



LAS VENTANAS

Monte del Castillo de Piñar, Granada
Pleistoceno superior – Holoceno (43004-6980 años cal BP)

La Cueva de las Ventanas se sitúa en las laderas del Monte del Castillo a $3^{\circ} 25' 17''$ O, $37^{\circ} 24' 54''$ N y a 1040 m s.n.m., junto a la Cueva de la Cari-

huela, 45 km al noreste de la ciudad de Granada en el sur de España (Fig. 1). El clima regional es mediterráneo, con una temperatura media anual de 12-15 °C y



Figura 1. Entrada de la Cueva de las Ventanas. Redibujado de Ochando *et al.* (2020c)

Tabla 1. Resultados de los datos por radiocarbono de las muestras de coprolitos de *Crocota* en la Cueva de las Ventanas. Radiocarbon Laboratory: (CNA) Centro Nacional de Aceleradores Sevilla, (Poz) Poznan Radiocarbon Laboratory, (Beta) Beta Analytic Miami, (Gra) Groningen Accelerator. Calibration: OxCal v4.3.2 Bronk Ramsey (2017); r:5; IntCal13 atmospheric curve (Reimer *et al.* 2013)

Ref. Lab.	Años BP	Años cal. BP	Años cal. BP (medio)	Método
CNA-674c	6095 ± 45	6805 - 7156	6980	AMS
Beta-286454	4010 ± 40	4410 - 4780	4595	AMS
Beta-284644	6260 ± 40	7024 - 7268	7146	AMS
CNA-674R	7530 ± 35	8215 - 8409	8312	AMS
Gra-13533	9500 ± 50	10.589 - 11.080	10.834	AMS
CNA-673R	10.410 ± 60	12.061 - 12.529	12.295	AMS
Beta-141051	10.670 ± 40	12.567 - 12.707	12.637	AMS
CNA-672R	11.730 ± 90	13.401 - 13.755	13.578	AMS
Poz-43338	14.840 ± 70	17.857 - 18.267	18.062	Convencional
Poz-57792	15.040 ± 50	18.077 - 18.446	18.261	Convencional
Poz-43336	15.940 ± 120	18.932 - 19.540	19.236	Convencional
Beta-286452	3790 ± 40	3994 - 4350	4172	AMS
Beta-284642	17.520 ± 60	20.921 - 21.403	21.162	AMS
Poz-57788	18.750 ± 60	22.426 - 22.817	22.621	Convencional
Beta-285846	5700 ± 40	6405 - 6628	6516	AMS
Beta-284646	18.920 ± 80	22.525 - 23.021	22.773	AMS
Beta-285845	6030 ± 40	6755 - 6981	6868	AMS
Beta-284645	19.140 ± 70	22.822 - 23.374	23.098	AMS
Poz-57791	19.270 ± 80	22.949 - 23.490	23.219	Convencional
Beta-286453	4930 ± 40	5595 - 5733	5664	AMS
Beta-284643	20.990 ± 80	25.107 - 25.576	25.341	AMS
Poz-57789	21.350 ± 100	25.455 - 25.901	25.678	Convencional
Poz-43335	23.140 ± 100	27.221 - 27.642	27.431	Convencional
Poz-57790	25.750 ± 130	29.499 - 30.409	29.954	Convencional
CNA-669	27.500 ± 300	30.913 - 31.976	31.444	AMS
Poz-38318	28.800 ± 500	31.566 - 33.831	32.698	Convencional
Poz-38279	29.380 ± 320	32.808 - 34.121	33.464	Convencional
Poz-38280	29.730 ± 290	33.337 - 34.423	33.880	Convencional
Poz-37429	33.700 ± 600	36.393 - 39.388	37.890	Convencional
Beta-289558	38.590 ± 370	42.085 - 43.107	42.596	AMS
Beta-289559	39.150 ± 420	42.346 - 43.663	43.004	AMS

una precipitación media anual de 250-600 mm. El paisaje actual se utiliza principalmente para la agricultura (trigo, cebada, aceitunas, uvas para vino) mientras que los escasos vestigios de bosques locales se caracterizan por la presencia de *Quercus ilex* subsp. *ballota*, con *Q. faginea* en las zonas más húmedas. Las quercíneas se mezclan con los pinos en las situaciones más altas, mientras que el matorral con *Quercus coccifera* es local-

mente más común, con *Pistacia lentiscus*, *Phillyrea angustifolia* y *Olea europaea*. Los bosques abiertos con *Pinus sylvestris* y *P. nigra* son típicos por encima de 1600-1800 m s.n.m. en las montañas adyacentes, como Sierra Arana y Sierra Nevada.

Las Ventanas es una de las cuevas ubicadas en esta compleja región kárstica (Fig. 1). La caverna, de unos

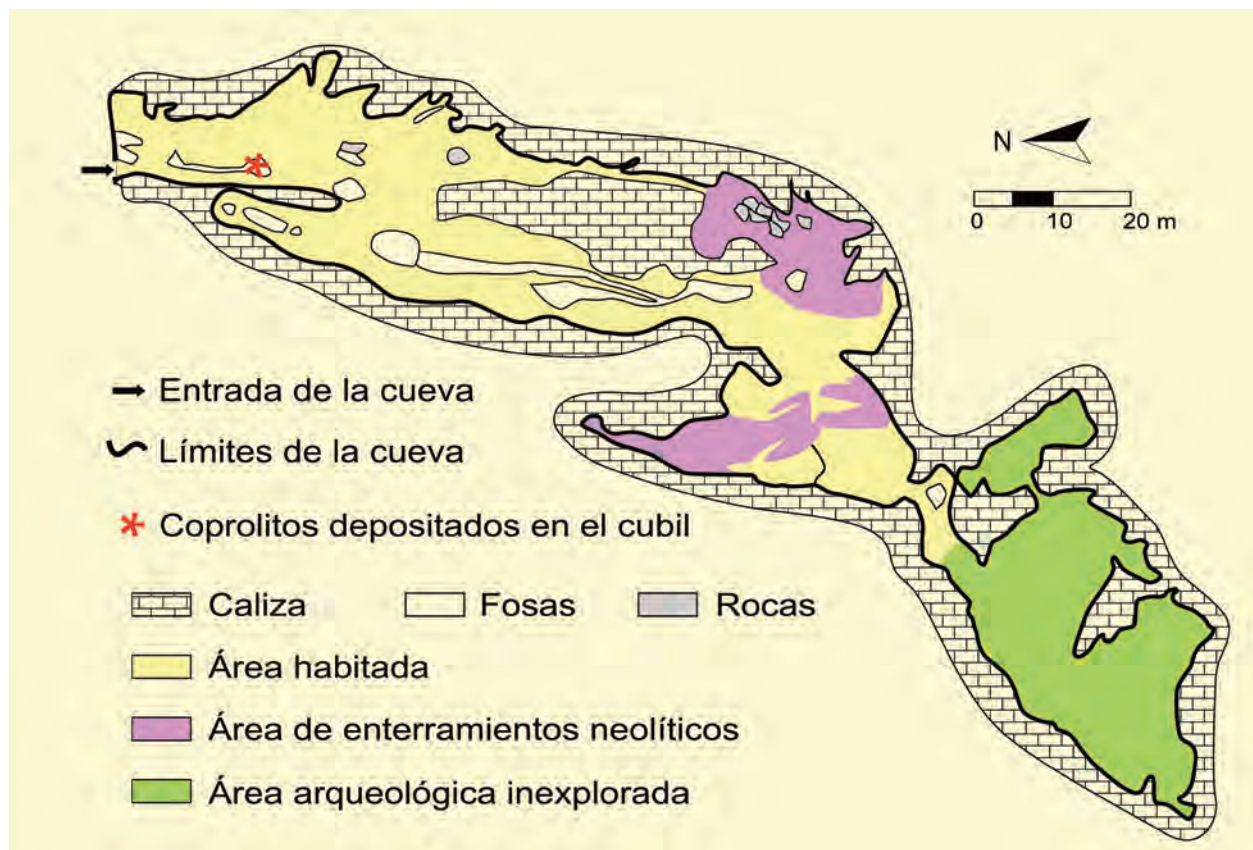


Figura 2. Sección longitudinal de la cueva de Las Ventanas, mostrando la situación del cubil donde los coprolitos fueron muestreados, cerca de la entrada. Redibujado de Riquelme (2002)

1200 m de profundidad, recibe su nombre por sus tres entradas a modo de ventanas. El eje principal de la cueva está orientado hacia el este desde la entrada principal. La arqueología data desde antes del Paleolítico superior hasta el presente e incluye lítica, cerámicas y restos óseos de diferentes animales y humanos anatómicamente modernos.

La datación por radiocarbono para los coprolitos de Las Ventanas se ajusta a un período de 37890 a 6980 años cal BP aproximadamente (Fig. 2, Tabla 1). Algunos dientes de *Crocota* del mismo nivel dan tres fechas de radiocarbono de ~43004 (TLV2), 42596 (TLV1) y 31444 años cal BP (TLV3) (Tabla 1). Las fechas para los coprolitos publicados en Carrión *et al.* (2001) dieron 12780 y 10871 años cal BP, lo que sugirió a los autores que la colección de coprolitos abarcaría un período de al menos 1000 años en la transición entre el Pleistoceno superior y el Holoceno.

El material polinífero está constituido por coprolitos de hiena de las cavernas (*Crocota crocota* subsp. *spelaea*) (Fig. 3). El yacimiento contiene miles de coprolitos

en los sedimentos arcillosos expuestos en un cubil cercano a la entrada de ~4 m de profundidad y ~5 m de diámetro. Los sedimentos que contienen los coprolitos incluyen también restos óseos de hiena manchada (*Crocota crocota* subsp. *spelaea*) y herbívoros (*Equus hydruntinus*, *Bos primigenius*, *Cervus elaphus*). Ocho de las veintisiete muestras de coprolitos analizadas por Ochando *et al.* (2020c) contenían granos de polen, y se agregaron los correspondientes espectros polínicos a las 10 muestras (LV1-LV10) reportadas por Carrión *et al.* (2001c) (Figs. 4 y 5).

Los tipos palinológicos dominantes son Poaceae, *Pinus*, *Artemisia*, *Quercus* (perennifolia y caducifolia) y, en menor grado, Asteraceae (Asteroideae y Cichorioideae), *Juniperus*, Amaranthaceae, *Ephedra distachya*, *Plantago* y Lamiaceae. Otros taxones, generalmente por debajo del 2 %, aparecen con reiteración, como *Alnus*, *Olea*, *Cistus*, *Helianthemum*, *Buxus*, *Betula*, *Rhamnus*, Brassicaceae, Liliaceae y Ranunculaceae (Fig. 4). Plantas leñosas como *Pinus pinaster*, *Abies*, *Acer*, *Salix*, *Ulmus*, *Juglans*, *Corylus*, *Taxus*, *Sorbus*, *Myrtus*, *Pistacia*, *Viburnum*, *Ephedra fragilis*, *Sambucus*

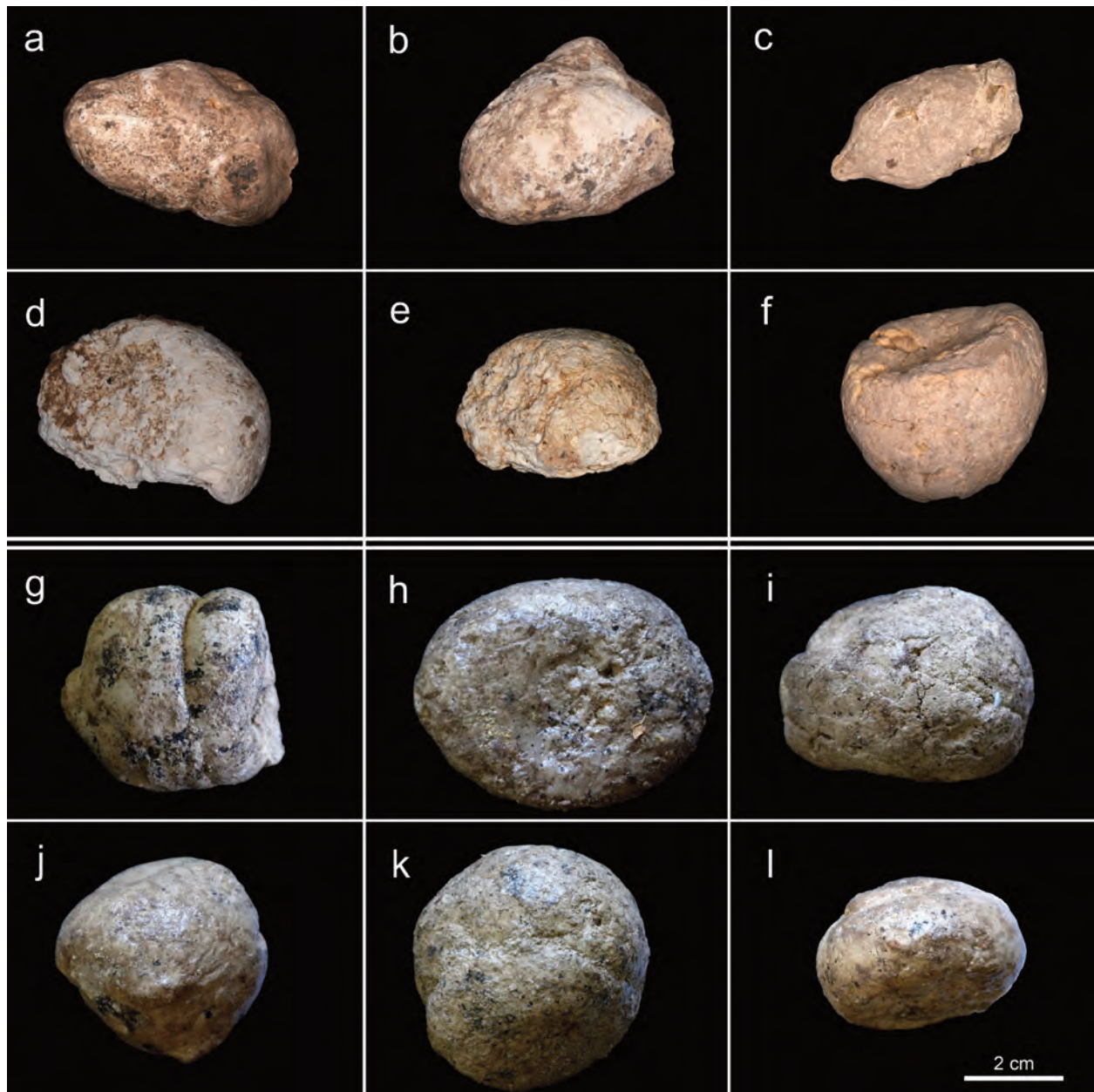


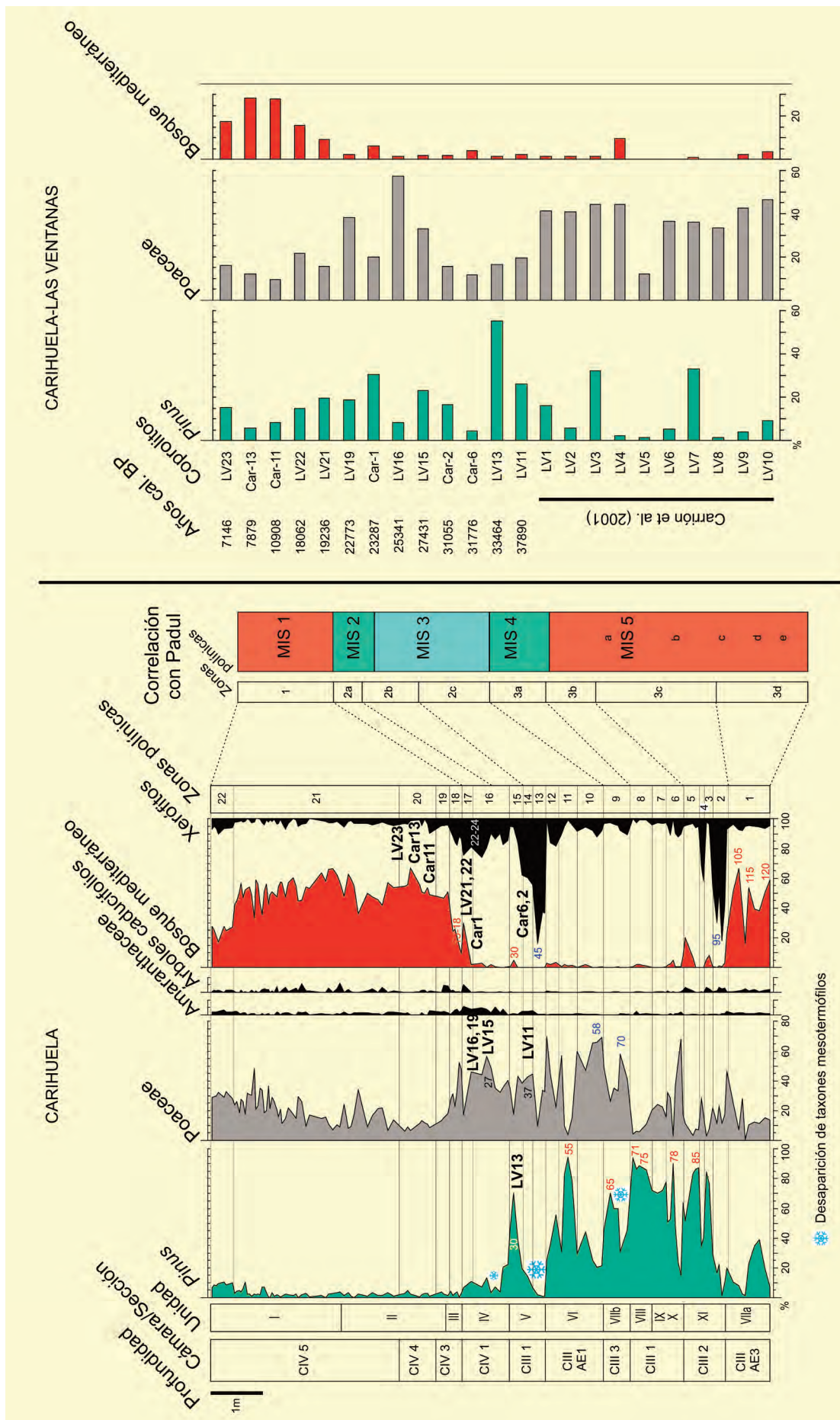
Figura 3. Muestras de coprolitos de la Cueva de la Carihuela (a-f) y la Cueva de las Ventanas (g-l)

nigra, *Hedera*, *Berberis*; y hierbas se presentan de forma más esporádica. La mayoría de los espectros florísticos aparecen codominados por dos o tres de los principales contribuyentes de polen, con especial relevancia Poaceae. Sin embargo, existen excepciones como LV13 (dominado por *Pinus*), LV5, LV6, LV8 (*Artemisia*), LV2 (*Plantago*), LV11 (Cichorioideae) y LV16 (Poaceae). Las muestras LV23, LV22 y LV21 presentan altos porcentajes de *Quercus* caducifolios y en menor medida perennifolios (Fig. 4).

Del análisis polínico de coprolitos se puede inferir un paisaje en mosaico, con praderas, bosques de pinos y

estepas de *Artemisia* con enebros. La abundancia de *Quercus* en varias muestras, y la presencia de *Abies*, *Betula*, *Corylus*, *Alnus*, *Salix*, *Acer*, *Juglans*, *Sorbus*, *Taxus*, *Myrtus*, *Olea*, *Pistacia*, *Myrtus*, *Buxus*, *Viburnum*, *Cistus* y *Ephedra fragilis*, entre otros, sugiere que los bosques de quercíneas con caducifolios y matorrales termomediterráneos persistieron durante el Pleistoceno superior en algunos lugares, plausiblemente en los valles bajo condiciones menos continentales de las montañas Béticas.

La datación de los coprolitos plantea la cuestión de si el registro polínico (Figs. 4 y 5) refleja una secuencia temporal de eventos desde el MIS 3 hasta el Holoceno,



o un intervalo de tiempo más corto en algún momento del Pleistoceno tardío. La alternativa es que representa un marco de tiempo indeterminable después de 31000 años cal BP (Tabla 1). Sin embargo, es interesante que las muestras LV23 (7146 años cal BP), LV22 (18062 años cal BP) y LV21 (19236 años cal BP) estén dominadas por *Quercus*, similarmente a su contrapartida cronológica en la secuencia de polen del sedimento de Carihuela (Fig. 5).

Esta investigación deja abiertos algunos interrogantes de gran relevancia paleoecológica. En primer lugar, sugiere que la hiena manchada pudo encontrar, como algunos homínidos, un refugio en el extremo suroccidental de Europa, prolongando su supervivencia poblacional varios milenios más de lo que muestran hasta el

momento las evidencias óseas. La edad tardiglacial y postglacial de algunas muestras sugiere una extraordinaria supervivencia de *Crocota*. Respecto al contingente palinológico, su correlación con las muestras de la vecina secuencia de Carihuela, sugiere que tras la desaparición de los neandertales en la región, las cavidades del karst de Piñar pudieron ser eventualmente cubiles de hiena, hasta la llegada del Neolítico, cuando por ejemplo Carihuela, experimenta una ocupación humana muy importante. Esta alternancia de ocupación entre humanos y carnívoros puede ser un excelente sistema modelo de investigación paleoecológica y paleontológica.

Más información

Carrión *et al.* (2001), Ochando *et al.* (2020c)



LOS CANES

Cordillera Cantábrica, Cabrales, Asturias
Pleistoceno final – Holoceno (~ 17000-4000 años BP)

La cueva de Los Canes ($43^{\circ} 19' 33''$ N, $04^{\circ} 48' 03''$ O, Arangas, distrito de Cabrales, Asturias oriental) se abre en los afloramientos calcáreos namurienses de la vertiente sur de la Sierra de Cuera a 325 m de altitud (Arias & Pérez 1995). La disposición este-oeste de esta alineación montañosa constituye una primera barrera importante al flujo de vientos del oeste cargados de humedad, favoreciendo la existencia de un microclima más seco que el que de manera general caracteriza a toda la región cantábrica. Los contrafuertes de la Sierra de Cuera llegan a superar los 1000 m de altitud en la zona de Arangas. El río Cares drena toda esta

zona de la depresión prelitoral, discurriendo de forma paralela a esta sierra. El rasgo más característico de esta depresión prelitoral es la alternancia de cuencas con un paisaje humanizado de praderas y cultivos siempre verdes y de gargantas calcáreas donde prolifera una formación sempervirente de afinidad submediterránea. Desde un punto de vista edafológico, toda esta zona se caracteriza por la alternancia de substratos calcáreos y silíceos con sus formaciones vegetales correspondientes, llegando a producir unos contrastes de vegetación muy particulares. La existencia de substratos calcáreos permite la instalación del encinar cantábrico a lo largo



Figura 1. Cordillera Cantábrica, al fondo Picos de Europa (Foto: V. Relloso Mendive)

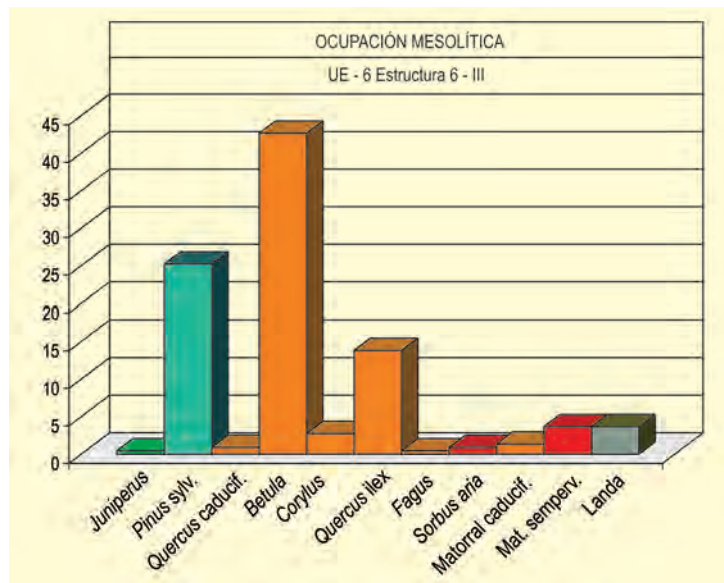


Figura 2. Resultados antracológicos de la unidad estratigráfica 6 de la cueva de Los Canes. Adaptado de Uzquiano (1992a, b)

del valle del Cares. El régimen de precipitaciones elevado ocasiona, en los relieves silíceos, en estos últimos, un fuerte lesivado del suelo y una gran acidificación siendo en parte responsable de la extensión de las especies de landa de Ericaceae y Fabaceae, siendo *Daboecia cantabrica*, *Erica tetralix*, *E. cinerea*, *E. vagans*, *Ulex europaeus* y *U. gallii*, las especies más características.

La secuencia excavada se compone de un total de 11 unidades estratigráficas principales (UE), algunas de ellas subdivididas a su vez en unidades menores (Arias & Pérez 1995). Desde un punto de vista cultural, estas unidades se corresponden con el Solutrense-Magdalenense inferior (UE 2A, UE 2B), Magdalenense superior (UE 2C, UE 3A), Aziliense (UE 3B y 3C), Aziliense tardío (UE 4), Mesolítico (UE 6), Neolítico (UE 7) y Post-Neolítico-Bronce (UE 8 y 11) respectivamente. Los datos radiométricos sitúan la base de la secuencia (UE 2A y UE 2B) hacia el final del Pleniglacial superior (16700-16500 años BP). Las dataciones de la UE 6 sitúan el complejo Mesolítico en el Holoceno medio (7000-6000 años BP) y la fecha de 5865 ± 70 años BP obtenida en la UE 7 nos indica la instalación del Neolítico en la zona.

El antracoanálisis de este yacimiento quedó inicialmente adscrito al Mesolítico (Uzquiano 1992a, b). Más

recientemente fue objeto de revisión estratigráfica y tanto las muestras antracológicas inicialmente estudiadas como otros estudios de carbones realizados con posterioridad fueron reagrupados en las diversas Unidades Estratigráficas mencionadas. Los datos antracológicos incluidos aquí (Fig. 3) corresponden solamente a UE 6 (Mesolítico); UE 7 (Neolítico); UE 8 y UE 11 (Post-Neolítico/Bronce) que son las unidades más completas desde un punto de vista cuantitativo y coherentes desde un punto de vista estratigráfico. Dentro del complejo estratigráfico 6 Mesolítico, solamente la sepultura 6-III ha proporcionado a nivel cuantitativo datos suficientes. La paleoflora identificada se caracteriza por una alternancia de *Pinus-Quercus* de hoja caduca, junto a otras especies de bosque caducifolio, además de *Quercus ilex*, *Arbutus unedo*, *Fagus sylvatica*, *Sorbus aria* y especies de matorral.

La UE 7 neolítica y la UE 8 postneolítica, son las que mayor número de restos de carbón y mayor biodiversidad (27 taxones) han proporcionado. Las especies del bosque caducifolio alternan con una fuerte representación de *Quercus ilex* (taxón dominante), de matorrales sempervirentes como *Rhamnus alaternus* y *Phillyrea*, así como de formaciones arbustivas, especialmente *Prunus amygdalus*, *P. avium* y *P. mahaleb*, y de matorral de landa. Dentro del bosque caducifolio, además de *Quercus*, observamos unos valores relevan-

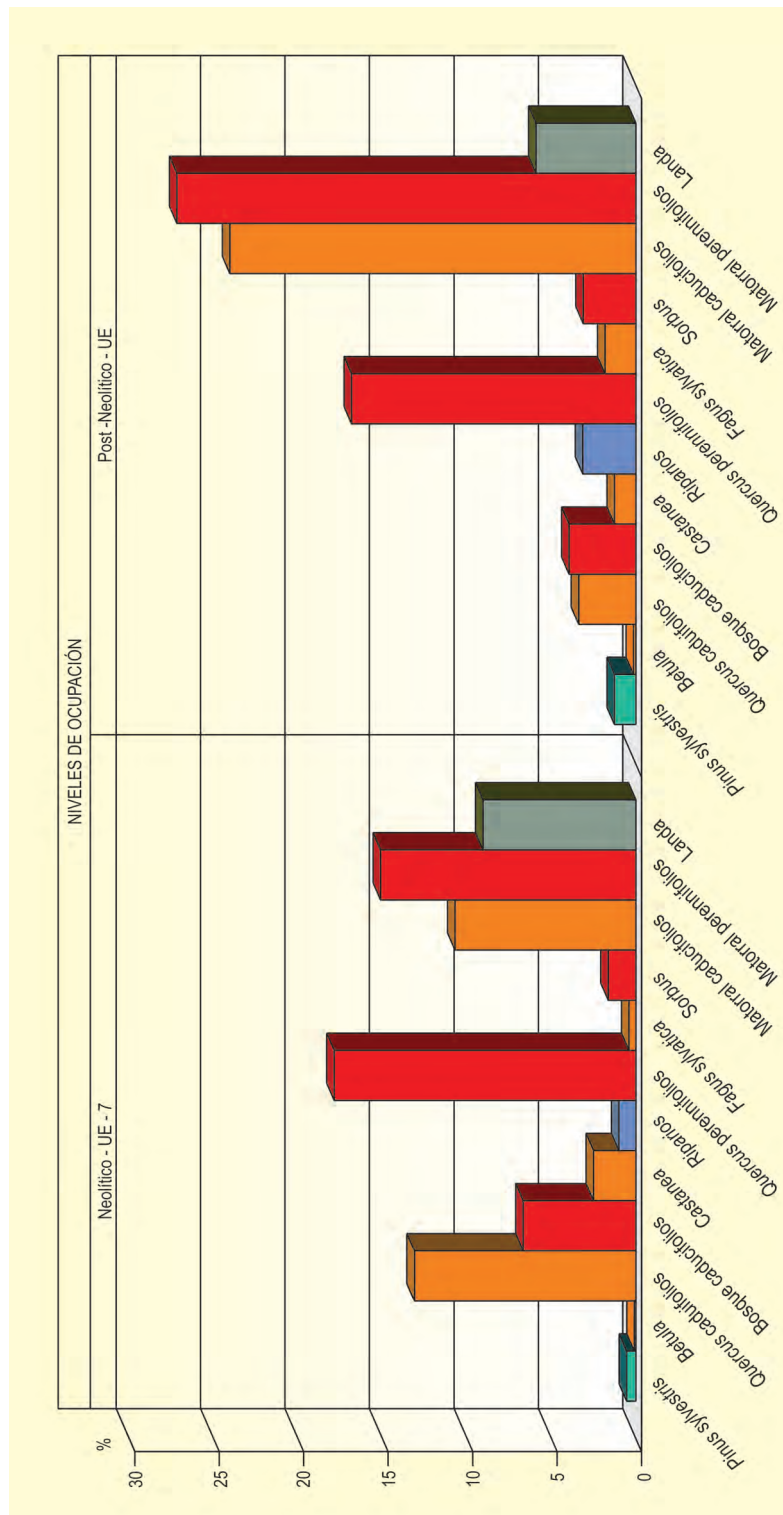


Figura 86. Resultados antracológicos de las unidades estratigráficas 7-8 de la cueva de Los Canes. Adaptado de Uzquiano (1992a, b)

tes de *Fraxinus excelsior*, característico del robleal mixto e indicador de suelos profundos con horizonte húmico más desarrollado. La presencia de *Castanea sativa* y de *Ilex aquifolium* vuelven a recordarnos la acidez del sustrato. Las UE 8 y UE 11, postneolíticas, re-

flejan la misma flora mencionada en la unidad neolítica precedente.

Más información
Uzquiano (1992a, b)



LOS CASARES

Sistema Ibérico, Riba de Saelices, Guadalajara
Pleistoceno superior (Paleolítico medio)

La cueva de Los Casares se localiza en la rama castellana del Sistema Ibérico, cerca de Riba de Saelices en la provincia de Guadalajara ($40^{\circ} 56' 22''$ N, $2^{\circ} 17' 31''$ O), sobre los páramos de Sigüenza y Molina de Aragón, a unos 1040-1060 m s.n.m. Se trata de uno de los yacimientos paleolíticos clásicos del centro peninsular, una cavidad orientada el suroeste, erosionada sobre un acantilado calizo-dolomítico del Muschelkalk (Triásico medio). La entrada de la cueva y el vestíbulo están situados a unos 40 m por encima del fondo del valle, que se ensancha hacia el sur del río Linares (cuenca del Alto Tajo), en su margen izquierda. Los Casares es una cueva de tipo diaclasa, con pocas y pequeñas galerías laterales, y con una longitud total de unos 264 m de oeste a este.

El registro palinológico de esta cueva procede del perfil 3-R' del seno A, durante la campaña arqueológica de 2014. Los distintos métodos cronométricos utilizados independientemente sitúan la ocupación neander-

tal del seno A dentro de las etapas medias-avanzadas del MIS 3.

Las tres muestras correspondientes al nivel arqueológico "c" (LPAZ-CS1) están dominadas por *Quercus caducifolios*, *Pinus nigra*, *Alnus* y Cichorioideae, así como por otros elementos arbóreos mesófilos (*Tilia*, *Fraxinus*, *Acer*), en una cronología estimada entre 49,9 y 42,4 ka cal BP. Estos datos apuntarían a un intervalo especialmente templado y húmedo en el seno del MIS 3; probablemente a un paleopaisaje dominado por robledales enriquecidos en elementos mesófilos relacionado con el Greenland Interstadial 11, que comenzaría hace 43,3 ka cal BP.

En cambio, las dos muestras del nivel "b" (LPAZ-CS2) muestran un dominio porcentual importante de coníferas tales como *Pinus nigra* y *Juniperus*, junto a elementos herbáceos característicos de medios abiertos y condiciones climáticas frías y áridas, caso de Poaceae,



Figura 1. Vista del yacimiento de la cueva de Los Casares (Foto: Manuel Alcaraz-Castaño)



Figura 2. Entrada a la cueva de Los Casares (Foto: Alfonso Dávila)

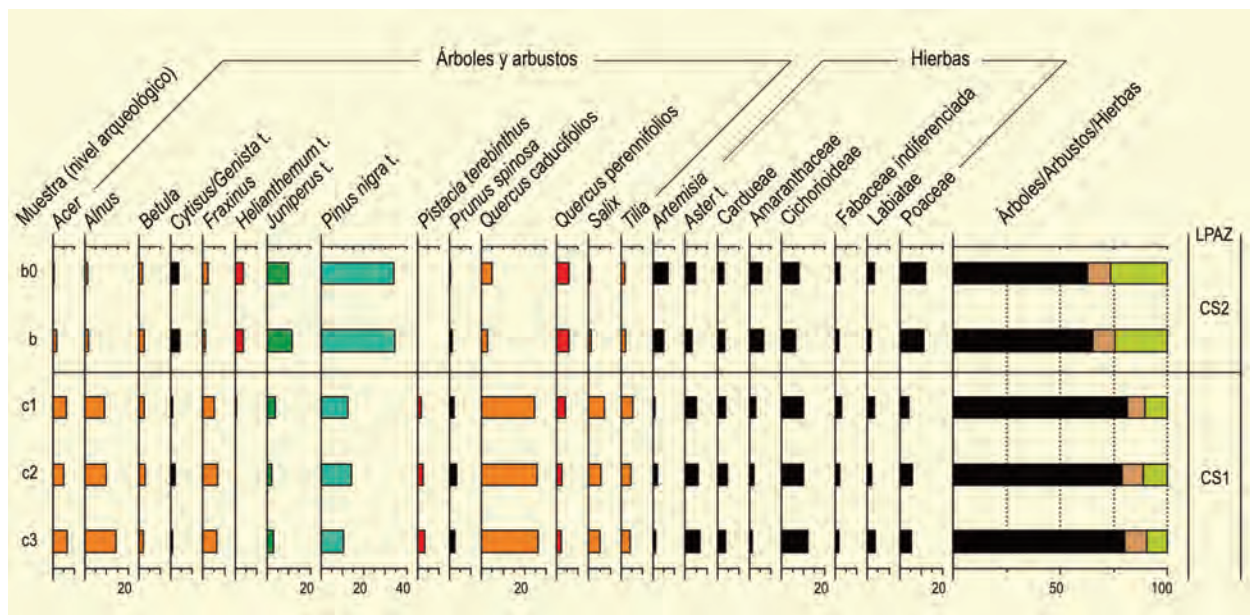


Figura 3. Histograma palinológico de la cueva de Los Casares. Redibujado de Alcaraz Castaño *et al.* (2017a)

Artemisia y *Chenopodiaceae*, e incluso una mayor representación de *Quercus perennifolia* más resistente a condiciones de continentalidad pronunciada. Estos hechos refrendarían una paleopaisaje de pinar relativamente abierto, en un periodo estadal de marcado de-

trimento climático que demostraría la variabilidad climática existente dentro del propio MIS 3.

Más información

Alcaraz Castaño *et al.* (2015, 2017a, b)



LOS TORREJONES

Sistema Central, Tamajón, Guadalajara
Pleistoceno superior (80-60 ka BP)

El abrigo de Los Torrejones ($41^{\circ} 00' 45''$ N, $03^{\circ} 15' 10''$ O; 1100 m s.n.m.) es una caverna kárstica sobre calizas cretácicas del Sistema Central, cerca de la localidad de Tamajón, provincia de Guadalajara (Fig. 1). La vegetación local incluye sabinars de *Juniperus thurifera* con *Quercus faginea*, *Q. ilex* subsp. *ballota*, *Pinus halepensis*, y comunidades arbustivas dominadas por cistáceas. Hay también alisedas y amplias zonas cultivadas.

La cueva tiene dos entradas y una profundidad de unos 60 m con un sistema complejo de galerías (Fig. 3). El yacimiento es básicamente paleontológico y está dominado por hiénidos y herbívoros (Arribas *et al.* 1997). Durante la campaña de 1993-1995 se abrió un área de 16 m² en la entrada y se estableció una estratigrafía con cinco niveles. Es en el nivel 4 donde se han encontrado abundantes coprolitos de hiena (Fig. 4) que fueron objeto de estudio palinológico



Figura 1. Cueva de los Torrejones en Tamajón (Foto: Alfonso Arribas)

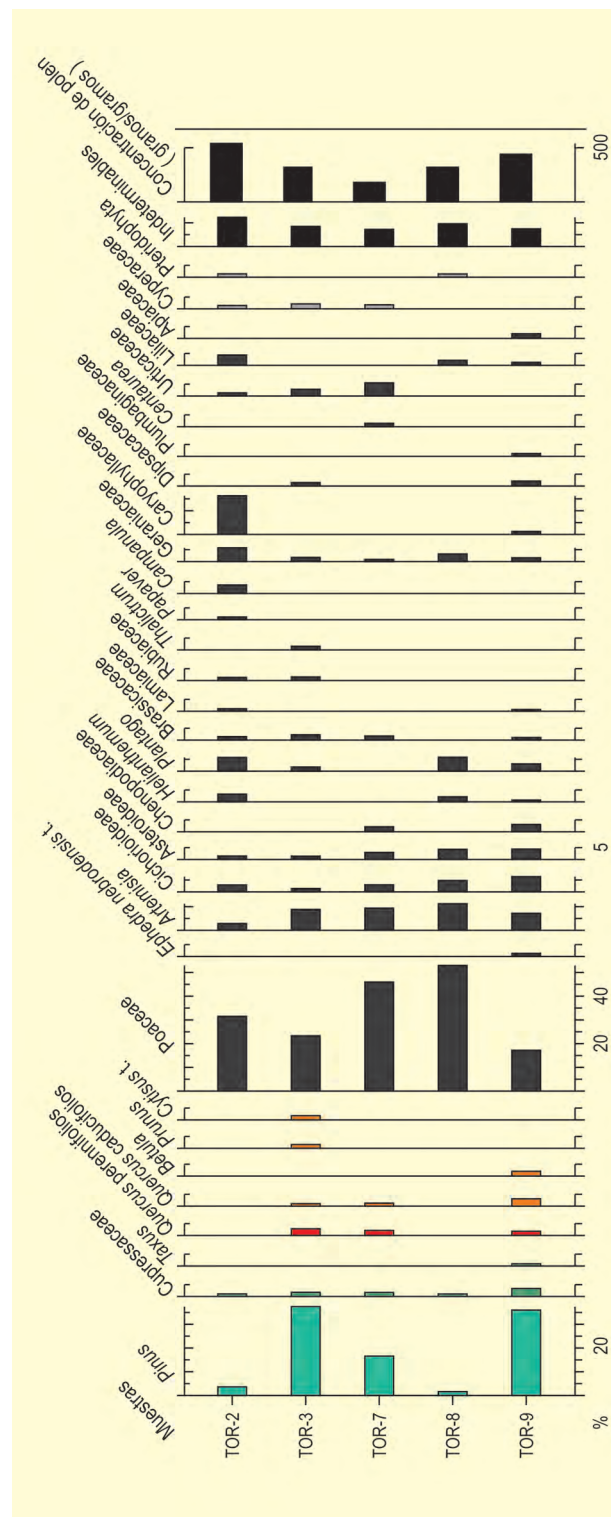


Figura 2. Diagrama polínico de coprolitos de hiena del nivel 4 del yacimiento de Los Torrejones. Redibujado de Carrión *et al.* (2007)

(Carrión *et al.* 2007). La edad se ha sugerido por la fauna en torno a 80-60 ka antes del presente (Arribas *et al.* 1997).

Los paisajes vegetales inferidos por la palinología de coprolitos (Fig. 2) sugieren la existencia de un paisaje diverso durante el Pleniglacial inferior del

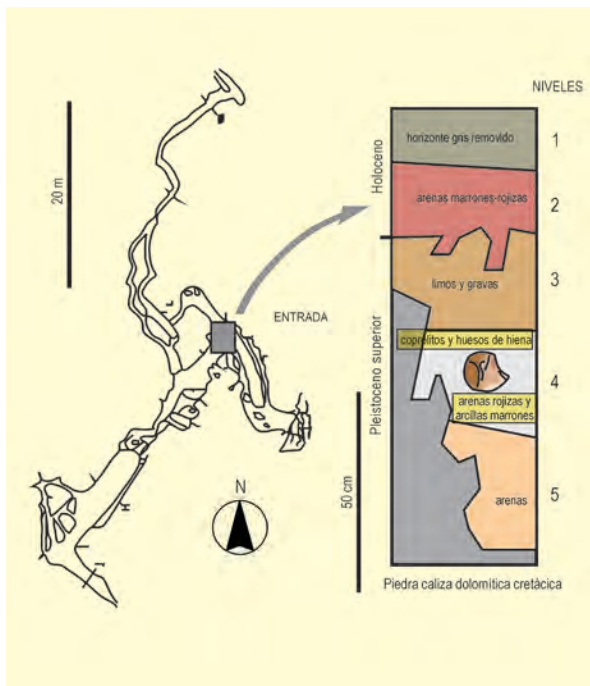


Figura 3. Sección longitudinal de la cueva de Los Torrejones, y estratigrafía de la zona de entrada donde se extrajeron los coprolitos de hiena (Nivel 4). Redibujado de Carrión *et al.* (2007b)



Figura 4. Coprolitos de la hiena *Crocuta crocuta* subsp. *spelaea* del Pleistoceno superior del yacimiento de Los Torrejones (Foto: José S. Carrión)

Sistema Central español. Se incluyen estepas con gramíneas y *Artemisia*, bosques abiertos de pinos y vegetaciones sabanoides. Hay también evidencia puntual de taxones mesotermófilos como *Taxus*, *Quercus* y *Betula*.

Más información

Carrión *et al.* (2007)



LUCENZA

Sierra del Caurel, Quiroga, Lugo
Pleistoceno superior – Holoceno (20734 – <4050 años cal BP)

La Lagoa o Laguna de Lucenza ($42^{\circ} 35' 32''$ N, $07^{\circ} 06' 47''$ O; 1375 m s.n.m.) se localiza en el piso montano de la Sierra del Caurel (Lugo), en la vertiente suroccidental de la misma (Fig. 1). La lagunilla consiste en una pequeña cuenca de origen glaciar de 90x60 m cercana a una antigua morrena y asentada sobre terrenos silíceos en la parte alta del valle de Seara. En la actualidad, Lucenza funciona como una charca estacional que, durante varios meses al año, alcanza una profundidad de 1-2 m, mientras que en verano permanece seca.

A día de hoy, en las zonas menos elevadas del valle se utilizan los campos para prácticas agrícolas, pero en las partes más elevadas, cercanas a la laguna, la vege-

tación consiste en pastos y caméfitos junto con matorral, siendo *Calluna*, *Erica* y *Ulex* los géneros más abundantes (Fig. 1). Pese al impacto humano, en los alrededores de la laguna todavía existen poblaciones de *Salix atrocinerea*. A nivel regional, la Sierra del Caurel se localiza cercana a la frontera entre las regiones mediterránea y eurosiberiana, hecho que da cierta singularidad a su vegetación y también a su estudio paleoambiental, debido a su especial sensibilidad. Los bosques de *Quercus pyrenaica* son los más característicos del área. Sin embargo, en las vertientes occidental y noroccidental, debido a la influencia oceánica por los vientos húmedos del Atlántico, en el piso colino pueden encontrarse formaciones mixtas caducifolias con *Betula alba*, *Acer pseudoplatanus*, *Fraxinus excelsior*, *Quercus robur*, *Quercus*



Figura 1. Vista otoñal de la Lagoa o Laguna de Lucenza (Foto: J. Quinteiro)

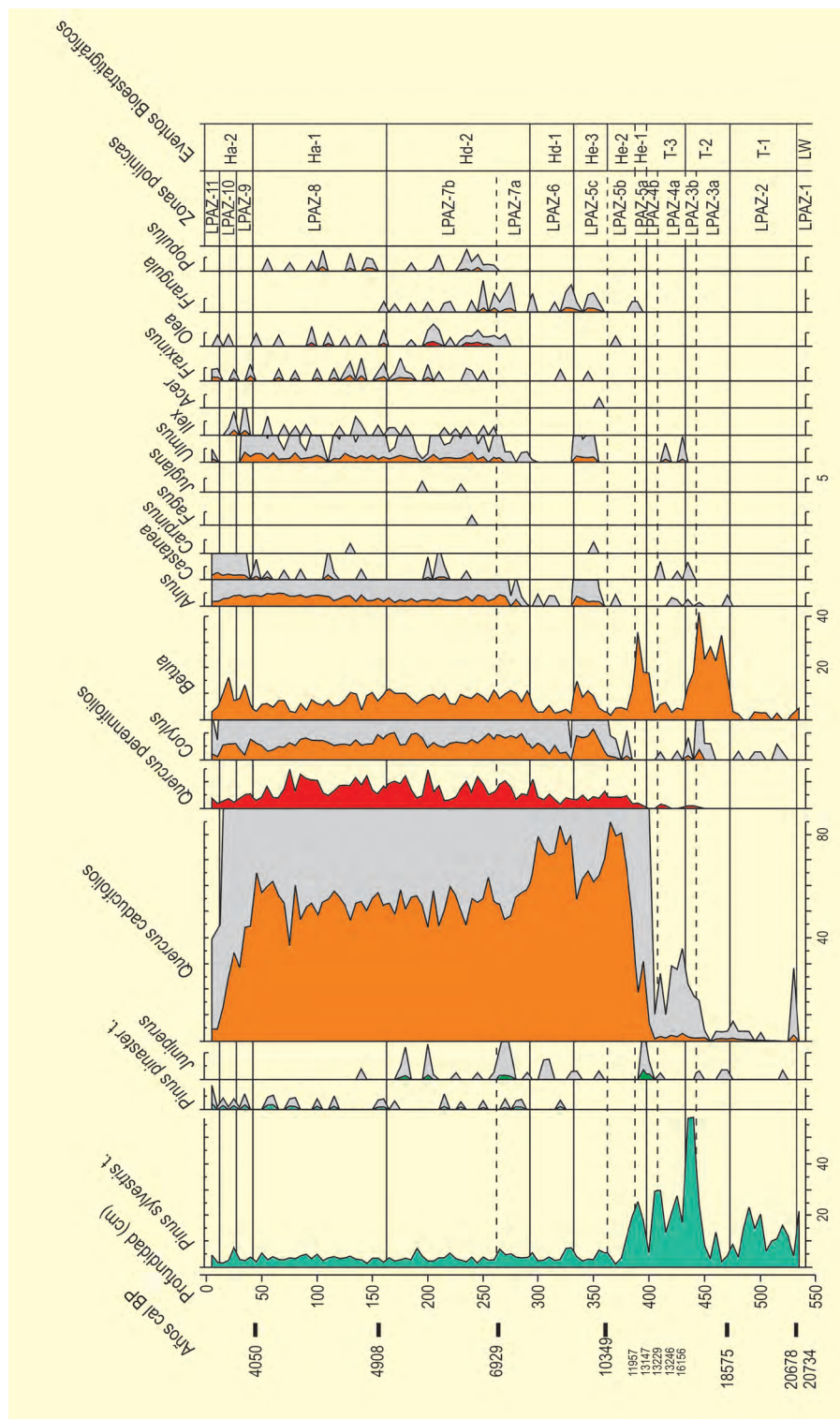


Figura 2. Diagrama polínico sintético de la Laguna de Lucenza. Redibujado de Muñoz-Sobrino et al. (2001)

petraea, *Ulmus glabra*, *Salix atrocinerea* y *Fagus sylvatica*; mientras que en el piso montano existe un mosaico de bosques de *Q. petraea*, *Q. pyrenaica*, *F. sylvatica* y *B. alba*. Sin embargo, en las vertientes oriental y suroriental las precipitaciones son mucho menores, encontrándose en ellas formaciones vegetales típicamente mediterráneas que incluyen a *Quercus ilex* subsp. *ballota*.

El primer estudio polínico de Lucenza fue realizado por Aira-Rodríguez (1986), que recuperó un testigo de una potencia de 540 cm en el que obtuvo una edad de 8540 años BP (9290-9882 años cal BP) a 450 cm de profundidad. Con posterioridad, Santos et al. (2000) extrajeron una secuencia sedimentaria de 490 cm de profundidad en la que efectuaron ocho dataciones

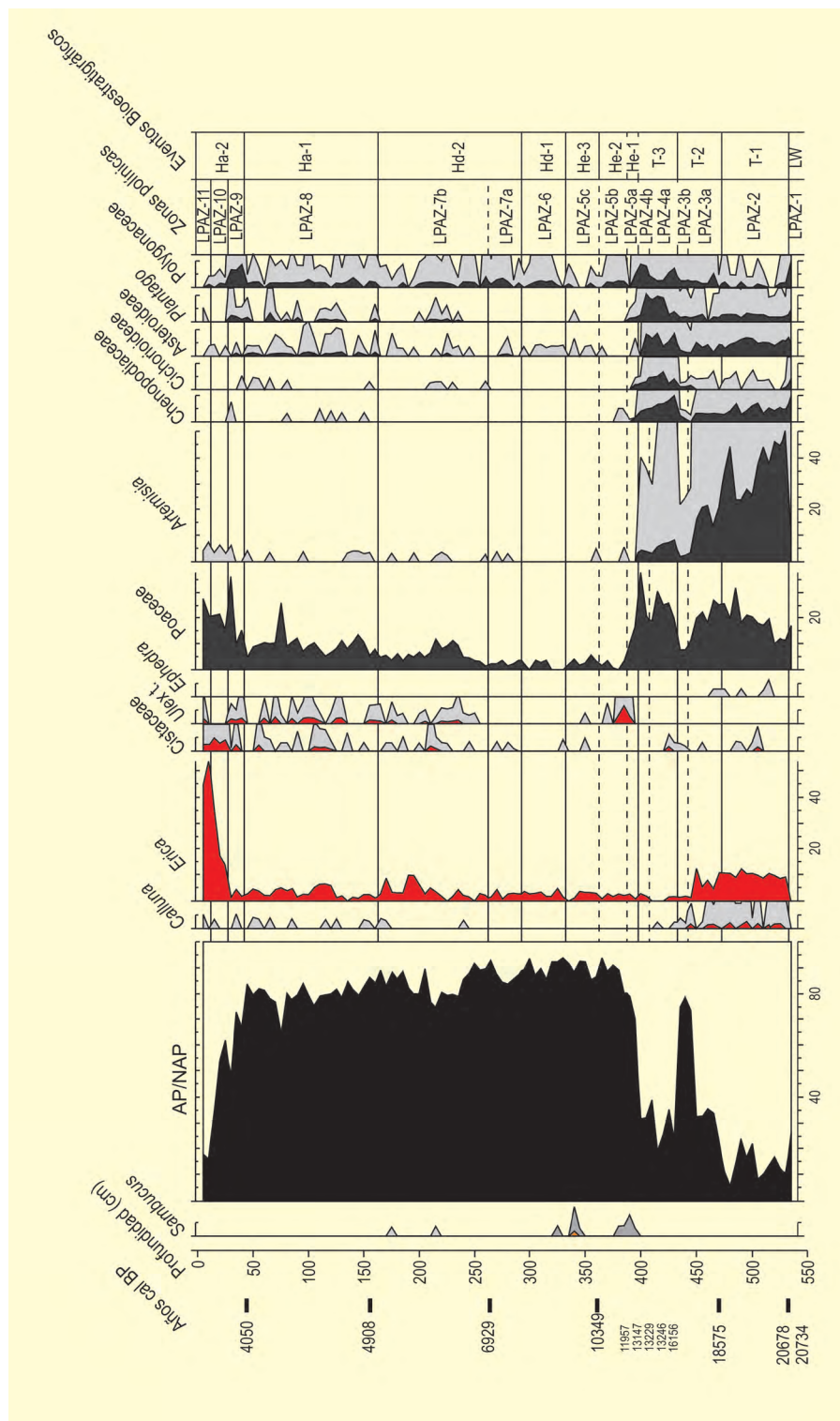


Figura 2. Continuación

radiocarbónicas y estudiaron 62 muestras para análisis polínico. La más antigua de estas dataciones ofrece una fecha de entre 10975-9204 años cal BP a los 460-470 cm, siendo esta profundidad la que indica el inicio de la acumulación de sedimento de características orgánicas. Los autores de este estudio estiman que la zona más basal (LUC-1) de este testigo, correspon-

diente con limos de naturaleza inorgánica, se ubicaría hacia el final del Dryas reciente; mientras que el resto del testigo (LUC-2 a LUC-13), de naturaleza arcillosa, se enmarcaría en el Holoceno. De manera contemporánea, Muñoz-Sobrino *et al.* (2001) también estudiaron palinológicamente un nuevo testigo de esta laguna (Fig. 2). En este caso, la potencia sedimentaria que se al-

Tabla 1. Dataciones radiocarbónicas de la secuencia de la Laguna de Lucenza (Lugo) estudiada por Muñoz-Sobrinó *et al.* (2001). Las calibraciones se han realizado con el programa CALIB 5.0.2 utilizando los datos de la curva IntCal04 (Reimer *et al.* 2004). La edad calibrada se tomó como el punto de mayor probabilidad del intervalo 2σ (95,4%)

Ref. Lab	Prof (cm)	Años BP	Años cal. BP (2σ)*	Años cal. BP	Material	Método
GrN-22829	45-50	3710 ± 50	3903-4229	4050	Sedimento	Convencional
GrN-22754	155-160	4320 ± 60	4657-5213	4908	Sedimento	Convencional
GrN-22828	255-260	6060 ± 160	6507-7287	6929	Sedimento	Convencional
GrN-22753	355-360	9170 ± 70	10219-10.515	10349	Sedimento	Convencional
GrN-21450	390-395	10240 ± 160	11347-12527	11957	Sedimento	Convencional
GrN-23341	400-405	11380 ± 230	12747-13719	13246	Componente fino	Convencional
GrN-23408	400-405	11360 ± 340	12587-13908	13229	Restos vegetales	Convencional
GrN-23610	400-405	11270 ± 150	12765-13416	13147	Sedimento	Convencional
GrN-22752	430-435	13330 ± 280	15162-16903	16156	Sedimento	Convencional
GrN-22751	465-470	15310 ± 130	18053-18830	18575	Sedimento	Convencional
GrA-4888	525-530	17320 ± 250	20010-21375	20678	Sedimento	AMS
GrA-5095	525-530	17390 ± 90	20333-21188	20734	Sedimento	AMS

canzó fue de 535 cm, similar a la de Aira-Rodríguez (1986), pero este testigo resultó ser mucho más antiguo que los estudiados anteriormente. En este nuevo análisis se realizaron doce dataciones radiocarbónicas (Tabla 3) y se estudiaron polínicamente más de cien muestras, poseyendo la base de la secuencia una antigüedad de más de 20500 años. Este último estudio es el que se comentará por el hecho de que posee la secuencia polínica estudiada a mayor resolución y con un mejor encuadre cronológico. Además, el hecho de recoger el final del Pleniglacial y episodios del Tardiglacial hace a esta secuencia muy interesante para comprender la dinámica de la vegetación del noroeste peninsular.

En el diagrama palinológico de la Laguna de Lucenza (Fig. 2) se distinguieron once zonas polínicas locales (LPAZ) que, adicionalmente, se encuadraron en varios eventos bioestratigráficos que se corresponderían con el final del Pleniglacial (LW), el Tardiglacial (T1-T3), el Holoceno inicial (He), medio (Hd y Ha-1) y final (Ha-2). Durante el final del Pleniglacial (>20500 años cal BP; LW: LPAZ-1), aunque se detectan bajos porcentajes arbóreos, los valores de *Pinus sylvestris* son relativamente altos (25%). Junto con el pino aparecen otros taxones arbóreos como *Quercus caducifolios* y *Betula*, pero aun así el paisaje estuvo dominado tanto por taxones criófilos (Poaceae) como heliófilos (Chenopodiaceae, Cichorioideae, Asteroideae, *Plantago* y Polygo-

naceae con valores <10%) además de por *Artemisia*. Todas estas evidencias apuntarían a la existencia de formaciones boscosas abiertas, sobre todo de pino, en las zonas menos elevadas pero que no estarían cercanas a la zona de estudio.

Tras el Pleniglacial final se posee información sobre el Tardiglacial, tanto de las fases frías del Dryas antiguo y reciente como de la mejora climática del Interestadio Tardiglacial. El Dryas antiguo (c. 20500-18500 años cal BP; T-1: LPAZ-2) se caracteriza en Lucenza por la notable presencia de taxones no arbóreos, especialmente de *Artemisia*, que alcanza porcentajes de entre el 25 y el 50%. Este taxón es muy representativo de este estadio de características frías y secas, y sugiere el desarrollo de una vegetación estépica en las zonas montañosas. Aun así, se detecta la presencia de *Pinus sylvestris* y, de manera más puntual, de otros taxones arbóreos como *Juniperus*, *Quercus caducifolios*, *Corylus* y *Betula*, que ocuparían los fondos de valle. T-2 (LPAZ-3) y T-3 (LPAZ-4) representan el Interestadio Tardiglacial y el Dryas reciente. Durante la primera parte del Interestadio Tardiglacial (T-2: LPAZ-3) se produce una recuperación de los porcentajes arbóreos (20-80%), primero por la expansión de *Betula* (LPAZ-3a) y la proliferación de *Corylus* y *Quercus caducifolios* y, posteriormente (en LPAZ-3b), con la expansión de *Pinus sylvestris*, la proliferación de *Quercus perennifolia* y la

disminución de los valores de *Betula*. A continuación, la LPAZ-4a representa la transición entre la fase anterior y el Dryas reciente y se caracteriza por una gran reducción del polen arbóreo, sobre todo de *Pinus sylvestris*. Sin embargo, esta zona también recoge las mayores presencias de taxones mesófilos (*Quercus caducifolia*, *Castanea* y *Ulmus*) y esclerófilos (*Quercus perennifolia*) durante el final del Pleistoceno en la secuencia, por lo que no se correspondería con una fase de deterioro climático. Por el contrario, durante el Dryas reciente (T-3: LPAZ-4b) se observa la disminución de los porcentajes arbóreos representados por taxones mesófilos y termófilos como *Quercus perennifolia*, *Castanea* y *Ulmus*, mientras que Poaceae alcanza los valores más elevados de toda la secuencia. Además, este intervalo es la fase que posee la tasa de acumulación más lenta del registro. Es importante señalar el hecho de la aparición durante el Tardiglacial de numerosos taxones mesotermófilos, indicando la existencia en esta zona del norte peninsular de refugios que explicarían la rápida colonización arbórea ocurrida a inicios del Holoceno.

Con posterioridad a 11900 años cal BP se detecta el Holoceno (LPAZ-5 a LPAZ-11), periodo en el cual los sedimentos empiezan a ser más orgánicos que en las fases anteriores. La colonización de los espacios ante-

riormente abiertos por parte de las formaciones arbóreas (AP=80-95%) es el hecho más significativo durante el Holoceno inicial (LPAZ-5). La primera expansión arbórea se corresponde con el aumento de los porcentajes de *Betula*, *Pinus sylvestris* y *Juniperus* (LPAZ-5a), mientras que en una segunda fase abedules y pinos se ven desplazados ante la expansión de *Quercus caducifolia* (LPAZ-5b) y *Corylus* (LPAZ-5c), los elementos más importantes, junto a los que, en menor medida, encontramos otros tales como *Frangula*, *Ulmus*, *Alnus*, *Sambucus* y *Quercus perennifolia*. Durante el Holoceno medio (LPAZ-6 a LPAZ-8) se observa la estabilización de las formaciones boscosas asentadas anteriormente; mientras que durante el último tramo del Holoceno (LPAZ-9 a LPAZ-11), correspondiente a los últimos 4000 años, estas formaciones boscosas se ven sumamente alteradas debido al impacto antropogénico en la zona, produciéndose una bajada de los porcentajes arbóreos del 85 al 15% y un aumento espectacular de los valores de *Erica* y Poaceae. Este impacto humano es el que ha conformado los paisajes que se observan en la actualidad de pastos de altura junto con formaciones arbustivas y cultivos en los fondos de valle.

Más información

Aira-Rodríguez (1986), Santos *et al.* (2000), Muñoz-Sobrino *et al.* (2001)



MALALMUERZO

Moclín, Granada
Pleistoceno final (16000-14000 años cal BP)

La cueva de Malalmuerzo se encuentra en el término municipal de Moclín, al NO de Granada en el área de las Subbéticas a unos 820 m s.n.m. y a 100 km de la costa (37° 21' N, 3° 48' O). Se abre a media ladera en un entorno rocoso abrupto (afloramientos calcáreos) con orientación sureste dominando el entorno del valle del río Velillos. Toda esta zona se caracteriza por estar fuertemente antropizada dedicada especialmente al cultivo de olivos (Figs. 1 y 2).

Las excavaciones de urgencia pusieron de manifiesto una secuencia estratigráfica de 9 unidades o estratos. Sin embargo determinadas circunstancias solo permitieron realizar una excavación en extensión sobre una cuadrícula (1x1 m²). Los estudios arqueobotánicos

se han visto por tanto condicionados por estas vicisitudes.

Las dataciones radiocarbónicas efectuadas en las capas 3 y 6 se solapan y a pesar de algunas inversiones podríamos decir que nos indican un momento cronológico similar en torno a 12-13 ka BP (16-14 ka cal BP) (Tabla 1). La atribución cultural de todas estas capas pertenece al Magdaleniense.

El análisis polínico realizado en los estratos 6, 5 y 3 ha librado 4 taxones arbóreos, 2 arbustivos y 14 herbáceos. Las esporas monoletas y triletas y 4 palinomorfos no polínicos de diversa naturaleza completan el espectro obtenido. Los taxones herbáceos han sido reagru-



Figura 1. Vista general de Malalmuerzo, Granada.

Tabla 1. Resultados antracológicos y dataciones ^{14}C de Cueva de Malalmuerzo (Cabello *et al.* 2020)

NIVELES/UNIDADES	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Años BP (^{14}C)				13.479 ± 60		12.498±56 - 12.628±54		12.364±55	
Años cal. BP				16.432 ± 411		14.812±298 - 14.992±299		14.564±334	
TAXA	N	N	N	N	N	N	N	N	N
<i>Juniperus t. phoenicea</i>	3	28	3	9	8	19	5	35	13
<i>Pinus t. nigra</i>	3							2	4
<i>Quercus caducifolios</i>		1							1
<i>Rhamnus alaternus</i>		1						3	3
<i>Erica</i>						1			
Indeterminables		1						2	1
TOTAL	6	31	3	9	8	20	5	42	22
Hueso	1	7		1			1		

pados según sus nichos ecológicos respectivos: xéricos (Asteraceae liguliflorae, Asteraceae tubuliflorae, Poaceae), estéricos (Chenopodiaceae, *Ephedra*), y nitrófilos (*Plantago*, Rubiaceae, *Urtica*). Dipsacaceae, Boraginaceae, Fabaceae, Geraniaceae, *Sanguisorba*, Scrophulariaceae, taxones sin una clara afinidad ecológica, conforman el grupo denominado "Otras herbáceas". En cuanto a los NPPs, se han reagrupado los de naturaleza coprófila (t. 368 o *Podospora*); t. 7A, asociado a fuegos, t. 315 relacionado con cierto grado de humedad edáfica y t. 207 o *Glomus*, que suele asociarse a procesos de deforestación (Fig. 3).

Las fluctuaciones de la curva AP-NAP sugieren un paisaje abierto dominado por los taxones xéricos y estéricos evolucionando hacia condiciones cada vez más secas. No obstante se han registrado cambios en la composición de los grupos arbóreo, arbustivo y herbáceo. *Quercus* perennifolios y caducifolios, Cupressaceae y Rosaceae predominan en la base. *Pinus*, *Quercus* caducifolios, Cistaceae, Rosaceae caracterizan el nivel intermedio junto a una mayor proporción de los taxones estéricos. Por último, a techo de la secuencia, se observa una clara disminución de los valores de AP así como de su diversidad ya que únicamente los pinos apa-

**Figura 2.** Entorno y localización de la Cueva de Malalmuerzo (Modificado de Cabello *et al.* 2020)



Figura 3. Diagrama polínico del registro de la Cueva de Malalmuerzo. Redibujado de Cabello et al. (2020)

recen registrados. La desaparición de los arbustos, la presencia de *Glomus* y el aumento de los taxones xéricos indican un aumento de condiciones ambientales cada vez más secas, a pesar de la existencia de cierta humedad edáfica indicada por t. 315. Bajo estas características, la presencia de taxones nitrófilos junto a los NPPs coprófilos, t. 7A indicativo de la incidencia de fuegos,

podrían estar relacionados con una intensificación de las actividades humanas realizadas en el entorno del yacimiento.

El conjunto de carbones analizados es muy escaso y se reparte de manera muy irregular entre cada una de las 9 unidades o estratos evidenciados. La información antracológica obtenida aparece en la tabla que se adjunta (Tabla 1). Si los consideramos capa a capa éstos no son representativos estadísticamente. A nivel cualitativo tampoco aparece una gran riqueza florística. Por tanto cruzaremos esos datos con los obtenidos por la palinología así como con otros datos arqueobotánicos de esta zona del sureste peninsular. *Juniperus t phoenicea* parece ser el taxón más abundante. Esta especie es característica de la región mediterránea y en la Península Ibérica tiene una distribución hacia el Este y abunda especialmente en el sureste. A nivel antracológico ha sido documentada en yacimientos paleolíticos del País Valenciano (Tossal de la Roca, Santa Maira, Cendres entre otros). *Pinus nigra* aparece de manera muy discreta y no en todas las capas como sucede con *Quercus caducifolios* (*Quercus t. faginea*). Ambos taxones también se hallan documentados en yacimientos pleistocenos del sur y sureste peninsular. Estos datos complementarían al análisis polínico ya que éstos han sido asimismo documentados en el diagrama. El matorral identificado se compone de *Rhamnus alaternus* (aladierno) y *Erica*. Ambos taxones aparecen también de manera muy irregular y escasa.

La flora identificada traduce un ambiente de tipo supramediterráneo con un medio abierto donde las sabinas así como arbustos leñosos proliferaron constituyendo un buen potencial de biomasa combustible para los grupos humanos que frecuentaron este sitio en época magdaleniense, coincidiendo con las estimaciones del análisis polínico.

Más información

Cabello et al. (2020)

MALLADETES

Barx, Valencia
Pleistoceno superior (~43380-27425 años cal BP)



La Cova de les Malladetes (39° 01' 15" N, 00° 17' 57" O) se ubica en el macizo kárstico del Mondúver, a una altura de 551 m s.n.m. y a 10 km de la línea de costa. El yacimiento consta de una zona de abrigo, a la que se accede por una amplia entrada orientada al NO, y de una cavidad de unos 72 m² (Fig. 1). El yacimiento se encuentra en el piso bioclimático mesomediterráneo inferior, con una temperatura media anual de 17-18 °C, con un ombroclima subhúmedo cercano a húmedo, superando las precipitaciones anuales los 900 mm. Bajo estas condiciones encontramos formaciones arbóreas de pino carrasco (*Pinus halepensis*), así como núcleos aislados de formaciones de *Quercus ilex*. En las zonas con suelos pobres, debido a los incendios forestales, domina el monte bajo compuesto por brezos (*Erica multiflora*), coscojas (*Quercus coccifera*), lentiscos (*Pistacia lentiscus*), lavandas (*Lavandula stoechas* y *L. dentata*), romeros (*Rosmarinus officinalis*), tomillos (*Thymus vulgaris*), aladiernos (*Rhamnus alaternus*) y palmitos (*Chamaerops humilis*). Los recurrentes incendios en la zona han reducido enormemente la vegetación (Fig. 2).

Los trabajos arqueológicos llevados a cabo en los años 40 y 70 del siglo XX, junto con las recientes campañas de 2016 y 2017, han documentado ocupaciones adscritas al Auriñaciense, al Gravetiense y al Solutrense, con una posible presencia humana durante el Paleolítico medio (Tabla 1). Durante las excavaciones de 1970, Michelle Dupré llevó a cabo un análisis palinológico de toda la secuencia, cuyos datos se han visto complementados recientemente con los análisis antracológicos y carpológicos realizados en las excavaciones de 2016 y 2017 de los niveles XVI a VI.

El registro antracológico de los niveles basales, auriñacienses y gravetienses se caracteriza por una composición taxonómica homogénea. A lo largo de la secuencia, el conjunto está dominado por pino salgareño/albar (*Pinus nigra/sylvestris*), proporcionando



Figura 1. Interior de la cavidad de Malladetes (Foto: A. Martínez Alfaro)

cerca del 100 % de los restos en todos los niveles analizados. Junto a ellos encontramos algunos restos de fabáceas, *Erica* y cistáceas (Fig. 3 y 4). La escasez de angiospermas podría explicarse por procesos tafonómicos, a juzgar por las alteraciones que presentan estos restos, y no ser reflejo de una verdadera escasez en el medio. De algunos de estos taxones hemos recuperado fragmentos de hojas, como las de *Erica*, *Pinus* y angiosperma. Además, se han identificado fragmentos carbonizados de corteza de pino y de otras plantas, sin poder definir género.

Una mayor diversidad taxonómica caracteriza al conjunto carpológico documentado. Destacan *Buglos-*

Tabla 1. Dataciones radiocarbónicas de la Cova de les Malladetes. Modificado de Villaverde *et al.* (2021)

Ref. Lab.	Taxones (carbón)	Nivel	Capa	Cuadro	Años BP	Años cal BP
VERA-6607	<i>Pinus nigra/sylvestris</i>	VII	C2	ZIII	23150 ± 130	27700-27150
VERA-6612	<i>Pinus nigra/sylvestris</i>	IX	C3	ZIII	24090 ± 150	28500-27750
VERA-6617	<i>Pinus nigra/sylvestris</i>	X	C1	ZIII	24380 ± 180	28800-27950
VERA-6507ABOxSC	<i>Pinus nigra/sylvestris</i>	XI	C2 SC5	ZIII	26310 ± 230	31010-29980
VERA-6508	<i>Pinus nigra/sylvestris</i>	XII	C1 SC3	ZIII	30100 ± 280	34660-33730
VERA-6510ABOxSC	<i>Pinus nigra/sylvestris</i>	XIII	C2 SC5	ZIII	32080 ± 350	36780-35180
VERA-6514ABOxSC	<i>Pinus nigra/sylvestris</i>	XIV A	C1 SC3	ZIII	33730 ± 410/-390	38610-36510
VERA-6515ABOxSC	<i>Pinus nigra/sylvestris</i>	XV	C4 SC3	ZIII	36180 + 570/-530	41840-39710
VERA-6516	<i>Pinus nigra/sylvestris</i>	XVI	C6 SC 4	ZIII	39310 +850/-770	44670-42090

soides arvensis, *Vicia*, Boraginaceae t. *Pulmonaria* y *Juniperus oxycedrus*. Junto a ellos encontramos puntualmente *Ficus carica*, *Ajuga chamaepitys*, *Sambucus*, Cyperaceae y una bráctea de *Pinus*, entre otros (Fig. 5). La presencia de algunos de estos taxones como las fabáceas, el saúco o el higo podría explicarse por una recolección intencional como alimento, si bien es difícil descartar otras hipótesis, como una entrada natural en el yacimiento.

La secuencia polínica muestra mayores oscilaciones, por lo que puede dividirse en tres períodos (Fig. 6). El primero de ellos, que abarcaría los niveles aurifiñacienses y gravetienses, se caracteriza por las fuertes oscilaciones de *Pinus*, taxón que domina la secuencia, relacionadas con variaciones de humedad. Junto a él encontramos otros taxones leñosos en pequeñas proporciones que no han sido identificados entre los macrorestos, como *Phillyrea*, *Alnus*, *Quercus* caducifolios

**Figura 2.** Vista externa de la cavidad de Malladetes y su entorno vegetal (Foto: A. Martínez Alfaro)

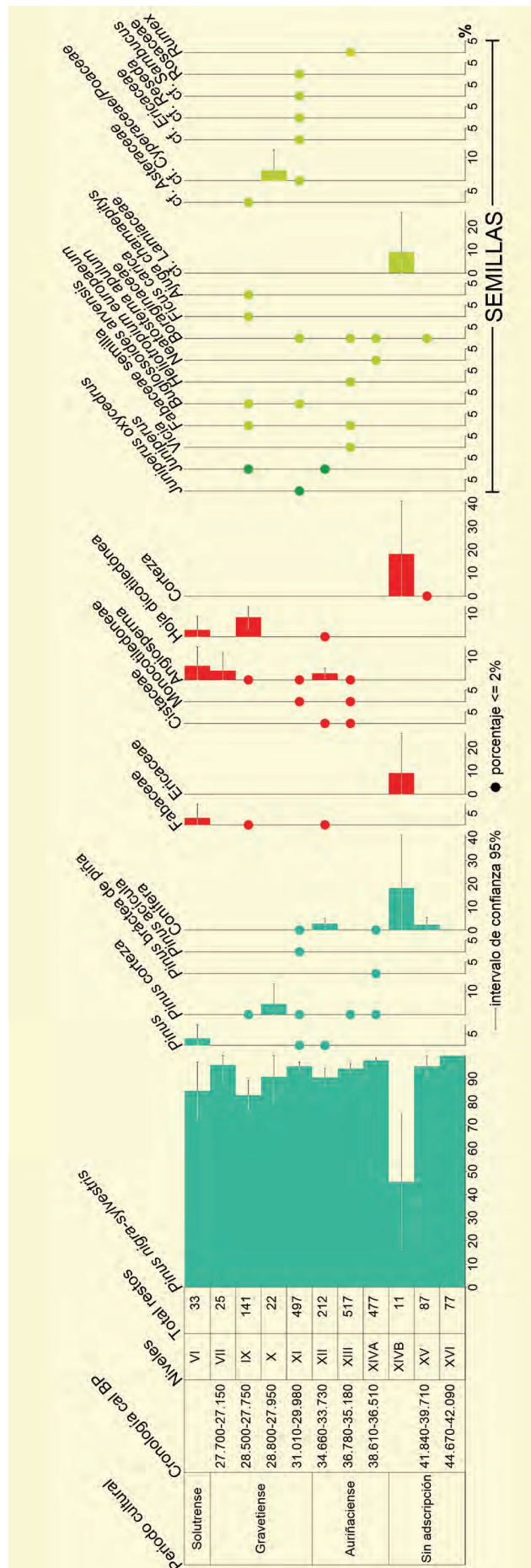


Figura 3. Diagrama de restos botánicos de los niveles pleistocenos de la Cova de les Malladetes. Redibujado de Villaverde et al. (2021)

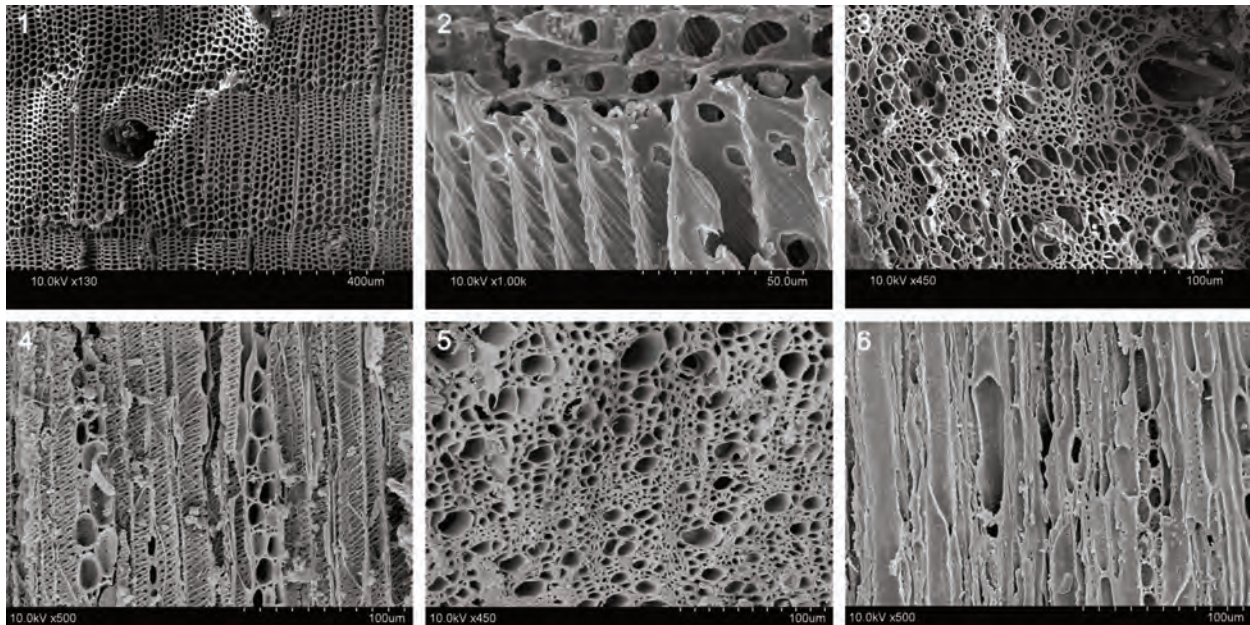


Figura 4. Restos antracológicos de la Cova de les Malladetes. 1: *Pinus nigra/sylvestris*, corte transversal X130 (nivel XIV). 2: *Pinus nigra/sylvestris*, corte radial X1000 (nivel XIV). 3: Fabaceae, corte transversal X450 (nivel XIII). 4: Fabaceae, corte tangencial X500 (nivel XII). 5: Cistaceae, corte transversal X450 (nivel XII). 6: Cistaceae, corte tangencial X500 (nivel XII). Fotografías realizadas a microscopía electrónica de barrido (Fotos: E. Badal)

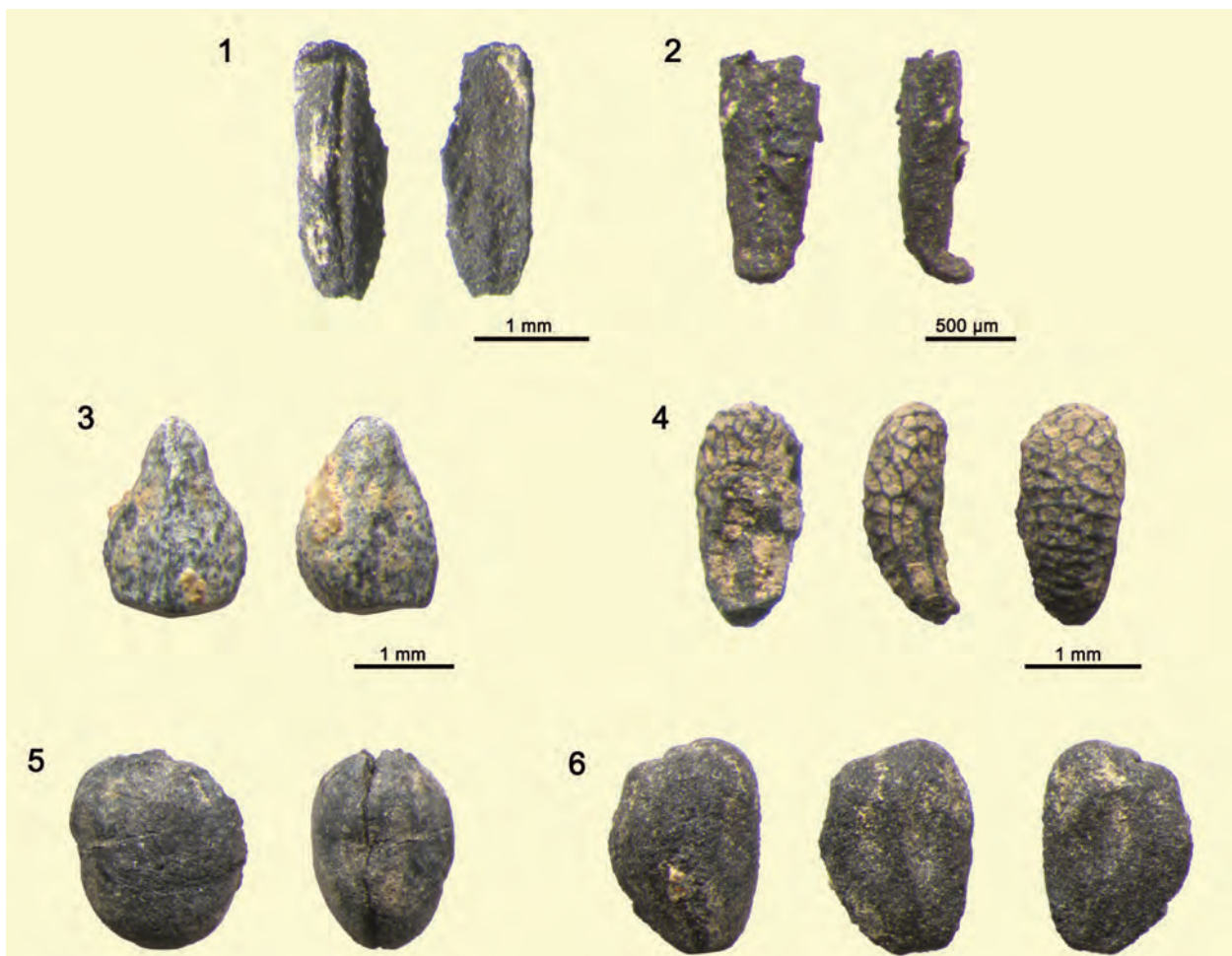


Figura 5. Macrorrestos no leñosos de la Cova de les Malladetes. 1: Hoja de *Erica* (nivel IX). 2: Hoja de *Erica* (nivel IX). 3: *Buglossoides arvensis* (nivel XI). 4: *Ajuga chamaepitys* (nivel IX). 5: Fabaceae (nivel XIII). 6: *Juniperus* (nivel XI) (Fotos: C. Martínez-Varea)

peninsular, si bien toda la secuencia polínica denota un clima frío.

La importancia de los restos de *Pinus nigra/sylvestris* apunta a la existencia de amplias formaciones de pinos criófilos en el área de captación de leña de los grupos humanos que frecuentaron la cavidad a lo largo de su secuencia. Estos pinares contarían con un sotobosque en algún punto formado por enebros, brezos, jaras, leguminosas leñosas y herbáceas, etc.

La presencia de *Pinus nigra/sylvestris* indica la existencia de unas condiciones de tipo supramediterráneo, con una temperatura media anual de 8-10 °C, con un régimen de precipitaciones que iría de seco a sub-

húmedo en la zona del yacimiento a lo largo del Paleolítico superior, es decir, en torno a 7 a 10 °C por debajo de la temperatura media actual. Cabe destacar que no se observan cambios en el espectro antracológico de los pinos criófilos a lo largo de la secuencia, ni la aparición de taxones termófilos, incluso en los niveles que se sitúan cronológicamente en interestadiales. Además, la altitud a la que se encuentra el yacimiento pudo ser un factor limitante en el crecimiento de especies cálidas que sí se detectan en otros yacimientos localizados a menor altitud y más próximos a la costa.

Más información

Dupré (1980), Villaverde *et al.* (2021)



MARI LÓPEZ

Marismas de Doñana, Aznalcázar, Sevilla
Pleistoceno superior – Holoceno (>45000 años BP – actualidad)

El Lucio de Mari López (37° 01' 12" N, 06° 20' 07" O) se sitúa en la zona de marismas del Guadalquivir que ocupan el paleoestuario (Huelva-Sevilla) dentro del Parque Nacional de Doñana (Figs. 1 y 2). Se trata de un medio costero altamente dinámico desde el punto de vista de su geomorfología, con una intrincada implicación de sistemas litorales (dunas y playas) y estuarinos. El lucio de Mari López es una de las zonas deprimidas de este sistema.

La vegetación actual es un mosaico de formaciones vegetales condicionadas por edafismos muy particulares. Entre la vegetación acuática, cabe destacar especies de *Myriophyllum*, *Potamogeton*, *Ranunculus*, *Eleocharis*, *Ruppia*, *Chara* y *Scirpus*. Las comunidades halófilas suelen estar dominadas por quenopodiáceas perennes (*Sarcocornia*, *Suaeda* y *Arthrocnemum*). En las

arenas estabilizadas y corrales, se presentan matorrales de *Calluna vulgaris*, *Cistus salvifolius*, *Erica scoparia*, *Halimium* y *Lavandula stoechas*, con *Pinus pinea*. En el margen del sistema, aparecen los típicos alcornocales con su cortejo arbustivo característico (*Myrtus*, *Phillyrea*, *Olea*, *Pistacia*, *Ruscus*, *Smilax*, etc) (Yáñez 2005). Sobre el lucio se efectuó un sondeo con el objetivo de comprender la dinámica eustática, climática y neotectónica (Yll *et al.* 2003). En este sondeo se ha desarrollado una secuencia palinológica que cubre un intervalo pleistoceno, plausiblemente pleniglacial y anterior a 47000 años BP, y un intervalo postglacial, que incluye dos dataciones basales de 5370 y 3951 años BP aproximadamente (Tabla 1). El límite superior de la secuencia carece de control cronológico, pero los cambios observados sugieren una evolución muy reciente para las muestras superiores.



Figura 1. Dunas en el Parque Nacional de Doñana (Foto: J. de Nicolás Briegas)

Tabla 1. Tabla de dataciones de la secuencia de Mari López (Edad calibrada utilizando la media del 95,44%, 2 σ . Yll *et al.* 2003)

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP	Material	Método
GX-23839	730	3915 \pm 50	3830	Conchas	Convencional
GX-23840	1080	5370 \pm 50	5680	Conchas	AMS
GX-23841	2749	47400 \pm 3100	–	Conchas	AMS
GX-25693	3930	31370 \pm 280	–	Sapropelo	AMS
GX-26521	4065	> 47000	–	Sapropelo	AMS

**Figura 2.** Marismas de Doñana (Foto: J. de Nicolás Briegas)

El registro pleistoceno está caracterizado por *Pinus*, *Artemisia*, Poaceae y Asteraceae, con incidencia menor, pero consistente, de *Juniperus* y *Alnus*. Cabe destacar la presencia continua de *Olea* y, sobre todo, la abundancia de *Quercus*, sugiriendo la existencia de refugios glaciales de vegetación leñosa termófila en el litoral onubense. Los autores consideran que el intervalo contemplado reúne información para las fases 4 y 3 de la estratigrafía isotópica del oxígeno (Fig. 3).

La secuencia del Holoceno de Mari López se ha compartimentado en cuatro zonas polínicas. La zona A, cuya fase media se ha datado en torno a 5370 años BP, se caracteriza por *Quercus* e *Isoetes*. Las zonas B y C no muestran grandes diferencias respecto a la anterior, excepto suaves oscilaciones en las curvas de *Quercus*, Ericaceae, *Pinus*, Chenopodiaceae y Asteraceae, así como un descenso leve de las esporas de *Isoetes*. A nivel forestal, estaríamos ante bosques mixtos de pinos y quercíneas, o

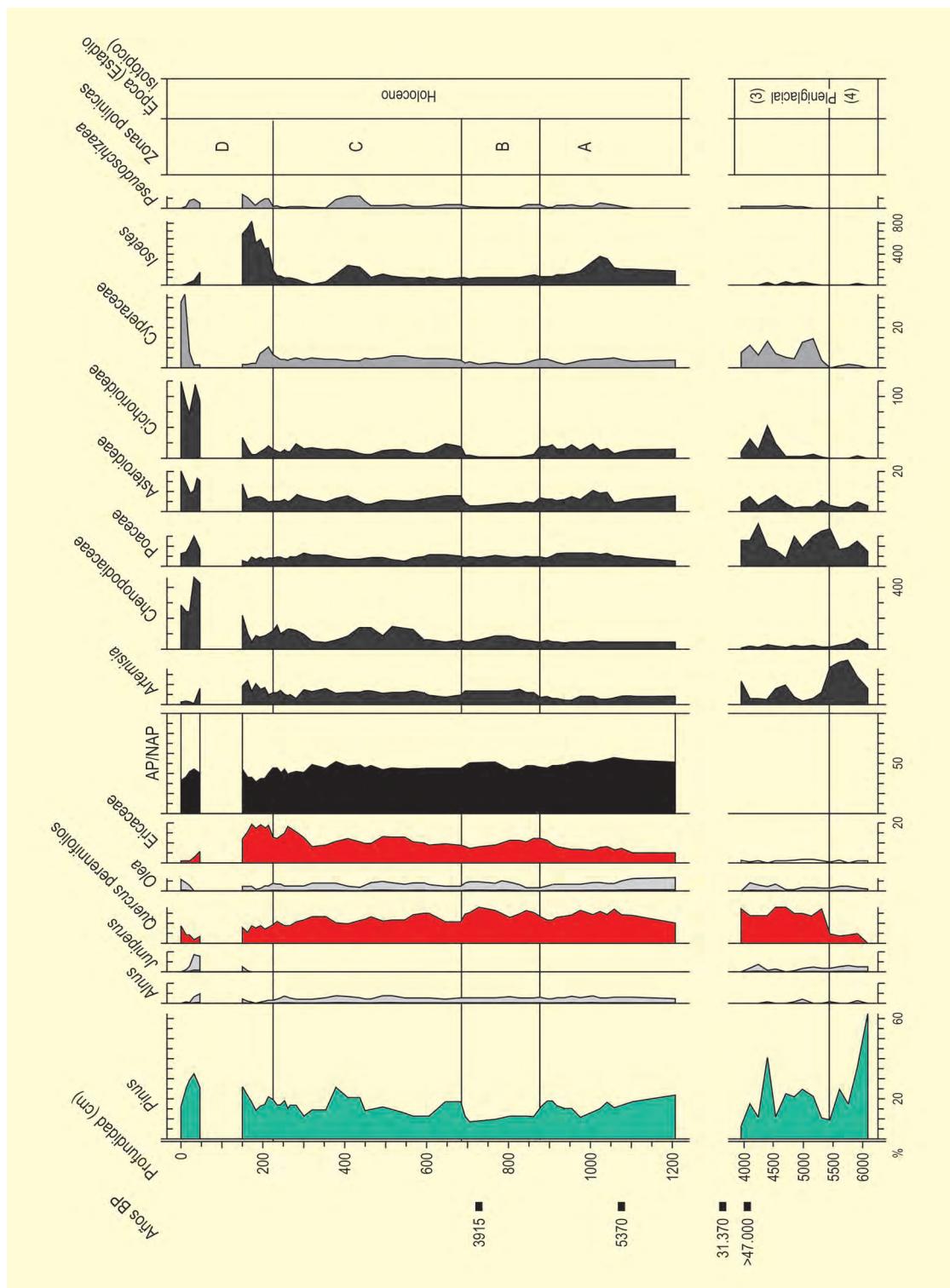


Figura 3. Diagrama polínico del Lucio de Mari López. Redibujado de Yll et al. (2003)

bien formaciones parcheadas dominadas por uno u otro grupo de especies. La zona final D, que incluye un hiato, se caracteriza paleolimnológicamente por un incremento considerable de Chenopodiaceae, Asteraceae, *Pseudoschizaea* e *Isoetes*, sugiriendo cierta inestabilidad, desecación y colmatación. En general, la secuencia

muestra porcentajes comparativamente bajos de cobertura arbórea, probablemente porque los espectros polínicos están colapsados por la influencia local.

Más información

Yll et al. (2003), Yáñez (2005), Yáñez et al. (2006)



MAS GRILL

Pla d'Usall, Serinyà, Girona
Pleistoceno medio

La secuencia de Mas Grill (42° 10' N, 02° 45' E; 180 m s.n.m.) se encuentra en la meseta de Usall, justo al norte del río Ser, y muy cercana a otras como Tres Pins, Bòbila Ordís, Mas Miquel y Molí Vell. Todas ellas se localizan dentro de la cuenca paleolacustre plio-pleistocénica de Banyoles-Besalú en Girona. Las muestras fueron recogidas en las calizas de un acantilado con vistas al río.

Geurts (1977, 1979) estudió cinco muestras mediante análisis polínico de este registro, al que se le ha atribuido, de manera algo incierta, una cronología del Pleistoceno medio basada en la presencia de *Carya*. Las cinco muestras estudiadas resultaron ser pobres polínicamente, pero la lectura de varias láminas por muestra permitió llegar a contar suficientes granos de polen para proporcionar una visión parcial de un paisaje bos-

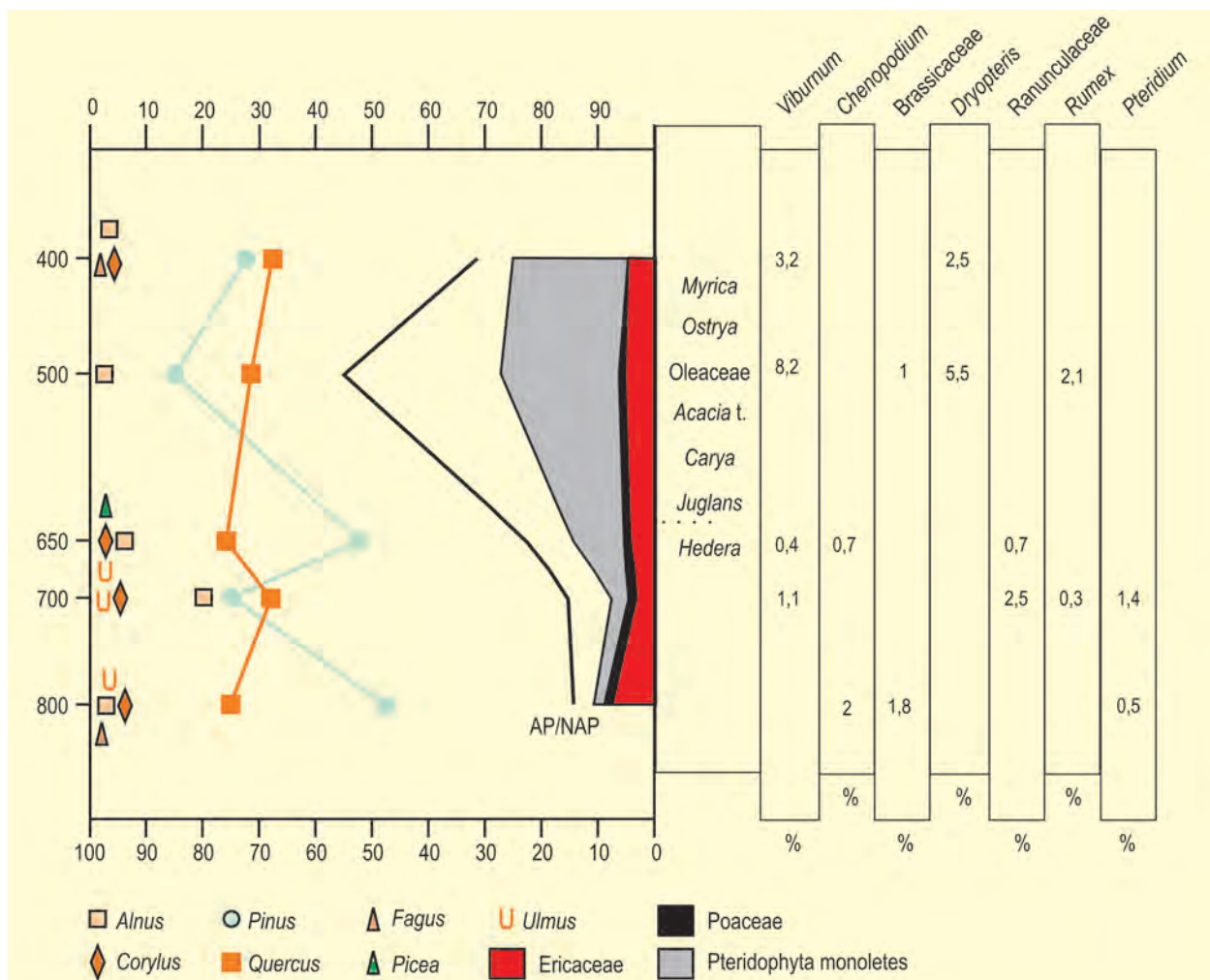


Figura 1. Diagrama polínico de la secuencia de Mas Grill. Redibujado de Geurts (1979)

coso aunque poco diversificado (Fig. 1). De esta manera, entre las especies arbóreas, tan sólo *Pinus*, *Quercus* y *Alnus* están presentes en todas las muestras, indicando un clima relativamente templado. Además, de manera esporádica se detectan otros taxones arbóreos como *Fagus*, *Ostrya*, *Juglans* y *Carya* a lo largo del diagrama polínico; pero la escasez de estas especies

exóticas de carácter termófilo sugiere que este depósito es más reciente (Pleistoceno medio) que otros en la zona, como por ejemplo Mas Miquel (Pleistoceno inicial).

Más información

Geurts (1977, 1979)



MAS MIQUEL

Pla d'Usall, Porqueres, Girona
Pleistoceno inferior

La cantera de Mas Miquel ($42^{\circ} 08' 58''$ N, $02^{\circ} 45' 07''$ E; 240 m s.n.m.) se encuentra en la meseta de Usall, al norte del lago Banyoles en

Girona, y muy cercana a otras secuencias contemporáneas recogidas en esta monografía como Tres Pins, Bòbila Ordís y Molí Vell que se encuentran dentro de

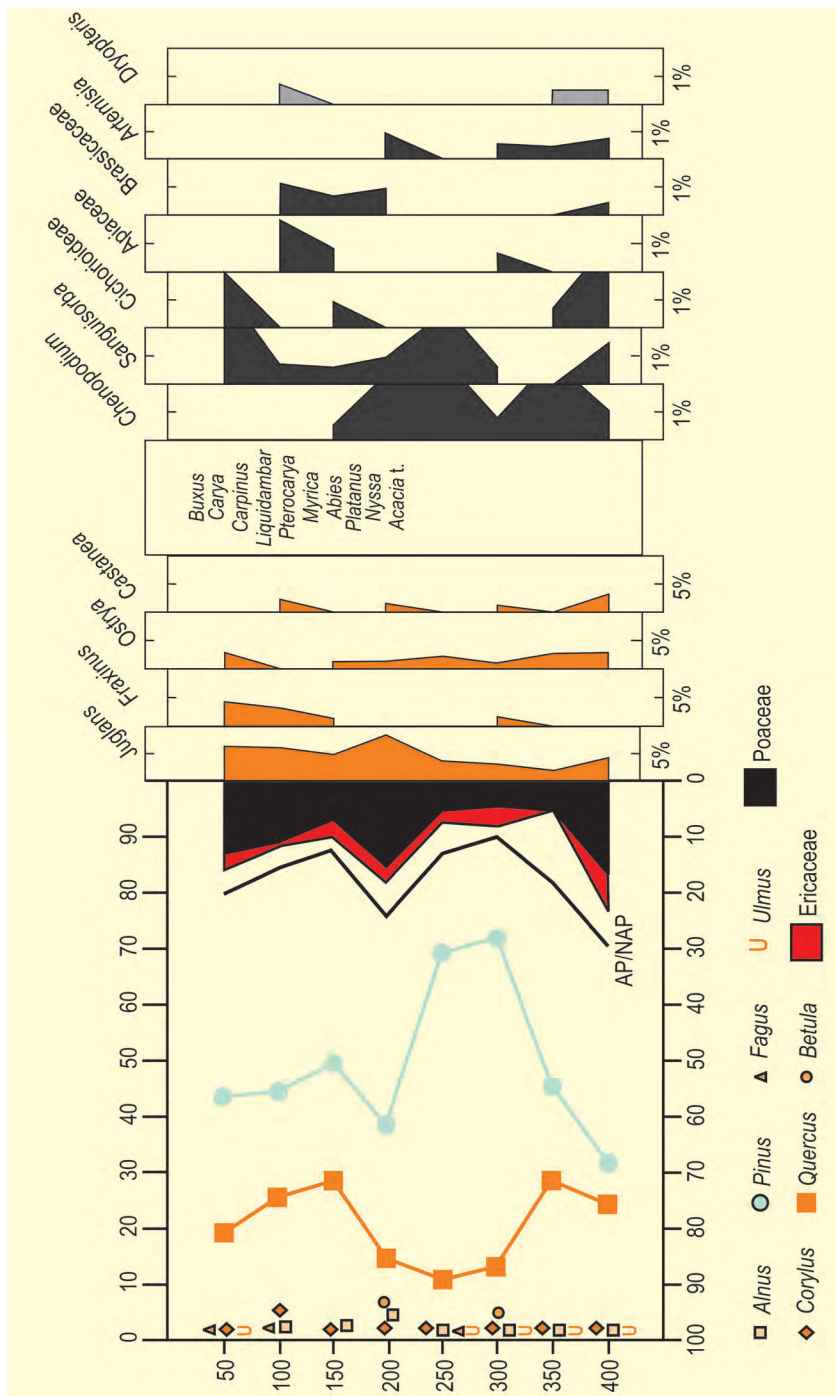


Figura 1. Diagrama palinológico de la secuencia de Mas Miquel. Recibujado de Geurts (1979)

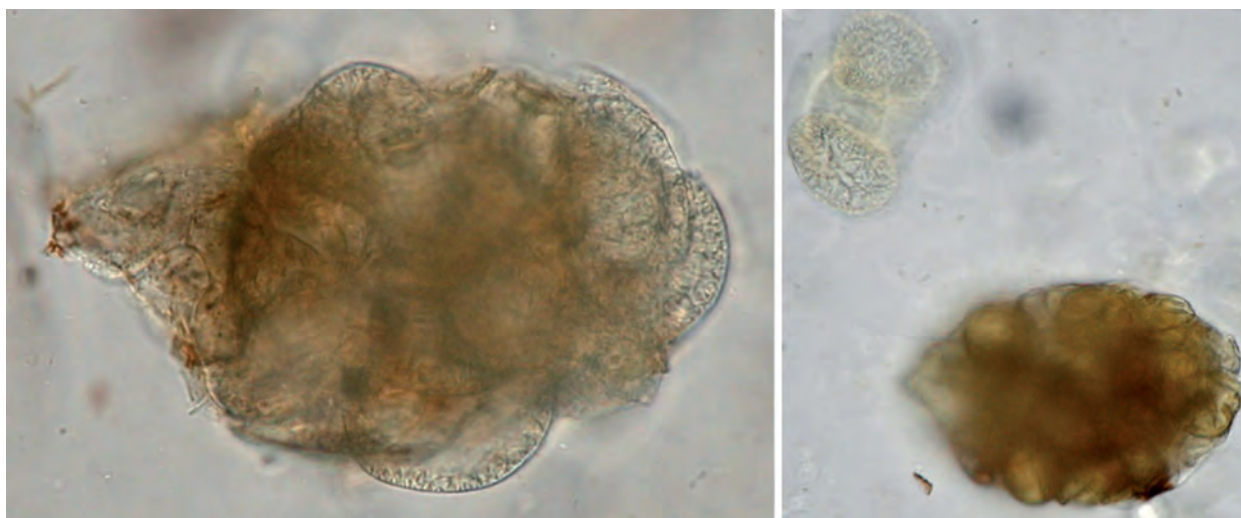


Figura 2. Fotografías de dos pellets fecales de artrópodos de la muestra 3 de Mas Miquel (Leroy 1990). El de la izquierda tiene 140 micras de diámetro y el de la derecha 100 micras de diámetro (Fotos: Suzanne Leroy)

la cuenca paleolacustre plio-pleistocénica de Banyoles-Besalú.

El perfil que se recogió fue encontrado en la parte superior de la cantera y consistió en un registro paleolacustre de 6,75 m de espesor (Julià 1980) en el que la piedra caliza se ha recristalizado y es muy dura. La edad que se le atribuye a la secuencia es del Pleistoceno inicial, basándose en restos óseos de *Leptobos etruscus*, *Equus robustus* y *Equus stehlini* encontrados en varias capas de arcillas orgánicas y turba inmersas en el perfil calizo (Geurts 1979).

Sobre los sedimentos de esta secuencia se han realizado dos análisis polínicos. El primero de ellos fue efectuado por Geurts (1979) con el estudio de ocho muestras en 4 m de sedimento (Fig. 1). El espectro palinológico fue interpretado como indicativo de un clima relativamente cálido y, por lo menos, comparable con la segunda fase de Molí Vell.

Adicionalmente, la presencia de algunos granos de polen de varios taxones que en la actualidad no viven de manera natural en Europa, como *Nyssa*, *Platanus* y *Liquidambar*, se considera que está en concordancia con la atribución de una cronología del Pleistoceno ini-

cial a partir de los restos óseos. En general, se detecta un paisaje densamente forestado con porcentajes arbóreos de entre el 70 y el 90%. Estos bosques estarían dominados por *Pinus*, *Quercus* y *Juglans* salpicados con otros taxones como *Fagus*, *Liquidambar*, *Castanea*, *Carya*, *Pterocarya*, *Nyssa* y *Platanus*.

En el segundo intento de análisis polínico se llevó a cabo una revisión de la interpretación anterior por parte de Leroy (1990). Se realizaron nuevos análisis, también sobre ocho muestras, aunque esta vez sin acetólisis. Estas muestras resultaron poseer concentraciones polínicas muy bajas y, además, cinco de ellas fueron estériles. Aun así, en las muestras restantes, el estado de conservación de los granos de polen fue excelente, a veces incluso con citoplasma.

Adicionalmente, los restos de artrópodos resultaron ser muy frecuentes mientras que se detectaron pocos granos de polen de plantas extintas como *Carya*. La presencia de coprolitos de artrópodos (Fig. 2) sugirió una fuerte contaminación de la secuencia por polen moderno, ya que existen madrigueras de artrópodos en las grietas de la piedra caliza.

Más información

Geurts (1979), Leroy (1990)



MD01-2443

Océano Atlántico, Portugal
Pleistoceno medio (340-180 ka)

El testigo marino MD01-2443 fue recuperado en 2001 con la sonda de émbolo CALYPSO del buque francés Marion Dufresne. El lugar de sondeo (37° 53' N, 10° 11' O; profundidad de agua de 2925 m) (Fig. 1) está situado 100 km al suroeste de Lisboa, cerca del punto de recuperación del testigo marino MD95-2042. El testigo mide 29,5 m y consiste, principalmente, en arcillas hemipelágicas. La zona de sondeo recibe sedimentos terrestres de las cuencas hidrográficas de los ríos Tajo y Sado, de tal manera que el contenido polínico del testigo proporciona, en principio, una señal integrada de la vegetación regional del sector suroeste de la Península Ibérica.

El registro obtenido a partir del análisis de isótopos estables de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$ bentónico) indica que la acumulación de sedimentos fue continua durante los últimos 420000 años (de Abreu *et al.* 2005). La cronología del MD01-2443 está basada en la correlación del registro de $\delta^{18}\text{O}$ bentónico con el registro de deuterio de Vostok (Antártida), con 12 puntos de correlación para transiciones frío/cálido entre 340 y 180 ka BP (Roucoux *et al.* 2006).

Investigaciones *multiproxy* (polen, foraminíferos, isótopos planctónicos y bentónicos) de la secuencia MD01-2443 indican tendencias paralelas entre condiciones de aguas superficiales marinas y la extensión de bosques termófilos a las escalas orbitales y milenarias. Se observa una expansión de bosques con *Quercus* en respuesta a condiciones cálidas y húmedas durante los intervalos de bajo volumen global de hielo (estadios isotópicos marinos OIS 9e, 9c, 9a, 7e, 7c y 7a, Fig. 2).

Inversamente, durante los intervalos de aumento de volumen global de hielo (OIS 9d, 9b, 8, 7d, 7b, 6), con condiciones frías y secas, se registra una reducción de los bosques termófilos con *Quercus* y una expansión de



Figura 1. Situación geográfica del sondeo de MD01-2443 en la costa atlántica portuguesa

vegetación estépica con plantas herbáceas y xerofíticas (*Artemisia*, *Chenopodiaceae* y *Ephedra t. distachya*).

Durante OIS 9e, 7e y 7a, la duración de las fases forestales (Lisboa, Estoril y Belem) fue relativamente corta, y se observa el colapso de los bosques antes de registrarse cambios significativos en las masas de agua oceánicas de la margen Ibérica (Fig. 2). Aunque la explicación precisa de estos desfases es aún desconocida, se observan paralelismos entre el comportamiento de los bosques y las concentraciones atmosféricas de metano (Tzedakis *et al.* 2004), lo que sugiere cambios globales atmosféricos durante los periodos interglaciales.

En la secuencia MD01-2443 también se han detectado ciclos relacionados con la precesión de los equinoccios (21-23 ka) tanto en la vegetación como en los indicadores marinos, con una sucesión parecida en cada ciclo de: (1) vegetación pionera con *Juniperus*, (2) árboles termófilos con *Quercus caducifolios*, (3) brezales con *Ericaceae*, y (4) vegetación esteparia.

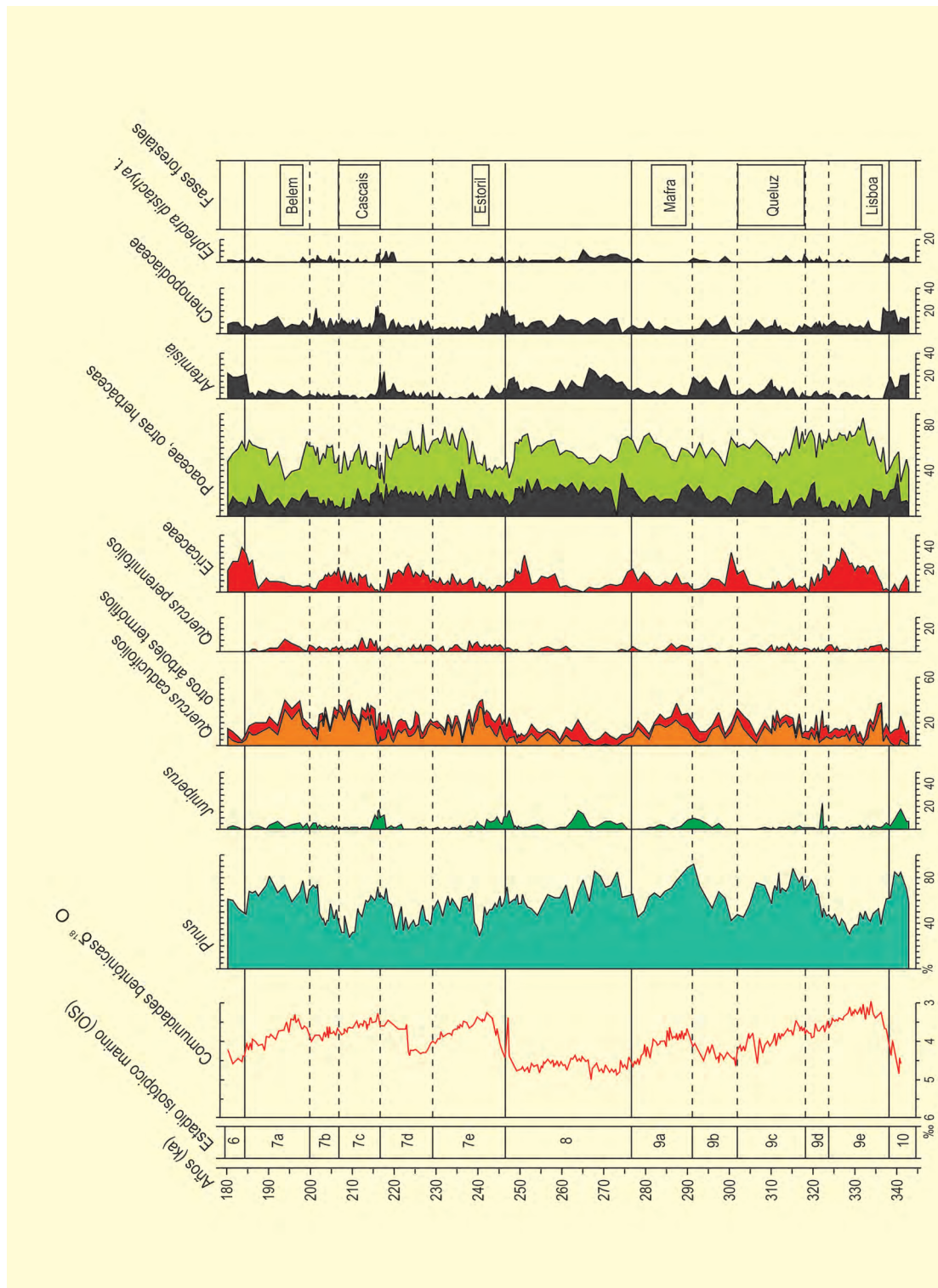


Figura 2. Diagrama polínico de MD01-2443. Redibujado de Roucoux et al. (2006)

Más información

Tzedakis et al. (2004), de Abreu et al. (2005), Roucoux et al. (2006)



MD01-2447

Costa atlántica, Galicia
Pleistoceno medio (430-360 ka, 250-180 ka)

El punto de sondeo del testigo marino MD01-2447 se localiza a una distancia aproximada de 60 km de la costa gallega (42° 09' N, 09° 40' O) y a una profundidad de agua de 2080 m, y fue recuperado por el buque francés Marion Dufresne, equipado con la sonda de émbolo CALYPSO. La secuencia consiste en más de 40 m de sedimentos finos hemipelágicos, que corresponden a los últimos cuatro ciclos glacial-interglacial.

La cronoestratigrafía del MD01-2447 está basada en la identificación de eventos isotópicos en el registro béntico de isótopos estables de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$). La investigación polínica y multidisciplinar se ha centrado en los estadios isotópicos marinos (OIS) 7 y 11, buscando completar el estudio regional de correlación directa marino-terrestre en el noroeste de la Península Ibérica para los últimos cinco interglaciales (Desprat *et al.* 2007).

Los resultados polínicos para el OIS 11 (Fig. 2), indican un largo periodo cálido y húmedo entre 426 y 394 ka BP, caracterizado por la presencia de bosques caducifolios y cuatro fases vegetales: (1) dominio de *Quercus* caducifolios acompañados por árboles pioneros como *Betula*, (2) expansión de *Alnus*, *Buxus* y plantas mediterráneas, (3) apertura de los bosques, con expansión de Ericaceae y presencia de *Pterocarya* y *Fagus*, y (4) expansión de *Abies* y *Pinus* en el contexto de disminución de bosques caducifolios.

La segunda parte del OIS 11 (394-362 ka BP) presenta una alternancia de fases de crecimiento de bos-



Figura 1. Situación geográfica del sondeo de MD01-2447 en la costa atlántica gallega

que y fases de extensión de vegetación esteparia con plantas herbáceas, pasando por un estado intermedio caracterizado por la expansión de brezales. Esta alternancia sugiere el impacto de tres ciclos climáticos cálidos-fríos, cada uno con una duración de entre 5000 y 12000 años.

En el inicio de la fase OIS 7 se identifican tres oscilaciones climáticas rápidas marcadas por la alternancia en las abundancias de Ericaceae y plantas herbáceas (Fig. 3), con un corto intervalo cálido caracterizado por una expansión de *Quercus* caducifolios a ~244 ka BP, similar a la del intervalo cálido Bølling-Allerød de la transición OIS 2-1. En el OIS 7 se observan cinco periodos cálidos y húmedos con expansión de bosques caducifolios de *Quercus*, *Carpinus betulus* y *Fagus*, alternando con cinco periodos fríos, algunos de ellos húmedos (desarrollo de brezales), y otros más bien secos (dominio de vegetación esteparia).

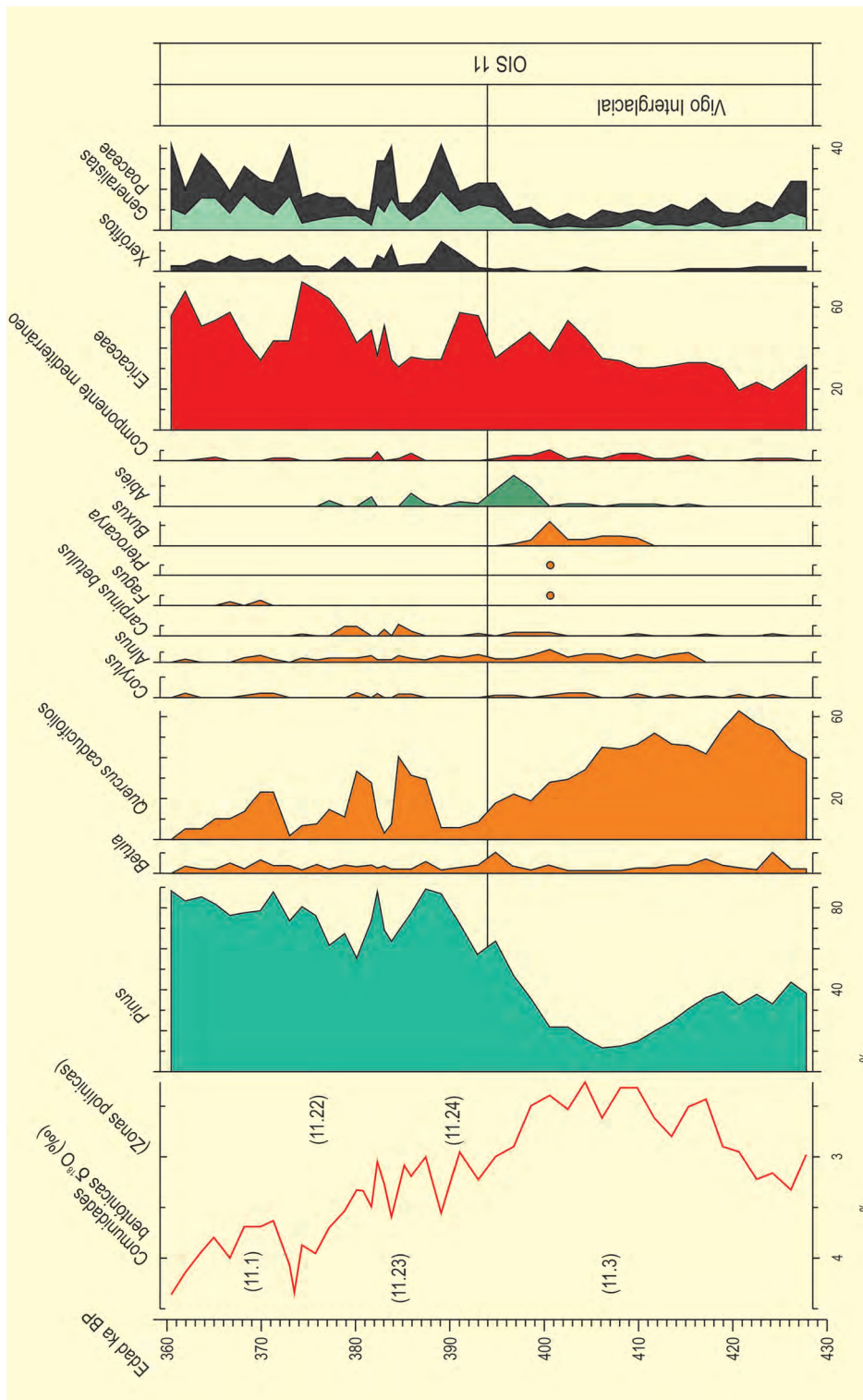


Figura 2. Diagrama polínico del estadio isotópico marino (OIS) 11 de MD01-2447. Redibujado de Desprat et al. (2005)

Los resultados del estudio multiparamétrico (indicadores marinos incluidos) y la comparación con secuencias marinas del Atlántico Norte, sugieren que las

condiciones vegetales y climáticas en el noroeste de la Península Ibérica respondieron de una manera sensible, tanto a los cambios climáticos globales relacionados con

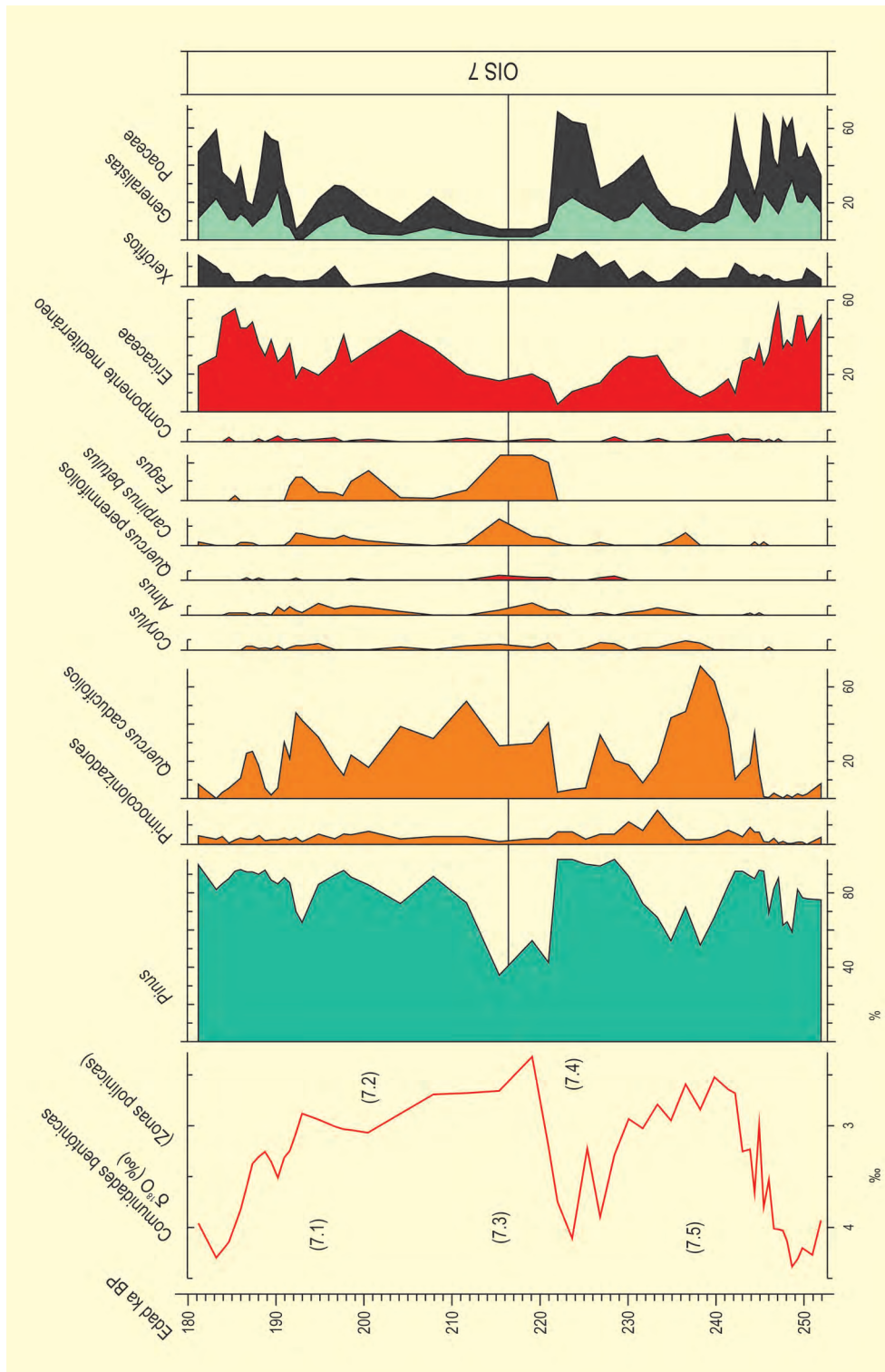


Figura 3. Diagrama polínico del estadio isotópico marino (OIS) 7 de MD01-2447. Redibujado Desprat et al. (2006)

el volumen de hielo global, como a los cambios abruptos relacionados con eventos de descarga de icebergs.

Más información

Desprat et al. (2005, 2006, 2007)



MD95-2039

Océano Atlántico, Portugal
Plesitoceno superior – Holoceno (65-10 ka)

El testigo marino MD95-2039 se localiza a 180 km de la costa Atlántica de Portugal, a $40^{\circ} 34' N$ y $10^{\circ} 20' O$, y a una profundidad de agua de 3381 m (Fig. 1). El testigo fue recuperado con la sonda de émbolo CALYPSO del buque francés Marion Dufresne, en el contexto de la campaña oceanográfica de 1995 del programa internacional IMAGES (*International Marine Global Change Study*) (Fig. 2). El lugar de sondeo está situado a una latitud intermedia entre secuencias polínicas septentrionales como la MD95-2042 y la MD95-2043, así como la secuencia meridional MD99-2331.

La cronología de los quince metros superiores del testigo se basa en la correlación de 17 cambios abruptos registrados en la evolución del isótopo estable de oxígeno ($\delta^{18}O$) en el foraminífero planctónico *Globuligerina bulloides* con el registro de $\delta^{18}O$ del testigo de hielo de Groenlandia GRIP (Roucoux *et al.* 2005). Un método alternativo, basado en 19 dataciones radiocarbónicas AMS y la correlación de niveles sedimentarios de Heinrich con otras secuencias del Atlántico Norte proporciona una cronología muy parecida (Schönfeld *et al.* 2003). La secuencia de esta parte superior corresponde a los últimos 65 ka, mientras que la estratigrafía isotópica sugiere que el testigo entero, de 35 m de largo, corresponde a los últimos 340 ka.

La investigación palinológica de la secuencia MD95-2039 (Fig. 3) se ha focalizado en el intervalo 65-10 ka BP (Roucoux *et al.* 2001, 2005) y la respuesta de la vegetación del oeste de la Península Ibérica a la variabilidad climática milenaria durante el último periodo glacial. Los espectros se caracterizan por una abundancia de polen de *Pinus*, Ericaceae y plantas herbáceas principalmente. El intervalo 65-59 ka BP, que se sitúa hacia el final del estadio isotópico marino (OIS) 4, tiene por-



Figura 1. Situación geográfica del sondeo de MD95-2039 en la costa atlántica portuguesa



Figura 2. Sonda de émbolo Calypso (Foto: WWW.POLARCONSERVATION.ORG)

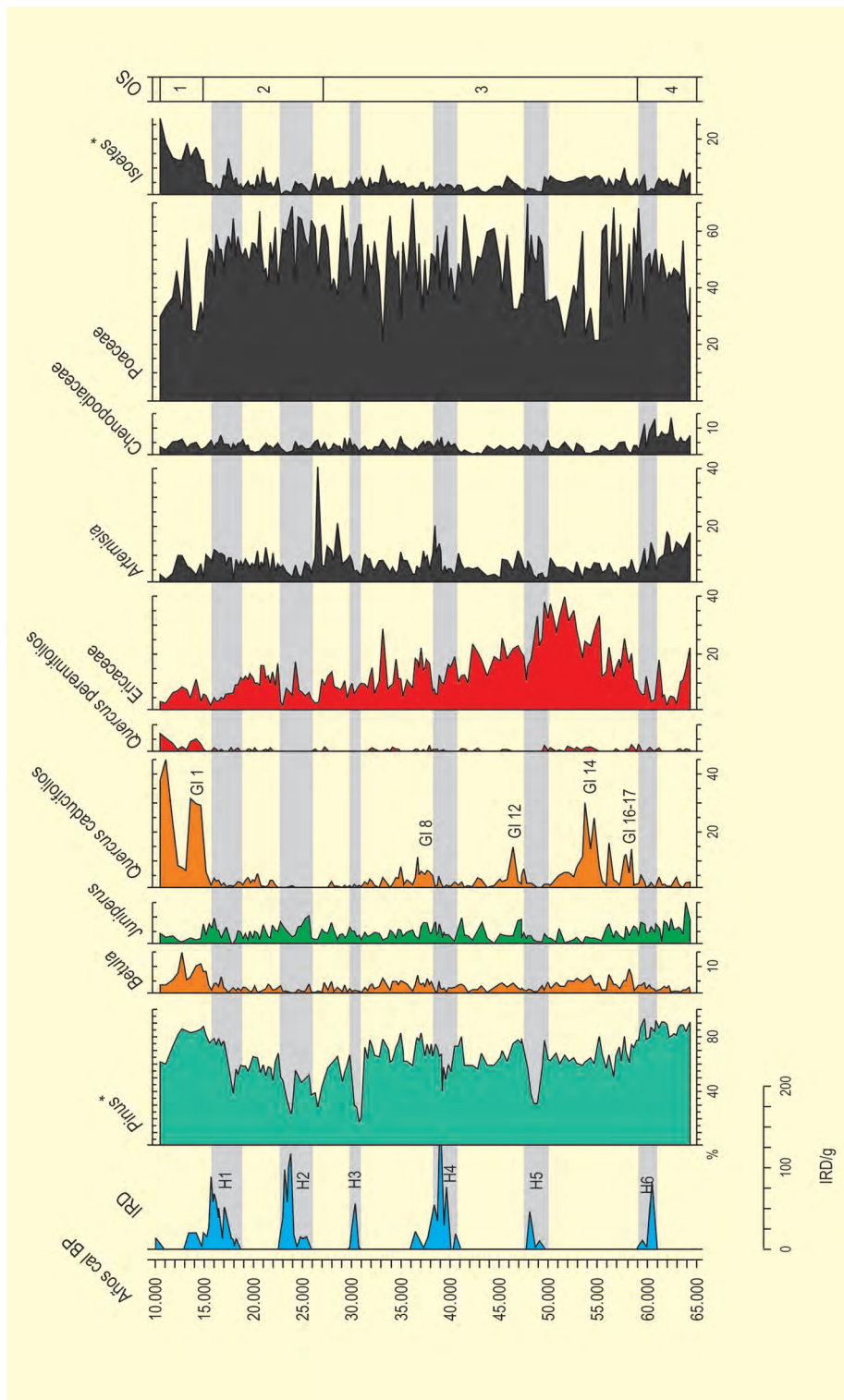


Figura 3. Diagrama polínico de MD95-2039 (basado en Roucoux et al. 2001, 2005). Las barras grises indican los eventos de Heinrich (H1-H6) detectados en los indicadores marinos. * *Pinus* e *Isoetes* excluidos de la suma polínica

centajes elevados de *Juniperus* y plantas xerófilas y escaso polen de árboles termófilos o Ericaceae, lo que sugiere un clima frío y seco.

Los espectros del intervalo 59-27 ka BP (OIS 3) exhiben fluctuaciones de gran amplitud a escala milenaria,

muy evidentes en la curva de *Quercus* (tipo caducifolio). Estas fluctuaciones se corresponden también con cambios significativos en los indicadores marinos del mismo testigo, y se relacionan con la variabilidad milenaria de los ciclos de Dansgaard-Oeschger y con los eventos de Heinrich. Se registran expansiones breves de *Quercus*

durante episodios relativamente cálidos que se corresponden con interestadios detectados en Groenlandia. El intervalo 27-15 ka BP (OIS 2) se caracteriza por el dominio de Poaceae y otras herbáceas.

Durante el periodo glacial (OIS 4-2), es evidente una tendencia a largo plazo (escala orbital) de disminución de Ericaceae y *Quercus* a favor de Poaceae, sugiriendo una tendencia climática hacia temperaturas más bajas

paralela a la expansión de hielos continentales.

La parte superior de la secuencia proporciona evidencias del desarrollo de bosques regionales de *Quercus* entre 15 y 10 ka BP (OIS 1).

Más información

Roucoux *et al.* (2001, 2005), Schönfeld *et al.* (2003)



MD95-2042

Océano Atlántico, Portugal
Pleistoceno medio – Pleistoceno superior (140-18 ka)

El testigo marino MD95-2042 se recuperó en la llanura abisal del río Tajo (37° 48' N, 10° 10' O; profundidad de agua de 3146 m), aproximadamente a 150 km de Lisboa y del estuario del Tajo (Fig. 1). El sondeo fue realizado por el buque francés Marion Dufresne (Fig. 2), equipado con una sonda de émbolo CALYPSO, durante la campaña oceanográfica de 1995 de IMAGES (*International Marine Global Change Study*), destinada al estudio del margen ibérico.

La zona de sondeo recibe sedimentos terrestres de las cuencas hidrográficas de los ríos Tajo y Sado, de tal manera que el contenido polínico del testigo debe proporcionar una señal integrada de la vegetación regional del sector suroeste de la Península Ibérica. El testigo, de 37 m de longitud, consiste en arcillas hemipelágicas que corresponden al último ciclo glacial-interglacial, y ha proporcionado material para una serie extensiva de investigaciones sedimentarias, fósiles, geoquímicas y geocronológicas (Eynaud *et al.* 2000, Moreno *et al.* 2002, Sánchez-Goñi *et al.* 1999, 2000, 2008, 2009, Shackleton *et al.* 2000, 2002, 2004, Pailler & Bard 2002).

El estudio polínico, en alta resolución, se ha centrado en el intervalo comprendido entre 14 y 18 ka BP. El estudio de otros testigos en la misma zona, aporta información complementaria para los intervalos anterior (MD01-2443, 340-180 ka BP) y posterior (SU81-18, 0-26000 años BP). La investigación palinológica evidencia cambios dinámicos en la vegetación del suroeste de la Península Ibérica durante el último ciclo glacial-interglacial, así como un notable paralelismo temporal entre los cambios terrestres y marinos (Fig. 3).

En la base de la secuencia, porcentajes elevados de Cupressaceae y plantas xerófitas (*Artemisia*, Chenopodiaceae y *Ephedra*) indican condiciones terrestres frías y secas a finales del penúltimo periodo glacial (OIS 6). El aumento de *Betula*, *Quercus* caducifolios y Ericaceae sugiere un incremento de las temperaturas y humedad durante la transición al último interglacial (Eemense). Este proceso fue interrumpido por un corto



Figura 1. Situación geográfica del sondeo MD95-2042 en la costa atlántica portuguesa



Figura 2. Buque francés Marion Dufresne (Foto: www.institut-polaire.fr)

podíaceae y *Ephedra*) indican condiciones terrestres frías y secas a finales del penúltimo periodo glacial (OIS 6). El aumento de *Betula*, *Quercus* caducifolios y Ericaceae sugiere un incremento de las temperaturas y humedad durante la transición al último interglacial (Eemense). Este proceso fue interrumpido por un corto

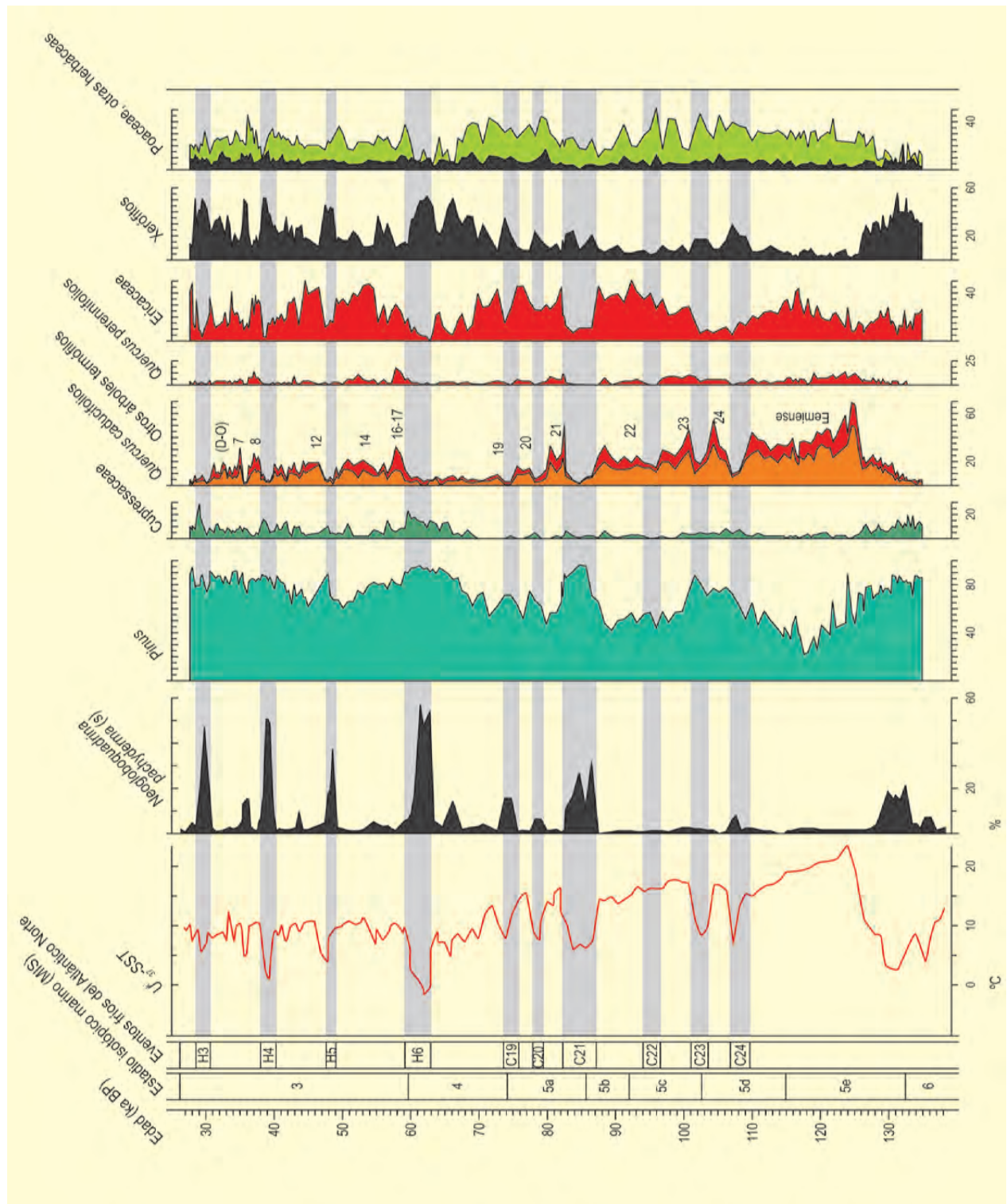


Figura 3. Diagrama multiproxy de MD95-2042 (adaptado de Sánchez-Gofí et al. 2008). Las barras grises indican los eventos abruptos fríos del Atlántico Norte, y los números (D-O) indican expansiones mayores de bosque que corresponden a eventos cálidos de Dansgaard-Oeschger en Groenlandia

evento de condiciones más secas y frías que se ha considerado análogo al período conocido como Dryas reciente de la última terminación glacial.

El Eemiense se caracteriza, en la secuencia MD95-2042, por el desarrollo de bosques mediterráneos, con *Quercus perennifolia* y *Carpinus betulus*. La correlación

directa con indicadores marinos en el mismo testigo, indica que el Eemiense (fase forestal terrestre), no se corresponde exactamente con el estadio isotópico marino (OIS 5e).

Después del Eemiense, el registro polínico indica la disminución a largo plazo de los bosques regionales termófilos durante el OIS 5d-a, indicando una fuerte variabilidad milenaria. Durante los OIS 5d-a, 4 y 3, se registran diversos cambios abruptos en la vegetación que se corresponden con la identificación de una gran variabilidad en las condiciones marinas (temperatura

de las aguas superficiales). De este modo, se registra una expansión de bosques con *Quercus* durante los intervalos cálidos y húmedos que se relacionan con los interestadios de Groenlandia, mientras que la vegetación xerofítica se expande durante los intervalos fríos y secos de los estadios de Groenlandia, eventos de Heinrich 1-6 y enfriamientos noratlánticos C19-24.

Más información

Sánchez-Goñi *et al.* (1999, 2000, 2008, 2009), Shackleton *et al.* (2000, 2002, 2003)



MD95-2043

Mar de Alborán, Mediterráneo occidental
Pleistoceno superior – Holoceno (48-1 ka)

El testigo marino MD95-2043 fue recuperado por el buque francés Marion Dufresne, equipado con la sonda de émbolo CALYPSO, en el marco del programa internacional IMAGES (International Marine Global Change Study) durante la campaña oceanográfica de 1995 destinada al estudio del margen ibérico. El punto exacto de sondeo se localiza en la zona central del Mar de Alborán (Mediterráneo occidental) a $36^{\circ} 08' N$ y $02^{\circ} 37' O$ (Fig. 1), a una profundidad de agua de 1841 m y consiste en una secuencia de sedimentos finos hemipelágicos. La secuencia ha sido datada por el método radiocarbónico AMS y por correlación tanto con la curva de SST (temperatura superficial del agua) obtenida a partir de alquenonas como con la curva de $\delta^{18}O$ de hielo de Groenlandia (Cacho *et al.* 1999) (Tabla 1). Los 16 metros superiores de la secuencia corresponden a los últimos 48000 años y han proporcionado material para una



Figura 1. Situación geográfica del sondeo de MD95-2043 en la costa sur de la Península

amplia serie de investigaciones sedimentarias, fósiles y geoquímicas (Cacho *et al.* 1999, 2000, 2006; Moreno *et al.* 2002, 2005; Sánchez-Goñi *et al.* 2002; Pérez-Fol-

Tabla 1. Dataciones radiocarbónicas de la secuencia MD95-2043. Conversión con Marine04 (Hughen *et al.* 2004) en CALIB versión 5.02 (Stuiver & Reimer, 1993). Cacho *et al.* (1999)

Prof. (cm)	Muestra	Años BP	Años cal. BP	Rango
14	<i>Globigerina bulloides</i>	1980 ± 60	1538	1384–1690
54	<i>G. bulloides</i>	3216 ± 37	3029	2897–3162
96	<i>G. bulloides</i>	4275 ± 41	4391	4255–4510
178	<i>G. bulloides</i>	5652 ± 42	6056	5936–6172
238	<i>G. bulloides</i>	6870 ± 50	7384	7276–7479
298	<i>Neogloboquadrina pachyderma</i>	8530 ± 47	9165	9010–9301
348	<i>G. bulloides</i>	9200 ± 60	10009	9792–10176
418	<i>N. pachyderma</i>	9970 ± 50	10944	10726–11115
487	<i>N. pachyderma</i>	10560 ± 60	11797	11406–12043
512	<i>N. pachyderma</i>	10750 ± 60	12172	11936–12571
588	<i>N. pachyderma</i>	11590 ± 60	13088	12949–13205
595	<i>N. pachyderma</i>	11880 ± 80	13327	13172–13496
682	<i>G. bulloides</i>	12790 ± 90	14412	14068–14873
708	<i>G. bulloides</i>	13100 ± 90	14970	14493–15318
758	<i>N. pachyderma</i>	14350 ± 110	16618	16174–17049
802	<i>N. pachyderma</i>	15440 ± 90	18334	18041–18637
858	<i>N. pachyderma</i>	18260 ± 120	21094	20649–21517

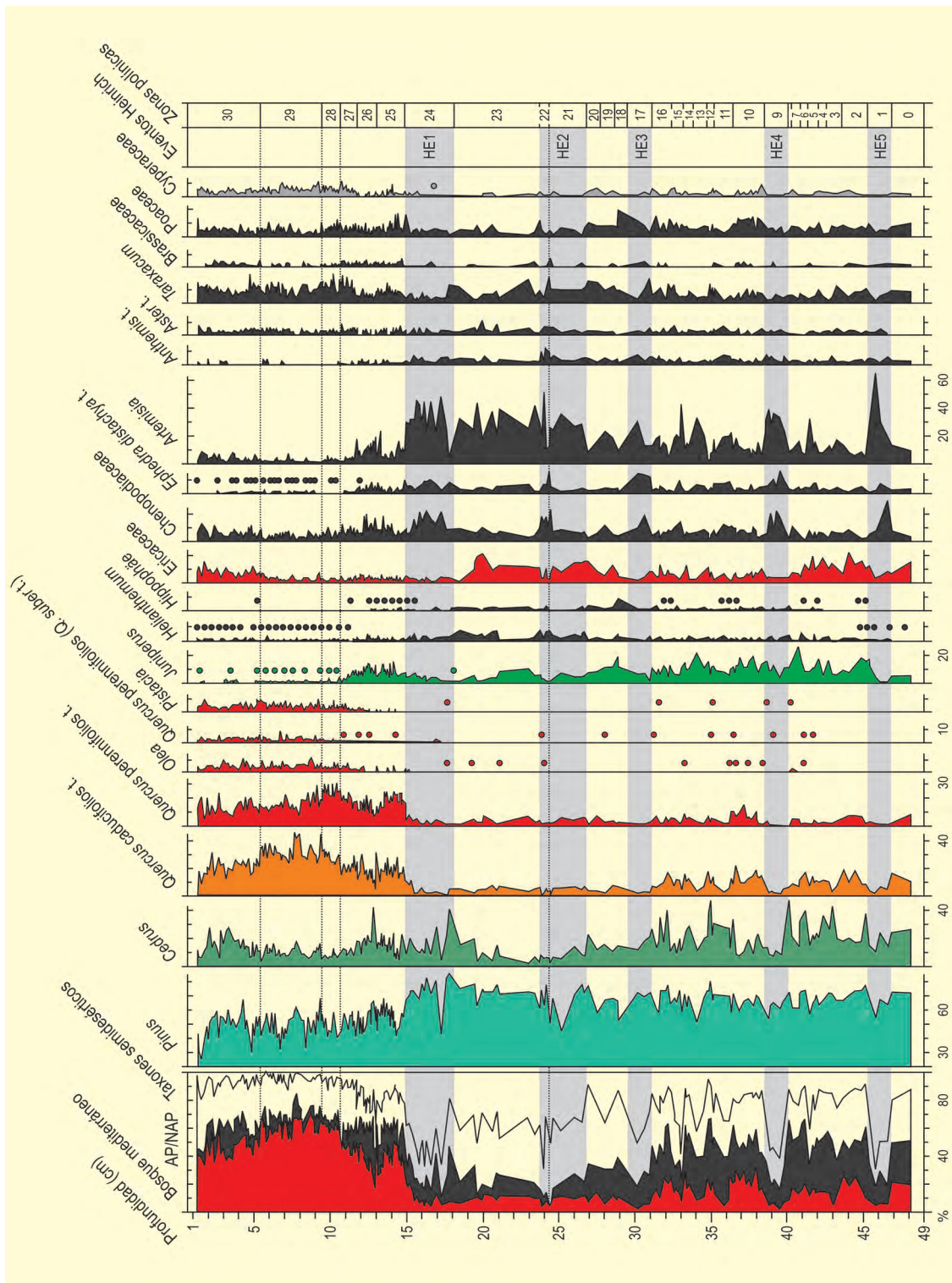


Figura 2. Diagrama polínico de MD95-2043. Redibujado de Fletcher & Sánchez-Goni (2008). Las barras grises indican los eventos Heinrich y el Dryas reciente de acuerdo con la señal paleoecológica de indicadores marinos (Cacho et al. 1999, 2002, 2006)

gado *et al.* 2003; Colmenero-Hidalgo *et al.* 2004; Fletcher & Sánchez-Goñi 2008).

La investigación palinológica en alta resolución (Sánchez-Goñi *et al.* 2002, Fletcher & Sánchez-Goñi 2008) proporciona evidencias sobre cambios rápidos de la vegetación a escala regional en el sureste de la Península Ibérica y el norte de Marruecos durante el último periodo glacial, la transición glacial-interglacial y el Holoceno (Fig. 2).

El intervalo 48-27 ka, que se sitúa en el estadio isotópico marino OIS 3, se caracteriza por la alternancia entre fases de expansión de *Quercus* y otras de vegetación xerofítica en sincronía con la variabilidad climática del tipo Dansgaard-Oeschger y los eventos Heinrich (zonas polínicas 0-20).

El OIS 2 se caracteriza por el dominio de vegetación semidesértica acompañada por especies arbustivas como Ericaceae (zonas 21-25). El LGM o Último Má-

ximo Glacial (zona 23) exhibe condiciones climáticas menos severas que las de los eventos Heinrich 2 y 1 (zonas 21-22, y 24 respectivamente).

La fase correlativa del OIS 1 se caracteriza por los máximos forestales de *Quercus*, con una expansión importante y rápida al principio del interestadio tardiglacial (Bölling-Allerød) (zona 26). Durante el Dryas reciente, se constata una expansión de vegetación semidesértica (zona 27), pero el cambio fue moderado en comparación con los estadios del periodo glacial.

La secuencia del Holoceno inicial registra una transición entre el dominio de *Quercus* perennifolios (zona 29) y caducifolios (zona 30). Posteriormente (zona 31), se produce una disminución de *Quercus* al tiempo que la expansión de Ericaceae y xerófitos.

Más información

Cacho *et al.* (1999, 2000, 2006), Sánchez-Goñi *et al.* (2002), Fletcher & Sánchez-Goñi (2008)



MD99-2331/MD03-2697

Costa atlántica, Galicia

Pleistoceno medio (330-280 Ka), Pleistoceno superior – Holoceno (130 ka-actualidad)

Los testigos marinos MD99-2331 y MD03-2697 fueron recuperados a unos 65 km de la costa de Galicia (42° 09' N, 09° 41' O y 42° 09' N, 09° 42' O respectivamente) a una profundidad de agua superior a los 2100 m por el buque francés Marion Dufresne, equipado con la sonda de émbolo CALYPSO, durante las campañas oceanográficas GINNA (IMAGES V) de 1999 y PICABIA de 2003. Ambos testigos se componen de arcillas hemipelágicas. El primero de ellos alcanzó una profundidad de 37,2 m, lo que corresponde a los últimos dos ciclos interglacial-glacial y parte del tercer ciclo. El segundo, cubre una secuencia de más de 40 m y proporciona información para los últimos cuatro ciclos inter-glacial-glacial. La zona de sondeo recibe sedimentos terrestres de las cuencas hidrográficas de las Rías Baixas de Galicia y los ríos Miño y Duero, de tal manera que el contenido polínico de estos testigos proporciona una señal potencial integrada de la vegetación regional del sector noroeste de la Península Ibérica (Naughton *et al.* 2007).

La investigación palinológica y multidisciplinar (sedimentología, isótopos planctónicos, conjuntos de foraminíferos planctónicos y estimaciones de temperaturas de aguas superficiales marinas), se ha centrado en los estadios isotópicos marinos OIS 9, 5, 4, 3, 2 y 1. La cronología del MD99-2331 está basada en 55 dataciones radiocarbónicas AMS sobre muestras mono-específicas de foraminíferos planctónicos (Naughton *et al.* 2009), y en la correlación estratigráfica de eventos abruptos con la secuencia de referencia MD95-2042 (Sánchez-Goñi *et al.* 2008). La recuperación y análisis subsiguiente de otros testigos (MD01-2447 y MD03-2697) en el mismo lugar geográfico permite la construcción de un registro polínico muy completo y la correlación directa terrestre marino para los últimos cinco interglaciales (Desprat *et al.* 2007). La cronoes-tratigrafía del MD03-2697 para el OIS 9 está basada en



Figura 1. Situación geográfica de los sondeos MD99-2331/MD03-2697 en la costa atlántica gallega

la identificación de eventos isotópicos en el registro planctónico de isótopos estables de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) y en la correlación con la secuencia MD01-2443, mientras que la cronología de la parte superior (OIS 1) está basada en siete dataciones radiocarbónicas AMS (Tabla 1).

Los resultados polínicos del estudio del OIS 9 de MD03-2697 (Fig. 3, 340-270 ka BP) indican tres periodos principales caracterizados por el desarrollo de bosques caducifolios (Pontevedra, Sanxenxo, Bueu), que corresponden a los tres intervalos mayores de bajo volumen global de hielo detectados en los isótopos béticos (Desprat *et al.* 2009). El desarrollo de los bosques en cada fase demuestra una sucesión característica de árboles pioneros (*Betula*) seguidos por *Quercus* caducifolios, y finalmente combinaciones de *Alnus*, *Corylus*, *Carpinus betulus* y *Fagus*. El primer periodo forestal (Pontevedra), con una duración de aproximadamente 12000 años, muestra los porcentajes más elevados de *Quercus* caducifolios y plantas mediterráneas, y corresponde a las temperaturas oceánicas más cálidas del OIS 9. El segundo periodo forestal (Sanxenxo) se caracteriza

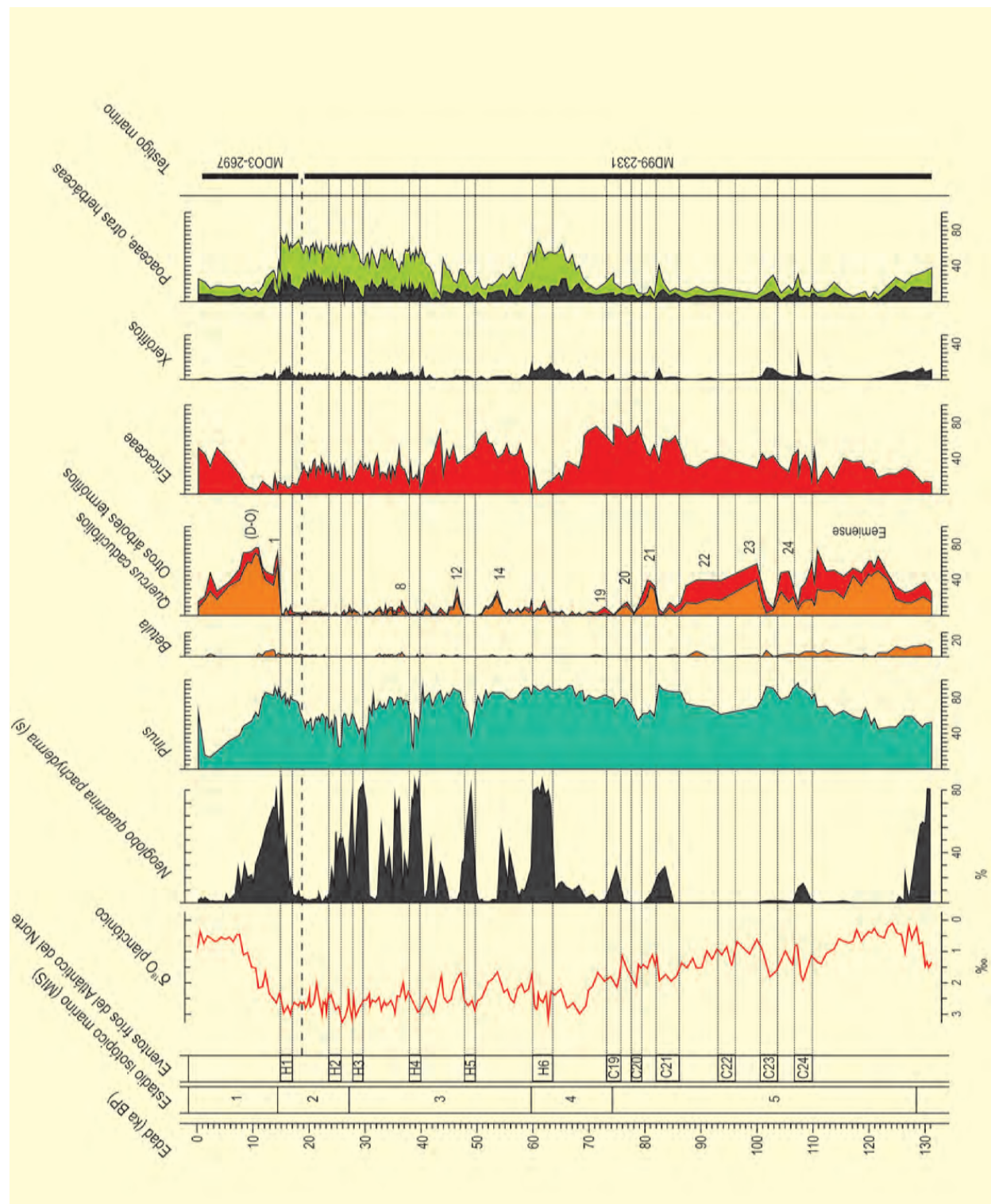


Figura 2. Diagrama multiproxy de MD99-2331, basado en Sánchez-Gofí et al. (2005, 2008), Naughton et al. (2007) y Gouzy et al. (2004). Para el intervalo 0 a 15 ka, se presentan datos del testigo MD03-2697 (Naughton et al. 2007).

por un desarrollo menor de bosque, y por la sucesión de fluctuaciones abruptas en la vegetación. El tercer periodo forestal (Bueu) muestra una expansión de *Quercus* caducifolios similar a la del primer periodo, pero los elementos mediterráneos no registran cierta expansión en este caso. También se registra una serie de doce eventos

de reducción de bosque (3NWI-fr-1-12, Fig. 3), que corresponde a expansiones de *Ericaceae* (lo que sugiere condiciones frías y húmedas) o plantas herbáceas y esteparias (lo que sugiere condiciones más bien frías y secas). Estos eventos también se detectan en los indicadores marinos en la misma secuencia, lo que sugiere

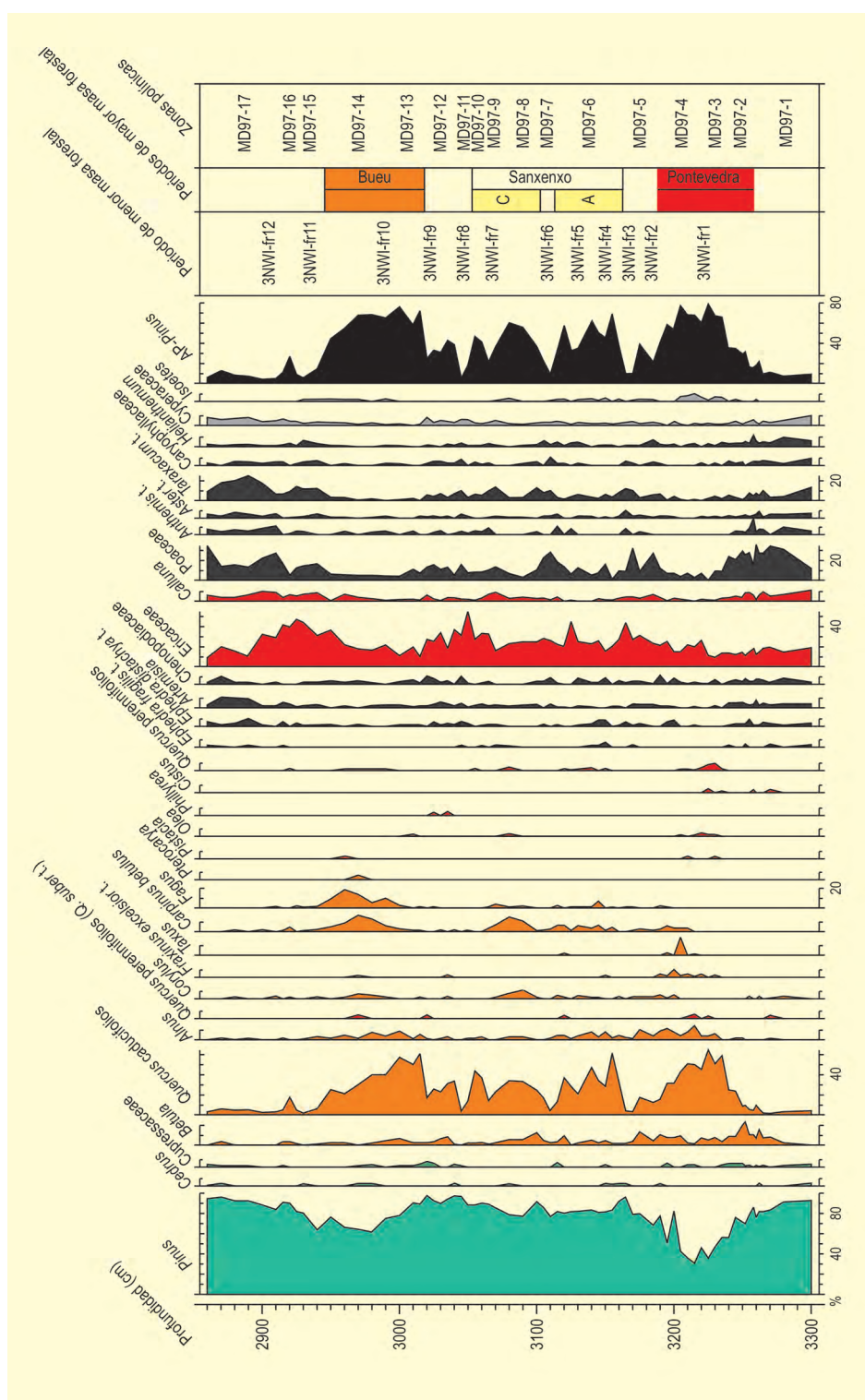


Figura 3. Diagrama polínico del estadio isotópico marino (OIS) 9 de MD03-2697. Redibujado de Desprat et al. (2009)

impactos sincrónicos atmosféricos y marinos de eventos a escala milenaria durante el OIS 9.

Los datos obtenidos de la secuencia MD99-2331 y los aportados por la parte superior del testigo marino MD03-2697 recogen los cambios de vegetación en el no-

roeste de la Península Ibérica durante los últimos períodos interglacial y glacial y durante los eventos Bølling-Allerød y Dryas reciente frente a la evolución y variabilidad del clima regional (Fig. 2). A largo plazo (escala orbital), es muy evidente la regresión de los bosques de robles desde el último interglacial (Eemense)

hacia el periodo glacial (OIS 4, 3 y 2) y la expansión de brezales y vegetación herbácea. Esta tendencia indica una reducción progresiva de temperaturas atmosféricas durante el último ciclo climático que evolucionó en paralelo con la instalación de condiciones marinas frías. Superpuesta en esta tendencia, resulta notable la variabilidad registrada a escala milenaria durante el periodo comprendido entre el OIS 5 y el OIS 2, evidente tanto en el registro polínico como en los indicadores marinos. La expansión de árboles termófilos se registra en fase con el calentamiento de las aguas superficiales marinas durante los intervalos cálidos (interestadios de Groenlandia), observándose durante el intervalo Bølling-Allerød (base del OIS 1) una respuesta rápida de *Quercus* caducifolios y especies arbóreo-arbustivas pioneras (*Betula*, Cupressaceae e *Hippophae*). Por el contrario, las reducciones de árboles termófilos y la expansión de vegetación abierta con Ericaceae y Poaceae se observan en paralelo con el enfriamiento de las aguas superficiales

marinas que tuvo lugar durante los episodios fríos (estadios de Groenlandia, eventos de Heinrich 1-6 y eventos de enfriamiento noratlánticos C19-24).

La expansión máxima de *Quercus* caducifolios se observa durante el Holoceno temprano o inferior mientras una expansión progresiva de Ericaceae caracteriza la segunda mitad del Holoceno.

El análisis *multiproxy* del MD99-2331 también ha arrojado luz sobre la complejidad climática interna de los eventos de Heinrich, proporcionando evidencias de dos fases climáticas (frío-húmedo y fresco-seco) dentro de los eventos H4, H2 y H1 en la zona noroeste de la Península.

Más información

Gouzy *et al.* (2004), Sánchez-Goñi *et al.* (2005, 2008), Naughton *et al.* (2007, 2009), Desprat *et al.* (2009)



MOLÍ DEL SALT

Vimbodí i Poblet, Tarragona
Pleistoceno superior – Holoceno (15486-8710 años cal BP)

El yacimiento del Molí del Salt se sitúa en Vimbodí i Poblet (Conca de Barberà, Tarragona), municipio que se extiende por las vertientes septentrionales de las Muntanyes de Prades, en las coordenadas geográficas 41° 23' 44" N, 1° 02' 48" E. El abrigo, formado por conglomerados oligocenos, se orienta al sur y se localiza a 490 m s.n.m., en el margen izquierdo del curso actual del río Milans, tributario del río Francolí (Fig. 1).

Se sitúa en la región Mediterránea, en el piso bioclimático mesomediterráneo y el clima actual predominante es el mediterráneo continentalizado, con veranos calientes y secos y con temperaturas más o menos templadas durante el invierno. Las temperaturas oscilan entre los 5 °C en los meses más fríos (diciembre y enero) y los 23 °C durante los meses más cálidos (julio y agosto). La precipitación media anual registrada du-

rante el 2020 por la estación meteorológica de l'Espluga de Francolí (446 m s.n.m.) llegó a los 443,30 mm, con una humedad relativa del 67 %.

En un radio local a Molí del Salt (5 km²), el paisaje se encuentra muy influenciado por la actividad agrícola, con áreas abiertas y antropizadas, especialmente para el cultivo seco (61 %), mientras que el pinar de pino carrasco (*Pinus halepensis*) forma bosques dominantes (35 %), mezclado con los robledales de *Quercus faginea*, con matorrales de especies calcícolas y más termófilas. En un ámbito más regional, la vegetación actual se caracteriza por otros bosques de coníferas (*Pinus nigra*, *Pinus pinaster* y *Pinus pinea*) junto a castaños (*Castanea sativa*), acompañados de un estrato arbustivo de carácter mediterráneo, especialmente con especies como el romero (*Rosmarinus officinalis*), lentisco (*Pistacia lentiscus*), coscoja (*Quercus coccifera*), lavanda (*Lavandula la-*



Figura 1. Molí del Salt en contexto con el paisaje actual (Foto: Manuel Vaquero)

Tabla 1. Dataciones radiocarbónicas ^{14}C -AMS (García-Díez & Vaquero 2015) y calibraciones. Las calibraciones se realizaron con el intervalo de probabilidad 95 % a 2σ , con Oxcal 4.3 y la curva IntCal20 (Reimer *et al.* 2020)

Ref. lab.	Nivel	Muestra	Años BP (AMS)	Años cal. BP (2σ)	Años cal. BC (2σ)
Beta-173335	Sup	Hueso	8.040 ± 40	9.110-8710	7.160-670
Beta-179599	Asup	Carbón	10.840 ± 50	12.890-12.690	10.940-10.740
Beta-179598	Asup	Carbón	10.990 ± 50	13.050-12.730	11.100-10.780
Beta-221912	Asup	Carbón	11.060 ± 70	13.130-12.770	11.180-10.820
Beta-221913	Asup	Carbón	10.850 ± 70	12.950-12.670	11.000-10.720
Beta-235268	Asup	Carbón	10.920 ± 60	12.990-12.710	11.040-10.760
Beta-367195	A	Carbón	10.940 ± 50	13.059-12.695	11.109-10.745
Beta-235267	A	Carbón	11.000 ± 60	13.080-12.720	11.130-10.770
Beta-367196	A	Carbón	11.090 ± 50	13.188-12.772	11.238-10.822
Beta-277000	A	Carbón	11.230 ± 50	13.270-13.030	11.320-11.080
Beta-277001	A	Carbón	11.440 ± 60	13.500-13.180	11.550-11.230
Beta-284214	A	Carbón	10.940 ± 50	13.059-12.695	11.109-10.745
Beta-284212	A	Carbón	11.770 ± 50	13.790-13.550	11.840-11.600
Beta-284213	A	Carbón	11.800 ± 50	13.800-13.560	11.850-11.610
Beta-367197	B1	Hueso	11.800 ± 50	14.062-13.498	12.112-11.548
GifA-101037	B1	Carbón	11.940 ± 100	14.070-13.590	12.120-11.640
GifA-101038	B2	Carbón	12.510 ± 100	15.300-14.540	13.350-12.590

tifolia) o el madroño (*Arbutus unedo*) en las zonas de menor altitud. En las áreas más elevadas de las Muntanyes de Prades (1203 m s.n.m.) se desarrolla un bosque relicto de pino albar (*Pinus sylvestris*). Este pinar se encuentra muy próximo a un melojar compuesto por melojo (*Quercus pyrenaica*), endrino (*Prunus spinosa*), majuelo (*Crataegus monogyna*), jara de montaña (*Cistus laurifolius*). En lugares más umbríos y secos se encuentran tejedas (*Taxus baccata*), como en el barranco del Tillar y en la obaga de la Pena.

El Molí del Salt documenta una secuencia arqueológica de 2,5 m de potencia, con un nivel Mesolítico en el techo (Sup) en diacronía con el Paleolítico superior final (unidades A y B). La unidad A se distingue por los niveles arqueológicos Asup y A. La unidad B, en la base de la secuencia, se distingue por los niveles arqueológicos B1 y B2 (Tabla 1).

En total, se han estudiado 1399 fragmentos de carbón, recuperados sistemáticamente mediante la flotación manual con cubos. Los resultados antracológicos del Molí del Salt (Fig. 2) y el rango cronológico se enmarcan en una dinámica climática muy influenciada por las oscilaciones positivas y negativas de las pulsaciones

isotópicas, características al final del período glacial GS-2 en transición al estadio Interglacial GI-1.

Los resultados antracológicos de los niveles arqueológicos más antiguos de la unidad B muestran el dominio del bosque de coníferas (*P. sylvestris/nigra*), acompañado de un estrato arbustivo de poca representatividad y baja variabilidad taxonómica, formado por enebros (*Juniperus*), probablemente enebro común (*Juniperus communis*), y arbustos como los frutales de la familia de las prunáceas (*Prunus spinosa/amygdalus/avium*), avellanos (*Corylus avellana*) y ramnáceas (*Rhamnus cathartica/saxatilis*). Posteriormente, en los niveles arqueológicos más recientes de la unidad A, se observa como las frecuencias del bosque de pino montano decrecen considerablemente, a la vez que los taxones arbustivos aumentan, especialmente enebrales y prunáceas con arces (*Acer*) y ramnáceas (*Rhamnus cathartica/saxatilis*) en menor presencia.

Desde un punto de vista diacrónico de la secuencia antracológica, el bosque cerrado de coníferas es la vegetación dominante hasta finales del GS-2, de condiciones climáticas más frías y áridas. Durante el interstadial GI-1, y especialmente durante la oscilación

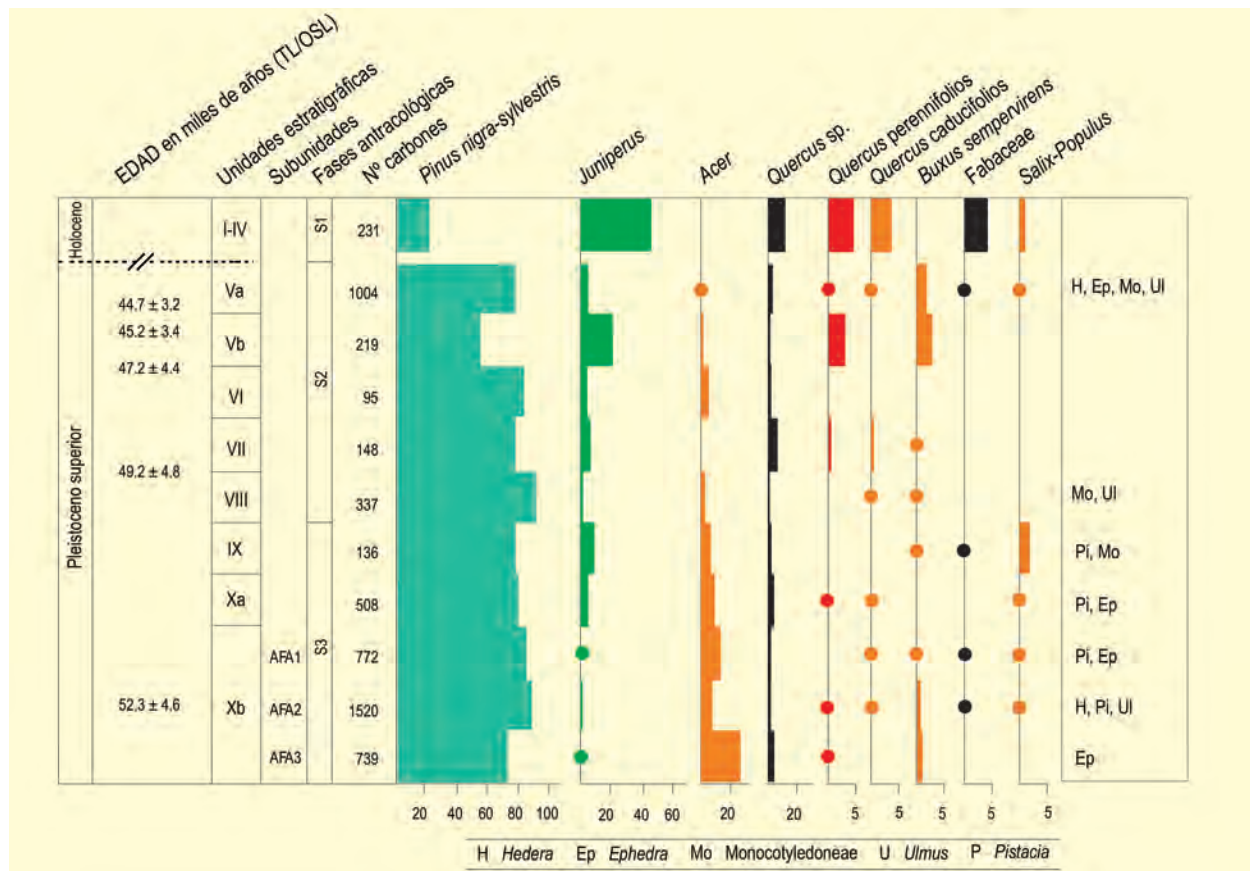


Figura 2. Diagrama antracológico de los niveles magdalenenses de Molí del Salt. Los taxones esporádicos (>5 fragmentos de carbón identificados) se representan en círculo. Redibujado de Mas et al. (2021)

positiva del GI-1c, que se caracteriza por unas condiciones climáticas más húmedas, el bosque cerrado de pino albar se transforma en un bosque más abierto, con más representatividad de la vegetación arbustiva meso-termófila, aunque con poca variabilidad taxonómica.

Finalmente, en el nivel A se han documentado 4 fragmentos de carbón de *Quercus ilex/coccifera*, proce-

dentes del mismo cuadro arqueológico y rango de profundidad. Consideramos que, con una alta probabilidad, la presencia en el conjunto antracológico pudiera deberse a las bioturbaciones, especialmente por la actividad de las raíces.

Más información

Allué et al. (2010), Mas et al. (2021)



MOLÍ VELL

La Garrotxa, Maià de Montcal, Girona
Pleistoceno inferior

La secuencia de Molí Vell ($42^{\circ} 12' N$, $02^{\circ} 45' E$; 160 m s.n.m.) se recogió en los sedimentos calcáreos de un pequeño valle de la ladera norte del río Fluvià, en Dosquers (Fig. 1), Girona (Julià 1980). El sedimento se caracteriza por la alternancia de capas de color beige y gris, cada una de c. 1 cm de espesor. De este lugar fue estudiado un afloramiento de 20 m de espesor. Este yacimiento paleobotánico y la cantera Incarcal en Crespià forman parte de la cuenca lacustre de Besalú (Julià 1980). La edad que se le asigna es del

Pleistoceno inferior, aunque esta atribución cronológica es bastante incierta y se basa en la relación con la cantera Incarcal en Crespià y en los taxones polínicos raros que aún se representan en los espectros polínicos de Molí Vell, pero que empezaron a desaparecer a finales del Pleistoceno inferior.

Geurts (1977, 1979) estudió mediante análisis palinológico veinte muestras de este registro con origen en tres partes distintas del sondeo, por lo que se tratan



Figura 1. Vista panorámica en San Martín de Dosquers (Foto: Ll. Canyet)

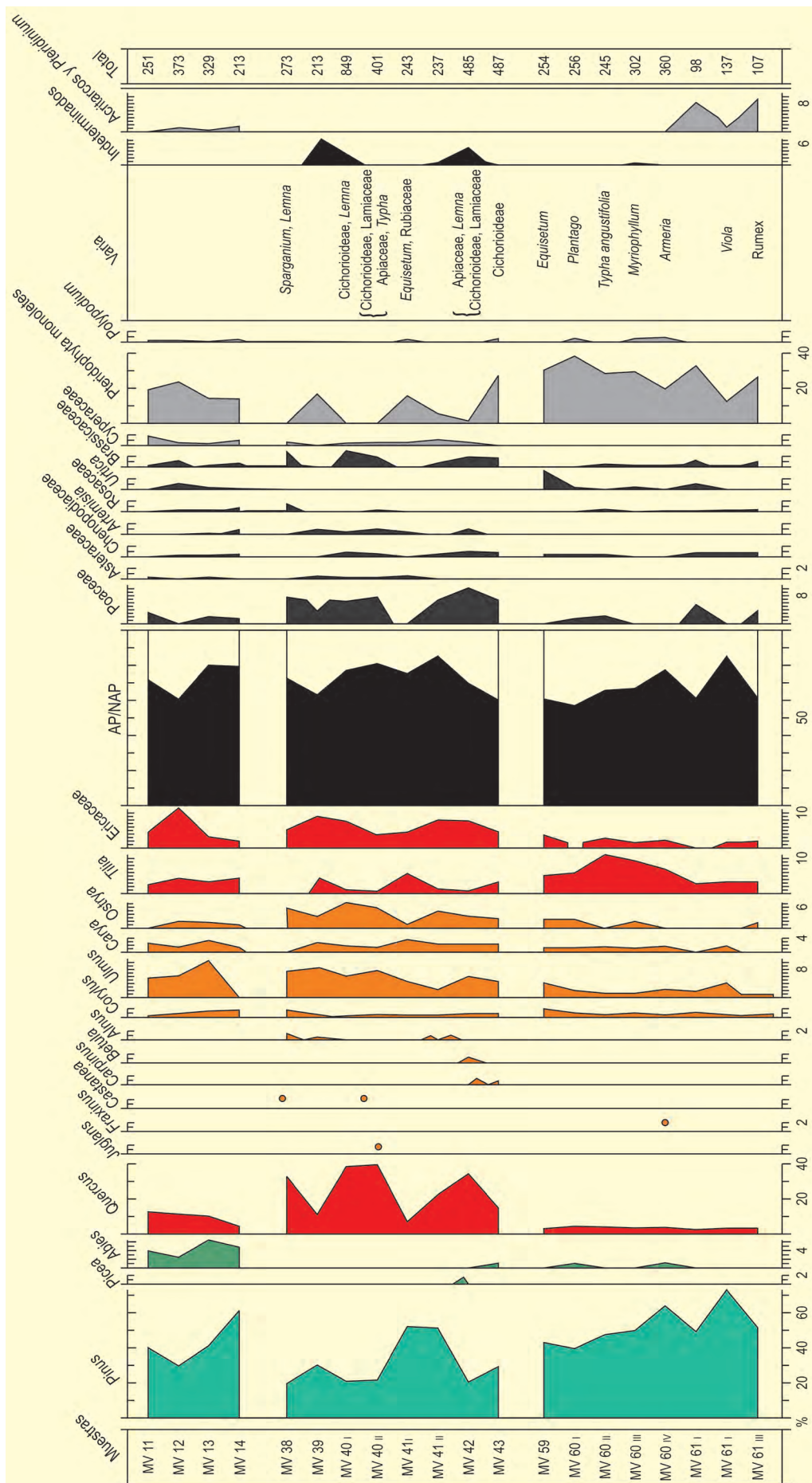


Figura 2. Diagrama palinológico de la secuencia de Molí Vell. Redibujado de Geurts (1979)

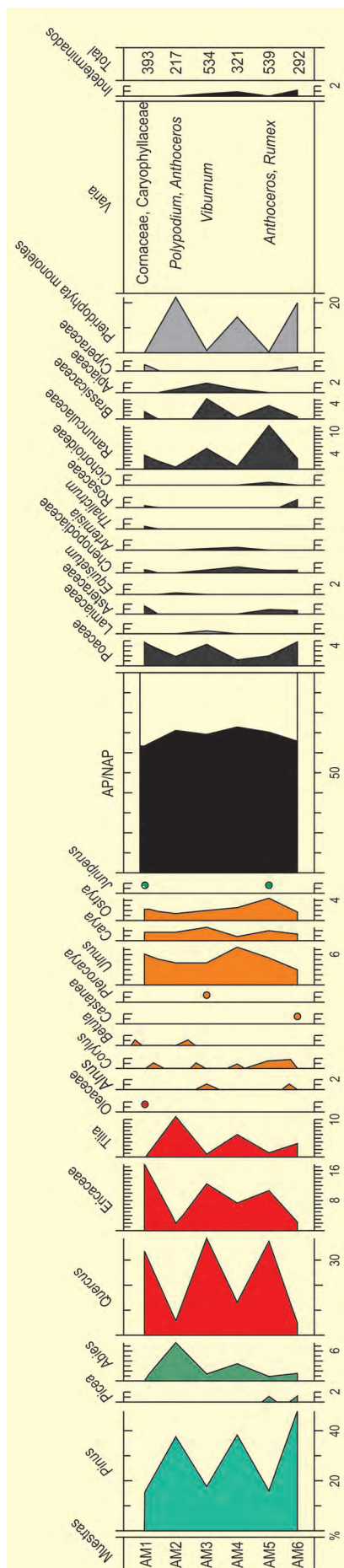


Figura 3. Diagrama palinológico de unas laminaciones de la secuencia de Molí Vell. Redibujado de Geurts (1979)

como tres fases independientes (Fig. 2). La primera de ellas, correspondiente con la parte más basal (muestras MV-59 a MV-61iii), representa una fase en la que se observa un paisaje en el que *Pinus* sería el taxón arbóreo dominante pero en el que otros taxones como *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Carya* y *Corylus* también aparecen. Por el contrario, en la segunda fase (muestras MV-38 a MV-43) se observa un paisaje en el que se produce un mayor desarrollo de las masas boscosas con una mayor importancia del elemento caducifolio, especialmente de *Quercus*, *Carya* y *Ostrya*. En esta fase se producen alternancias entre *Quercus* y *Pinus* como taxones arbóreos dominantes.

Por último, en la tercera fase (MV-1 a MV-14) se observa una ligera reapertura de la vegetación en paralelo con los menores porcentajes de *Quercus* detectados, con la vuelta de *Pinus* como taxón dominante y con un aumento de los valores de *Carya* y *Abies*. La interpretación que sugieren los autores de los datos polínicos, junto con el estudio detallado de ostrácodos y geoquímica (de Deckker *et al.* 1979), es que durante la primera fase el clima sería más frío que en la actualidad y durante la siguiente fase se desarrollaría un clima más cálido, mientras que en la última fase las características serían intermedias pero aún más cálidas que a día de hoy.

Adicionalmente, Geurts también publicó un análisis detallado de una de las unidades estratigráficas varvadas de Molí Vell con el estudio de seis muestras (AM-1 a AM-6). Con el análisis de estas muestras (Fig. 3) se detectó la señal de la temporada de floración de distintas plantas: en las capas de color beige el polen mayoritariamente fue el de *Quercus*, atribuyéndose a sedimentación ocurrida en primavera; mientras en que las capas de color gris *Tilia* y *Pinus* fueron los taxones mayoritarios y se han relacionado con la sedimentación estival.

Más información

Geurts (1977, 1979), de Deckker *et al.* (1979)



MORGADINHO

Faro, Portugal
Pleistoceno inferior – Pleistoceno medio

El afloramiento fosilífero de Morgadinho ($37^{\circ} 05' 52''$ N, $08^{\circ} 13' 59''$ O; 33 m s.n.m.) fue descubierto en 1981 por M. Oliveira. Inicialmente, sus sedimentos fueron atribuidos al Mioceno, pero la identificación de micromamíferos permitió asignarlos a las zonas MN17-MN18 (Pleistoceno inferior-Pleistoceno medio). Además de micromamíferos fueron identificados fósiles de anfibios, peces, gasterópodos y ostrácodos de agua dulce. El análisis palinológico de sus sedimentos reveló la presencia de esporas de

bríofitos como *Anthoceros* y *Riccia*, así como de polipodiáceas. Las gimnospermas están representadas por *Cathaya*, *Keteleeria*, *Picea*, *Pinus* y Cupressaceae. Entre las angiospermas destacan *Quercus*, Ericaceae, Mimosaceae, *Salix*, Amaranthaceae/ Chenopodiaceae, Cistaceae (*Cistus*) y *Erodium* (Geraniaceae) (Tabla 1).

La presencia de *Cathaya* y *Keteleeria* es especialmente relevante por tratarse de taxones extinguidos en



Figura 1. Vista panorámica de un paraje del Algarve en Portugal (Foto: P. Guerreiro)

Tabla 1. Taxones observados en la secuencia de Morgadinho (Antunes et al. 1986)

Morgadinho
<i>Cordosphaeridium</i>
<i>Lichnothamnus duplicicarinatus</i>
<i>Anthoceros</i>
Polypodiaceae indet.
<i>Keteleeria</i>
<i>Picea</i>
<i>Pinus</i>
Cupressaceae indet.
Ericaceae indet.

la Península Ibérica actualmente. Hasta el descubrimiento de este afloramiento estos dos géneros habían sido encontrados en los depósitos burdigalienses y serravallienses de Lisboa y en el Plioceno de Rio Maior. Los bosques existentes en esta área debieron ser de tipo mixto mesofítico y el clima fue húmedo y relativamente cálido.

Más información

Antunes et al. (1986)



MORÍN

Villaescusa, Cantabria
Pleistoceno superior

La Cueva de Morín es una pequeña cavidad cuya boca se orienta al suroeste. Está situada en una colina caliza dentro de la cuenca de drenaje del

río Solía, concretamente del arroyo Obregón (43° 23' N, 03° 50' O; 57 m s.n.m.), a 22 m del fondo del valle y 6 km al sur de la actual bahía de Santander, cerca de la

Tabla 1. Resumen de la historia de la vegetación en Cueva Morín y su relación con la arqueología a los eventos climáticos (a partir del trabajo de Leroli-Gourhan 1971). Se incluyen también las reinterpretaciones de Sánchez-Goñi (1991, 1994)

Zona polínica	Nivel estratigráfico	Muestra	Leroli-Gourhan 1971			Sánchez-Goñi 1991		Sánchez-Goñi 1994	Maillo et al. 2001	
			Arqueología	Vegetación	Interpretación	Interpretación	Interpretación	Dataciones ASM		
5	1	1	Azilense	Descenso masas arbóreas. Aumento de <i>Corylus</i> y Cichorioideae. Presencia de <i>Ephedra</i> . Pobreza florística. Presencia de <i>Alnus</i> y <i>Plantago</i>	Recalentamiento	Allerod	No posible interpretación paleoecológica			
	2	2	Magdaleniense		Frio y seco	Dryas medio Wurm superior			¿?	
	3	3	Solutrense		Alterancia de robledales mixtos <i>Quercus-Ulmus</i> acompañados de <i>Alnus</i> con fases Cichorioideae-Poaceae. Descenso de <i>Pinus</i>	Oscilaciones frías y cálidas	Intervalo "exPaudorf"	Alta riqueza florística	Botánicamente difícil de atribuir una fase climática	
	4	4								
	5	7	Gravetiense							
	6	6								
4	7	7								
	8	8								
3	9	9	Aurifaciense I							
	10	10								
2	11	11		Recuperación de la temperatura y la humedad	Interestadio Arcy	Interestadio Denekamp (30000 años BP)	Interestadio			
	12	12								
1	13	13	Aurifaciense I	Desarrollo de las herbáceas, caída en niveles de arbóreas y <i>Polypodium</i>	Frio y seco	Transición Hengelo-Arcy	Demasiada diversidad para Hengelo	36550 ± 770		
	14	14								
1	15	15		Moderadamente templado con momentos húmedos	Interestadio Hengelo	Interestadio Le Cottés (37600-33300 años BP)	Eemense p pre-Wurm			
	16	16								
1	17	17		Pinar claro acompañado de <i>Abies</i> , <i>Fagus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Alnus</i> , <i>Corylus</i> , <i>Quercus</i> , <i>Fraxinus</i> y <i>Betula</i>						
	18	18	Aurifaciense							
1	19	19		Abundancia de <i>Polypodium</i>						
	41	41								
1	42	42	Chatelperroniense							
	23	23	Musteriense					39770 ± 730		

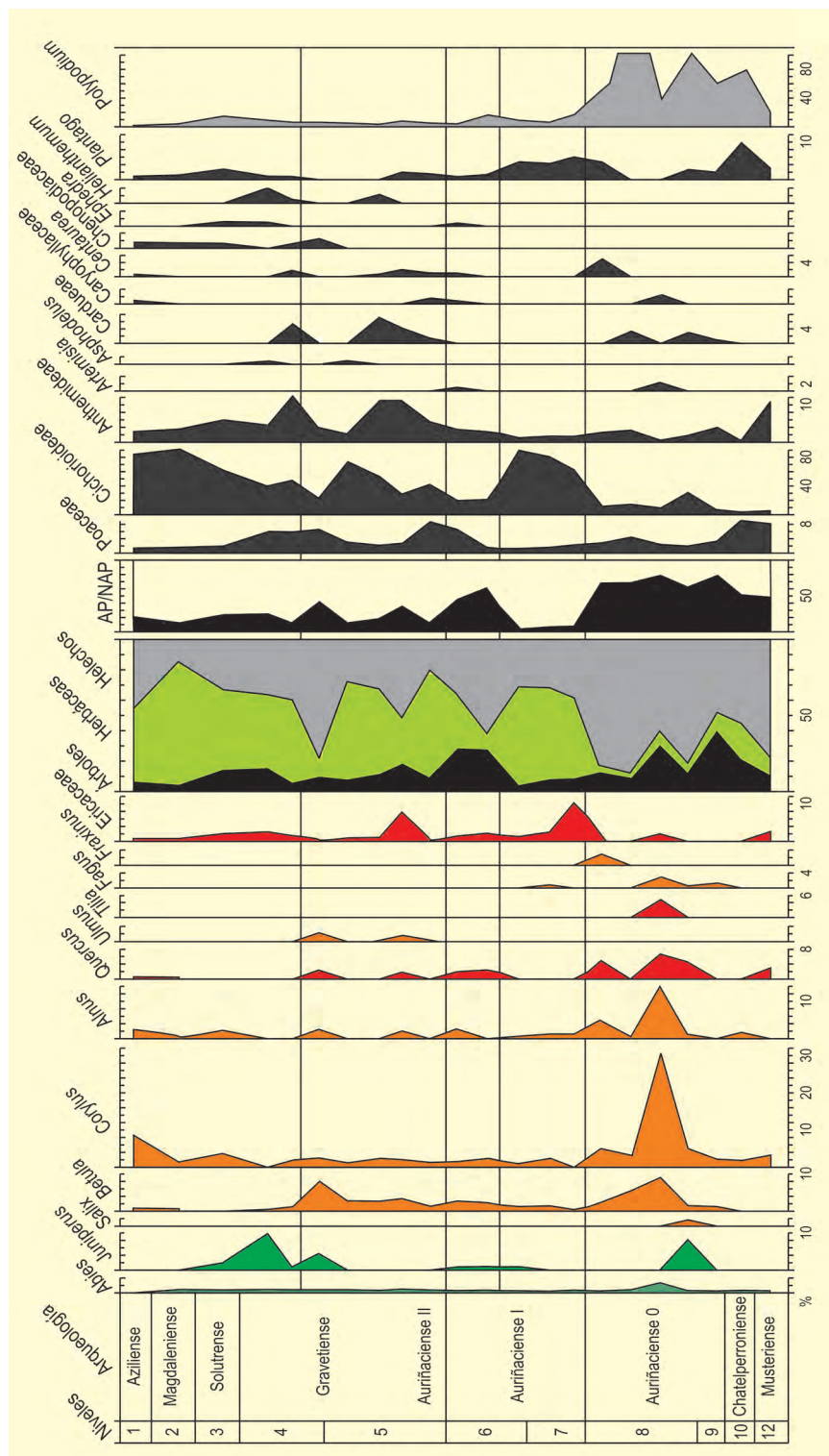


Figura 1. Diagrama polínico de los sedimentos de cueva Morin. Redibujado de Leroi-Gourhan (1971)

localidad de Guarnizo en el municipio de Villaescusa (Comarca de Santander, Cantabria). Biogeográficamente, la zona pertenece al piso colino de la Provincia Cantábrica (Región Eurosiberiana). La zona no supera los 500 m de altitud y hoy aparece dominada por zonas de pasto y repoblaciones de eucalipto.

Los sedimentos de Cueva Morin presentan una potencia algo mayor de un metro que se muestreó a intervalos fijos de 5 cm. Su estudio permite diferenciar 12 niveles estratigráficos y 5 zonas polínicas que, pese a la escasez de pólenes en el sedimento, permiten al autor (Leroi-Gourhan 1971) apreciar alternancia de

períodos forestales con otros desprovistos de árboles.

La primera zona polínica (Fig. 1), la más profunda, incluye los niveles 12 a 8. Se corresponde con un paisaje de pinar claro con muchos helechos y gramíneas. Se indica una tendencia a la baja de las concentraciones de pino a favor de especies como *Quercus*, *Betula*, *Corylus* y *Alnus*. Destaca la muestra 18 por la abundancia de estos tipos y la presencia de otros como *Tilia*, *Fagus* y *Abies*.

La segunda fase incluye el nivel 7 y la parte inferior del 6 (una muestra). Se asimila a una etapa fría del OIS3. *Quercus* desaparece y aumentan las herbáceas, entre las que destacan las Cichorioideae.

En la tercera zona (nivel 6) reaparece *Quercus* y aumentan gramíneas y helechos al tiempo que caen la curva de Cichorioideae, indicando una mejoría en el clima y un ligero aumento de la humedad.

La cuarta zona (nivel 5 y parte inferior del 4) muestra una sucesión de situaciones frías y templadas en un clima cuya tendencia general es el enfriamiento. Los cambios en las concentraciones de taxones como

Alnus, *Quercus*, *Ulmus*, *Juniperus* y Cichorioideae se interpretan en clave de pulsos climáticos.

En la quinta zona (niveles superficiales 4 a 1), como es posible que también ocurra en la cuarta, la estratigrafía no es completa. Destaca la recuperación de *Corylus*, *Alnus* y Cichorioideae, así como la presencia de Chenopodiaceae, *Plantago* y *Ephedra*.

No existen dataciones que permitan conocer con precisión a qué momento del pasado corresponden las señales polínicas encontradas en Cueva Morín. Lo que sí se ofrece es una asociación de los registros polínicos con la industria lítica y los cortejos florísticos descritos para eventos climáticos bien documentados en otras localidades. En la tabla 1 se ofrece un resumen. Sin embargo, estas correlaciones cronológicas no son plenamente aceptadas por otros autores como Sánchez-Goñi (1994), para quien Cueva Morín aporta muy pocos datos ecológicos y cronológicos fiables.

Más información

Leroi-Gourhan (1971), Sánchez-Goñi (1991, 1994), Maíllo *et al.* (2001)



MOUCIDE

Noroeste peninsular, O Valadouro, Lugo
Pleistoceno superior – Holoceno (c. 60000-1530 años BP)

El yacimiento de Moucide ($43^{\circ} 36' N$, $07^{\circ} 21' O$; 110 m s.n.m.) se encuentra situado a unos 3 kilómetros de la costa nororiental gallega, en el valle del río que da nombre al yacimiento. El afloramiento se encuentra formando parte de un conjunto de niveles aluviales y coluviales en los que depósitos orgánicos y detríticos alternan entre sí. En estos sedimentos orgánicos se han llevado a cabo diferentes estudios polínicos que han permitido reconstruir, al menos parcialmente, la vegetación de la zona durante el Pleistoceno superior y el Holoceno (Nonn 1960, 1966; Aira-Rodríguez *et al.* 1987, Gómez-Orellana 2002, Iriarte *et al.* 2005).

El entorno bioclimático es el piso colino y en las inmediaciones del yacimiento es posible encontrar en la actualidad repoblaciones de *Pinus pinaster* y *Eucalyptus globulus* principalmente, aunque en áreas muy próximas aparecen brezales mixtos con *Erica cinerea*, tojares mixtos con *Ulex europaeus* y *Ulex minor* y helechares con *Pteridium aquilinum*.

Una de las secuencias estudiadas lo constituye el depósito de la "cantera de Moucide" en el cual, de base a techo, pueden diferenciarse las siguientes facies sedimentarias (Martínez-Cortizas *et al.* 1996): en la base aparece un nivel formado por grandes bloques cemen-



Figura 1. Bosquete de ribera en las proximidades a Moucide (Foto: JA. Rodríguez)

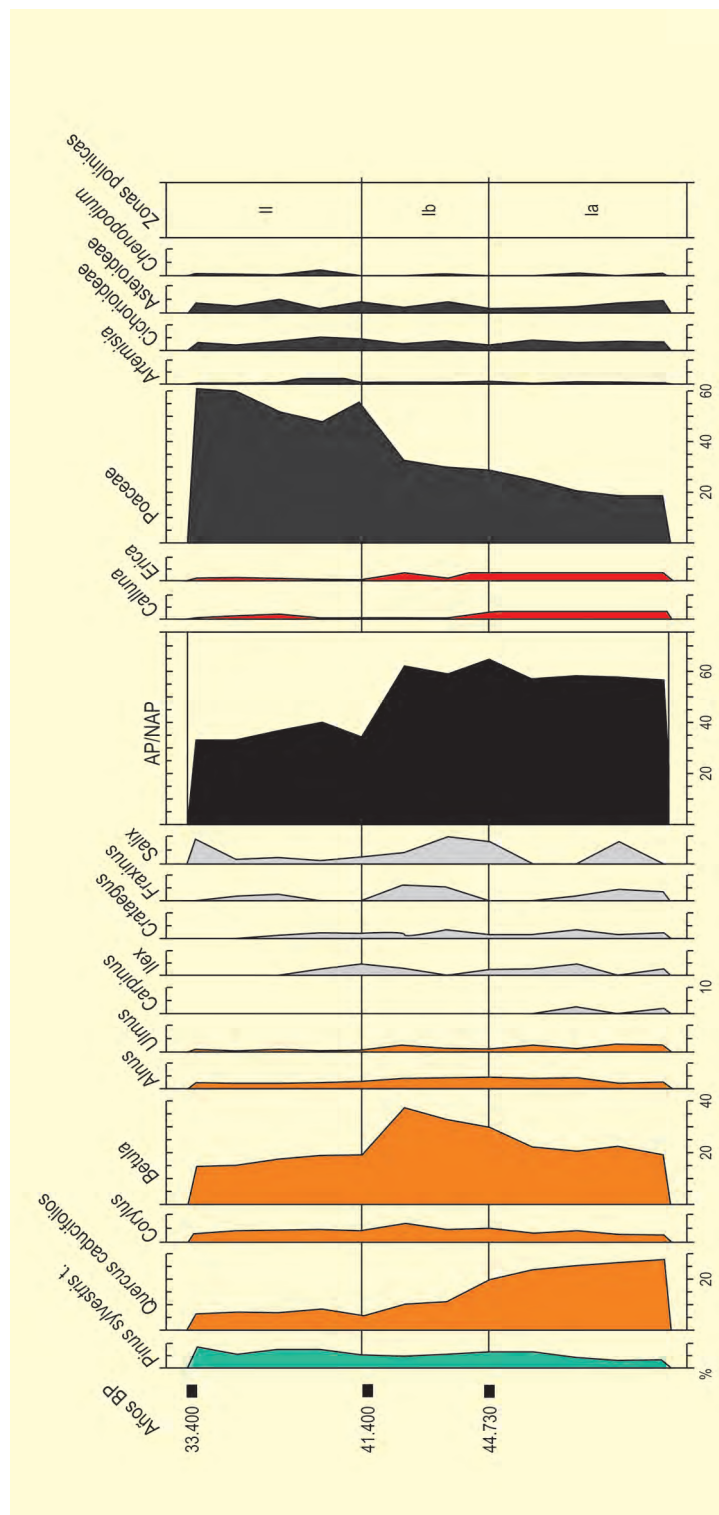


Figura 2. Diagrama polínico del yacimiento de Moucide. Redibujado de Gómez-Orellana et al. (2001)

tados por gravas y arenas, seguido por una capa de arcillas en bandas; posteriormente, un nivel de terraza de materiales cuarcíticos al que sigue una capa de clastos inmersos en una matriz arenosa. Por encima de estos materiales se ubica una discontinua capa de sedimentos orgánicos de unos 55 cm. Los abundantes restos orgánicos hallados, como por ejemplo filodios de

Sphagnum o fibras y vainas de *Carex*, indican que el yacimiento se formó a partir de un humedal higroturboso de carácter continental (Gómez-Orellana 2002).

En el yacimiento se han realizado tres análisis polínicos que permiten apreciar la evolución de la vegetación en el OIS 3, 2 y 1. Del análisis de la última capa de

sedimentos orgánicos (Gómez-Orellana 2002, Iriarte *et al.* 2005) se han obtenido las siguientes dataciones mediante ^{14}C : a 110-115 cm de profundidad se ha obtenido una edad de 44730 años BP y a 70 cm de profundidad una edad de 33440 años BP, lo cual permite enmarcar este tramo del yacimiento dentro del Estadío Isotópico 3 (OIS 3). La vegetación presente en este intervalo temporal queda definida en dos zonas polínicas (Fig. 2) (Iriarte *et al.* 2005): en la primera, zona polínica I, se aprecia un óptimo de *Quercus* caducifolios, superando valores del 25% apareciendo otros taxones arbóreos como *Fraxinus*, *Betula*, *Corylus*, *Alnus*, *Ulmus*, *Salix* o *Carpinus*, este último únicamente en la parte más basal.

Posteriormente en la zona polínica II entre 33400 y 41400 años BP, se produce un retroceso general de la cubierta arbórea, especialmente de *Quercus* caducifolios y *Betula* llegando a desaparecer otras especies acompañantes. Este hecho coincide con la expansión de Poaceae e incremento de *Lycopodium* e *Isoetes*.

La secuencia pleistocena de Moucide, dentro del OIS 3 (60-25 ka BP), parece reflejar, por tanto, una primera fase de expansión arbórea relacionable con un momento de elevada termicidad dentro del interstadial y el inicio de un periodo de empeoramiento climático consecutivo.

En la cantera, Van Campo (Delibrias *et al.* 1964, Nonn 1966) realizó también un análisis polínico en una capa de unos 15 cm de potencia, cuya datación en su

base arroja una edad de 13600 años BP. El espectro polínico obtenido puede relacionarse con un ambiente muy frío no exento de una cierta humedad ambiental, al menos estacional. En la escasa representación polínica puede identificarse la presencia en cantidades notables de Poaceae junto a la presencia mucho más moderada de *Pinus sylvestris* t. y casi testimonial del abedul.

Aira-Rodríguez *et al.* (1987) analizaron dos nuevos niveles de escasa potencia. En el nivel inferior, un nivel grisáceo de 45 cm de espesor, se obtuvo un espectro polínico dominado por Poaceae, con valores que superan el 80% y presencia reducida pero continua de *Corylus* y *Alnus*. Este nivel se ha relacionado con el nivel Tardiglacial de Nonn (1966), aunque persisten ciertas dudas sobre su cronología (Gómez-Orellana 2002).

En el nivel superior, la datación radiocarbónica permite calificarlo como Subatlántico (1530 años BP). En esta muestra, extraída a unos 90 cm de la superficie en un área próxima a la anterior, se contabilizaron unos 240 granos de polen, registrándose un total de 20 taxones entre los cuales el porcentaje del polen arbóreo llegó a alcanzar un 40%. Se aprecia un dominio de *Corylus* con presencia de *Quercus*, *Betula*, *Alnus* y presencia de *Juglans* y *Pinus sylvestris*.

Más información

Aira-Rodríguez *et al.* (1987), Gómez-Orellana *et al.* (2001), Gómez-Orellana (2002), Iriarte *et al.* (2005)

MOUGÁS

Litoral atlántico, Oia, Pontevedra
Pleistoceno final – Holoceno (>21700 – <6335 años cal BP)



El depósito de Mougás se sitúa en el litoral Atlántico, en Oia (Pontevedra), a $42^{\circ} 03' 37''$ N, $08^{\circ} 53' 29''$ O y a nivel del mar. Tiene su origen en una laguna continental colmatada por materiales coluviales, los cuales han quedado actualmente expuestos por la erosión marina. Se localiza en el piso bioclimático termocolino, gran parte del cual está en la región cubierto por brezales, con *Quercus robur*, *Fraxinus excelsior*, *Quercus ilex* y *Quercus suber* como elementos arbóreos. Son frecuentes las formaciones de carácter mediterráneo en los enclaves meridionales, por contacto con esta región, lo que se hace evidente en la presencia de encinares, alcornocales, lauredas y melojares, que albergan, entre otras, las siguientes especies: *Arbutus unedo*, *Osyris alba*, *Rhamnus alaternus*, *Olea europaea* y *Smilax aspera*. Las formaciones de humedal también están presentes en la zona, entre las que destacan *Salix atrocinerea*, *Frangula alnus* y *Ulmus glabra*, así como las halófilas sobre playas, dunas y marismas.

Estratigráficamente, se distinguen 11 niveles. El más antiguo se asienta sobre la plataforma marina granítica formada por grandes bloques de piedra. Descansa sobre él una capa de sedimento orgánico de color gris, rica en gravas y arenas. A techo de esta capa aparece una pequeña línea de piedras formada nuevamente por material granítico anguloso que da paso a otro nivel con sedimentos orgánicos y con una potencia en torno a los 150-160 cm. En este nivel orgánico se han distinguido hasta 4 subniveles, todos ellos bien delimitados. Estos son los niveles VIII, VI, IV y III, en los cuales han aparecido numerosos macrorrestos vegetales carbonizados.

El depósito ha dado lugar a varios trabajos paleoambientales (Nonn 1966, Franz 1967, Saá & Díaz-Fierros, 1988, Costa Casais *et al.* 1996, Gómez-Orellana *et al.* 1998, Gómez Orellana 2002, Carrión-Marco 2005) y se ha convertido en un referente en el ámbito del Pleistoceno superior del sector noroccidental de la península.

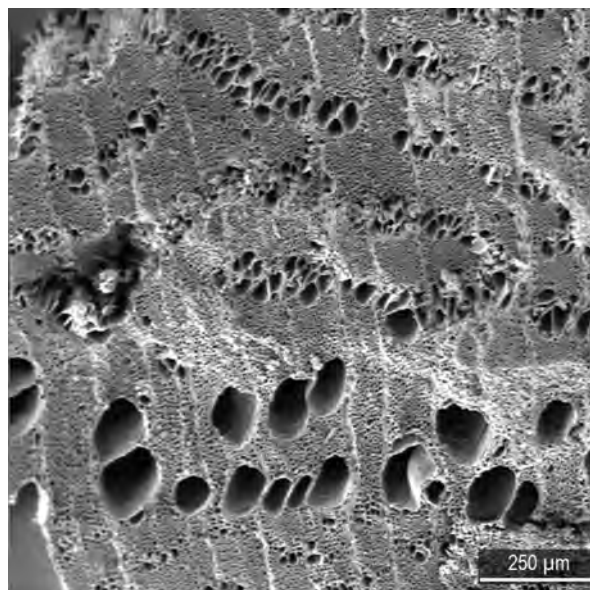


Figura 1. Imagen al M.E.B. del corte transversal de un carbón de olmo procedente de Mougás (Foto: Yolanda Carrión-Marco)

Tabla 1. Dataciones radiocarbónicas de Mougás (a partir de Gómez-Orellana 2002)

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP
GrN-20828	75	5530 ± 50	6335
GrN-20512	130	9800 ± 70	11.220
GrN-20829	180	13720 ± 110	16847
GrN-20511	185	14100 ± 200	17203

El hecho de que el perfil presente acumulación de material carbonizado a lo largo de toda la secuencia pone en evidencia la recurrencia de incendios que afectaron a parte de la vegetación leñosa. El contenido de carbón a lo largo del perfil es muy desigual, estando incluso ausente en algunos niveles. Solo en los espectros que han ofrecido un volumen representativo de carbón se puede inferir la frecuencia de los taxones documentados, mientras que para el resto de las muestras, se tiene en cuenta únicamente su presencia.

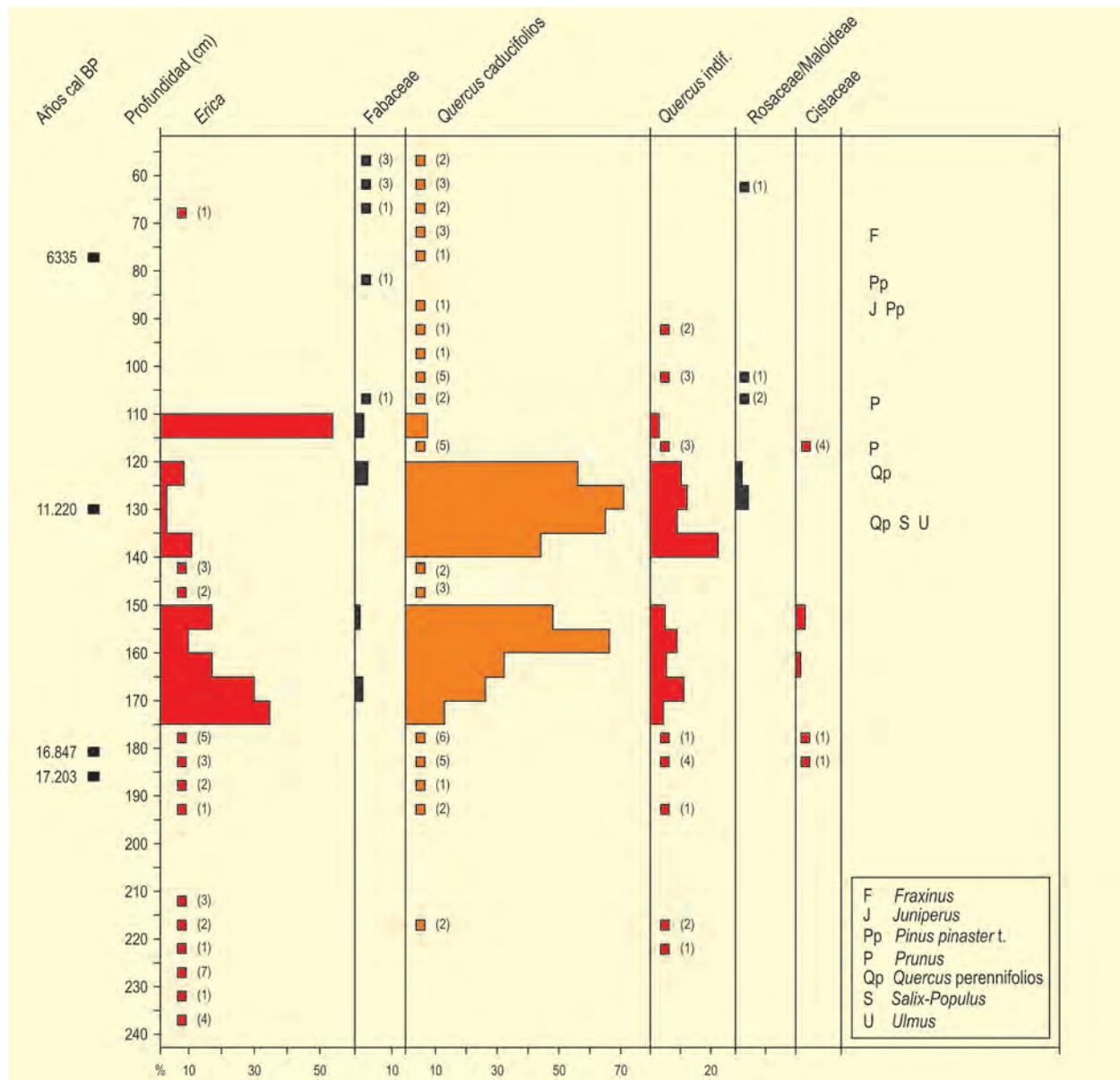


Figura 2. Frecuencias de los taxones identificados en el carbón de Mougás. Redibujado de Carrión-Marco (2005)

Antracológicamente, los taxones que presentan una mayor continuidad a lo largo de toda la secuencia son *Erica* y *Quercus caducifolios*, seguidos de Fabaceae y siendo el resto de taxones más esporádicos (Fig. 2). En la base, posiblemente datada a inicios del Tardiglacial, las únicas especies representadas son las ericáceas, también abundantes en el registro polínico. Este momento coincide con valores muy bajos de concentración de carbón y la fase de menor desarrollo arbóreo en el diagrama polínico (Figs. 3 y 4), siendo Poaceae claramente dominante en este último.

Desde una cronología algo anterior a c. 14.100 años BP se documenta la presencia constante de *Quercus* en el re-

gistro antracológico (Fig. 2, Tabla 1). Este alcanza sus máximos valores entre 13500 y 9800 años BP, en niveles que muestran la mayor concentración de carbón de todo el perfil. También comienzan a estar presentes otros taxones mesófilos. *Erica* es dominante al inicio de esta fase, pero reduce drásticamente sus porcentajes coincidiendo con los máximos valores de *Quercus*. A partir de 5500 años BP, los altos porcentajes de esporas de *Isoetes* y otras acuáticas (Fig. 3) indicarían la existencia de un medio lagunar.

En momentos anteriores a 5500 años BP, cae visiblemente la presencia de carbón en el perfil (Fig. 2), tal vez como resultado de la reducción de fuegos a nivel local que, sin embargo, son frecuentes en otras zonas

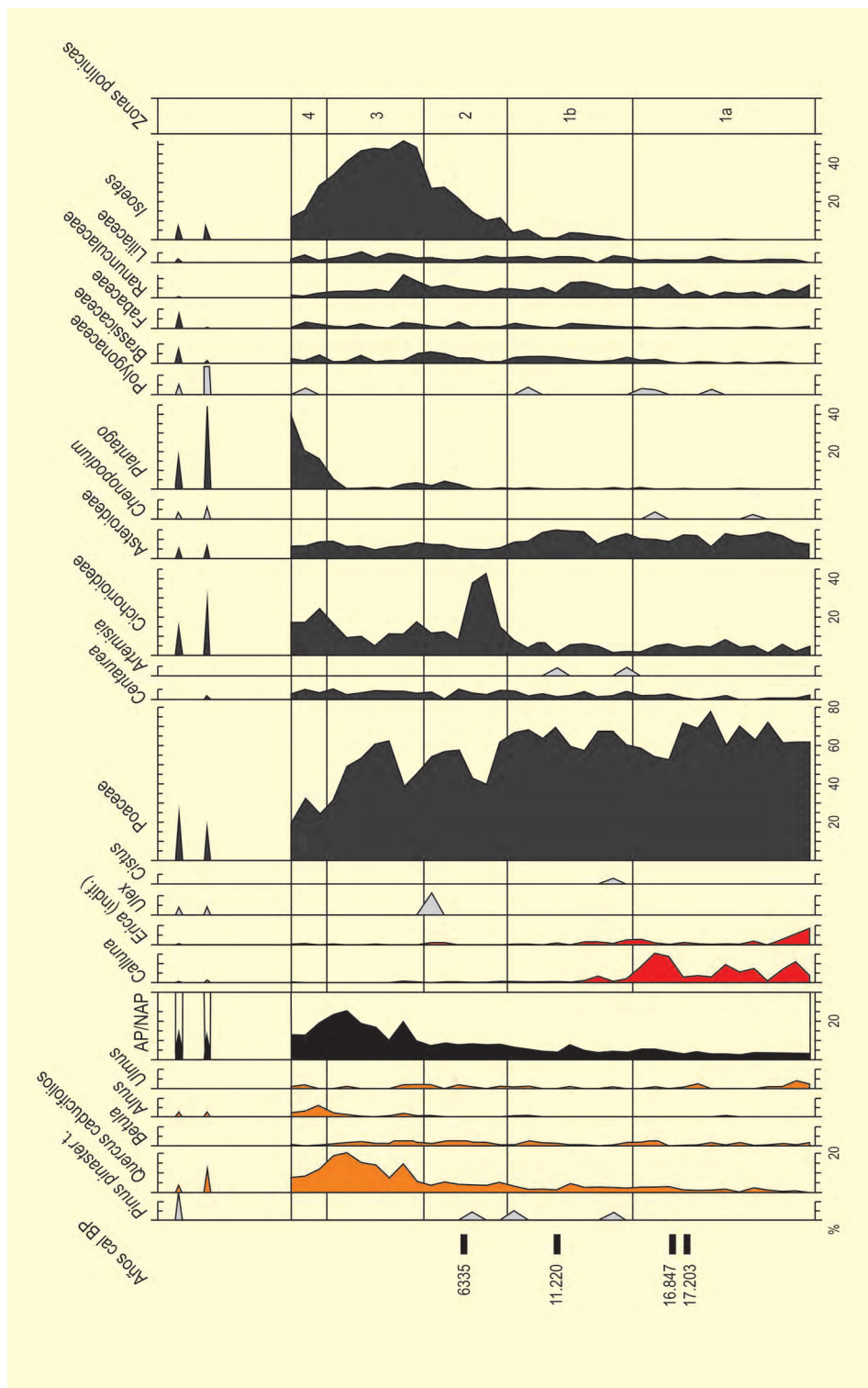


Figura 3. Diagrama polínico de Mougás. Redibujado de Gómez-Orellana et al. (1998)

del NO ibérico. *Quercus* mantiene una presencia constante, esta vez acompañado de leguminosas a techo de la secuencia, mientras que las ericáceas han desaparecido casi completamente del registro.

A partir de 5500 años BP, se dan los mayores valores de polen de *Quercus* y el máximo de polen arbóreo (Fig.

3), mostrando posiblemente los efectos del óptimo climático. *Betula*, *Alnus*, *Ulmus* y *Pinus* también están presentes de forma continua. En la última fase de la secuencia, estos comienzan a reducirse de forma paralela a la rápida expansión de *Plantago*, que debió de coincidir con el final del proceso de colmatación de las zonas lagunares por niveles coluviales.

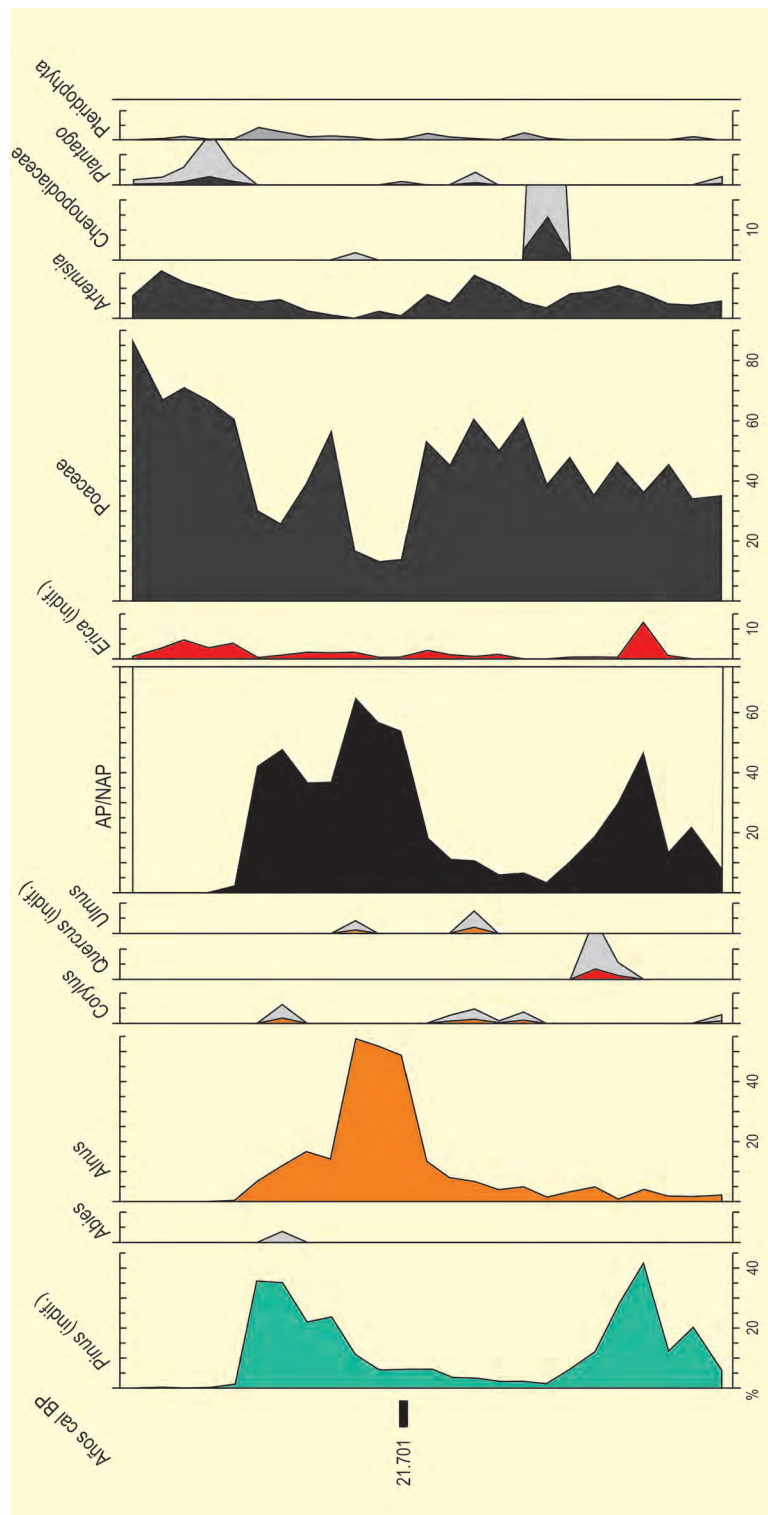


Figura 4. Diagrama polínico de Mougás a partir de los datos de Cohen 1964. Redibujado de Gómez-Orellana et al. (1998)

Hay que resaltar la presencia constante de *Pinus* en todos los diagramas polínicos, aunque en valores siempre moderados, pudiendo destacarse la presencia de la tipología polínica del pino marítimo, *P. pinaster*, taxón que muestra una estrecha afinidad por este tipo de paisajes oceánicos frescos y con elevada humedad ambiental.

A lo largo de la secuencia de Mougás quedan patentes situaciones de cambio paisajístico relacionables con el clima y las variaciones de éste en los últimos 16000 años BP (Fig. 5). Así, puede apreciarse cambio, con origen en mejoría climática, desde el Tardiglacial, al bosque Preboreal, de aquí a las condiciones y paisajes del Óptimo Climático Holoceno y finalmente la deforesta-

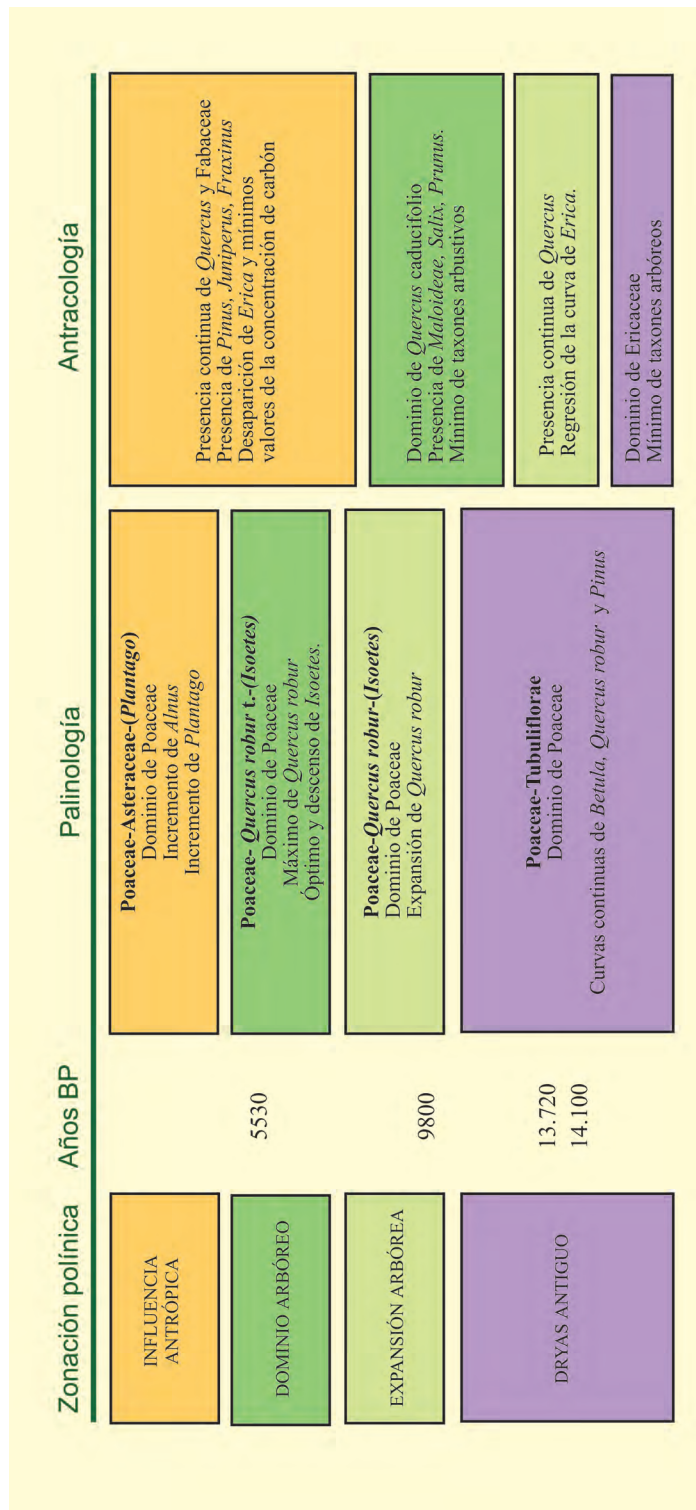


Figura 5. Fases de vegetación en Mougás a partir del registro antracológico y polínico (datos polínicos a partir de Gómez-Orellana 2002, modificado)

ción y aperturas de espacios ya en el Holoceno más reciente, hecho relacionable, posiblemente, con la acción antrópica.

Más información

Cohen (1964), Gómez-Orellana *et al.* (1998), Gómez-Orellana (2002), Carrión-Marco (2005)



NAVAMUÑO

Sierra de Béjar, Candelario, Salamanca
Pleistoceno final – Holoceno (15600-10600 años cal BP)

La turbera de Navamuño (40° 19' 16" N, 5° 46' 42" O; 1505 m s.n.m.) se ubica en el extremo más occidental de la Sierra de Gredos, en la conocida como Sierra de Béjar (Fig. 1). Corresponde a un depósito de tipo nava localizado en la cabecera del valle del río Cuerpo de Hombre, confinado lateralmente tanto por elementos glaciares (morrenas) como morfoestructurales (escarpes). El paleoglacial Cuerpo de Hombre, en el que se desarrolló la turbera, ocupa el sector superior del valle, en la vertiente septentrional de las montañas de Béjar. La turbera tiene unas 14 ha de extensión, con una potencia sedimentaria de casi 20 m. La flora local corresponde a comunidades turfófilas de *Caricetum echinato-nigrae* con *Carex echinata*, *C. nigra*, *C. demissa*, *Sphagnum* sp., *Drosera rotundifolia*, etc.; mientras que la vegetación específica a esta altitud está caracterizada por piornales de *Cytisus oromediterraneus* y *Genista cinerea* subsp. *cinerascens*, es decir por etapas seriales de bosques de *Quercus pyrenaica*.

Entre 15,6 y 14,7 ka cal BP (la mayor parte de LPAZ-1) (Figs. 2 y 3, Tabla 1), el paisaje de Navamuño durante el estadal Oldest Dryas estuvo dominado por forma-

ciones herbáceas, principalmente por elementos crioxerofíticos como *Artemisia*, *Amaranthaceae* y *Ephedra distachya*, así como por taxa heliófitos y criófilos (*Poa*-*ceae*), indicando condiciones frías y secas. Los escasos elementos arbóreos están representados por especies adaptadas al frío como *Pinus sylvestris*, *Betula*, *Alnus* y *Salix*, indicando la existencia de pequeños bosquetes de pinar regionalmente. Entre los arbustos destaca la presencia de *Juniperus* y *Cytisus/Genista*, es decir comunidades de piornal con enebros rastreros muy características de estos momentos en todo el territorio ibérico. No obstante, es importante señalar la presencia, aunque esporádica, de elementos templados como *Carpinus betulus*, *Castanea sativa*, *Juglans* y *Ulmus*, sugiriendo pequeñas poblaciones de estas especies, probablemente en refugios húmedos en los valles. También es reseñable la presencia de haya (*Fagus sylvatica*), la evidencia hasta hoy más antigua de esta especie en las montañas occidentales de la Sierra de Gredos, al igual que el carpe.

El paleopaisaje cambia sensiblemente entre 14,7 y 14 ka cal BP (techo de LPAZ-1 y LPAZ-2a), es decir du-



Figura 1. Turbera de Navamuño (Foto: R.M. Carrasco)

Tabla 1. Dataciones radiocarbónicas de la turbera de Navamuño (López-Sáez *et al.* 2020)

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. AD
β-410000	700	9450 ± 30	10.754-10.587
β-410001	785	9530 ± 30	11.072-10.707
β-410003	1330	9980 ± 40	11.619-11.264
β-410004	1550	11.920 ± 40	13.942-13.568
β-412870	1600	13.720 ± 40	16.800-16.339

rante el sub-interstadial Bølling. Los porcentajes de abedul se incrementan notablemente, mientras los pinares y las herbáceas crioxerofíticas descienden, sugiriendo el desarrollo de formaciones mixtas dominadas por *Betula* bajo condiciones de mayor pluviosidad. Elementos arbóreos mesófilos y templados (roble, carpe, avellano, castaño, haya, fresno, acebo, nogal, tilo, olmo y acebuche) están presentes, indicando probablemente el desarrollo de pequeñas poblaciones de estas especies a escala regional. Entre 14,5 y 14,0 ka cal BP se produce una primera expansión de *Quercus pyrenaica*, coincidente con lo que ocurre a nivel europeo con el resto de formaciones caducifolias de quercíneas.

Entre 14,0 y 13,4 ka cal BP (LPAZ-2b), durante el sub-interstadial Older Dryas, muchos elementos arbóreos muestran un profundo declive, caso del abedul, encina, sauce y enebro, mientras que pinares, piornales y elementos crioxerofíticos aumentan sus valores, lo mismo que las herbáceas heliófitas y criófilas. Estos hechos refrendarían la transformación de las formaciones arbóreas dominadas por abedules de la fase precedente en pinares altimontanos relativamente abiertos. En estos momentos, la vegetación del entorno inmediato de Navamuño, que por entonces era un paleo-lago, estuvo dominada por un paisaje de tipo estepa con escasos elementos arbóreos, bajo condiciones climáticas de nuevo frías y áridas.

Dentro del sub-interstadial Allerød (13,4-12,6 ka cal BP), en el registro de Navamuño se diferencian tres fases. La primera, entre 13,4 y 13,1 ka cal BP (base de LPAZ-2c), corresponde al interstadial Greenland 1c, y estuvo caracterizada por una rápida recuperación de los porcentajes de pino, abedul y sauce, aunque estos dos últimos recaen progresivamente; mientras que alisos, encinas y robles muestran un incremento progresivo. La segunda está relacionada con el denominado periodo

frío Intra-Allerød (interstadial Greenland 1b), entre 13,1 y 12,9 ka cal BP (techo de LPAZ-2c), durante la cual los porcentajes de abedul van aumentando progresivamente, mientras que los de pino y encina descienden, sugiriendo que las formaciones de pinar dominantes pasan ahora a constituir masas mixtas pino-abeldul. Finalmente, entre 12,9 y 12,6 ka cal BP (gran parte de LPAZ-3a), se documenta un incremento muy importante de la cobertura arbórea durante la llamada oscilación Allerød (interstadial Greenland 1a), durante la cual pinares altimontanos, piornales y enebrales muestran un notable auge, así como las formaciones de pinos mediterráneos (*Pinus pinaster*) emplazadas a menor cota altitudinal, mientras que el abedul y las herbáceas crioxerófilas y heliófilas entran en declive; todo ello bajo condiciones más cálidas y húmedas.

Entre 12,6 y 11,7 ka cal BP (techo de LPAZ-3a) el abedul muestra inicialmente una curva ascendente, alcanzando un máximo hacia 12,5 ka cal BP, para luego descender paulatinamente. Por su parte, las herbáceas crioxerófilas y heliófilas, piornos, enebros y labiadas aumentan sus valores; mientras que los porcentajes de pinos altimontanos, aunque oscilantes, muestran una tendencia creciente, con un máximo entre 12,1 y 11,9 ka cal BP. Esta fase, correspondiente al Younger Dryas, indicaría una extensión local de los pinares en el entorno de Navamuño, así como el desarrollo de formaciones herbáceas estépicas, con piornos y enebros, ligadas al declive de los abedules. Las poblaciones regionales de haya se mantienen e incluso muestran cierto incremento.

Los inicios del Holoceno, entre 11,7 y 11,45 ka cal BP (LPAZ-3b) documentan la expansión definitiva de pinares altimontanos, piornales y enebrales, que rápidamente se extienden en los alrededores de Navamuño al iniciarse el Preboreal. En cambio, abedules, avella-

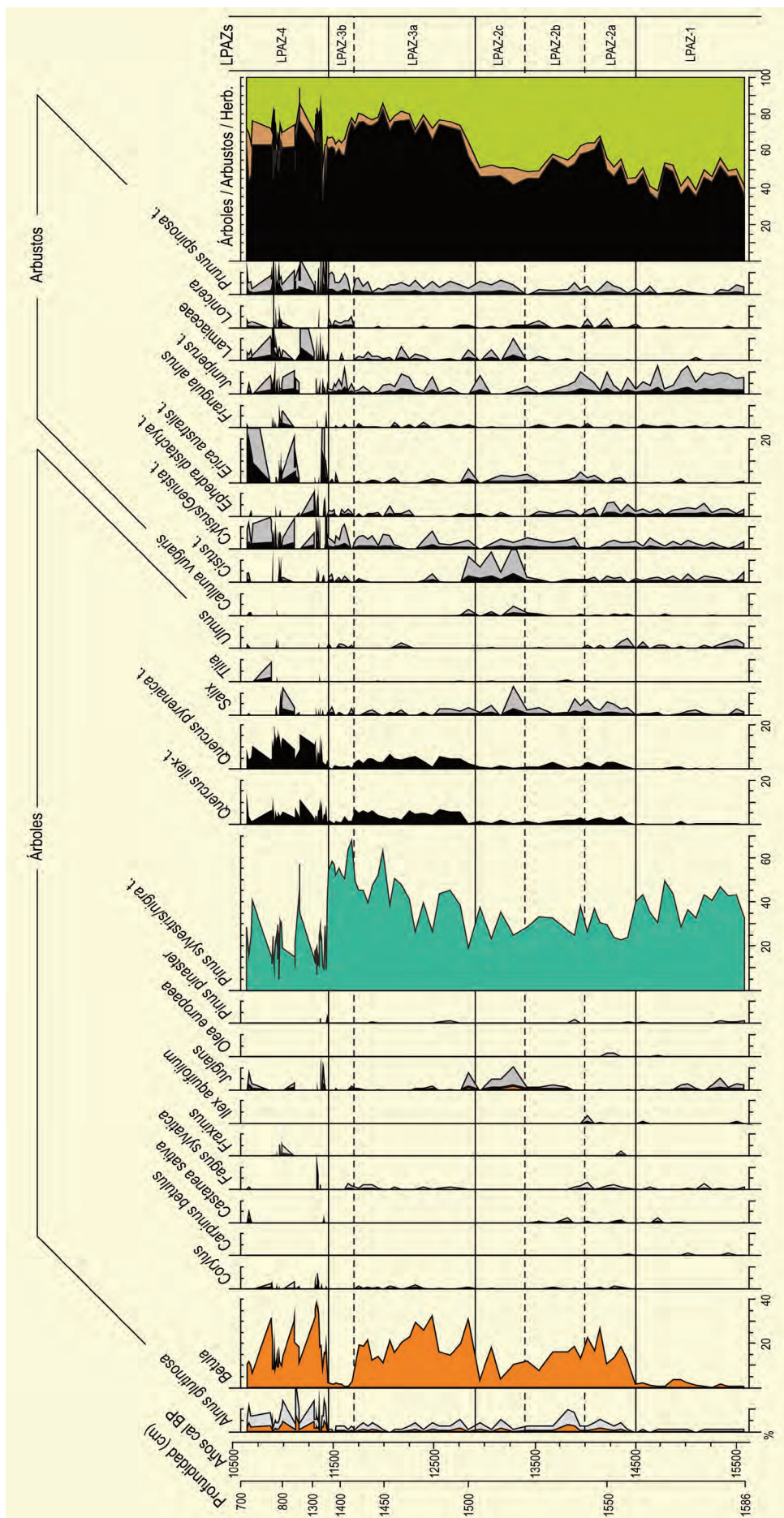


Figura 2. Diagrama palinológico de la turbera de Navamuño (árboles y arbustos). Redibujado de López-Sáez et al. (2020)

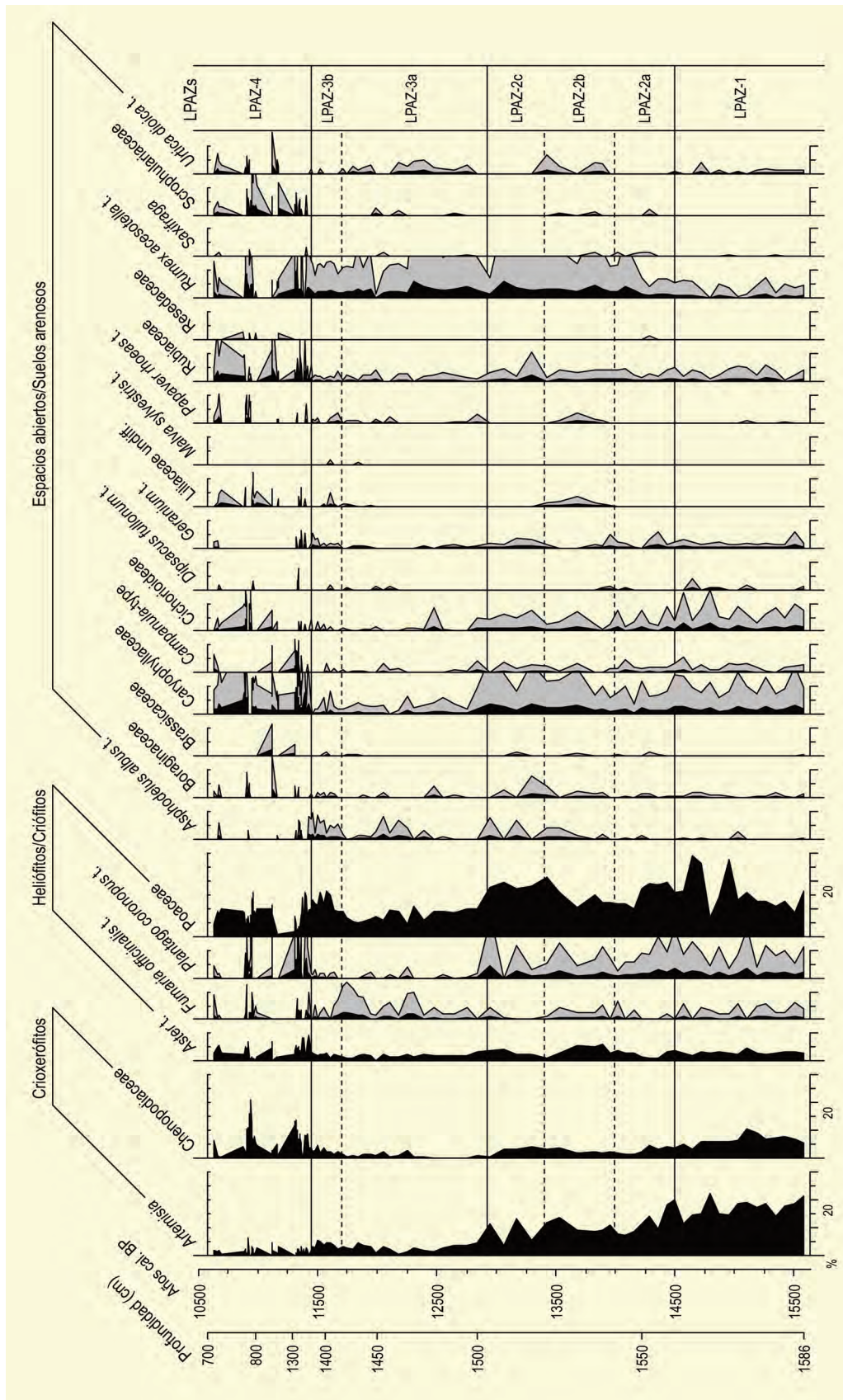


Figura 3. Diagrama palinológico de la turbera de Navamuño (herbáceas). Redibujado de López-Sáez et al. (2020)

nos, hayas y quercíneas entran en declive. La mejoría climática, especialmente el aumento de la temperatura, en los inicios del Holoceno, provocó una respuesta rápida de la vegetación, reforestándose este territorio y reduciéndose significativamente las formaciones herbáceas y los espacios abiertos.

Entre 11,45 y 11,3 ka cal BP (base de LPAZ-4) la tendencia anterior cambia bruscamente, aumentando los porcentajes de abedul, aliso, encina, roble, nogal, avellano, haya y brezos, mientras que los de pinos alti-montanos descienden. Las herbáceas crioxerófitas y heliófilas, en general típicas de medios abiertos, también se incrementan. Estos datos responderían a una disminución del nivel freático en la cuenca, es decir a una mayor disponibilidad de espacios conquistables por especies pioneras y heliófilas, de ahí que la vegetación forestal dominante correspondería a masas mixtas de abedules y pinos, con piornales, brezos y enebros rastreros. Todos estos hechos pueden ser puestos en correlación con el denominado evento cli-

mático abrupto 11,4 ka cal BP, también llamado oscilación Preboreal, durante la cual la temperatura en Navamuño sería inicialmente fría entre 11,45 y 11,43 ka cal BP, luego aumentaría fuertemente hasta 11,42 ka cal BP, para volverá descender hasta 11,3 ka cal BP. Las precipitaciones mostrarían un patrón similar, con un máximo hacia 11,45 ka cal BP, declinando hasta 11,41 ka cal BP, y alcanzando un nuevo pico en 11,33 ka cal BP.

Finalmente, entre 11,3 y 10,6 ka cal BP (techo de LPAZ-4), la estabilidad climática del Preboreal final permitiría el mantenimiento de las formaciones mixtas de abedules y pinos, acompañadas de piornos, brezos y enebros rastreros. No obstante, pinos y abedules muestran en todo momento dinámicas antagónicas. A cotas más bajas, en cambio, se expandirían robledales y encinares.

Más información

López-Sáez *et al.* (2020)



NAVARRÉS

Navarrés, Valencia

Pleistoceno superior – Holoceno (35575-3378 años cal BP)

La Canal de Navarrés ($39^{\circ} 04' N$, $00^{\circ} 41' O$) es un valle tectónico de 1-2 km de ancho situado a 225 m s.n.m. con orientación NO-SE, en los límites meridionales del sistema ibérico, en la provincia de Valencia (Fig. 1). El valle incluye formaciones travertínicas y depósitos turbosos en las cercanías de la Ereta del Pedregal, un asentamiento de origen neolítico. El Cuaternario fue sondeado hasta los 25 m (Dupré *et al.* 1998), describiéndose 10 unidades litoestratigráficas,

de las cuales solo la superior (0-250 cm) fue polínifera. Esta unidad se formó bajo condiciones lacustres someras. El resto, datado en 178 ka BP, está dominado por facies fluviales. El clima actual se caracteriza por temperaturas anuales medias de 15-16 °C y precipitaciones en torno a 550 mm. La vegetación del valle es una garriga dominada por *Quercus coccifera* y *Pistacia lentiscus*, con cultivos en las zonas más endorreicas.

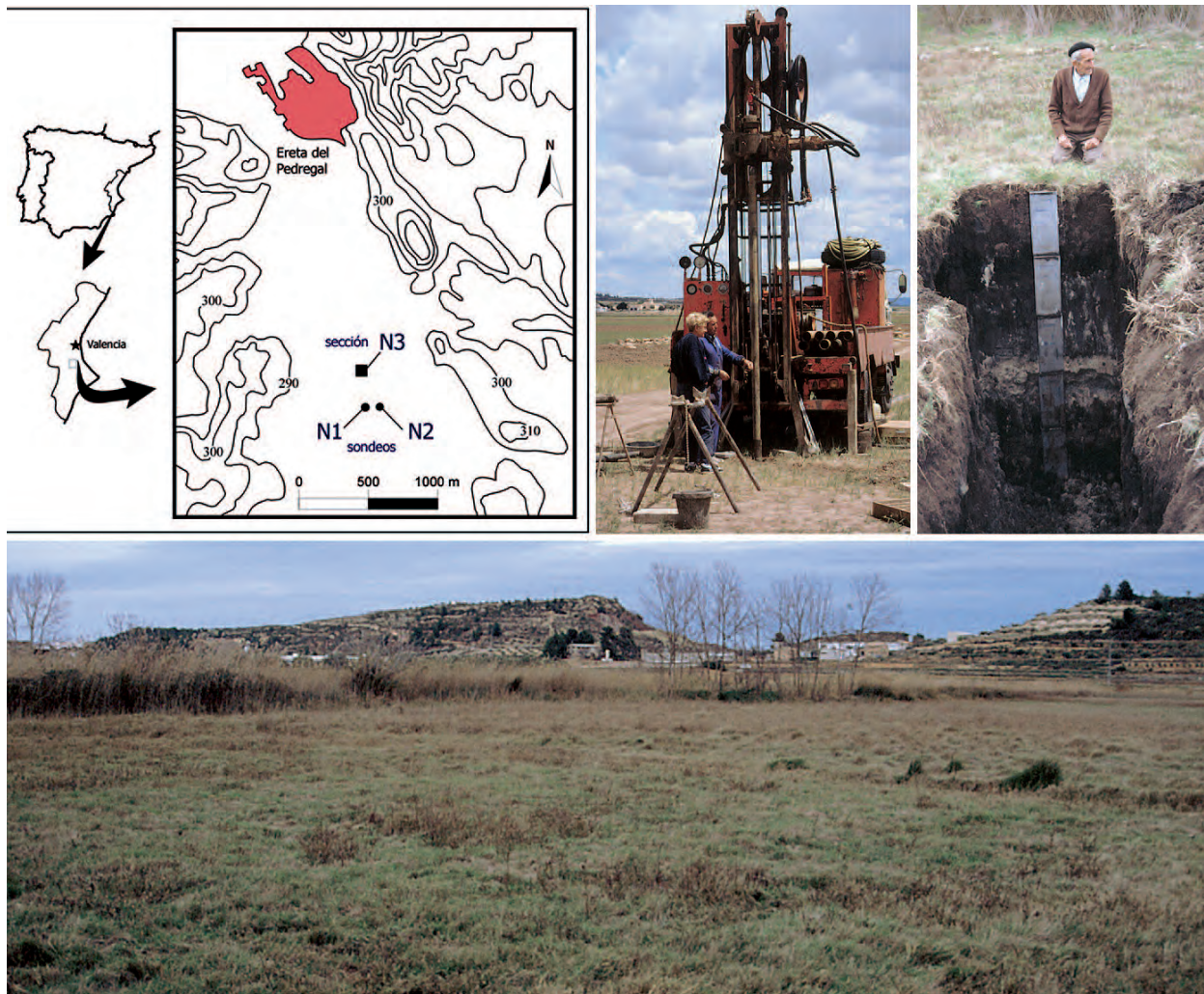


Figura 1. a: Situación geográfica de la turbera de la Canal de Navarrés. b: Sondeo realizado por Dupré en el año 1993. c: Toma de muestras a través de un perfil (N3) abierto en la Canal de Navarrés por Carrión en el año 1995. d: Vista general de la Turbera de Navarrés (Fotos: José S. Carrión)

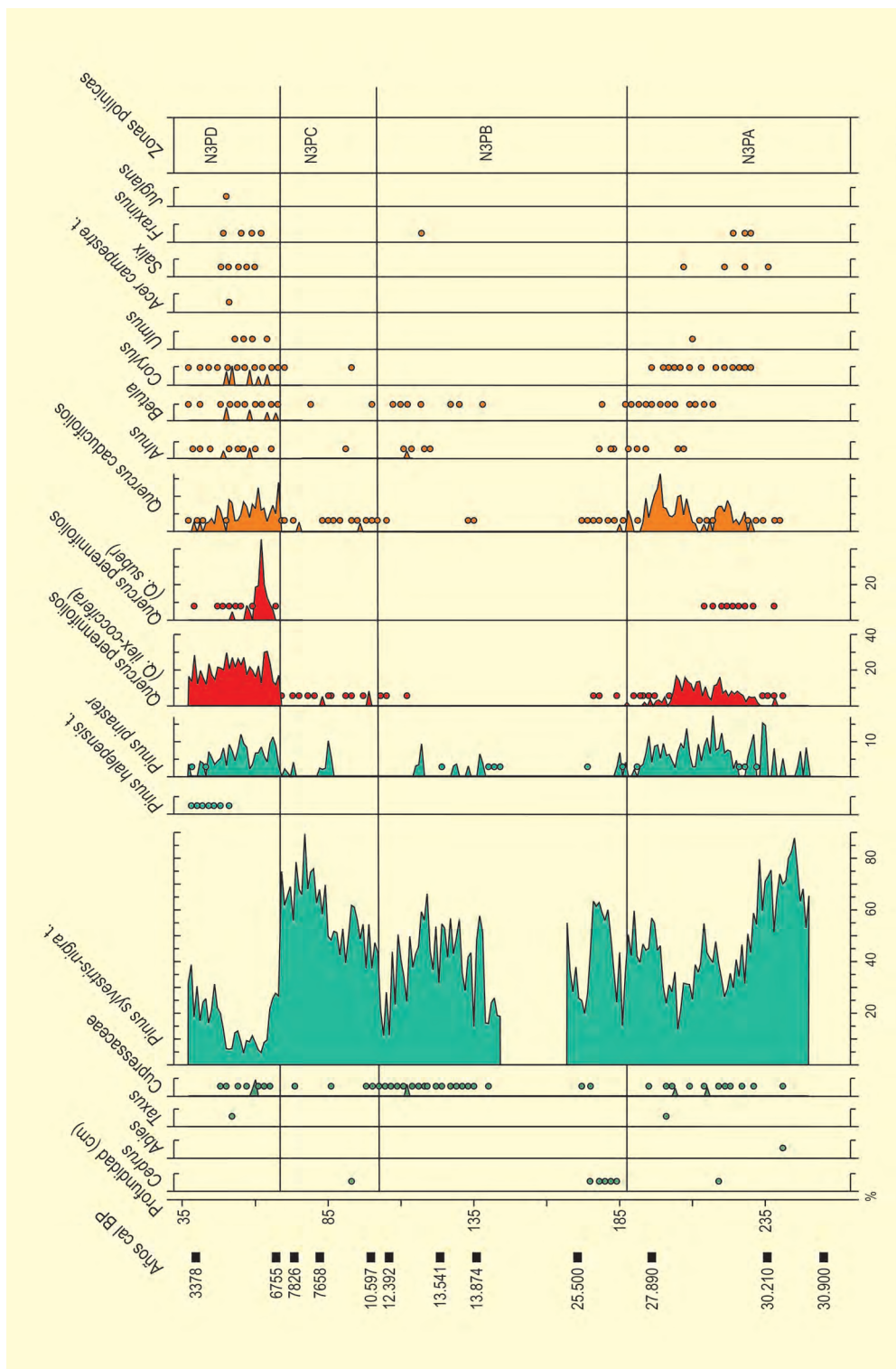


Figura 2. Diagramas polínicos del sondeo N3 de la Turbera de Navarrés. Redibujado de Carrión & van Geel (1999)

Después de algunos análisis preliminares (Dupré 1988a), se realizaron dos sondeos (N1 y N2) que fueron analizados y comparados lateralmente (Carrión & Dupré 1996), constatándose la permanencia de *Pinus* durante el Holoceno inicial y medio, así como una posible señal palinológica para el Dryas reciente. Un análisis más detallado se realizó posteriormente sobre

material recolectado con cajas metálicas en la zona donde la turba alcanzaba mayor potencia (Navarrés 3, Fig. 1c). Este estudio (N3) incluye el recuento de granos de polen, esporas, carbones y macrorrestos (Carrión & van Geel 1999) y contempla cuatro zonas polínicas (Figs. 2 y 3). N3PA sugiere el desarrollo de vegetaciones mediterráneas durante el final del OIS 3.

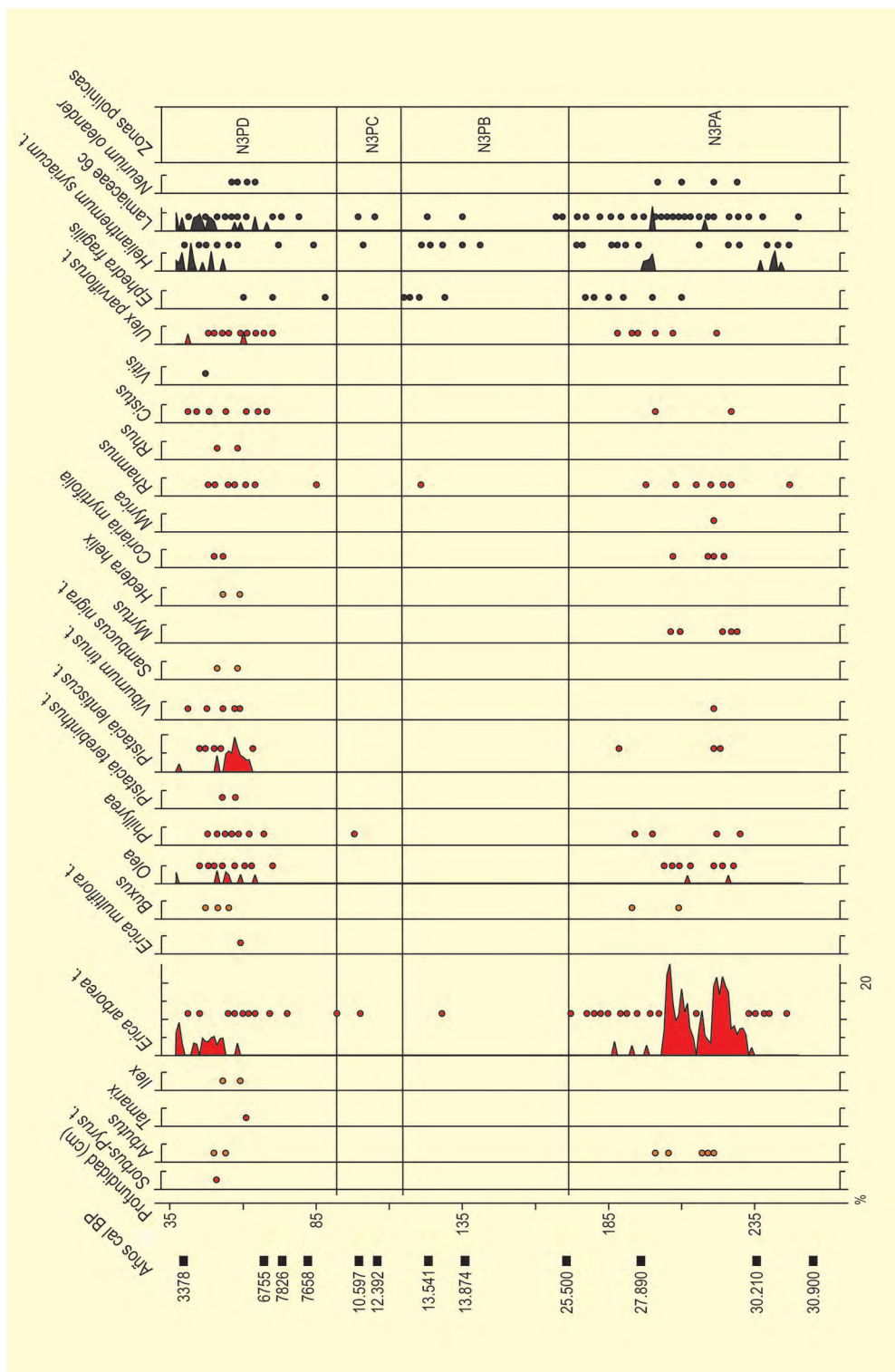


Figura 2. Continuación

La zona N3PB muestra altos porcentajes de *Artemisia* (sobrepasando el 50% en algunas muestras), un incremento notable de *Chenopodiaceae* y la presencia constante de *Ephedra distachya-nebrodensis*. Sin embargo, *Pinus* continua siendo abundante. La secuencia se interrumpe durante el Último Máximo Glacial, durante el cual las condiciones de sedimenta-

ción no son favorables a la preservación biótica en la cuenca. El sedimento es arenoso y sugiere un incremento de la erosión y denudación de los alrededores. El Dryas reciente vendría acomodado a las altas frecuencias de *Artemisia* que se dan entre 143 y 130 cm, aunque hay varios picos de este taxón durante el Tardiglacial (Fig. 3).

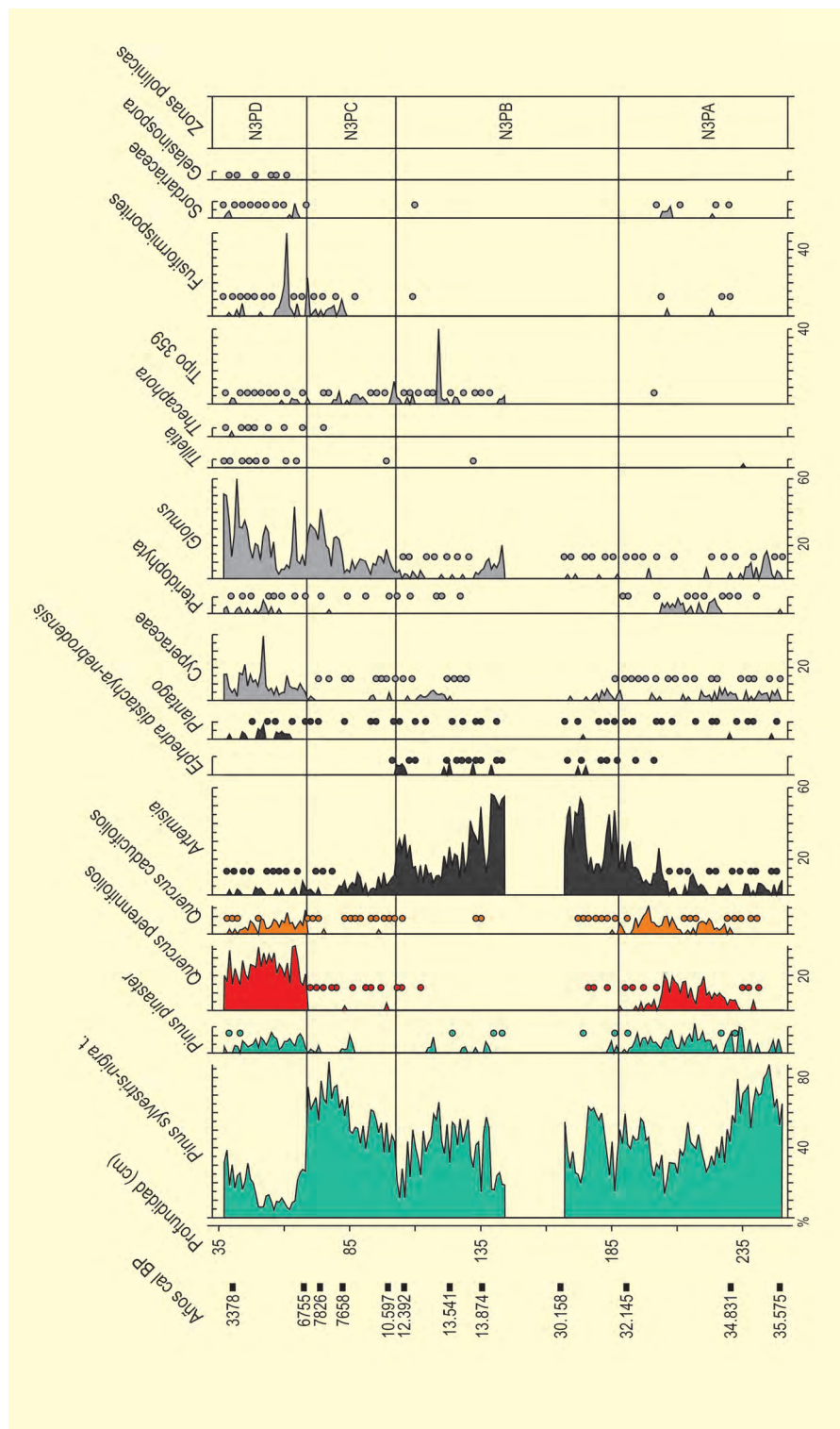


Figura 3. Diagrama polínomico sintético y otros microfósiles del sondeo N3 de la Turbera de Navarrés. Redibujado de Carrión & van Geel (1999)

La zona N3PC (primera mitad del Holoceno) tiene una contrapartida en las secuencias N1 y N2 (Carrión & Dupré 1996), con dominancia del pino. También como en estas secuencias, al comienzo de N3PD hay un cambio abrupto en los espectros polínicos. *Quercus* llega a ser el taxón predominante, *P. pinaster* aparece de forma continua, muchos caducifolios aparecen con

regularidad (*Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Ulmus*, *Acer*, *Salix*, *Fraxinus* y *Juglans*) y lo mismo sucede con *Erica arborea*, *Arbutus*, *Phillyrea*, *Olea* y *Viburnum tinus*. Durante esta fase, la cuenca sedimentaria sufre también un cambio crucial. Los indicadores de ambiente lacustre regresan. Es el caso de *Nymphaea*, *Nuphar*, *Potamogeton*, *Callitriche*, *Hydrocharis*, *Lemna*, *Myriophyllum spicatum*, *M. vertici-*

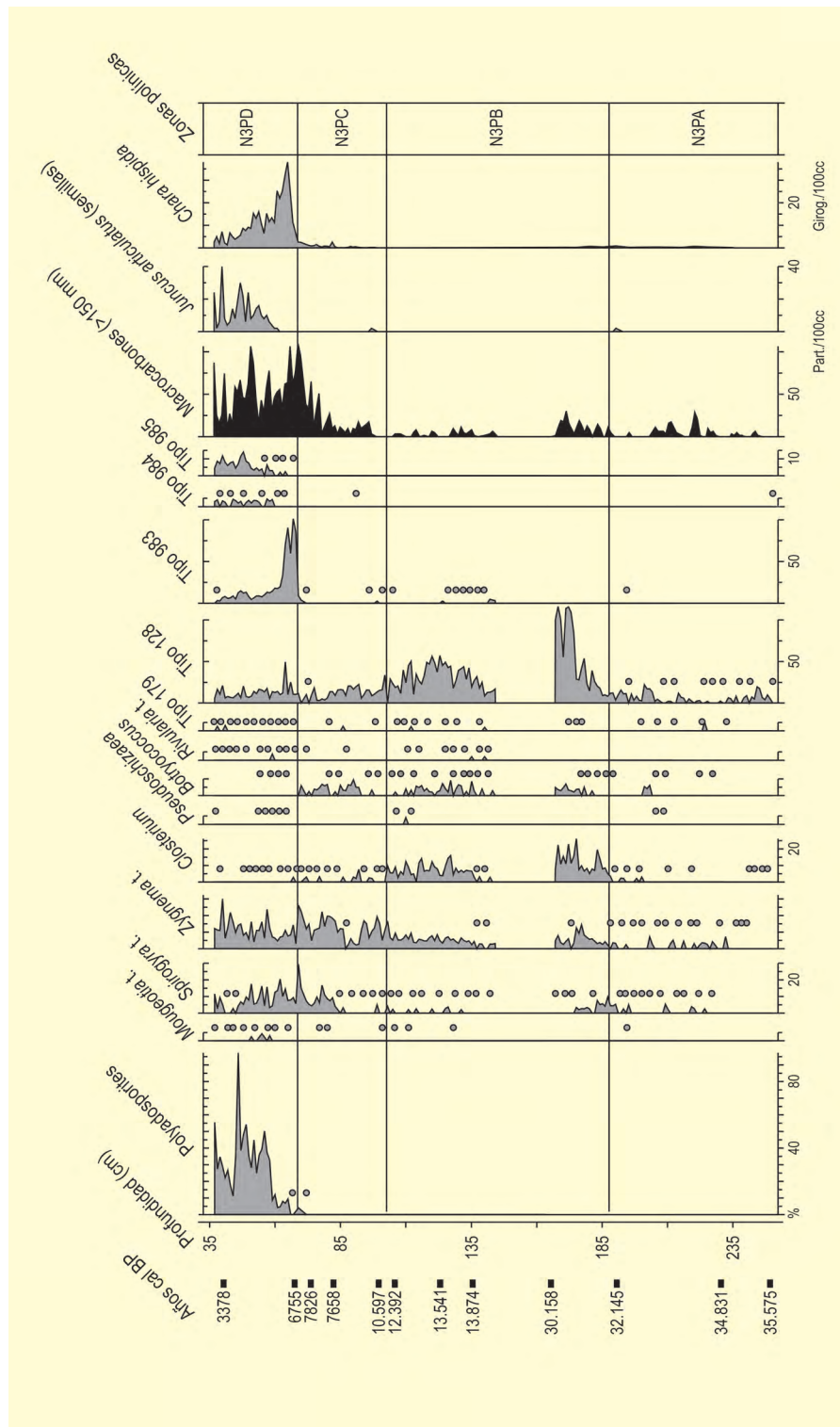


Figura 3. Continuación

llatum e *Isoetes* (algunos se han identificado en forma de semilla, como *Potamogeton coloratus* y *Myriophyllum verticillatum*). Por otra parte, aumentan aquellos que sugieren la colonización marginal (*Cyperaceae*, *Typha*, *Apium*, *Lythrum salicaria*, *Equisetum*, helechos, semillas de *Cyperus*, *Scirpus*, *Schoenus*, *Carex*, *Juncus*, *Mentha*, *Verbena*, etc.) y la descomposición de la turba (*Gelasi-*

nospora, *Chaetomium* y *Fusiformisporites*) (Carión & van Geel 1999). La influencia humana viene sugerida por *Plantago*, *Vitis* y *Juglans* y, en cierto modo, por la abundancia de *Boraginaceae*, *Asteraceae*, *Lamiaceae*, *Cistaceae* y *Fabaceae*. Como parásitos de gramíneas, *Puccinia* y, en menor medida, *Thecaphora*, podrían estar relacionadas con prácticas agrícolas. La sucesión algal

Tabla 1. Determinaciones radiocarbónicas para Navarrés 3 (N3) (Carrión & van Geel 1999)

Ref. Lab.	Nivel	Años BP	Años cal. BP	Método
Beta-102170	40	3160 ± 100	3378	Convencional
Beta-105203	61	6290 ± 90	7208	Convencional
Beta-102171	68	5930 ± 80	6755	Convencional
Pta-7438	69	6310 ± 70	7286	Convencional
Pta-7204	82	6820 ± 45	7658	Convencional
Beta-1052021	103	9360 ± 50	10597	AMS
Beta-102172	106	10340 ± 50	12187	AMS
GrA-9008	123	11680 ± 60	13541	AMS
Beta-105205	135	12010 ± 40	13874	AMS
Pta-7442	166	25500 ± 630	30158	Convencional
Beta-102173	193	27890 ± 250	32145	Convencional
Pta-7205	197	26600 ± 350	31029	Convencional
Beta-102174	230	30210 ± 180	34831	AMS
Pta-7207	249	30900 ± 530	35575	Convencional

desde el Tardiglacial incluye las siguientes fases: (N₃PB) Tipos 128-*Closterium-Botryococcus*, (N₃PC) *Zygnema-Spirogyra-Botryococcus*, (N₃PD) *Zygnema-Spirogyra-Mougeotia-Rivularia-Gloeotrichia-Chara*. Esta sucesión puede estar relacionada con un cambio trófico hacia una mayor alcalinización y concentración de compuestos orgánicos oxidables bajo aguas relativamente cálidas.

La transición *Pinus-Quercus* del Holoceno medio fue relativamente rápida porque acontece, en todos los casos, en un tramo sedimentario de 1 cm, lo cual implicaría un período de tiempo de entre 39 y 153 años. Una de las conclusiones alcanzadas en Carrión & van Geel (1999) es la de que el reemplazamiento de *Pinus* por *Quercus* en Navarrés tiene lugar como consecuencia de varios eventos de incendios en la Canal durante las centurias precedentes al cambio, aunque los datos no permiten deducir cuál fue la extensión espacial ni la tasa de reiteración de los mismos.

El fuego aparece en toda la secuencia pero el primer pico importante, carbón macroscópico, se produce 1 cm por debajo del primer incremento de *Quercus*. A continuación, los fuegos parecen seguir siendo intensos, incrementándose desde los 51 cm hacia arriba, con un máximo a 40 cm, a partir de cuya profundidad, *Pinus* aumenta levemente de nuevo. Parece como si *Quercus* se viera favorecido después de varios episodios intermitentes de fuego y después permaneciera dominante. Los fuegos fueron locales, porque hay evidencias de macrocarbones, encontrándose partículas mayores de 0,06 mm, las cuales no se transportan a larga distancia. Aparte de los carbones, hay sugerencias palinológicas de la existencia del fuego durante el final de N₃PC y durante la zona N₃PD. Estas incluirían la curva polínica de *Erica arborea*, los incrementos en el tipo *Ulex parviflorus*, *Pistacia lentiscus* y *Phillyrea*, así como la presencia de *Anagallis arvensis*, *Cistus salviifolius* y *Pteridium aquilinum*.

La ignición de los bosques de pino en Navarrés puede haber tenido lugar por diversos factores naturales y también por las actividades humanas. Se trata de una cuestión sin respuesta categórica. En principio, el escenario parece antropogénico porque la introducción de las prácticas agrícolas en la región se ha datado en torno a 7000 años cal BP en coincidencia con las primeras evidencias de domesticación animal. Localmente cabe mencionar que en torno a 5500 años cal BP ya existía un importante poblado neolítico en la Ereta del Pedregal. Lo cierto es que la curva de *Plantago* no favorece totalmente la hipótesis antropogénica porque la de *Quercus* precede a la de *Plantago*. No se puede descartar, por tanto, una influencia climática de fondo.

Más información

Menéndez-Amor & Florschütz (1961), Carrión & Dupré (1996), Dupré *et al.* (1998), Carrión & van Geel (1999)



NERJA

Sierra de Almijara, Nerja, Málaga
Pleistoceno superior – Holoceno (29353-8417 años cal BP)

La Cueva de Nerja se encuentra en el término municipal de Nerja (Málaga) ($36^{\circ} 45' 43''$ N, $03^{\circ} 50' 26''$ O) en la vertiente sur de la sierra de Almijara, a 158 m s.n.m. Las cumbres más alejadas de la cueva, al N-NE, alcanzan casi los 2000 m de altitud (Pico Malas Camas 1782 m, Navachica 1832 m y Puerto 1824 m), le sigue una segunda alineación, hacia la costa, un poco más baja (Cerro del Barranco del Pino 1436 m, Alto de la Cuesta del Espartal 1596 m y Alto del Cielo 1520 m), la tercera línea son las montañas más próximas a la cueva que están alrededor de los 500 m (Gibraltarillo 500 m y Fuente del Perro 518 m). A partir de éstas, se genera una llanura litoral elevada que se precipita al mar formando acantilados de unos 50 m de altura (Fig. 1). Así pues, la costa es abrupta salvo en las desembocaduras de los ríos y torrentes que forman pequeñas playas y deltas, aunque alguno de ellos se precipita al mar formando cascadas. La mayoría de los cursos fluviales son esporádicos, solo el río Miel fluye en verano.

El contexto biogeográfico es termomediterráneo, con una temperatura media anual de 17°C y ausencia de heladas a lo largo del año. El régimen de precipitaciones es de tipo seco, es decir, tiene una media anual de alrededor de 500 mm de lluvia. En los alrededores de la cueva crecen pinos carrascos y algún pino piñonero, además de los típicos matorrales con palmito (*Chamae-*

rops humilis), lentisco (*Pistacia lentiscus*), espárrago blanco (*Asparagus albus*), olivilla (*Cneorum tricocum*), cade (*Juniperus oxycedrus*) y esparto (*Stipa tenacissima*). La calidez del clima actual en la zona viene también demostrada por los cultivos tropicales que se practican: chirimoya, caña de azúcar, aguacate, mango, etc.

Los resultados antracológicos (Fig. 2) van referidos a la secuencia de la Sala del Vestíbulo (NV) que excavó el profesor F. Jordá desde 1983 a 1987 y cuya secuencia estratigráfica, arqueológica y cronología por radiocarbono han sido publicadas por Aura *et al.* (2002, 2010) y Jordá Pardo *et al.* (2011) (Tabla 1).

En los depósitos sedimentarios de NV han quedado reflejados los últimos milenios del OIS 3 (NV13, NV12 y NV11), el OIS 2 (NV10 a NV4) y el inicio del OIS 1 (NV3, NV2) aunque con importantes hiatos. Con esta secuencia se puede perfilar la dinámica de la flora local porque era un recurso sistemático para los grupos humanos, que la usaban como leña para el fuego, como productos de recolección y seguramente con otros usos que los procesos post-deposicionales han ocultado al actuar sobre la materia orgánica.

La flora prehistórica de Nerja comprende un conjunto reducido de plantas leñosas en los niveles inferiores



Figura 1. Vista del entorno de la Cueva de Nerja (Foto: J. Jordá Pardo)

Tabla 1. Selección de dataciones radiocarbónicas de la Cueva de Nerja (Vestíbulo)

Ref. Lab.	Muestra	Nivel	Cuadro	Años BP (AMS)	Años cal. BP	Referencias
GifA-102.010	Carbón	NV3	C-4	7.610 ± 90	8.230-7.910	Jordá & Aura, (2008)
GifA-102.013	Carbón	NV4	C-4	10.450 ± 110	12.760-11.960	Jordá & Aura, (2008)
GifA-102.016	Carbón	NV4 (Illg)	C-4	12.030 ± 60	14.226-13.805	Jordá & Aura, (2008)
BETA-189.081	<i>Pinus pinea</i> Carbón	NV8i	A-7, A-8, B-7, B-8, B-9	12.340 ± 60	14.859-14.169	Jordá & Aura, (2008)
GifA-102.021	<i>Pinus</i> Carbón	NV9	C-4	21.140 ± 19	26.000-24.720	Jordá & Aura, (2008)
GifA-102.023	<i>Pinus pinea</i> Bráctea piña	NV11	C-4	24.730 ± 25	30.400-29.160	Jordá & Aura, (2008)
BETA-189.080	cf. <i>Pinus pinea</i> Bráctea piña	NV13 (XII)	C-4	24.200 ± 200	29.730-28.410	Jordá & Aura, (2006)
BETA-131.576	<i>Pinus</i> Carbón	NV13c	B-7	24.480 ± 110	30.100-28.940	Arribas et al. (2004)

y se va incrementando en diversidad cuando se acerca el Holoceno. En la captación de leña para el fuego, los grupos prehistóricos de Nerja recogen todo tipo de plantas leñosas. Incluso han quedado registradas plantas parásitas de árboles y arbustos como el marojo (*Viscum*). La mayor parte son perennifolias, siendo muy pocas las caducifolias identificadas en el carbón; además, están prácticamente ausentes los árboles o arbustos de ribera. Ambos datos pueden indicar unas condiciones claramente mediterráneas a lo largo de toda la secuencia, por tanto, con una estación seca en verano bien marcada. De la secuencia de Nerja destaca la gran proporción de brácteas de piña y cáscaras de piñón torrefactadas, la gran mayoría conserva la forma y por ello se identifican como restos de pino piñonero (*Pinus pinea*). Esto responde a un aporte humano, sistemático y voluntario para procesar las piñas que traían cerradas y conseguir los frutos como alimento de alto valor nutritivo.

La evolución diacrónica del análisis del carbón de la Sala del Vestíbulo (Fig. 2) viene marcada por los cambios porcentuales de las especies más significativas desde el punto de vista ecológico, así como por la presencia y/o ausencia de los árboles o arbustos que se pueden considerar como claros bioindicadores climáticos. Detallamos a continuación esta secuencia.

La secuencia estratigráfica de la Sala del Vestíbulo comienza con el Gravetiense, finales del OIS3 (30180 y 28580 años cal BP) que tienen una composición antracológica similar en los tres niveles (NV13, NV12 y NV11) de este periodo cultural. Los restos carbonizados de pino son los más abundantes. Dos especies están presentes: *Pinus nigra* y *P. pinea* (Fig 3). Los carbones del primero son más abundantes que los del segundo, lo que no garantiza que fueran más densas sus poblaciones en la zona, ya que del pino piñonero se recolectan sus piñas para consumir los piñones durante toda la secuencia cultural de Nerja, como puede verse en la columna de las brácteas de piñas (*Pinus* bráctea de piña) que supera el 60% de los restos carbonizados en los tres niveles gravetienses (Fig. 2). Por este motivo, es probable que fuera protegido y no se recogiera como leña para el fuego nada más que lo estrictamente necesario. Las otras plantas documentadas son leguminosas, arce (*Acer*), tejo (*Taxus baccata*) y varios arbustos y matas como enebros, jaras, etc. Estos niveles corresponden a los últimos milenios del OIS3. Un carbón de *Pinus* cf. *pineae* se dató por AMS en 28978 años cal BP.

Los estudios paleogeográficos de la zona de Nerja indican que, durante el Gravetiense el nivel del mar, con respecto al actual, estaba entre -110 y -90 m y la distan-

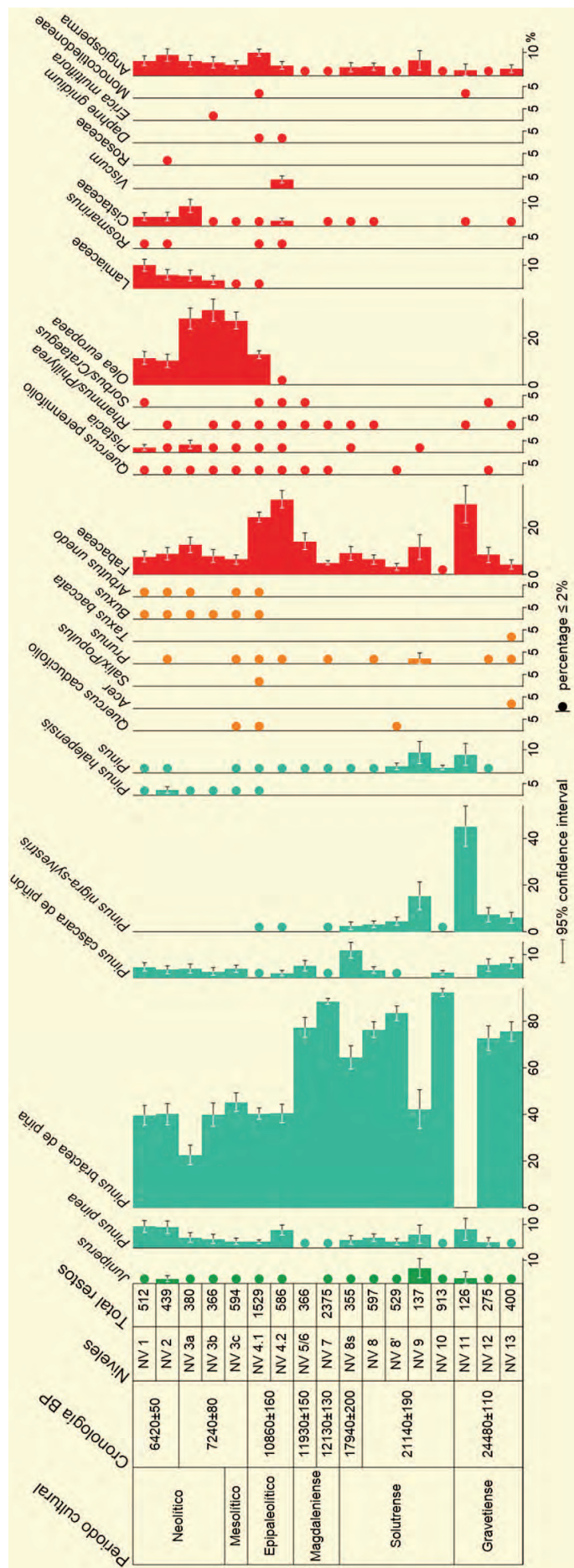


Figura 2. Diagrama antracológico de la Cueva de Nerja. Redibujado de Badal (1990)

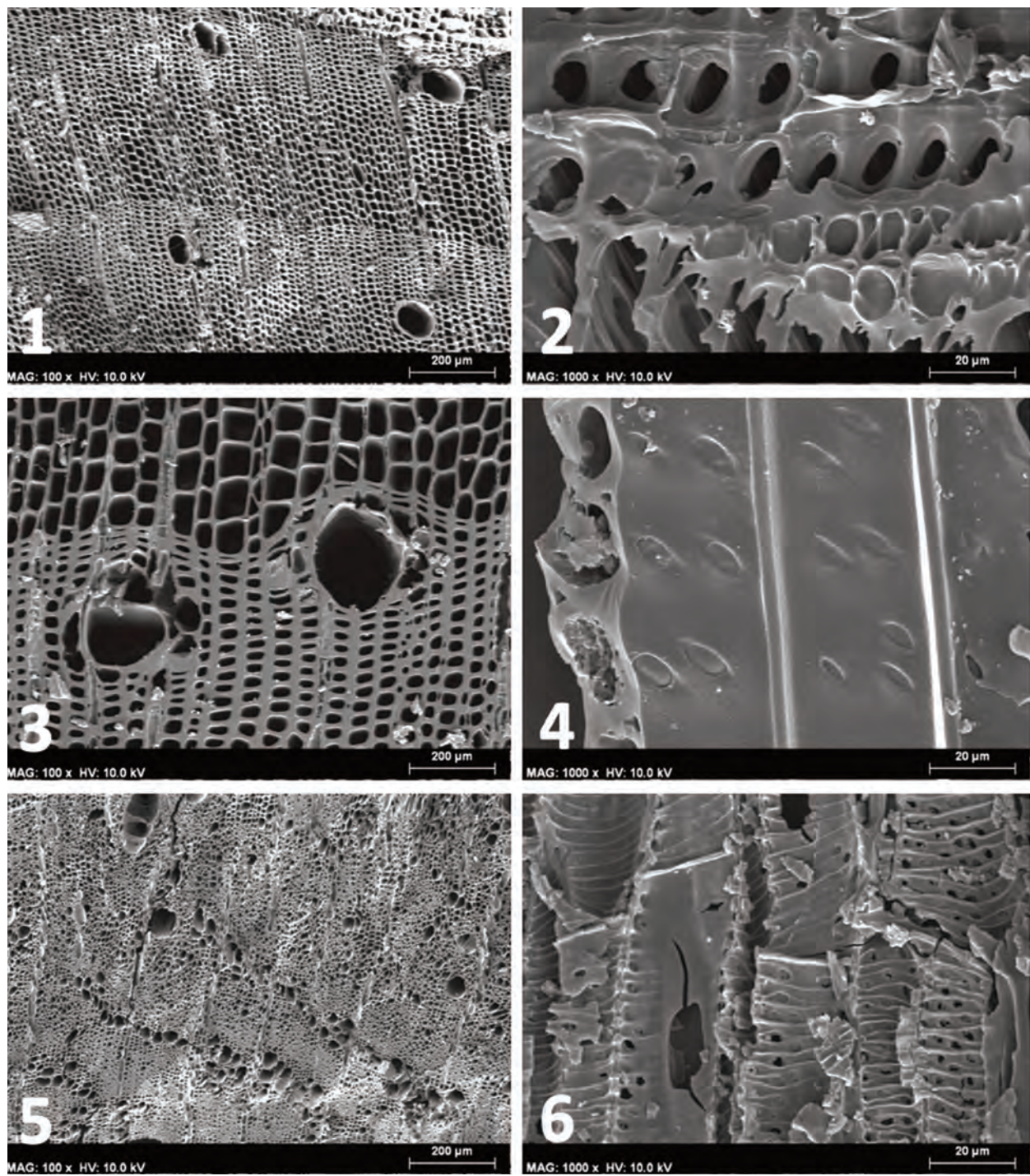


Figura 3. Restos antracológicos del Paleolítico de Cueva de Nerja. *Pinus nigra-sylvestris*, 1: corte transversal X100. 2: corte radial X1000. *Pinus pinea*, 3: corte transversal X100. 4: corte radial X1000. Fabaceae, 5: corte transversal X100. 6: corte radial X1000. Fotografías de E. Badal realizadas en microscopio electrónico de barrido

cia de la cueva al mar era de unos 4,5 km (Jordá Pardo *et al.* 2011). Quedaba, pues, una franja litoral emergida con suelos arenosos donde podrían estar las masas de pino piñonero. Las necesidades ecológicas de las dos especies de pinos (salgareño y piñonero) permiten una reconstrucción medioambiental para el final del OIS₃.

En la actualidad, los mejores bosques de pino salgareño con un cortejo de enebros y fabáceas se sitúan en zonas de montaña con unas condiciones bioclimáticas de tipo supramediterráneo, con temperaturas medias anuales entre 13 °C y 8 °C y gran tolerancia a los fríos invernales, soportando mínimas del mes más frío

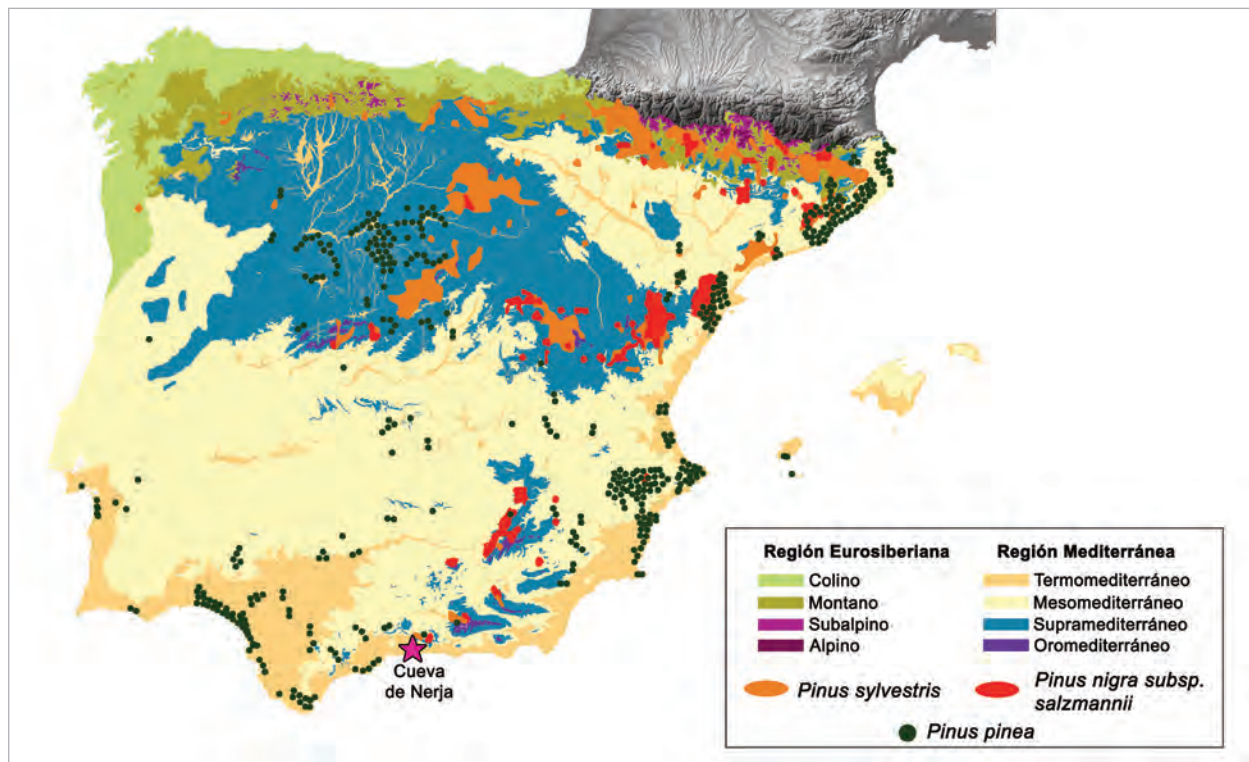


Figura 4. Mapa biogeográfico con el área de distribución actual de *Pinus nigra*, *Pinus sylvestris* y *Pinus pinea* en relación con la situación de la Cueva de Nerja

entre $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$. Necesita un régimen de precipitaciones de seco a subhúmedo. No obstante, puede desbordar ese piso bioclimático, vista su amplitud de tolerancia térmica e hídrica (Fig. 4). Por su parte, la distribución actual del pino piñonero (*Pinus pinea*) no supera en la Península Ibérica los 800-1000 m de altitud. Sus mejores poblaciones se sitúan dentro del piso bioclimático termo y mesomediterráneo, aunque en las dunas del Duero hay densas masas de pino piñonero. Tiene buena resistencia a las bajas temperaturas, pero puede sufrir serios daños con unos $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$. También tiene una gran resistencia a la sequía estival y vive en zonas con una media de lluvia anual entre 400 y 1000 mm. La zona de encuentro de las dos especies en las cumbres béticas, en la actualidad, se da entre el piso bioclimático mesomediterráneo y supramediterráneo, en zonas con temperatura media anual entre los $8\text{ }^{\circ}\text{C}$ y los $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Fig. 3). Por tanto, se puede inferir una temperatura media anual de ese rango para el Gravetiense (30000-28500 años cal BP) en el litoral de la Cueva de Nerja. La cantidad de precipitaciones es difícil de precisar por el rango de tolerancia de los pinos y su buena adaptación a la sequía estival, pero la práctica ausencia de *Quercus*

durante el Gravetiense puede indicar un régimen de lluvias de tipo seco, es decir, en torno a los 400-600 mm de media anual. Por tanto, al final del OIS3, en el litoral andaluz se daban unas condiciones térmicas privilegiadas, dentro del rigor del clima global, facultando la pervivencia de especies cálidas como el pino piñonero, que fue un recurso ampliamente utilizado como leña y, sobre todo, como alimento al recolectar sus piñas para consumir los piñones.

Un hiato estratigráfico de varios milenios separa el Gravetiense del Solutrense. Este se documenta en los niveles NV10, NV9 y NV8, aunque con hiatos entre ellos, la cronología que abarca sería entre 25810 y 18930 años cal BP (Pleniglacial, OIS2). Los niveles solutrenses muestran la misma composición botánica que los gravetienses, pero con tendencia a disminuir los restos de pino salgareño y a progresar las leguminosas leñosas y otros arbustos como jaras, *Rhamnus/Phillyrea*, *Prunus* (Fig. 2).

El carbón de los pinos piñoneros tiene una proporción constante en torno al 10 % de los restos carboni-



Figura 5. Restos de piñas y piñones de los niveles solutrenses de la Cueva de Nerja. (Fotos: E. Badal)

zados, sin embargo, las brácteas de piñas superan el 50% de los restos carbonizados, lo que junto al porcentaje de cáscaras de piñón carbonizadas y la ausencia de la semilla (piñón), supone un indicio de su consumo por los grupos humanos de Nerja. Como novedad significativa, se puede indicar la presencia algún carbón de *Quercus* caducifolios y perennifolios en NV8'. Estos niveles coinciden con el Pleniglacial, cuando el nivel del mar con respecto al actual era de -135 y -115 m, por ello la distancia al mar desde la cueva sería de 5,5 km con zonas emergidas donde los pinares de pino piñonero medrarían y sería la zona de recolección de piñas cerradas que transportarían a la cueva para ser procesadas por medio del calor y obtener los piñones para consumo humano. Solo una selección humana voluntaria y dirigida a la obtención de piñones puede explicar los porcentajes de restos de piñas y cáscaras de piñón en todos los niveles del Solutrense (Fig. 5).

Otro importante hiato impide observar el final del Solutrense e inicios del Magdaleniense; este ha quedado reflejado en NV7, NV6 y NV5 (entre 14860 y 13570 años cal BP). De igual modo, otro hiato de unos 600 años ocurre antes del Epipaleolítico del nivel NV4; este iría entre 12980 y 11360 años cal BP. Un carbón de

Pinus pinea fue datado por AMS en torno a 14556 años cal BP. Desde el Magdaleniense (NV7) se observa un cambio paulatino en los espectros antracológicos que puede responder a la mejoría climática del Tardiglacial y que es claramente patente en el Epipaleolítico (NV4.2 y 4.1) por la consolidación de las especies más termófilas de toda la secuencia que ya preludian el Holoceno (Fig. 2). Efectivamente, se aprecia una progresiva disminución del pino salgareño que puede indicar su desplazamiento hacia cotas más elevadas, fuera del radio de recogida de leña. Esta fase se caracteriza por una vegetación arbustiva y abierta donde los árboles prácticamente están ausentes, habiendo un predominio absoluto de las fabáceas leñosas durante el Magdaleniense. Solamente el pino piñonero mantiene una representación similar al periodo anterior y probablemente continuaría en la zona litoral donde seguiría siendo utilizado como árbol frutal para el consumo humano por la riqueza nutricional de los piñones. Las quercíneas están presentes en los niveles magdalenienses, lo que puede ser el eco de la mejoría climática.

Un cambio radical se observa en el Epipaleolítico (NV4.2), destaca la diversificación de especies con res-

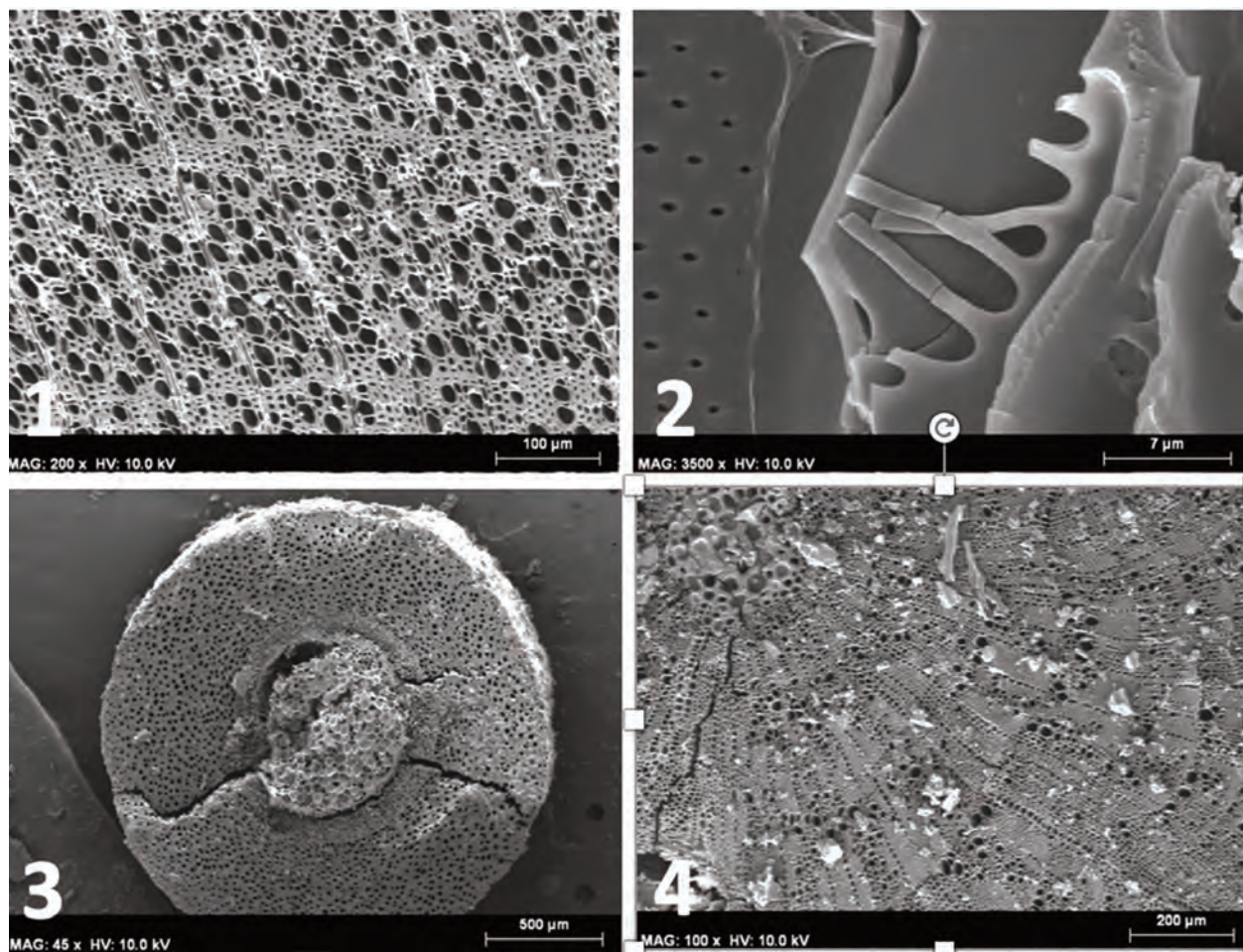


Figura 6. Restos antracológicos holocenos realizados a microscopía electrónica de barrido de Cueva de Nerja. *Buxus*, 1: corte transversal X200. 2: corte radial X3500. *Cistus*, 3: corte transversal X45. *Rosmarinus*, 4: corte transversal X100. (Fotos: E. Badal)

pecto a las fases anteriores, así como la reducción de brácteas de piñas, sugiriendo una recolección de piñas menos frecuente, tendencia que se va a mantener en los niveles holocenos. Aparecen especies termófilas como el acebuche (*Olea europaea*) y dentro del grupo de arbustos y matas están el lentisco (*Pistacia*), el madroño (*Arbutus unedo*), el romero (*Rosmarinus*), el boj (*Buxus*) y el torvisco (*Daphne gnidium*), entre otras. Las fabáceas leñosas siguen siendo importantes. Junto a esto, cabe resaltar la progresión del acebuche, en NV_{4.1}. Continúa el declive del pino salgareño y no descartamos que los pocos fragmentos identificados en el nivel NV_{4.1} y 4.2 sean intrusiones de los niveles inferiores. Una datación radiocarbono de estos carbones sería bienvenida para ver la fecha final de la presencia de estos pinos criófilos en el litoral andaluz. El pino piñonero se quema con menos frecuencia que en las fases anteriores y los restos de piñas han caído entre el 40-50% de los restos carbonizados, mientras que la pro-

porción de cáscaras de piñón se mantiene estable. Resaltar, una vez más, la ausencia de los propios piñones por lo que mantenemos la hipótesis de la recolección sistemática de piñas maduras pero cerradas, en la cavidad las calientan al fuego para que por dilatación de la resina, se abra la piña y se obtengan fácilmente los piñones para el consumo de los piñones (Badal 1998, 2001).

La flora identificada en el NV₄ indica que las condiciones típicas del piso bioclimático termomediterráneo predominan en la zona del litoral de Nerja desde el Epipaleolítico, que por las dataciones podemos situar en 12980 años cal BP. Por tanto, es probable que el cambio climático global se detecte más rápidamente en las secuencias continentales que en las marinas que, justamente durante el Tardiglacial y debido al deshielo continental, registran picos en la temperatura frías en las aguas marinas (Cacho *et al.* 1999, 2001).



Figura 7. Cajón de piñas de pino piñonero en venta en un mercado de Portugal. (Foto: F.J. Jordá Pardo)

En la secuencia de Nerja Vestíbulo, el inicio del Holoceno (OIS1) conlleva grandes alteraciones estratigráficas con hiatos y mezcla de materiales epipaleolítico-mesolíticos en NV3c y mesolítico-neolíticos en NV3a y NVb. No obstante, el Mesolítico geométrico se puede situar entre 8550 y 7950 años cal BP. Estas mezclas también pueden afectar a los carbones, aunque las tendencias de los taxones son coherentes con el cambio climático y con los niveles superiores claramente neolíticos (NV2 y NV1) y, por tanto, permiten observar la consolidación de la flora termomediterránea en el litoral de Nerja (fig. 2). La dominancia de *Olea europaea* es patente y está acompañada por *Pistacia lentiscus*, *Rosmarinus*, *Arbutus unedo*, *Rhamnus* y/o *Phillyrea*, *Buxus*, etc. (Fig. 6). La datación 8230-7910 años cal BP, realizada por AMS sobre un carbón de NV3, confirma la existencia de formaciones con *Olea europaea*, las cuales perduran durante el Neolítico, aunque en menor proporción que en niveles mesolíticos, lo que puede indicar un impacto de la actividad agrícola y ganadera.

En el Holoceno, la línea de costa sufre un ascenso hasta situarse a la cota media de -23 m y la distancia de la cueva a la costa es de 1,5 km, casi como la actual. A pesar de esa reducción de suelos arenosos, las proporciones de los restos del pino piñonero se mantienen y la recolección de piñas sigue de igual modo que en los periodos anteriores, a pesar de estar ya en sociedades productoras de alimentos con los sistemas agrícolas y ganaderos. La proporción de brácteas de piñas y de cáscaras de piñón es similar al Epipaleolítico, lo que indica la importancia del consumo del piñón por su agradable palatabilidad y su gran aporte energético con grasas omega tres y otros compuestos de alto valor nutritivo. El piñón sigue siendo en la actualidad muy apreciado en la Península Ibérica y es posible encontrar piñas maduras y cerradas en los mercados para procesarlas en las casas y obtener los piñones (Fig. 7).

Más información

Badal (1990, 1998, 2001), Aura *et al.* (2002), Jordá & Aura (2008), Jordá *et al.* (2011)



ODP-976

Mar de Alborán, Málaga
Pleistoceno superior – Holoceno (37473-1620 años cal BP)

El sondeo marino de ODP-976 fue recuperado por el buque *JOIDES Resolution* durante la campaña oceanográfica de *Leg 161* del *Ocean Drilling Program (ODP)*. El punto de sondeo se localiza en la zona occidental del Mar de Alborán (Mediterráneo occidental) frente a Málaga (36° 12' N, 4° 18' O) a una profundidad de agua de 1108 m (Fig. 1).

Se trata de una secuencia compuesta, derivada de una serie de testigos correlacionados y alcanza en total una extensión de más de 350 m.

Investigaciones geoquímicas y palinológicas (de polen y dinoflagelados) indican que la secuencia entera se extiende hasta el estadio isotópico marino (MIS) 54,



Figura 1. Situación geográfica del sondeo de ODP-976 en el Mar de Alborán

Tabla 1. Dataciones radiocarbónicas de la secuencia ODP-976 (Combourieu Nebout *et al.*, 2002)

Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP*	Material
0,61	1710 ± 40	1620	<i>Globigerina bulloides</i>
1,03	3235 ± 30	3460	<i>G. bulloides</i>
2,83	8730 ± 60	9700	<i>G. bulloides</i>
3,61	10075 ± 50	11682	<i>Neogloboquadrina pachyderma</i>
4,61	9630 ± 60	11090	<i>G. bulloides</i>
5,01	11960 ± 80	13988	<i>G. bulloides</i>
5,51	12720 ± 80	14911	<i>G. bulloides</i>
6,38	14330 ± 90	16856	<i>N. pachyderma</i>
7,53	17220 ± 120	20309	<i>G. bulloides</i>
9,78	22420–310 +320	26394	<i>G. bulloides</i>
11,21	27140–450 +470	31776	<i>N. pachyderma</i>
12,69	29930–640 +700	34894	<i>N. pachyderma</i>
14,35	33750–610 +660	39087	<i>G. bulloides</i>
14,49	34230–1050 +1210	39608	<i>N. pachyderma</i>
15,4	35700–750 +820	41194	<i>G. bulloides</i>
15,88	32270–760 +700	37473	<i>G. bulloides</i>

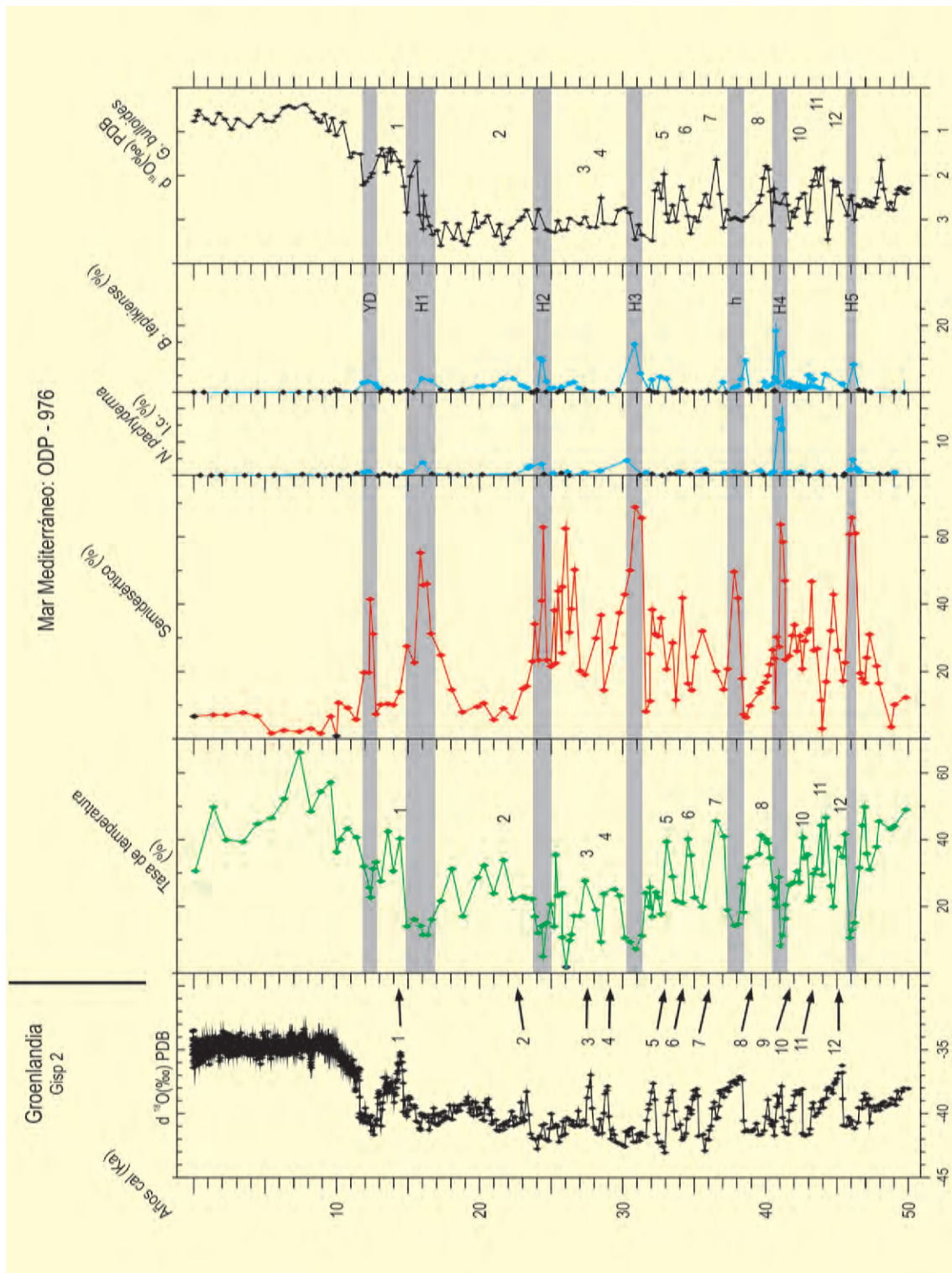


Figura 2. Diagrama multiproxy de ODP-976 (Combourieu Nebout et al. 2002). Las barras grises indican los eventos de Heinrich y el Younger Dryas, y los números del 1 a 12 indican los interestadios de Groenlandia y sus equivalentes en la zona del Mar de Alborán

es decir, que cubre casi todo el Pleistoceno (Combourieu Nebout *et al.* 1999). El estudio polínico a alta resolución se ha centrado en la parte superior de la secuencia, que corresponde al último periodo glacial y el Holoceno (Combourieu Nebout *et al.* 2002, 2009). La cronología de la parte superior está basada en 13 dataciones radiocarbónicas AMS (Tabla 1) y en la estratigrafía isotópica.

En la secuencia ODP-976 se detectan cambios en la vegetación que se caracterizan por registrar una dinámica opuesta entre el crecimiento de bosques termófilos (con polen de *Quercus* caducifolios acompañado por varios taxones mediterráneos) durante intervalos cálidos y húmedos, y la expansión de vegetación semidesértica con *Artemisia*, *Chenopodiaceae* y *Ephedra* durante intervalos fríos y secos. Esta dinámica es muy evidente durante el último periodo glacial, reflejando la variabilidad milenaria de los ciclos de Dansgaard-Oeschger y los eventos de Heinrich con cambios abruptos de la vegetación regional del entorno del mar de Albo-

rán (Fig. 2). Estos cambios de vegetación registrados en los espectros polínicos se corresponden sincrónicamente con fluctuaciones en las condiciones marinas.

Los aumentos en los porcentajes de especies de aguas frías como el foraminífero *Neogloboquadrina pachyderma* o el dinoflagelado *Bitectatodinium tepikiense*, se observan en fase con la expansión de vegetación semidesértica durante los intervalos más fríos, lo que ilustra la sincronía entre condiciones continentales y oceánicas frente a la variabilidad climática milenaria (Fig. 2).

La secuencia ODP-976, al igual que la MD95-2043, proporciona evidencias de cambios abruptos en la vegetación durante la última transición glacial-interglacial y el Holoceno (Combourieu Nebout *et al.* 2009).

Más información

Combourieu Nebout *et al.* (1999, 2002, 2009) Dormoy *et al.* (2009)



OIA

Costa gallega, Oia, Pontevedra
Pleistoceno superior – Pleistoceno final (>35000-15000 años BP)

El yacimiento litoral de Oia (42° 00' N, 08° 52' O; o m s.n.m.) se encuentra situado en las proximidades de la Cala do Redondeliño, al sur de la localidad de la cual toma el nombre. El perfil se encuentra seccionado por la misma línea de costa, estando sometido a la acción constante de las mareas. En la actualidad, en las inmediaciones aparece un tojar de *Ulex europaeus* mezclado con *Pteridium aquilinum*, aunque es posible encontrar en la zona tojares mixtos y brezales de *Erica cinerea* entre las repoblaciones de *Pinus pinaster* y *Eucalyptus globulus*.

En la costa es posible apreciar diferentes secciones del depósito de distinto espesor y cronología, pudiendo comprobarse como en la parte norte de la bahía estos depósitos son de menor complejidad, de cronología

postglacial. Cano *et al.* (1997) realizaron una datación radiocarbónica en el perfil obteniendo una edad de 32980 años BP. En la columna estudiada por Gómez-Orellana (2002) e Iriarte *et al.* (2005) pueden diferenciarse niveles tanto orgánicos como detríticos. Los niveles limnéticos estudiados desde un punto de vista polínico son el denominado nivel II y el nivel IV. El llamado nivel II tiene aproximadamente unos 42 cm de espesor. En él aparecen numerosos macrorrestos vegetales carbonizados y la datación realizada en él indica una edad de 34250 años BP. La segunda facies limnética supera los 1,30 m de potencia y descansa sobre una línea de clastos de unos 10 cm de espesor.

En la zona I de la secuencia polínica (Fig. 2) se puede apreciar como tras una primera fase corta con predo-



Figura 1. Oia (Pontevedra), en cuyo término municipal se sitúa el yacimiento homónimo (Foto: E. Granja Domínguez)

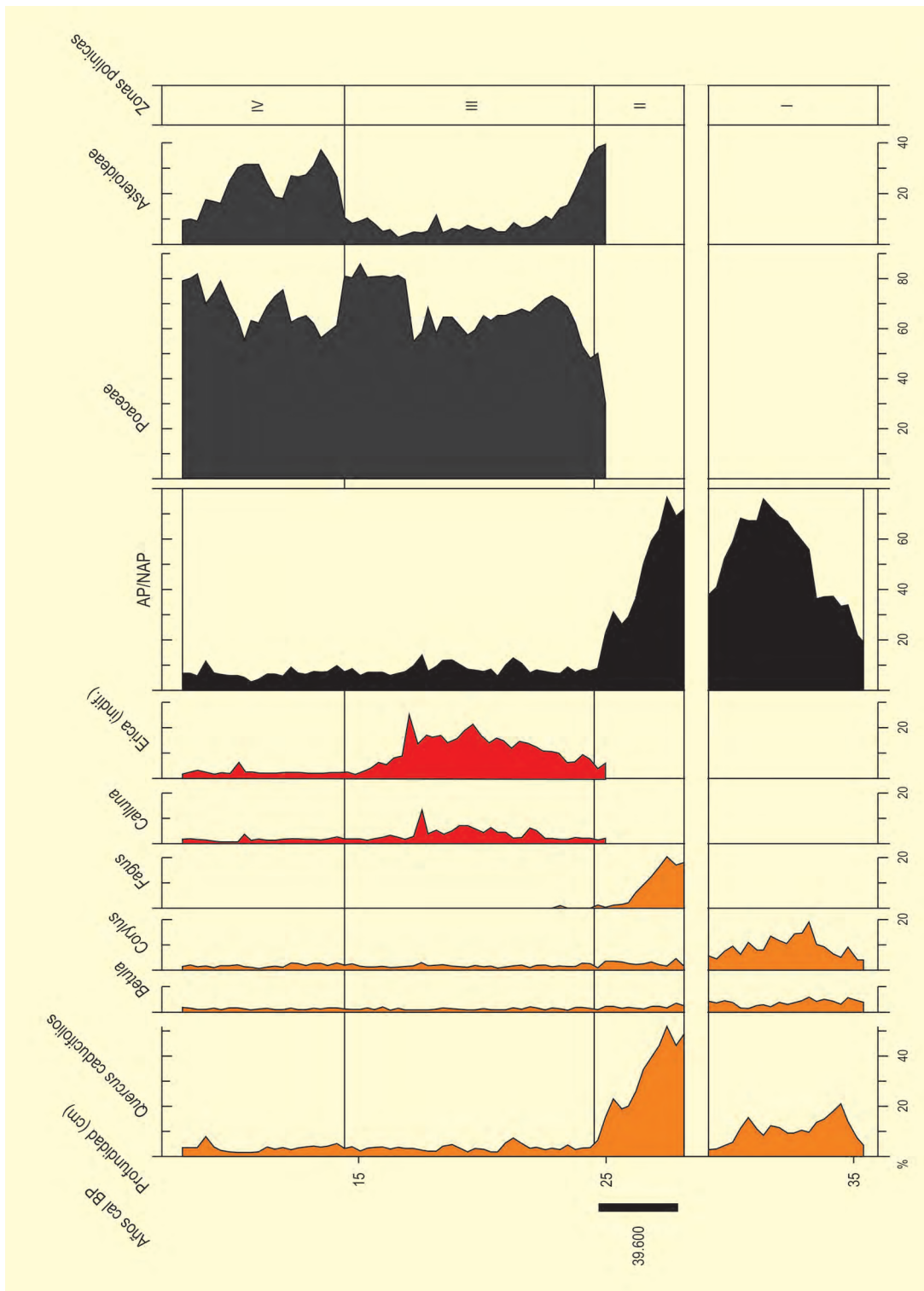


Figura 2. Diagrama polínico sintético de Oia. Redibujado de Ramil-Rego & Gómez-Orellana (2002) e Iriarte et al. (2005)

minio de polen no arbóreo, rápidamente se produce la recuperación de los *Quercus caducifolios*, seguida de *Corylus* y *Alnus*, el cual llega a alcanzar porcentajes del 60%, lo que lleva el porcentaje marítimo total de caducifolios a máximos del 80%. Junto a estos taxones también están presentes otros con menor representación

dentro del conjunto como *Ilex*, *Betula*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Fraxinus* y las coníferas *Pinus sylvestris* t. y *P. pinaster* t.

Tras un hiato sedimentario, la zona polínica II comienza con valores muy elevados de *Quercus caducifolios* y *Fagus*, este último alcanzando valores próximos

al 20% y viéndose acompañado por un elenco de árboles muy variado entre los que podemos destacar a *Carpinus*, *Arbutus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Acer*, *Ilex*, *Fraxinus* y *Pinus pinaster*. Según Gómez-Orellana (2002) e Iriarte *et al.* (2005) estas primeras zonas polínicas I y II se corresponderían con el Interstadial Wurmense (OIS 3), pudiendo quedar enmarcadas en una edad aproximada comprendida entre 35000 y 25000 años BP. Las condiciones de relativa ausencia de intenso frío unidas a una elevada humedad ambiental favorecieron la expansión de los caducifolios, así como la de especies más termófilas, como por ejemplo *Arbutus*, desde los refugios más próximos.

Al final de la zona polínica II, el porcentaje de polen arbóreo disminuye de forma muy notable, apreciándose la desaparición de *Fagus*, *Carpinus*, *Frangula*, *Acer* y *Arbutus* mientras que el resto de caducifolios quedan reducidos claramente en los porcentajes. De forma paralela se produce el inicio de las curvas de *Erica* y *Calluna*, variación que termina ocasionando una tercera fase, la zona polínica III, en la que predominará el polen no arbóreo, alcanzando Poaceae valores por encima del

60% y destacando *Erica* entre los arbustos. La representación arbórea en esta fase queda mucho más reducida tanto en porcentaje como en diversidad (Iriarte *et al.* 2005).

Estas condiciones se mantienen en las zonas polínicas, III y IV, pudiéndose únicamente apreciar en éstas pequeñas oscilaciones en la importancia relativa polínica entre Poaceae y Asteroideae. Este último tramo, final de la zona polínica II y zonas III y IV quedarían enmarcadas dentro del Último Máximo Glacial (OIS 2, c. 25000-15000 años BP) (Gómez-Orellana 2002, Iriarte *et al.* 2005). Se corresponden con un recrudescimiento climático de condición de estadal dentro del ciclo glacial-interglacial, mostrando probablemente un paisaje dominado por un frío intenso pero con cierta humedad, en el que dominan las formaciones de herbáceas pero no desaparecen del todo los árboles.

Más información

Gómez-Orellana (2002), Ramil-Rego & Gómez-Orellana (2002), Iriarte *et al.* (2005)



OTERO

Comarca de Trasmiera, Voto, Cantabria
Pleistoceno superior

La Cueva del Otero es una cavidad de pequeño tamaño con dos bocas casi contiguas que dan acceso a un vestíbulo amplio que continua hacia la derecha por una galería recta que acaba en una salita. Se ubica en un pequeño cueto calizo situado a unos 60 metros de altitud junto a la carretera Bádames-Secadura (43° 21' 10" N, 03° 31' 41" O), a unos 6 km del mar, en el término municipal de Voto (comarca de Trasmiera, Cantabria). En el vestíbulo se ha encontrado una estratigrafía que comienza con un dudoso nivel musteriense, varios niveles auriniacienses y del magdaleniense superior/final hasta un inseguro Aziliense.

Al igual que Cueva Morín, biogeográficamente pertenece al piso colino de la Provincia Cantábrica (Región Eurosiberiana). Toda la comarca pertenece al ámbito geográfico de La Marina, franja costera que no supera los 500 m de altitud, dominada por prados, zonas de pasto y repoblaciones de eucalipto entre las que aparecen algunas masas forestales autóctonas de carácter residual como muestra de los bosques caducifolios mixtos (fresno, tilo, laurel, avellano, arce, roble, álamo, abedul, encina, etc.) y de ribera (alisos y sauces) que en otro tiempo dominaban el paisaje. A pocos kilómetros de la costa (10-15 km), como límite sur de La Marina,

Tabla 1. Tabla de comparación de las interpretaciones dadas por distintos autores al diagrama polínico de Cueva del Otero

		Leroi-Gourhan 1966			Sanchez-Goñi 1991 y 1994	
Nivel	Muestra	Arqueología	Vegetación	Interpretación	Interpretación	
1	1	Magdaleniense Aziliense?	Incremento AP y helechos. Reaparece <i>Corylus</i> . Presencia de <i>Alnus</i> , <i>Quercus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Juglans</i> . Ausencia <i>Cyperaceae</i>	Templado y húmedo	Gran diversidad y escasez de árboles en contexto herbáceo (>96%)	Contaminación No posible interpretación paleoecológica
	2					
Magdaleniense						
4	11		Máximo de <i>Poaceae</i> . Recuperación de <i>Pinus</i>	Templado y húmedo		
	12					
5	13		Desaparece <i>Corylus</i> y descenso de <i>Cyperaceae</i> . Fuerte descenso de <i>Cichorioideae</i> y aumento de <i>Poaceae</i>	Muy seco y frío		
	14					
	15					
6	16	Auriniaciense	Descenso continuo de <i>Pinus</i> e incremento de <i>Cichorioideae</i>	Templado Incremento de humedad Interestadio Arcy o Paudorf		No posible interpretación paleoecológica ni atribución cronológica
	17					
	18					
	19					
	20					
7	21	Estéril				
	22					
	23					
	24					
8	25	Auriniaciense Musteriense	Oscilaciones de <i>Pinus</i> y ligero incremento de <i>Cichorioideae</i> . Presencia de <i>Betula</i> y <i>Corylus</i>	Enfriamiento		
	26					
	27					
9	28	Musteriense	Máximos <i>Betula</i> y <i>Pinus</i> . Presencia de <i>Alnus</i> , <i>Betula</i> , <i>Corylus</i> , <i>Juniperus</i> y <i>Ephedra</i> . Mucha <i>Cichorioideae</i> y <i>Poaceae</i>	Poco frío Interestadio Padul		
	29					

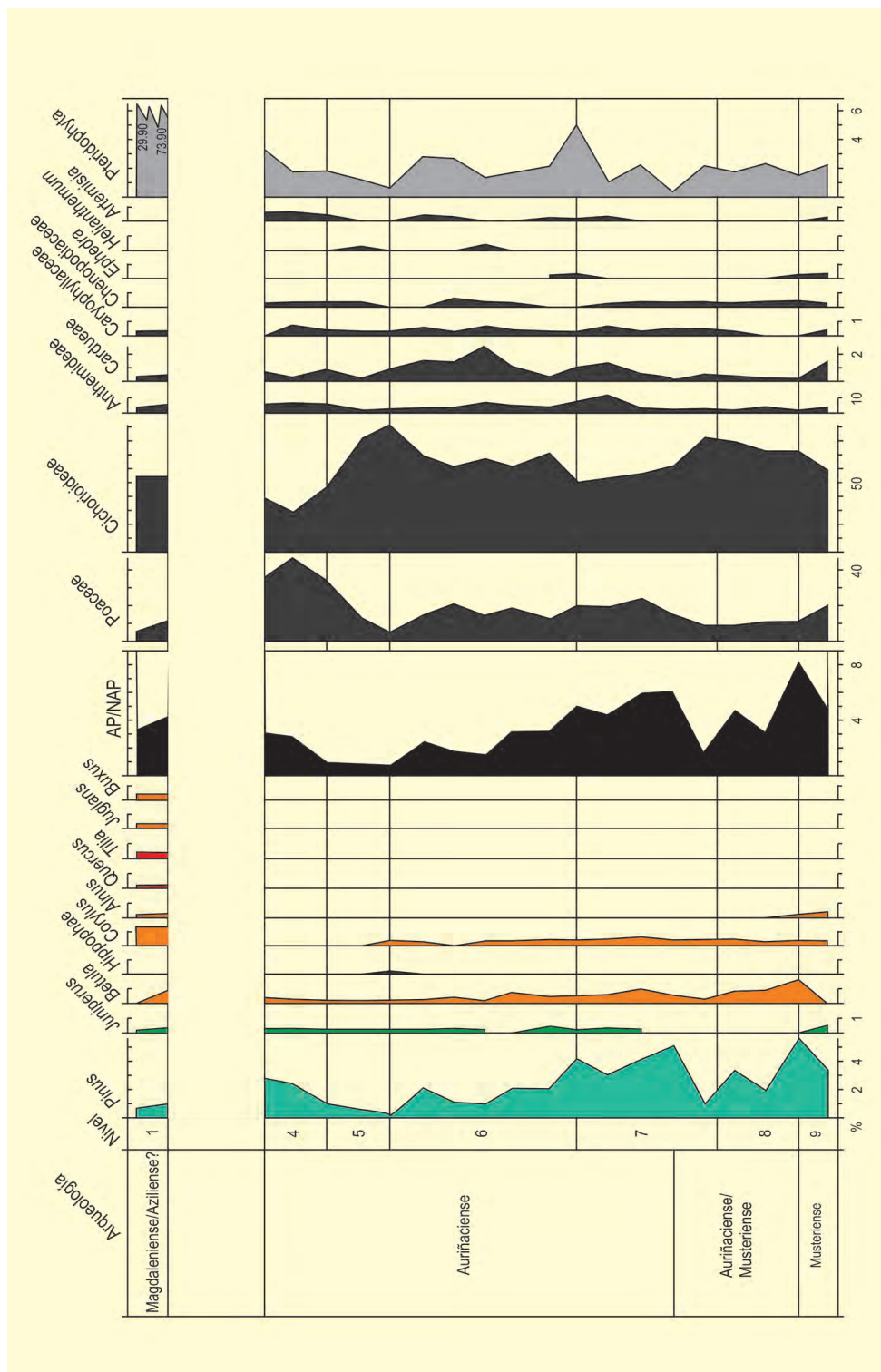


Figura 1. Diagrama polínico de la Cueva de Otero. Redibujado de Leroi-Gourhan (1966)

aparece la Sierra del Escudo, con elevaciones de 600-1000 m, la cual sirve de límite entre La Marina y las montañas del extremo este de la Cordillera Cantábrica, donde las altitudes superan por lo general los 1500m y pueden llegar hasta los 2600m.

Los sedimentos de la Cueva del Otero presentan una potencia algo mayor de un metro que se muestreó a intervalos fijos de 5 cm. Su estudio permite diferenciar 9 niveles estratigráficos, de los que dos resultaron polínicamente estériles (Fig. 1). La autora del estudio

polínico (Leroi-Gourhan 1966) observa en la sucesión de niveles estratigráficos una alternancia de momentos fríos y templados que tiene su reflejo en la vegetación y que pueden incluso asimilarse a eventos climáticos correlativos de los, en su tiempo denominados interstadios de Padul, Arcy y Paudorf. Sin embargo, otros autores (Sánchez-Goñi 1991, 1994) reinterpretan el significado de las oscilaciones polínicas y minimizan la transcendencia de variaciones porcentuales de 2-3 puntos para *Pinus* y el conjunto de AP, entendiendo que se

trata en realidad de un paisaje abierto, poco cambiante y dominado por Cichorioideae y Poaceae, en el que los pocos árboles presentes son en su mayoría *Pinus* y destacando la presencia continua de Cyperaceae; esta vegetación se habría desarrollado en condiciones típicas pleniglaciales. En la tabla 1 se muestra un resumen de ambas interpretaciones.

Más información

Leroi-Gourhan (1966), Sánchez-Goñi (1991, 1994)



OTÍÑAR

Otíñar, Jaén

Pleistoceno final (14,5-14 ka cal BP)

La secuencia sedimentaria paleolacustre de Otíñar se localiza cerca de Jaén, Sur de España, en las Zonas Externas de la Cordillera Bética y próxima a la Cuenca del Guadalquivir (37° 40' N, 3° 45' O). Estos sedimentos fueron depositados en un pequeño lago de ~1 km² que se formó después de un deslizamiento de tierra que represó el río Quiebrajano durante el Pleistoceno superior en algún momento antes de ~14,5 ka cal BP (García-Alix *et al.* 2014) (Fig. 1).

La edad para el tramo de sedimentos estudiado se basa en tres fechas de radiocarbono de hojas y otros fragmentos de plantas (Tabla 1). Estas muestras para análisis de radiocarbono fueron tomadas en la secuencia a profundidades de 0, 3 y 9 m y se calibraron mediante CALIB Versión 7.0 html y la curva de calibración IntCal13 (14,50 ± 0,43; 14,26 ± 0,32 y 13,97 ± 0,16 ka cal

BP) (Fig. 3; Tabla 1; García-Alix *et al.*, 2014). El modelo de edad fue construido por interpolación lineal utilizando las edades calibradas.

Para el estudio palinológico se analizaron doce muestras en la sección, con resultados positivos desde 0 a 950 cm en la parte más baja de la secuencia. La parte superior de la sección (más arenosa) estaba desprovista de granos de polen. Las especies de polen arbóreo identificadas en el estudio polínico se componen principalmente de *Pinus*, *Quercus* perennifolia y caducifolia, *Olea* y *Juniperus* (Fig. 2). Los porcentajes de polen arbóreo (% AP) varían alrededor del 45%. Las hierbas y los arbustos se caracterizan principalmente por *Artemisia* y otras Asteraceae, Poaceae, Amaranthaceae y *Ephedra*. Las plantas de ambientes acuáticos o inundados también son frecuentes en los espectros de

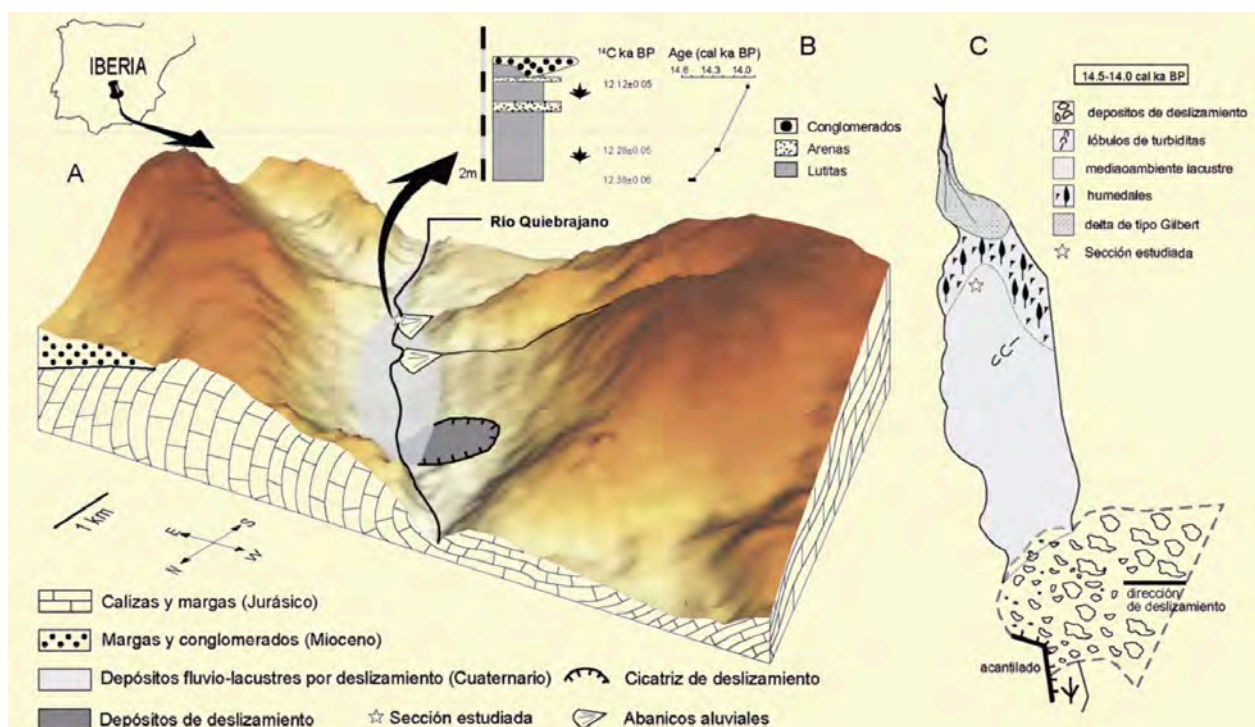


Figura 1. Contexto geográfico y geológico del área de estudio. A: situación de la Sección estudiada. B: columna estratigráfica sintética y marco cronológico. El modelo de edad se construyó por interpolación lineal de las edades de carbono 14 calibradas, y las barras grises representan el error 2σ. C, reconstrucción del paleo-lago de 14,45 a 14,0 ka cal BP (modificado de García-Alix *et al.* 2014)

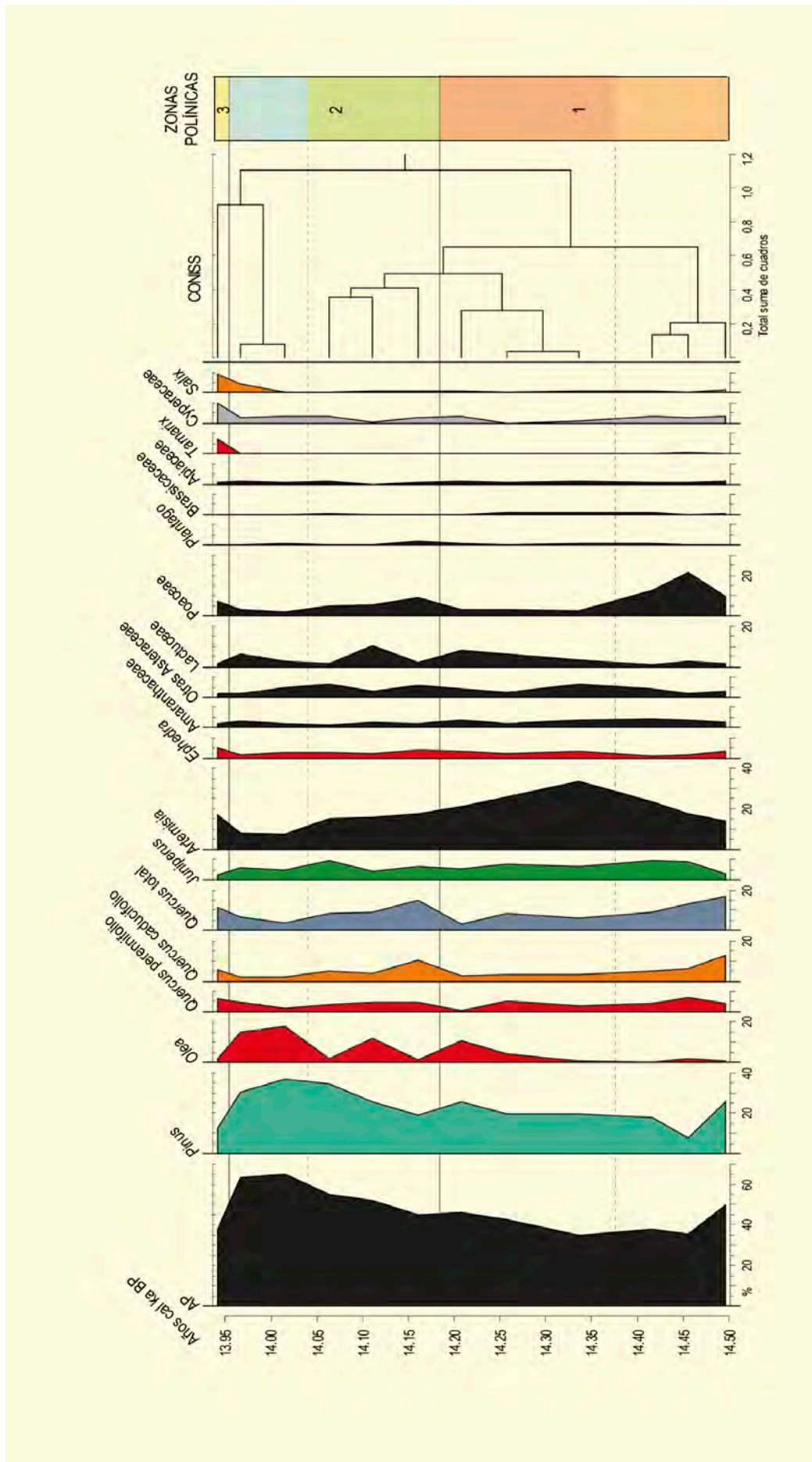


Figura 2. Diagrama detallado de la sección de Otiñar (de García-Alix et al. 2014). La zonación, a la derecha, se realizó utilizando un análisis de cluster realizado con CONISS (Grimm, 1987 en García-Alix et al. 2014)

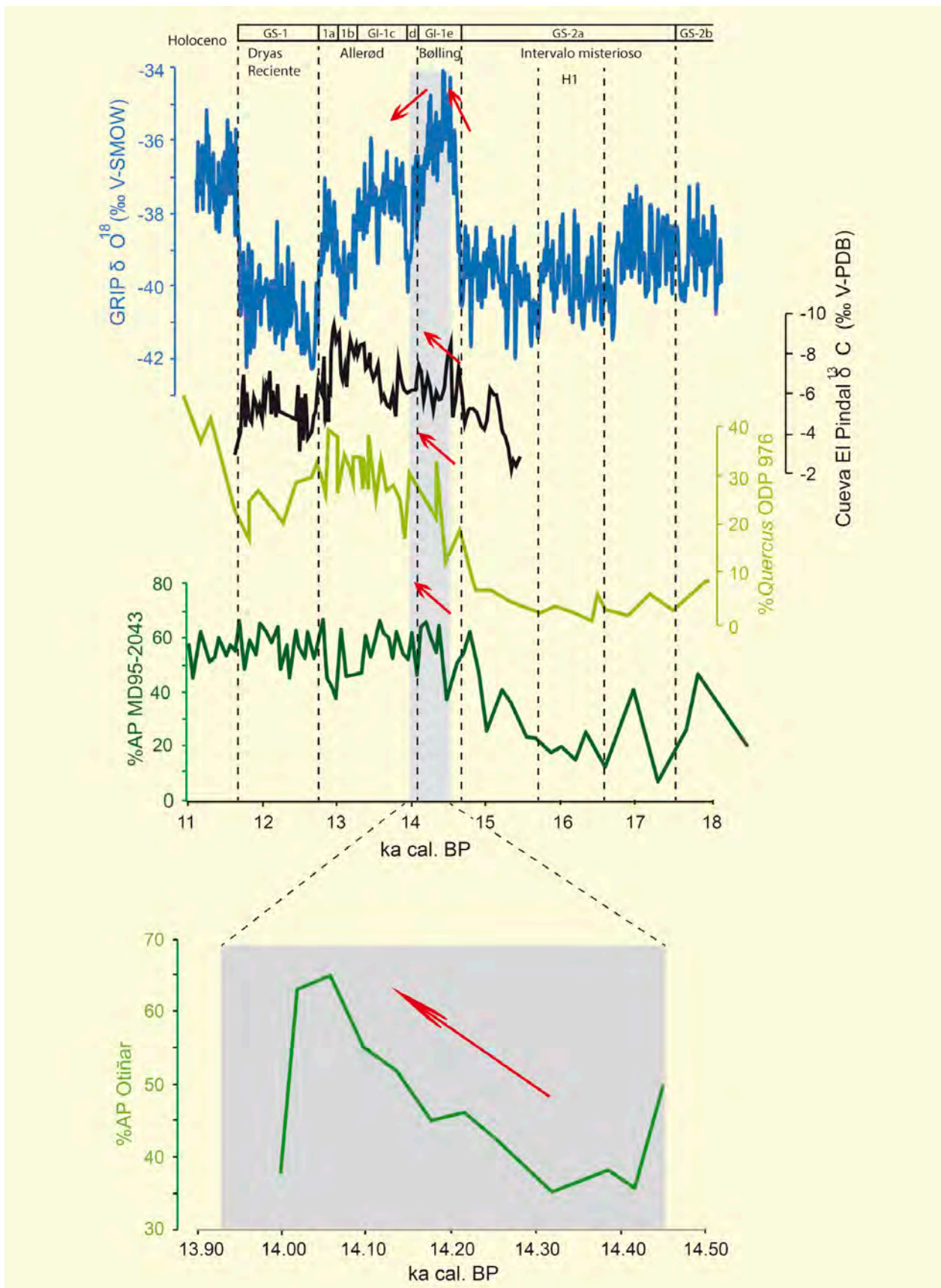


Figura 3. Comparación del registro de polen arbóreo (AP) de Otiñar con otros registros de polen arbóreo del intervalo de 18 a 11 ka cal BP del sondeo MD95-2043 en el Mar de Alborán, y del sondeo ODP 976 en el Mar de Alborán, valores de $\delta^{13}C$ (V-PDB) de un registro de espeleotemas del norte de la Península Ibérica (Cueva El Pindal) y la composición isotópica del oxígeno del agua (‰ V-SMOW) del núcleo de hielo GRIP en Groenlandia. Las flechas muestran las principales tendencias climáticas de temperatura. El sombreado gris indica el período estudiado en Otiñar. Las líneas discontinuas muestran la posible correlación entre los distintos registros climáticos. Modificado de García-Alix *et al.* (2014)

Tabla 1. Edades radiométricas del Paleo-lago de Otiñar, edades calibradas y errores 1-2 σ , según García-Alix *et al.* (2014)

Prof. (m)	Ka BP	Ka cal. BP				
		σ	Probabilidad relativa	Rango ka BP		Edad probable ka cal. BP
				Inferior	Superior	
0	12,38 \pm 0,06	1	1	14,22	14,6	14,45
		2	1	14,12	14,8	14,45
3	12,28 \pm 0,05	1	1	14,09	14,28	14,2
		2	1	14,02	14,52	14,2
9	12,12 \pm 0,05	1	0,91	13,92	14,09	13,99
		2	1	13,8	14,14	13,99

polen y se componen principalmente de Cyperaceae y *Salix*.

El análisis de polen del registro de Otiñar muestra un paleoambiente relativamente boscoso (alrededor del 45% AP; Fig. 4) en el sur de España durante el interstadio tardiglacial. Las especies forestales incluían principalmente *Pinus*, *Quercus* perennifolios y caducifolios, *Olea* y *Juniperus*. Los datos de polen muestran que las hierbas (principalmente Poaceae y *Artemisia*) fueron más abundantes durante la sedimentación de los depósitos más antiguos (zona 1), lo que apunta a un paisaje más abierto. Un aumento posterior de especies forestales, incluidas las típicamente mediterráneas *Quercus* y *Olea*, alcanzaron un pico durante zona de polen 2. En ese momento se registró un máximo en el desarrollo forestal. Hierbas, acuáticas (Cyperaceae y *Salix*) y *Tamarix* aumentaron en la parte superior de la

sección (zona 3). El aumento de las plantas acuáticas poco profundas y halófitas, así como en partículas de arena en la parte superior de la sección (Fig. 3) apunta a una secuencia de disminución del nivel del lago: lago somero que probablemente evolucionó hacia una charca en ese momento.

El incremento de especies forestales, entre las zonas de polen 1 a 2 apuntan muy probablemente a un calentamiento y un aumento en humedad durante el Bølling en la zona de Otiñar. Esta interpretación es consistente con otros registros regionales de polen (Fig. 3), que muestran incrementos similares de bosque durante el período Bølling en el Mediterráneo.

Más información

García-Alix *et al.* (2014)



PADUL

Valle de Lecrín, Padul, Granada
Pleistoceno superior – Holoceno (>54000-5750 años cal BP)

La depresión tectónica del Padul (37° 00' 21" N, 03° 36' 43" O) se localiza a unos 22 km al sur de Granada, comprendiendo un área turbosa de unos 2,5x3,5 km, a unos 700 m s.n.m., que descansa a modo de altiplanicie al este de Sierra Nevada (Figs. 1 y 2). Hoy día, la turbera es objeto de una explotación de pequeña escala con fines agronómicos.

Después de los trabajos pioneros de Menéndez-Amor & Florschütz (1962, 1964), el primer estudio sistemático corre a cargo de Florschütz *et al.* (1971), quienes desarrollan un estudio palinoestratigráfico detallado que, no obstante, carece de un control cronológico seguro (Tabla 1). Por ello, tomamos como referencia en esta monografía un trabajo ulterior de Pons & Reille (1988) (Tabla 2). No obstante, cabe señalar que Florschütz *et al.* (1971) interpretan que la secuencia cubre el último ciclo climático del Cuaternario y penetra en el penúltimo (Holsteiniense y glaciación

rissiense) mientras que Pons & Reille (1988) correlacionan la parte basal de su registro con la zona media del último interglacial (Tabla 2).

Los sondeos Padul 2 y Padul 3 (Pons & Reille, 1988) se encuentran a 50 y 70 m respectivamente del tomado por Florschütz *et al.* (1971) y han sido encuadrados cronológicamente entre los estadios isotópicos 5 y 1. En el sondeo Padul 2 (Fig. 3), la secuencia comienza con abundancia de *Quercus*, árboles caducifolios y elementos mediterráneos (incluyendo *Olea* y *Erica arborea*). Otros taxones relativamente frecuentes son *Abies*, *Betula*, *Alnus*, *Fraxinus* y *Pistacia*. A este período, que los autores, denominan *PreWürm*, pertenecería el intervalo palinoestratigráfico comprendido entre las zonas a y j. Un episodio de aridez (zona k) viene a continuación, con incremento de *Artemisia* y de *Pinus*, en detrimento de *Quercus*. A continuación, tiene lugar un incremento de *Juniperus*, *Poaceae* y *Quercus*, que es denominado



Figura 1. Turbera de Padul, Granada (Foto: Santos Casado)

Tabla 1. Dataciones radiocarbónicas de la parte superior de la secuencia de Padul, según Florschütz *et al.* (1971)

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP
GRN 2185	0	4980±60	5750
GRN 2189	43	6360±85	7290
GRN 2187	193	6750±90	7610
GRN 1950	393	10.470±120	160
GRN 2952	443	13.000±100	15.780
GRN 2327	593	17.000±145	170
GRN 2955	690	30.270±450	34.500
GRN 2145	735	34.370±900	39.290
GRN 850	788	32.830±1200	37.670
GRN 2146	840	38.540±13.000	42.770
GRN 2658	935	43.220±9000	46.700
GRN 2147	1035	46.440±2000	49.980
GRN 2657	1095	> 51.000	-
GRN 2630	1135	>54.000	-

Tabla 2. Dataciones radiocarbónicas de la parte superior de la secuencia de Padul, según Pons & Reille (1988)

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP
Gif-6209	15	4450±60	5100
Gif-6210	95	5460±70	6260
Gif-6394	120	5980±70	6830
Gif-6211	150	6340±70	7280
Gif-6005	195	7480±100	8290
Gif-6393	245	8200±80	9180
Gif-6392	310	9300±90	10.490
Gif-6212	355	10.000±110	11.550
Gif-6006	395	9930±110	11.470
Gif-6391	420	12.080±180	14.190
Gif-6007	505	13.200±150	16.120
Gif-6008	530	15.200±180	18.300
Gif-6390	585	18.300±300	21.990
Gif-6714	620	19.100±160	22.980
Gif-6389	670	19.800±220	23.730
Gif-6009	720	23.600±500	28.590
Gif-6388	790	29.300±600	33.600

Tabla 3. Dataciones radiocarbónicas del sector CEX de la secuencia de Padul, según Valle-Hernández *et al.* (2003)

Muestra	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP
CEX-38	300	7457±45	8267±120
CEX-36-1	335	8096±51	9019±241
CEX-34	375	8754±63	9830±283
CEX-32	407	9822±65	11.329±213
CEX-29	433	10.184±71	11.845±485
CEX-21	533	14.470±110	17.346±545

Würm medio por los autores y que se corresponde con las zonas *l a o*. Este episodio incluye una datación próxima a 32000 años BP.

El sondeo Padul 3 comienza con una fase homóloga (zonas a-c) de la anterior y fechada en torno a 29000 años BP (Fig. 4). A continuación, el denominado Würm

final, implica un incremento considerable de polen de pino. El Tardiglacial (zonas g-l) se caracteriza por fuertes oscilaciones en los espectros polínicos, pero destaca el avance general de *Juniperus*, *Betula* y sobre todo de *Quercus* (tanto caducifolios como perennifolios) con posterioridad a una fecha de 15200 años BP (por interpolación, se obtendría la expansión en torno a 13000

**Figura 2.** Vista panorámica de la turbera de Padul inundada (Francisca Alba)

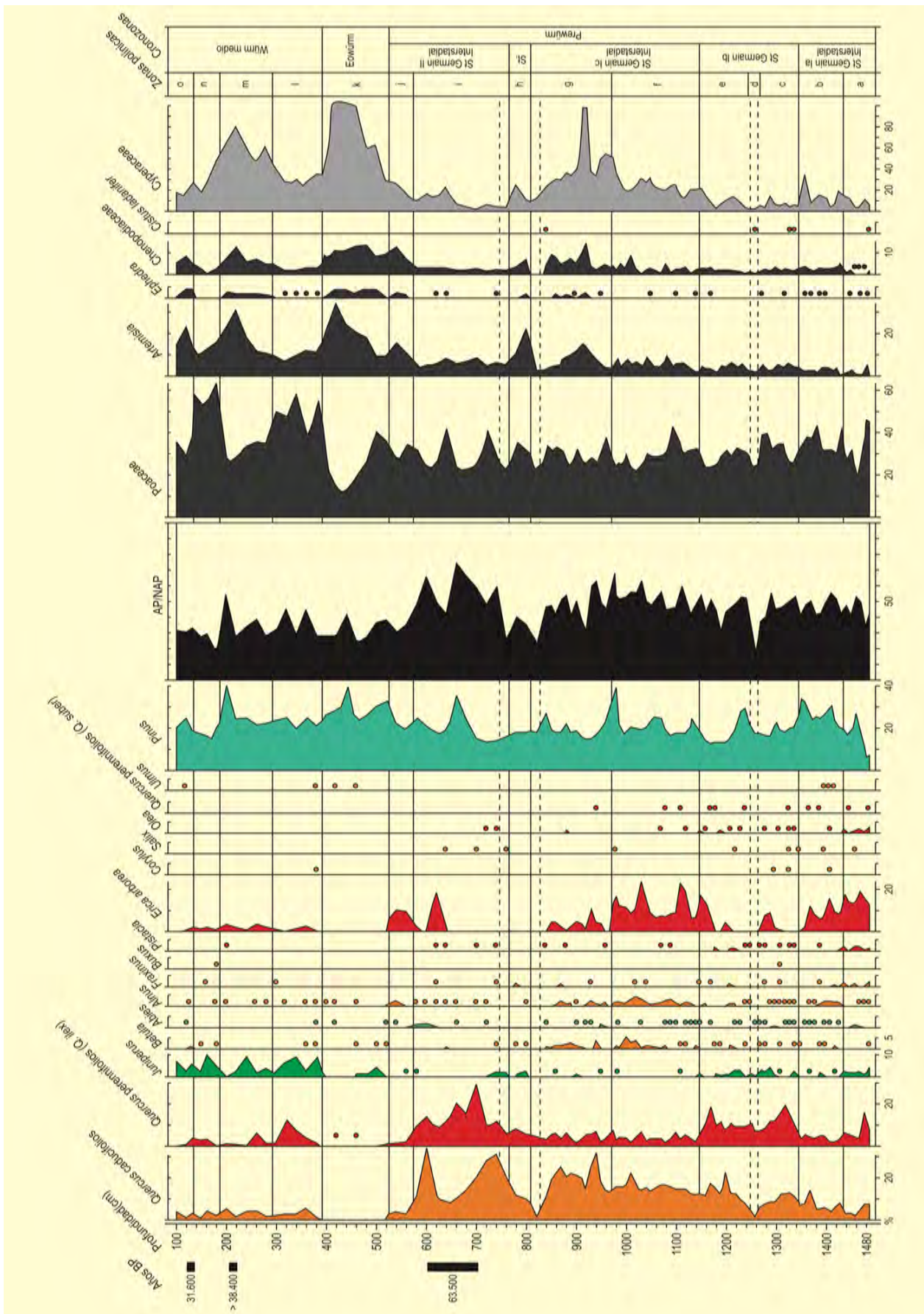


Figura 3. Diagrama polínico sintético de la secuencia de Padul 2 desde el Prewürm hasta el Würm medio. Redibujado de Pons & Reille (1988)

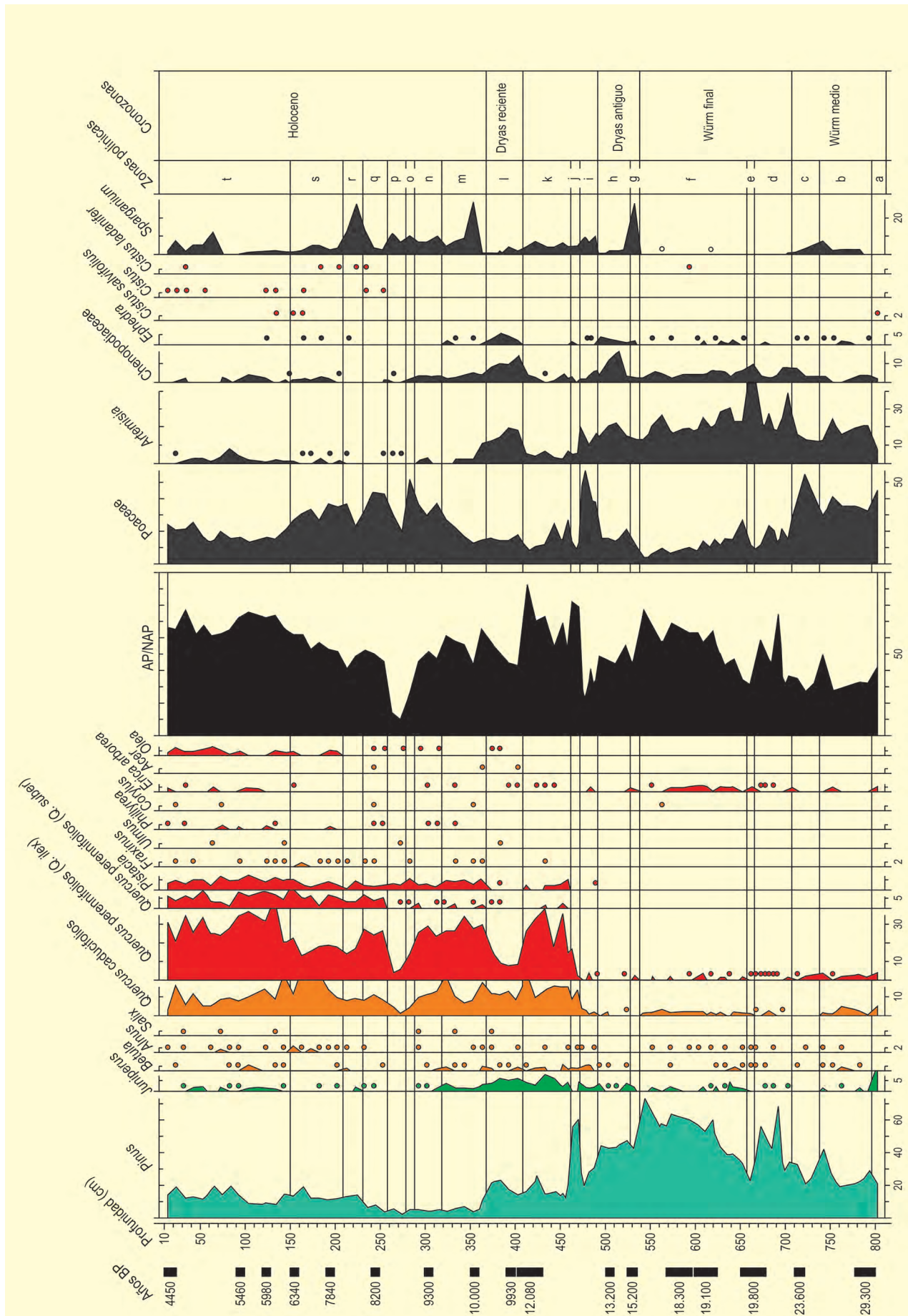


Figura 4. Diagrama polínico sintético de la secuencia de Padul 3 desde el Würm medio hasta el Holoceno. Redibujado de Pons & Reille (1988)

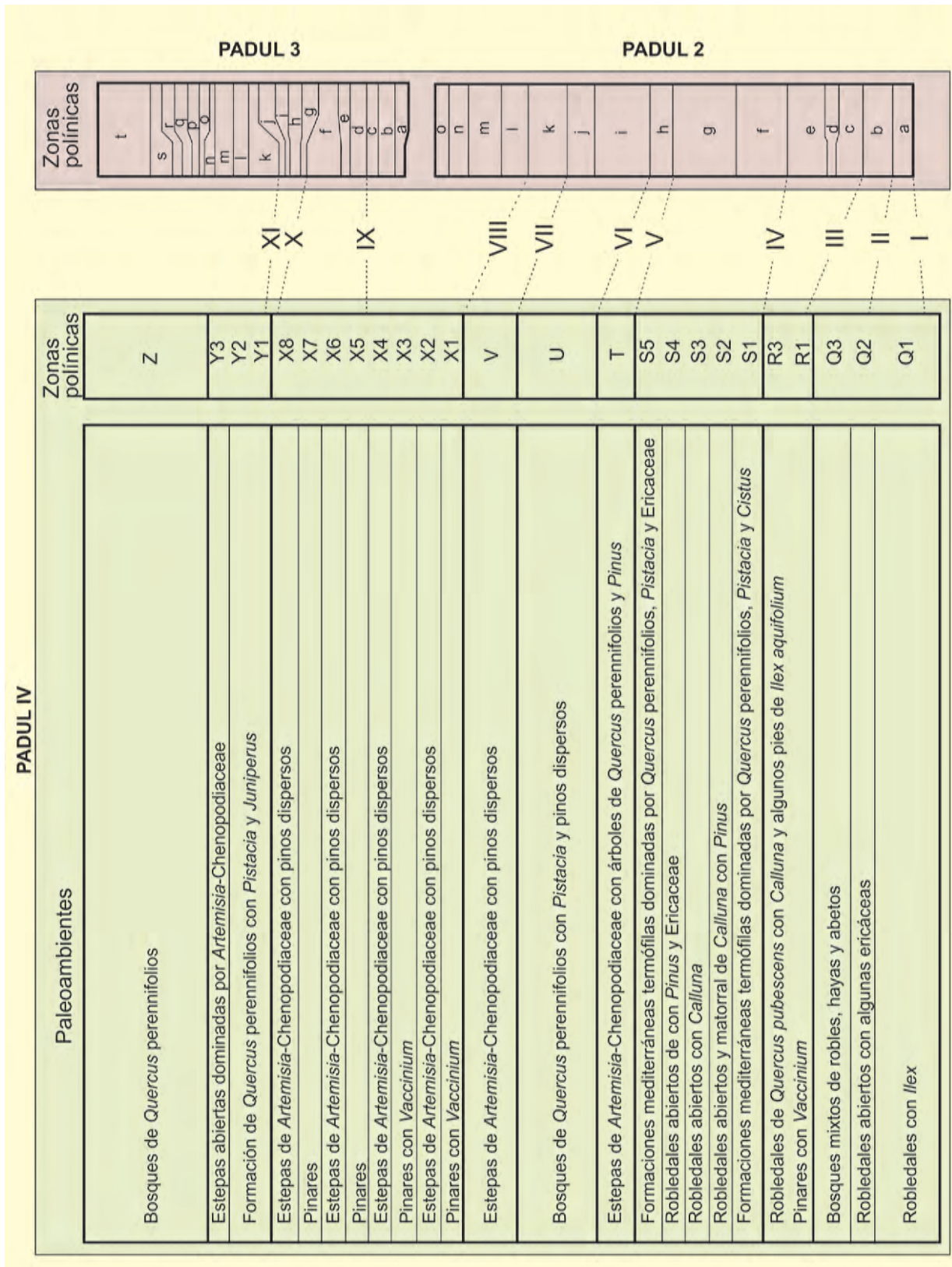


Figura 5. Correlación cronoestratigráfica de las secuencias Padul 2, Padul 3 y Padul IV (Florschütz et al. 1971), según Pons & Reille (1988)

Tabla 4. Tabla de dataciones del sondeo Padul-15-05. Camurera *et al.* (2019)

Lab. Ref.	Material	Prof. (cm)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Años cal. BP (1 σ)	Años cal. BP (95% intervalo de confianza)	Años cal. BP (media)
Edad de referencia		0		2015 CE	-65	-65
D-AMS 008531	Restos de plantas	21,67	-11,3	103 \pm 24	23 - 264	127
Poz-77568	Sedimento orgánico	38,46	-31	1205 \pm 30	1014 - 1239	1130
BETA-437233	Restos de plantas	46,04	-24,3	2480 \pm 30	2385 - 2722	2577
Poz-77569	Sedimento orgánico	48,21	-29,2	2255 \pm 30	2158 - 2344	2251
BETA-415830	Gasterópodos	71,36	-10,1	3910 \pm 30	4248 - 4421	4343
BETA-437234	Restos de plantas	76,34	-28	3550 \pm 30	3722 - 3956	3838
BETA-415831	Sedimento orgánico	92,94	-26,7	3960 \pm 30	4297 - 4519	4431
Poz-74344	Restos de plantas	122,96	-26,4	4295 \pm 35	4827 - 4959	4871
BETA-415832	Restos de plantas	150,04	-26,8	5050 \pm 30	5728 - 5900	5814
Poz-77571	Restos de plantas	186,08	-29,2	5530 \pm 40	6281 - 6402	6341
Poz-74345	Restos de plantas	199,33	-29,7	6080 \pm 40	6797 - 7154	6935
BETA-415833	Sedimento orgánico	217,36	-26,8	6270 \pm 30	7162 - 7262	7212
Poz-77572	Sedimento orgánico	238,68	-29,6	7080 \pm 50	7797 - 7999	7910
Poz-74347	Restos de plantas	277,24	-29,6	8290 \pm 40	9138 - 9426	9293
BETA-415834	Restos de plantas	327,29	-26,4	8960 \pm 30	9932 - 10221	10107
Poz-77573	Restos de plantas	340,04	-29,8	9420 \pm 50	10514 - 10766	10640
Poz-74348	Restos de plantas	375,62	-26,7	9120 \pm 50	10199 - 10412	10305
Poz-79815	Sedimento orgánico	377,83	-28,6	10310 \pm 50	11847 - 12388	12144
Poz-79817	Gasterópodos	411,02	-7,2	13910 \pm 60	16588 - 17088	16838
Poz-79818	Gasterópodos	414,89	-6,8	14130 \pm 50	17001 - 17419	17210
BETA-506210	Sedimento carbonatado con restos de plantas	415,46	-27,1	13060 \pm 40	15400 - 15852	15658
BETA-506209	Sedimento turboso con restos de plantas	420,59	-31,2	13630 \pm 40	16238 - 16639	16365
Poz-77574	Sedimento orgánico	423,65	-27,2	13580 \pm 80	16113 - 16654	16384
Poz-79819	Sedimento orgánico	432,82	-31,3	13500 \pm 60	16047 - 16494	16270
Poz-19821	Sedimento orgánico	437,92	-29,7	13910 \pm 70	16570 - 17113	16841
Poz-79822	Sedimento orgánico	448,12	-29,7	14640 \pm 70	17618 - 18011	17814
Poz-77575	Sedimento orgánico	452,2	-28,6	14890 \pm 80	17898 - 18325	18111
BETA-506207	Sedimento turboso con restos de plantas	457,29	-29,7	14480 \pm 50	17473 - 17863	17650
BETA-506208	Sedimento turboso con restos de plantas	457,29	-29,9	14780 \pm 50	17815 - 18157	17980
BETA-506205	Sedimento carbonatado con restos de plantas	460,35	-30,4	16140 \pm 60	19256 - 19661	19481
BETA-506206	Sedimento carbonatado con restos de plantas	460,35	-29,7	16080 \pm 60	19210 - 19592	19410
Poz-79837	Sedimento orgánico	493,43	-28,7	17580 \pm 80	20966 - 21527	21246
Poz-79838	Residuo polínico	493,43	-32	17450 \pm 80	20813 - 21352	21082
Poz-79839	Sedimento orgánico	509,26	-28,2	17510 \pm 80	20885 - 21429	21157
Poz-79843	Residuo polínico	509,26	-29,8	16060 \pm 70	19173 - 19587	19380

Tabla 4. Continuación

Lab. Ref.	Material	Prof. (cm)	$\delta^{13}C$ (‰)	Años cal. BP (1 σ)	Años cal. BP (95% intervalo de confianza)	Años cal. BP (media)
Poz-74349	Restos de plantas (raíces)	513,22	-26,9	10740 ± 60	12582 - 12737	12659
Poz-79841	Residuo polínico	532,24	-31,9	18210 ± 90	21836 - 22329	22082
Poz-77576	Sedimento orgánico	537,84	-27,5	19010 ± 120	22538 - 23255	22896
Poz-79842	Residuo polínico	537,84	-26,5	18570 ± 80	22280 - 22628	22454
Poz-77820	Sedimento orgánico	559,25	-30,5	21650 ± 130	25691 - 26132	25911
Poz-79844	Residuo polínico	559,76	-27,6	20790 ± 90	24660 - 25378	25019
BETA-437235	Restos de plantas	582,92	-15,7	21900 ± 80	25916 - 26331	26123
Poz-77577	Restos de plantas (raíces)	590,72	-29,8	13240 ± 70	15695 - 16142	15918
BETA-437236	Restos de plantas	598,52	-26,8	17650 ± 60	21075 - 21592	21333
Poz-77578	Sedimento orgánico	599,56	-31,9	26750 ± 240	30594 - 31221	30907
Poz-79845	Sedimento orgánico	601,64	-27,6	29930 ± 210	33678 - 34419	34048
Poz-79846	Sedimento orgánico	613,08	-26	33700 ± 310	37056 - 38796	37926
Poz-77579	Sedimento orgánico	614,12	-31,4	33400 ± 500	36400 - 38768	37584
Poz-74350	Restos de plantas (raíces)	617,76	-30,1	13680 ± 70	16254 - 16794	16524
Poz-77581	Sedimento orgánico	652,04	-29,5	43000 ± 1500	44397 - 49512	46954
BETA-437237	Restos de plantas	667,33	-25,5	14720 ± 50	17731 - 18075	17903
Poz-74351	Restos de plantas	672,94	-29,4	28550 ± 270	31700 - 33352	32526
BETA-437238	Restos de plantas	694,5	-27,4	34150 ± 200	38263 - 39106	38684
Poz-74352	Restos de plantas	701	-29,2	45000 ± 2000	45915 - 50000	47957
BETA-437239	Restos de plantas	714,5	-24,4	42030 ± 570	44453 - 46418	45435
BETA-415837	Restos de plantas	760,24	-27,1	29840 ± 160	33666 - 34240	33953
BETA-437240	Restos de plantas	765,96	-26,6	36300 ± 210	40434 - 41434	40934
Poz-74409	Restos de plantas	798,2	-29	23510 ± 130	27450 - 27861	27655
BETA-437241	Restos de plantas	826,28	-27,2	33000 ± 170	36461 - 37802	37131
Poz-74411	Restos de plantas	838,12	-29,1	44000 ± 1000	45675 - 49488	47581
BETA-437242	Restos de plantas	850,86	-27,6	32310 ± 180	35766 - 36604	36185
BETA-437243	Restos de plantas	871,25	-25,5	22820 ± 100	26908 - 27448	27178
Poz-74412	Restos de plantas	909,48	-29,7	> 52000		52000
Poz-74413	Restos de plantas	984,95	-27,4	> 55000		55000

años BP). Sobre la base de los máximos de *Artemisia* se practica la correlación del Dryas reciente (zona I) y del Dryas antiguo (zona h). El Holoceno (zonas m-t) muestra rasgos similares, constatándose un notorio incremento de *Pistacia*, *Quercus suber* y *Olea*, así como una mayor incidencia relativa de *Acer*, *Corylus*, *Betula*, *Ulmus*, *Taxus*, *Arbutus*, *Phillyrea*, *Coriaria*, etc., durante el Holoceno medio. La instalación de los alcornocales en la región podría haberse producido en torno a 8000

años BP, implicando el máximo termomesofítico. Lamentablemente, la secuencia turbosa y palinológica se interrumpe en torno a 4450 años BP y no hay registro ulterior de los cambios de vegetación acontecidos.

Con posterioridad a estas investigaciones, el sondeo SPD realizado por Valle-Hernández *et al.* (2003) refleja la vegetación pleniglacial, tardiglacial y postglacial, con escasas diferencias en relación al trabajo de Pons &



Figura 6. Sondeo Padul-15-05 en la turbera de Padul (Foto: Gonzalo Jiménez-Moreno)

Reille (1988). Valle-Hernández *et al.* (2003) distinguen 6 zonas polínicas para un registro que se data aproximadamente desde antes de 18000 años cal BP hasta 8200 años cal BP. Los elementos que definen las principales oscilaciones son *Quercus*, *Pinus*, *Juniperus*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra* y *Poaceae*. Los autores correlacionan la zona polínica 2, fechada en torno a 23000 años BP, con el evento Heinrich 2, la zona 4 con el evento tardiglacial, la zona 5 con el Dryas reciente y la zona 6 con el inicio del Holoceno. Este trabajo forma parte de una investigación más amplia (en curso) que previsiblemente mejorará el conocimiento del registro palinológico en este importante depósito del sur peninsular. El depósito, de hecho, cubre un intervalo cronológico mucho mayor y susceptible de investigaciones paleobotánicas. Un trabajo multidisciplinar incluyendo datos de geoquímica y sedimentología establece que el registro comienza hace al menos un millón de años y la formación de la turba hace unos 400000 años (Ortiz *et al.* 2004).

Recientemente, un nuevo sondeo (Padul-15-05) obtenido en el margen sur de la laguna (Fig. 6) ha permitido la identificación de nuevos eventos climáticos, como resultado de la alta tasa de sedimentación, la alta

resolución del estudio polínico y el alto número de dataciones realizadas con actualizadas técnicas de datación (Ramos-Román *et al.* 2018a, b; Camuera *et al.* 2018, 2019) (Tabla 4). Dicho sondeo abarca el registro climático de los últimos 200 ka, que se caracteriza principalmente por la presencia de taxones arbóreos como *Quercus* (caduco y perenne), *Olea* y *Pistacia* durante periodos interglaciales cálidos y húmedos (e.g., Holoceno -últimos 11700 años BP- y Eemiense -aprox. entre 130 y 115 ka BP-), frente a un mayor predominio de herbáceas durante los periodos glaciales (e.g., Ultimo Máximo Glacial -aprox. entre 25 y 18 ka BP-), entre las que destacan *Artemisia*, *Chenopodiaceae/Amaranthaceae* y *Ephedra* (Figs. 7 y 8). También cabe destacar algunos taxones de alta precipitación encontrados en dicho estudio polínico durante el último periodo interglacial, como *Carpinus* y *Abies*, actualmente con una distribución muy reducida y refugiados en zonas de alta pluviometría de la Península Ibérica, como son las sierras gaditanas de Grazalema y las Nieves en el caso del *Abies* (Alba-Sánchez *et al.* 2018) y zonas surpirenaicas del norte de la península en el caso del *Carpinus* (Aizpuru & Catalán 1984, Balda 2002). La alta resolución del análisis polínico en este sondeo también ha permitido la identificación de cam-

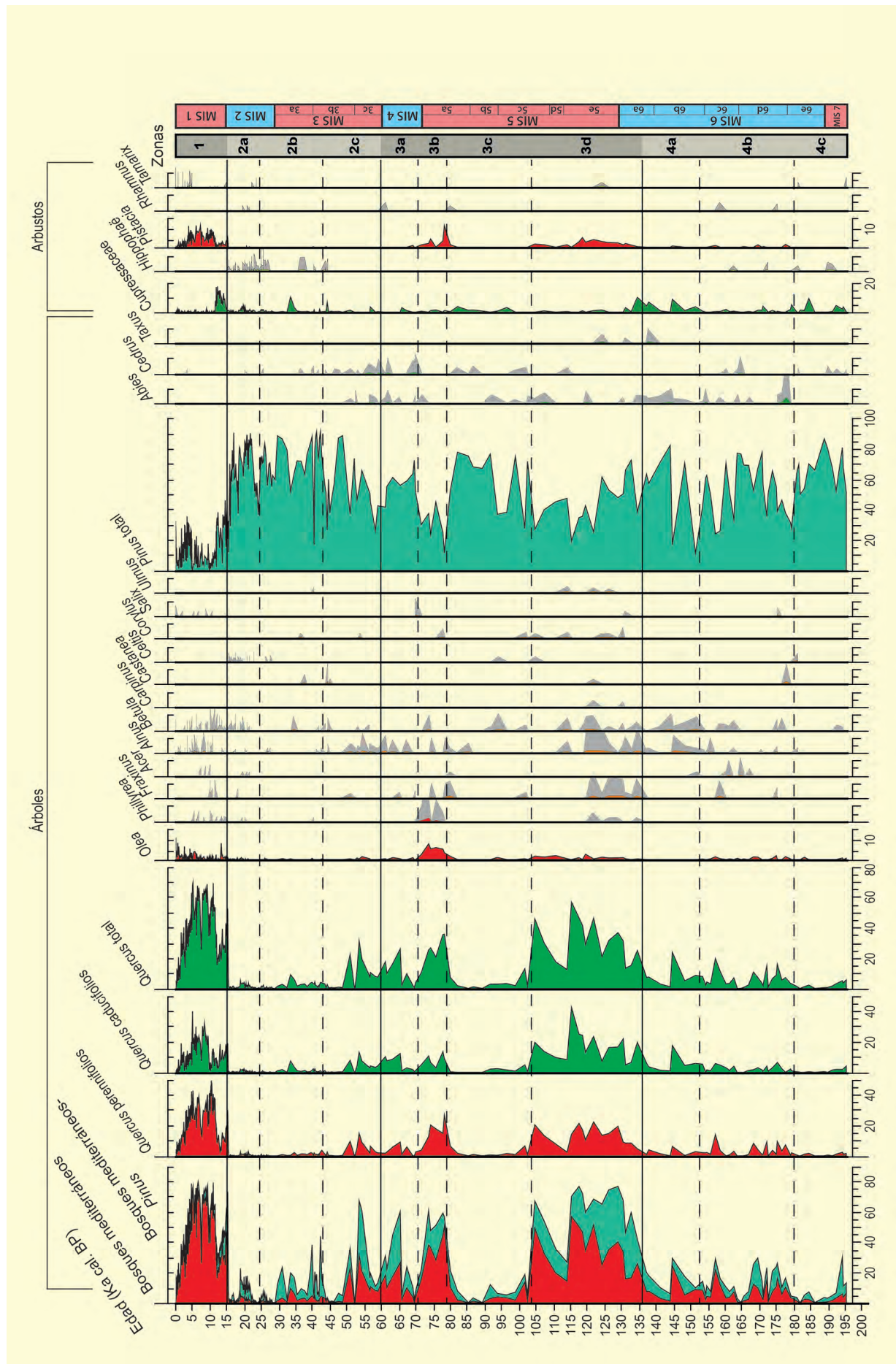


Figura 7. Diagrama polínico de taxones arbóreos y arbustivos de la secuencia de Padul 15-05. En color gris exageración 10x.

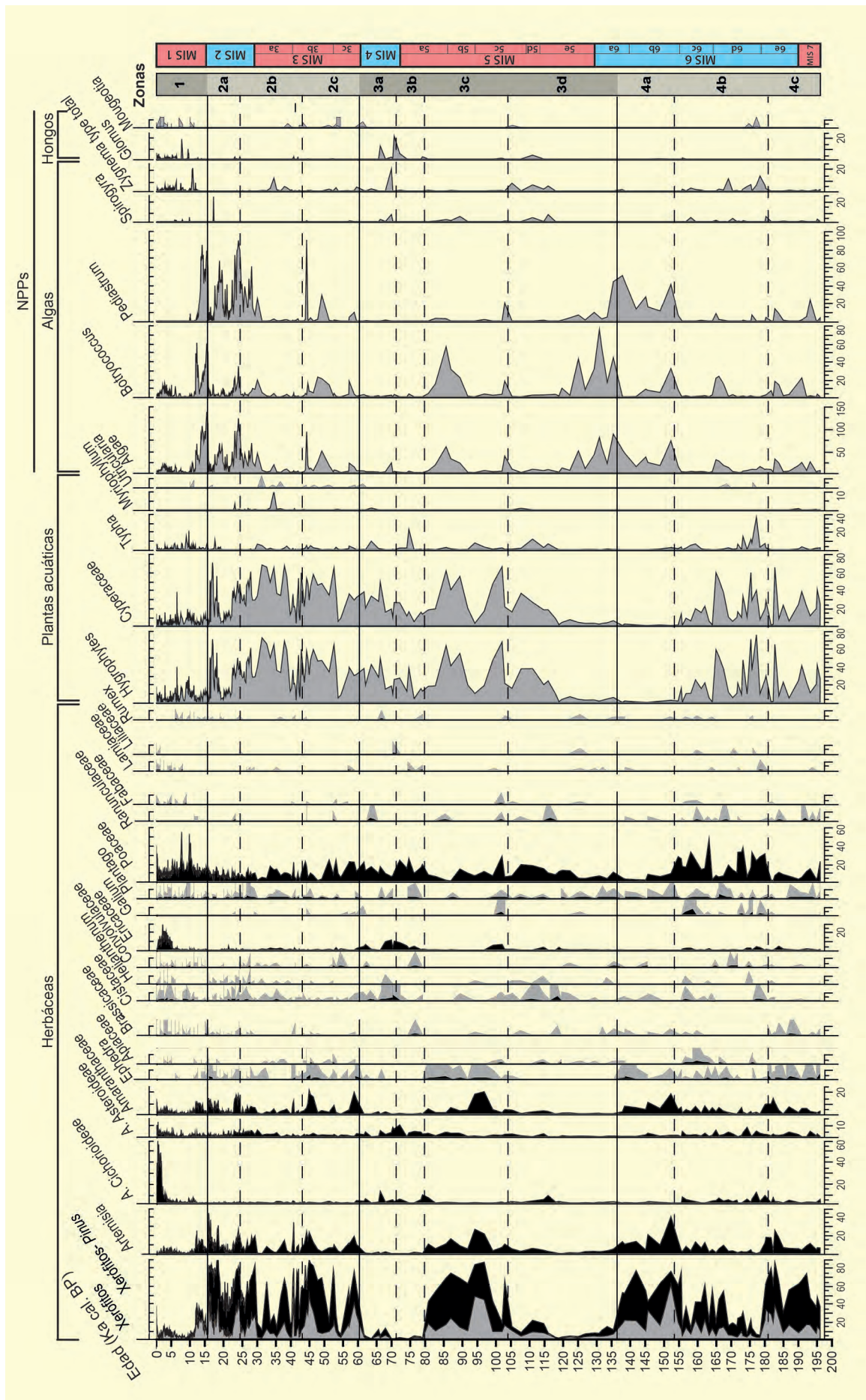


Figura 8. Diagrama polínico de herbáceas, plantas acuáticas y NPPs de la secuencia de Padul 15-05. En color gris exageración 10x

bios ambientales y climáticos de pequeña escala ocurridos durante los periodos más fríos y áridos de los ciclos glaciales, denominados estadios Heinrich. En particular, un estudio reciente muestra oscilaciones a escala de centurias ocurridos durante el estadio Heinrich 1 (entre 18400 y 15700 años BP) y que ha permitido, por primera vez en un estudio paleoclimático, la identificación de 7 subfases durante dicho estadio (Camuera *et al.* 2021). Finalmente, los niveles del lago en Padul también han sufrido cambios a lo largo de tiempo. El estudio de Camuera *et al.* (2018) muestra generalmente niveles de lago más altos durante periodos fríos y áridos, como resultado de la baja evaporación y un balance precipita-

ción/evapotranspiración positivo, mientras que durante periodos más cálidos y húmedos, la alta evaporación en la laguna da como resultado niveles del lago más bajos. Una excepción ocurre durante el último máximo interglacial hace aproximadamente 130-115 ka, donde la precipitación excede la evaporación y da como resultado niveles del lago más altos.

Más información

Menéndez-Amor & Florschütz (1962, 1964), Florschütz *et al.* (1971), Pons & Reille (1988), Valle-Hernández *et al.* (2003), Camuera *et al.* (2021)



PAÍS DE ALTAMIRA

Cuevas de Altamira, Cantabria
Pleistoceno final (~18000 - 14000 años BP)

El denominado "País de Altamira" comprende el territorio donde se ubican las Cuevas de Altamira, Cualventi, Las Aguas y El Linar. Se trata de las montañas prelitorales de la zona oeste de Cantabria, a saber, Sierra de la Busta, Alto del Fildaz y Sierra de Altamira. Estas sierras constituyen un *continuum* de alineaciones montañosas (250 m de altitud máxima) que se disponen de manera paralela a la línea de costa y separan el valle del Saja-Besaya de la plataforma costera propiamente dicha. Las cuevas de Cualventi (Oreña), El Linar (La Busta) y Las Aguas (Novales), se encuentran todas ellas en el término municipal de Alfoz de Lloredo, y ubicadas entre 2,5 y 5,6 km en línea recta de la propia cueva de Altamira situada en el término municipal de Santillana del Mar. El Linar sería el más alejado de Altamira (5,6 km en línea recta) y de la línea de costa (6 km), abriéndose con orientación sur a 80 m s.n.m. Cualventi sería el yacimiento más próximo a Altamira (2-2,5 km) y se abre con orientación sur a unos 75 m s.n.m. en un valle abierto a unos 4 km de distancia del mar. Las Aguas se encuentra a 5 km de Altamira en dirección oeste y a unos 4 km de la costa, abriéndose con orientación norte-noreste a unos 100 m s.n.m. Por último la propia cueva de Altamira se abre con orientación noroeste a 70 m s.n.m. en un promontorio de 171 m de altitud, desde donde se ejerce un gran control visual de la plataforma costera y a 4 km del mar (Uzquiano 1992b).

El encinar cantábrico (*Quercus ilex*) con su cortejo arbustivo sempervirente (*Arbutus unedo*, *Phillyrea* y *Rhamnus alaternus*), así como el matorral de caducifolios (*Prunus*, *Crataegus monogyna*, *Sambucus nigra* y *Cornus sanguinea*), se dispone sobre los macizos kársticos (caso de El Linar), mientras que el bosque atlántico acidófilo (*Quercus robur* y *Castanea sativa*) y el matorral de landa (*Ericaceae*, *Ulex europaeus* y helechos diversos) se localiza sobre los terrenos silíceos (casos de Altamira, Cualventi y Las Aguas). *Corylus ave-*



Figura 1. Vista panorámica de Santillana del Mar desde el Museo de Altamira (Foto: A. Pérez Ordoñez)



Figura 2. Sala de las Pinturas en la Cueva de Altamira (Foto: José S. Carrión)

llana y *Fraxinus excelsior*, característicos del bosque mixto de frondosas, se hallan, asimismo, presentes en algunas zonas de los fondos de valle y umbrías de este territorio donde la presión antrópica ha sido menor.

La Cueva de Altamira (43° 22' 37" N, 04° 07' 12" O) incluye una secuencia de ocupación adscrita al Solutrense superior datado en 18000 años BP y al Magdaleniense inferior datado en 15900 y 15500 años BP. Antracológicamente (Fig. 6) *Salix* es el taxón domi-



Figura 3. Sala de las Pinturas en la Cueva de Altamira (Foto: José S. Carrión)



Figura 4. Perfil de la Sala de las Pinturas (Cueva de Altamira) donde se tomaron las muestras para el análisis polínico (Foto: José S. Carrión)

nante (55%) en el nivel solutrense junto a valores algo más bajos de *Cytisus* y *Juniperus* (18 y 6% respectivamente). Este nivel ha registrado de manera muy discreta *Pinus sylvestris*, *Quercus* de hoja caduca (2%) y *Abies* (1%). El nivel magdalenense inferior registra un incremento de *Juniperus* (32%) alternando con valores similares de *Salix* (39%). Este depósito registra, asimismo, valores en torno a 5 % de *Hippophae rhamnoides*

y de *Cytisus. Pinus*, al igual que en el nivel precedente, aparece con valores muy bajos (2%) y por último la presencia puntual de *Castanea sativa* (1%) también ha quedado registrada (Uzquiano 1992b).

El estudio palinológico llevado a cabo en Altamira (Carrión & Dupré 2002) evidenció que la mayor parte del sedimento arqueológico es estéril. No obstante, al-

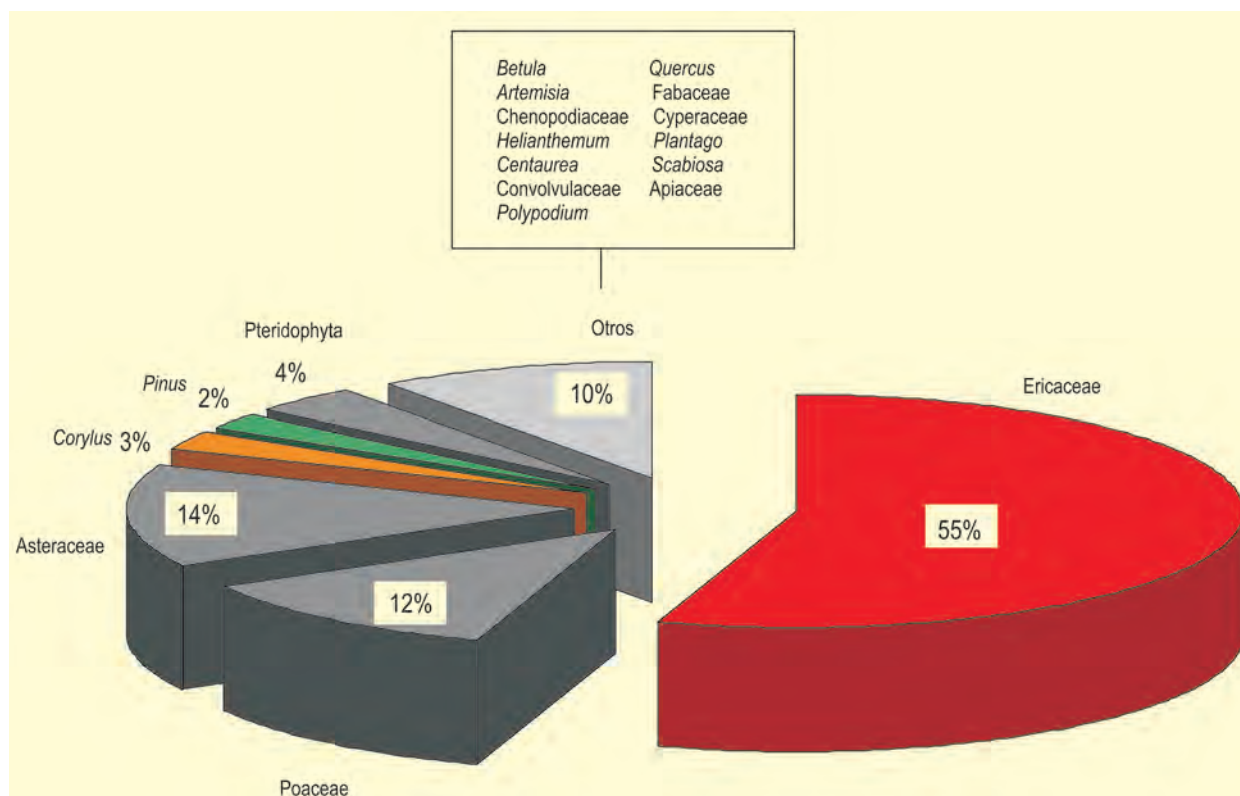


Figura 5. Resultados palinológicos de la Sala de las pinturas en Altamira (Carrión & Dupré 2002)

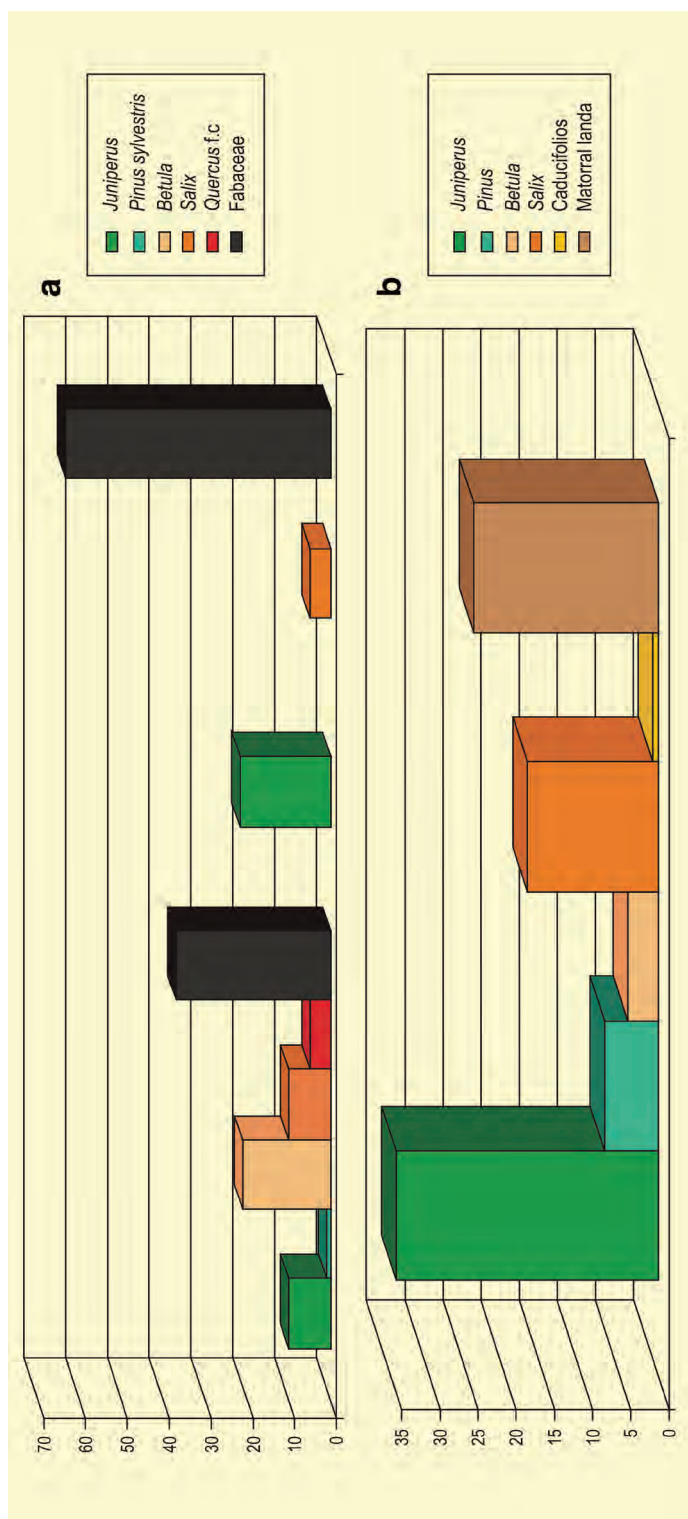


Figura 6. Distribución por niveles arqueológicos de los carbones encontrados en las cuevas de las Aguas (a), El Linar (b), Cualventi (c) y de Altamira (d). Redibujado de Uzquiano (1992b)

gunas muestras de los niveles magdalenenses tomadas en la Sala de las Pinturas (Figs. 2, 3 y 4) mostraron cierto contenido polínico (Fig. 5). El paisaje deducido, que podría dar cuenta de un episodio muy breve, es el de una vegetación abierta, dominada por Ericaceae y Poaceae, en la que también se darían asteráceas, Artemisia, quenopodiáceas, Plantago, Helianthemum, legu-

minosas, umbelíferas, cárcices (Cyperaceae) y helechos (Polypodium). Cabe igualmente señalar la presencia, aunque en pequeñas proporciones, de polen arbóreo incluyendo Pinus, Corylus, Betula y Quercus.

Los carbones analizados para la Cueva de Cualventi (43° 23' 12" N, 04° 09' 12" O) proceden del tramo infe-

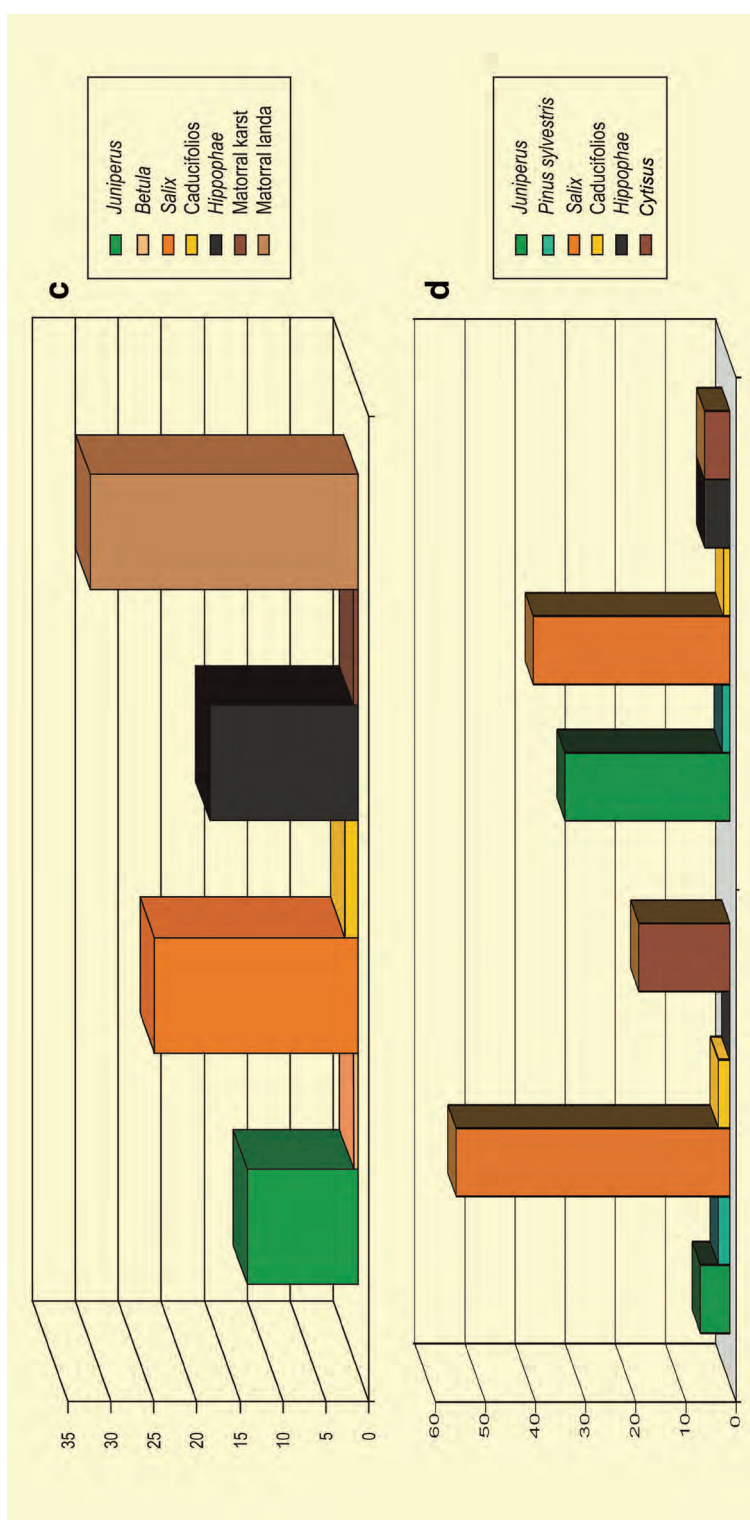


Figura 6. Continuación

rior de la secuencia estratigráfica (niveles F, E y D respectivamente), pertenecientes al Magdaleniense inferior y con dataciones radiométricas de 15900 y 15400 años BP obtenidas en el nivel E, que es el que ha aportado la información más completa a nivel antracológico. *Juniperus* (13%), *Salix* (24%), *Hippophae* (17%) y el matorral de landa (*Ulex europaeus*, *Ulex sp.*, *Cytisus sco-*

parius, *Erica sp.*) (21%) son los principales taxones identificados. *Betula* (0,5%), *Corylus* (2,0%) y *Arbutus unedo* (0,5%) han registrado valores muy bajos.

La Cueva de las Aguas (43° 22' 38" N, 04° 11' 15" O) tiene dos niveles de ocupación pertenecientes al Magdaleniense inferior datados entre 15000 años BP (capa

inferior B4) y 14500 años BP (capas superiores B2-B1). La ocupación más inferior ha registrado un conjunto florístico pobre: *Juniperus* (22%), Fabaceae (63%) y *Salix* (15%) son los únicos taxones. Las ocupaciones superiores parecen mostrar un incremento en la diversidad florística con *Juniperus* (10%), *Pinus* (1%), *Betula* (21%), *Salix* (10%), *Quercus* de hoja caduca (5%) y Fabaceae (37%).

La cueva de El Linar (43° 21' 00" N, 04° 10' 51" O) incluye Magdaleniense inferior datado en 14000 años BP. *Juniperus* (34%) y Fabaceae (24%) dominan y, en menor medida, aparece *Salix* (17%). Los valores discretos de

Pinus (7%) y *Betula* (4%) al igual que los de *Quercus* de hoja caduca (0,7%), sugieren una presencia local en el territorio de explotación de esta cueva. Este yacimiento ha librado, asimismo, una ocupación adscrita al Solutrense superior. La mala conservación de la estructura de combustión evidenciada en esta ocupación es responsable de la escasez de muestras antracológicas conservadas. Los escasos carbones identificados son de Fabaceae (*Ulex europaeus*, *Cytisus*) y *Juniperus*.

Más información

Uzquiano (1992b), Carrión & Dupré (2002)



PALOMINAS

Cuenca de Baza, Baza, Granada
Pleistoceno inferior (1,8-1, Ma cal BP)

La Cuenca de Baza, o Hoya de Baza, se encuentra en la provincia de Granada, formando la mayor de las cuencas neógenas del Sistema Bético. Posee una extensión superior a los 1500 km² y se sitúa a una media de 1000 msnm, rodeada de sierras y montañas que a menudo exceden los 2000 m de altitud. La mayor parte de la cuenca se encuentra dentro del piso bioclimático mesomediterráneo, mientras que las cadenas montañosas que la rodean caen en el rango de los pisos supra y oromediterraneos. Las precipitaciones son bajas (aprox. 350 mm) aumentando con la altitud, con una temperatura media anual cerca de los 13 °C y una alta estacionalidad entre verano (22 °C de media) e invierno (5 °C). La flora actual de la cuenca es muy diversa, estando organizada en distintos ámbitos geográficos. En áreas llanas y de baja altitud se puede encontrar vegetación esteparia, matorral xerofítico y

espartales, con presencia de plantas gipsófilas y halófilas. En ciertas áreas de baja altitud se pueden hallar pinares (*Pinus halepensis*) y algunos encinares degradados (*Quercus ilex* y *Q. coccifera*), mientras que en las áreas montañosas y más húmedas del norte de la cuenca aparecen bosques de *Q. faginea*. Desgraciadamente, casi todas las formaciones boscosas se encuentran muy degradadas debido a la explotación y a la desertización de la zona.

La Cuenca de Baza, originariamente marina, se elevó a finales del Mioceno a causa de la Orogenia Alpina. La elevación del Sistema Bético desconectó las Cuencas de Guadix y de Baza de las redes hidrográficas del sur del a Península, creando una cuenca endorreica. De este modo, se creó un ambiente de sedimentación lacustre durante el Plioceno y Pleistoceno inferior. El Paleolago



Figura 1. El paisaje actual de la Cuenca de Baza

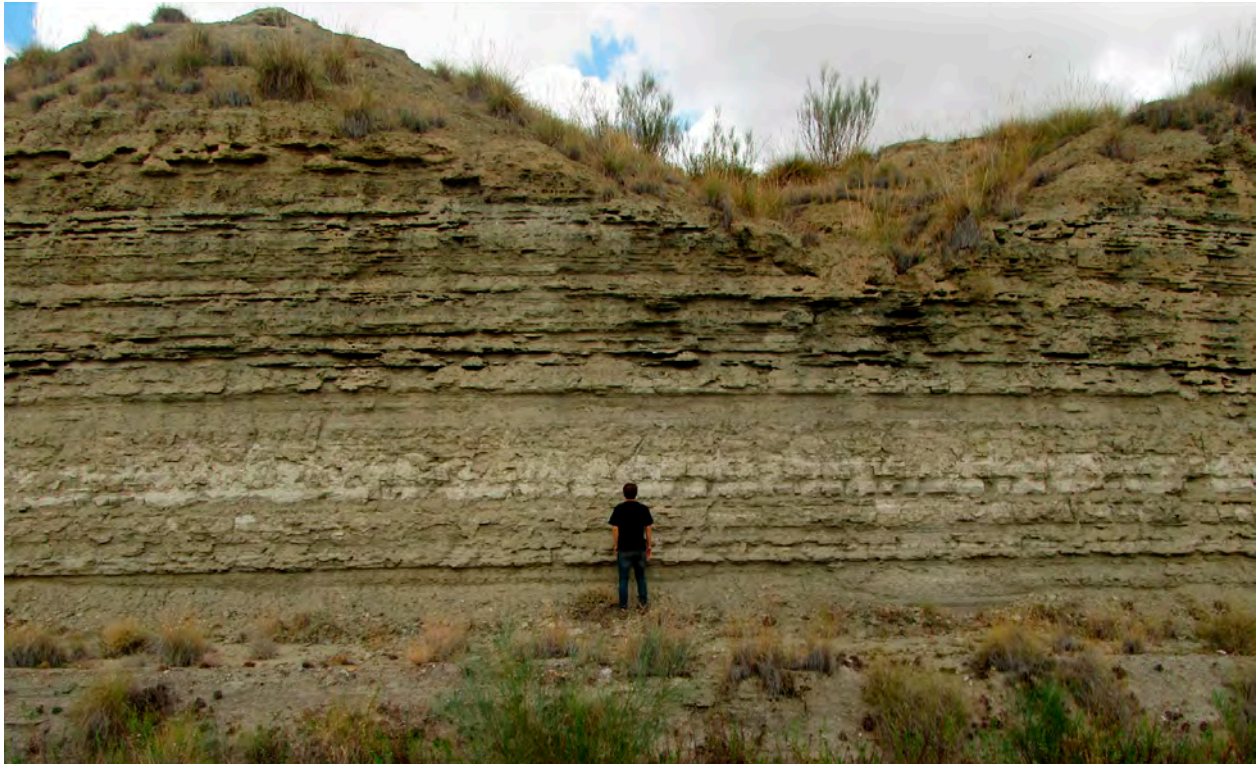


Figura 2. Carbonatos y evaporitas de la Formación Baza. Facies profundas similares a las perforadas por el sondeo Palominas

de Baza fue un sistema de múltiples lagos marginales, de aguas frescas y salobres, que rodeaban un gran lago salino central. Estos sedimentos lacustres componen la Formación Baza, y pueden ser observados a lo largo de la cuenca, formando afloramientos de colores blancos y grises, compuestos principalmente por carbonatos finos, raramente masivos y evaporitas. Las facies lacustres marginales contienen un mayor contenido siliciclástico así como yacimientos de vertebrados. Unos pocos de estos yacimientos, cerca de la localidad de Orce, contienen los restos de los homínidos más antiguos de la Península Ibérica, datados entre 1,4 y 1,3 Ma.

Aunque todos los intentos de obtener polen de los afloramientos del Pleistoceno Inferior fueron infructuosos, finalmente se recuperó polen fósil del sondeo 'Palominas', que atraviesa las facies lacustres más profundas, en el depocentro de la cuenca. El sondeo fue realizado por el Instituto Tecnológico del Mármol en 2011, a unos 7 km al NE de la ciudad de Baza (37° 31' 03" N; 2° 42' 39" O).

El registro polínico permite reconstruir la evolución de las distintas floras presentes en el área de Baza a lo largo de múltiples ciclos glaciales e interglaciales, abar-

cando al menos 11 ciclos completos. Aunque no se han obtenido dataciones absolutas, las asociaciones polínicas son típicas del Pleistoceno Inferior, más concretamente, podrían representar un periodo de 400 ka situado entre 1,1 Ma y 1,8 Ma BP, probablemente, el periodo entre 1,1 y 1,5 Ma.

Las asociaciones polínicas presentes en el sondeo Palominas están generalmente dominadas por polen del tipo *Pinus*. La abundancia de este tipo de polen en la Cuenca de Baza probablemente represente la existencia de múltiples especies de pinos presentes en diferentes pisos bioclimáticos, como ocurre hoy en día en la región Mediterránea. Aun así, debido a la alta producción de polen y su gran transportabilidad, el polen de pino se considera sobrerrepresentado. Excluyéndolo, las asociaciones polínicas de Baza pueden ser clasificadas en dos categorías. En primer lugar, asociaciones en las que el polen de especies arbóreas representa entre el 40 y el 50 % de la suma polínica, el resto siendo representado principalmente por polen de herbáceas. Estas asociaciones arbóreas representan episodios de clima húmedo. El segundo tipo de asociaciones polínicas son aquellas en las que el polen arbóreo representa menos del 10 o 20 % de la suma, es-

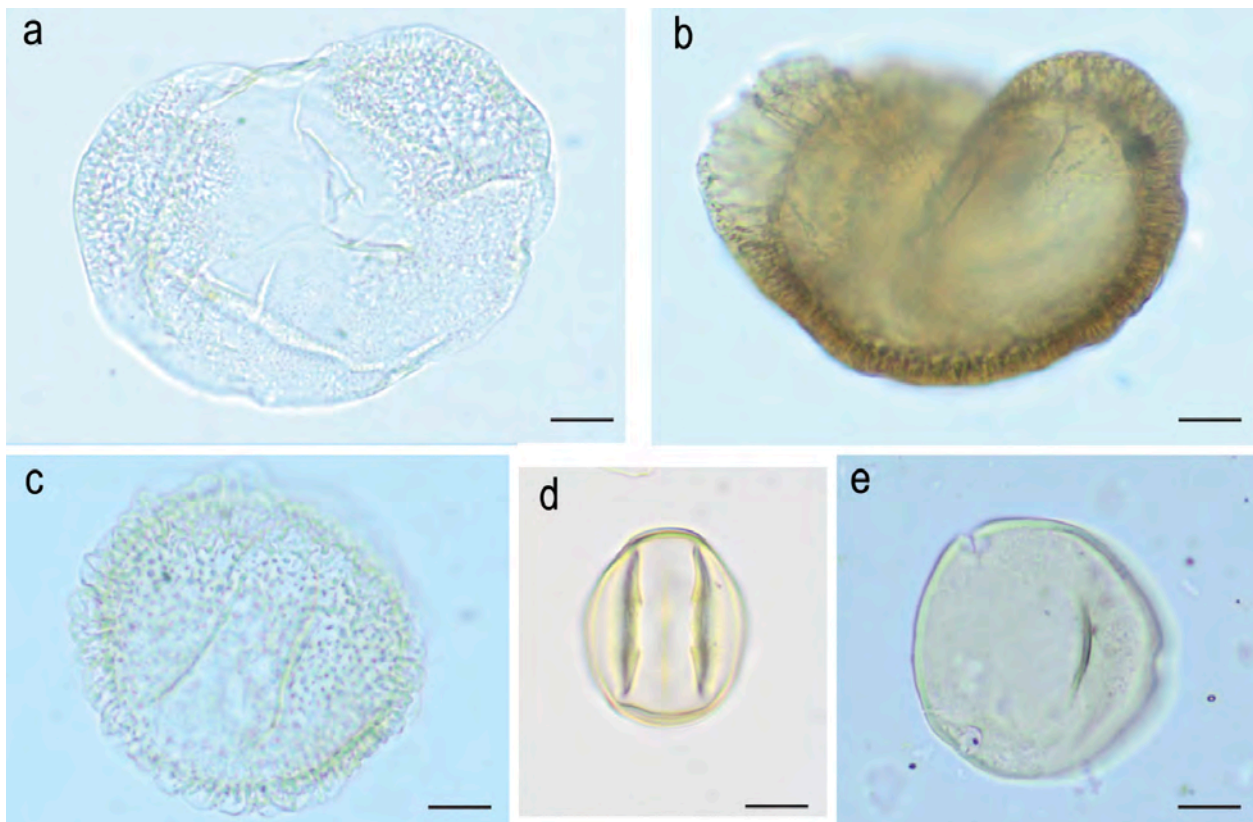


Figura 3. Fotografías de microscopio de granos de polen específicos del sondeo Palominas. a: *Picea*, b: *Cedrus*, c: *Tsuga*, d: *Eucommia*, e: *Carya*

tando el resto dominado por polen de herbáceas. Este tipo de asociaciones se consideran asociadas con periodos de clima seco. A lo largo del sondeo Palominas se identifican un total de 11 periodos húmedos (numerados de I a XI) y 12 secos. Estos cambios de precipitación se consideran asociados con los cambios climáticos globales del Pleistoceno Inferior, los cuales se deben a cambios cíclicos en la inclinación del eje axial de la Tierra (oblicuidad). De esta manera, los periodos glaciales e interglaciales del Pleistoceno Inferior causarían la alternancia de climas secos y húmedos en el sur de la Península, respectivamente. Un ciclo de oblicuidad completo conlleva aproximadamente 41 ka, de manera que, suponiendo que los ciclos climáticos húmedo-secos transcurrían con la misma ciclicidad, el sondeo Palominas podría representar un periodo continuo de más de 400 ka dentro del Pleistoceno Inferior.

El registro polínico del sondeo no representa exclusivamente polen de plantas típicas de zonas lacustres y pantanosas, como las que podían haber existido asociadas al Paleolago de Baza. En cambio, representan un espectro polínico que abarcaría la totalidad de la

Cuenca de Baza. Aparece representado tanto polen de plantas típicas de ambientes húmedos de gran altitud como de plantas de ambientes secos y de altitudes bajas. Por lo tanto, el espectro polínico de Baza permite la reconstrucción de la flora de la Cuenca de Baza estructurada en distintos tipos de vegetación y en distintas zonas geográficas.

Las asociaciones polínicas de periodos húmedos indican una presencia significativa tanto de *Quercus* de hoja perenne (polen tipo *Q. ilex/Q. coccifera*) como de hoja caduca, alcanzando abundancias medias de entre el 15 y 20% de la suma polínica. Siendo estos los grupos arbóreos más abundantes, aparte de *Pinus*, es posible imaginar que durante periodos húmedos las áreas de baja altitud de la Cuenca de Baza presentaban una vegetación de encinares abiertos y matorrales, acompañados de otras especies de climas secos Mediterráneos como *Pistacia*, *Olea* o *Cistus*. En zonas de mayor altitud y relieve, en los márgenes de la cuenca, se encontrarían los bosques húmedos de robles, probablemente *Q. faginea* o *Q. pyrenaica*. Estos árboles dominantes se encontraban acompañados de miembros de la familia Ericaceae y de otros géneros arbóreos cuyo polen apa-

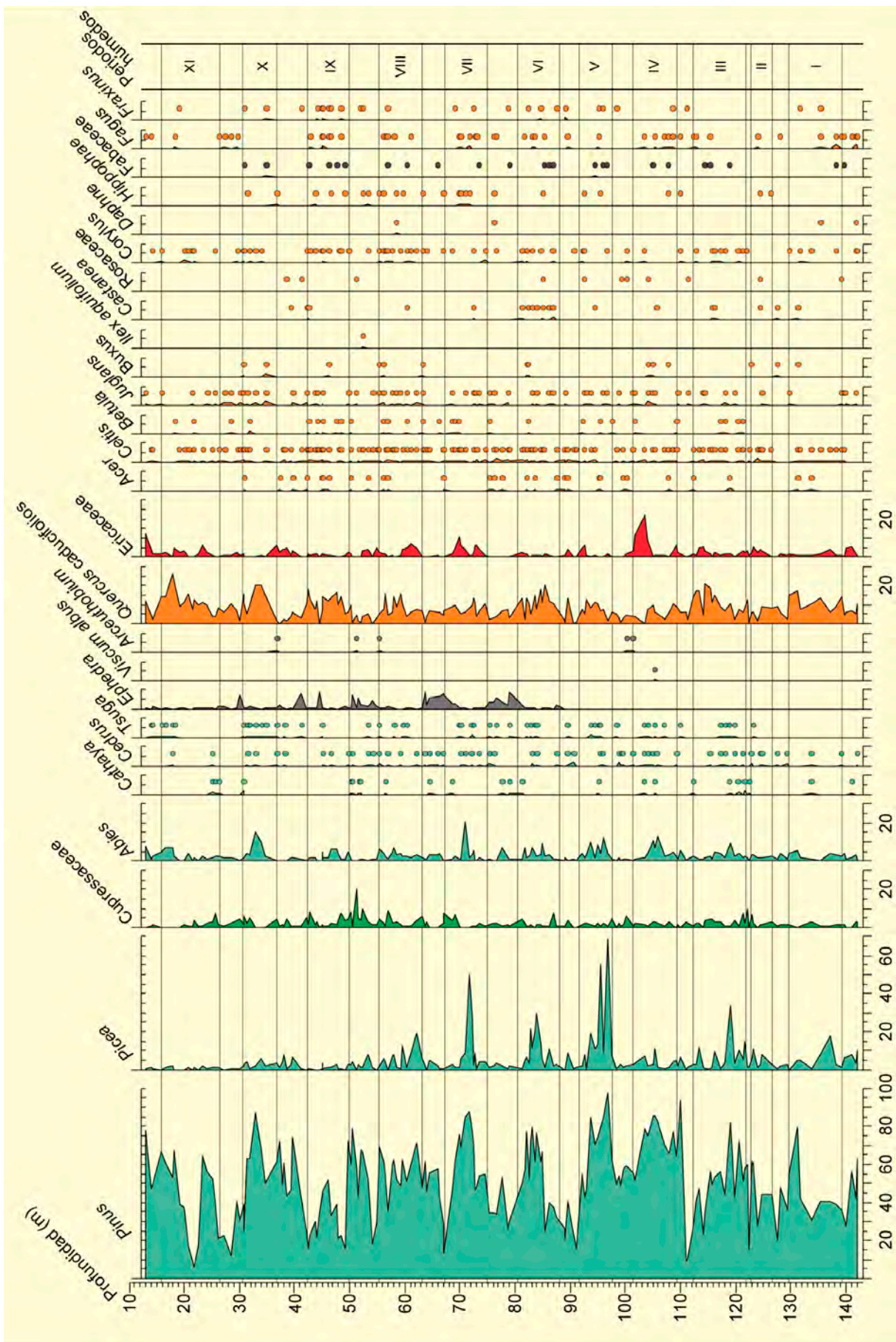


Figura 4. Diagrama polínico sintético del sondeo Palominas, Pleistoceno inferior. Modificado de Altolaguirre et al. (2020, 2021)

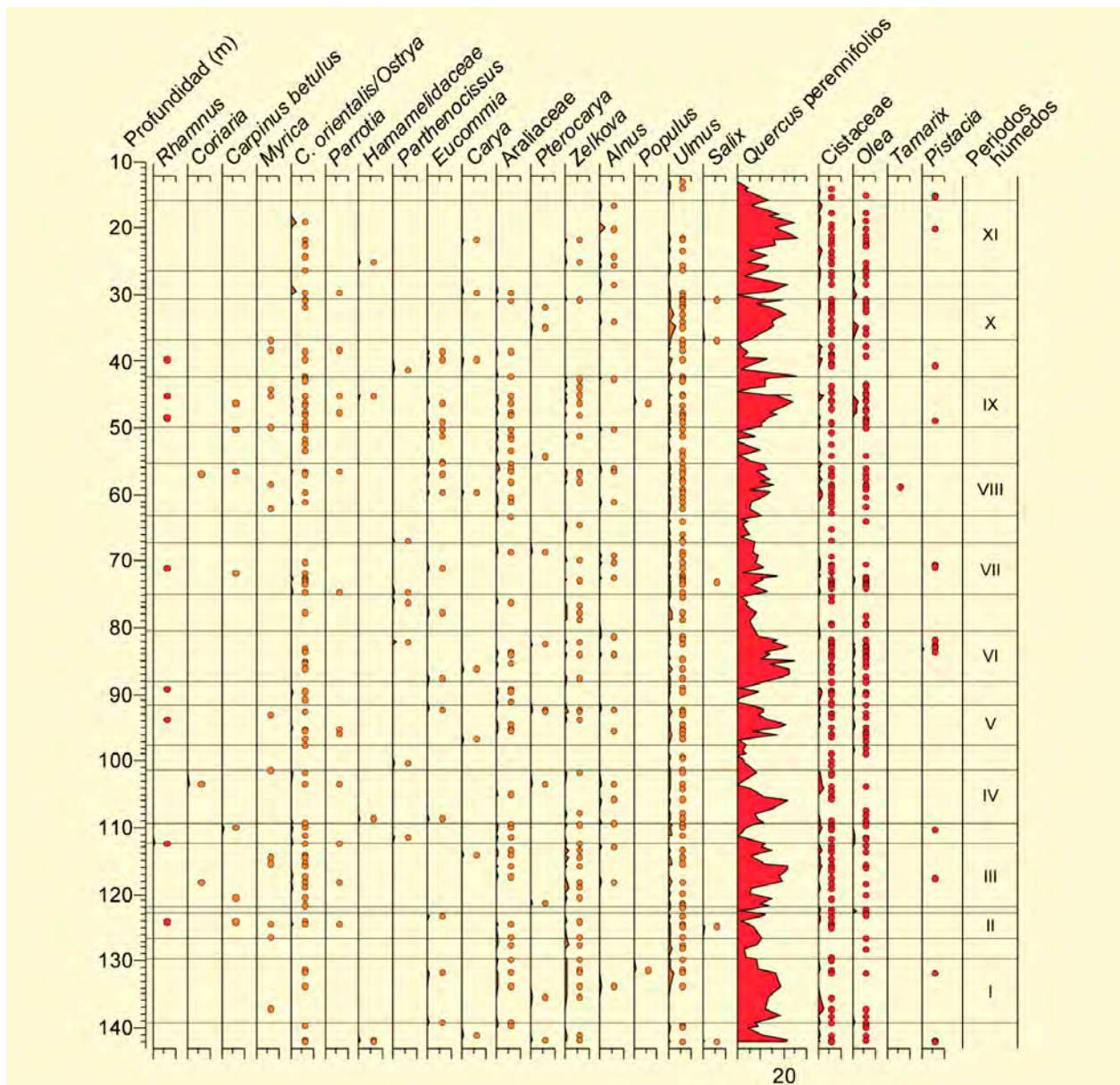


Figura 4. Continuación

rece en cantidades relativamente pequeñas (<5% de la suma polínica), como *Fagus*, *Castanea*, *Acer*, *Celtis*, *Betula*, *Juglans*, *Ilex*, *Corylus*, o *Carpinus*.

A mayor altitud, los bosques caducifolios evolucionan a bosques mixtos y a bosques de coníferas, que debían de haberse encontrado en las cadenas montañosas que rodean la Cuenca de Baza, como las Sierras de Baza o de Castril, que superan los 2000 m. Estos bosques de alta montaña también podrían existir en las cadenas montañosas de la vecina Cuenca de Guadix, como Sierra Nevada (3478 m). Aunque estos bosques de coníferas probablemente albergaban formaciones

de *Pinus*, de una manera similar a los bosques presentes hoy en día en estas sierras, durante el Pleistoceno Inferior los bosques de coníferas estaban compuestos también por *Abies* y *Picea*. En particular, *Picea* es un elemento poco común en latitudes tan bajas durante el Pleistoceno, indicador de una alta humedad ambiental. El polen de abeto (*Abies*) puede llegar a representar un 10-15% de la suma polínica, mientras que *Picea* generalmente presenta abundancias entre 10% y 15%. Excepcionalmente, *Picea* alcanza cantidades superiores al 50% durante los periodos húmedos V, VI y VII. Estos picos pueden interpretarse como la expansión de los bosques de coníferas, debido a condiciones ambientales

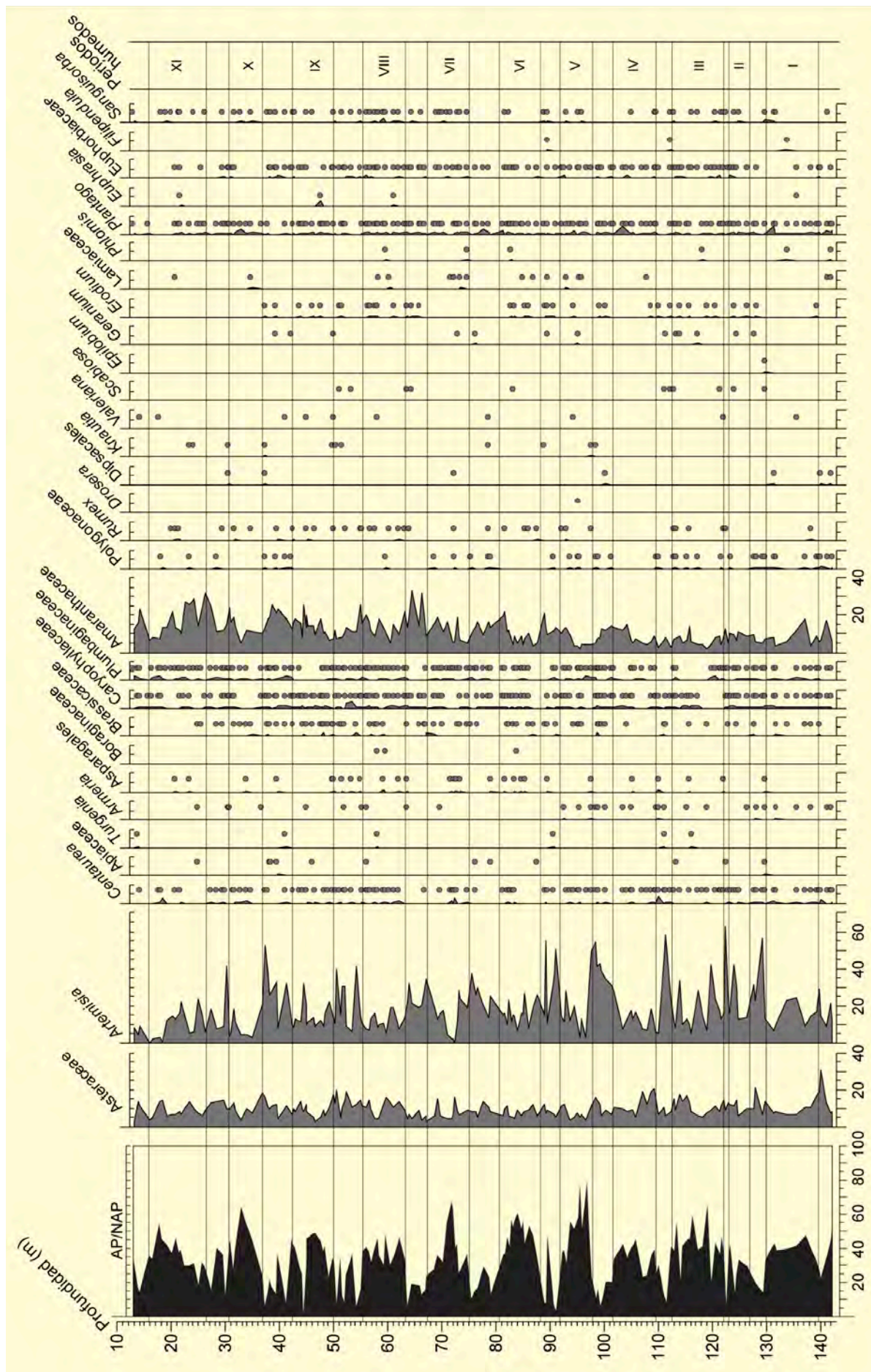


Figura 5. Diagrama sintético del polen de herbáceas de la secuencia del sondeo Palominas, Pleistoceno inferior. Modificado de Altolaguirre et al. (2020, 2021)

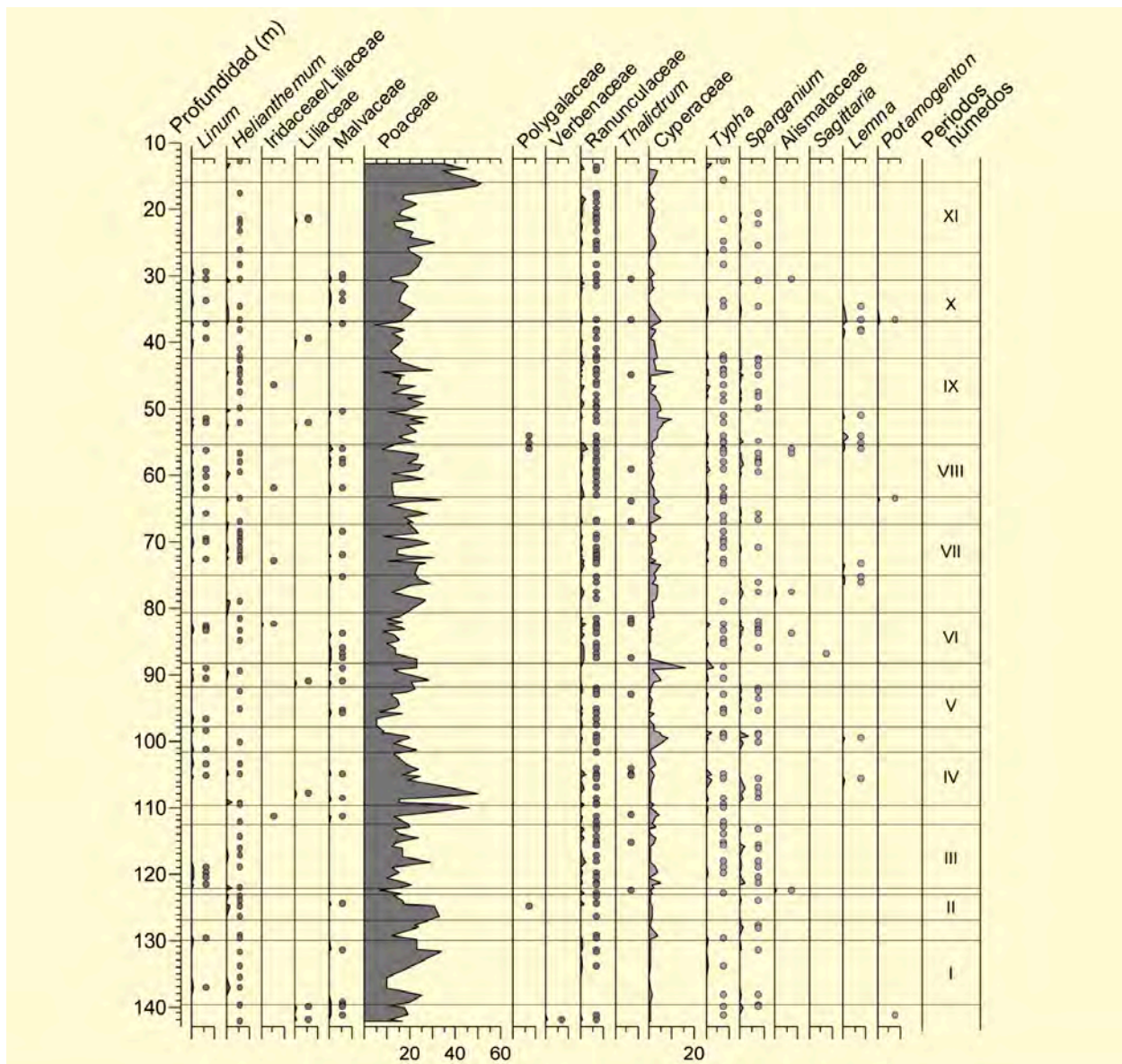


Figura 5. Continuación

más húmedas, o una señal tafonómica, indicando un mayor transporte de polen producido en regiones montañosas hasta el ambiente lacustre, probablemente por vía fluvial. Durante el último periodo húmedo registrado (XI) el polen de *Picea* decrece significativamente, posiblemente debido a cambios ambientales desfavorables como un incremento de la aridez.

Las asociaciones polínicas de periodos secos, asociados con clima glacial, están representadas por polen de herbáceas, siendo especialmente prominente *Artemisia* (con abundancia en torno al 30 y 40%) y los grupos Asteraceae (15-20%), Amaranthaceae (20%) y Poaceae (20-30%). La presencia de *Artemisia* y *Ephedra* (5-10%)

es típica de las estepas glaciales presentes en el Pleistoceno Europeo, mientras que la abundancia de Amaranthaceae podría ser indicativa de la existencia de suelos salinos. La existencia de suelos salinos es confirmada por estudios sedimentológicos sobre los depósitos lacustres marginales. Durante periodos secos, el paisaje de la Cuenca de Baza sería principalmente estepario, con una mínima presencia arbórea. Solo algunas pequeñas formaciones boscosas podrían permanecer en los valles más húmedos y en las áreas montañosas.

La vegetación propia de los márgenes del Paleolago de Baza está representada principalmente por miembros de Cyperaceae, *Typha* y *Sparganium*. Estas plantas

formarían humedales en las áreas marginales del sistema lacustre, como la zona dónde se formaron los yacimientos de homínidos de Orce. Estos grupos polínicos aparecen en bajas cantidades (<5%) pero están presentes tanto durante periodos húmedos como secos, indicando que estos humedales habrían existido de manera permanente durante gran parte del Pleistoceno Inferior. La vegetación de ribera está representada en el registro por los géneros *Salix* y *Alnus*, aunque en bajas cantidades (<2%).

Independientemente de los cambios entre las asociaciones polínicas de climas seco y húmedo, el registro polínico también describe variaciones ambientales a gran escala. El polen de *Artemisia* muestra una tendencia decreciente entre la base y el techo del sondeo, mientras que la abundancia de polen de *Amaranthaceae* tiende a incrementar. Estas tendencias podrían representar un clima progresivamente más árido, o bien, una progresiva salinización de los suelos que rodean el Paleolago debido a la creciente acumulación de evaporitas a lo largo del Pleistoceno Inferior.

Adicionalmente, las palinofloras de Baza testifican la presencia de especies artctoterciarias, relictos de las floras Europeas tropicales y subtropicales del Paleógeno y Neógeno. Estas especies continuaban formando parte de los bosques del Pleistoceno Inferior en las regiones del este del Mediterráneo, Italia e incluso del norte de la Península Ibérica. El registro polínico de Baza confirma la presencia de *Aralia*, *Cathaya*, *Tsuga*, *Carya*, *Parthenocissus*, *Eucommia*, *Perocarya*, *Carpinus orientalis*, *Parrotia* y *Zelkova*. Aunque estas plantas estaban presentes el sur de la Península Ibérica, su polen aparece intermitentemente y en proporciones muy bajas (<1% en la mayoría de los casos). Este discontinuo registro polínico invita la idea de que estos árboles eran ya especies relictas en el Pleistoceno Inferior, y no representaban una parte substancial de la vegetación. Esto contrasta con registros polínicos coetáneos del resto de la región Mediterránea o incluso del norte de la Península, donde algunas de estas especies son importantes componentes de la flora y aparecen bien re-

presentadas en las secuencias polínicas. Por lo tanto, el registro de Baza sugiere que el Sistema Bético probablemente actuaba como refugio de especies arbóreas durante el Pleistoceno Inferior, de la misma manera en la que el Sistema Bético de hoy en día actúa de refugio para especies relictas modernas, como el *Abies pinsapo* o el *Quercus alpestris*. Es posible que estas áreas montañosas proporcionasen una amplia variedad de ambientes húmedos y protección frente a cambios ambientales y climáticos.

Esta reconstrucción de la flora de la Cuenca de Baza describe un ambiente ideal para los homínidos durante los periodos húmedos. La gran diversidad florística y los distintos tipos de vegetación, desde áreas abiertas hasta densos bosques, habrían ofrecido a los homínidos una gran diversidad y abundancia de plantas comestibles. Del mismo modo, la diversidad ambiental se habría traducido en una gran diversidad de faunas, proporcionando a los primeros pobladores de la Península múltiples especies animales de las que alimentarse. El área de Orce, en el NE de la Cuenca, se encontraría situada en un área de bosque Mediterráneo, próxima a los humedales del paleolago, y a unos 6 km de los bosques de especies caducifolias que probablemente se encontraban en la Sierra del Periate (1612 m). Así, los homínidos de Orce tendrían acceso a un hábitat enormemente diversificado con múltiples fuentes de recursos.

Durante periodos secos, la Cuenca de Baza habría sido un ambiente más hostil para los homínidos. Además de la presencia de condiciones climáticas adversas, la estepa que reemplaza gran parte de la vegetación de la cuenca ofrecería una cantidad inferior de recursos vegetales. Es posible que los homínidos de Orce abandonasen el área durante estos periodos climáticos. Aunque también es posible que encontrasen refugio en las áreas montañosas, donde múltiples especies arbóreas también lograron persistir durante los periodos secos y fríos del Pleistoceno Inferior.

Más información

Altolaquirre *et al.* (2020, 2021)



PERNERAS

Lorca, Murcia
Pleistoceno superior

Cueva Perneras es un abrigo orientado al SSO y situado en el término municipal de Lorca (Murcia), muy cerca de la divisoria con el de Mazarrón. Sus coordenadas geográficas son 37° 32' 13" N y 01° 26' 34" O y se localiza a unos 105 m s.n.m. y a unos 3,5 km de la costa mediterránea (Fig. 1). El clima es típicamente mediterráneo, con inviernos suaves, heladas prácticamente inexistentes y máximos pluviométricos en otoño y primavera. Se sitúa en una zona muy árida: las precipitaciones anuales registradas en Cabo Tiñoso son de 151 mm, en Puerto de Mazarrón de 213 mm y en Águilas de 171 mm. Utilizando como referencia las mismas estaciones meteorológicas, la temperatura media anual es de 18,7 °C, 17,8 °C y 19,1°C respectivamente. Bioclimáticamente estaríamos en presencia de un termomediterráneo semiárido. La vegetación ac-

tual incluye la presencia de numerosos endemismos iberonorteafricanos como *Tetraclinis articulata*, *Periploca angustifolia*, *Maytenus europaeus*, *Calicotome intermedia*, *Ziziphus lotus*, *Withania frutescens*, etc. A ello habría que sumar abundantes elementos propios de la provincia Murciano-Almeriense como *Salsola genistoides*, *Thymus hyemalis*, *Anabasis hispanica*, *Clematis cirrhosa*, etc.

De acuerdo con las excavaciones y estudios realizados en la cueva (Montes 1985, 1989; Martínez-Andreu 1989) la secuencia arqueológica incluye inicialmente una abundante industria mus-teriense basal cuya evolución interna parece difícil de precisar. Posteriormente se registra un Auriñaciense final coronado por un Paleolítico superior de adscripción incierta, supuesta-



Figura 1. Campaña de excavación de 1983 en Cueva Perneras, Lorca (Foto: Michèle Dupré)

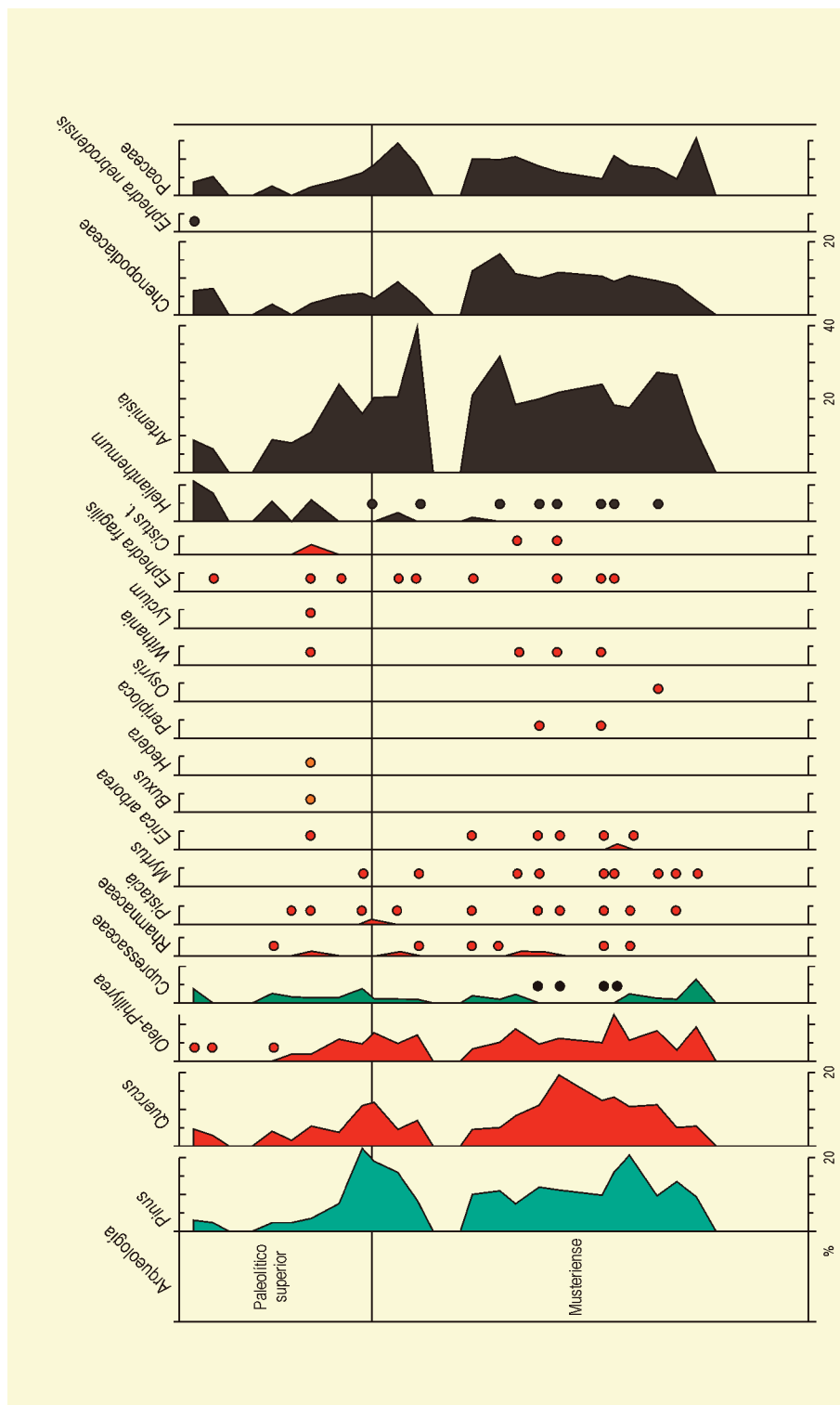


Figura 2. Diagrama polínico sintético de Cueva Pernas. Redibujado de Carrión et al. (1995)

mente Magdalenense (Montes 1989). Por otro lado, parece constatar una importante remoción antrópica en algunos tramos sedimentarios del Paleolítico superior.

La zonación palinológica de la secuencia de Pernas es consecuencia fundamentalmente de las diferen-

cias porcentuales que se establecen en *Pinus*, *Quercus*, *Artemisia*, *Helianthemum* y *Brassicaceae* (Fig. 2). Esta separación coincide con el límite entre las industrias musteriense y del Paleolítico superior y ello es importante porque marca una posible distinción en la tafonomía de los espectros polínicos, supuestamente afectados en el segundo caso por procesos locales de



Figura 3. Toma de muestras por la palinóloga Michèle Dupré en Cueva Perneras, año 1983 (Foto: José S. Carrión)

percolación, degradación diferencial y contaminación. Por lo general, la preservación fue mejor y más uniforme en los sedimentos musterienses. Las muestras de los niveles del Paleolítico superior contuvieron polen tanto bien como mal preservado, aunque con alguna diferencia de susceptibilidad a la tinción. Quizás los niveles del Paleolítico superior fueron afectados por una mayor aireación, mientras que el encostramiento presente en los niveles musterienses supuso una trampa donde el polen pudo permanecer estable e intacto. La

abundancia de *Glomus*, podría ser debida a la actividad radical, tanto *in situ* como procedente de sedimentos alóctonos. Alternativamente, las esporas de *Glomus* podrían haber sido introducidas en los excrementos de algunos herbívoros o de la edafofauna fitófaga. En Cueva Perneras, *Glomus* coincide con las mayores frecuencias de Asteraceae y Brassicaceae, así como con bajos porcentajes de *Pinus* y Chenopodiaceae.

En el paisaje pleistoceno de Perneras hay una escasez general de elementos arbóreos, un componente xeroesclerófilo y mediterráneo importante y muchos taxones termófilos. Las únicas diferencias con el paisaje actual vendrían dadas por una mayor abundancia paleolítica de *Quercus* y por la aparición de árboles que no crecen hoy día en la zona. La constancia y proporción relativa de *Quercus* no puede ser explicada por un aporte lejano y hay que asumir que crecía en el área durante el período estudiado. Hay que resaltar también la presencia de numerosos taxones mediterráneos como *Olea*, *Phillyrea*, Cupressaceae, Rhamnaceae, *Pistacia*, *Periploca*, *Osyris*, *Myrtus*, *Ephedra fragilis*, *Helianthemum*, *Cistus*, Lamiaceae, Thymelaeaceae, *Whitania*, etc. Sus frecuencias son a veces muy bajas, pero ello es coherente con una producción escasa y con la propia biología de su polinización. Como en la mayor parte de las zonas áridas, predomina la polinización zoógama. Los espectros polínicos de Cueva Perneras, en cualquier caso, atestiguan el papel de la zona suroriental como refugio de poblaciones de angiospermas leñosas xero-termófilas durante la última fase glacial.

Más información

Carrión & Dupré (1994), Carrión *et al.* (1995)



PLA DE L'ESTANY

La Garrotxa, Sant Joan les Fonts, Girona
Pleistoceno superior – Holoceno (~48170-1660 años cal BP)

Este depósito se sondeó en la cubeta endorreica del mismo nombre, formada por tres conos volcánicos y el zócalo geológico (Figs. 1 y 2), y se sitúa en el término municipal de Sant Joan Les Fonts (Girona) ($42^{\circ} 11' 18''$ N, $02^{\circ} 31' 47''$ E; 520 m s.n.m.). Esta cubeta, de no estar drenada por una mina, contendría una laguna permanente en su interior, ya que la media pluviométrica actual es de 1030 mm anuales, sin déficit estival.

La vegetación actual de esta zona es excepcional debido a su pluviometría, lo que permite la existencia de un hayedo (*Fageda d'en Jordà*) a una altitud de solo 550 m. Otras formaciones vegetales son los encinares de montaña con encinas (*Quercus ilex*) y sotobosque de boj (*Buxus sempervirens*) y robledales de *Quercus pubescens* básicamente, aunque también subsisten *Q. petraea*, *Q. robur* y *Q. canariensis*. No es raro observar en la zona la convivencia de *Pinus sylvestris* con *P. halepensis*.

El primer trabajo paleopalinológico de este depósito se lo debemos a la pionera de la palinología española, Dña. Josefa Menéndez-Amor (1964), análisis que hemos denominado "Estany I".

El sondeo "Estany II" se realizó en 1981, publicándose parcialmente sus resultados en Burjachs & Roure (1985) y Burjachs *et al.* (1985-86). "Estany III" se sondeó en la ladera de la cubeta, en el seno de un amplio programa de sondeos en la comarca de La Garrotxa en 1983 (Pérez-Obiol 1988). Los datos que se comentan seguidamente provienen de "Estany IV", el único sondeo que alcanzó la base del depósito, realizado en 1987 (Burjachs, 1990, 1994).

En el diagrama de la figura 307 se distinguen cuatro zonas, de las cuales solo se tiene certeza cronológica para la parte superior holocénica, pues la base de este depósito no ha podido ser datada directa ni indirectamente (edad de los volcanes que conforman esta cubeta). Estas zonas están interrumpidas por hiatos polínicos. Luego, la zona A es anterior a hace 30000 años y probablemente anterior al MIS 5, el último interglacial, correspondiendo a un momento frío, con paisaje abierto de pinos y prados –estepas de poáceas, asteráceas y artemisias–.

La siguiente zona, B, se puede correlacionar con la última fase del interglacial Riss-Würm (MIS 5). La diná-



Figura 1. Pla de l'Estany en 1987 (Foto: Francesc Burjachs)



Figura 2. Diagrama polínico de Pla de l'Estany. Redibujado de Burjachs (1994)

Tabla 1. Dataciones radiocarbónicas de las secuencias recuperadas en el depósito del Pla de l'Estany (Girona). Burjachs (1994)

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Sondeo	Años BP	Años cal. BP	Material	Método
Gro-2837	237-250	Estany I	2120 ± 50	2130	Turba	Convencional
Gro-2839	340-350	Estany I	2860 ± 65	3000	Turba	Convencional
Gro-2847/2850	410-423	Estany I	3800 ± 45	4200	Turba	Convencional
Lv-1637	200-205	Estany II	2170 ± 65	2190	Turba	Convencional
Gif-6877	1122-1125	Estany II	> 45000	48.170	Detritus	Convencional
Lv-1635	170-185	Estany III	2630 ± 60	2750	Turba	Convencional
Lv-1636	540-555	Estany III	4260 ± 60	4790	Turba	Convencional
Gif-8217	260-270	Estany IV	1740 ± 50	1660	Turba	Convencional
Gif-8218	390-395	Estany IV	2925 ± 45	3090	Turba	Convencional
Gif-8219	470-500	Estany IV	3470 ± 50	3750	Turba	Convencional
Gif-8220	1120-1130	Estany IV	> 30000	34200	Detritus	Convencional

**Figura 3.** Pla de l'Estany durante el sondeo de 1987 (Foto: Francesc Burjachs)

mica vegetal en esta secuencia se diferencia de los modelos europeos para esta época, pues se inicia con una fase de bosques de *Abies* y *Fagus* para acabar en una fase de bosque de *Quercus* caducifolios y *Carpinus*. Se diría que esta dinámica implica un inicio de clima fresco, cuando los bosques de abeto y haya llegaban a 520 m, constatado no solo por sus pólenes, sino también por el hallazgo de macrorrestos de hojas de *Abies*. La segunda fase, de clima más cálido, haría retroceder montaña arriba estos bosques iniciales para dejar paso al bosque de robles.

La zona C marcaría la extinción de *Carpinus* para esta región, expandiéndose ahora *Corylus*, que ya no ha de competir con el carpe. Este momento se puede correlacionar con el interestadial MIS 3, hace entre 60000 y 27000 años. De hecho, se observan rápidos y cortos avances y retrocesos de la vegetación arbórea, que recuerdan los abruptos cambios climáticos denominados eventos Dansgaard-Oeschger. Esta corta ciclicidad climática podría haber actuado contra la expansión de *Abies* y *Fagus*, pues solo se observa la proliferación de *Quercus* caducifolios y *Corylus*, así como la presencia de otros caducifolios. En este momento ya empieza a ser notable *Artemisia*, que alcanzará sus máximos valores durante el máximo glacial.

Finalmente, la zona D corresponde con toda seguridad al Holoceno final (Tabla 1). En ella se observa cómo los bosques de *Quercus* caducifolios y *Fagus* se mantienen hasta el repliegue de los cristianos hacia los Pirineos, frente al avance musulmán. La posterior conquista cristiana y colonización de territorios adyacentes supondrá la proliferación del monte bajo (*Erica* y *Quercus* cf. *coccifera*) y la extensión de pinares, junto a la puesta en cultivo de, básicamente, cereales y oleáceas (*Olea-Phillyrea*).

Más información

Burjachs (1990, 1994), Burjachs & Roure (1985), Burjachs *et al.* (1985-86), Menéndez-Amor *et al.* (1964), Pérez-Obiol (1988)



PUERTO DE LEITARIEGOS

Cordillera Cantábrica, Villablino, León

Pleistoceno final – Holoceno (>13733 – < 9846 años cal BP)

La turbera del Puerto de Leitariegos (42° 59' 44" N, 06° 24' 44" O) se encuentra a unos 1700 m en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica, en la frontera entre las provincias de León y Asturias, bajo un ombroclima hiperhúmedo. El sistema turfófilo se localiza en una depresión sobre un sustrato silíceo comúnmente encharcado en el que abundan *Sphagnum*, *Carex*, *Polytrichum*, *Potentilla* y *Caltha palustris*. La vegetación circundante es un abedular de *Betula alba*, aunque la mayor parte de esta zona montañosa está aclarada, por lo que es común encontrar piornales (*Genista obtusiramea*, *Genista florida* y *Cytisus scoparius*) y brezales (*Erica australis* y *Daboecia cantabrica*), así como prados dedicados a actividades ganaderas. A menor altitud, encontramos hayedos y quercíneas (*Quercus robur*, *Q. petraea* y *Q. pyrenaica*), junto con tilos (*Tilia platyphyllos* y *Tilia cordata*), fresnos (*Fraxinus excelsior*) y arces (*Acer campestre*).

Después de algunos resultados preliminares (García-Rovés *et al.* 2001, Fombella-Blanco *et al.* 2003), el estudio palinológico (Fig. 2) ha sido completado por García-Rovés (2007) sobre una sección de 465 cm donde los 160 superiores corresponden a turba en la que se intercalan distintos niveles de naturaleza herbácea, briofítica y leñosa. Por debajo de esa profundidad el sedimento se corresponde con limos arcillosos grisáceos, hecho que pone de manifiesto el paso de un sistema más o menos lacustre (como muestran los espectros de distintos tipos algales) a uno turboso y con presencia de *Tilletia sphagni*. Desafortunadamente, sólo hay dos dataciones radiocarbónicas (Tabla 1), por lo que la cronología es imprecisa para la mayor parte de los cambios. El registro abarcaría desde hace más de 14000 años hasta la actualidad, y no es complicado inferir las típicas fases del Tardiglacial y Holoceno regional.



Figura 1. Peña Ornis (Somiedo), en el límite de provincia entre León y Asturias, en plena Cordillera Cantábrica (Foto: JJ: Gago Sandoval)

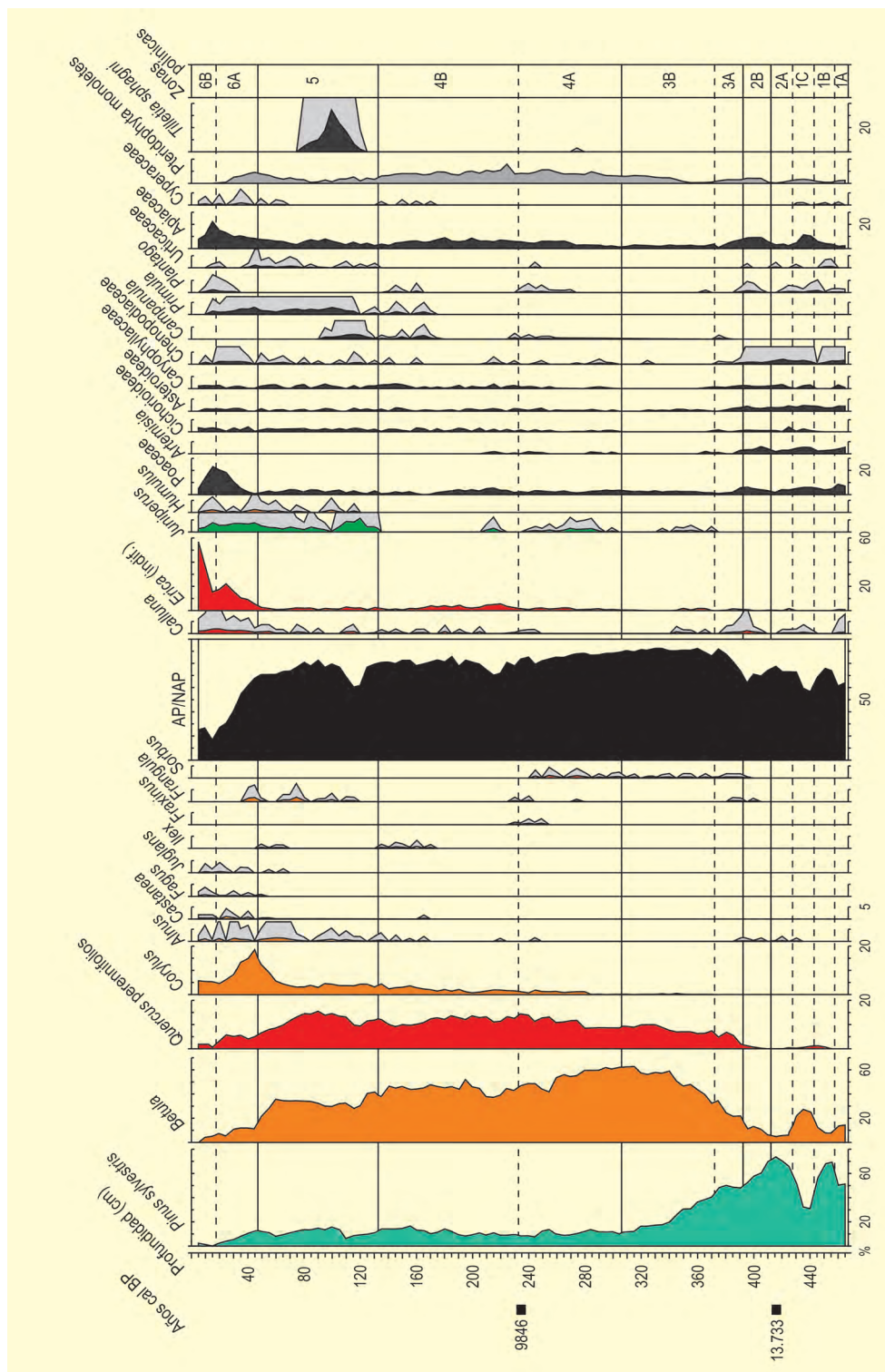


Figura 2. Diagrama polínico sintético del Puerto de Leitariegos. Redibujado de García-Rovés (2007)

Como en otros registros de las montañas cantábricas, se observa la importancia relativa de los pinares durante el final del Pleistoceno (seguramente *Pinus sylvestris*, aunque sin descartar la contribución de *Pinus uncinata*). Durante el Interestadio Tardiglacial, el pinar se retrae en favor de *Betula* y de las quercíneas. El Dryas reciente supone que los caducifolios pierden importancia y, de

nuevo, *Pinus* es el representante arbóreo mayoritario. En general, el Tardiglacial se caracteriza por *Artemisia*, *Asteraceae*, *Chenopodiaceae* y *Caryophyllaceae*. Aun así, las condiciones climáticas no debieron de ser muy extremas ya que los porcentajes arbóreos superan el 50% tanto en las fases frías como en las más templadas, y se observan indicadores lacustres como *Pediastrum* y

Tabla 1. Dataciones radiocarbónicas de la turbera del Puerto de Leitariegos (León). La edad calibrada se tomó como el punto medio del intervalo de probabilidad (95,4%, 2 σ)

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP (2 σ)	Años cal. BP	Método
Beta-154637	415	11870 \pm 80	10160-9555	9846	Convencional
Beta-143291	235-240	8970 \pm 110	13916-13.496	13.733	Convencional

Spirogyra, siendo también importantes como indicadores de humedad en la zona las esporas de *Isoetes* y *Cryptogramma*.

Durante el Holoceno inicial tiene lugar la expansión de *Betula*, *Quercus* caducifolios y *Corylus*. El Holoceno medio se caracteriza por el mantenimiento de las formaciones boscosas desarrolladas durante los inicios del Holoceno, aunque ciertas características apuntan hacia un descenso de la humedad que probablemente estuvo mediado más por el incremento de las temperaturas y una mayor evapotranspiración que por una menor pluviosidad. En esta secuencia se observa el desarrollo de *Juniperus* junto con indicadores de una disminución de la lámina de agua del sistema lacustre hasta su com-

pleta colmatación. Esta propició el comienzo de la deposición de turba, tal y como indica *Tilletia sphagni*.

El último tercio del Holoceno está marcado por una regresión arbórea, que afectó sobre todo al abedul y al roble, relacionada con la actividad antrópica. La deforestación es sincrónica con la aparición de *Cerealia*, *Plantago*, *Asteraceae*, *Poaceae* y *Urticaceae*, además de con la matorralización (*Erica* y *Calluna*). Estas transformaciones también están relacionadas con una mayor presencia de *Castanea*, *Juglans* y *Fagus*.

Más información

García-Rovés *et al.* (2001), Fombella-Blanco *et al.* (2003), García-Rovés (2007)



PUERTO DE TARNA

Cordillera Cantábrica, Caso, Asturias
Pleistoceno superior – Holoceno (24500 años cal BP – Holoceno)

La secuencia palinológica del Puerto de Tarna (43° 07' N, 05° 15' O; 1415 m s.n.m.) se constituye sobre un depósito de colmatación lagunar desarrollado en un antiguo circo glaciar, cuya base corresponde al Pleniglacial y se encuentra localizado en la vertiente norte de la Cordillera Cantábrica, en el cuadrante suroccidental de Asturias. Este depósito (S₂), tienen una potencia de 2,30 m y una litología dominada por arcillas con alto contenido en materia orgánica. Fitogeográficamente, se encuentra dentro de una de las dos grandes provincias que pueden reconocerse en Asturias, la orocantábrica, de continentalidad acusada.

Los bosques que se encuentran mejor representados son los correspondientes a las comunidades maduras de las series oligotrófica y eutrófica de *Fagus sylvatica*. Los hayedos se extienden por la mayor parte de las laderas orientadas a umbría; el resto de los bosques son principalmente robledales albares, abedulares y rebollares.

En el diagrama polínico (Ruiz-Zapata *et al.* 2000, 2002) (Fig. 2) pueden diferenciarse claramente dos zonas, el tránsito entre ambas coincide con un nivel de 15 cm de potencia, cuya naturaleza altamente detrítica



Figura 1. Cordillera Cantábrica en las proximidades del Puerto de Tarna (Foto: A. Montes)

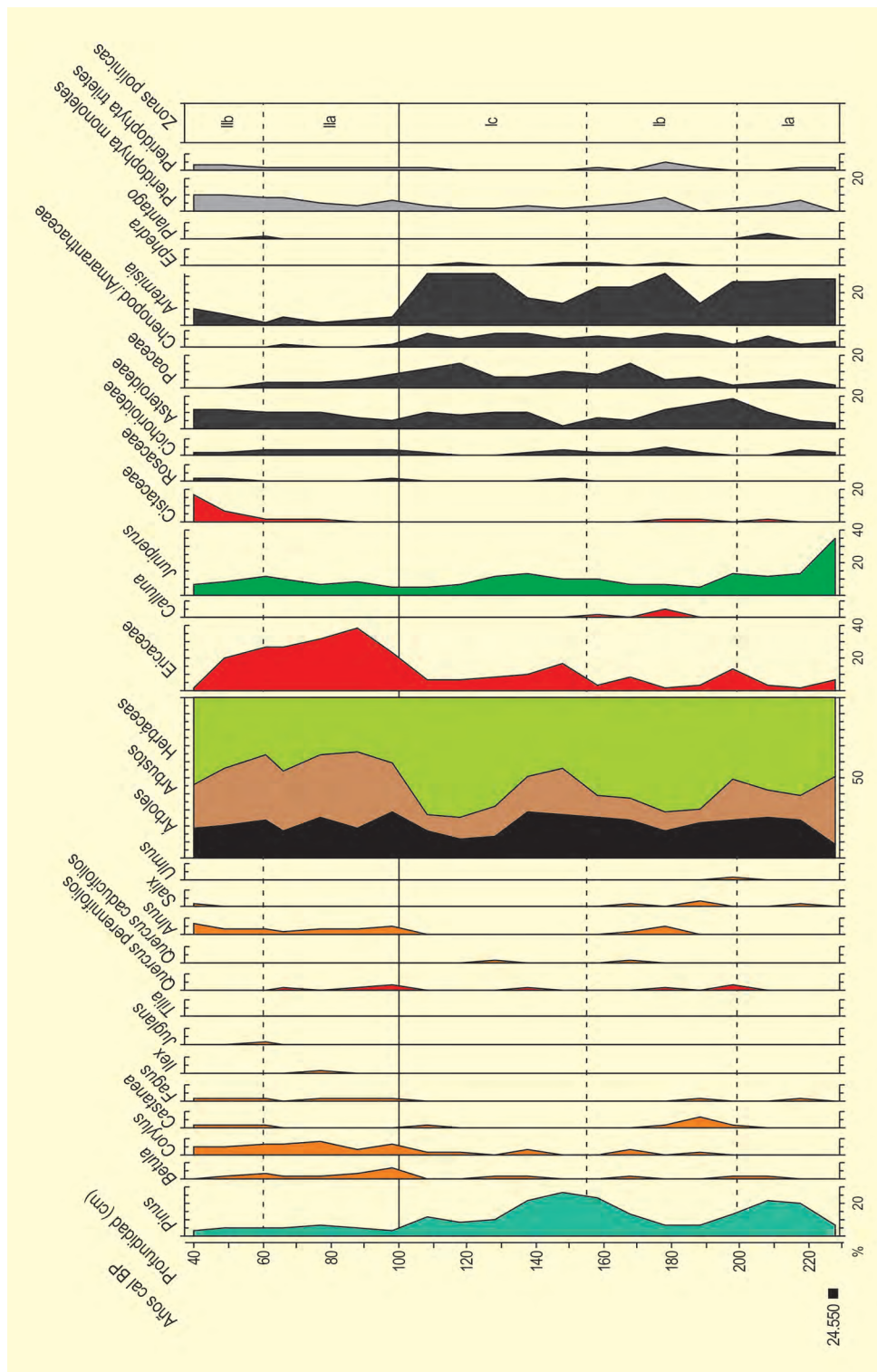


Figura 2. Diagrama polínico de Puerto de Tarna, Asturias. Recibujado de Ruiz-Zapata et al. (2000, 2002)

y angulosa marca una clara etapa de erosión. La existencia de este hiato sedimentario es el responsable de la pérdida de información del tránsito Tardiglacial/Holoceno y de gran parte del Holoceno.

La zona I (100-230 cm) está caracterizada por el dominio del estrato herbáceo (*Artemisia*, Asteroideae y Chenopodiaceae) con algunos arbustos (*Juniperus* y *Ericaceae*). Dentro de la misma pueden distinguirse tres

Tabla 1. Cronología de la secuencia del Puerto de Tarna (Parque Natural de Redes)

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP	Muestra	Método
Beta-132819	225-230	20640 ± 300	24550	Puerto de Tarna (S2)	Convencional

fases. Una primera fase (Ia) con un claro dominio del paisaje abierto y un escaso desarrollo del bosque, constituido por *Pinus* con bajos porcentajes. Son aquí de destacar los valores alcanzados por *Juniperus*. Esta composición vegetal indica unas condiciones frías típicas del Pleniglacial superior.

Durante la zona Ib, se observa un ligero desarrollo del componente arbóreo que va acompañado del retroceso experimentado por *Pinus*, favoreciendo la expansión de *Betula* y *Castanea*. También se encuentran presentes, aunque con bajos porcentajes *Corylus*, *Fagus* y *Quercus* caducifolios y perennifolios. El mayor desarrollo de estos taxones arbóreos, cuya expansión se explicaría por la existencia de zonas refugio en las proximidades, sería indicativo de una ligera mejora climática.

A continuación (Ic) se produce una expansión de *Artemisia*, *Asteroidaeae*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae* y *Fa-*

baceae. Estos datos ponen de manifiesto la existencia de un nuevo empeoramiento que provocaría el descenso altitudinal de la vegetación arbórea.

Tras el hiato sedimentario, se desarrolla la secuencia polínica holocena que se corresponde con la zona II (40-100 cm). Dicha zona muestra una leve recuperación de la vegetación arbórea y la expansión del estrato arbustivo a expensas del herbáceo. El estrato arbóreo estaría constituido por *Betula*, *Corylus*, *Alnus* y, con menores porcentajes, *Fagus* y *Pinus*. Este último constituye claramente un elemento secundario de la vegetación arbórea en el área. También es de destacar la expansión de *Ericaceae*, así como el fuerte descenso de *Artemisia*, *Poaceae* y *Chenopodiaceae*.

Más información

Ruiz-Zapata *et al.* (2000, 2002)



QUINTANAR DE LA SIERRA

Sistema Ibérico, Quintanar de la Sierra, Burgos
Pleistoceno superior – Holoceno (~ 21836 – <3322 años cal BP)

La ciénaga de Quintanar de la Sierra se localiza próxima al nacimiento del río Arlanza, en el municipio de Quintanar de la Sierra, Burgos ($42^{\circ} 01' 49''$ N, $03^{\circ} 01' 14''$ O; 1470 m s.n.m.), sobre el flanco meridional de la Sierra de Neila, en el sector noroccidental del Sistema Ibérico (Figs. 1 y 2). Está situada en la vertiente atlántica pero a tan solo 2 km de la línea divisoria de aguas que representa la cresta de la Sierra de Neila. La influencia climática atlántica en esta vertiente se refleja en una cierta repartición de las lluvias a lo largo del año, pero el clima es continental extremo, con inviernos particularmente fríos y largos en los que la precipitación, abundante, cae en forma de nieve.

A casi 2000 metros de altitud, dos kilómetros al noroeste, las lagunas de Neila constituyen huellas de gla-

ciarismo con circos, morrenas y valles glaciares. En cambio, se discute el posible origen glacial de estructuras situadas por debajo de los 1500 metros de altitud, como la ciénaga, por lo que ésta pudiera haberse formado por una morrena o bien por un alvéolo de erosión.

La superficie de la ciénaga está cubierta por ciperáceas, con una población de *Menyanthes trifoliata* en su borde suroeste, y bordeada por esfagnos (Fig. 4). En los alrededores se extienden amplios bosques de pinos (*Pinus sylvestris*), con sotobosque de *Erica arborea*, *E. aragonensis* y *Pteridium aquilinum*. Hacia 1250 m de altitud crecen algunos hayedos (*Fagus sylvatica*), mientras en la ladera norte aparecen a 1400-1500 m, y de manera dispersa se encuentran *Quercus pyrenaica* en sustrato silíceo y *Q. faginea* en zonas básicas. A meno-



Figura 1. Sierra de Neila donde se sitúa la secuencia de Quintanar de la Sierra (Foto: MC. Peñalba)

Tabla 1. Dataciones radiocarbónicas de la secuencia de Quintanar de la Sierra (Peñalba 1989, Peñalba *et al.* 1997). Calibraciones según Reimer *et al.* (2004) (Calib 5.0, intervalo de probabilidad 95,4%)

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP
Gif-A89058	70	3060 ± 130	3322
Gif-A89347	160	7150 ± 140	7966
Gif-A89043	200	8290 ± 140	9294
Gif-A89348	240	8960 ± 140	10179
Gif-A89062	300	10120 ± 160	11758
Gif-A89044	340	9930 ± 140	11305
Gif-A89349	390	10660 ± 160	12770
Gif-A89054	440	10650 ± 160	12759
Gif-A89075	460	11050 ± 170	12943
Gif-A89352	500	11180 ± 180	13093
Gif-A89042	560	12230 ± 180	14086
Gif-A89087	580	12380 ± 160	14237
Gif-A89041	600	12540 ± 170	14767
Gif-A89086	630 a	13350 ± 170	15843
Gif-A89378	630 b	15890 ± 210	19037
Gif-A89353	650	13720 ± 210	16330
Gif-A89379	670 a	11220 ± 170	13116
Gif-A89170	670 b	13290 ± 220	15754
Gif-A89051	670 c	18250 ± 220	21836
Gif-A89380	750	11230 ± 190	13122

res altitudes aparecen *Juniperus communis* subsp. *hemisphaerica* y *J. thurifera*; en cambio, a 2000 m crece *Juniperus nana*.

El primer estudio palinológico en Quintanar de la Sierra (Peñalba 1989) se realiza sobre dos sondeos de 2,40 y 7,80 m de profundidad (Figs. 3 y 5) y se centra particularmente en el de mayor desarrollo, que muestra una alternancia de turba y *gyttja* en los primeros casi 5 metros, suprayacentes a unos 3 metros de arcillas de edad Tardiglacial. El material basal es altamente inorgánico y la cronología sólo es consistente para los niveles superiores a los 600 cm de profundidad. Como muestra, tres intentos de datación a 670 cm dieron tres resultados muy diferentes: 21836, 15754 y 13116 años cal BP (Tabla 1). En consecuencia, no se conoce la fecha exacta del inicio de la sedimentación, que se atribuye a la mejoría climática de los comienzos del Tardiglacial, por comparación con la literatura, y que se caracteriza por tasas cercanas al 80% de polen de taxones no arbóreos, con frecuencias elevadas de estépicas, particularmente *Artemisia*, reflejando un paisaje abierto.



Figura 2. Ciénaga de Quintanar de la Sierra en las proximidades al nacimiento del río Arlanza, Burgos (Foto: MC. Peñalba)

A 670 cm de profundidad, después de más de un metro de acumulación de sedimento, se detecta un aumento en las frecuencias polínicas de *Juniperus*, que refleja el establecimiento de una vegetación arbustiva local; esta fase culmina a 14767 años cal BP, primera datación fiable. *Juniperus* es entonces remplazado por *Betula* que presenta un máximo a 14237 años cal BP. El mantenimiento de un clima favorable y un suelo más estable permiten después el establecimiento de una vegetación arbórea con *Pinus*, cuyas frecuencias polínicas muy elevadas sugieren que crecería alrededor de la laguna y en grandes extensiones. Estas fases representan el denominado Interestadío Tardiglacial. A 13093 años cal BP la mejoría climática de este interestadío se aprecia incluso por un muy tenue pero indicativo aumento de las frecuencias de *Quercus*, particularmente *Q. perennifolia*, y la presencia de polen de *Corylus*, al tiempo que el sedimento del lago pasa por primera vez a ser una *gyttja*.

Entre 12950 y 12750 años cal BP, se produce un cambio brusco en la vegetación relacionado con la interrupción de la mejoría climática, dándose un retorno a condiciones similares a las del inicio de la secuencia. De nuevo en los alrededores de la laguna se instala un paisaje herbáceo; sin embargo, la composición florística

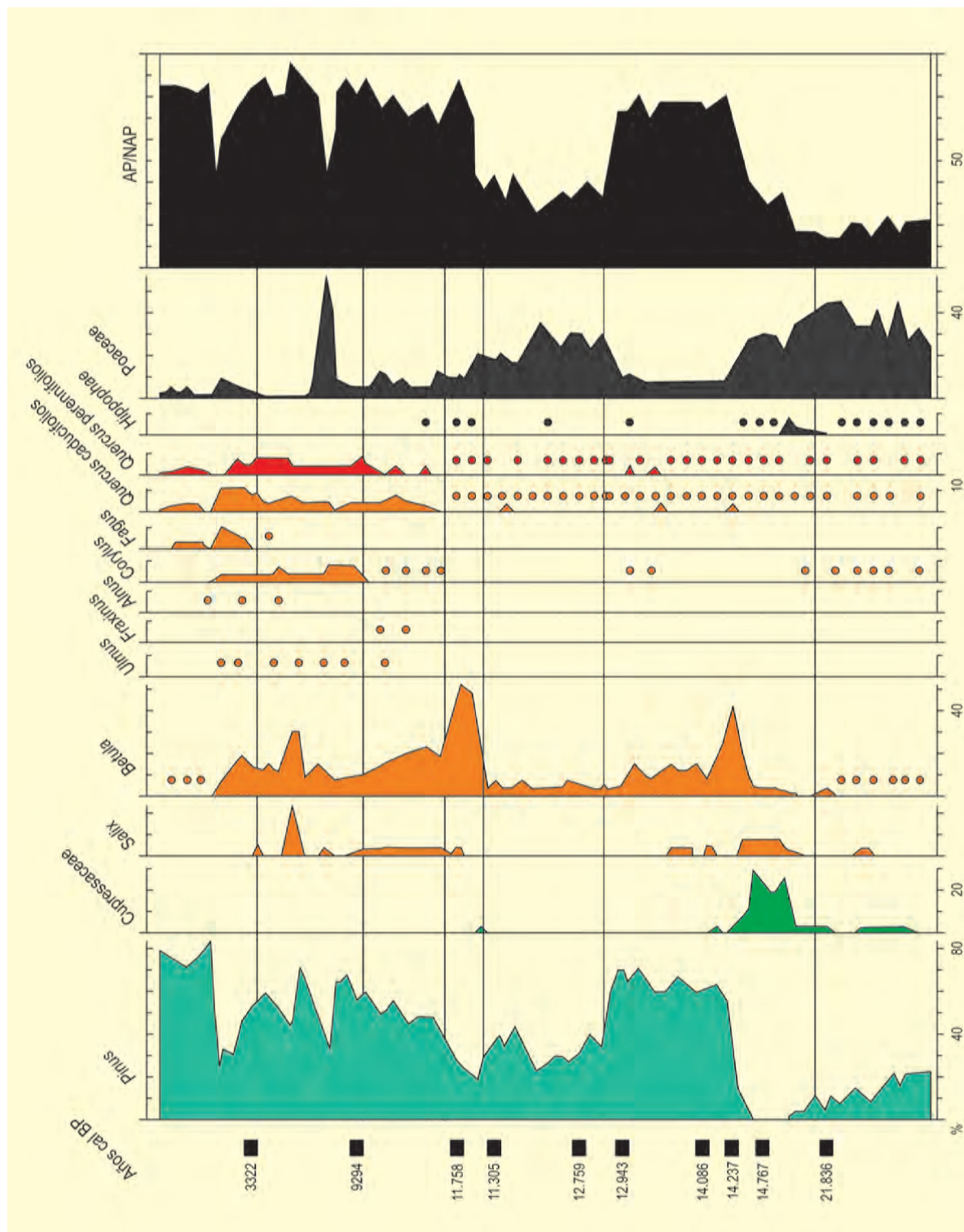


Figura 3. Diagrama polínico de Quintanar de la Sierra. Redibujado de Peñalba (1989) y Peñalba et al. (1997)

es diferente a la anterior: el pino (probablemente no local) es más abundante y entre las herbáceas, Apiaceae y Ranunculaceae tienen más presencia, así como *Calluna*; un suelo más desarrollado favoreció su instalación en esta fase. Por otra parte, en el lago se deposita *gyttja* que denota la presencia de algas. Este período frío dura entre 1000 y 1500 años, hasta 11800-11300

años cal BP (ver inversión de fechas en tabla 1) y se corresponde con el Dryas reciente. En más de un metro de espesor de sedimentos, refleja la intensidad con que se sintió en el Sistema Ibérico.

A partir de 11800-11300 años cal BP se inicia de nuevo un proceso de recolonización arbustiva y arbórea (*Juni-*



Figura 4. Toma de muestras con sonda rusa en la ciénaga de Quintanar de la Sierra (Foto: MC. Peñalba)

perus, *Betula*, *Pinus*) que marca el comienzo del Holoceno, pero esta vez no hay interrupción y se detecta una mayor presencia de *Quercus* y luego de *Corylus*, localizados a menor altitud y opacados por pinares locales. La laguna se colmata y da lugar a la ciénaga actual. Los pinares siguen dominantes a lo largo de todo el Holoceno, aunque a partir de 8000 cal BP sufren recesiones locales, ligadas a fuegos y perturbaciones antrópicas.

A 3322 años cal BP se registra la expansión de *Fagus* en los bosques de más baja altitud. Está asociada a la presencia humana: cereales, *Plantago t. lanceolata*, *Olea*, *Juglans*, Poaceae y Ericaceae. La secuencia culmina con un aumento brusco de las frecuencias polínicas de *Pinus*, asociado a repoblaciones recientes.

El segundo estudio polínico (Ruiz-Zapata *et al.* 2002) corresponde a un depósito de origen glaciar localizado cerca de medio kilómetro al norte del primero y un poco más elevado sobre la ladera (42° 02' N, 3° 01' O, 1510 m s.n.m.). El sondeo de 10 m mostró una sucesión de conglomerados, arenas gruesas, sedimentos laminados y material orgánico que termina en una turba. Se apoya en una cronología basada en 10 fechas de radiocarbono. La base tiene una edad de más de 20000 años cal BP. Los autores relacionan el inicio de la sedimentación con la fase de mejoría climática posterior al evento Heinrich 2.

La secuencia polínica (Fig. 6) presenta muchas variaciones entre el inicio del depósito y 13273 años cal BP pero, de manera general, hay una representación considerable del polen de arbustos y herbáceas. Por otra



Figura 5. Muestras obtenidas del sondeo de Quintanar de la Sierra (Foto: MC. Peñalba)

parte, son varios los niveles de sedimento sin polen. Se interpreta un clima frío y árido correspondiente al final de la última glaciación. La última parte de este período frío, entre 13881 y 13273 años cal BP se relaciona con el evento Heinrich 1. Esta pulsación no está registrada en el estudio anterior.

Después de 13273 años cal BP se entra en una fase de dominio del pino que sugiere su extensión en el sitio y sus alrededores. Sin embargo, se da una recesión climática que hace retroceder los bosques entre 12759-11175 años cal BP, asociada con el Dryas reciente.

Una característica que resalta en esta secuencia polínica es la presencia recurrente, desde la base, de polen de *Corylus* y *Quercus*, y más aisladamente *Fagus* (Fig. 4.19), que sugiere la existencia de áreas de refugio de estos taxones en la región.

A partir de 11175 años cal BP, durante todo el Holoceno, ya no se dan avances determinantes de la vegetación herbácea. Hasta 8988 años cal BP domina el pinar, pero curvas polínicas de *Quercus*, *Corylus*, *Juniperus* y *Betula* muestran también una expansión de estos

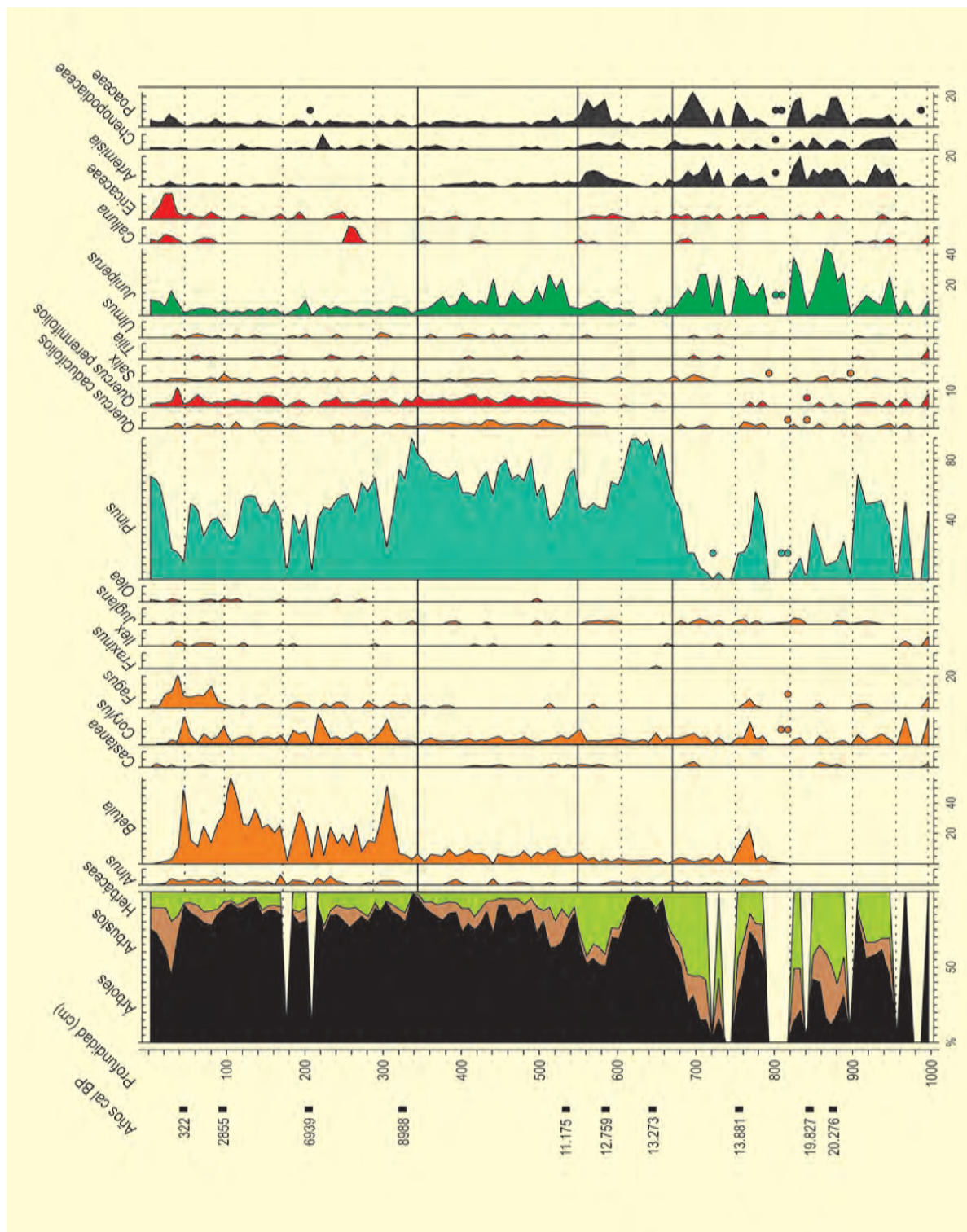


Figura 6. Diagrama polínico de Quintanar de la Sierra. Redibujado de Ruiz-Zapata et al. (2002)

taxones. Después de esta última fecha queda registrada una curva casi continua de *Fagus*, que refleja de nuevo su presencia en áreas refugio. Su expansión está fechada en 2855 años cal BP. En este período se colmata el lago e inicia la formación de turba. Finalmente, una recesión del bosque atribuible a la acción antrópica o quizá a la Pequeña Edad de Hielo, da paso a un re-

punte del bosque, eminentemente antrópico, al tiempo que la presencia de *Castanea* y *Olea* refleja una actividad agrícola en las zonas bajas.

Más información

Peñalba (1989, 1994), Peñalba et al. (1997), Ruiz Zapata et al. (2002)



RASCAÑO

Río Miera, Miera, Cantabria
Pleistoceno final – Holoceno (16433-10486 años BP)

La cueva del Rascaño (Miera, Santander) forma parte de un pequeño núcleo de yacimientos localizados en la cuenca alta del río Miera entre los que se incluyen El Salitre, Bona y El Piélago. Se abre hacia el suroeste, a 275 m s.n.m. y 43° 17' 38" N, 03° 41' 44" O, sobre un paisaje de relieve abrupto de origen fluvioglacial. A 32 km del mar Cantábrico, la Cueva de Rascaño se halla bajo la influencia de un clima oceánico húmedo, rodeado de garrigas de tipo atlántico compuestas principalmente por aulagas y brezos.

La estratigrafía del yacimiento presenta aproximadamente 3 m de espesor y ha sido dividida en 9 niveles, de los que los tres primeros, datados alrededor de 27000 años BP, se han relacionado con una industria aurriñaciense. Al nivel superior, datado entre 10486 y 10558 años BP se le atribuye una industria de tipo azi-liense mientras que el resto comprende industrias magdalenienenses.

El análisis palinológico (Figs. 1 y 2) (Boyer-Klein 1981) se ciñe a los cinco niveles más modernos (niveles V-I). En torno a 16433 años BP (nivel V) el porcentaje de polen arbóreo nunca alcanza valores superiores al 17%. *Juniperus*, con un valor medio del 5%, es el árbol dominante en este período, seguido a continuación por *Pinus*. Junto a estos se detecta también la presencia de *Alnus* y *Salix* y puntualmente se registra, además, polen de *Corylus* y *Betula*. En cuanto al tapiz herbáceo, este se encuentra constituido principalmente por compuestas. Las gramíneas mantienen valores en torno al 20% y los helechos alcanzan en este nivel su máxima representación. Estos altos porcentajes de esporas de Filicales, no incluidos en la suma polínica total, podrían ser fruto de una sedimentación originada por arroyada pluvial (Sánchez-Goñi 1991).

Durante el cuarto nivel se observa un descenso en los porcentajes de *Juniperus* y de *Corylus*, llegando este último a desaparecer por completo a lo largo de toda

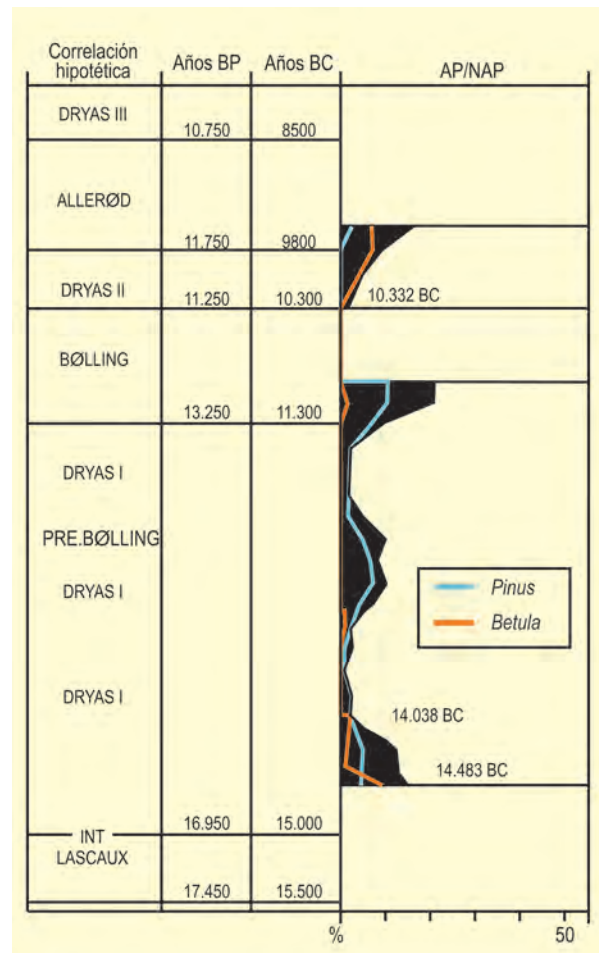


Figura 1. Diagrama polínico sintético de Rascaño. Redibujado de Boyer-Klein (1984)

la mitad superior de este nivel. El pino mantiene valores fluctuantes pero similares a los del nivel anterior mientras que el sauce experimenta un ligero aumento. Frente a este descenso del porcentaje total de polen arbóreo proliferan las formaciones arbustivas de brezales y *Helianthemum*. Dentro de las herbáceas prosperan las cariofiláceas y las compuestas tubulifloras, al tiempo que no se observan cambios en las gramíneas y compuestas y los helechos descienden notablemente.

En el tercer nivel, tras una fuerte disminución en la base del porcentaje total de polen arbóreo, este al-

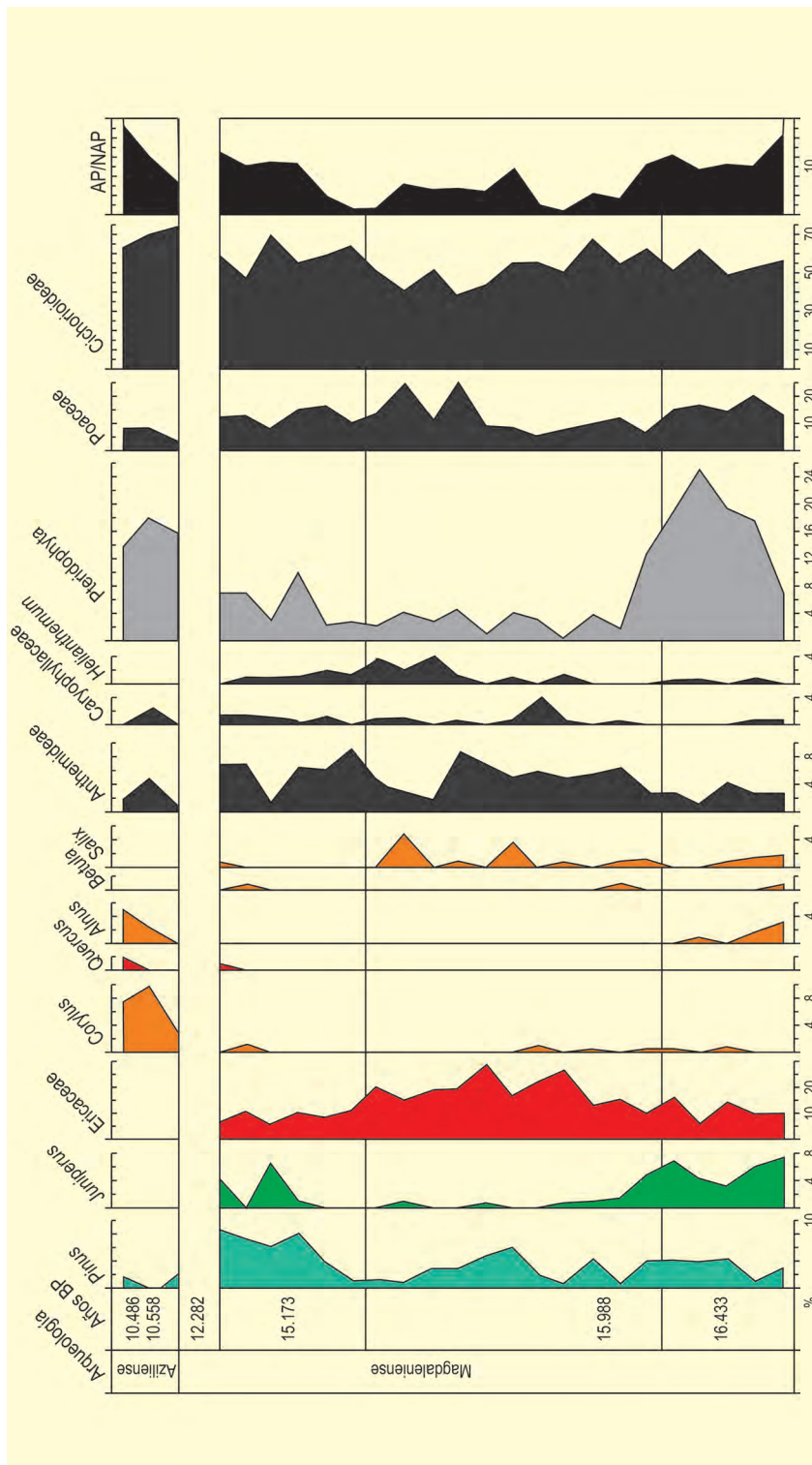


Figura 2. Diagrama polínico de la cueva del Rascaño. Redibujado de Boyer-Klein (1981)

canza valores medios superiores al 10%. El pino termina por imponerse como árbol dominante, en ocasiones acompañado por *Juniperus* y de forma aún más puntual de *Quercus*, *Corylus*, *Betula* y *Salix*. En relación al polen no arbóreo, no se detectan grandes cambios, salvo un

pequeño descenso en los porcentajes de ericáceas y un ligero aumento en los valores de compuestas y Filicales.

Finalmente, tras un pequeño hiato polínico, en el nivel superior el porcentaje de polen arbóreo aumenta de

forma progresiva hasta alcanzar los valores más altos de todo el diagrama, siendo el avellano el principal contribuyente seguido por el aliso y el pino y, a partir de la segunda mitad, también de *Quercus*. Ya no se registra polen de *Helianthemum* ni de ericáceas y dentro de las herbáceas, las Cichorioideae alcanzan valores próximos al 80%.

Resulta interesante destacar que, al igual que en otros yacimientos cántabros como la cueva de Ekain (Deva, Guipúzcoa) o de Amalda (Cestona, Guipúzcoa),

en Rascaño los resultados polínicos también apoyan la existencia de posibles refugios glaciales para poblaciones arbóreas de mesófitos (*Corylus*, *Alnus*, *Betula* y *Salix*) durante el Último Máximo Glacial que pudieron servir como punto de partida para una posterior fase de expansión durante el Holoceno.

Más información

Boyer-Klein (1981, 1984, 1985, 1988), Sánchez-Goñi (1991)



RATLLA DEL BUBO

Crevillent, Alicante

Pleistoceno superior – Holoceno (~28802-825 años cal BP)

El abrigo de la Ratlla del Bubo (38° 16' 45" N y 00° 50' 07" O) se encuentra en la vertiente sureste de la Sierra de Crevillente (Alicante) a unos 400 m de altitud (Fig. 1). Esta sierra es una estructura anticlinal que en su flanco sur presenta calizas margosas en contacto mecánico con el Triásico y Prebético. Al pie del yacimiento se encaja el barranco de la Rambla entre las margas y las dolomías del Triásico. El yacimiento se encuentra en contexto bioclimático termomediterráneo superior con ombroclima semiárido y una temperatura media anual de 17,9 °C. La vegetación actual forma un matorral claro con espino negro (*Rhamnus lycioides*),

lentisco (*Pistacia lentiscus*), oroval (*Withania frutescens*), algún pino carrasco disperso (*Pinus halepensis*), y abundan las gramíneas como el albardín (*Lygeum spartum*) y el esparto (*Stipa tenacissima*).

En este abrigo de reducidas dimensiones, las excavaciones dirigidas por V. Villaverde, durante la década de los 80 del siglo XX, sacaron a la luz una columna estratigráfica de unos 180 cm de potencia, dividida en cuatro niveles (I, II, III, IV) que proporcionaron una industria del Paleolítico superior y un nivel superficial con material revuelto. En 2020, se ha revisado la secuencia



Figura 1. Abrigo de la Ratlla del Bubo en la sierra de Crevillente (Foto: V. Villaverde)

Tabla 1. Selección de dataciones radiocarbono obtenidas sobre taxones intrusivos y taxones paleolíticos

Ref. Lab.	Material (carbón)	Nivel	Capa	Cuadro	Años BP	Años cal. BP (95 %)
Beta - 565514	<i>Ficus carica</i>	II	2	E.4	103.16 ± 0.39 pMC	-5 - -7
Beta - 565515	<i>Pistacia</i>	II	3	E.4	900 ± 30	911 - 740
Beta - 565516	<i>Ephedra</i>	II	3	E.4	200 ± 30	222 - 140
Beta - 565517	<i>Juniperus</i>	II	3	E.4	860 ± 30	800 - 694
Beta - 565510	<i>Juniperus</i>	II	A	F.3	23620 ± 90	27901 - 27556
Beta - 565522	<i>Juniperus</i>	IV	3	C.4	24780 ± 90	29050 - 28554

estratigráfica, la industria lítica y se han realizado dataciones radiocarbono con el método AMS (Tabla 1), ya que la única fecha disponible fue obtenida en los años 80 con el método convencional de agregados de 10 gr. de carbón de *Juniperus*.

En la secuencia arqueológica de la Ratlla del Bubo se recuperaron restos vegetales durante las excavaciones de 1987, 1990 y 1991. El método de recogida fue mediante tamizado en seco de los sedimentos procedentes de 16 m². Una parte de los carbones se analizaron y publicaron. En 2020 se completó el análisis con la identificación de un total de 1959 fragmentos de carbón. Del hogar situado en el nivel II, se recuperaron 118 fragmentos de carbón, todos ellos son de *Juniperus*. (Fig. 2).

En ese conjunto de materiales hemos identificado la siguiente lista de taxones: *Juniperus* (enebros en sentido amplio), *Pinus nigra-sylvestris* (pino salgareño o albar), *Artemisia* (boja), *Ephedra* (belcho), Lamiaceae, Fabaceae, *Rhamnus-Phillyrea* (aladierno o aladierna), *Cistus* (jara), Monocotiledónea, *Fraxinus* (fresno), Angiosperma, *Pinus halepensis* (pino carrasco), *Ficus carica* (higuera), *Olea europaea* (acebuche) y *Pistacia* (lentisco, cornicabra). Además, se ha encontrado algún fragmento de corteza carbonizada y una semilla de *Juniperus*.

Disponemos de una serie de dataciones, por lo que solo presentamos aquí una parte para discutir los resultados antracológicos. Las dataciones se realizaron con el objetivo de:

A) Datar la secuencia estratigráfica. Para ello, se tomó una serie de 10 carbones de *Juniperus* por ser el taxón dominante en todos los niveles arqueológicos.

B) Resolver si las plantas de ambiente más cálido eran paleolíticas o modernas. La presencia de taxones termófilos en la secuencia paleolítica del yacimiento nos suscitaba dudas, como argumentamos en ediciones anteriores de este libro (Carrión *et al.* 2015). Así planteamos dos hipótesis alternativas: 1.- en caso de resultar paleolíticas, estas dataciones respaldarían las hipótesis de los refugios en Iberia durante el último glacial; 2.- si eran holocenas se demostraba que eran intrusiones modernas del nivel superficial que no presentaba interés arqueológico. Con este planteamiento se envió a datar: dos carbones de *Ephedra* (belcho), dos de *Pistacia* (lentisco - cornicabra) y uno de *Ficus carica* (higuera). Un carbón de *Olea europaea* procedente de la Ratlla del Bubo fue datado en Francia en los años 90, arrojando una fecha moderna que no se publicó (comunicación oral). Además, *Olea* ha reportado fechas del Holoceno siempre que ha sido datada en la Península Ibérica.

La serie de dataciones radiocarbónicas (Tabla 1) demuestra que los carbones de *Juniperus* son paleolíticos y coherentes con los materiales arqueológicos recuperados en los niveles estratigráficos. Solo uno, del nivel II, es medieval y puede responder a penetraciones del nivel superficial por agentes bióticos como hormigas o galerías de micromamíferos que no se detectaron du-



Figura 2. Estructura de combustión del Gravetiense (nivel II) (Foto: V. Villaverde)

rante la excavación. La serie de dataciones de *Juniperus* ha permitido establecer una nueva secuencia cronocultural coherente con los restos arqueológicos. Así, los niveles IV, III y II corresponden a ocupaciones humanas del Gravetiense. El nivel I, del cual no disponemos de restos vegetales, posiblemente corresponda con el Solutreo-gravetiense.

Un carbón de *Ephedra* es moderno y el otro es paleolítico, lo que demuestra que este taxón es local y bien adaptado al clima regional y que tiene una gran amplitud de tolerancia térmica porque pervivió durante el LGM en las zonas áridas de Iberia. De *Pistacia* se ha fechado un carbón recuperado en el nivel IV y otro en el nivel II y la datación en ambos casos es medieval (1039-1210 años cal AD), por tanto, son intrusiones del nivel superficial, probablemente provocadas por agentes bióticos. Finalmente, el carbón de *Ficus carica* es del siglo XX y su presencia debe responder a los mismos procesos de contaminación ya que se encontró en las capas más superficiales del nivel II (Tabla 1).

Estos resultados son interesantes y necesarios para demostrar las alteraciones postdeposicionales y realizar interpretaciones coherentes desde el punto de vista

ecológico y paleoclimático a partir de los restos arqueobotánicos. Así excluimos del diagrama antracológico: *Pistacia*, *Ficus carica*, *Olea europaea* y *Pinus halepensis*. Este último lo descartamos porque, aunque no lo hemos datado en la Ratlla del Bubo, sí lo hemos hecho en otros muchos yacimientos ibéricos y siempre ha proporcionado fechas holocenas, así que aquí lo consideramos, también, intrusión del nivel superficial.

Los carbones paleolíticos analizados son 1823, una vez excluidos los 84 carbones históricos intrusivos. Los resultados cualitativos y cuantitativos se pueden observar en el diagrama antracológico (Fig. 3). Los carbones de *Juniperus* (Figs. 4a y 4b) superan el 90 % del carbón identificado. Las especies de este género solo se pueden identificar por la morfología de sus semillas, pero desafortunadamente el estado de conservación de la única recuperada impide conocer a qué especie pertenece (Fig. 4c). Es probable que haya más de una especie, como ocurre en el Gravetiense medio (nivel XVIIIA) de la Cova de les Cendres, donde conviven los *Juniperus* de ecología fría *J. communis* (enebro común), *J. sabina* (sabina rastrera) y *J. thurifera* (sabina albar) con las más cálidas como *J. oxycedrus* (cade) y *J. phoenicea* (sabina negral).

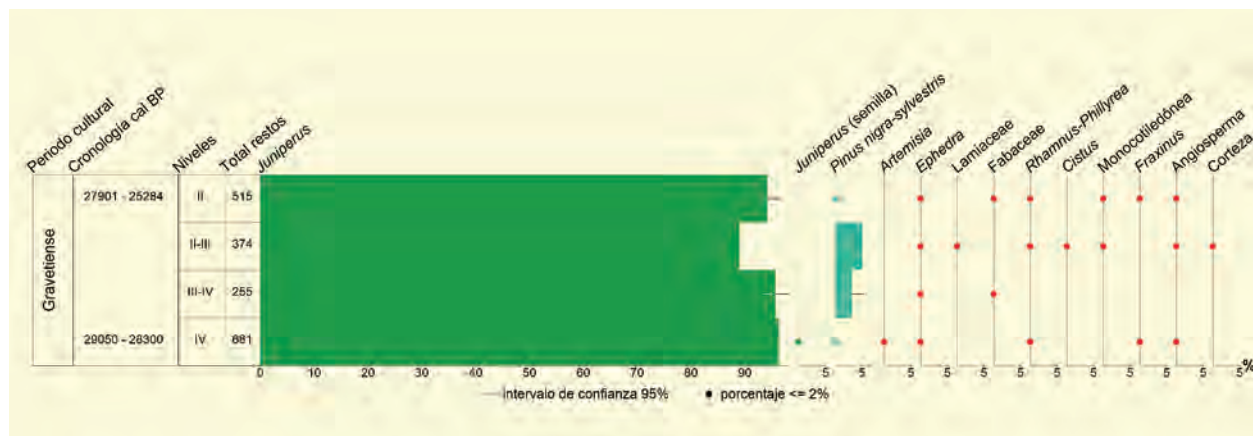


Figura 3. Diagrama antracológico de la Ratlla del Bubo

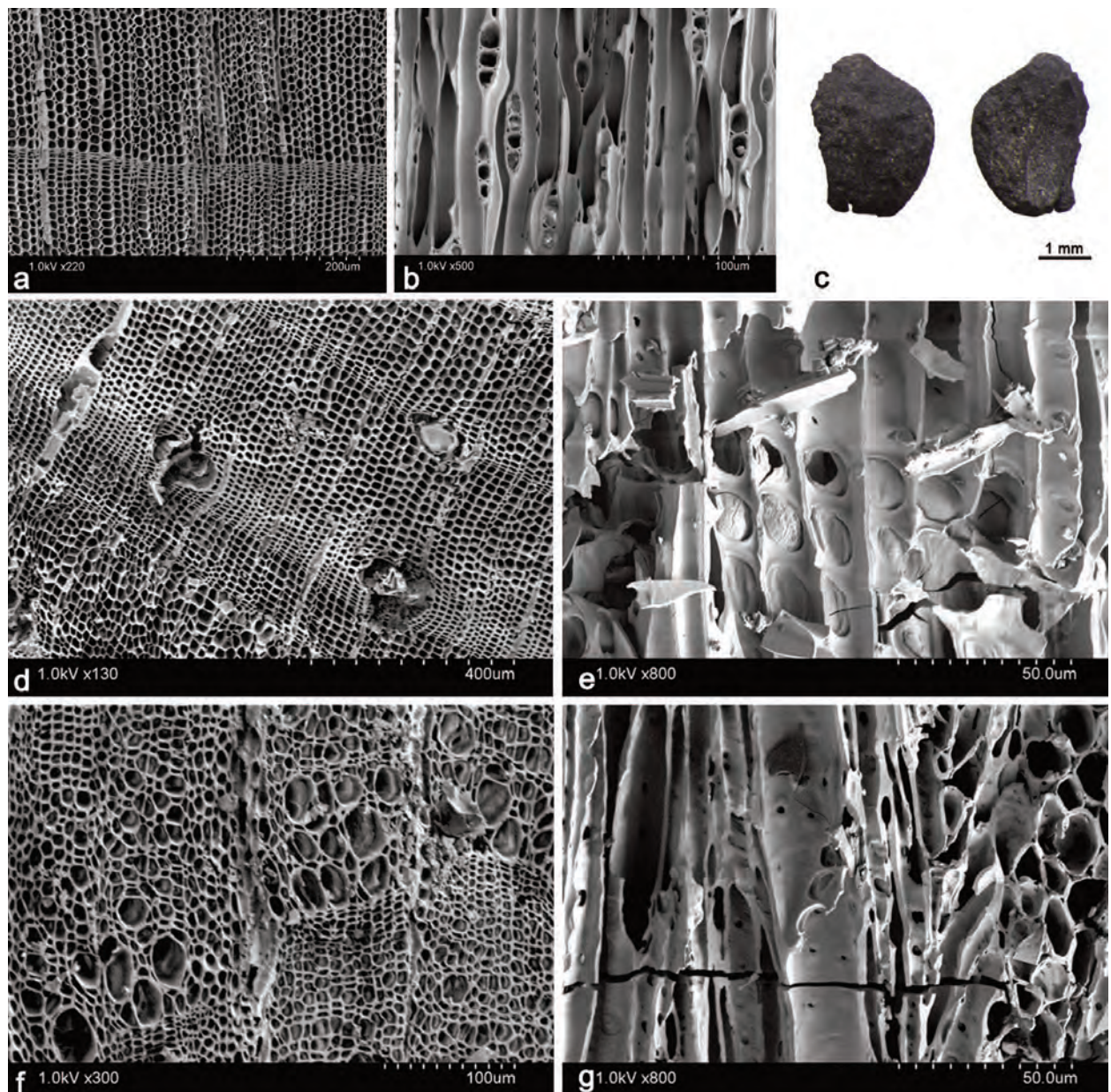


Figura 4. Restos vegetales del nivel IV del abrigo de la Ratlla del Bubo. *Juniperus*, a: corte transversal X220. b: corte longitudinal tangencial X500. c: semilla. *Pinus nigra-sylvestris*, d: corte transversal X130. e: corte longitudinal radial X800. *Ephedra*, f: corte transversal X300. g: corte longitudinal tangencial X800. Fotografías realizadas a microscopía electrónica de barrido y lupa binocular (Fotos: E. Badal & C. Martínez-Varea)

Pinus nigra-sylvestris está presente en todos los niveles (Figs. 4d y 4e), aunque con porcentajes inferiores al 5%. Estas especies de pinos son de ambiente frío, en la actualidad viven en la Comunidad Valenciana por encima de los 1800 m de altitud en las montañas de Peñagolosa, donde la temperatura media anual está en torno a los 11 °C y la precipitación media anual supera los 600 mm. Estos pinos no podrían vivir actualmente en la sierra de Crevillent por la aridez y la alta temperatura. Así pues, la presencia de *Pinus nigra-sylvestris* en todos los niveles de la Ratlla del Bubo indican un clima mucho más frío que el actual, del orden de 7-8 °C menos de media anual. La poca proporción de carbones de estos pinos puede indicar que no formarían grandes masas debido a la aridez de la zona y que los árboles dominantes serían los enebros, mucho mejor adaptados a las condiciones áridas y frías de Iberia, tanto en el Paleolítico como en la actualidad. La ausencia total de carrascas también indica la aridez de la zona.

El resto de la flora identificada corresponde a matas o arbustos heliófilos y bien adaptados a la sequía mediterránea: *Artemisia* (boja), *Ephedra* (belcho) (Figs. 4f y 4g), Lamiaceae, Fabaceae, *Rhamnus-Phillyrea* (aladierno o aladierna) y *Cistus* (jara). Se ha identificado una monocotiledónea que por su estructura anatómica

parece ser esparto, lo que estaría en concordancia con la aridez de la zona. Los fresnos (*Fraxinus*) viven en cursos de agua o en umbrías donde hay mayor humedad. Además, se han encontrado fragmentos de corteza de ramas y algunos carbones de angiospermas que no hemos podido identificar.

En definitiva, el análisis de los carbones de la Ratlla del Bubo indica que la actividad de leñateo estaba orientada a los enebros y en mucha menor proporción a los pinos, arbustos y matas de mediano o pequeño tamaño. Los paisajes de la Sierra de Crevillent serían enebrales fríos y áridos similares a los identificados en el Paleolítico del Abrigo de La Boja (Mula, Murcia) (Badal *et al.* 2019). La poca cantidad de leña de los pinos (*P. nigra-sylvestris*) avala la aridez de la zona, que es estructural debido a la situación geográfica poco propicia a los vientos húmedos del Mediterráneo.

Más información

Badal (1995, 2012), Badal & Carrión-Marco (2001), Badal *et al.* (2019), Villaverde (2001), Martínez-Alfaro *et al.* (2022)



REIXIDORA

Costa Cantábrica, Cuerres, Asturias
Pleistoceno superior (MIS3)

La cueva de Reixidora ($43^{\circ} 26' N$, $4^{\circ} 59' O$, 48 m s.n.m.) se encuentra cerca del Costa Cantábrica, a 1,3 km al sur del Mar Cantábrico. La cueva se localiza en un macizo kárstico, cerca del pequeño pueblo de Cuerres, un área agrícola cubierta por pastos y bosques caducifolios, con muchos edificios residenciales construidos en la última década (Fig. 1). La entrada de la cueva está situada en una pequeña colina caliza de 50 m de altitud. Dicha entrada fue descubierta durante la construcción de una casa, en la que apareció una fractura en la roca que posteriormente fue agrandada artificialmente alcanzando 1 m de ancho, ahora protegida y cubierta.

El macizo kárstico se desarrolla en calizas carboníferas de la Formación Picos de Europa. La superficie superior del macizo kárstico (20-90 m snm) se puede interpretar como una antigua terraza marina, modelada por procesos kársticos posteriores. Estos procesos dieron lugar a un paisaje relicto kárstico que conserva colinas rocosas, valles y depresiones cerradas llenas de

depósitos kársticos y suelos. Esta plataforma kárstica se extiende 3,5 km desde el mar Cantábrico hacia el sur, llegando al pie de las sierras prelitorales (Pico Altu Tejadura, 743m s.n.m.), al norte de la Cordillera Cantábrica.

Apenas se conoce la evolución cenozoica de la Costa Cantábrica, y solo algunos episodios de su historia están bien establecidos. Durante el Cenozoico, la costa sufrió varias transgresiones y regresiones del mar con amplitudes de hasta 120 m, algunas de ellas relacionadas con las glaciaciones del Pleistoceno, dando lugar a terrazas de altitudes entre los 5 y 250 m con fallas recientes, al menos, en el oeste de la zona costera. En las zonas de la costa central y oriental, donde se sitúa la cueva de estudio, las terrazas marinas con lecho de roca caliza fueron karstificadas, desarrollando depresiones cerradas y cuevas.

Se seleccionaron cuatro muestras de hueso para la datación por radiocarbono AMS, obteniéndose dos fe-



Figura 1. Vistas desde la entrada de Cueva de Reixidora (Foto: D.J. Álvarez-Lao)



Figura 2. Histograma polínico de la Cueva de Reixidora. Modificado de Álvarez-Lao et al. (2015)

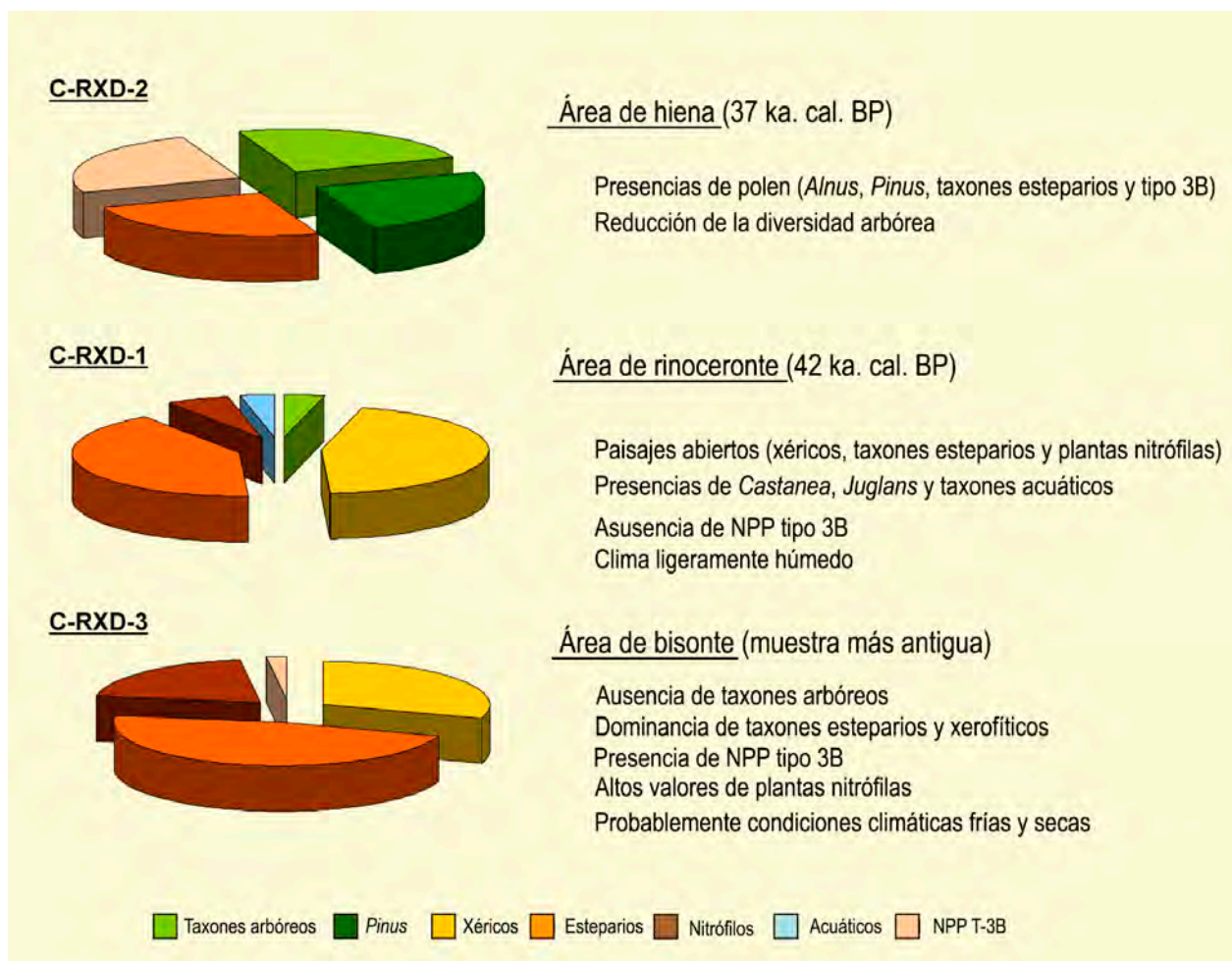


Figura 3. Diagrama de sectores de las muestras de la Cueva de Reixidora. Modificado de Álvarez-Lao *et al.* (2015)

chas de 44,5 y 37,6 ka cal BP, correspondiente a MIS 3. Se recuperaron tres muestras de sedimento para análisis de polen, provenientes de los tres principales sectores fosilíferos: Bison, Rhino y Hiena. Debido al bajo contenido de polen y la baja diversidad taxonómica en muestras de la zona de hiena, los taxones identificados han sido representados como "presencia" en el diagrama polínico. Se han identificado un total de 11 taxones (Figs. 2 y 3). Estos incluyen 4 arbóreos y 7 herbáceos, además de los taxones acuáticos Cyperaceae y *Alisma*, esporas triletas y 5 elementos no polínicos (NPP) de diversa afinidad: *Riccia* cf. *sorocarpa*, sugiere ambientes acuáticos abiertos (van Geel *et al.* 1981); tipo T-3B o *Pleospora*, asociado a vegetación de turbosa relativamente seca; y los tipos 172, 174 y 731, relacionados con el desarrollo de condiciones mesotróficas.

La proporción de polen arbóreo/no arbóreo (AP/NAP) refleja la existencia de un paisaje muy abierto

que sugiere unas condiciones ambientales severas, lo que pudo determinar la ausencia de taxones arbustivos en el registro. Entre los herbáceos, el predominio de Chenopodiaceae y Asteraceae es claramente indicativo de condiciones secas, que junto a la existencia de *Plantago lanceolata* y elementos no polínicos tipo 172, 174 y 731 nos permite inferir condiciones ambientales mesotróficas y suelos nitrificados probablemente por la presencia de grandes mamíferos (fuente de nitrógeno) en el territorio (Behre 1981, de Bolos *et al.* 1993, López Sáez *et al.* 2003). La presencia de taxones arbóreos mesófilos como *Castanea* y *Juglans* son significativos, indicando un cierto grado de humedad, así como ambientes acuáticos (cursos de aguas) por elementos como *Alnus*, Cyperaceae y *Alisma*.

Analizando la evolución de los espectros polínicos (Figs. 2 y 3), se observa una pérdida de diversidad anterior y posterior a 44,5 ka cal BP, principalmente debido a la falta de taxones acuáticos y arbóreos en la

muestra C-RXD-1 y reducción de taxones herbáceos en la muestra C-RDX-3. Las características más relevantes de cada muestra se resumen a continuación:

- **C RDX-1** (Área de bisonte): el análisis de polen evidencia la presencia de un paisaje estepario sin árboles. El predominio de *Chenopodiaceae* y la ausencia de taxones acuáticos, indican condiciones muy secas, lo que a su vez explicaría la baja diversidad.

- **C RDX-2** (Área de rinoceronte): el espectro de polen refleja la existencia de taxones arbóreos mesófilos cerca del sitio, que sería indicativo de condiciones algo más templadas y de mayor disponibilidad de agua, evidenciada también por la presencia de taxones acuáticos y *Riccia*. Sin embargo, el predominio y la naturaleza de los taxones herbáceos indican condiciones climáticas poco favorables, aunque no muy extremas. Por otro lado, la presencia de *Plantago lanceolata* y los tipos de NPP meso-eutróficas, es consistente con la presencia de grandes mamíferos, en un entorno que actúa como una trampa natural para dicha fauna, como indica la inusual buena conservación de los huesos y la falta de marcas producidas por dientes carnívoros o herramientas humanas en estos niveles. Fósiles de rinoceronte lanudo, renos, y bisontes de estepa son indicativos de dichas condiciones frías. Cronológicamente, el ensamblaje coincide con el episodio en el que la mayor concentración de *Coelodonta antiquitatis* ibéricas y es coincidente con la máxima expansión registrada de la fauna de mamuts en el sur de Eurasia. Desde esta perspectiva, puede ser inferido que el entorno actuó como área de refugio, por lo menos hasta 44,5 ka cal BP. Estos datos confirman los obtenidos en la Cueva de Esquilieu (ubicada a 40 km al SE de la cueva de estudio) donde una inestabilidad climática y un aumento de las precipitaciones con una humedad ambiental relativamente alta antes de 40 ka. BP, permitiría la presencia esporádica y discontinua de taxones mesófilos (Uzquiano *et al.* 2012).

- **C RDX-3** (Área de hiena): el bajo número de taxones identificados en esta muestra ha impedido realizar una representación porcentual, así como evaluar la estructura de la vegetación. Sin embargo, a pesar de la

dificultad que conlleva una interpretación basada únicamente en presencias, las causas de la mala conservación del contenido polínico y sus connotaciones paleoambientales pueden ser estimadas. La escasez de polen puede ser el resultado de una mala conservación, lavado de sedimentos o expresión de un cubierta vegetal empobrecida. La permanencia de *Chenopodiaceae*, elemento dominante en toda la secuencia, podría interpretarse como indicativo de condiciones secas que provocarían la desaparición de *Castanea* y *Juglans*. Sin embargo, la aparición de *Pinus* se puede interpretar como representante arbóreo de formaciones muy reducidas. La presencia de *Alnus* podría explicarse como un indicativo de vegetación local asociada con una disminución del caudal del río. Alrededor del 37 ka cal BP, se observa un aumento de la aridez.

Desde un punto de vista biogeográfico, este sitio se ubica en la zona Cantábrica, la región ibérica donde la mayor parte de la *Coelodonta antiquitatis* y *Rangifer tarandus* están documentadas. La presencia de estos taxones adaptados al frío ibérico peninsular, se correlaciona con períodos de clima extremadamente seco y frío, documentados en registros terrestres y marinos de yacimientos ibéricos, así como con fases climáticas frías registrados en núcleos de hielo de Groenlandia (Alvarez-Lao & García, 2011, 2012). Estas condiciones climáticas secas y frías, probablemente relacionadas con condiciones periglaciares, tuvo lugar al comienzo del retroceso de los glaciares de la Cordillera Cantábrica tras el último máximo glaciar local que representa un cambio climático regional significativo.

Ambientalmente, bisontes esteparios, rinocerontes lanudos y renos son indicativos de paisajes abiertos y secos, que concuerdan con el espectro polínico, reflejado por las fluctuaciones de un paisaje abierto estepario con elementos herbáceos xéricos. Mientras que la señal de polen arbóreo del bosque mesófilo implica transporte de larga distancia desde un área refugio.

Más información

Álvarez-Lao *et al.* (2015)



SALADA DE MEDIANA

Depresión del Ebro, Zaragoza
Pleistoceno final – Holoceno (13160-1640 cal BP)

La Salada de Mediana de Aragón (41° 30' 06" N, 00° 44' 00" O; 350 m s.n.m.), se localiza 20 km al sureste de Zaragoza, en pleno centro de la Depresión del Ebro, sobre yesos miocenos. Con una superficie de 14 ha, durante la mayor parte del año no presenta lámina de agua y se observa en ella una pátina de relucientes precipitaciones químicas de sales que le confieren un característico color blanco (Fig. 1).

El sector central del Valle del Ebro es la región semiárida más septentrional de Europa y se caracteriza por tener un clima mediterráneo de gran influencia continental, con veranos muy cálidos (temperatura media de julio 24° C), inviernos fríos (temperatura media de enero 6° C) y secos, con una precipitación media anual de 300-320 mm y 1194 mm de evapotranspiración. Esta climatología, unida al sustrato yesífero de la región provoca una endemicidad vegetal muy elevada. Así, de los 630 taxones existentes en Monegros, en un ambiente parecido al de la Salada de Mediana, el

8% corresponde a endemismos ibéricos, de los que 13 especies son endémicas locales. En general, el paisaje vegetal actual es una estepa mayoritariamente dedicada a la agricultura, con una cobertura vegetal inferior al 50%, en la que sólo se observan rodales aislados con *Pinus halepensis*, *Quercus coccifera*, *Juniperus oxycedrus*, *Juniperus thurifera*, *Rhamnus lycioides*, *Ephedra fragilis*, *Rosmarinus officinalis* y *Retama sphaerocarpa*, entre otras especies. Alrededor de la Salada de Mediana se desarrollan comunidades de halófitas con *Salicornia* y otras especies de la asociación *Suaedetum brevifoliae* (Fig. 2).

En agosto de 1996 se obtuvieron mediante una sonda de tipo Livingstone, dos testigos de 165 cm de longitud aproximadamente en el centro de la salada. Tras la descripción basada en el color, litología y estructuras sedimentarias principalmente, se muestreó cada 1 cm para análisis de materia orgánica, carbonato, composición isotópica y cianobacterias, y cada 1,5 cm



Figura 1. Toma de muestras en Salada de Mediana con su característica costra blanca de sales (Foto: Penélope Gozáñez-Sampérez)

Tabla 1. Dataciones radiocarbónicas obtenidas en el sondeo de la Salada de Mediana

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP	Método
OS-16717	4.5-5.5	1710 ± 35	1640	AMS
NSRL-10586	28.0-29.5	12400 ± 110	14620	AMS
OS-14932	50.0-51.0	10850 ± 200	12810	AMS
OS-22658	89.5-91.0	10350 ± 65	12270	AMS
NSRL-10588	132.5-135.0	17300 ± 130	20770	AMS
NSRL-10589	146.5-148.0	11250 ± 60	13160	AMS

para análisis polínico (Valero-Garcés *et al.* 2000). El total de muestras obtenidas fue de 97 y varias de ellas sirvieron para obtener dataciones por AMS dada la inexistencia de materia orgánica suficiente para una datación radiocarbónica habitual (Tabla 1). El modelo de edad conseguido, no obstante, presenta varias fechas invertidas que impiden una adscripción cronológica precisa para las fluctuaciones observadas. Sí se puede afirmar con seguridad que la mayor parte de la secuencia registra el final del último periodo glacial, y que tras un largo hiato que cubre la mayor parte del Holoceno, la parte superior del sondeo corresponde al Holoceno reciente.

El análisis polínico de la Salada de Mediana diferencia varios períodos que vendrían marcados principalmente por las fluctuaciones de humedad, permitiendo abogar

por una situación muy diferente a la actual en determinados momentos de su historia. Se aprecia, en general, un dominio continuado del estrato arbóreo y arbustivo, lo cual llama la atención ante la situación actual de la región. Para la representación gráfica (Fig. 3) se optó por asumir que *Pinus* y *Chenopodiaceae* estaban sobrerrepresentados. El registro sugiere el desarrollo de bosques de *Pinus*, *Quercus* perennifolia y *Juniperus* más o menos importantes en la cubeta central del Ebro, con muy pocos cambios a lo largo del registro. Más sensibles a pequeñas fluctuaciones se muestran las comunidades relacionadas directamente con la disponibilidad hídrica: árboles caducifolios y plantas acuáticas. La presencia en determinados momentos de *Ruppia*, *Potamogeton* y *Myriophyllum*, en paralelo al desarrollo de *Corylus*, *Quercus* y otros caducifolios (*Alnus*, *Ulmus* y *Salix*), debe relacionarse con una humedad efectiva muy diferente a la actual (lámina de agua permanente) y con la existencia de refugios de vegetación en la región (González-Sampérez *et al.* 2004). Al menos hasta el Tardiglacial, se podría hablar del centro del valle del Ebro, probablemente junto a las vegas de los ríos y en barrancos húmedos, como de un importante núcleo de refugios de vegetación. La evolución de la vegetación, en la que se alternan episodios húmedos con el desarrollo de caducifolios y plantas acuáticas, con otros áridos en los que las *Chenopodiaceae* invadirían la superficie desecada de la salada, parece reflejar la alta variabilidad climática (cambios

**Figura 2.** Imagen de formaciones de *Chenopodiaceae* sobre la superficie de la Salada de Mediana (Foto: Penélope Gozáñez-Sampérez)

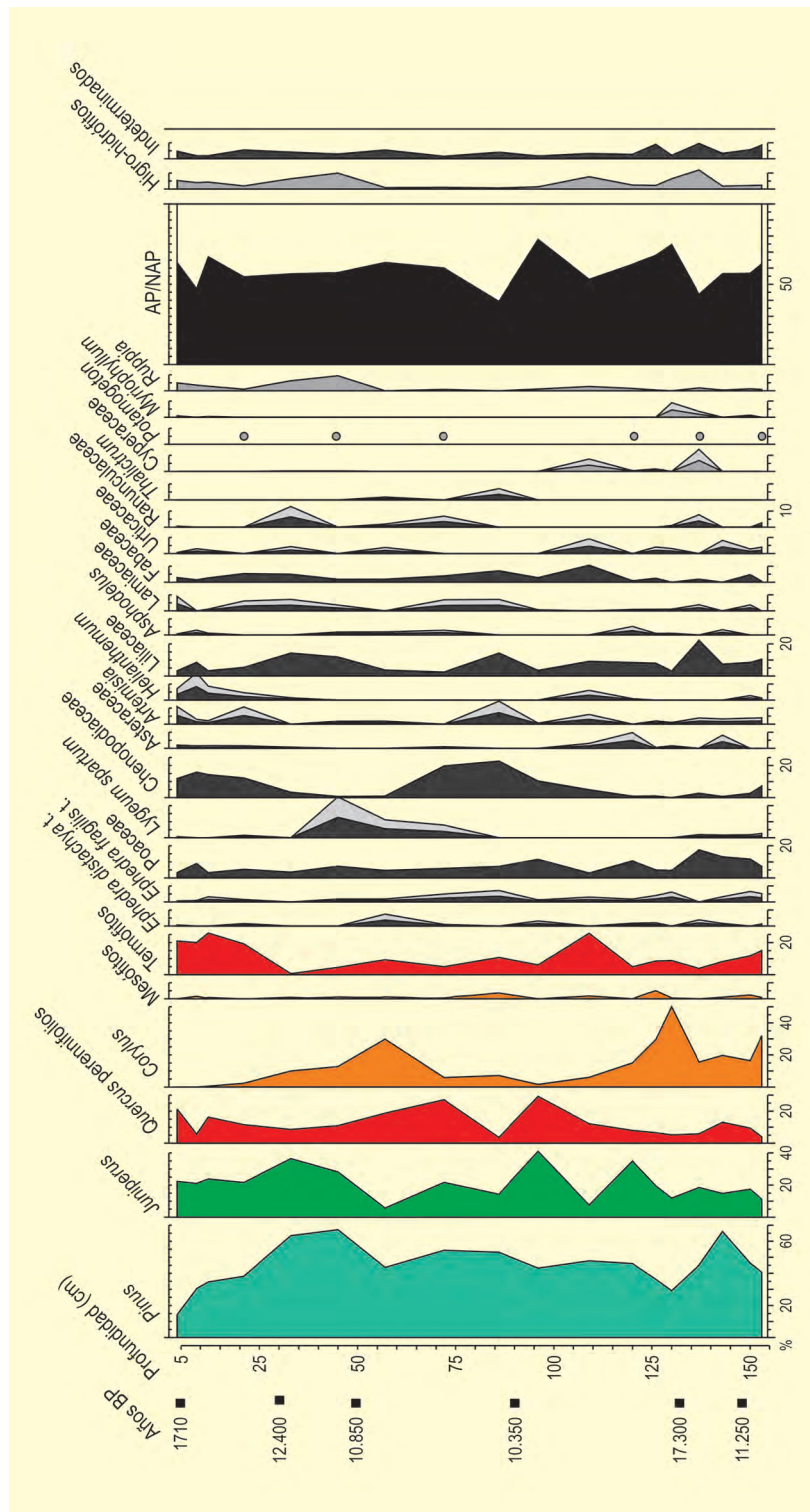


Figura 3. Diagrama polínico de Salada de Mediana. Recibujado de González-Sámpériz et al. (2004)

abruptos) que caracteriza el periodo del Tardiglacial, pero las imprecisiones cronológicas no permiten una identificación directa de los distintos cambios.

Más información

Valero-Garcés et al. (2000), González-Sampériz et al. (2004)



SALINES

Alt Vinalopó, Salines, Alicante
Pleistoceno final – Holoceno (>50000-2960 años cal BP)

La laguna salina y efímera de Salines se encuentra situada en el término municipal del mismo nombre (38° 30' 02" N, 00° 53' 18" O; 475 m s.n.m.). Se trata de una laguna endorreica que a lo largo de la historia ha sufrido remodelaciones, a fin de que no se inundara la población ubicada en su ribera. Canales de drenaje y pozos para la extracción de agua son los causantes de que esté prácticamente desecada.

El clima de la zona es de tipo mediterráneo xérico, continental, siendo la temperatura media anual de 14 °C, con abruptas fluctuaciones diarias y estacionales. Las precipitaciones son de unos 350 mm anuales, mientras que en la laguna la evapotranspiración se sitúa alrededor de 1500 mm anuales.

La vegetación actual de la zona está muy degradada por la presión antrópica. Sin embargo, según los bioclimas dominantes en la zona, hoy en día tampoco sería posible la formación de bosques densos. Así, el paisaje vegetal actual consiste básicamente en formaciones arbustivas, con algunas manchas de bosque en los cerros que enmarcan esta laguna. Los árboles más frecuentes son *Quercus ilex*, *Q. coccifera*, *Pinus halepensis*, *P. pinea*, *P. pinaster*, *Juniperus oxycedrus*, *J. phoenicea* y *Rhamnus oleoides*. En cuanto a los arbustos, son habituales *Pistacia terebinthus*, *Daphne gnidium*, *Rosmarinus officinalis*, *Thymus vulgaris*, *Stipa tenacissima* y el endémico *Tetraclinis articulata*.

Los resultados que presentamos a continuación se basan en muestras analizadas de tres sondeos distintos, extraídos en enero de 1993. Estos sondeos fueron correlacionados litológicamente, ya que la recuperación de los testigos sedimentarios no pudo ser continua en cada uno de ellos. Según las dataciones de radiocarbono y paleomagnetismo (tabla 1, la misma que en la edición anterior) la secuencia cubre más de 130 ka. A lo largo de todo este tiempo la ve-



Figura 1. Sondeo de Salines (Alicante) en 1993 (Foto: S. Giralt)

getación ha evolucionado al ritmo de las oscilaciones climáticas del último ciclo interglacial-glacial (Fig. 3).

Durante el estadal frío OIS 6, la vegetación predominante estaba compuesta por coníferas (*Pinus*, Cupresaceae), aunque acompañadas por algunas especies leñosas de angiospermas (*Quercus* perennifolios, *Olea-Phillyrea*, *Pistacia*, *Coriaria*). A nivel local, dominaban las condiciones de salinidad (*Chenopodiaceae*, *Artemisia* y *Ruppia*).

La siguiente zona se asocia con la primera fase (OIS 5e) del último interglacial, durante la cual las angiospermas forestales son más abundantes que las conife-

Tabla 1. Dataciones obtenidas y correlaciones en los sondeos de la Laguna de Salines

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP	Material	Sondeo	Método
Beta-72194	88	2830 ±60	2960 ±82	polen	SAL-1	AMS
Beta-67373	165	7400 ±60	8242 ±68	polen	SAL-2	AMS
Beta-70900	175	7660 ±50	8469 ±49	carbón	SAL-2	AMS
Beta-62417	271	8570 ±70	9567 ±59	madera	SAL-3	AMS
Beta-67374	344	8800 ±60	9883 ±159	polen	SAL-1	AMS
Beta-70899	430	10.120 ±60	11.722 ±205	carbón	SAL-1	AMS
Beta-90850	510	11.500 ±110	13.398 ±145	polen	SAL-2	AMS
ICTJA	800	<i>Mono Lake</i>	~ 35.000	sedimento	SAL-1	Paleomagnetismo
AA-21055	870	24.590 ±250	29.440 ±547	polen	SAL-1	¹⁴ C AMS
ICTJA	1100	<i>Laschamp</i>	~ 41.000	sedimento	SAL-1	Paleomagnetismo
Beta-72195	1212	>52.800	-	madera	SAL-2	¹⁴ C AMS
ICTJA	1500	<i>Blake</i>	115.000	sedimento	SAL-1	Paleomagnetismo
Beta-62416	1713	>50.500	-	madera	SAL-1	¹⁴ C AMS

ras, aunque no llegan a alcanzar valores importantes (30 % de AP, excluidas coníferas). Por otro lado, se observa un mayor nivel de precipitaciones que en la fase anterior (aumentan los árboles mesófilos, Poaceae e higro-hidrófitas), tanto a nivel local como en las montañas (valores significativos de *Betula*). Localmente, las quenopodiáceas son dominantes. En las siguientes fases del complejo OIS 5 se reducen las quercíneas y aumentan los pinos, dominando ahora *Artemisia* a Chenopodiaceae. La falta de resolución cronoestratigráfica impide alcanzar información más detallada sobre los episodios 5d, 5c, 5b y 5a. A continuación, durante el estadal OIS 4 siguen dominando *Pinus* y *Artemisia*, manteniéndose la presencia de árboles y arbustos, característicamente *Cistus*.

El siguiente período correspondería al interestadial OIS 3, siendo baja la resolución de la secuencia en este tramo. Se manifiestan tres fases posiblemente interestadiales entre las dataciones de *Laschamp* y *Mono Lake*, caracterizadas por suaves aumentos de AP y taxones mesotermófilos (*Quercus* y *Olea-Phillyrea*), aunque quienes dominan el paisaje son las coníferas (*Pinus* y Cupressaceae). A continuación, la principal característica del Máximo Glacial (OIS 2) es la esterilidad polínica, ya que no hay datos hasta el final de este período a partir de 13500 años.

Así, entre 550 y 150 cm de profundidad (13500-8000 años cal. BP) se ha dibujado un diagrama específico para esta zona de alta resolución (Figs. 4 y 5). La base



Figura 2. Vista general de la Laguna de Salines (Alicante) en 1993 (Foto izq.: Santiago Giralto) y actualmente (Foto dch.: Quico Burjachs)

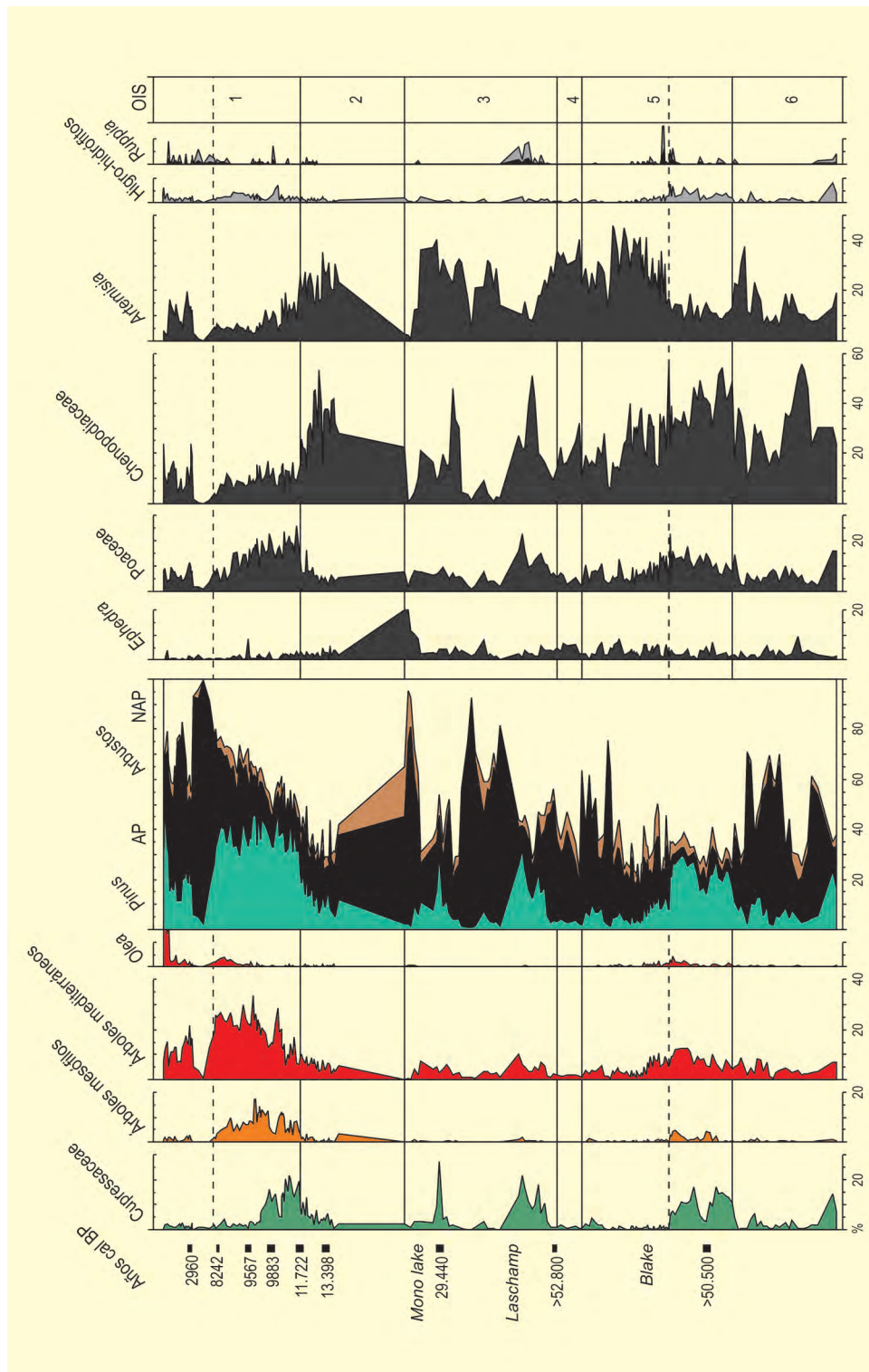


Figura 3. Diagrama polínico de taxones seleccionados de la Laguna de Salines, Alicante. Redibujado de Burjachs et al. (2007), Burjachs (2009)

del diagrama corresponde a periodos estadiales e interestadiales de finales del Tardiglacial. La flora de las cronozonas GI-1c1, GI-1b, GI-1a and GS-1 (Dryas reciente) muestra una tendencia a la reforestación (porcentajes del AP en aumento), aunque aún con dominancia pleistocena del pino. El paisaje vegetal en esta época es semiabierto (~50 % AP) para las fases de aumento

térmico, y estepario para las frías, con abundancia de *Ephedra*, *Cistaceae*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae* y *Asteraceae*. Cabe observar la subdivisión del Dryas reciente en dos fases, marcando su transición un momentáneo descenso de las Cupresáceas, de manera que en la fase más reciente se observa el inicio del descenso de *Chenopodiaceae* y *Artemisia* y, por el contra-

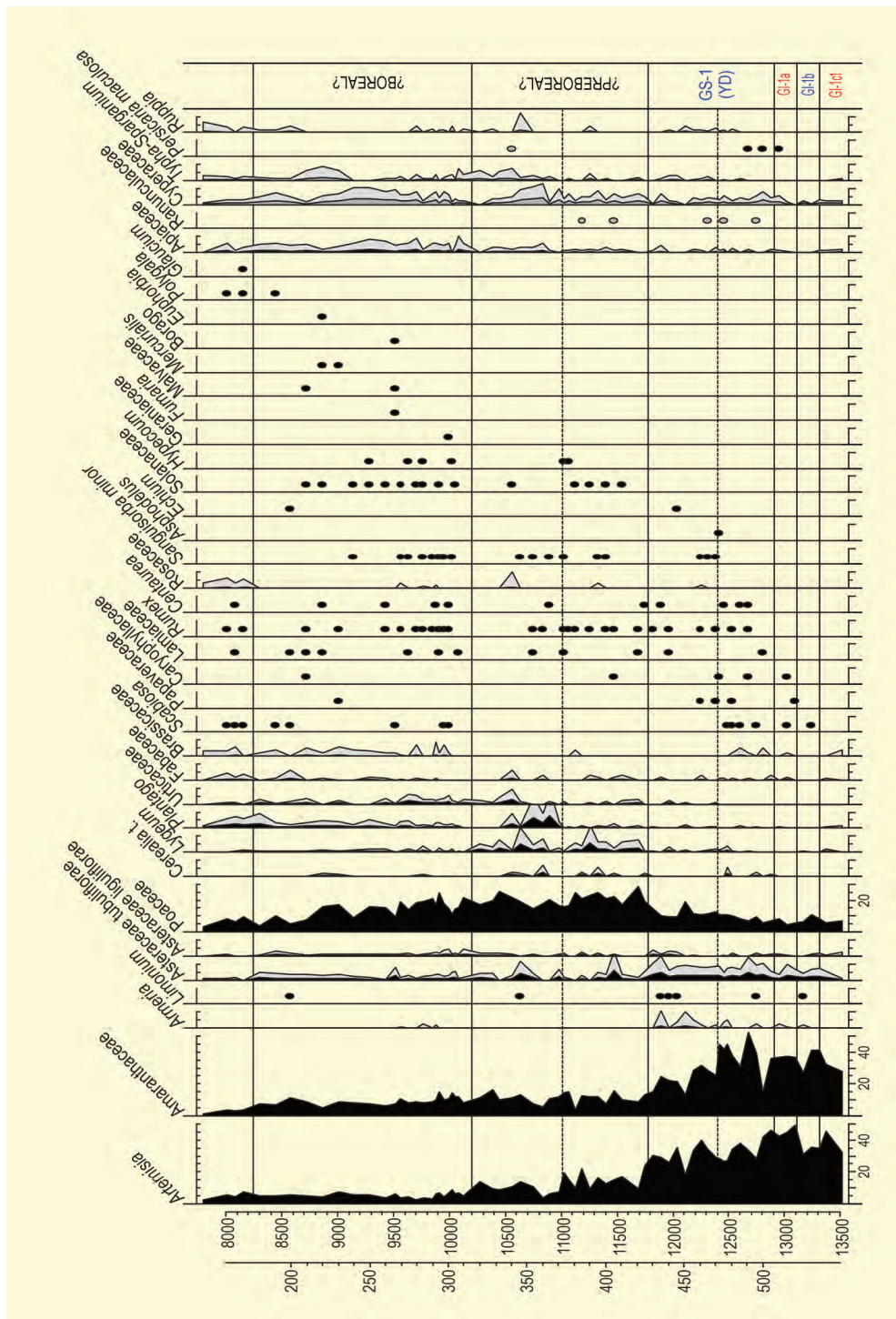


Figura 5. Diagrama polínico de taxones no arbóreos (NAP) seleccionados de la Laguna de Salines, Alicante. Redibujado de Burjachs et al. (2016)

ceae y Chenopodiaceae). Sin embargo, otros taxones arbustivos o herbáceos mantienen sus valores (el tipo *Ephedra fragilis*, Cistaceae) o los aumentan (*Pistacia*, Poaceae, *Lygeum*, *Plantago*).

La parte superior del diagrama (Boreal) se caracteriza por la instalación del bosque mediterráneo, alcanzándose un 80 % de AP. Taxones esteparios y cupresáceas

disminuyen en mucho sus valores, mientras árboles y arbustos termófilos (*Quercus perennifolia*, *Olea-Phillyrea*, *Pistacia*, *Viburnum*) los aumentan. Cabe remarcar el ligero aumento de *Corylus*, así como la reexpansión de *Pinus*, después de su retroceso durante el Preboreal.

Finalmente, después de un hiato polínico y baja tasa de sedimentación entre 8000 y 3000 años cal BP, el-

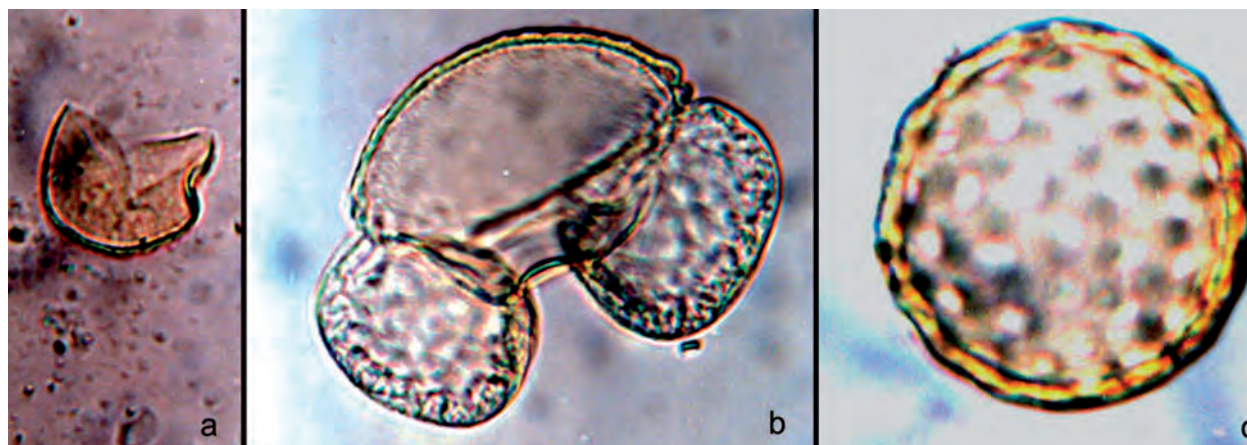


Figura 6. Palinomorfos a MO (45x) de Cupressaceae, Pinaceae y Chenopodiaceae (Fotos: Mercedes García-Antón)

gistro polínico vuelve a reiniciarse (Fig. 3). Así, durante estos últimos tres milenios han dominado los pinares, pasando *Erica* a prevalecer en el estrato arbustivo.

En definitiva, se trata de una de las escasas largas secuencias con que contamos para analizar la evolución de la flora en la Península ibérica durante el último ciclo interglacial-glacial. No obstante, cabe señalar la exis-

tencia de hiatos polínicos a lo largo de esta secuencia, los cuales coinciden con períodos áridos del sureste peninsular.

Más información

Julià *et al.* (1994a, b), Burjachs *et al.* (1997), Giralt *et al.* (1999), Burjachs (2009), Carrión *et al.* (2013), Burjachs *et al.* (2016)



SAN JUAN DE MOZARRIFAR

Río Gállego, Zaragoza
Pleistoceno superior (>28000 años BP)

La paleoturbera de San Juan de Mozarrifar está situada en los depósitos cuaternarios del curso bajo del río Gállego, afluente del río Ebro, en las cercanías de la ciudad de Zaragoza ($41^{\circ} 42' 55''$ N, $00^{\circ} 49' 47''$ O; 220 m s.n.m.). La sedimentación de terrazas fluviales en la zona ha estado influida durante el Cuaternario por los procesos de subsidencia y colapsos en los yesos miocenos del sustrato. Tras las crecidas de 1996, se observaron en la incisión fluvial del río Gállego una serie de paleodepresiones que contenían niveles de turba (Fig. 1). Uno de estos rellenos, el denominado Turbera I de San Juan de Mozarrifar, fue objeto de estudio por presentar un corte muy completo, que permitió reconstruir la geometría sedimentaria de esta depresión, mostrando una disposición en abanico de capas, como corresponde a un ambiente de suave subsidencia sin-sedimentaria (Valero-Garcés *et al.* 2004, González-Sampériz *et al.* 2005).

El clima actual de esta zona es de tipo mediterráneo semiárido (320 mm, 15° C media anual). La vegetación del sector central del Valle del Ebro es una estepa donde incluso la vegetación riparia está prácticamente desaparecida por explotaciones agrícolas que cubren la mayor parte del territorio, conservándose únicamente rodales aislados de vegetación con *Pinus halepensis*, *Quercus coccifera*, *Juniperus oxycedrus*, *Juniperus thurifera*, *Rhamnus lycioides* y *Rosmarinus officinalis* mayoritariamente.

La breve duración del periodo en que estuvo expuesto este depósito obligó a realizar un muestreo palinológico subsuperficial en horizontal de los principales niveles sedimentarios identificados. Entre los resultados obtenidos, destaca el elevado porcentaje de Chenopodiaceae, así como *Pinus* y *Juniperus* como elementos arbóreos dominantes, aunque muy



Figura 1. Río Gállego mostrando paleodepresiones con niveles turbosos (Foto: Penélope Gozáñez-Sampériz)

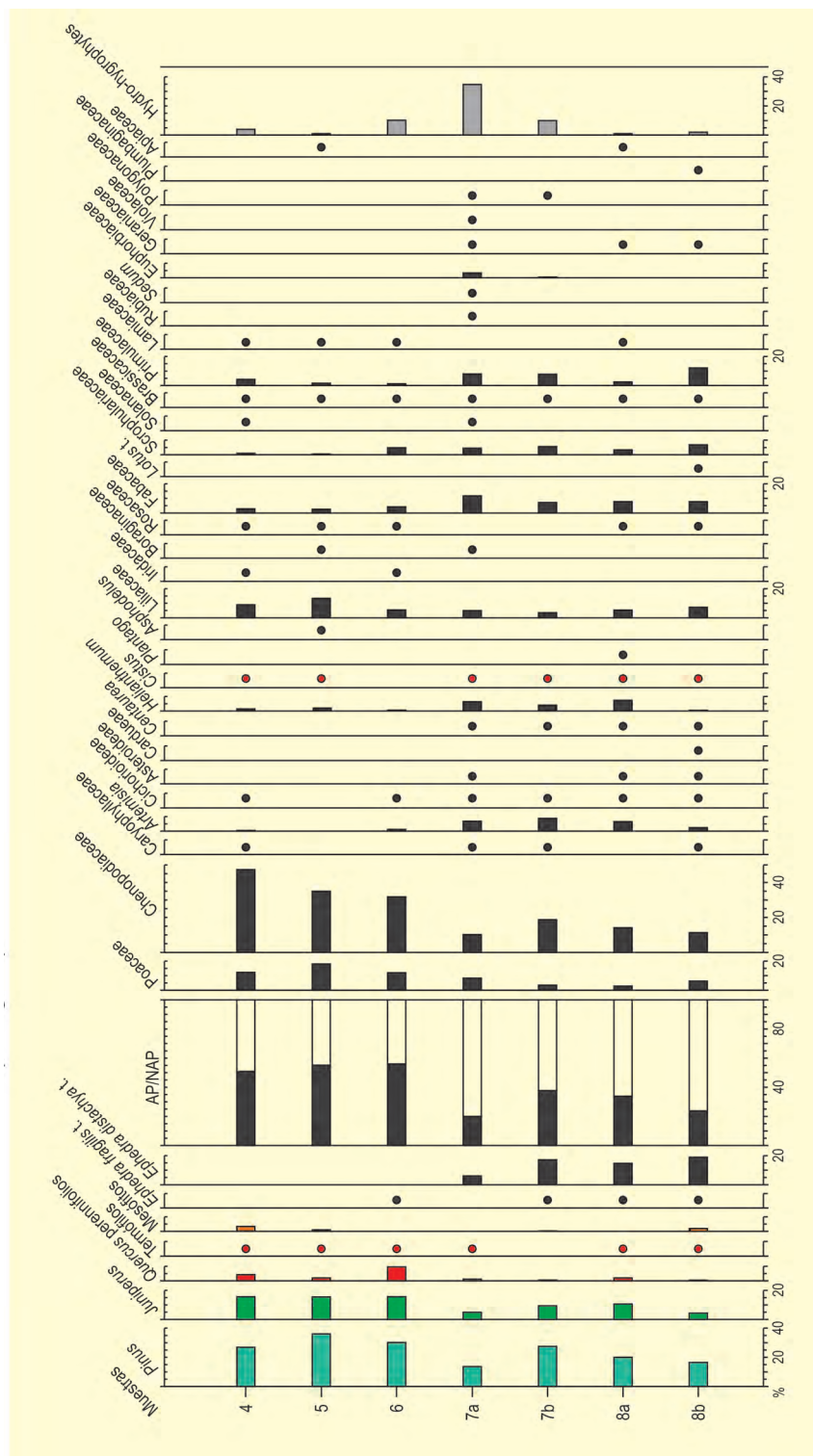


Figura 2. Histograma polínico del depósito turbera I de San Juan de Mozarrifar. Redibujado de González-Sampérez et al. (2005)

alejados de las proporciones de las herbáceas (Fig. 2).

Otros taxones destacables, principalmente en las muestras superiores, son *Artemisia* y *Ephedra distachya*. Los escasos datos recogidos reflejan una marcada

aridez atendiendo a los elevados porcentajes de xerófitas (*Chenopodiaceae*, *Helianthemum*, *Artemisia*, *Ephedra distachya* t. y *Ephedra fragilis* t.) y la escasa proporción AP/NAP (Fig. 3). Se observan, sin embargo, fluctuaciones hidrológicas que alternan momentos de

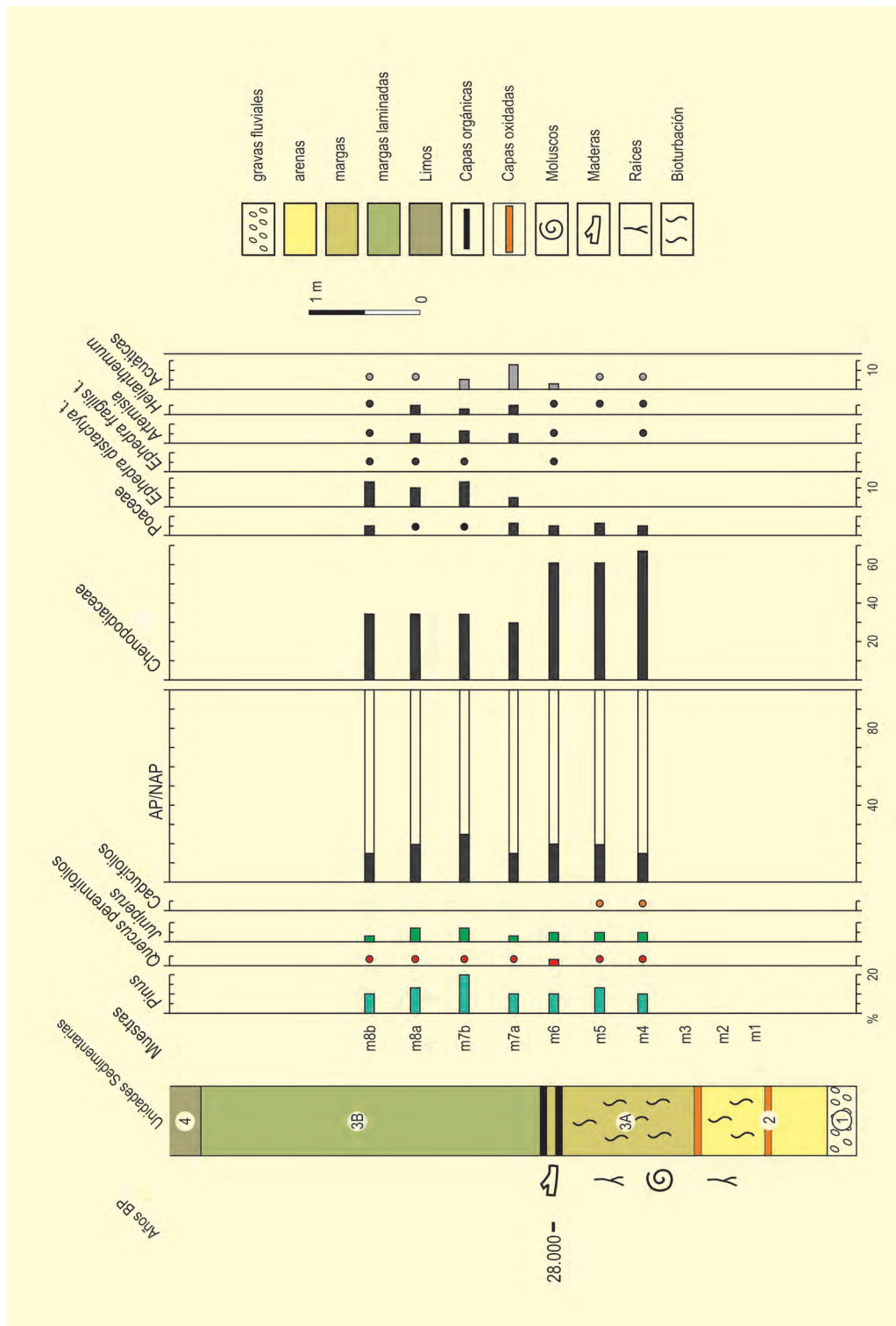


Figura 3. Esquema sedimentario del depósito de San Juan de Mozarrifar con la localización de las muestras de polen y algunos resultados de las mismas. Redibujado de Valero-Garcés et al. (2004)

inundación (presencia de *Potamogeton*) con otros de exposición aérea (expansión de *Chenopodiaceae*) en la llanura del Gállego, donde se localizarían este tipo de depósitos.

En la base del histograma se registran algunos granos aislados de *Salix*, *Alnus*, *Corylus*, *Viburnum*, *Hedera helix*, *Quercus ilex-coccifera*, *Pistacia* y *Oleaceae*, indicando la existencia de áreas refugio próximas.

En resumen, el curso bajo del río Gállego funcionó como una amplia llanura de inundación, convertida localmente en área pantanosa, en la que se sucedieron distintas paleoturberas como la estudiada en San Juan de Mozarrifar, inundadas en pulsaciones por las aguas de fusión procedentes de los glaciares del Pirineo.

Las diferencias observadas en el estudio polínico apuntan que los grandes aportes de caudal serían inconstantes: períodos con máximos de *Chenopodiaceae* dejan paso a proporciones destacables de *Potamogeton*, en un entorno con árboles dispersos y abundantes plantas estépicas como *Ephedra*, *Artemisia*, *Helianthemum*, etc.

Cronológicamente, hablamos de un período impreciso pero anterior a 28000 años BP, y climáticamente se observan elevados índices de aridez, con importante estrés hídrico, al margen de estas avenidas fluviales. La aparición de determinados taxones arbóreos hoy inexistentes en el sector central de la depresión estaría determinada por la existencia de refugios en la zona.

Más información

Valero-Garcés *et al.* (2004), González-Sampériz *et al.* (2005)



SAN RAFAEL

Roquetas de Mar, Almería
Pleistoceno superior – Holoceno (20058-1393 años cal BP)

La secuencia de San Rafael (36° 46' 25" N, 02° 36' 05" O) está situada en la costa sur de Almería, en el municipio de Roquetas de Mar, próximo a la secuencia de este nombre. La zona, incluida en el Sistema Bético, se sitúa entre diversos macizos con cuencas neógenas y cuaternarias rellenas con materiales alóctonos desde el Mioceno hasta el Cuaternario. La llanura que se extiende a sus espaldas, el Campo de Dalías, es durante el Cuaternario una plataforma de abrasión marina que más tarde queda cubierta por aluviones procedentes de la Sierra de Gádor. Las temperaturas medias anuales oscilan alrededor de los 20 °C y la precipitación entre los 250 y los 300 mm anuales.

En el área litoral, en el piso climático termomediterráneo, se extienden hoy día comunidades arbustivas compuestas por *Maytenus senegalensis*, *Rhamnus lycioides*, *Chamaerops humilis*, *Periploca laevigata*, *Pistacia lentiscus* y *Olea europaea* var. *sylvestris*. En las áreas de bioclima semiárido, se desarrolla un matorral esclerófilo de *Pistacia lentiscus*, *Olea europaea* var. *sylvestris* y *Chamaerops humilis*, relegando a lugares más altos del interior la presencia ocasional de *Quercus rotundifolia*, con extensiones importantes de *Lavandula lanata* y *Thymus longifolius*.

La secuencia de San Rafael, obtenida sobre un testigo sedimentario de 18,60 m, es muy homogénea y se

compone básicamente de arcillas y limos más o menos orgánicos con un nivel turboso entre los 10,90 y los 11,90 m y un paquete de gravas y arenas en la base (Pantaleón-Cano 1998). Este testigo, que es el más completo de los recuperados en la zona, tiene un total de 6 dataciones (Tabla 1) que comprenden desde el Würm final (20058 años cal BP), situado en la base, hasta momentos subactuales y ha servido para establecer la zonación polínica del litoral almeriense a partir de 8 fases bien caracterizadas (Pantaleón-Cano 1998, Pantaleón-Cano *et al.* 1999, 2003).

Los registros más antiguos, aunque datados en el Pleniglacial superior, muestran un espectro polínico compuesto característicamente por *Olea*, *Quercus* perennifolios y caducifolios y *Pinus*, reflejando la existencia de un ambiente relativamente cálido y húmedo dominado por el componente termófilo, una notable presencia de elementos caducifolios y, a nivel local, el desarrollo de elementos higrófilos (Fig. 1). Tras un probable hiato sedimentario y durante un momento frío del Tardiglacial, la zona B se caracteriza por un descenso de los taxones arbóreos en favor de los heliófitos. Las zonas C y D, separadas de la anterior por la fecha 11685 años cal BP mantienen esta tendencia pero con el aumento importante de *Pseudoschizaea* que, junto a la expansión de taxones indicativos de procesos edáficos, indicaría un aumento de la erosión que acompaña

Tabla 1. Dataciones radiocarbónicas de la secuencia de San Rafael (Almería). La edad calibrada (CALIB 6.0, Stuiver *et al.* 2005) se ha tomado en el punto medio del intervalo de probabilidad (95,4%, 2 σ). Todas las dataciones se han realizado sobre muestras de sedimento orgánico. Pantaleón-Cano *et al.* (2003)

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP	Método
Beta-77645	245	1450 ± 80	1393	Convencional
Beta-77646	660	4430 ± 100	5078	Convencional
Beta-92461	1352	7100 ± 50	7925	Convencional
Beta-92462	1536	9250 ± 70	10416	AMS
Beta-95127	1700	9980 ± 60	11685	AMS
Beta-92463	1850	16860 ± 120	20058	AMS

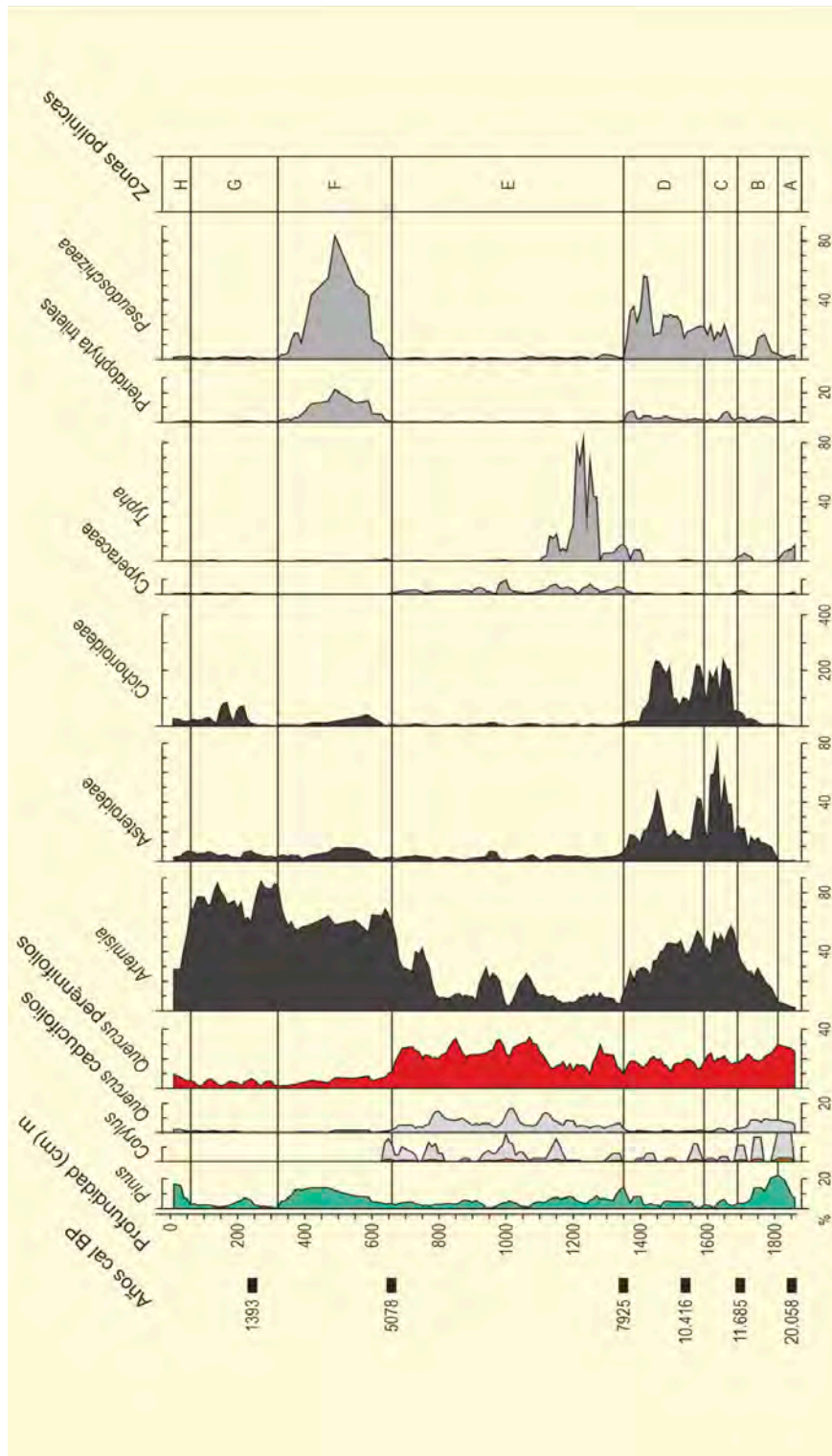


Figura 1. Diagrama polínico sintético de San Rafael. Redibujado de Pantaleón-Cano et al. (2003)

ría a la reducción de la cobertura vegetal del territorio en este momento. El periodo entre los 7925 y 5078 años cal BP correspondería a la zona E, que, en general, se ha dado en llamar Óptimo Holoceno. Durante este periodo, el componente estépico muestra un gran retroceso en relación al incremento del polen arbóreo y de diversos taxones arbustivos. Durante estos momentos, las comunidades arbustivas se desarrollarían ampliamente en las zonas bajas mientras que formaciones forestales de carácter mesófilo se extenderían en las áreas montañosas interiores.

A partir de la mitad del Holoceno, y durante la zona F, la situación cambia radicalmente con el establecimiento de unas condiciones ambientales esencialmente áridas y la instalación definitiva de las comunidades estépicas como elemento más característico del paisaje almeriense. El polen arbóreo muestra una gran disminución, con la práctica desaparición de *Quercus* caducifolios e importantes reducciones en la presencia de *Quercus* perennifolios y de *Olea*. Paralelamente, las frecuencias relativas de *Artemisia*, *Ephedra*, *Plantago* y *Asteraceae* experimentan importantes incrementos. *Pseudoschizaea* alcanza en este momento valores máximos.

Los espectros polínicos correspondientes a la parte final del Holoceno (zonas G y H) y ya coincidentes con la época medieval invierten la tendencia anterior, mostrando una cierta recuperación de las concentraciones polínicas paralela a la disminución de *Pseudoschizaea*. La gran abundancia de polen de *Chenopodiaceae* se relaciona con la formación de los cordones litorales halófilos que existen actualmente en las zonas estudiadas. Las diferencias respecto a la zona precedente deberían

considerarse probablemente como el resultado de cambios en el balance hídrico de los territorios estudiados y a la intervención humana sobre el medio, máxime cuando durante estos momentos existen indicadores tales como la expansión de *Olea* y otros taxones antrópicos que permitirían, por vez primera en las secuencias estudiadas, observar claramente elementos atribuibles a la existencia de las actividades de grupos humanos.

Por otro lado, la cuenca de Vera y el curso del Almanzora constituyen un importante foco cultural del Mediterráneo Occidental desde mediado el III milenio BC, en el que se constata el inicio de actividades metalúrgicas y el establecimiento de sistemas de irrigación. Dada esta intensa actividad antrópica, y cualquiera que fuese el patrón de explotación agrícola, sería lógico suponer que una economía basada en la agricultura, la metalurgia y la explotación ganadera debería dejar una marca claramente visible sobre el paisaje. A pesar de ello, tal y como sucede en otras zonas mediterráneas de similares características, esta actividad no queda reflejada en los diagramas polínicos hasta momentos históricos. En cualquier caso se constata la presencia de *Vitis* y el repunte de los valores de *Olea* coincidiendo con la disminución de la cobertura vegetal y la instauración de condiciones edáficas generalizadas. Los granos de polen de tipo cereal parece que tienen más que ver con los extensos cañizares locales que con la actividad cerealista, ya que están presentes desde la base de todas las secuencias de la zona (Yll *et al.* 1995, Pantaleón-Cano *et al.* 2003).

Más información

Yll *et al.* (1994, 1995, 1996, 1999, 2002), Pantaleón-Cano *et al.* (1999, 2003), Pantaleón-Cano (1998)



SANABRIA

Sierras de Segundera y Cabrera, Galende, Zamora
Pleistoceno final – Holoceno (18005 años cal BP – actualidad)

En el Parque Natural del Lago de Sanabria, al noroeste de la provincia de Zamora, se localizan un gran número de lagunas, en su mayoría de origen morrénico, cuyos sedimentos han facilitado el estudio paleoambiental de este territorio y noroeste peninsular. Entre ellas destaca el Lago de Sanabria, que da nombre al Parque y constituye el cuerpo de agua dulce de origen glaciar más importante de la Península Ibérica, originado por los procesos erosivos y sedimentarios del Pleistoceno que configuraron dicho paisaje. El substrato está constituido de rocas graníticas (gneis y granodioritas) y pizarras de origen paleozoico y de

gran resistencia a la erosión, en un terreno montañoso configurado por las sierras Segundera y Cabrera con cotas de 1000-2000 m s.n.m.

Esta región de Sanabria, se caracteriza por un clima de carácter atlántico, con valores medios anuales de 1402 mm de precipitación y 10 °C de temperatura. Este carácter climático viene condicionado por la topografía, pues en dirección al llano castellano-leonés (al este del lago) la altitud desciende y el régimen climático adquiere un carácter mediterráneo continental. Este hecho condiciona que en la región existan bosques de

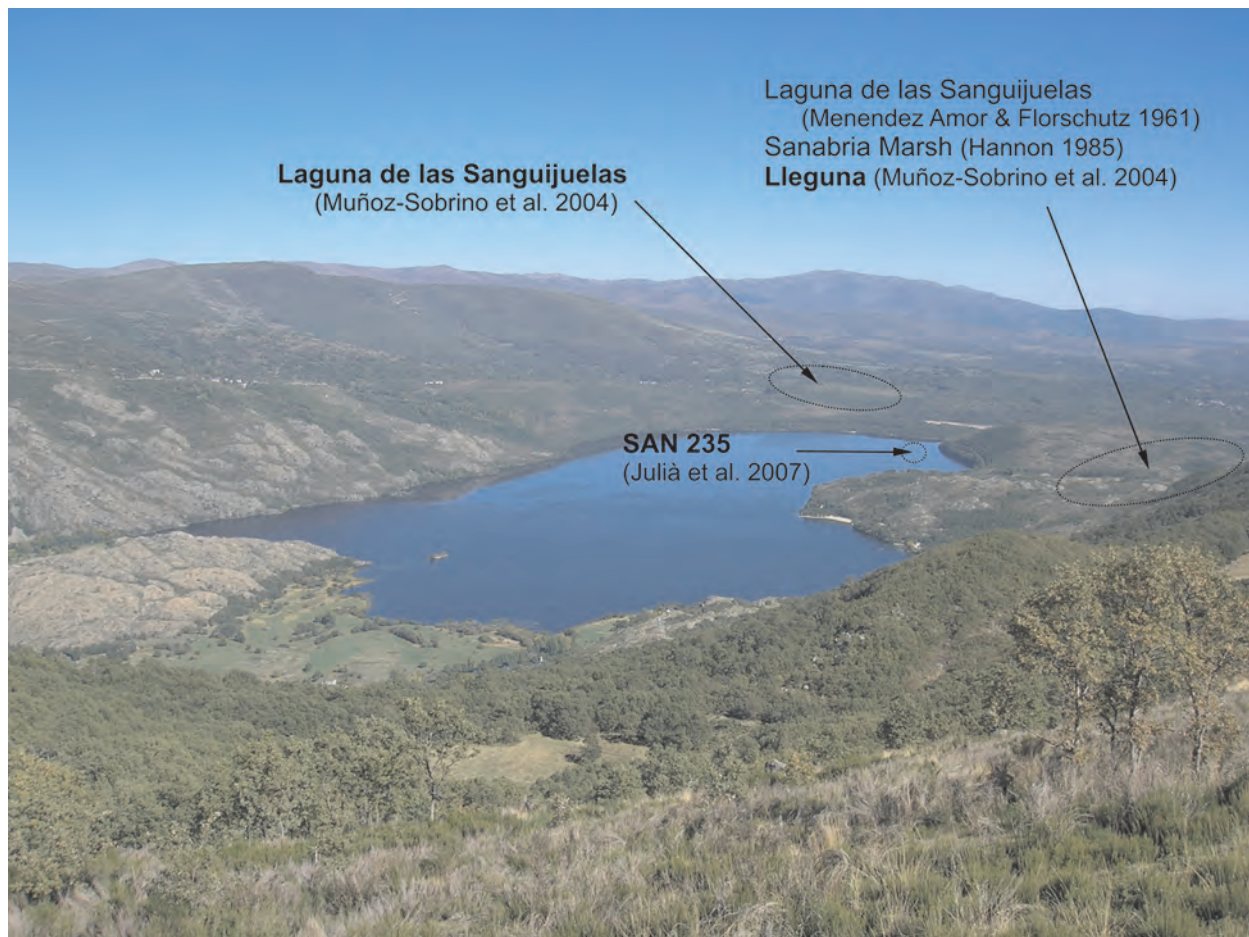


Figura 1. Situación de los distintos sondeos realizados en la cuenca del Lago de Sanabria (Foto: MA. Miguel López)

Tabla 1. Datos de radiocarbono de las secuencias estudiadas en Sanabria: Laguna de las Sanguijuelas y Lleguna (Muñoz-Sobrino *et al.* 2004) y SAN 235 (Julià *et al.* 2007)

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP*	Sondeos	Material
CSIC-1253	275-280	4072 ± 47	4574	Lleguna	Turba
GrN-22750	767,5-770	12.130 ± 130	14.006	Lleguna	Turba
J-0025	60-65	3050 ± 79	3250	L. de las Sanguijuelas	Turba
CSIC-1228	110-115	7603 ± 60	8408	L. de las Sanguijuelas	Turba
GrN-22759	245-250	14.780 ± 190	18.005	L. de las Sanguijuelas	Material turboso
Beta-139810	-	2360 ± 40	2398	SAN 235	Sedimento

Quercus rotundifolia (por debajo de los 1500 m de altitud), mientras que entre los 1500 m y la línea superior del bosque (1700 m), predominan formaciones supra-mediterráneas (*Quercus pyrenaica*, *Juniperus oxycedrus*, *Taxus baccata*, *Betula pubescens* subsp. *celtibérica* y *Corylus avellana*). Entre 1700 y 2000 m de altitud, dominan las formaciones de ericáceas (*Erica umbellata*, *Calluna vulgaris* y *Erica australis*, principalmente) con presencia de genisteas y *Juniperus communis* subsp. *nana*. Por encima de los 2000 m, se extienden los prados de alta montaña.

En este territorio se vienen realizando estudios paleoambientales desde mediados del siglo pasado. Menéndez-Amor & Florzchütz (1961) publican los primeros resultados a través del análisis polínico de tres secuencias: Laguna de La Roya y Laguna Cárdenas situadas en la convergencia de las Sierras de Cabrera y Segundera a 1500-1600 m s.n.m, con una cronología mayor a 7360 años BP y, Laguna de las Sanguijuelas al sur del Lago de Sanabria (8160-13700 años BP). Posteriormente Hannon (1985) y Turner & Hannon (1988) estudian la laguna denominada Sanabria Marsh también próxima al lago (Figs. 1 y 2), obteniendo un espectro polínico muy similar a la Laguna de las Sanguijuelas de Menéndez Amor & Florzchütz (1961) por su proximidad a la misma (700 m). En 1986 Watts publica una reconstrucción paleoclimática del noroeste de la Península Ibérica en base a los trabajos de Hannon (1985) en Sanabria Marsh y McKeever (1984) en Lago de Ajo. Con Allen *et al.* (1996) se vuelve a estudiar la Laguna de La Roya, realizándose para este territorio nuevas reconstrucciones paleoambientales que cubren desde el Tardiglacial (14559 años BP) hasta la actualidad.

Muñoz-Sobrino *et al.* (2004) publican dos nuevas secuencias polínicas: Lleguna (con una cronología en

torno a 12130 años BP, Figs. 1 y 4), localizada al sur del Lago de Sanabria, y que por su situación geográfica corresponde a las mismas turberas estudiadas por Menéndez Amor & Florzchütz (1961) y Hannon (1985). La otra secuencia estudiada por el equipo de Muñoz-Sobrino *et al.* (2004) es la Laguna de las Sanguijuelas (14780 años BP) (Figs. 1 y 5), se trata de un registro distinto al nombrado erróneamente con el mismo nombre por Menéndez-Amor & Florzchütz (1961), ya que ésta se sitúa al sur del lago de Sanabria y no al noreste donde se localiza la verdadera laguna de las Sanguijuelas (Fig. 1).

Finalmente, Julià *et al.* (2007) realizan el estudio polínico del sondeo SAN235 (Figs. 1 y 8), uno de los seis sondeos sedimentológicos que se llevaron a cabo en torno al propio lago de Sanabria (Luque, 2003).

LLEGUNA

El registro de Lleguna (Fig. 4) tiene una potencia de 865 cm, y está constituido por arcillas en la parte inferior, depósitos orgánicos con arcillas en la parte central y turba en los últimos dos metros superiores. Según los datos de radiocarbono cubre desde el Tardiglacial al Holoceno (12130-4072 años BP, Tabla 1).

Su espectro polínico es muy similar a Sanabria Marsh (Hannon 1985) (Fig. 2) y Laguna de las Sanguijuelas (Menéndez-Amor & Florzchütz 1961), evidentemente por la proximidad entre los distintos sondeos. Comienza con un paisaje abierto poco arbolado, dominado por gramíneas y *Artemisia*, junto a compuestas Asteroideae y arbustos (*Erica*, *Calluna* y Cistaceae) (zonas polínicas 1-3 de Lleguna, zonas polínicas 6-7 de Sanabria Marsh), mientras que la baja representación de AP está configurada fundamentalmente por *Pinus sylvestris*, junto a la presencia puntual de *Quercus*

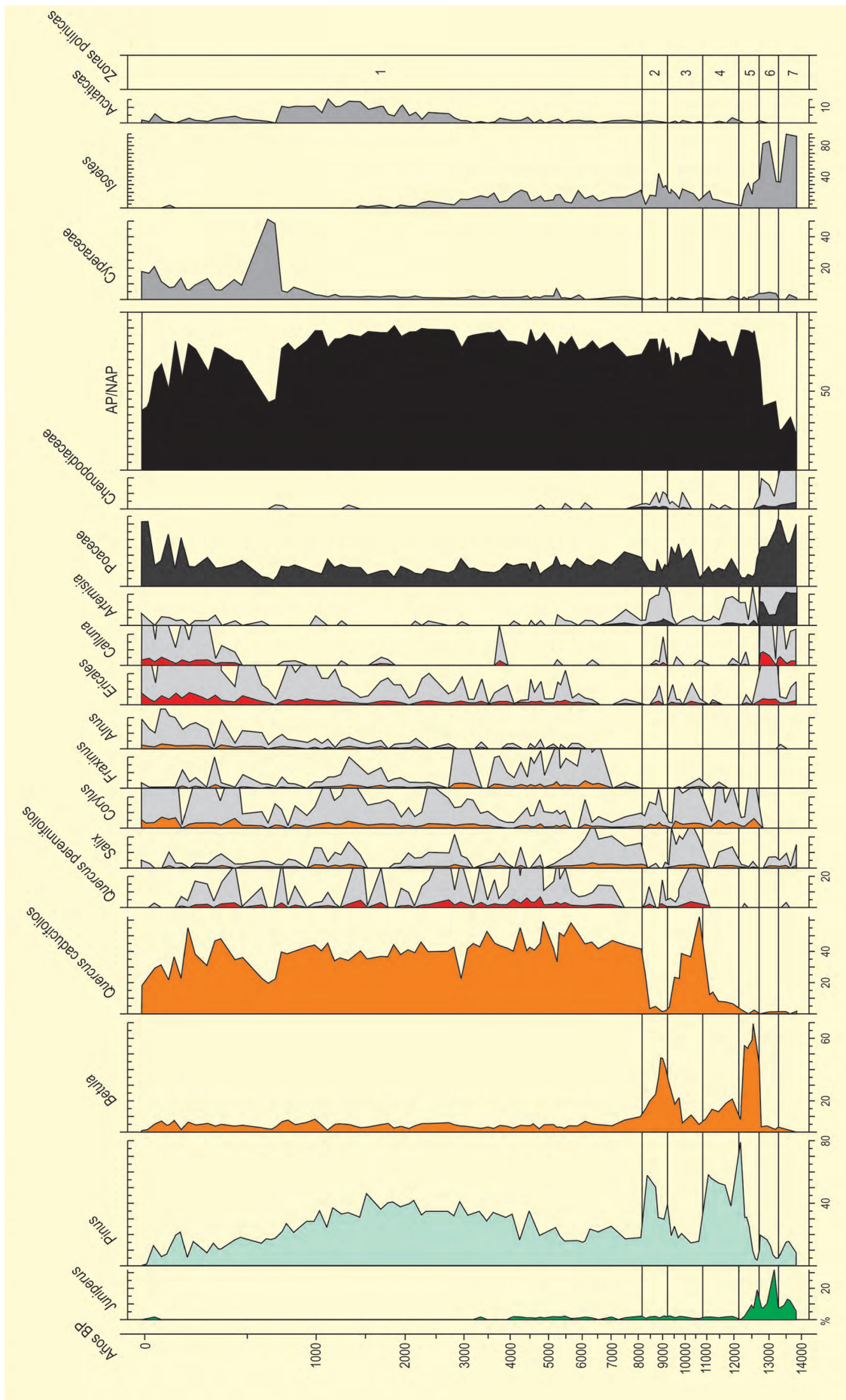


Figura 2. Diagrama polínico del registro Sanabria Marsh. Redibujado de Hammon (1985)



Figura 3. Laguna Seca. Una de las numerosas turberas situadas al sur del lago de Sanabria (FJ. González Gallego)

perennifolios, *Q. caducifolios*, *Betula* y *Olea*, con aumento en sus porcentajes a medida que nos acercamos a la zona polínica 4. Esta zona representa un periodo de expansión de los bosques en la que se observa una alternancia en el protagonista dominante en AP. Así, se muestra un pico de *Betula* en torno a 12130 años BP que disminuye paralelamente a un aumento de *Pinus sylvestris*, terminando con un dominio de los robledales (*Quercus caducifolios*) con pequeñas oscilaciones a lo largo de toda la secuencia.

La zona 5 muestra una reducción de los robledales junto a un aumento de *Pinus sylvestris* y *Betula*, según Muñoz-Sobrino *et al.* (2004) y posiblemente refleja un periodo de enfriamiento correspondiente al Dryas reciente, como se puede observar también en Sanabria Marsh (Hannon 1985) (Fig. 2).

Durante las zonas polínicas 6-7 se recuperan de nuevo los robledales para volver a tener un declive en las zonas 8-9 con una rápida recuperación de los pinares.

El polen arbóreo se muestra con valores próximos al 90% entre las zonas polínicas 10 y 12, con un bosque dominado por robledales con pinares. A partir de 4072 años BP, ya en la zona polínica 12, se observa una tendencia a la disminución de *Pinus sylvestris*, con un aumento significativo de *Quercus caducifolios* que podría corresponder al final del óptimo climático.

Finalmente, la zona polínica 13 muestra indicios de acción antrópica, por el aumento en *Cerealia* junto a una disminución progresiva en AP (*Pinus sylvestris*, *Quercus caducifolios* y *Betula*).

LAGUNA DE LAS SANGUIJUELAS

El espectro polínico de la La Laguna de las Sanguijuelas (Fig. 5) tiene una profundidad de 255 cm, siendo turba los 50 cm superiores (Muñoz-Sobrino *et al.* 2004). Los datos de radiocarbono indican que esta secuencia cubre desde el Tardiglacial hasta el Holoceno (14780-3050 años BP, Tabla 1).

La zona polínica 1, presenta dos picos de gramíneas que muestran un paisaje abierto con es-

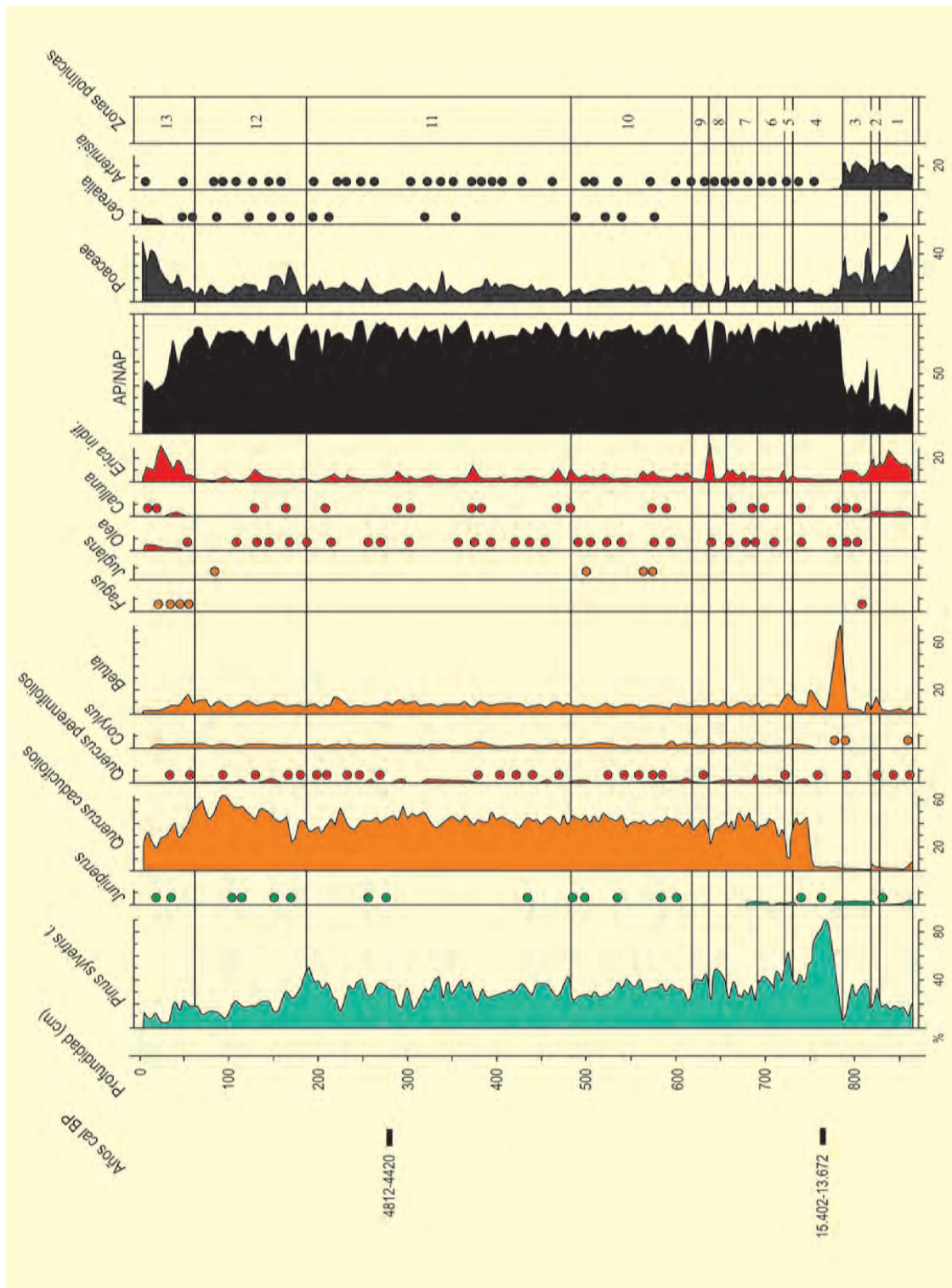


Figura 4. Diagrama polínico del registro de Lleguna. Redibujado de Muñoz-Sobrino et al. (2004)

casa cobertura arbórea, representada por *Pinus*, algunos elementos caducifolios (*Quercus caducifolios* y *Fraxinus*) y otros taxones mediterráneos, posiblemente procedentes de zonas protegidas en cotas más bajas, tales como *Quercus perennifolios* y *Olea*. Los bajos porcentajes de *Juniperus* indican la presencia de este taxón formando parte del matorral a mayores

altitudes, en mosaico con pastizales dominadas por gramíneas.

En la zona polínica 2, el paisaje sigue siendo abierto, pero dominado por una mayor representación de *Artemisia*, en detrimento de las gramíneas, y mostrando un aumento en los valores de *Erica*. También aumentan

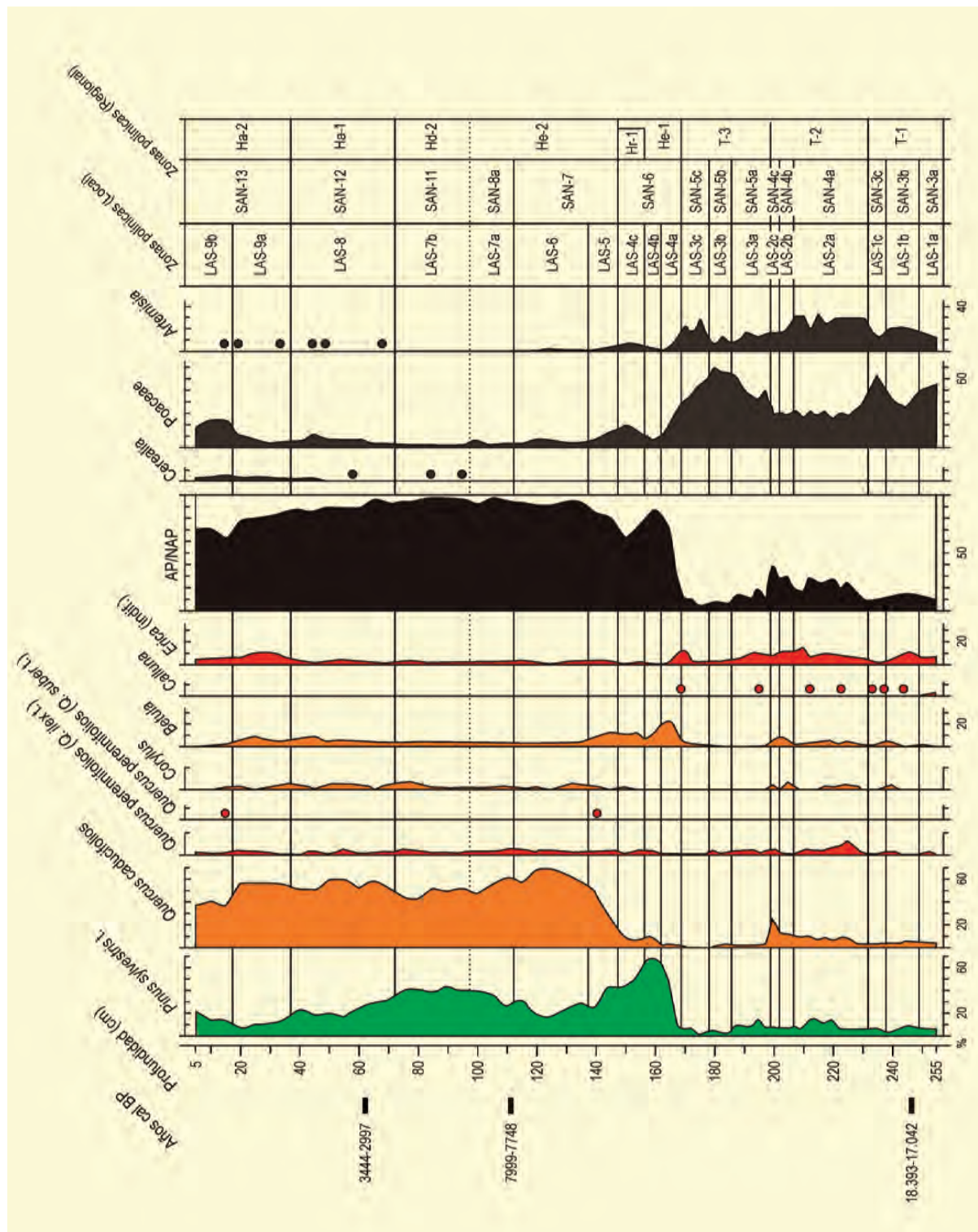


Figura 5. Diagrama polínico del registro Laguna de las Sanguijuelas. Redibujado de Muñoz-Sobrino et al. (2004)

los elementos arbóreos, fundamentalmente los pinares junto a robledales y abedulares.

El paisaje en la zona 3 vuelve a estar dominado por las gramíneas y otros elementos herbáceos y arbustivos (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Plantago*, *Erica* y *Thymelaeaceae*), con una visible disminución de los tax-

ones arbóreos (*Pinus*, *Betula* y *Quercus caducifolios*) que reflejan un periodo de enfriamiento probablemente correspondiente al Dryas reciente.

El espectro polínico de la zona 4 marca la transición al Holoceno. Viene representado por un aumento significativo de los elementos arbóreos, fundamen-



Figura 6. Ribadelago viejo y nuevo situados en la parte superior de la ribera del lago de Sanabria



Figura 7. Vista del Lago de Sanabria, Zamora (Foto: S. Riera-Mora)

mente de *Pinus*, *Betula* y una colonización progresiva de los robledales hasta la zona 5.

En las zonas 6 y 7 se alcanzan los mayores valores de polen arbóreo (90%), fundamentalmente bosques de pinos y robledales. La presencia de polen de *Cerealia* próximo a 3050 años BP, indica la aparición de la agricultur-

ización del territorio con un aumento progresivo hasta el final del espectro polínico. En la zona polínica 9 se muestra una disminución de AP, fundamentalmente de los robledales, paralelo a un aumento en los taxones herbáceos.

Esta secuencia, junto a Lleguna, sugiere unos paisajes abiertos en la región de Sanabria en torno

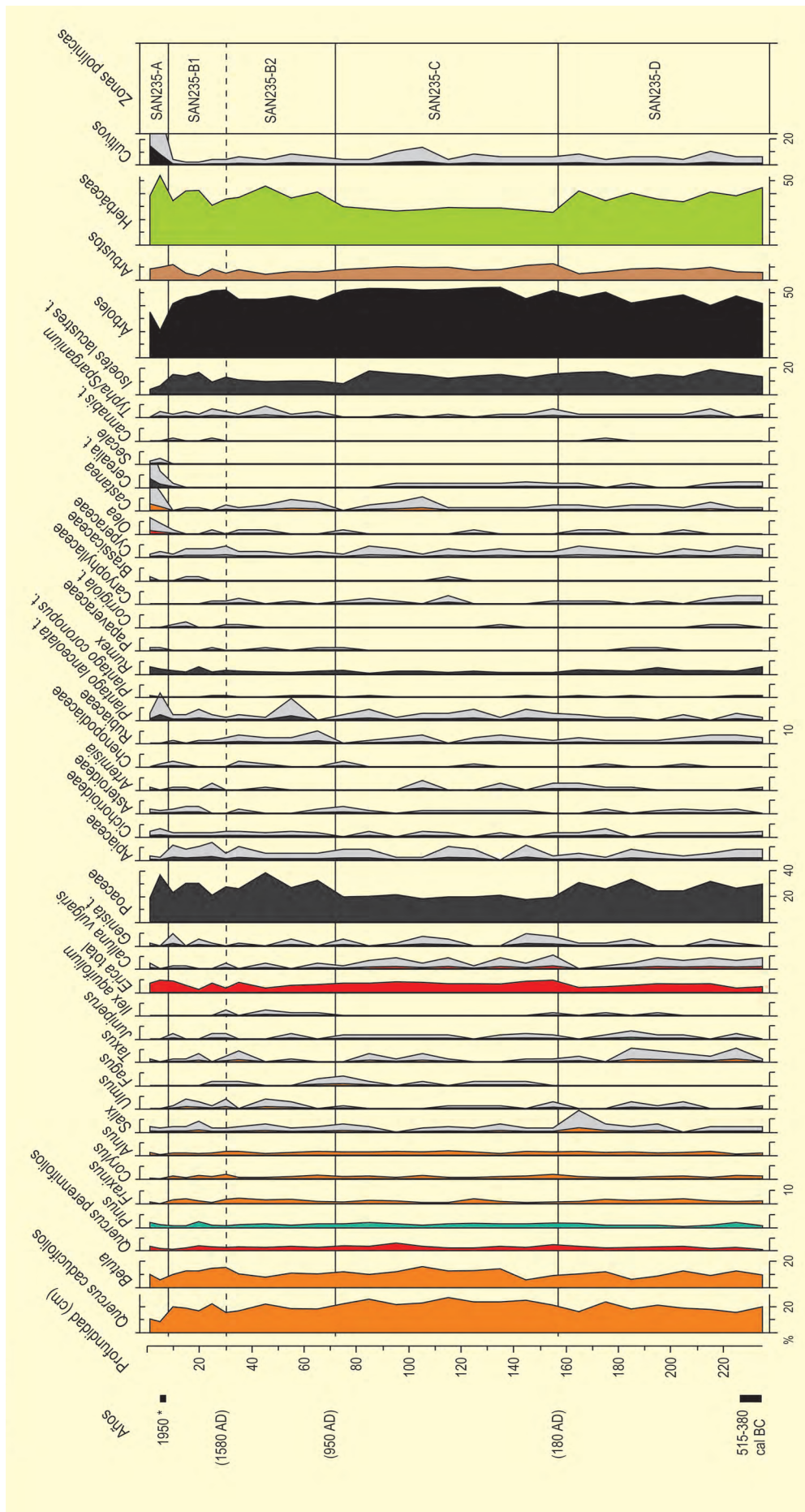


Figura 8. Diagrama polínico del registro SAN 235. Redibujado de Julià et al. (2007)

a 12000 años BP, dominados por herbáceas, arbustos y pequeñas áreas boscosas de pino. Los robledales y pinares irán colonizando las zonas más bajas de la Sierra Segundera a medida que las condiciones climáticas son más favorables ya en el Holoceno. Sin embargo, los pinares comienzan a disminuir significativamente en torno a 4000 años BP, fundamentalmente por factores climáticos que favorecieron la expansión de los caducifolios, aunque la presencia de bioindicadores como *Cerealia*, podrían justificar una presión antrópica sobre la masa forestal.

SAN 235

El estudio paleoambiental del lago de Sanabria se llevó a cabo sobre un conjunto de seis sondeos sedimentológicos (Luque 2003), si bien el análisis polínico se ha realizado sobre el registro SAN 235 (Figs. 1 y 8), realizado en la cubeta este del lago y recuperándose 235 cm de potencia de sedimentos limoarcillosos masivos oscuros ricos en materia orgánica.

El modelo cronológico de la secuencia se ha construido a partir de la correlación de los diversos sondeos donde se han obtenido cronologías absolutas mediante análisis ^{14}C , Pb-210 y Cs-137 (Luque 2003, Julià *et al.* 2007) (Tabla 1). En los centímetros superiores de los sondeos se ha identificado un nivel terrígeno (TSE) depositado en el lago a consecuencia de la rotura de la presa de Vega de Tena en 1959, que causó una importante inundación (Julià & Luque 2006). En la base del sondeo SAN235 se dispone de una datación ^{14}C (Tabla 1). Por otra parte, los estudios sedimentológicos han permitido establecer correlaciones entre los sondeos extraídos del lago (Luque 2003), concretamente se ha establecido la correlación entre los sondeos SAN235 y SAN135 (Julià *et al.* 2007). En este último registro, se dispone de tres dataciones C_{14} por lo que, en base a la citada correlación sedimentológica, es posible extrapolar estas cronologías al sondeo SAN235 del que se dispone del estudio polínico (Julià *et al.* 2007).

Este diagrama polínico (Fig. 8) forma parte de un estudio paleoambiental y paleoclimático del lago que comprende detallados análisis sedimentológicos, así como análisis de diatomeas del registro SAN135 (Luque 2003, Julià *et al.* 2007). La secuencia polínica (que cubre los últimos 2500 años) no evidencia grandes cambios en la composición de la vegetación del sector. Los bos-

ques están dominados por *Quercus caducifolios* y *Betula*, con una presencia menor pero siempre constante de *Pinus*, *Quercus perennifolios*, *Corylus*, *Fraxinus*, *Alnus* y *Taxus*. Las ericáceas y poáceas están también representadas en toda la secuencia. Sin embargo, el diagrama registra oscilaciones en los valores relativos de estos taxones, que tienen una significancia desde el punto de vista paleoclimático.

La secuencia polínica SAN235 presenta una zona inferior (SAN235-D), entre 450 años cal BC y 180 años cal AD, caracterizada por una menor presencia de los taxones arbóreos y una mayor representación de *Taxus* y de taxones herbáceos como Poaceae y *Rumex*. La zona SAN235-C, entre 180 y 950 años cal AD, pone de manifiesto un incremento de los taxones arbóreos, principalmente de *Quercus caducifolios* y *Betula*, así como un ligero incremento de ericáceas, y entre ellas, *Calluna vulgaris*. Los valores de Poaceae y *Rumex* descienden en esta fase y *Plantago lanceolata* aumenta. Cabe destacar, también, los incrementos de *Castanea* y *Cerealia*, que manifiestan un cierto desarrollo agrícola en el entorno del lago.

La subzona SAN235-B2, entre 950 y 1580 años cal AD, representa un nuevo período de retracción forestal y extensión de Poaceae. Destaca ahora una presencia más continua de *Fagus* e *Ilex aquifolium*, así como una reducción de *Calluna*. En el conjunto de taxones herbáceos, se aprecia un incremento o presencia de posibles apófitos (*Plantago lanceolata*, *P. coronopus* t., *Rumex*, Rubiaceae y Chenopodiaceae). La reducción de *Isoetes* lacustres pone de manifiesto cambios limnológicos en el lago.

La subzona SAN235-B1, entre 1580 y 1930 años cal AD, representa una breve fase de regeneración forestal, principalmente de *Quercus* t. caducifolio y *Betula*, con un ligero aumento de *Corylus* y *Ulmus*. En este momento, Ericaceae y los taxones cultivados declinan. Algunos apófitos mantienen valores similares a la subfase anterior (*Plantago lanceolata* y *Rumex*), si bien se constata ahora la presencia de Brassicaceae, *Centaurea solstitialis* y *Corrigiola*. La zona final SAN235-A, desde 1930 hasta la actualidad, es una nueva fase de deforestación con extensión de taxones arbustivos (ericáceas), herbáceos (Poaceae) y, sobretodo, de apófitos (*Plantago lanceolata* y *Rumex*) y cultivos (*Castanea*, *Olea*, *Vitis*, *Ju-*

glans, *Cerealia* y *Secale*) que ponen de manifiesto una fase de expansión agrícola.

Los cambios polínicos en esta secuencia han sido correlacionados con proxies paleoclimáticos procedentes de estudios sedimentológicos y algales del sondeo SAN135. Concretamente, parámetros como el tamaño de grano del sedimento (TOC), contenido en fósforo y nitrógeno, composición de las poblaciones de diatomeas y su concentración en el sedimento permiten identificar cambios paleoclimáticos (Julià *et al.* 2007).

Estas correlaciones han permitido establecer que la fase de alta cubierta forestal y elevados valores de *Isoetes* de la zona SAN235-C se corresponde con un período de alta productividad del lago asociado a los períodos más cálidos tardorromano y medieval (Julià *et al.* 2007). En esta fase, el aumento de temperatura habría permitido el ascenso altitudinal de los bosques, hecho que explicaría la reducción de los prados de alta montaña y, por tanto, la reducción de Poaceae. La reducción forestal y extensión de Poaceae de la zona SAN235-B2 coincide con un período de menor productividad lacustre, asociado a un descenso de las temperaturas a partir de

1200 años cal AD que habría producido un descenso de la línea superior del bosque. La recuperación térmica, de productividad y forestal (SAN235-B1) se iniciará a partir de 1580 años cal AD. Estas constataciones ponen en evidencia que la fase más fría de la Pequeña Edad del Hielo se produjo en esta zona entre c. 1300 y 1600 años cal AD.

Estas correlaciones entre proxies en la mitad superior del diagrama polínico SAN235 permiten apuntar también el predominio de condiciones más frías para la zona SAN235-A (entre 450 años cal BC y 180 años cal AD), que habría tenido como consecuencia un descenso de la línea del bosque. El ascenso altitudinal de los bosques perennifolios y caducifolios a partir de 180 años cal AD (zona SAN235-C) pone de manifiesto una tendencia climática a condiciones más cálidas, coincidente con lo que se ha denominado la fase cálida del período romano.

Más información

Menéndez-Amor & Florzchutz (1961), Hannon (1985), Watts (1986), Turner & Hannon (1988), Allen *et al.* (1996), Muñoz-Sobrino *et al.* (2004), Julià *et al.* (2007)



SANTA CATALINA

Costa cantábrica, Lekeitio, Vizcaya
Pleistoceno final (12700-12200 BP)

La cueva de Santa Catalina (Lekeitio) se encuentra situada en el extremo oriental de la costa de Vizcaya, sobre los afloramientos calizos de un abrupto acantilado que se prolonga desde la ladera norte del monte Otoio (394 m) hasta el Cantábrico, en las proximidades del faro del mismo nombre y muy próximo a la desembocadura actual de la cuenca del río Lea. Este río drena un valle encajado entre dos formaciones montañosas que discurren perpendiculares a la costa. La cueva se abre con orientación noreste, a 35 m s.n.m. ($43^{\circ} 22' 38''$ N, $02^{\circ} 30' 36''$ O, Fig. 3).

El paisaje litoral vasco se caracteriza por el predominio de acantilados abruptos, con algunas playas y marismas en la desembocadura de algunos ríos. El viento y la salinidad condicionan el porte de la vegetación en los acantilados impidiendo la existencia de una

cobertura vegetal arbórea. *Tamarix* y especies de landa se encuentran presentes junto a *Pelargonium*, *Verbascum*, *Echium*, *Atriplex*. Repoblaciones de *Pinus radiata* proliferan sobre las montañas situadas detrás de los acantilados. El encinar cantábrico costero constituye otro rasgo característico de los alrededores de Lekeitio.

Esta cueva comprende una secuencia estratigráfica con dos niveles adscritos al Magdaleniense superior/final (niveles III y II) y un nivel Aziliense (nivel I). El nivel III, fechado en 12500 años BP, se caracteriza por una escasa diversidad ecológica, con un claro dominio de Fabaceae. El nivel II, fechado entre 12700 (lechos 29-27) y 12200 años BP (lechos 22-20) ha sido objeto de un análisis antracológico más detallado (Uzquiano 1992a, b, c, 1995) que describe dos fases diferentes (Fig. 2).



Figura 1. Reserva de la biosfera de Urdaibai. Algunos encinares del litoral cantábrico parecen haberse expandido durante el Tardiglacial en detrimento del pino, como se observa en la secuencia de Santa Catalina (Foto: I. Bikandi Salcedo)

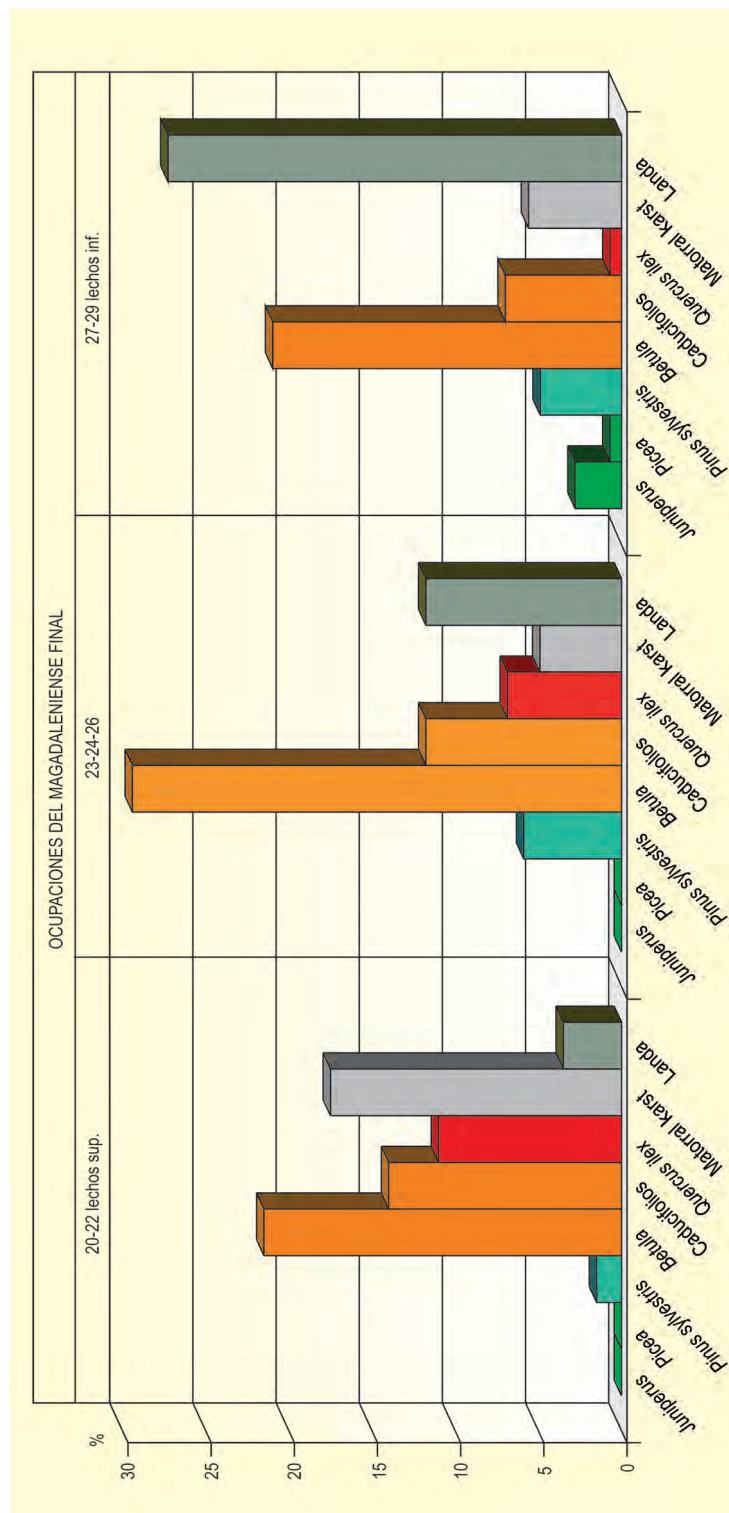


Figura 2. Datos antracológicos de la cueva de Santa Catalina. Redibujado de Uzquiano (1992a, b, c, 1995)

En los lechos inferiores (29-27) *Betula* aparece ya con valores relevantes (20%), pero los taxones de landa (Fabaceae) son dominantes (>26%). *Pinus* y *Juniperus* registran valores bajos (3 y 5 % respectivamente) y *Picea* (<1%) ha quedado registrado en el lecho 27 donde se obtuvo la fecha de 12700 años BP (Uzquiano 1995).

Quercus de hoja caduca (*Quercus pyrenaica* y *Q. robur*) (6%) y *Quercus ilex* también han registrado valores muy bajos (<1%).

A lo largo de la secuencia de ocupación (lechos superiores) se produce un incremento de taxones de ma-



Figura 3. Entrada de la cueva de Santa Catalina (Foto: Paloma Uzquiano)

torral procedentes de substratos kársticos (5,5% en los lechos 29-27; 17% en los lechos 22-20) así como de los valores de *Quercus* de hoja caduca (14%) y de *Quercus ilex* (11%), coincidiendo con una disminución de los taxones de landa (3,5%). El aumento de la diversidad florística sin duda está relacionado con las condiciones ambientales de signo favorable que implican una explotación de la vegetación leñosa del entorno de la cueva, por parte de los grupos magdalenenses. *Juniperus* y

Pinus desaparecen del territorio de explotación de esta cueva. La distribución actual de *Quercus ilex* sobre los macizos kársticos costeros sugiere que su extensión actual sobre estas elevaciones parece haberse iniciado en estos momentos del Tardiglacial a expensas del pino.

Más información

Aseguinolaza *et al.* (1988), Uzquiano (1992a, b, c, 1995), Berganza *et al.* (2007)



SANTA MAIRA

Cabecera río Gorgos, Castell de Castells, Alicante
Pleistoceno final – Holoceno (17470-6460 años cal BP)

La Cova de Santa Maira (Fig. 1) se abre en la solana de la sierra de Alfaro, a 650 m s.n.m. y a 14 m sobre el barranco de Famorca, en la cabecera del río Gorgos (38° 43' 52" N, 00° 12' 52" O). Al norte y suroeste de la cueva se alinean las sierras de Alfaro y Serrella, de 1166 y 1351 m de altitud respectivamente, mientras que al sudeste, los relieves no sobrepasan los 1000 m y se escalonan hasta la cuenca baja del Gorgos. Actualmente se localiza en el piso mesomediterráneo inferior y la vegetación del fondo del barranco está dominada por un denso matorral de *Quercus coccifera* y *Pistacia lentiscus*, mientras las abruptas paredes que lo enmarcan se encuentran prácticamente despobladas de vegetación, puesto que su escaso desarrollo edáfico apenas permite el asentamiento más que de algunos

enebros. Abundan los elementos termófilos como *Chamaerops humilis*.

Los sucesivos trabajos realizados en este conjunto se han centrado en la excavación de dos de las cavidades: la Boca Oeste y la Boca Este, también conocida como Corral del Gordo. La secuencia cubre, con algunos hiatos, desde el final del Pleistoceno hasta el Holoceno medio, con ocupaciones del Solutrense, el Magdaleniense, el Epipaleolítico, el Mesolítico y el Neolítico. La serie de dataciones radiocarbónicas (Tabla 1) avala la secuencia, al tiempo que evidencia algunos problemas tafonómicos causados mayoritariamente por bioturbaciones y por el fuerte buzamiento de los estratos en la cueva.

La secuencia antracológica completa muestra un dominio del binomio *Juniperus-Quercus* (perennifolio y caducifolio), con constantes fluctuaciones en sus porcentajes (Fig. 3). Los resultados preliminares del nivel adscrito al Solutrense (aún en fase de estudio) mues-

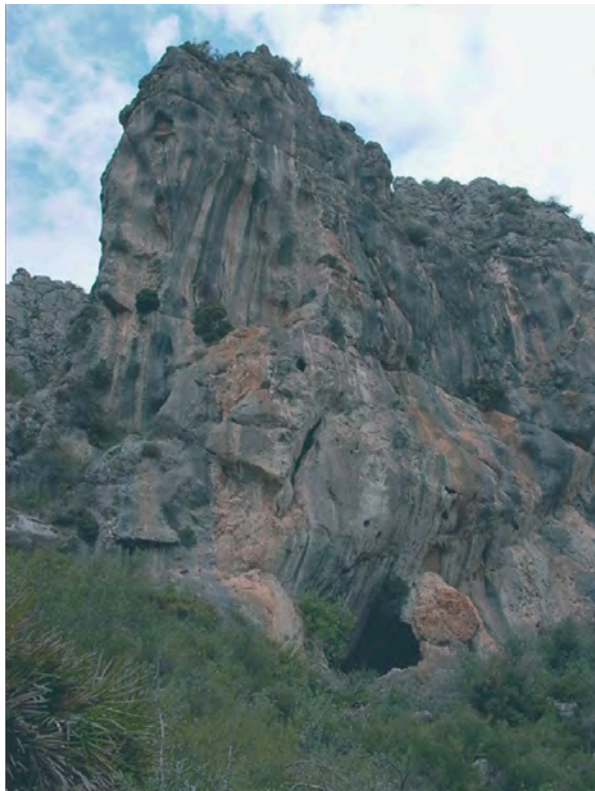


Figura 1. Cova de Santa Maira. Vista de la entrada actual a la cavidad Oeste (Foto: JE. Aura)

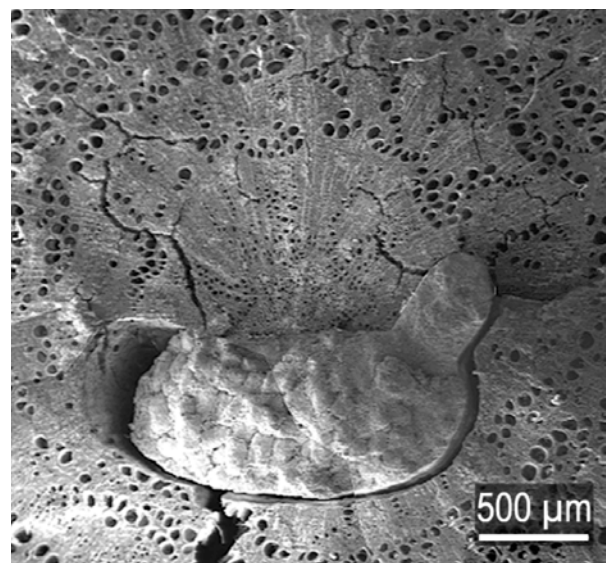


Figura 2. Imagen a M.E.B. del corte transversal de una ramita de *Quercus caducifolia* con la médula atacada por un xilófago (Foto: Yolanda Carrión-Marco)

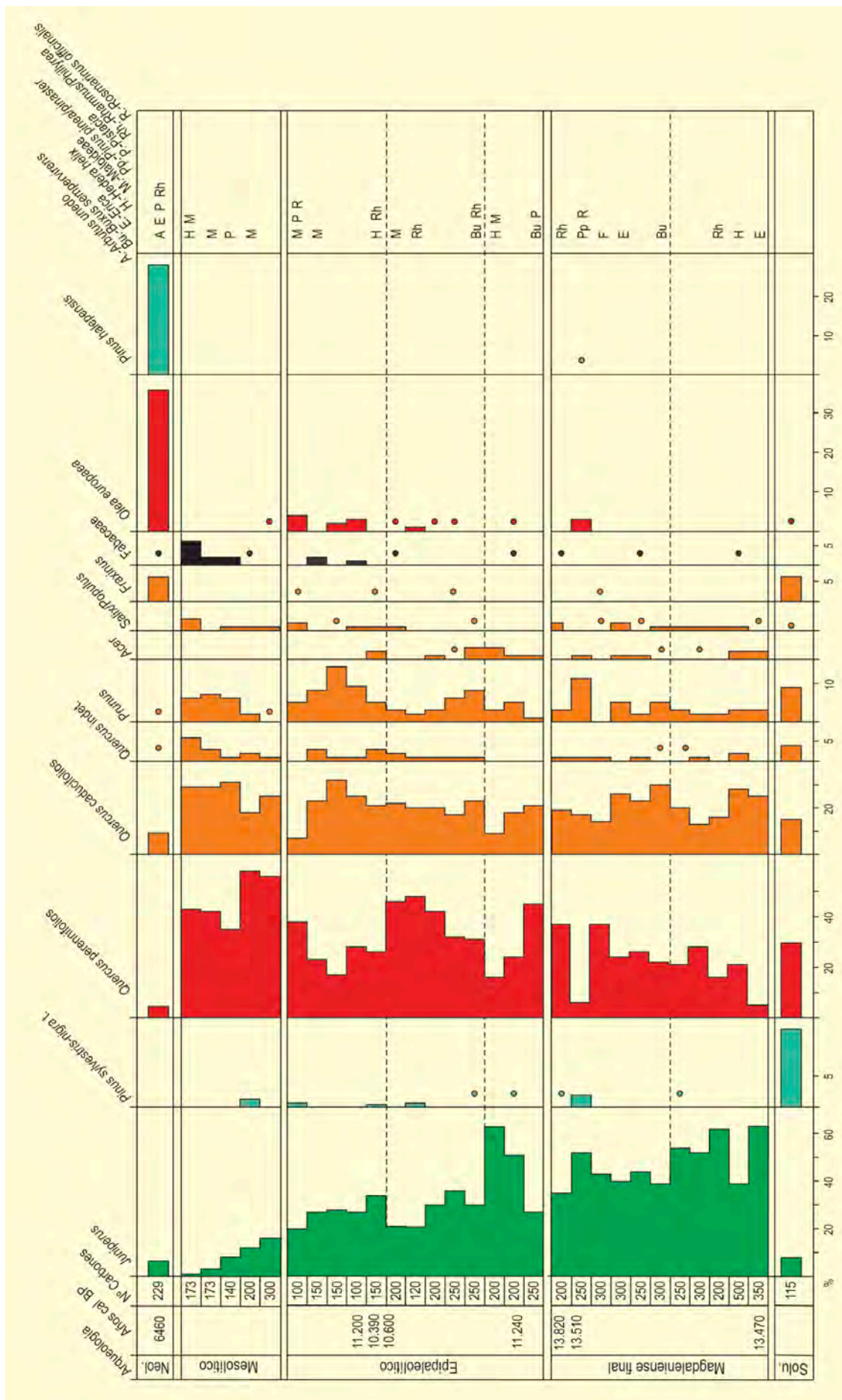


Figura 3. Diagrama antracológico de Santa Maira. Redibujado de Carrión-Marco (2003)

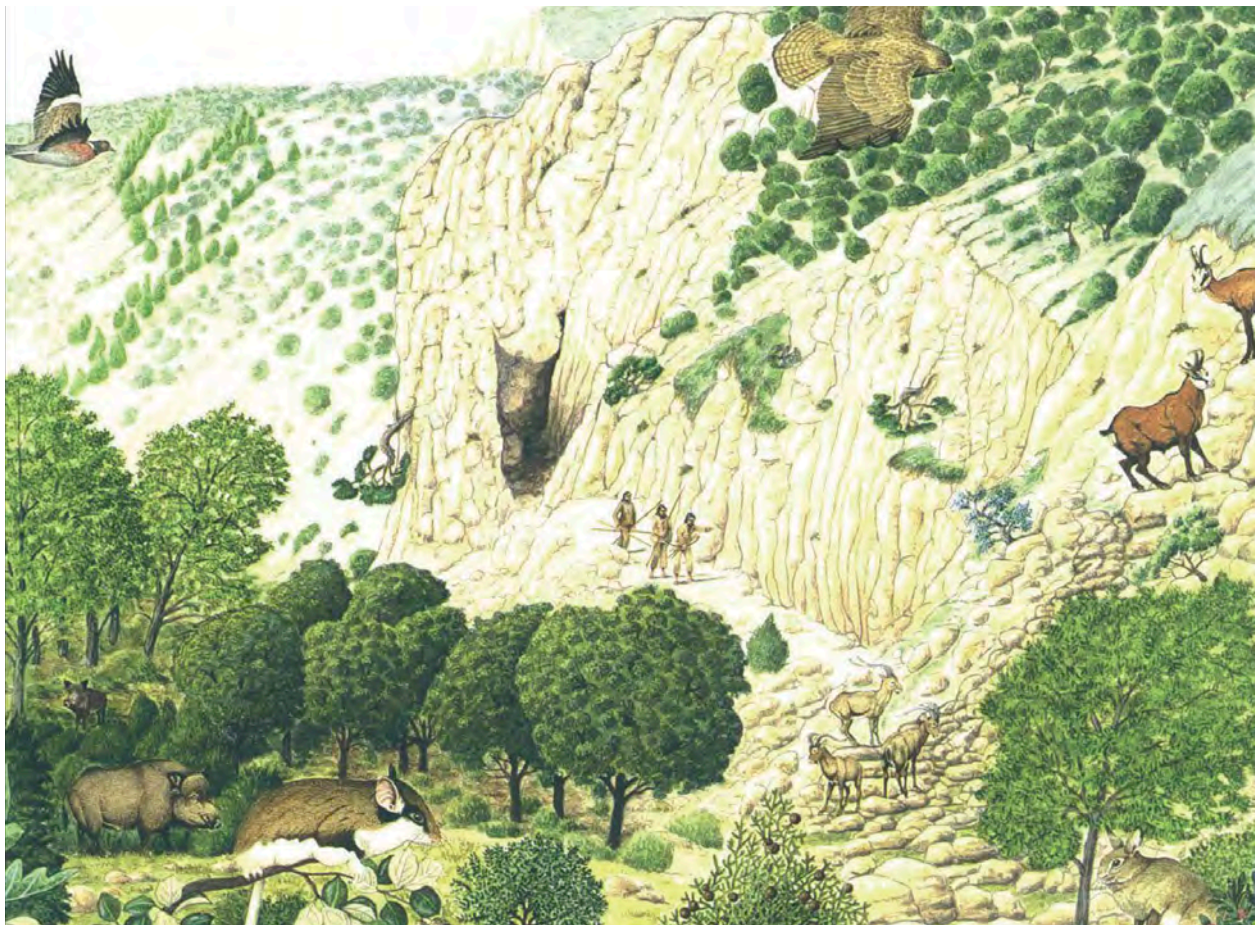


Figura 4. Reconstrucción de la vegetación y la fauna del entorno de Santa Maira a inicios del Holoceno. Acuarela de C. Puche (Villaverde 2001)

Tabla 1. Dataciones del yacimiento de Sta. Maira (Aura *et al.* 2005, 2006)

Ref. Lab.	Nivel	Contexto	Material	Años BP	Años cal BC/AD	Años cal. BP	Método
Carral del gordo							
Beta-75224	I-B	Neolítico	Varios carbones	5640 ± 140	4800-4200 cal BC	6460	Convencional
Beta-75225	II-A	Magdalenense	Varios carbones	11020 ± 140	11180-10780 cal BC	12940	Convencional
Beta-75226	II-C	Magdalenense	Varios carbones	14310 ± 190	16020-15300 cal BC	17470	Convencional
Boca Oeste							
Beta-149947	3-1	Mesolítico	<i>Capra pyrenaica</i>	80 ± 40*	1600-2000 cal AD	150	AMS
Beta-131578	4A-4	Epipaleolítico	Varios carbones	9760 ± 40	9320-9120 cal BC	11200	Convencional
Beta-156022	4A-5	Epipaleolítico	<i>Cervus elaphus</i>	9220 ± 40	8610-8250 cal BC	10390	AMS
Beta-156021	4A-5	Epipaleolítico	Restos carpológicos	9370 ± 40	8800-8480 cal BC	10600	AMS
Beta-158013	4A-12	Epipaleolítico	Carbón <i>Olea</i>	420 ± 40*	1350-1670 cal AD	450	AMS
Beta-158014	4A-12	Epipaleolítico	<i>Quercus</i>	9820 ± 40	9350-9190 cal BC	11240	AMS
Beta-156023	4B-14	Magdalenense	<i>Capra pyrenaica</i>	11920 ± 40	11890-11570 cal BC	13820	AMS
Beta-131579	4B-15	Magdalenense	Varios carbones	11620 ± 150	11770-11130 cal BC	13510	Convencional
Beta-149948	4B/5	Magdalenense	<i>Capra pyrenaica</i>	11590 ± 70	11520-1240 cal BC	13470	AMS

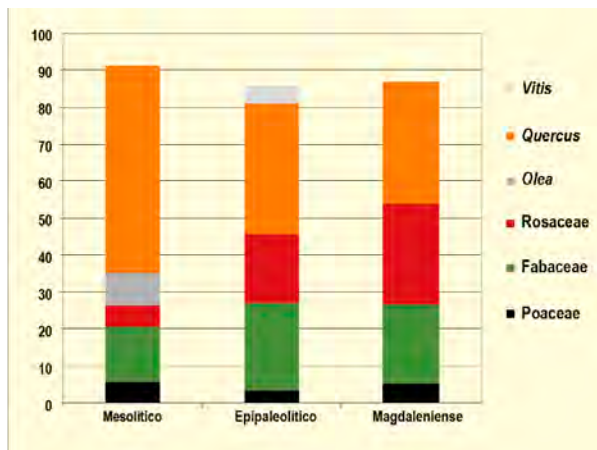


Figura 5. Distribución de frecuencias de los diferentes grupos y especies. Redibujado de Aura et al. (2005, 2006)

Tabla 2. Datos arqueobotánicos (frutos y semillas) del yacimiento de Sta. Maira (Aura et al. 2005, 2006)

	Mesolítico	Epipaleolit.	Magdaleniense
Avena	1		4
Poaceae	1	4	
Fabaceae	5	26	17
Olea europaea	3		1
Pistacia	1	3	2
Quercus	19	36	25
Rosa	1	7	3
Sorbus	1	2	3
Pomo Rosaceae		10	14
cf Cotoneaster		1	1
Prunus spinosa		1	1
Rapistrum	1		
Juniperus oxycedrus	2	1	
Vitis vinifera		4	
Galium			2
Indet.	1	15	6
	34	111	80

tran la presencia mayoritaria de pinos y de *Quercus*, aunque también están presentes *Juniperus*, *Prunus* y *Fraxinus*. El conjunto de taxones documentados para este momento remite a una formación mixta, con espacios abiertos ocupados por coníferas y una reducida diversidad florística, que podrían explicarse tanto por tratarse de una ocupación puntual como por la escasez de la muestra hasta el momento.

Durante la mayor parte del Tardiglacial, los espectros están claramente dominados por *Juniperus*, que parece indicar la existencia de formaciones abiertas colonizando los suelos empobrecidos. Sin embargo, la

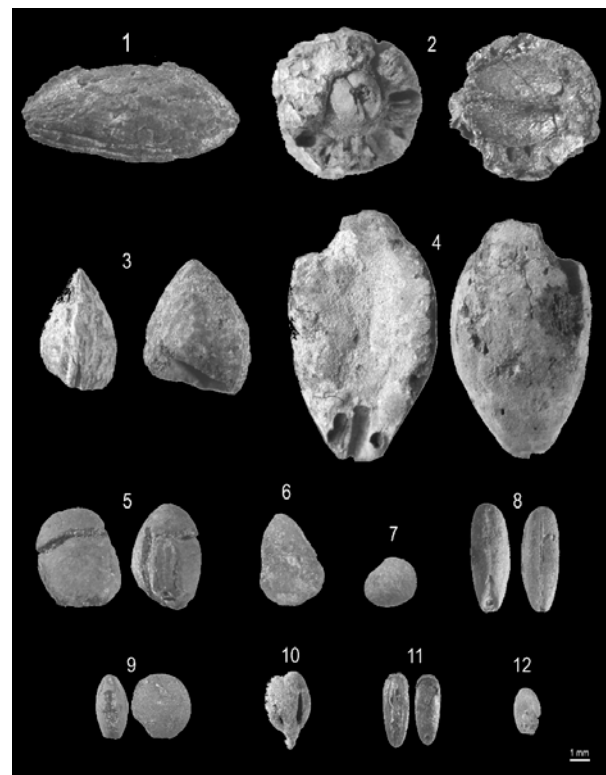


Figura 6. Restos de semillas y frutos de Santa Maira. 1 *Olea europaea*, 2 *Sorbus*, 3 *Prunus spinosa*, 4. *Quercus*, 5 *Vicia/Lathyrus*, 6 *Rosa*, 7 *Pistacia*, 8 *Avena*, 9 *Vicia/Lens*, 10 *Vitis vinifera*, 11 *Lolium cf. temulentum*, 12 *Medicago/Melilotus* (Aura et al. 2005, 2006)

presencia destacable de *Quercus*, tanto caducifolio como perennifolio, parece indicar que la vegetación de frondosas tenía ya cierta entidad. Con el inicio del Holoceno, los taxones dominantes siguen siendo *Juniperus*, *Quercus* perennifolios, *Quercus* caducifolios y, en menor medida, *Prunus*. Los dos primeros presentan diversas fluctuaciones marcando tendencias opuestas, lo que evidencia la competencia espacial entre ellas. La hipótesis del alto porcentaje de enebros en Santa Maira ya en cronología holocena es que éstos han pervivido como vegetación bien adaptada a las zonas más escarpadas de los barrancos, mientras que las frondosas ocupan los fondos del valle, marcando así una cobertura vegetal diferencial entre estos dos ámbitos.

Coincidiendo con la secuencia del Mesolítico se marca claramente una inflexión en la caída de los porcentajes de *Juniperus* a favor de *Quercus*. Los taxones acompañantes son *Prunus*, Fabaceae y *Salix-Populus*. Otros elementos termófilos como *Olea europaea*, aparecen discretamente a lo largo de la secuencia, pero no

cobran relevancia hasta la fase neolítica. En esta, la vegetación sufre un profundo cambio con respecto a las fases anteriores y aparece dominada mayoritariamente por el acebuche y el pino carrasco.

Los restos carpológicos (Tabla 2, Fig. 6) recuperados corresponden a los niveles magdalenienses, epipaleolíticos y mesolíticos. Se trata de forma mayoritaria de leñosas (*Quercus*, *Sorbus aria/aucuparia*, *Prunus spinosa*, *Rosa* y *Cotoneaster*) y de leguminosas (*Vicia/Lathyrus*, *Vicia/Lens*, *Medicago/Melilotus*), aunque siempre están presentes un pequeño conjunto de gramíneas (*Avena* y *Lolium temulentum*). En la fase magdaleniense se ob-

serva un cierto equilibrio entre las bellotas, las rosáceas y las leguminosas que se mantiene, en líneas generales, durante el Epipaleolítico, aunque ya se empieza a observar un incremento del porcentaje de bellotas y una reducción de las rosáceas. Esta evolución se consolida en la fase mesolítica en la que ya dominan con claridad las bellotas. Entre las rosáceas desaparecen taxones como *Prunus spinosa* y aparecen con cierta frecuencia las aceitunas (Fig. 5).

Más información

Carrión-Marco (2002, 2005), Aura *et al.* (2005, 2006)



SANTO ANDRÉ

Setúbal, Portugal

Pleistoceno final – Holoceno (14000 – <1620 años BP)

La Laguna de Santo André (38° 05' N, 08° 47' O; 20 m s.n.m.) se encuentra en la región portuguesa del Alentejo litoral (Distrito de Setúbal). Tiene una superficie de 1,7-2,5 km² y está situada al sur de Sierra de Grândola de la que recibe sedimentos de tipo fluvial. Las dataciones de radiocarbono indican que estos sedimentos se acumularon durante los últimos 14000 años (Freitas & Andrade 2003). En la actualidad, la vegetación de las proximidades de esta laguna está dominada por plantas herbáceas de las familias Poaceae, Asteraceae y Brassicaceae. Las llanuras adyacentes están colonizadas por una vegetación típicamente mediterránea caracterizada por *Quercus rotundifolia*, *Q. coccifera*, *Olea europaea* var. *sylvestris* y *Pistacia lentiscus*, aunque también aparecen otras especies como *Quercus suber*, *Q. faginea*, *Pinus pinea* y *P. pinaster*.

Santos & Sánchez-Goñi (2003), a partir de un sondeo de 21 m realizado en el centro de la laguna, llevaron a cabo un estudio palinológico. El diagrama polínico obtenido (Fig. 1) posibilitó la identificación de 6 zonas polínicas. Durante la zona SA-1 (14000-10000 años BP) se constatan bajos porcentajes de taxones arbóreos decídúos y un dominio numérico de Asteraceae (30%), Ericaceae (20%) y *Pinus* (70%). Los valores de esporas triletas (pteridófitos) también son elevados. La zona SA-2 (10000-5300 años BP) representa el principio del Holoceno, observándose una disminución de *Pinus*, Ericaceae y Asteraceae, aumentando los valores de *Quercus* tanto caducifolios como perennifolios hasta un 15-25% del total. También se observa un aumento de *Alnus* y de taxones mediterráneos como *Olea* y *Pistacia*. Las esporas triletas son sustituidas por esporas monoletas. Durante la zona SA-3 (5300-4000 años BP) tiene lugar una disminución abrupta de *Pinus* y la máxima presen-

cia de *Alnus*, *Salix* y *Quercus* caducifolios. Las plantas acuáticas, entre las que se encuentran *Myriophyllum spicatum*, *M. alterniflorum*, *Typha-Sparganium*, *Potamogeton* y Cyperaceae, muestran también altos porcentajes.

La zona polínica SA-4 (4000-3570 años BP) muestra máximos valores de taxones herbáceos (Asteraceae, Ericaceae, Chenopodiaceae y *Plantago*) asociados a una disminución de *Alnus*, *Salix*, *Corylus* y plantas acuáticas. Asimismo, se constata un pequeño descenso de los porcentajes de *Quercus* y *Pinus*, y la virtual desaparición de taxones mediterráneos como *Olea* y *Pistacia*.

Durante SA-5 (3570-1620 años BP) se vuelven a presentar valores importantes de taxones acuáticos que se incrementan junto con los de los taxones mediterráneos *Quercus suber*, *Olea* y *Pistacia*. Paralelamente, *Pinus*, *Quercus* caducifolios, Chenopodiaceae y *Alnus* también incrementan su presencia, disminuyendo los porcentajes de *Q. ilex*. En esta zona se verifica la presencia de Cerealia.

La fase ulterior, SA-6 (<1620 años BP) está caracterizada por el incremento de los valores de las especies herbáceas y la disminución de las arbóreas a excepción de *Pinus* que aumenta ligeramente en relación a la zona anterior. Poaceae y Asteraceae domina el espectro polínico y aumentan los porcentajes de Ericaceae. La presencia de Chenopodiaceae disminuye hasta desaparecer a techo del sondeo.

Este estudio evidencia que en un interstadial del Tardiglacial, en la zona costera de Santo André, se desarrollaron pinares, lo que contrasta con la expansión

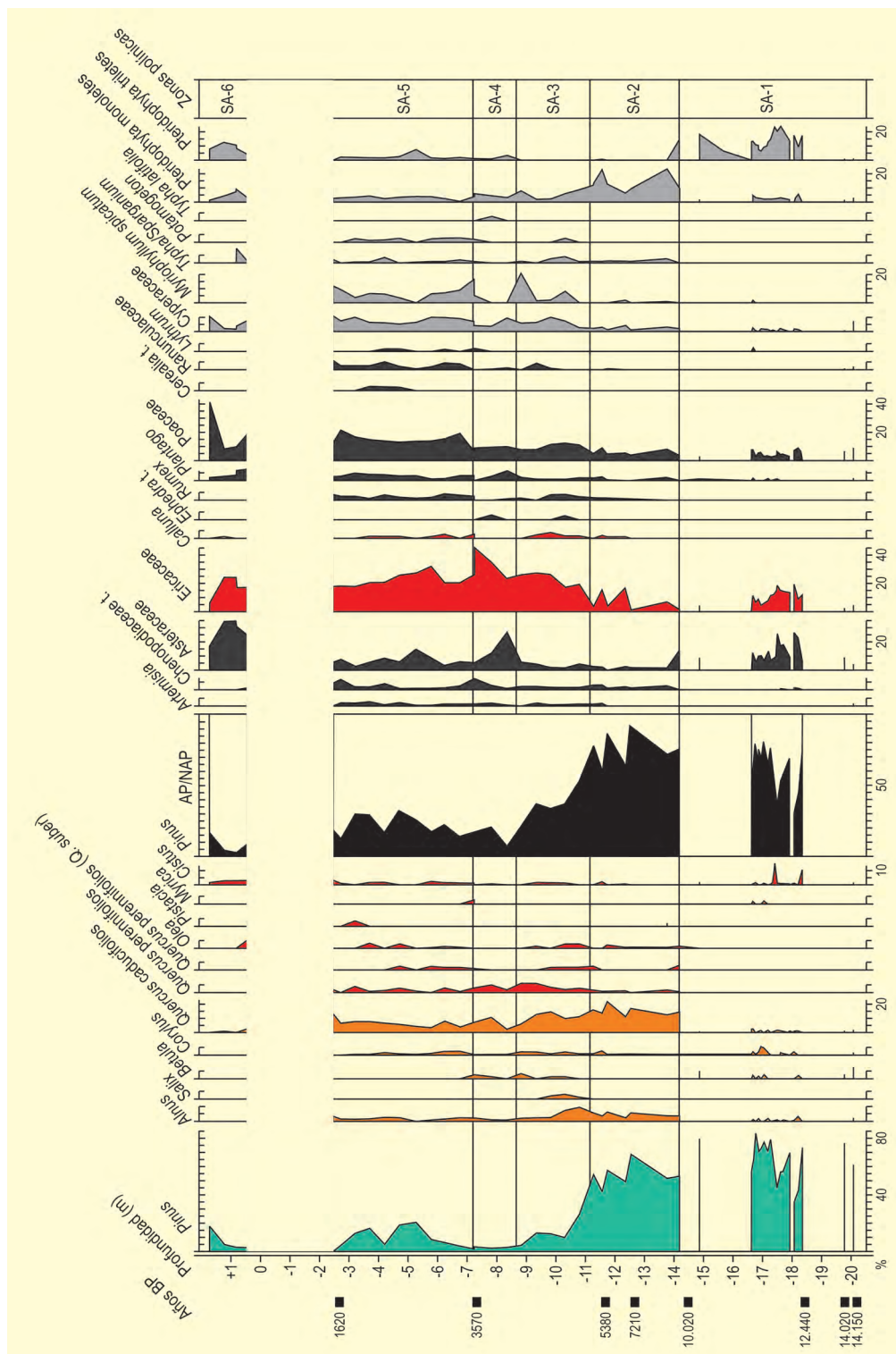


Figura 1. Diagrama polínico de la Laguna de Santo André. Redibujado de Santos & Sánchez-Goñi (2003)

regional del bosque mediterráneo que se registra en otras zonas de la Península Ibérica durante el mismo período.

En el inicio del Holoceno (entre 5300 y 1020 años BP) un bosque de carácter mediterráneo asociado con

Pinus colonizó la cuenca de Santo André. A partir de 5300 años BP, hubo un desarrollo local de *Alnus*, *Salix* y plantas acuáticas que señalan la aparición de pequeñas lagunas de agua dulce como consecuencia de la formación hace 5000 años BP de una barra costera. Hace 4000 años BP y a lo largo de unos 400 años, en la zona

del Alentejo se desarrolló un período de menor humedad.

Los cambios de vegetación también sugieren que en los últimos 3500 años BP hubo una alternancia de períodos de sequía y de mayor humedad. De hecho, las alteraciones ambientales que se registran en el área de la Laguna de Santo André coinciden con los eventos cli-

máticos holocenos del Atlántico Norte (Bond *et al.* 1997). Esto sugiere que los cambios de vegetación observados se deben atribuir a los cambios climáticos globales y no al impacto humano.

Más información

Santos & Sánchez-Goñi (2003)



SILES

Sierra de Segura, Siles, Jaén
Pleistoceno superior – Holoceno (c. 20300 años cal BP – actualidad)

La Laguna de Siles (38° 23' 21" N, 02° 30' 34" O; 1320 m s.n.m.) se localiza a 6 km al oeste de la localidad de Siles (Jaén) y a 2 km al sur de la divisoria con Albacete, al norte de la Sierra de Segura (Fig. 1). La cuenca estudiada se extiende unos 45 x 60 m (profundidad máxima de 3,5-4 m) durante los años lluviosos y normalmente se seca uno o dos meses en los años secos. La región es kárstica y la laguna, de hecho, es parte de un polje tectónico de 350 x 700 m formado sobre calizas cretácicas. El sedimento cuaternario es arcilloso y orgánico.

La laguna se sitúa en el piso supramediterráneo, pero muy cerca del límite tanto con el meso como con el oromediterráneo. La medias inferidas para la temperatura y precipitación son 10-11 °C y 800-1000 mm respectivamente, aunque está claro que la precipitación

se incrementa con la altitud, alcanzando los 1300 mm en algunos valles de altura abrigados. La vegetación hidrofítica incluye especies de *Potamogeton*, *Myriophyllum*, *Callitriche* y *Ranunculus*. En los márgenes, aparecen *Scirpus tabernaemontani*, varias especies de *Carex*, *Typha dominguesis*, *Mentha pulegium*, *Juncus tennageia*, *Phragmites australis* y *Bellis annua*. Los alrededores presentan un paisaje subforestal, con *Pinus nigra*, *P. pinaster*, *Quercus rotundifolia* y varias especies de *Juniperus* (*J. communis*, *J. oxycedrus*, *J. phoenicea* y *J. thurifera*), además de *Berberis hispanica*, *Rhamnus saxatilis*, *Erinacea anthyllis*, *Echinopartium boissieri* y una capa basal de gramíneas (Fig. 2).

La secuencia polínica (Fig. 3) ha permitido elaborar la historia vegetal desde 20300 años cal BP hasta la actualidad (Tabla 1). Durante SP1 (20300-11900 años cal



Figura 1. Laguna de Siles (Foto: José S. Carrión)

Tabla 1. Dataciones radiocarbónicas de la secuencia de Siles (Jaén). Calibraciones según Stuiver *et al.* (1998) (CALIB 4.3). La edad calibrada se tomó como el punto medio del intervalo de probabilidad (95,4%, 2 σ). Carrión (2002)

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP	Método
Pta-8152	6-8	430 ± 90	505	Convencional
Beta-141045	28-30	1580 ± 40	1470	AMS
GrA-17550	34-36	1685 ± 40	1566	AMS
Beta-141043	39-41	1900 ± 40	1815	AMS
Pta-8152	45-47	2280 ± 80	2270	Convencional
GrA-15998	60-62	3125 ± 35	3357	AMS
GrA-17552	81-83	4520 ± 45	5180	AMS
GrA-16000	91-93	5160 ± 40	5916	AMS
Pta-8148	105-107	6350 ± 130	7267	Convencional
Beta-155405	135-137	9120 ± 80	10238	Convencional
Beta-155406	143-145	10300 ± 80	12110	Convencional
GrA-16119	170-172	17030 ± 80	20276	AMS



Figura 2. Pinar de *Pinus nigra* con denso sotobosque en el paraje de Las Acebeas, próximo a la Laguna de Siles (Foto: Carlos Herrera)

BP) la vegetación característica es una estepa graminoides con Poaceae, *Artemisia*, *Ephedra nebrodensis*, pinos y *Juniperus*, con abundancia de Chenopodiaceae, Caryophyllaceae, Brassicaceae y *Helianthemum*. A expensas de *Artemisia*, *Ephedra nebrodensis* y Chenopodiaceae, tiene lugar una expansión gradual de *Juniperus*, culminando alrededor de 12100 años cal BP y en paralelo a pequeños incrementos de *Pinus pinaster*

y *Quercus perennifolios*. En esta zona se alcanzan porcentajes relativamente altos de mesotermófilos: *Pinus pinaster* (6%), *Quercus caducifolios* 3%, *Quercus perennifolios* (2,5%), Ericaceae (2,1%), *Corylus* (2%), *Betula* (2,9%) y *Fraxinus* (1,8%). Durante el Tardiglacial (17000-11900 años cal BP), estas taxa se incrementarán hasta 7,8%; 3,6%; 3,9%; 2,8%; 3,5%; 2,8% y 3% respectivamente. La zona se caracteriza también por la presencia continua de *Acer*, *Taxus*, *Arbutus*, *Buxus*, *Salix*, *Ulmus*, *Phillyrea*, *Pistacia* y *Olea*. Todo ello sugiere la proximidad de refugios glaciales para la vegetación forestal caducifolia y mediterránea.

La zona SP₂ (11900-10100 años cal BP) se caracteriza por la expansión de *Pinus*, probablemente *Pinus nigra* (Carrión 2002). La invasión es rápida y, presumiblemente, define un ascenso altitudinal en la posición del ecotono bosque-pastizal hasta su posición actual en las cercanías de la laguna. En esta zona tienen lugar pequeños incrementos de *Phillyrea*, *Olea*, Ericaceae y *Quercus perennifolios*. Durante SP₃ (10100-7400 años cal BP), el principal contribuyente a los espectros polínicos es de nuevo *Pinus nigra*, con porcentajes en torno al 50%. Gradualmente, hay un reemplazamiento de *P. nigra* por *P. pinaster*, el cual alcanza sendos máximos en 8100 y 7700 años cal BP. El componente mesofítico, con *Betula*, *Fraxinus*, *Quercus caducifolios*, *Corylus* y *Acer* comienza a incrementarse a partir de 8100 años cal BP.

Durante la zona SP₄ (7400-5300 años cal BP), los bosques de pino son inicialmente reemplazados por ro-

bledales con abedul, avellano, fresno, arce, sauces y olmos, así como tejos, madroños, boj y acebo. *Juniperus* y los xerófitos experimentan su mínimo. Esta fase supone igualmente la expansión de la vegetación mediterránea, caracterizada por bosques de *Q. ilex-rotundifolia* con ericáceas, *Phillyrea*, *Rhamnus*, *Pistacia* y *Olea*. Sin embargo, el máximo de este tipo vegetal (5900 años cal BP) es transgresivo respecto al máximo mesofítico de los robles y *Betula* (7300 años cal BP), *Acer* (6600 años cal BP), *Fraxinus* (6500 años cal BP) y *Corylus* (6400 años cal BP), lo cual sugiere una pauta de sucesión que culmina con nuevos incrementos de *Pinus*.

La zona SP5 (5300-3500 años cal BP) se caracteriza por alternancias rápidas de *Pinus nigra* vs. *P. pinaster* y taxones mediterráneos. *P. pinaster* tiene un pico inicial en 5200 años cal BP, *P. nigra* en 4900 y 4200 cal BP, mientras que *P. pinaster*, *Quercus*, Ericaceae, *Pistacia*, *Phillyrea*, *Ephedra fragilis* y *Olea* se incrementan sincrónicamente en torno a 4500 y 3800 años cal BP. Al mismo tiempo, tiene lugar un incremento en los xerófitos (*Artemisia*, Chenopodiaceae y *Ephedra nebrodensis*) y en *Juniperus*. Después de un nuevo pico (3350 años cal BP), *P. nigra* permanece dominante durante SP6 (3500-2000 años cal BP).

Durante SP7 (2000-1550 años cal BP), *P. nigra* decrece y Poaceae llega a ser el taxón polínico privativo, con un máximo del 50% a 1800 años cal BP. Esta zona viene también significada por *Fraxinus*, *Pistacia* (pico a 1900 años cal BP), *Ephedra fragilis*, *Juniperus* y *Artemisia*. Resulta importante que el primer máximo de Poaceae (1800 años cal BP) sea precedido (2200-2000 años cal BP) por curvas ascendentes de *Polygonum aviculare* y *Riccia*, así como por las primeras apariciones de Sordariaceae, *Thecaphora* y *Trichuris*. La zona SP8 (1550-500 años cal BP) se caracteriza por alternancias de *Pinus nigra* y Poaceae. Los incrementos en el polen de gramíneas son coetáneos con los de *Pinus pinaster*, *Quercus* perennifolios, *Fraxinus*, Ericaceae, *Juniperus*, *Phillyrea*, *Artemisia* y Chenopodiaceae. En contraste, los incrementos de *P. nigra* son correlativos de los de *Quercus* caducifolios y *Corylus*. Esta zona muestra la presencia continua de *Berberis*, *Olea*, *Cistus*, *Rhamnus*, Genistea

y *Juglans* y los primeros recuentos de *Vitis* en torno a 800 años cal BP. La zona SP9 (a partir de 500 años cal BP) supone el establecimiento del paisaje local actual.

El registro polínico es susceptible de comparación con el de microfósiles, con las indicaciones de fuego y con el registro palinológico de perturbación antropogénica y actividades humanas (Carrión 2002). La evidencia más directa de cambio climático es precisamente el registro paleolimnológico, el cual, sin duda, refleja la tendencia al recalentamiento tardiglacial y del Holoceno inicial, así como cambios hidrológicos durante todo el Holoceno. El propio polen de plantas terrestres es indicativo de variación climática a través de las fluctuaciones de mesófitos (clima húmedo), xerófitos (aridez), termófitos (incrementos térmicos) y componente mediterráneo (sequía estival) (Fig. 4).

El registro de microcarbones sugiere que la actividad de incendios se relaciona con la variación hidroclimática. La partículas son relativamente abundantes durante SP3, con tres picos, y todavía más durante SP5-SP9, con más de doce máximos (Fig 5). Esta pauta de baja ocurrencia durante el Holoceno medio, precedida y seguida por fases de mayor virulencia, encaja con la secuencia de mesófitos y xerófitos, así como con la variación de los indicadores del nivel hidrológico. Parece claro que los períodos de máxima ignición tuvieron lugar durante los momentos más áridos, lo cual se justifica adicionalmente por la correlación positiva entre microcarbones, *Artemisia*, xerófitos, *Juniperus* y *Pseudoschizaea*, y por la correlación negativa entre microcarbones, mesófitos y *Botryococcus* (Carrión 2002).

Los indicadores de acción antrópica (Fig. 5) son constantes a partir de 2500 años cal BP, cuando tienen lugar los primeros aumentos en las esporas de sordariáceas, las cuales podrían estar relacionadas con el incremento del pastoreo en los alrededores de la laguna. *Thecaphora* y *Trichuris* puede que estén relacionados con un proceso similar. La curva de las esporas de *Riccia* tiene un significado igualmente coincidente. *Riccia lamellosa* y *R. sorocarpa* son abundantes en las superficies emergentes de masas de agua en alta montaña en zonas pastoreadas.

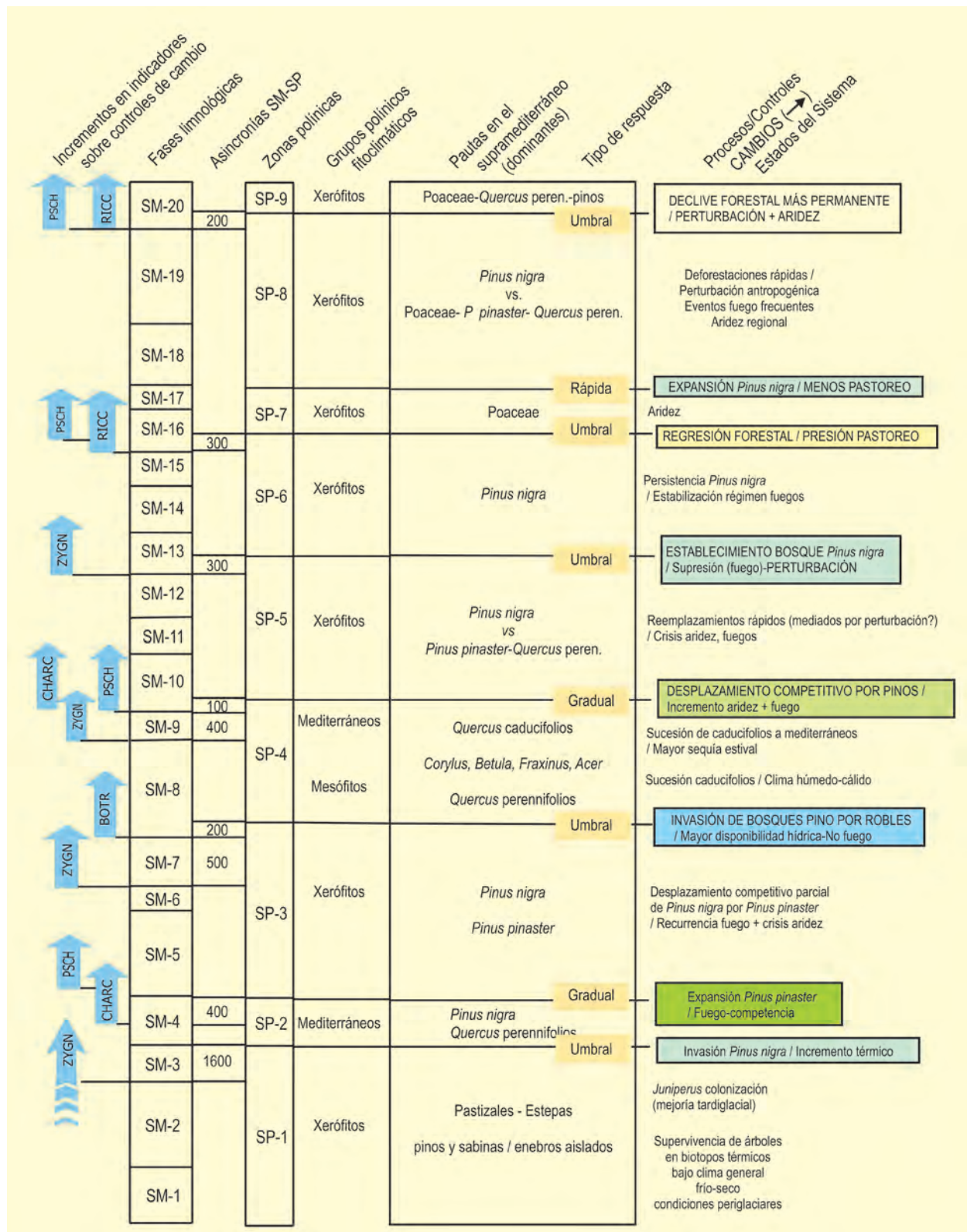


Figura 4. Relaciones temporales entre las fases limnológicas (SM) y la vegetación terrestre (SP), e hipótesis de los principales procesos y control de la evolución de la vegetación en la secuencia de Siles. ZYGN = Zygnemataceae, CHARC = microcarbones, PSCH = *Pseudoschizaea*, BOTR = *Botryococcus*, y RICC = *Riccia*. Redibujado de Carrión (2002)

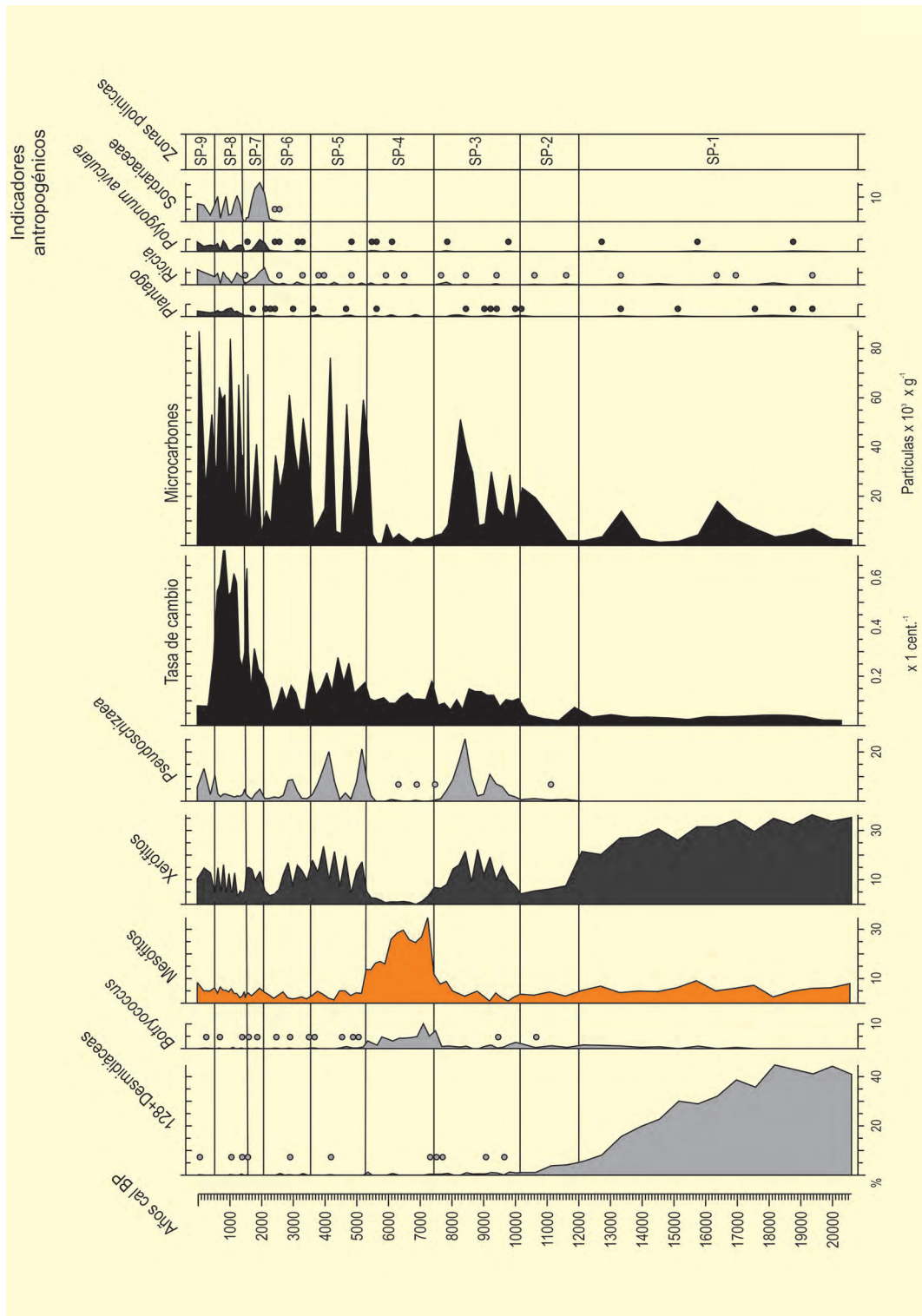


Figura 5. Variación de microcarbones, indicadores antropogénicos y otros microfósiles, y tasa de cambio (Bennett 2000) entre muestras adyacentes a lo largo de la secuencia de Siles. Redibujado de Carrión (2002)

Las esporas encontradas en nuestras muestras puede que hayan sido transportadas desde puntos más elevados de la cuenca lacustre o haber sido depositadas *in situ* durante la estación seca, siguiendo la desecación de la laguna. *Polygonum aviculare* y *Plantago lanceolata* podrían tener una conexión similar con el pastoreo, incluso con la agricultura, en conjunción con *Cerealia*, *Vitis* y *Puccinia* (Carrión & van Geel 1999). En síntesis, el registro palinológico sugiere sobrepastoreo en la zona desde 2400-2300 años cal BP (SP7-SP9), y agricultura desde 1400 años cal BP. La curva de *Riccia* comienza varios cientos de años antes de la expansión de las gramíneas y del declive forestal de SP7 y, por tanto, las presencias continuas de *Berberis*, *Rhamnus* y Genisteae en fase con los indicadores antropogénicos señalados desde SP8 sugieren que hay una conexión entre el sobrepastoreo y la expansión del matorral espinoso.

Al menos durante siete veces a lo largo de SP7-SP8, los bosques de pino del supramediterráneo habrían sido llevados más allá de su umbral de resistencia a la perturbación, produciéndose la expansión del pastizal, el matorral espinoso con enebros y sabinas rastreras y las comunidades nitrófilas. Los fuegos naturales, por sí solos, no habrían sido suficientes para mantener el pastizal de alta montaña dentro del área de *P. nigra*. De hecho, el fuego queda testificado desde mucho antes de que tengan lugar los recesos forestales. Plausiblemente, los umbrales de vulnerabilidad de los bosques supramediterráneos de *Pinus nigra* sólo se alcanzarían por la acción combinada del clima árido, el fuego y, críticamente, el pastoreo.

Más información

Carrión (2002)



SIMA DE LAS PALOMAS

Campo de Cartagena, Torre-Pacheco, Murcia
Pleistoceno medio – Pleistoceno superior

La Sima de las Palomas se encuentra a 120 m s.n.m. en la cara sur del Cabezo Gordo, un agreste macizo aislado de calizas y dolomías triásicas pertenecientes al complejo Nevado-Filábride, con orientación E-O. El Cabezo Gordo se levanta hasta una altura de 312 metros en la llanura del campo de Cartagena, en el término municipal de Torre Pacheco ($37^{\circ} 47' 54''$ N, $00^{\circ} 53' 53''$ O) (Figs. 1, 2 y 3). Se trata de una sima natural con dos entradas y una tercera artificial

hecha por mineros en el siglo pasado. Contiene una brecha fosilífera de 18 metros de profundidad, con una parte superior que ha sido datada por ^{14}C en unos 40000-60000 años y la parte inferior en 125000 por análisis de torio-uranio (U/Th) (Walker *et al.* 1999, 2008). La composición de la brecha es la de un sedimento cementado (lutitas, arcillas y arenas) con bloques angulosos caídos por la abertura. Durante las sucesivas campañas de excavación se han encontrado multitud



Figura 1. Situación de la Sima de las Palomas (flecha) en el Cabezo Gordo, Torre Pacheco (Foto: Santiago Fernández)



Figura 2. Vistas del campo de Cartagena desde la entrada a la Sima (Foto: Santiago Fernández)



Figura 3. Interior de la Sima de las Palomas (Fotos: Santiago Fernández)

de restos humanos, pudiéndose distinguir entre restos propiamente neandertales y restos de preneandertales (cf. *H. heidelbergensis*). Además de utensilios líticos del Paleolítico medio (Musteriense) asociados a los restos de Neandertal, aparecen restos faunísticos propios del Pleistoceno superior inicial (Walker *et al.* 1999).

El muestreo palinológico (Fig. 4) fue realizado sobre un corte estratigráfico excavado cerca de la abertura de la cavidad. A efectos de comparación con la lluvia polínica actual en el interior de la cueva, se analizó también una muestra de sedimento resultante de la mezcla de cinco submuestras tomadas de diferentes puntos de la superficie. Los espectros polínicos superficiales reflejan la vegetación actual y son diferentes de los pleistocenos. El sedimento superficial contiene sobre todo polen de *Plantago*, genisteas, *Thymelaea*, *Olea*, *Pinus*, gramíneas, quenopodiáceas, labiadas y *Helianthemum*. Por el contrario, casi no hay polen de *Quercus* (ausente hoy en el área litoral), siendo éste muy abundante en las muestras pleistocenas. Otros pólenes minoritarios en los espectros fósiles como *Corylus*, *Betula*, *Fraxinus*, *Arbutus*, *Ulmus*, *Salix*, *Erica* y *Ephedra distachya-nebro-*

densis, están también ausentes del espectro superficial. En general, los taxones mediterráneos se mantienen estables, mientras que los mesófitos y los xerófitos invierten su importancia respecto a los niveles fósiles.

Los espectros fósiles están caracterizados, en primer lugar, por dos grupos de *Quercus*. El grupo caducifolio podría corresponder a una o varias de las especies de robles del sur peninsular (por ej. *Q. faginea*, *Q. canariensis* y *Q. pyrenaica*). El tipo perennifolio podría conectarse con la encina (*Quercus ilex* y *Q. rotundifolia*) o la coscoja (*Q. coccifera*). La presencia del pino es también notoria. No tenemos datos antracológicos para dilucidar qué especie/s de pino estuvieron implicadas, aunque hay varias que resultan plausibles (*P. nigra*, *P. halepensis* y *P. pinea*).

Por la climatología actual de la costa meridional murciana, con enclaves que no sobrepasan los 200 mm de precipitación media anual, y altos valores de evapotranspiración, resulta llamativa la abundancia de robles y, especialmente, la presencia de especies que demandan condiciones templado-húmedas, como el avellano

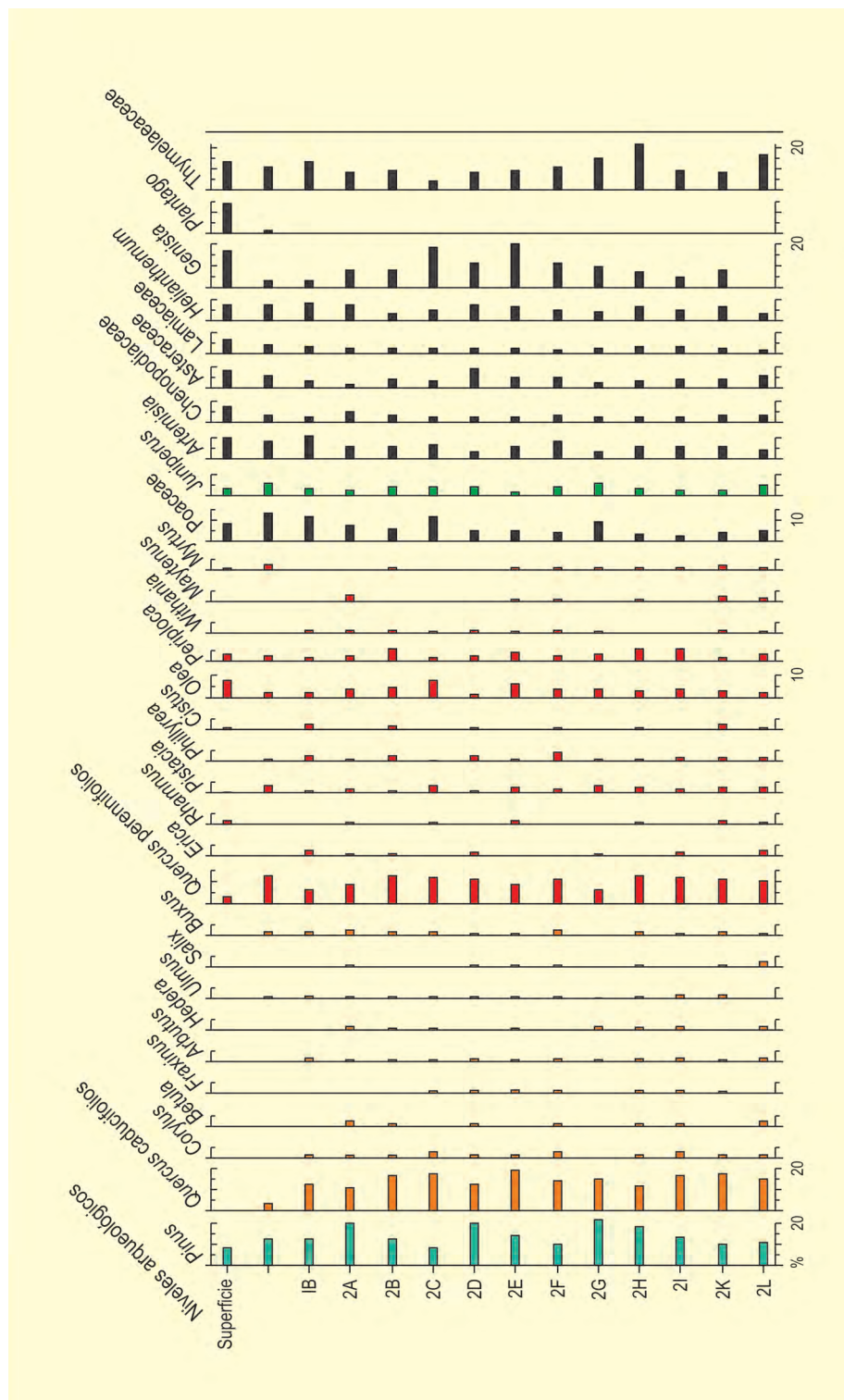


Figura 4. Diagrama polínico sintético de la Sima de las Palomas del Cabezo Gordo. Redibujado de Carrión et al. (2003)

(*Corylus avellana*), el fresno (*Fraxinus*), el madroño (*Arbutus unedo*), el boj (*Buxus*) o el abedul (*Betula cf. celtiberica*). No es sencillo averiguar el área exacta de procedencia de estos pólenes, pero no hay duda de que los robles crecieron en las proximidades, pues sus porcentajes polínicos oscilan entre el 15-20% y, en contexto de cueva, estos no pueden deberse a larga

distancia (Prieto & Carrión 1999, Navarro et al. 2001, 2002).

Cabe concebir un paisaje local configurado por un mosaico mucho más diverso de formaciones vegetales que el que se observa en la actualidad. Este incluiría pinares, bosques mixtos dominados por robles y encinas,

con otros árboles caducifolios, sotobosques de *Juniperus oxycedrus*, *Olea europaea*, *Phillyrea*, *Chamaerops humilis*, *Buxus*, *Rhamnus*, *Erica arborea*, *Maytenus europaeus*, *Smilax aspera* y *Pistacia*; formaciones heliófilas con *Periploca angustifolia*, *Osyris quadripartita*, *Asphodelus*, labiadas, compuestas, cistáceas, *Thymelaea hirsuta*, *Calicotome intermedia* y otras genisteas y, finalmente, marjales con quenopodiáceas, *Lycium* y *Whitania frutescens*.

Es probable que muchos árboles se comportaran como freatófitos, creciendo sobre bordes de río, ramblas y arroyos. Por tratarse de un período glacial, la diversidad y abundancia de termófitos se puede considerar relevante. Hay que observar que algunas es-

pecies como *Periploca angustifolia* apenas soportan las heladas (Sánchez-Gómez & Guerra 2003). Es obvio que el clima local no fue mucho más frío que en la actualidad durante el período de estudio. Por otro lado, *Periploca*, al igual que ocurre con *Withania*, *Pistacia*, *Phillyrea*, *Maytenus*, *Chamaerops*, *Calicotome* y *Osyris*, está claramente infrarepresentados en la lluvia polínica superficial (Carrión 2002) y es previsible que su abundancia en la vegetación del entorno fuera mayor de lo que reflejan los espectros polínicos.

Más información

Yll & Carrión (2003), Carrión *et al.* (2003, 2005), Carrión (2004), Walker *et al.* (2004, 2008)



SOPEÑA

Onís, Asturias

Pleistoceno superior (38000-24000 años BP)

El Abrigo de Sopeña se abre en la ladera suroeste (43° 19' N, 04° 56' O; 450 m s.n.m.) sobre los afloramientos calcáreos próximos del término municipal de Onís en el valle del Güeña, tributario del Sella (Fig. 1). Perpendicularmente al Güeña y a unos 100 m por debajo de Sopeña discurre el arroyo Güesal que drena un valle bastante encajado caracterizado por relieves silíceos. El terreno fuertemente compartimentado y la discontinuidad de substrato en cortas distancias constituyen los principales rasgos del entorno de este yacimiento (Mayor & Díaz 1977). Los re-

lieves silíceos se encuentran desprovistos de vegetación, produciendo un fuerte contraste con la ladera calcárea donde se encuentra el abrigo. En las márgenes fluviales y a media ladera la vegetación es bastante densa y especies del bosque caducifolio, como *Quercus robur*, *Corylus*, *Fraxinus*, *Juglans*, *Castanea*, *Acer* e *Ilex aquifolium*, aparecen entremezcladas con matorral de *Ulex*, *Crataegus* y *Rubus*.

Esta cueva ha proporcionado una secuencia con 15 niveles estratigráficos que abarcan la transición



Figura 1. Río Güeña en las proximidades del Abrigo de Sopeña (Foto: F. Leandro)

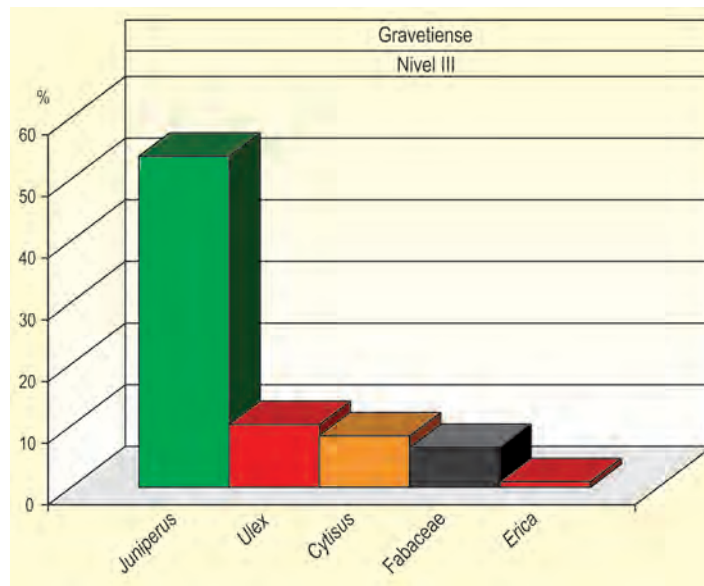


Figura 2. Abrigo de Sopeña: síntesis de los resultados antracológicos. Redibujado de Pinto *et al.* (2006)

Musteriense-Paleolítico superior. Los niveles del I al XI corresponden al Paleolítico superior y en los niveles del XII al XV aparecen las ocupaciones del Musteriense. Los niveles III, V y VII son muy oscuros, caracterizados por una abundancia de carbones y de hueso quemado. Tres dataciones radiocarbónicas han sido obtenidas: 24000 años BP para el nivel III; 32800 años BP en el nivel XI y 38000 años BP en el nivel XII (Pinto *et al.* 2006).

Durante la campaña de 2005 se efectuó un muestreo exhaustivo en toda la estratigrafía con objeto de recuperar muestras antracológicas y elaborar una secuencia lo más completa posible de la transición cultural Musteriense-Paleolítico superior en territorio asturiano. La atención se centró en los tres niveles supuestamente ricos en carbones. Únicamente el nivel III,

atribuible a un posible Gravetiense, proporcionó muestras suficientes y es objeto de estudio antracológico (Fig. 2). La información florística obtenida en el nivel III resulta reveladora para el final del estadio isotópico 3 puesto que la flora identificada es drásticamente diferente de lo hasta ahora visto en los otros yacimientos cantábricos de este período. *Juniperus* es el taxón dominante (53%) alternando con matorral de landa (26%): *Erica*, *Ulex europaeus*, *Ulex* y *Cytisus*. El pino, *Pinus sylvestris*, se halla ausente en este nivel pero algunas evidencias esporádicas han quedado registradas junto a *Betula*, *Salix* y Fabaceae en los niveles XII y X (Uzquiano inédito).

Más información

Pinto *et al.* (2006)



SU81-03

Costa murciano-alicantina
Pleistoceno superior – Holoceno (20430-8850 años cal BP)

El sondeo marino SU81-03 se localiza frente a las costas murciano-alicantina y argelina, a una profundidad de 1875 metros (37° 58' N, 00° 05' E) (Fig. 1). Su cronología ha sido establecida por M. Paterne y J. C. Duplessy en base a la estratigrafía isotópica del taxón *G. bulloides*. La última transición Glacial-Interglacial, así como el inicio del Holoceno, entre 17 y 6 mil años antes del presente, están representados en este sondeo marino, para el cual aportamos datos palinológicos.

En la parte inferior de la secuencia polínica (Fig. 2) se observa un dominio de elementos que caracterizan los espacios abiertos, poco forestados del Último Máximo Glacial y del Tardiglacial. Abundan *Artemisia*, *Poa*-*ceae* y *Ephedra*, observándose un aumento del encinar mediterráneo a partir de los 12000 años BP. Hacia 9000 años BP estos valores forestales alcanzan un máximo, que corresponde a una disminución significativa del grupo de especies propias de los espacios abiertos.

Sin embargo, entre 11000 y 10000 años BP ocurre un fenómeno, probablemente climático, que detiene esta dinámica de recuperación arbórea: puntualmente vuelven a aumentar las especies de espacios abiertos, mientras disminuyen, también puntualmente, los espacios arbolados situados frente al sondeo SU81-03, tanto en Europa como en África del norte. Este fenómeno, la disminución de los porcentajes arbóreos frente a las especies estépicas, se registra en otros dos momentos: a 15000 años BP y también a 8000 años BP (Parra 1994).

Parece muy probable que parte de la vegetación representada en el sondeo SU81-03 también registre fenómenos de dinámica vegetal de la orilla argelina, pues a lo largo de esta secuencia polínica encontramos una representación significativa, que disminuye a medida que se termina el periodo Tardiglacial, de *Cedrus*, y también, en dos momentos durante el Dryas reciente (11000-10000 años BP), de varios granos del taxón típicamente tropical-saheliano Combretaceae, cuya presencia está



Figura 1. Situación geográfica del sondeo SU81-03 en la costa mediterránea peninsular

situada latitudinalmente por debajo del desierto del Sahara, en el límite superior del bosque tropical y de la sabana africana, hacia la latitud 13-14° N. Esta presencia sólo puede explicarse a través de un sistema de vientos meridionales que arrastre a través del aire ese palinomorfo africano; un fenómeno similar es observado a lo largo de la orilla norte del mediterráneo en otros sitios, sobre todo continentales (Magri & Parra 2002).

La presencia de combretáceas en este sondeo marino coincide con un aumento de cedros y *Artemisia*, que son los elementos característicos del Dryas reciente en el sondeo SU81-03. Entre 9000 y 8000 años BP, los cedros y *Artemisia* vuelven a aumentar ligeramente, coincidiendo con una disminución de *Quercus* perennifolios. Ese es el último momento en el que se registra un aporte africano, principalmente de cedros, al sector de sedimentación de este sondeo marino.

El estudio de los diagramas polínicos de cedros de la orilla argelina (Salamani 1993), que corresponden a sistemas montañosos próximos al litoral, muestra una coincidencia cronoestratigráfica con el registro del son-

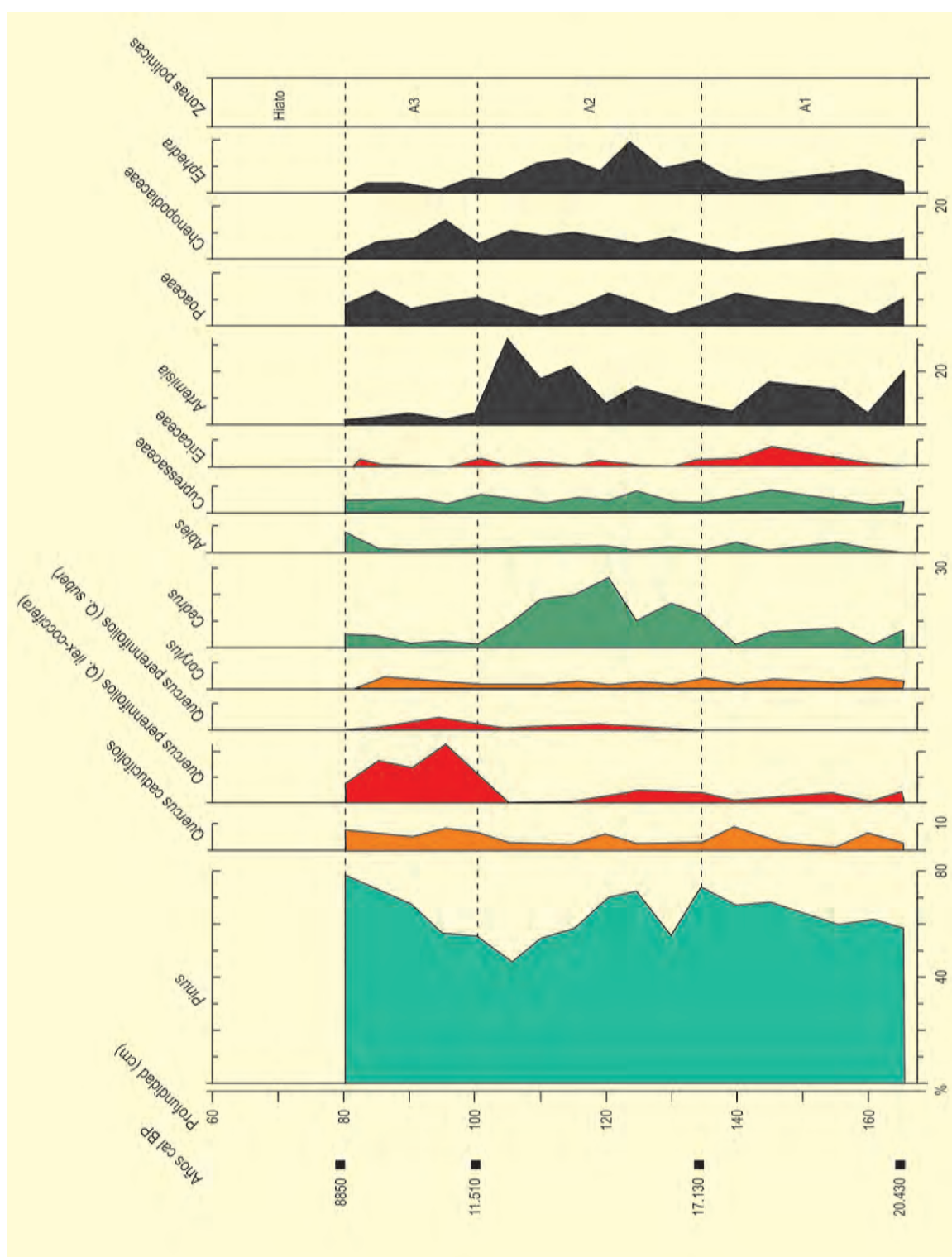


Figura 2. Diagrama polínico del sondeo marino SU81-03. Redibujado de Parra (1994)

deo SU81-03 y señalan el carácter casi lacustre del Mar Mediterráneo occidental a la hora de integrar, al menos durante ciertos intervalos de tiempo, la imagen polínica, quizás parcial, de ambas orillas.

Esta secuencia sedimentaria marina, fértil en polen, acaba bruscamente hacia 6000 años BP. Un cambio en

las condiciones de ventilación de la sedimentación marina reciente puede explicar el deterioro y destrucción que de forma continua se observa en la parte superior del Holoceno de esta secuencia.

Más información

Parra (1994), Carrión *et al.* (2000), Magri & Parra (2002)



SU81-13

Océano Atlántico, sur de la Península Ibérica
Pleistoceno superior-Holoceno (21000 BP-actualidad)

Este sondeo marino se localiza a unos 1226 m de profundidad en el golfo de Cádiz a $36^{\circ} 00'$ N y $07^{\circ} 40'$ O, unos 100 km al sur de Faro, 136 km al oeste de Cádiz y 160 km al noroeste de las estribaciones más occidentales del macizo marroquí del Rif (Fig. 1). Por lo tanto, integra información paleoambiental de ambas orillas. A partir de los datos de este sondeo marino resulta difícil distinguir qué especies provienen de un sector o del otro, pues hoy día las dos estructuras vegetales, en ambas orillas, son similares. La única excepción notable entre la actual vegetación arbórea europea y africana es la presencia de cedros en el sector marroquí. Este taxón es perfectamente detectado, en este sondeo marino, y su evolución a lo largo de la secuencia, nos habla claramente de una dinámica de vegetación que muy probablemente pueda atribuirse al sector marroquí.

La cronología de la secuencia sedimentaria fue establecida a partir de la estratigrafía isotópica por Martinne Paterne y Jean Claude Duplessy (Parra 1994). A partir de aquí se observa un registro desde 21000 años BP aproximadamente hasta la época moderna.

El diagrama polínico (Fig. 2) evidencia la persistencia de quercíneas. Se trata de la representación de las áreas de refugio más occidentales tanto de África mediterránea como de Europa meridional. De forma particular, podemos observar el grupo de los *Quercus* perennifolios, representados tanto a través de los encinares como de los alcornoques de forma prácticamente continua a lo largo de la secuencia. De forma más esporádica aparecen pólenes de *Quercus* caducifolios, probablemente *Quercus faginea*.

Los pinos son muy abundantes en el registro del SU81-13. Es habitual en palinología marina excluir el pino de los recuentos totales sobre la premisa de que este taxón está sobrerrepresentado. Sin embargo, en



Figura 1. Situación geográfica del sondeo SU81-13 en la costa sur de La Península

este testigo sedimentario no podemos dejar de observar dos fenómenos que muestran que estos diagramas polínicos con pinos en zonas próximas a la costa representan de alguna manera los cambios estructurales reales que ocurren en la vegetación litoral y de las montañas próximas al sondeo SU81-13 en ambas orillas. En efecto, por una parte la curva de los cedros covaría con la curva de los pinos y, por otra parte, y esto es lo más interesante, las variaciones de la curva de los pinos de este sondeo pueden seguirse en sus trazos y tendencias fundamentales en la curva polínica de la secuencia continental española de la turbera de Padul (Pons & Reille 1988). Así, vemos que durante el periodo máximo glacial hay zonas litorales o próximo litorales mediterráneas, registradas en el sondeo marino SU81-13, donde una gran parte de la vegetación arbórea, e incluso arbustiva, que desaparece de casi todo el continente europeo durante el último periodo glacial, se mantiene, sin embargo, en buenas condiciones, pues su presencia es continua o casi continua a lo largo de la transición glacial-interglacial, para después desarrollarse plenamente en el periodo holocénico. Incluso llama la atención la curva de *Olea*, taxón ciertamente termófilo, que aparece en este sondeo de forma casi

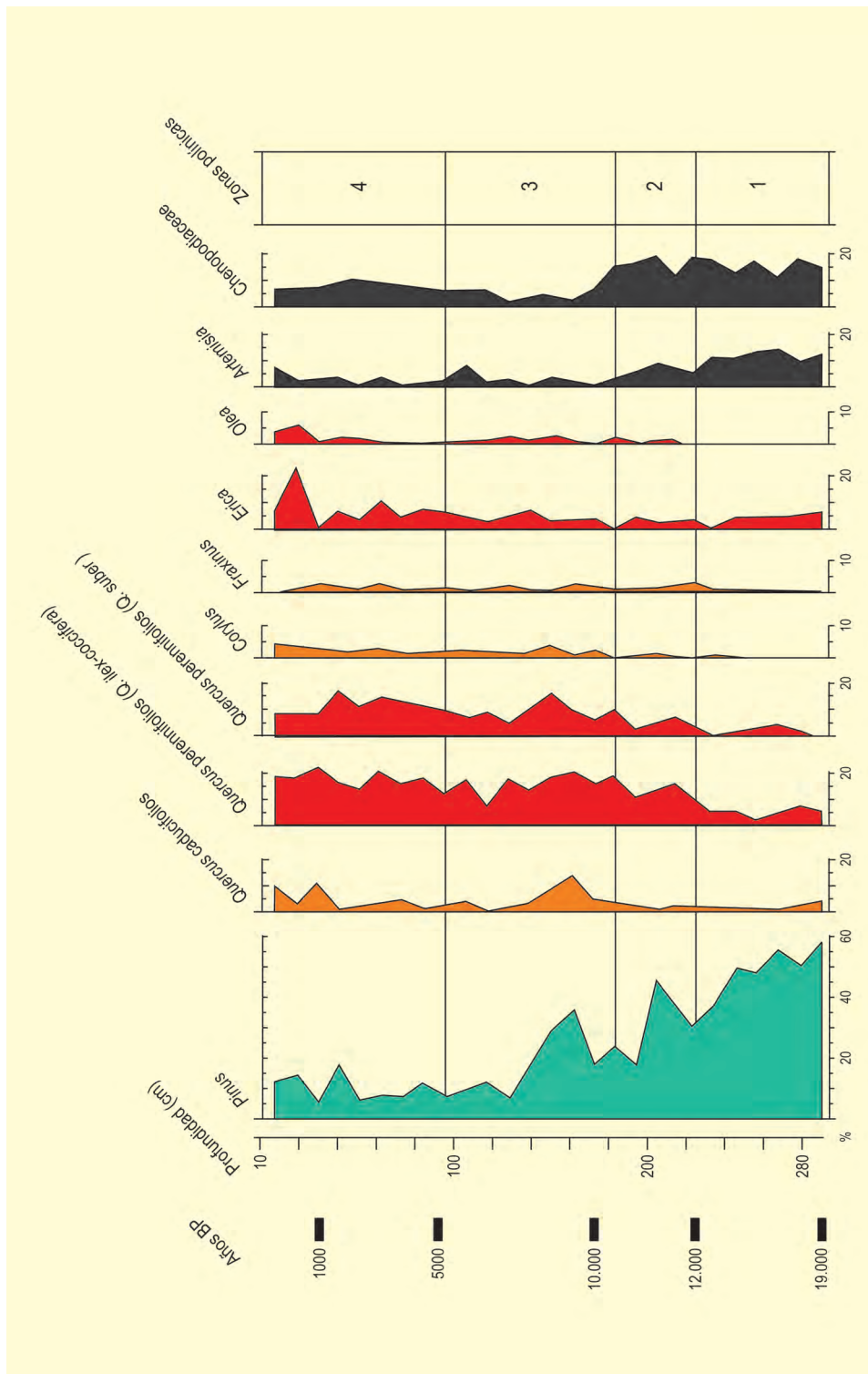


Figura 2. Diagrama polínico del sondeo SU81-13. Redibujado de Parra (1994)

continua, es decir, según la estratigrafía isotópica de la secuencia, desde unos 13 mil años antes del presente.

Parra (1994) ha interpretado la progresiva reducción de los cedros y de los pinos en la secuencia SU81-13 como la expresión polínica del desarrollo en las zonas

bajas de los encinares, alcor-nocales y robleales mediterráneos, a expensas de los otros taxones que se posicionan, entre 10000 y 8000 años BP en sus posiciones altitudinales presentes.

Más información

Parra (1994), Magri & Parra (2002)



SU81-18

Océano Atlántico, Portugal
Pleistoceno superior – Holoceno (28000-1000 años BP)

El testigo marino SU81-18 se localiza en la margen atlántica de Portugal a $37^{\circ} 46' N$ y $10^{\circ} 11' O$ (Fig. 1), a una profundidad de agua de 3135 m, y consiste en una secuencia de siete metros de arcillas hemipelágicas y homogéneas, aparte de una escasa fracción mineral de tamaño $>150 \mu m$ que representa un aporte sedimentario de icebergs atlánticos (IRD).

La cronología de la secuencia está construida a partir de la estratigrafía isotópica planctónica basada en el análisis del foraminífero *Globigerina bulloides* (Bard *et al.* 1987, 1989) y en 25 dataciones radiocarbónicas AMS (Bard *et al.* 2000). La secuencia corresponde a los últimos 27000 años, e incluye el denominado Último Máximo Glacial (LGM), los eventos de Heinrich 2 y 1, la última deglaciación y el Holoceno.

El sondeo SU81-18 fue realizado aproximadamente en el mismo lugar que el sondeo 8057 B (Hooghiemstra *et al.* 1992), por lo que los resultados son muy semejantes, aunque con una resolución de muestreo más elevada, un mayor número de dataciones y complementado por el estudio marino multiparamétrico. Además, se sitúa próximo al testigo MD95-2042, que ha proporcionado un registro polínico para el intervalo anterior de 140-27 ka (Sánchez-Goñi *et al.* 2008).

La secuencia polínica SU81-18 (Fig. 772) proporciona evidencias sobre la respuesta de la vegetación del suroeste de la Península Ibérica a los cambios climáticos de origen atlántico. El intervalo 27000-14500 años BP, que corresponde al estadio isotópico OIS 2, se caracteriza por el dominio de vegetación xerofítica y herbácea, correspondiendo a un clima seco y frío. No



Figura 1. Situación geográfica del sondeo de SU81-18 en la costa atlántica peninsular

obstante, el Último Máximo Glacial se distingue por una leve expansión de Ericaceae acompañada por un aumento en la abundancia de Cyperaceae, lo que indica condiciones más húmedas comparado con los eventos de Heinrich 2 y 1.

Durante el Heinrich 1 se observan abundancias máximas de polen de plantas xerófilas, junto a cantidades elevadas de IRD, y porcentajes máximos del foraminífero polar *Neogloboquadrina pachyderma* y de especies de dinoflagelados, indicando las condiciones más frías de los últimos 27000 años, tanto atmosféricas como oceánicas.

El intervalo del OIS 1 (14500 años BP-actualidad) se caracteriza por el aumento progresivo de *Quercus*, plantas mediterráneas (*Olea*, *Pistacia*), Ericaceae, Cyperaceae e *Isoetes* bajo condiciones cálidas y húmedas. Durante este intervalo se observa una expansión de xe-

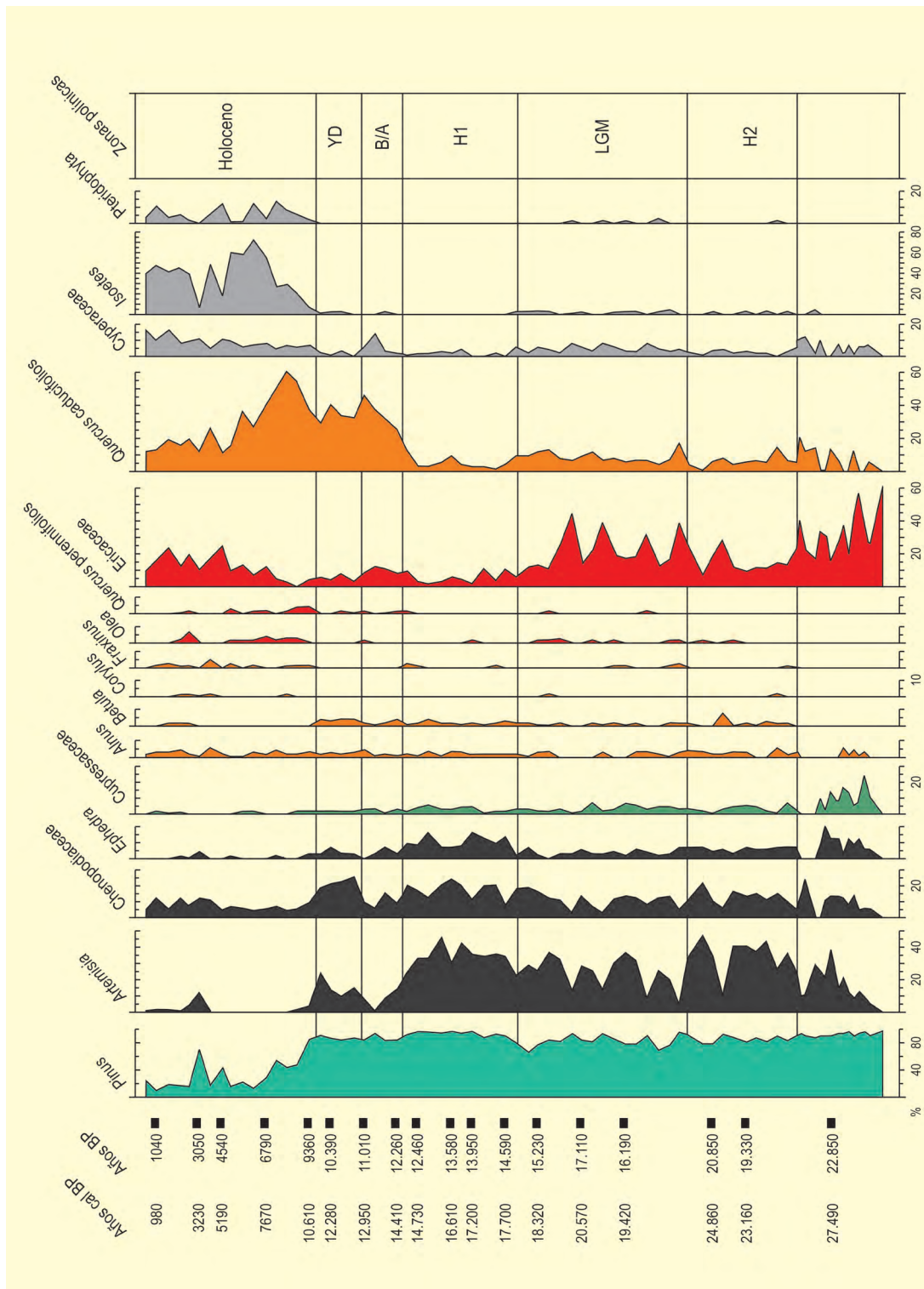


Figura 2. Diagrama polínico del testigo SU81-18. Redibujado de Lézine & Denèfle (1997) y Turon *et al.* (2003)

rófitas indicando condiciones secas durante el Dryas reciente. A lo largo de toda la secuencia se observa cómo los cambios polínicos se corresponden con cambios en el contenido de dinoflagelados, indicando la sincronía existente entre las condiciones continentales y oceánicas.

Más información

Bard *et al.* (1987, 1989, 2000), Lézine & Denèfle (1997), Turon *et al.* (2003)



TERRAZAS FLUVIALES DEL RÍO TAJO

Toledo

Pleistoceno inferior – Pleistoceno superior

Los datos que a continuación se presentan proceden de secuencias sedimentarias desarrolladas sobre las terrazas fluviales del río Tajo, en los alrededores de la ciudad de Toledo (39° 51' N, 04° 01' O). La zona se ubica en la denominada Cuenca de Madrid, enmarcada al norte por el Sistema Central, al este por la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira y al sur por los Montes de Toledo y la región de Campo de Calatrava. La red fluvial está formada por el sistema Henares-Jarama-Tajo, como sistema principal de la cuenca, a favor de la cual tuvieron lugar los procesos de disecación más importantes. Las fases del río Tajo se resumen en: la instalación de la red fluvial, a inicios del Pleistoceno inferior; y las primeras terrazas durante este periodo y tránsito al Pleistoceno medio (niveles +90-95 m). En el Pleistoceno medio, se desarrollan los niveles de terraza entre los +60-20m, mientras que en el Pleistoceno superior se forman los niveles +20-8m. Finalmente en el Holoceno, se producen los dos últimos encajamientos, el de +6-8m y el de +3-5m, junto a rectificaciones de los cauces principales, dejando numerosos meandros abandonados. Sobre estas terrazas, se acumulan coberteras aluviales (depósitos de llanura aluvial y abanicos aluviales de origen lateral), sobre las que se han llevado a cabo los análisis palinológicos.

El clima de la zona es templado mediterráneo de matiz continental, representativo del clima predominante en la Meseta Meridional. Las temperaturas, con una media de 14,9 °C y fuertes contrastes estacionales, y la precipitación media anual de 376 mm, convierten a este valle en una de las zonas más secas de la región. La vegetación característica es un encinar asociado a un sotobosque muy pobre y con poca diversidad florística; bajo condiciones subhúmedas y con suelos profundos se desarrollan los quejigares. Debido a las distintas condiciones edáficas y a la compensación freática del río, prosperan como elementos dominantes de la vegetación riparia especies arbóreas de carácter euros-

beriano (caducifolios no esclerófilos) en un ambiente mediterráneo.

Buenavista

Se desarrolla sobre la terraza de +62-60 m (39° 53' N, 04° 03' O; 480 m s.n.m.) formada durante el Pleistoceno inferior. Esta datación está basada en los datos de polaridad negativa, a techo de la terraza.

Se han identificado en las 11 muestras analizadas (Fig 1) un total de 43 taxones, de los que 9 son arbóreos, 4 arbustivos y 22 herbáceos, junto a 5 taxones acuáticos y esporas monoletas y triletas. Dominan los elementos mediterráneos como *Olea* y, en menor medida, *Quercus* perennifolios, acompañados por taxones de ribera en cuyo seno probablemente se desarrolla *Juglans*. Chenopodiaceae junto a *Rumex*, son los elementos mayoritarios del estrato herbáceo.

Tanto la riqueza polínica de la secuencia como el comportamiento de los taxones, ha permitido diferenciar 3 zonas: la basal, se identifica por una sola muestra que refleja la existencia de un paisaje muy abierto dominado por Chenopodiaceae y desarrollado bajo unas condiciones mediterráneas secas; en la zona central, la característica principal es la escasez de contenido polínico, que podría responder a una agudización de las condiciones detectadas en la zona anterior; y a techo de la secuencia los taxones presentes indican la instalación de unas condiciones mediterráneas así como la estabilidad del medio.

Salchicha

Se trata de un depósito de 380 cm de espesor (39° 53' N, 04° 04' O; 490 m s.n.m.), desarrollado sobre la terraza fluvial de + 40m., datada en Pleistoceno medio a través de la presencia de *Mammuthus trogontherii*. El análisis palinológico (Fig 2) de la secuencia se ha realizado sobre un total de 18 muestras, en las que se han

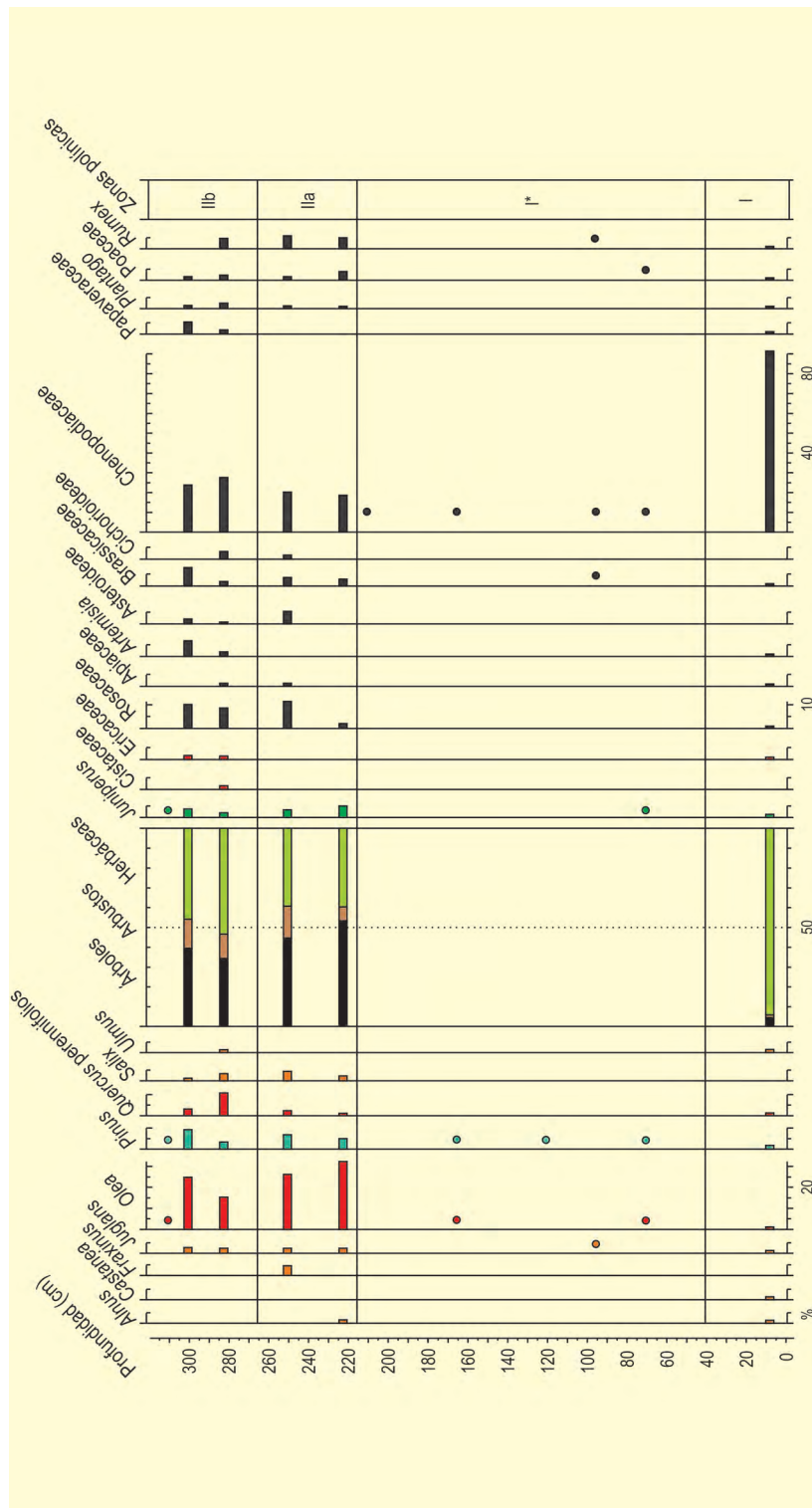


Figura 1. Diagrama polínico de la secuencia de Buenavista. Redibujado de Martín-Arroyo (1998)

identificado 35 taxones, de los que 10 son arbóreos, 4 arbustivos y 16 herbáceos, además de 3 taxones acuáticos y esporas monoletas y triletas.

El desarrollo de *Olea*, *Quercus perennifolios*, *Juniperus*, *Alnus*, *Corylus* y *Castanea*, define un paisaje vegetal de tipo mediterráneo, con una vegetación de ribera,

bien desarrollada en los márgenes del río. En este contexto, la presencia de *Pinus*, es continua pero escasa. Al igual que en el caso anterior, la mitad inferior de la secuencia, presenta una información parcial, que podría corresponder a un paisaje abierto desarrollado bajo unas condiciones más secas, sin embargo, a lo largo de la mitad superior en el bosque mediterráneo y bajo sue-

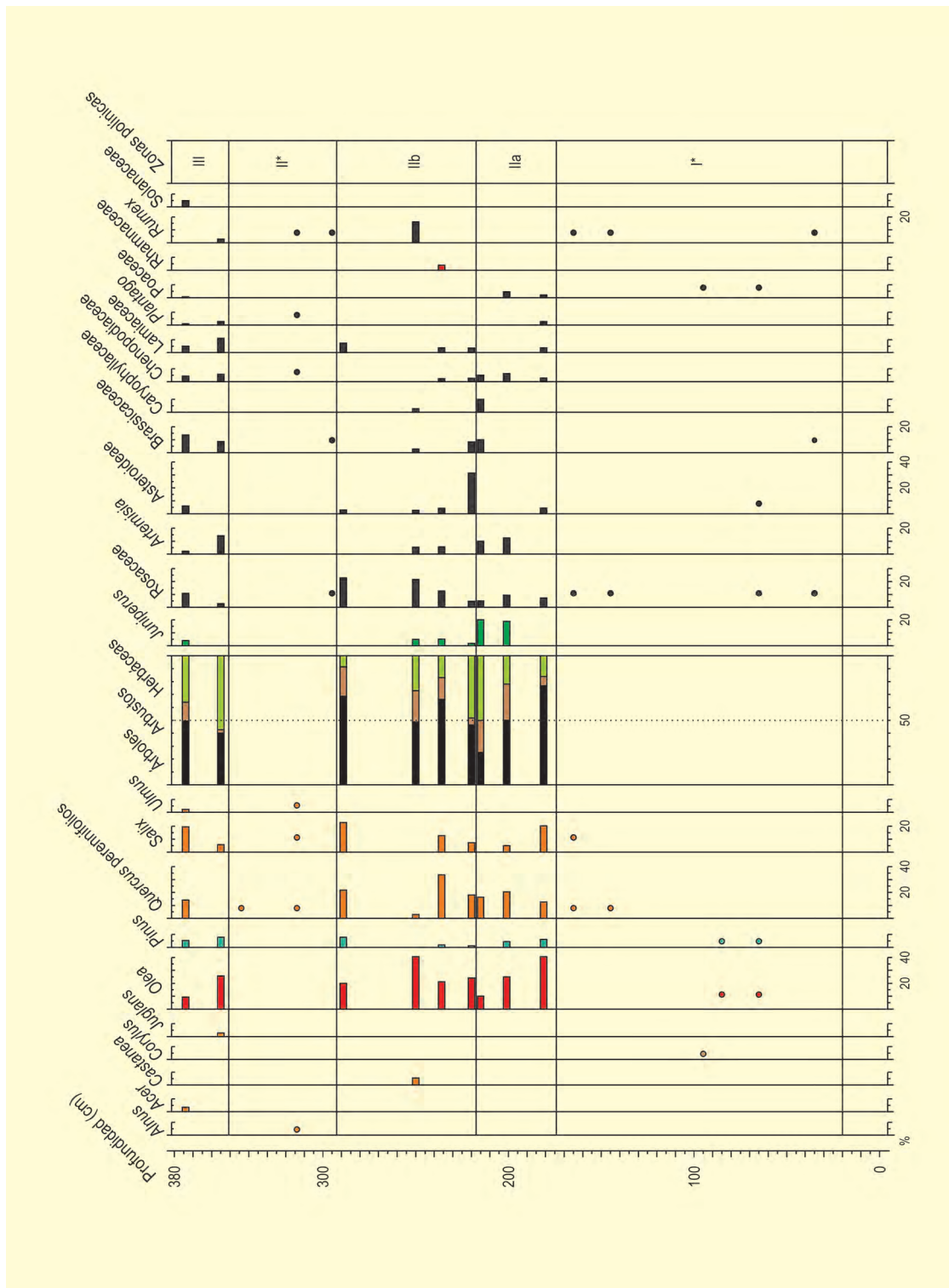


Figura 2. Diagrama polínico de la secuencia de Salchicha. Redibujado de Martín-Arroyo (1998)

los más maduros se produce la sustitución de *Olea* por *Quercus perennifolia*. Hacia el techo de la secuencia episodios de mayor actividad fluvial explicarían el aumento progresivo de la vegetación de ribera (*Salix*, *Alnus*, *Ulmus*) y de los taxones templados (*Acer*, *Juglans*, *Castanea* y *Corylus*). La secuencia muestra la existencia de un clima mediterráneo con pulsaciones

de mayor humedad y tendencia general a unas condiciones más secas.

Secuencia de Pinedo

Depósito de 785 cm de potencia, desarrollado sobre la explotación de áridos de Pinedo (39° 53' N, 04° 00' O; 500 m s.n.m.), en una terraza de + 30m del río Tajo en

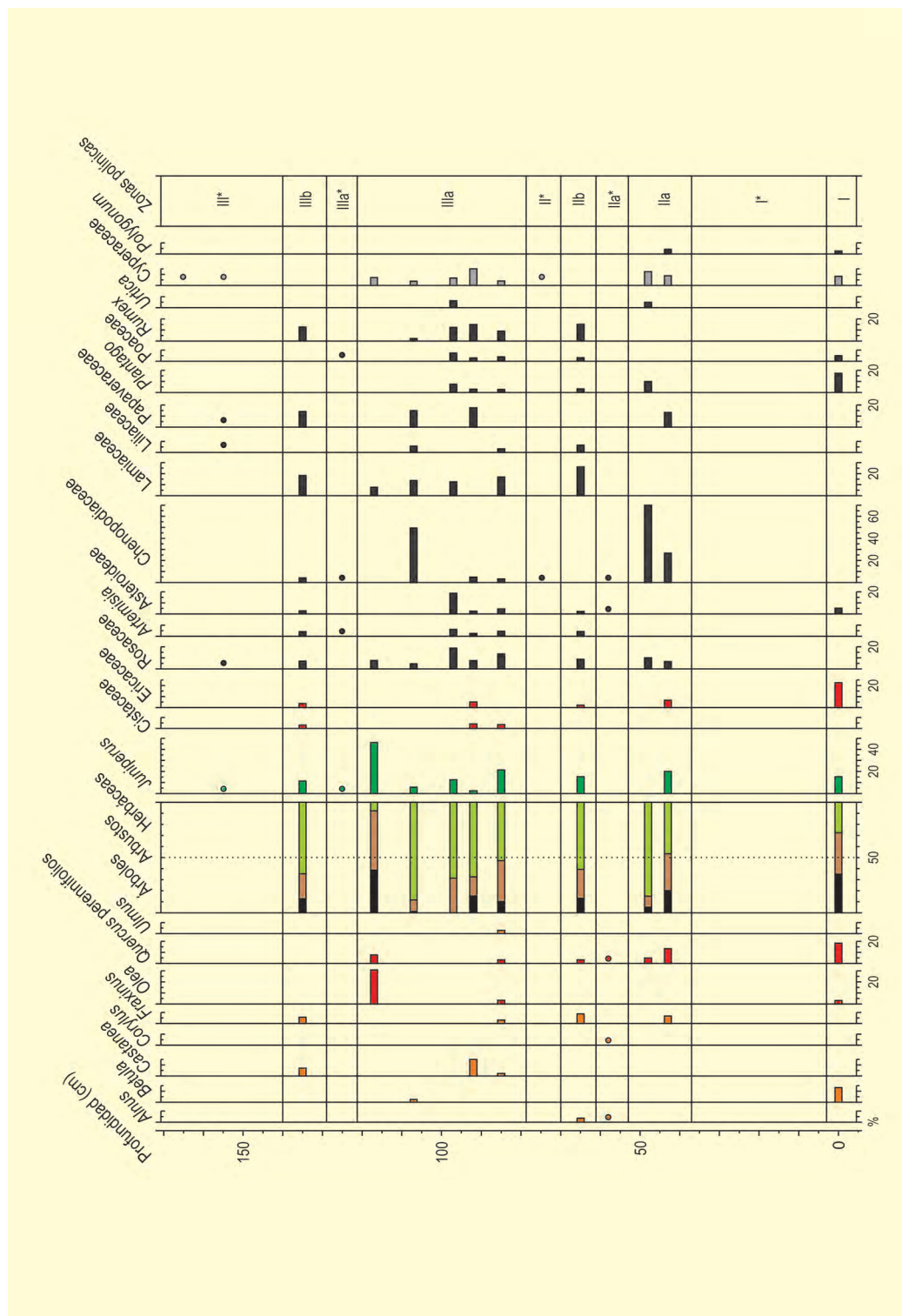


Figura 4. Diagrama polínico de la secuencia de Valdelobos. Redibujado de Martín-Arroyo et al. (1996) y Martín-Arroyo (1998)

forman los elementos dominantes del paisaje vegetal, cuya cobertera fluctúa entre paisajes de bosques y espacios abiertos, dominados por Asteraceae y Chenopodiaceae. Además, son frecuentes las fases con un escaso contenido en polen. Estos hechos han permitido diferenciar 5 zonas polínicas. La zona I, predominantemente arbórea con *Quercus perennifolios*, *Olea* y *Salix*,

y presencias de elementos templados como *Alnus*, *Betula*, *Castanea*, *Corylus* y *Ulmus*. Inicialmente dominan *Olea* y *Juniperus*, que son sustituidos por *Quercus perennifolios* y *Ericaceae*. Los elementos herbáceos, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Plantago*, *Rumex* y *Poaceae*, se mantienen prácticamente constantes. La zona II representa un nuevo ciclo que se inicia con una recupe-

ración arbórea, destacando el incremento de *Salix*, y que hacia el techo evoluciona hacia paisajes abiertos dominados por Chenopodiaceae. En la zona III se instala un paisaje mediterráneo pobre y abierto, constituido por *Quercus* perennifolios asociado a una mayor expansión de los elementos riparios. Hacia el techo la pérdida progresiva de las formaciones arbóreas, refleja la degradación del paisaje. A lo largo de la zona IV se va desarrollando un paisaje algo más denso, con *Olea*, *Juniperus* y finalmente *Quercus* perennifolios, junto a una vegetación riparia poco desarrollada; los arbustos aparecen de forma puntual y el estrato herbáceo es pobre y poco variado. Finalmente en la zona V retorna la vegetación de tipo mediterráneo, con *Olea* y *Quercus* perennifolios, junto a *Salix*, una orla arbustiva de Rosaceae y un pobre cortejo herbáceo (Caryophyllaceae y Lamiaceae).

En resumen, esta secuencia muestra, en líneas generales, las etapas iniciales de la instalación de una vegetación típicamente mediterránea, formada por *Quercus* perennifolios, *Olea* y una orla arbustiva de *Juniperus*, poco densa, asociada al desarrollo de elementos herbáceos como Chenopodiaceae y Asteraceae. Las presencias puntuales de *Betula*, *Alnus*, *Castanea*, *Corylus* y *Ulmus*, desarrollados al amparo de unas condiciones de mayor humedad, fundamentalmente edáfica, son las propias de la vereda del río en donde tiene lugar la expansión de *Salix*. Este paisaje vegetal tiende a evolucionar hacia unas condiciones más secas, con pérdida de elementos templados dando paso a un paisaje típicamente mediterráneo, pobre y abierto de *Quercus* perennifolios. Solo la zona IV parece mostrar un ligero aumento de la tasa de humedad. Finalmente hay un empobrecimiento, tanto cuantitativo como cualitativo, de la cobertura vegetal.

Secuencia de Valdelobos

Se trata de un depósito de 165 cm de potencia, desarrollado sobre la terraza de + 7m (39° 52' N, 04° 05' O; 500 m s.n.m.) atribuida al Pleistoceno superior. Litológicamente está constituida por arenas, fangos arenosos y arcillas, tanto masivas como con estructura laminar.

El análisis palinológico (Fig. 4) se ha realizado sobre 20 muestras, identificando un total de 34 taxones, de los que 10 son arbóreos, 4 arbustivos y 17 herbáceos,

junto a 4 elementos acuáticos y esporas monoletas y triletas. En este perfil destacan los altos porcentajes alcanzados por *Pinus*, en comparación con las secuencias anteriores. El comportamiento de los taxones se estructura en 3 zonas. La zona I, refleja una vegetación arbórea poco densa dominada por *Quercus* perennifolios y acompañadas por *Olea* y *Betula* y asociados a un pobre cortejo tanto arbustivo como herbáceo. La zona II representa una etapa de degradación del paisaje mediterráneo, favoreciendo el desarrollo de un cortejo herbáceo variado, formado principalmente por Chenopodiaceae.

En la zona III, se observan nuevamente dos episodios rítmicos de recuperación-degradación de la vegetación interrumpidos por un nivel estéril. En el primero de ellos tiene lugar un empobrecimiento cuantitativo y cualitativo del estrato arbóreo, que favorece inicialmente el desarrollo del herbáceo, culminando con un alto grado de degradación que se manifiesta a través de muestras sólo con presencias. El siguiente presenta unas características muy similares, aunque el punto de partida es un paisaje arbustivo en el que se detectan presencias de taxones templados, riparios y herbáceos. A lo largo de esta secuencia se detecta una ritmicidad en el comportamiento del medio y de la vegetación, reflejada en la alternancia de niveles con/sin polen y en los procesos de recuperación-degradación de la vegetación típicamente mediterránea (*Juniperus*, *Olea* y *Quercus* perennifolios) y destacan el aumento en la representación de *Pinus* y las presencias puntuales de *Betula*, *Castanea* y *Corylus*. En conjunto, se muestra un paisaje mediterráneo abierto, con algunos elementos templados y una escasa orla arbustiva, que evoluciona a lo largo de la secuencia hacia unas condiciones progresivamente más secas; esta tendencia genera un retroceso de los elementos templados, riparios y pérdida de los acuáticos, que culmina en una degradación generalizada que favorece el desarrollo de herbáceas; se crean así unas condiciones, con suelos secos y pobres, que facilitarán la posterior colonización por parte de la vegetación mediterránea.

Resumen

El análisis polínico de estas cuatro secuencias, ha puesto de manifiesto que durante el Pleistoceno medio y superior, en la zona de estudio, existe una gran homogeneidad paisajística, expresada en la instalación de una

vegetación mediterránea abierta, formada por *Quercus* perennifolios, *Olea*, *Juniperus* y Cistaceae, acompañados de elementos templados como *Betula*, *Castanea*, *Ulmus*, *Juglans* y Ericaceae y riparios tipo *Alnus*, *Fraxinus* y *Salix*. Asociado a ello, se desarrolla un pobre cortejo herbáceo en el que destacan *Artemisia*, Asteraceae, Chenopodiaceae, *Plantago*, Poaceae y *Rumex*.

La sustitución de *Olea* por *Quercus* perennifolios, constatada en todos los histogramas polínicos puede ser explicada por los cambios producidos en el mayor o menor desarrollo del volumen útil del suelo, ya que *Olea* es capaz de instalarse y evolucionar sobre suelos poco desarrollados e incluso soportar periodos cortos de encharcamiento, hecho fatídico para las raíces de este tipo de *Quercus*. Así, la dinámica de la vegetación podría resumirse en la instalación de una vegetación mediterránea formada por *Olea* y *Juniperus*, sobre suelos lavados y recién abandonados por el río; a medida que los suelos van evolucionando, se instala el encinar. Este encinar puede verse alterado por un cambio en el régimen fluvial, dando lugar a una pérdida o disminución del mismo, y al posterior desarrollo de *Olea*. Estas

sustituciones son de mayor o menor grado, e incluso a veces no llegan a producirse, dando lugar la coexistencia de ambos taxones. Los elementos riparios tienen gran interés en la zona ya que muestran cómo afecta un régimen fluvial de primer orden al paisaje mediterráneo, producen discontinuidad paisajística y recrean en su seno condiciones próximas, en mayor o menor medida, a la de los ambientes eurosiberianos o atlánticos, favoreciendo la existencia de formas de vida propias en los mismos. El cortejo herbáceo no es muy rico, ni cuantitativa ni cualitativamente, lo que demuestra la pobreza paisajística de estas áreas; solo Chenopodiaceae destaca en algunas secuencias.

Finalmente, cabe hacer constar que solo a finales del Pleistoceno superior la continuidad paisajística se ve interrumpida por el desarrollo del pinar, momento a partir del cual es importante en la zona.

Más información

Alfárez Delgado (1977), Martín-Arroyo (1998), Martín-Arroyo *et al.* (1996, 2000), Querol & Santonja (1979), Ruiz-Zapata *et al.* (2004)



TITO BUSTILLO

Ribadesella, Asturias
Plesitoceno final (15000-13500 años BP)

La cueva de Tito Bustillo, famosa por las pinturas rupestres que presenta y Patrimonio de la Humanidad desde 2008, se encuentra junto a la margen izquierda del estuario del río Sella en la localidad asturiana de Ribadesella ($43^{\circ} 27' 39''$ N, $05^{\circ} 04' 04''$ O) (Fig. 1). El clima es de tipo atlántico, húmedo y suave, con inviernos de mínimas por encima de 2-3 °C y veranos que no suelen alcanzar los 30°C. El paisaje actual presenta una vegetación dominada por el eucalipto como elemento arbóreo, quedando relegados a manchas dispersas los restos de la vegetación natural, entre los que destacan encinares, biescas (bosquetes de castaños, robles, pinos y avellanos) y choperas.

Biogeográficamente la zona pertenece al Distrito Ovetense-Litoral de la Subprovincia Cantabroatlántica (Provincia Atlántica Europea, Región Eurosiberiana). A grandes rasgos puede hablarse de predominio climá-

cico en niveles bajos de la serie eútrofa del roble (*Polysticho setiferi-Fraxino excelsioris S.*), con núcleos de la serie relicta de la encina (*Lauro nobilis-Quercu ilicis S.*). La vegetación actual más característica son los prados de siega de explotación más o menos intensa (*Lino-Cynosuretum cristati*), mientras que en las zonas mesotempladas superiores (submontanas) a menudo predomina la serie oligótrofa del roble (*Blechno spicant-Quercu roboris S.*).

La cueva de Tito Bustillo presenta un depósito sedimentario de 65 cm de profundidad en el que se diferencian dos zonas polínicas y culturales (Boyer-Klein 1976, 1984) (Fig. 2).

Nivel 1. Es el más superficial (entre 0 y 20 cm) y presenta elementos atribuibles al Magdalenense medio/superior. El análisis polínico de las cuatro mues-



Figura 1. Vista panorámica del estuario del río Sella en Ribadesella (Foto: C. Cué Posada)

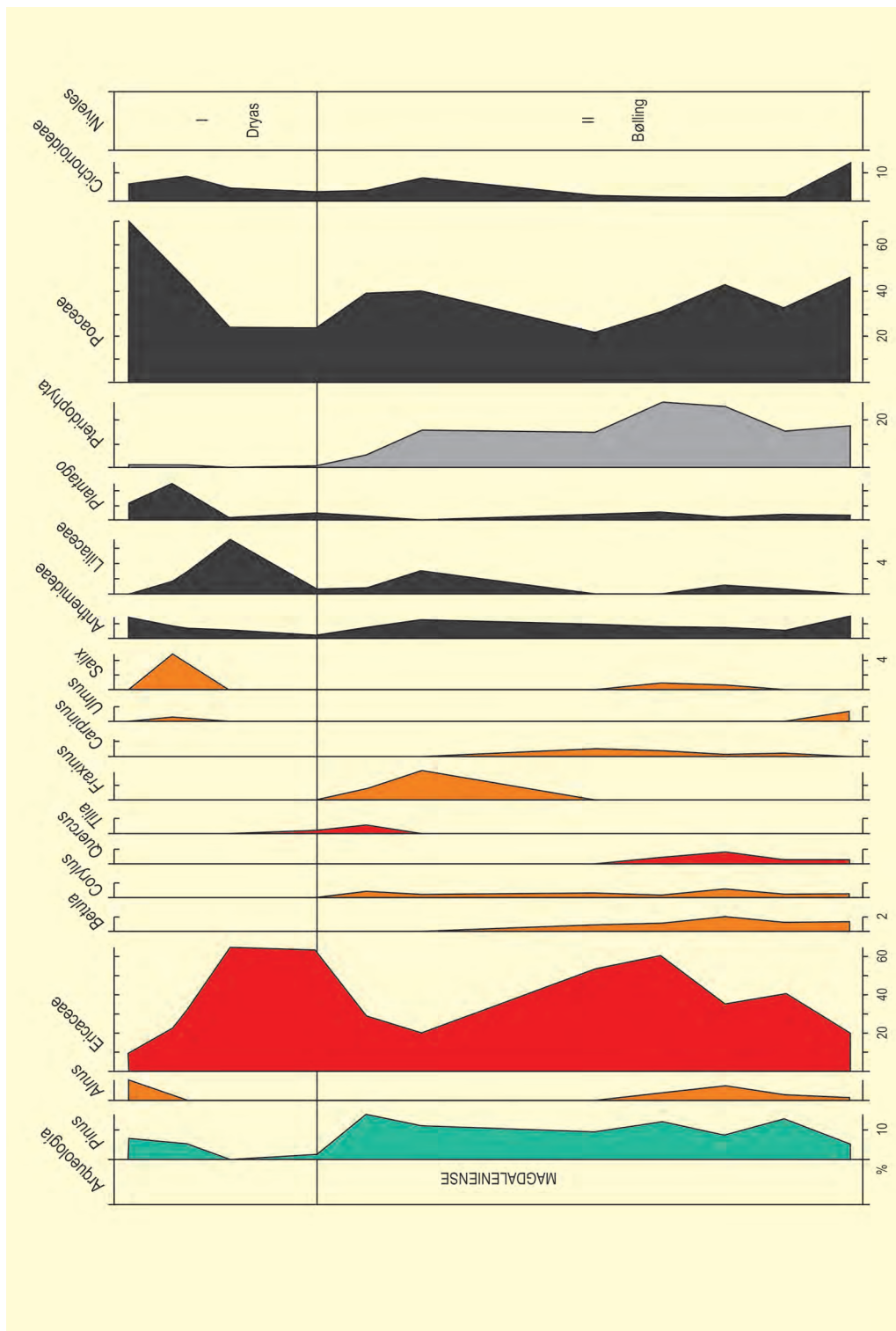


Figura 2. Diagrama polínico de la secuencia de Tito Bustillo. Redibujado de Boyer-Klein (1976)

tras que incluye muestra una escasez de elementos arbóreos en un paisaje dominado inicialmente por ericáceas y después por gramíneas. Las cuatro dataciones hechas para este nivel (15000-13500 BP) han sido discutidas (Boyer-Klein 1984), pero el cortejo polínico indica un momento frío que se ha atribuido inicialmente

al Dryas II (Boyer-Klein 1984) y más recientemente (Sánchez-Goñi 1991) a un momento anterior al interestadio del Tardiglacial (Dryas I clásico).

Nivel 2. Incluye ocho muestras situadas entre 24 y 64 cm de profundidad. Culturalmente se corresponde

con un Magdaleniense atípico. El análisis polínico muestra un momento húmedo con abundancia de helechos, Ericaceae y Poaceae, que se acompañan de algunos pólenes de *Betula*, *Quercus*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Fraxinus* y *Tilia*. Este nivel fue asimilado inicialmente a la oscilación del Bølling (Boyer-Klein 1984). Sin embargo, Sánchez-Goñi (1991) entiende que la diversidad de taxones arbóreos con un nivel bajo de pólenes no es compatible con la existencia de un refugio para la vegetación en la zona de Tito Bustillo. Esto, unido a la sospechosa pre-

sencia de pólenes de *Carpinus* y al hecho de que las muestras no fueran originalmente tomadas por la autora del estudio polínico (Boyer-Klein 1976), le hace pensar en una posible contaminación de los sedimentos. Además, al no existir una datación absoluta para este nivel, resulta arriesgado hacer una correlación temporal.

Más información

Boyer-Klein (1976, 1984), Peñalba (1989), Sánchez-Goñi (1991)



TORRALBA

Torralba del Moral, Medinaceli, Soria
Pleistoceno medio – Pleistoceno superior (~ 314-117 ka BP)

El yacimiento de Torralba ($41^{\circ} 08' 13''\text{N}$, $2^{\circ} 30' 09''\text{O}$, 1115 m s.n.m.) constituye uno de los yacimientos prehistóricos clásicos del Pleistoceno más conocidos de Europa. Fue descubierto en 1888 durante la construcción de la línea de ferrocarril Madrid-Zaragoza-Barcelona, al hallarse grandes huesos de elefantes, y su primera excavación se empezó en 1909 (de Cerralbo 1913) (Fig. 1).

Se encuentra situado en la mitad norte del Sistema Ibérico, en el encuentro con la cuenca Terciaria de Almazán y el Sistema Central, en el denominado polje de Conquezuela, lugar en el que aparecen diferentes terrazas de edad pleistocena (Pérez-González *et al.* 1997). El yacimiento aparece entre dos niveles de acciona-

miento fluvial del río Masegar, en la que se reconocen sedimentos detríticos de ladera, aluviales y margas yesíferas de origen lacustre. Todo el área se ubica en el piso supramediterráneo, en una zona de clima mediterráneo continental, con una temperatura media de unos 11°C y una precipitación anual media que ronda los 550 mm.

En la actualidad, la vegetación está formada por matorrales de labiadas y leguminosas, con algunas representaciones dispersas dominadas por *Quercus ilex* subsp *ballota*, *Quercus faginea* y bosquetes de *Pinus sylvestris* a cotas un poco más elevadas. Los matorrales comparten el espacio por cultivos, mayoritariamente de cereal y girasol (Fig. 3).



Figura 1. Retrato de grupo durante una visita del Marqués de Cerralbo y la Marquesa de Villahuerta al yacimiento de Torralba, Torralba del Moral (Miño de Medinaceli, Soria). Hacia 1911 Fotografía: Juan Cabré Aguiló (1882-1947). Licencia: <https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>



Figura 2. Panorámica de la campaña de excavación de 1961 dirigida por el paleoantropólogo Clark Howell en el yacimiento de Torralba (Foto: Clark Howell)

Los elementos más estudiados del yacimiento están relacionados con la industria lítica achelense y la megafauna encontrada, que incluye restos de elefantes, caballos, ciervos, bóvidos o rinocerontes, entre otros. Han sido elaboradas distintas interpretaciones sobre la relación del hombre y el origen del yacimiento. Las interpretaciones más antiguas proponían un modelo tipo cementerio de elefantes, a la vez que evidenciaban ocupaciones humanas que usarían el yacimiento

como estación de caza (Cerralbo 1913). Tras las campañas de excavación de los años 1980, fueron contemplados otros datos tafonómicos y paleontológicos, reconociendo la importancia de otras cuestiones, como el carroñeo o la caza de pequeños mamíferos.

El estudio del yacimiento de Torralba ha estado muy vinculado al cercano de Ambrona. En ambos lugares, el conjunto de mamíferos estudiados presenta caracterís-



Figura 3. Aspecto actual del entorno del yacimiento de Torralba (Foto: José María Postigo)

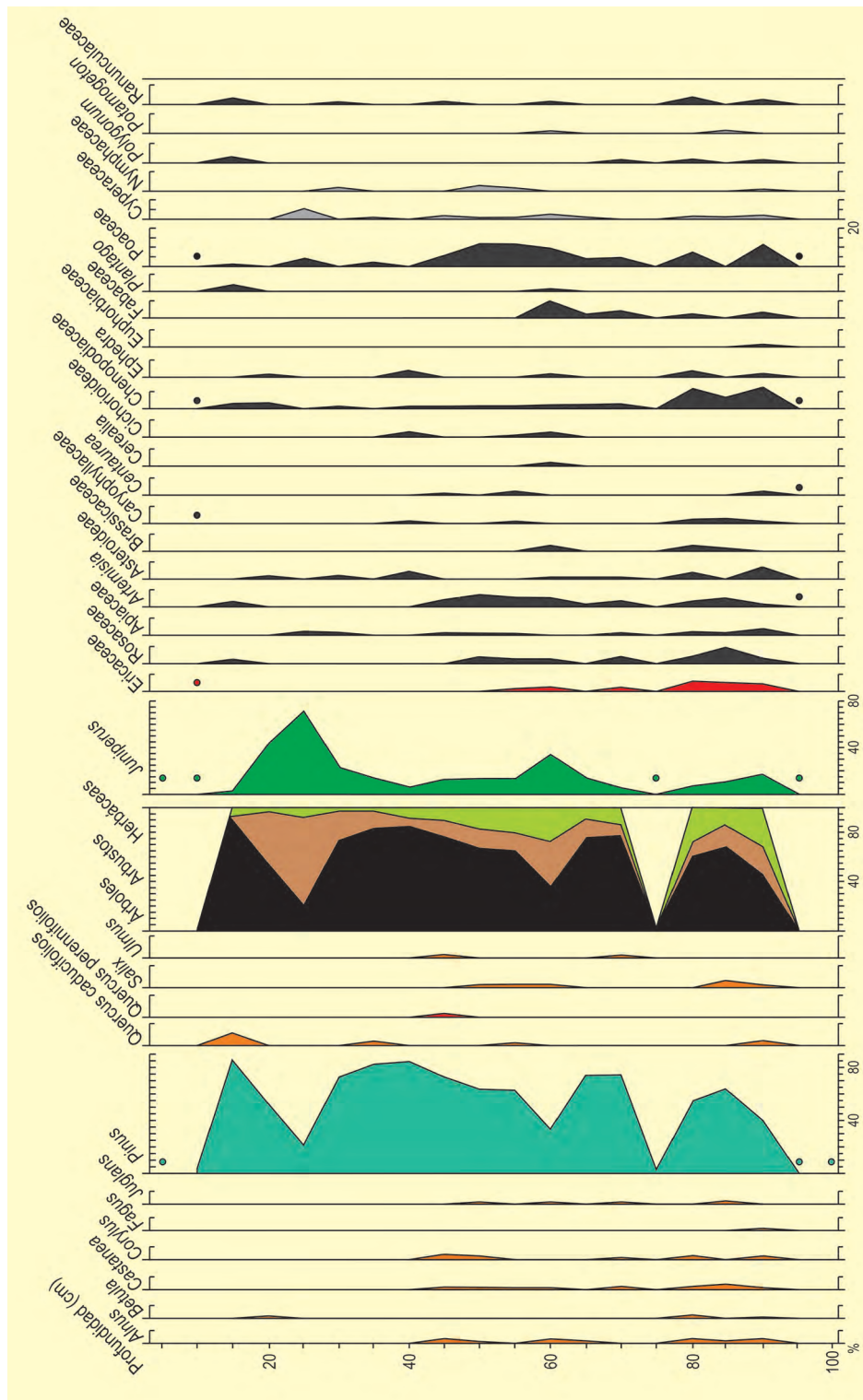


Figura 4. Diagrama polínico resumido del Torralba. Redibujado de Ruiz-Zapata et al. (2003)

ticas típicas de mediados del Pleistoceno medio. La cronología obtenida mediante resonancia paramagnética electrónica combinada con series de uranio (ESR/U-series) determinó una edad de entre 314 y 366 ka para el Complejo Inferior de Ambrona. La correspondencia estratigráfica con Torralba, así como su industria lítica, sugiere que el yacimiento puede ubicarse en un periodo

del Pleistoceno medio ubicado aproximadamente entre el complejo inferior de Ambrona y los 117 ka.

Han sido varios los estudios paleobotánicos que han abordado el estudio de la historia de la vegetación en la zona. Menéndez Amor & Florschütz (1959), analizando el polen encontrado en muestras de arcilla procedentes



Figura 5. Restos de elefantes del yacimiento paleontológico de Ambrona (Loma de los Huesos, campaña de excavación 1995) (Foto: M. Santonja)

de cinco huesos de elefante y uno de bóvido, sugieren la existencia de un paisaje estepario con pinos dispersos. El histograma polínico presenta porcentajes relativamente altos de Poaceae (35-45 %) y Amaranthaceae (10-20 %), con *Pinus* (20-30 %) como taxon arbóreo mejor representado, pudiendo mencionarse también la aparición de un conjunto de especies mesohigrófilas tales como *Salix*, *Betula*, *Corylus* o *Alnus*.

Otra secuencia polínica más detallada fue realizada décadas más tarde en la Loma del Saúco (TPA 972). Este depósito recoge materiales limo-arcillosos de 100 cm de potencia, que responden a una sedimentación fluvial y lacustre. El diagrama es bastante homogéneo, aunque los autores identifican tres zonas polínicas diferenciadas (Ruiz-Zapata *et al.* 2003) (Fig. 4).

La zona C (desde los 100 hasta los 40cm) se caracteriza por un dominio de polen arbóreo, encabezado por *Pinus*, y acompañado por presencias de caducifolios (*Castanea*, *Juglans*, *Corylus*, *Betula*, *Fagus*, *Quercus* caducifolios), con elementos higrófilos como *Alnus* o *Salix*. Aparece también polen de Cupressaceae (interpretado como arbustivo) y en menores porcentajes Ericaceae y Rosaceae. Las herbáceas tienen una representación baja, incluyendo Poaceae, Amaranthaceae, Fabaceae, *Artemisia* y *Rumex*). Hay también representación de elementos higrófilos, continua en el caso de Cyperaceae, y puntual, en la base de la secuencia, de *Polygonum*, *Potamogeton* y Ranunculaceae.

La zona B (entre 40 y 20 cm de profundidad) se define como la fase de expansión de *Juniperus*, que ter-



Figura 6. Maderas del archivo Cerralbo depositadas en el Museo Arqueológico Nacional (Madrid) (Foto: Ángel Martínez Levas)

mina con una reducción drástica de los demás componentes de la vegetación (polen arbóreo, herbáceo e higrófitos). En la zona A (20-0cm) los sedimentos son estériles en cuanto a informadores polínicos.

Junto a los restos de fauna (Fig. 5) y de industria lítica, Cerralbo también encontró 34 fragmentos de madera, que ahora se incluyen en la denominada colección Cerralbo (Fig. 6). Al referirse a ellos se menciona que “se encontraron entre los huesos de *Elephas meridionalis* y presentan indicios de haber sido utilizados por el hombre primitivo”. Todos los macrorrestos fueron adscritos a *Pinus* gr. *sylvestris* (que incluye *P. sylvestris*, *P. nigra* y *Pinus uncinata*) (Postigo-Mijarra *et al.* 2017). Seis de ellos fueron además identificados como *Pinus* cf. *sylvestris*, indicando una posible afinidad concreta con este taxón. El conjunto de datos paleobotánicos del yacimiento de Torralba conculca en reconocer la presencia de *Pinus* gr *sylvestris* en el centro de la Península Ibérica durante el Pleistoceno medio. La presencia de este tipo de pino en el yacimiento de Torralba encaja perfectamente en el conjunto florístico descrito por los informadores polínicos, tanto por sus requerimientos hídricos como por su tolerancia a un clima frío y continental. En la actualidad, las poblaciones más cercanas están localizadas en la colindante Sierra de Ministra, a una cota 200 m más elevada que la del yacimiento de Torralba. Los autores indicaron que las maderas no presentaban de modo claro ningún tipo de morfología especial originada por la acción antrópica (Postigo-Mijarra *et al.* 2017).

El cercano yacimiento de Ambrona presenta muchas similitudes con el de Torralba. Aunque en alguna

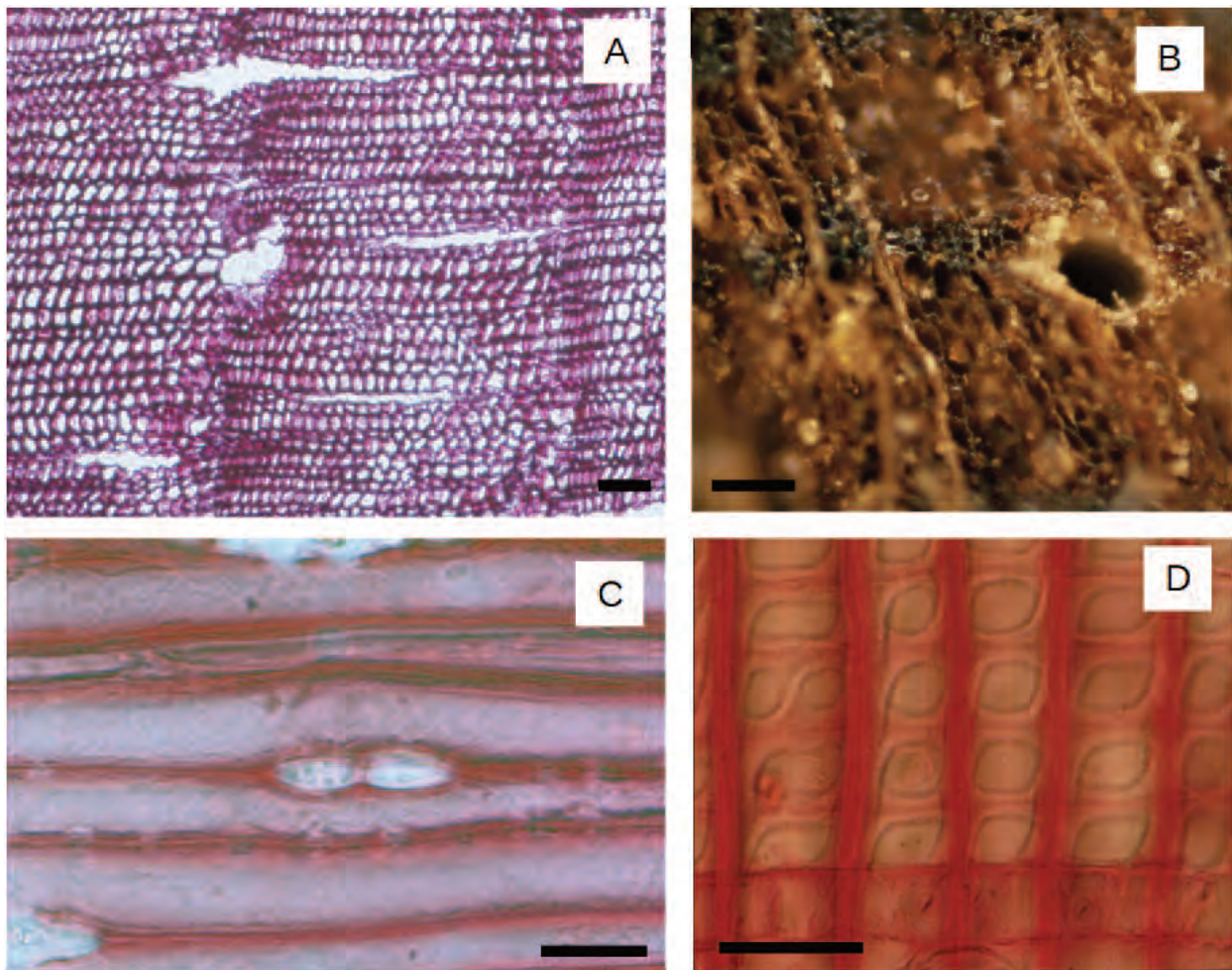


Figura 7. Fotografías de la anatomía de las maderas de Torralba. A. Sección transversal. Madera con traqueidas y anillos de crecimiento marcados. B. Sección transversal examinada por microscopía de luz reflejada. Canal resinífero sin restos de células epiteliales. C. Sección tangencial. Radio leñoso uniseriado de dos células de longitud. D. Sección radial. Campos de cruce con una punteadura fenestriforme (ocasionalmente dos). Traqueidas radiales dentadas con dientes de las traqueidas de los radios en su mayoría afilados. Escala: A, B, C: 100 μm ; D: 50 μm ; Fotografías: José M^a Postigo-Mijarra.

de sus zonas, la proporción de pino pudo ser mucho más alta que en Torralba. Los datos polínicos, apoyados además por las evidencias geomorfológicas apuntan a una fase glacial moderadamente fría y húmeda. En Ambrona, la vegetación está también dominada por *Pinus*, *Juniperus* y herbáceas (Poaceae), con presencia de taxones mesohigrófilos y elementos riparios como (*Castanea*, *Corylus*, *Juglans*, *Ulmus*, *Betula*). Existe también presencia de taxones mediterráneos como *Olea* o *Quercus* perennifolios. A lo largo de todo el diagrama se aprecian diferentes fases de descensos o cambios de

temperatura y humedad, posiblemente asociados a oscilaciones en la disponibilidad hídrica, que a su vez habrían generado variaciones locales en los porcentajes de elementos mesohigrófilos e higrófilos.

Más información

Cerralbo (1913), Menéndez Amor & Florschütz (1959), Pérez-González *et al.* (1997), Ruiz-Zapata *et al.* (2003), Postigo-Mijarra *et al.* (2017)

TOSSAL DE LA ROCA

Costa mediterránea, Vall d'Alcalà, Alicante
Pleistoceno final – Holoceno (15000-7500 años BP)



El abrigo del Tossal de la Roca ($38^{\circ} 47' 26''$ N, $00^{\circ} 16' 51''$ O), se abre a 691 m s.n.m. sobre los afloramientos dolomíticos del Barranco del Pelegrí, término municipal de la Vall d'Alcalá (Alicante) a unos 20 km de la costa mediterránea (Fig. 1). Toda esta zona pertenece desde un punto de vista geomorfológico, al dominio prebético externo, con una serie de alineaciones montañosas abruptas que presentan una orientación O-SO/E-NE. Este área se encuentra en el límite de los pisos bioclimáticos termo y mesomediterráneo, pero la situación del abrigo en un valle encajado que no se abre directamente al mar, origina un microclima mucho más húmedo respecto al de otras zonas circundantes.

La vegetación actual característica es un pinar de *Pinus halepensis* muy degradado a causa de los incendios. En las inmediaciones del yacimiento han prolife-

rado tomillares y romerales y, en las colinas con lapiaz, aparecen de manera discontinua *Juniperus phoenicea*, *J. oxycedrus*, *Quercus ilex* y algunos ejemplares de *Quercus coccifera*. En las colinas sin lapiaz el tapiz vegetal es más continuo. *Pinus halepensis* domina el estrato arbóreo en las umbrías mientras que en las solanas esta formación es más dispersa. La acción antrópica queda reflejada por el acondicionamiento del valle para los cultivos de olivo y almendro.

Este yacimiento ha producido una larga secuencia antracológica (Fig. 2) (Uzquiano 1988, Uzquiano & Arnanz 1997) desde el Tardiglacial a la primera mitad del Holoceno (15000-7500 años BP). La estratigrafía se encuentra comprendida en dos cortes. El corte interior, dividido en cuatro niveles, IV (15300 años BP); III (sin datación) y II (12400-12300 años BP), pertenecen al Magdaleniense superior-final. El nivel I corresponde a

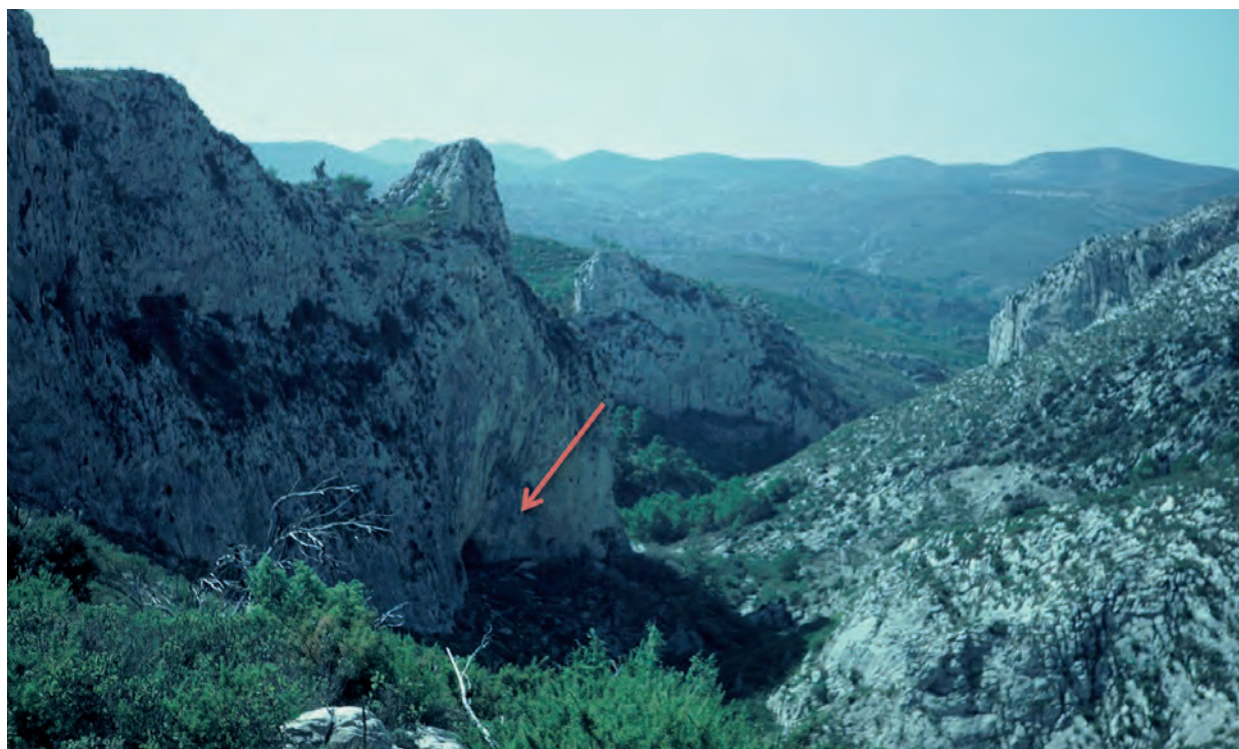


Figura 1. Abrigo del Tossal de la Roca en el Barranco del Pelegrí (Foto: Paloma Uzquiano)

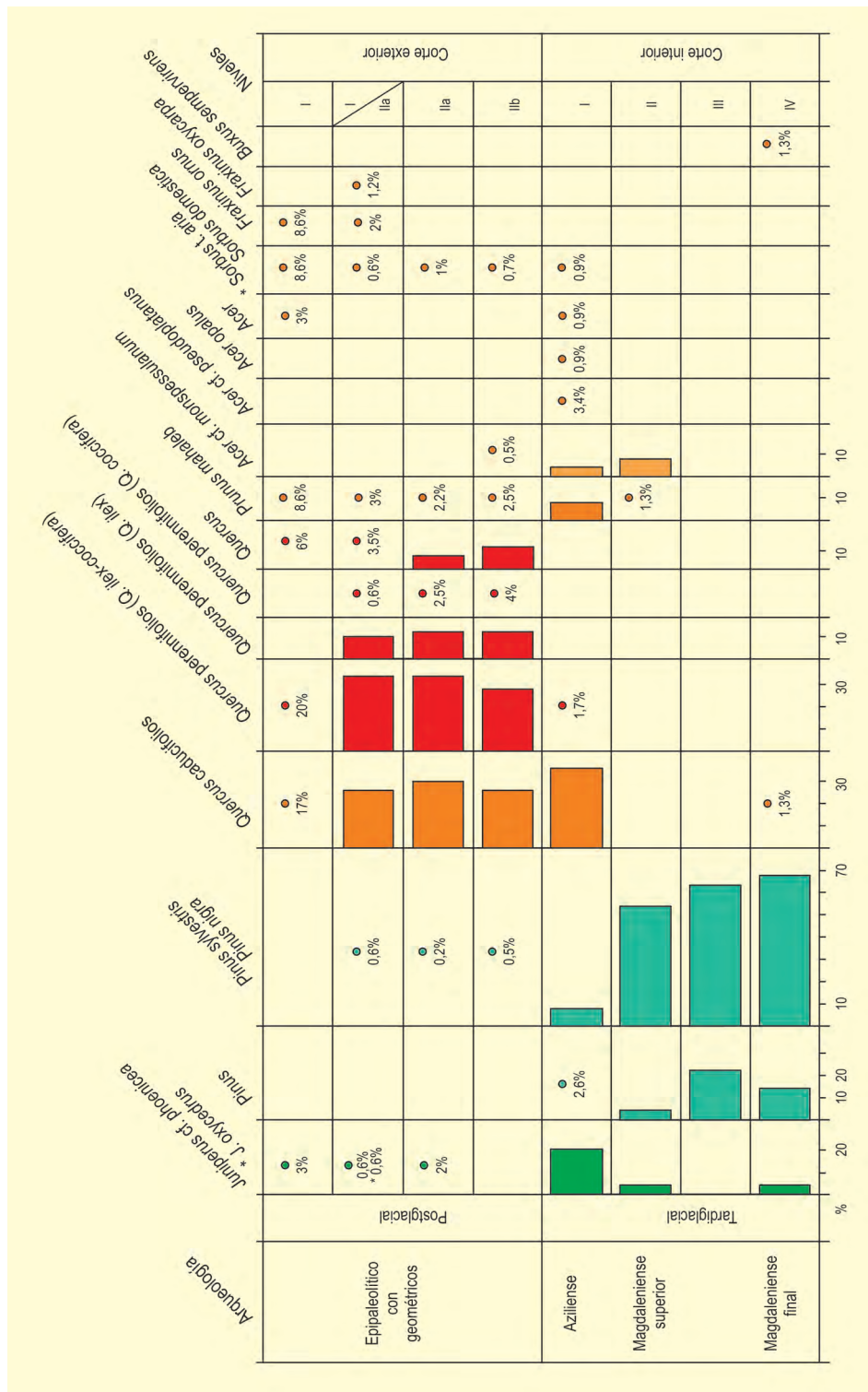


Figura 2. Diagrama antracológico de Tossal de la Roca. Redibujado a partir de Uzquiano (1988), Uzquiano & Arnanz (1997)

la transición al Epipaleolítico, denominado Aziliense de tipo Perigordense. El corte exterior pertenece culturalmente al Epipaleolítico con geométricos y presenta de base a techo la siguiente estratigrafía: nivel IIB (9100-8500 BP), nivel IIA (8300-8000 años BP), zona de contacto IIA/nivel I (sin datación) y nivel I (7600-7500 años BP).

Los resultados antracológicos obtenidos en el corte interior (Fig. 2) (Uzquiano 1988) muestran el dominio absoluto del pino (*Pinus sylvestris* y *P. nigra*) en los tres niveles magdalenienses, junto a valores discretos de *Juniperus phoenicea*, *Quercus faginea* y *Acer monspessulanum*. El nivel I registra una drástica disminución de *Pinus* en favor de *Juniperus phoenicea* y *Quercus faginea*

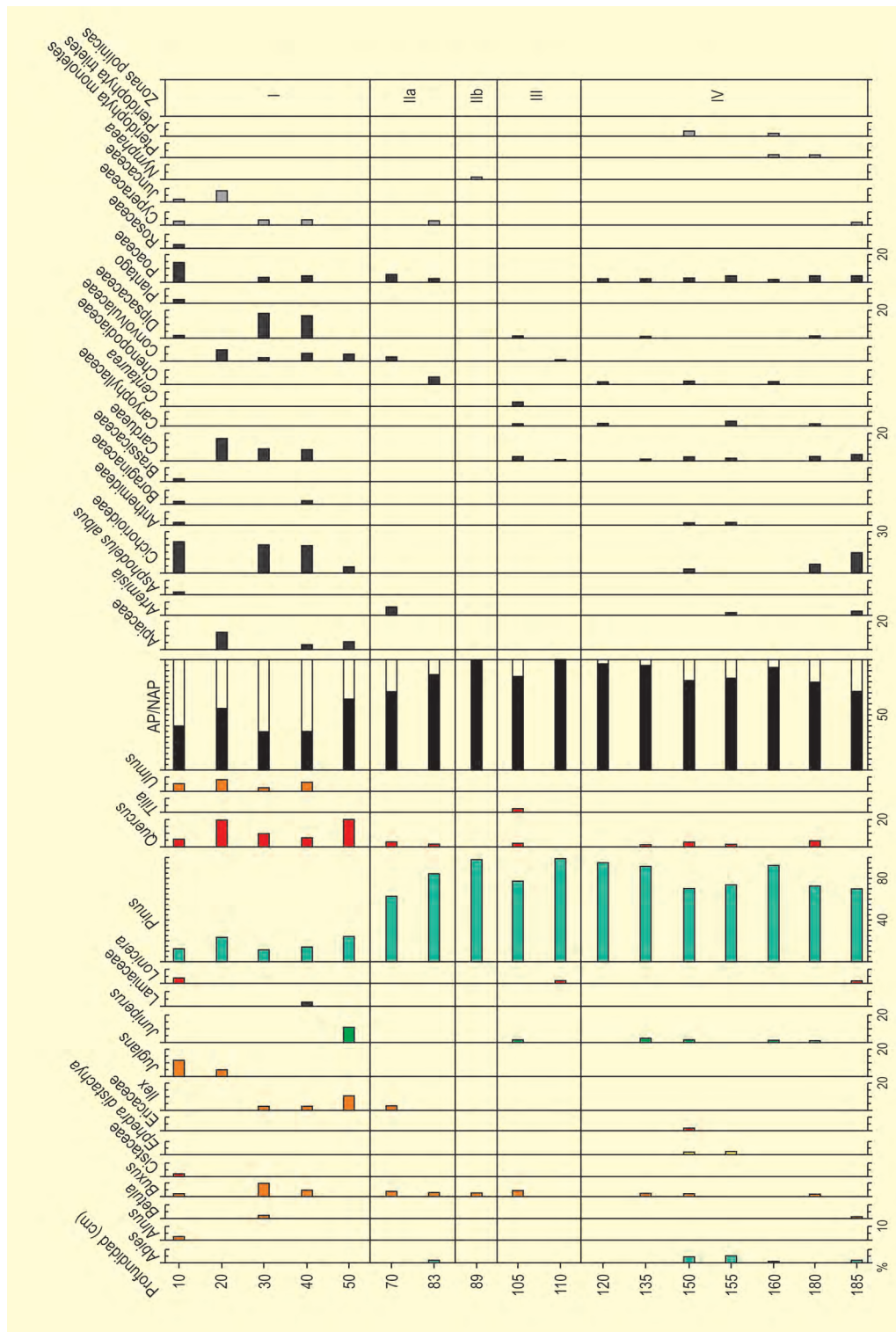


Figura 3. Diagrama polínico del corte interior de Tossal de la Roca. Redibujado a partir de Cacho et al. (1995)

que son codominantes. Asimismo, aparecen *Prunus mahaleb*, *Acer monspessulanum*, *A. pseudoplatanus*, *A. opalus*, *Sorbus aria* y, por primera vez, un fragmento de *Quercus ilex-coccifera*.

En el corte exterior, nos encontramos, además, restos carpológicos correspondientes a cotiledones de be-

lloa (Uzquiano & Aranz 1997). El conjunto antracológico de estos momentos del Holoceno presenta características muy diferentes respecto a la flora obtenida en el corte interior. *Pinus* y *Juniperus* aparecen de manera esporádica con unos valores inferiores al 1%. *Quercus ilex-coccifera* domina el conjunto (28-34%) seguido de *Quercus faginea* con valores algo inferiores (26-

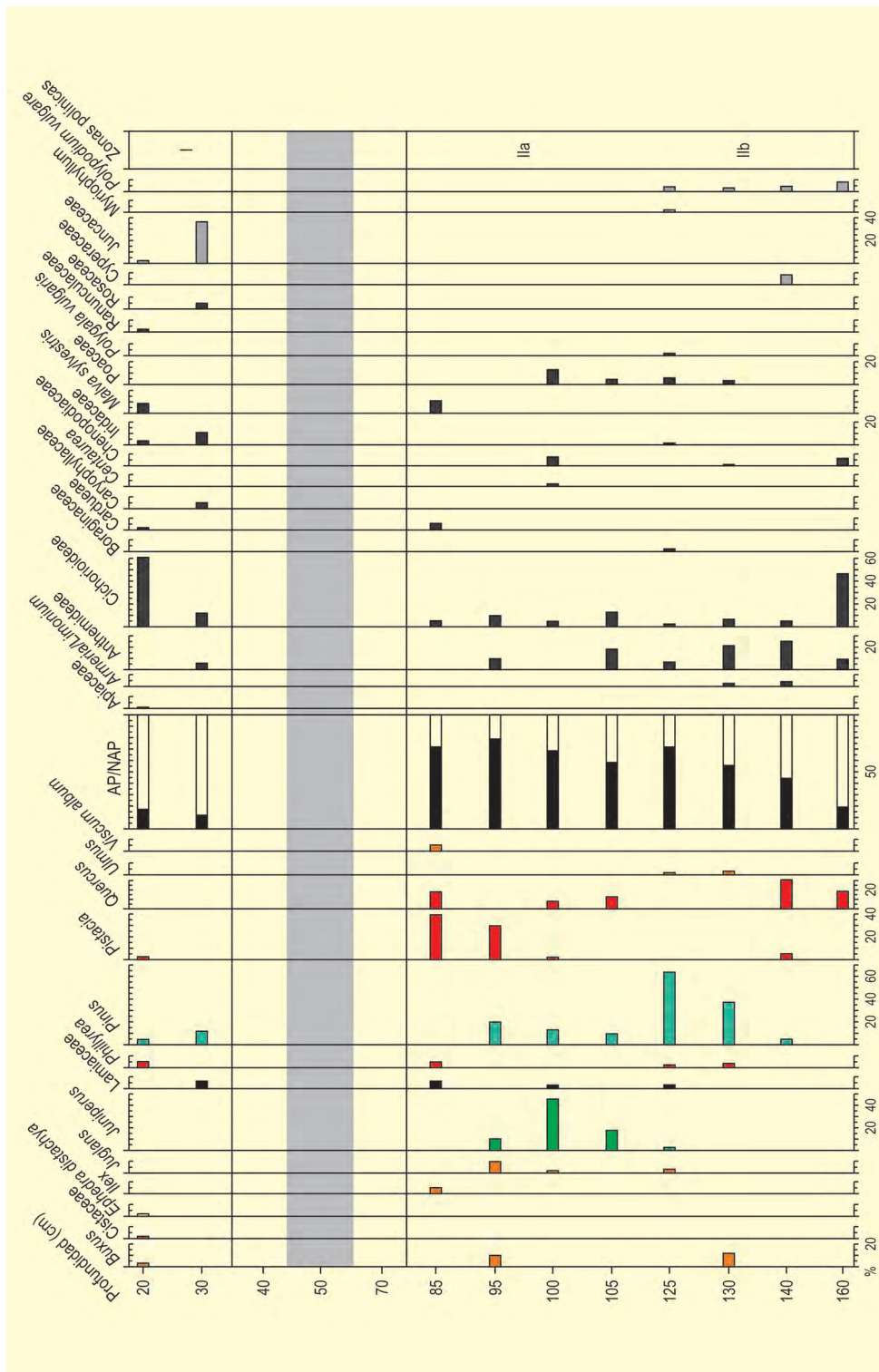


Figura 4. Diagrama polínico del corte exterior de Tossal de la Roca. Redibujado de Cacho et al. (1995)

30%). *Acer monspessulanum*, *Prunus mahaleb*, *Sorbus domestica* y los fresnos (*Fraxinus ornus* y *F. oxycarpa*) que aparecen hacia 7500 años BP, completan el espectro antracológico del Holoceno (Uzquiano 1988).

Las formaciones de pino debieron caracterizar el entorno de este abrigo durante el Magdaleniense su-

perior-final, constituyendo el combustible esencial de estos grupos humanos del final del Paleolítico. En el tránsito al Holoceno, la reducción tan drástica del pino deja al descubierto otras formaciones que son gestionadas de manera alternativa por los grupos portadores de la nueva cultura aziliense. Los niveles culturales adscritos al Epipaleolítico, presentan una alternancia *Quer-*

cus perennifolios-*Q.* caducifolios ligeramente favorable al primero.

El yacimiento también ha proporcionado un registro palinológico (Figs. 3 y 4) (Cacho *et al.* 1995) basado en el estudio de 38 muestras, 27 de ellas procedentes del corte estratigráfico interior. El nivel IV del corte interior muestra valores de pino muy elevados, en coincidencia con el estudio de carbones. Junto a este, es reseñable la presencia de *Abies* y *Ephedra distachya*, que serían los principales elementos arbóreo-arbustivos. La representación del bosque mesófilo es prácticamente nula. Entre las herbáceas destacan elementos de marcado carácter estépico como *Artemisia* y *Chenopodiaceae*.

Los niveles del Magdaleniense final (III y IIb) muestran como la cobertura del pinar sigue siendo muy elevada, pero ahora aparecen mesófitos (*Tilia*, *Quercus*, *Lonicera* y *Buxus*). El subnivel IIa supone cierto retroceso del bosque de pinos, aumentando *Artemisia*, *Poaceae* y *Chenopodiaceae*. El tramo final del Interstadío Tardiglacial (Allerød) podría ser en el Tossal coetáneo del nivel epipaleolítico (nivel I del corte interior).

En sus espectros polínicos, los abetos desaparecen del todo, al igual que las artemisas y las quenopodiáceas; mientras que en el resto de la flora arbórea se confirma un descenso prolongado de los porcentajes de pinos y un aumento en paralelo de *Quercus* y otros

elementos mesófilos como el aliso, el abedul, el boj, la madreselva y el olmo, además de la primera aparición del nogal. Estos datos apuntarían hacia condiciones mucho más benignas, templado-húmedas.

Los inicios del Holoceno están recogidos en el subnivel IIb del corte exterior, correspondiente al Epipaleolítico con geométricos. El pino sigue siendo el elemento arbóreo preponderante, con porcentajes crecientes, aunque *Quercus* es igualmente abundante junto a otros elementos menores como *Buxus*, *Juglans* y *Ulmus*. Empiezan ya a aparecer ciertos arbustos más termófilos como *Pistacia* y *Phillyrea*. El subnivel IIa de dicho corte exterior, con la misma asignación cultural, muestra un paisaje comparable al descrito para el nivel subyacente, aunque el pino va teniendo cada vez menos importancia y los elementos termófilos aumentan. Finalmente, el nivel I del corte exterior (Epipaleolítico con geométricos), situado a mediados del Holoceno, supone una reducción considerable del pinar, mientras que el bosque de quercíneas parece desaparecer del todo, lo mismo que el enebro y el nogal. En cambio, ciertos elementos arbustivos (boj, efedra, labiadas, jaras y labiérnago) son ahora más importantes.

Más información

Uzquiano 1988, Cacho *et al.* (1995, 1998a), Uzquiano & Arnanz (1997), López-Sáez & López-García (1999)



TRAMACASTILLA

Pirineo central, Valle de Tena, Sallent de Gállego, Huesca
Pleistoceno superior – Holoceno (33680 años cal BP – actualidad)

El Ibón de Tramacastilla se localiza en el valle de Tena, en el Pirineo Central ($42^{\circ} 43' 27''$ N, $00^{\circ} 22' 7''$ O; 1668 m s.n.m.). La región se sitúa en el sector más húmedo del Pirineo español, con una precipitación media anual de unos 2000 mm; las lluvias se concentran mayoritariamente entre octubre y junio, con ligeros descensos en enero y febrero. La temperatura media anual es de $9,5^{\circ}$ C, la temperatura media de invierno es de 4° C y la de verano de 21° C.

La vegetación regional está constituida por formaciones mixtas de *Pinus sylvestris* y *Quercus faginea* como especies dominantes junto a pequeños enclaves con *Fagus sylvatica*, *Abies alba*, *Fraxinus excelsior*, *Corylus avellana*, *Betula pubescens*, *Acer campestre*, *Sorbus*

aucuparia y *Sorbus aria* entre otros. En la actualidad, la zona está cubierta por un pasto alpino de gramíneas con abundancia de *Plantago*, *Menyanthes trifoliata*, *Viola palustris*, *Carex rostrata* y *Juncus filiformis* en las zonas más turbosas (Fig. 1).

El lago se sitúa en una cuenca de drenaje muy pequeña, en el interfluvio de dos barrancos de dimensiones reducidas que drenan hacia al este hacia río Gállego (Fig. 2). El sustrato rocoso de la cuenca está constituido por una alternancia de pizarras y areniscas del Devónico fácilmente erosionables. Las dimensiones de la cuenca hacen que la sedimentación en el ibón responda instantáneamente a las condiciones de la cubierta vegetal de la superficie.

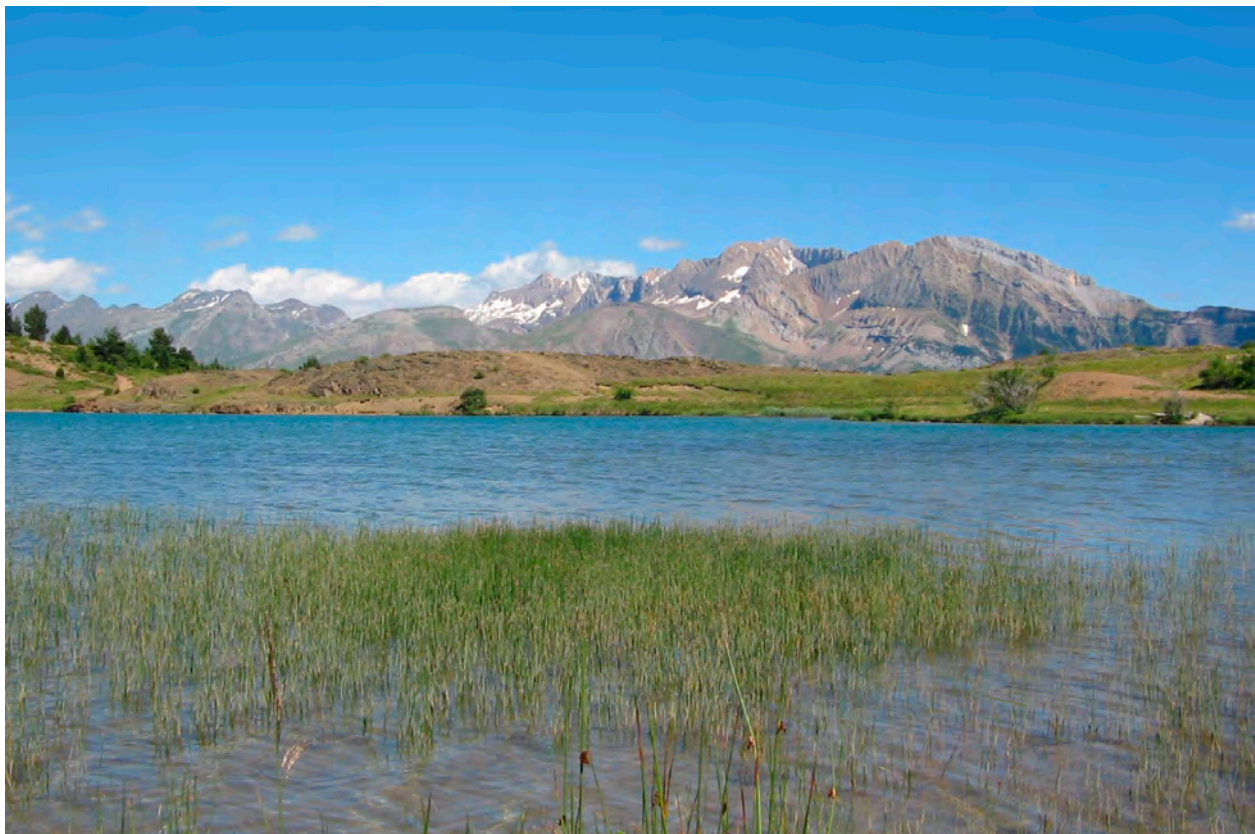


Figura 1. Panorámica general del Ibón de Tramacastilla (Foto: Penélope Gozáñez-Sampérez)

Tabla 1. Dataciones radiocarbónicas obtenidas en la secuencia el Ibón de Tramacastilla, a partir de Montserrat-Martí (1992)

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP	Material
GIF-8229	3905	880 ± 40	830	Arcillas lacustres
GIF-8230	4044	1360 ± 50	1290	Arcillas lacustres
GIF-8231	5207	4210 ± 70	4730	Arcillas lacustres
GIF-8232	5284	3980 ± 50	4450	Arcillas lacustres
GIF-8233	6986	9900 ± 80	11410	Arcillas lacustres
GIF-8234	7055	10280 ± 90	12100	Arcillas lacustres
GIF-8235	7239	10880 ± 90	12840	Arcillas lacustres
GIF-8236	7300	11510 ± 120	13410	Arcillas lacustres
GIF-8471	8015	14600 ± 130	17760	Arcillas lacustres
GIF-8238	10500	21970 ± 200	26340	Arcillas lacustres
GIF-8239	11519	29400 ± 600	33680	Arcillas lacustres
UBAR-160	—	1240 ± 60	3520	Turba
UBAR-159	—	3280 ± 70	1180	Turba

El estudio palinológico fue llevado a cabo por Montserrat-Martí (1992) y está compuesto por una secuencia sedimentaria de 11 m de longitud que cubren, aproximadamente, los últimos 29000 años BP. Se realizaron 13 dataciones radiocarbónicas para elaborar el modelo de edad (Tabla 1), 11 de ellas se llevaron a cabo sobre material procedente de los sondeos del lago (GIF). Las

otras 2 se realizaron en dos niveles de turba (UBAR) de una secuencia deltaica y permitieron datar el momento de formación de un delta asociado a cambios importantes en la cubierta vegetal de la cuenca.

La secuencia polínica (Fig. 3) comienza con el dominio de *Artemisia*, *Chenopodiaceae* y *Ephedra distachya*.

**Figura 2.** Vista panorámica del Ibón de Tramacastilla (Foto: Penélope Gozáñez-Sampérez)

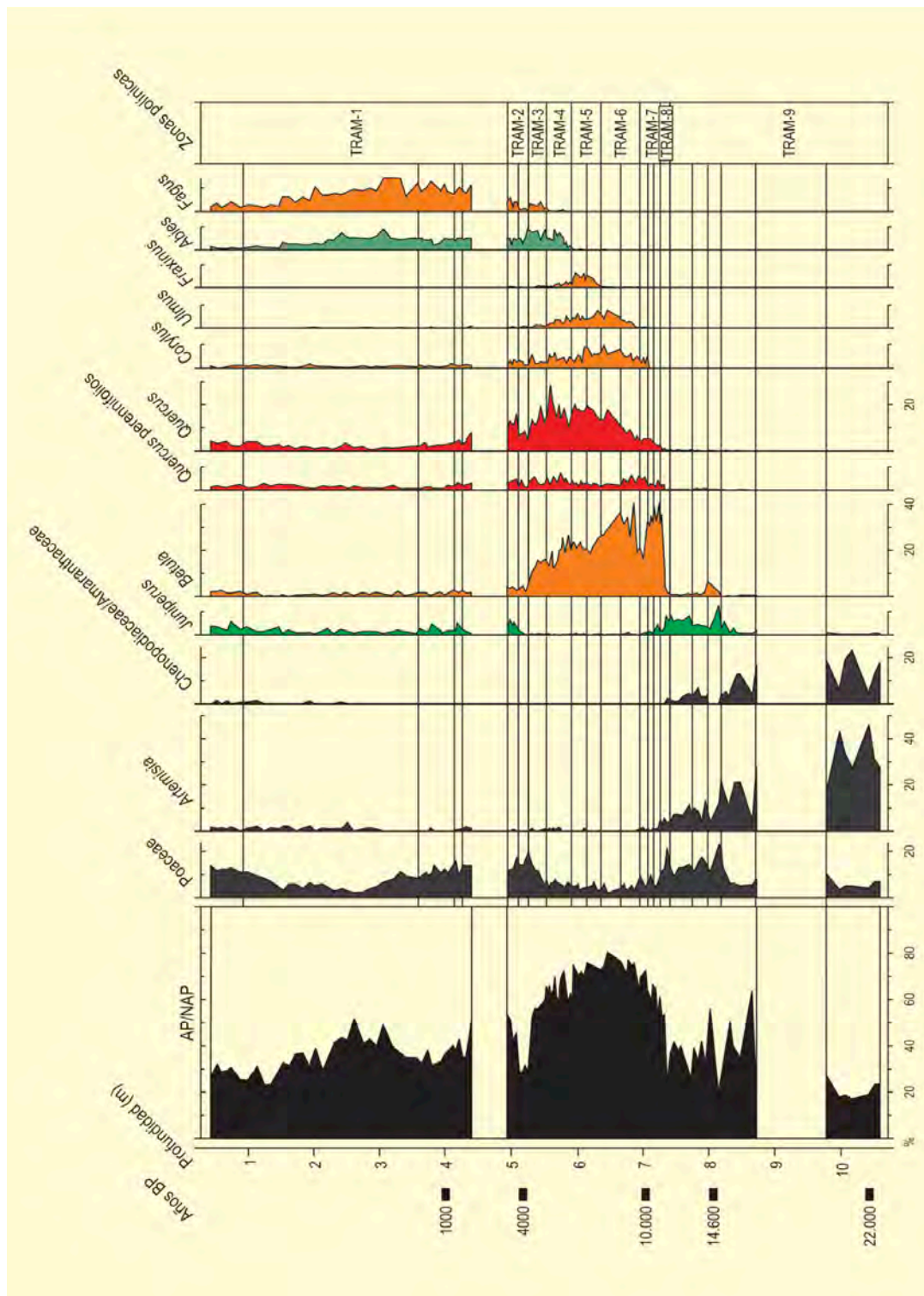


Figura 3. Diagrama polínico del Ibón de Tramacastilla. Redibujado de Montserrat-Martí (1992)

Dentro de este periodo (TRAM-9, 23000-10500 años BP), se observan fases breves de ligero desarrollo forestal. Una de ellas, hace 13000 años, se caracteriza por un incremento de las proporciones de *Juniperus* (hasta 15%) y *Betula* (6%), precedido por un importante aumento de gramíneas. Este momento, correlativo de la

oscilación Bölling-Allerød, se ve interrumpido por la desaparición de *Betula* y un nuevo aumento de *Artemisia* y *Chenopodiaceae*. La fase final de este tramo de la secuencia (11000 años BP) presenta valores crecientes tanto de *Pinus* como de *Juniperus* (máximo 10%), sugiriendo una vegetación abierta.

El comienzo del Holoceno se caracteriza por una rápida expansión de *Betula*, que llega a dominar sobre el resto de los tipos leñosos (10000 años BP). En este momento comenzaría la colonización vegetal de la cuenca, aunque las proporciones de *Plantago*, *Caryophyllaceae*, *Rumex* y *Sanguisorba*, entre otros taxones, hacen pensar que ésta no sería muy importante. A partir de este momento, *Quercus* y otros taxones termófilos como *Corylus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Taxus* y *Fraxinus*, comienzan una tendencia creciente hasta aproximadamente 6000 años BP, acompañados de un aumento en la concentración polínica debido al incremento de la densidad del bosque en el entorno inmediato de la cuenca. *Tilia* es un indicador polínico típico del Optimo Climático en el Pirineo y, en este caso, su mayor proporción coincide con el máximo desarrollo del bosque caducifolio hace 7500-7000 años.

La primera aparición de *Abies* (6000 años BP) y su progresiva expansión, se corresponden con el descenso en las proporciones de *Fraxinus*, *Corylus* y *Ulmus*, y la desaparición de *Tilia* y *Taxus*. La migración de *Abies* en altitud puede estar influenciada por el deterioro climático que caracteriza la transición de 6000 a 5000 años BP, en la que un descenso en los recursos hídricos provocaría su ascenso en busca de condiciones más húmedas. *Fagus* aparece en el registro polínico de Tramacastilla hace 6000 años, pero su expansión es algo posterior a la de *Abies*. La propagación del haya en el Pirineo, hace unos 4000 años, parece estar favorecida por los primeros indicios de deforestación antropogénica. En

el registro de Tramacastilla, este momento coincide con cierta deforestación y una nueva expansión de taxones herbáceos, principalmente gramíneas, *Plantago*, *Apiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Asteraceae* y helechos. De todos modos, si bien la acción humana pudo haber facilitado la expansión de *Fagus* en el Pirineo (Reille 1991, Jalut *et al.* 1992), ésta no puede entenderse sin unas condiciones climáticas favorables de mayor humedad y/o veranos más cálidos, como principal factor de control.

Este primer episodio de intervención humana en el paisaje se correlaciona con la formación de un delta en la desembocadura de un barranco en el ibón, dando cuenta del grado de deforestación de la cuenca. Sin embargo, la presión no se mantiene, siendo posible la recuperación del bosque, primero con el desarrollo de *Juniperus* y luego con *Quercus*, *Corylus*, *Fagus* y *Pinus*.

A partir de 1200 años BP, empieza a producirse una deforestación intensa y permanente de la cuenca, lo que se traduce en un espectro polínico dominado por taxones heliófilos, y en una nueva progradación deltaica como consecuencia del desmantelamiento de los horizontes edáficos y un aporte extra de material sedimentario (TRAM-1). También en este momento se registra una curva continua y creciente de *Olea*, asociada al establecimiento de actividades agrícolas en las zonas bajas del valle.

Más información

Montserrat-Martí (1992)



TRES PINS

Pla de l'Estany, Porqueres, Girona
Pleistoceno inferior

Las secuencias sedimentarias de Tres Pins (que deben su nombre a un bar, Fig. 1), se localizan en la parte nororiental de la Península Ibérica en la provincia de Girona, al sur de la Cordillera Pirenaica ($42^{\circ} 08' N$, $02^{\circ} 44' E$, 230 m s.n.m.). En concreto, están ubicadas en la cuenca paleolacustre plio-pleistocénica de Banyoles-Besalu, 3 km al noroeste de Banyoles y cercanas a otras secuencias como Bòbila Ordis y Mas Miquel.

El estudio de estos registros ha sido realizado por Leroy (1987, 1990, 1997). En estos trabajos se presenta información sobre características litológicas, contenido en carbonatos, análisis palinológico y algunos datos sobre ostrácodos y gasterópodos. Para el estudio palinológico se extrajeron dos testigos en Tres Pins. El tes-

tigo TP II se recogió en 1985, mientras que el muestreo del testigo TP I (de 1940 cm de profundidad) se realizó a unos 20 m al norte de TP II en 1983. Este testigo (TP I) no pudo ser estudiado en detalle porque se destruyó accidentalmente. Adicionalmente, también se posee para la zona una breve descripción sobre el terreno de un pozo de agua a 25 m al norte-noroeste del sondeo TP II (Julià 1980).

En el sondeo TP II, que litológicamente se caracteriza por margas grises que se han equiparado con las formaciones regionales del Eoceno, se alcanzaron 2720 cm de profundidad. De 2720-1000 cm el sedimento se corresponde con micrita (calcita microcristalina) con dos interrupciones compuestas de micrita arenosa de carofíceas desde 2412 a 2290 cm y desde 1577 a 1472



Figura 1. Extracción del sondeo TPI de Tres Pins cerca de Banyoles en el año 1983 (Foto: Suzanne Leroy)

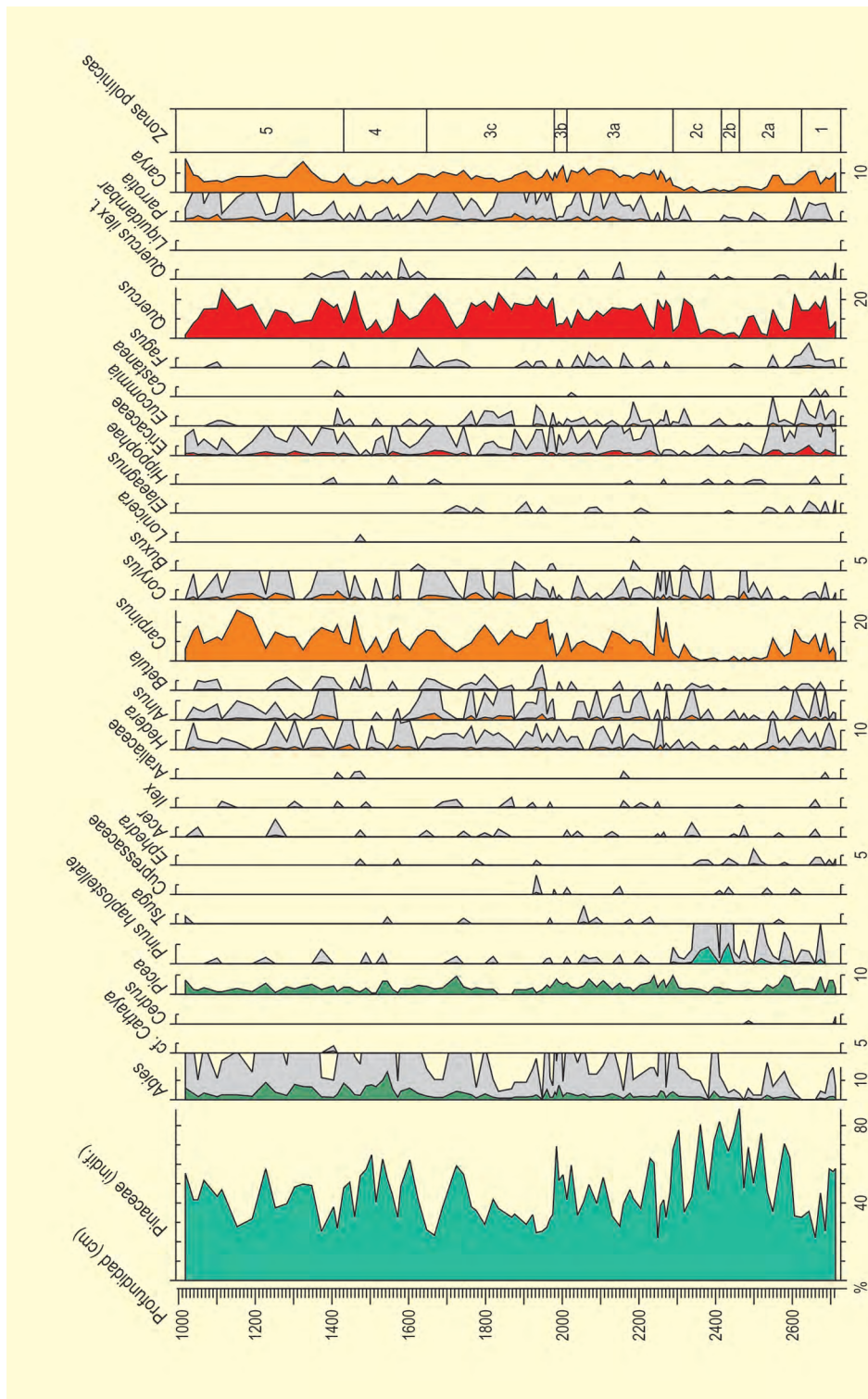


Figura 2. Diagrama polínico del sondeo TPII de Tres Pins. Redibujado de Leroy (1997)

cm. Los últimos 1000 cm del registro presentaron un alto grado de oxidación. La descripción preliminar de TPI indicó un sedimento más grueso en el último metro del registro compuesto de material oxidado. En cambio, la secuencia del cercano pozo de agua está formada por micrita rica en materia orgánica con algunos horizontes de turba (Julià 1980). Dentro de un área re-

lativamente pequeña (menos de 20x20 m), se observa como las tres secuencias muestran diferentes litofacies.

La importancia de este tipo de trabajos radica en que se poseen pocas secuencias largas que cubran cronologías plio-pleistocénicas, pero los depósitos de esta antigüedad son especialmente difíciles de datar porque

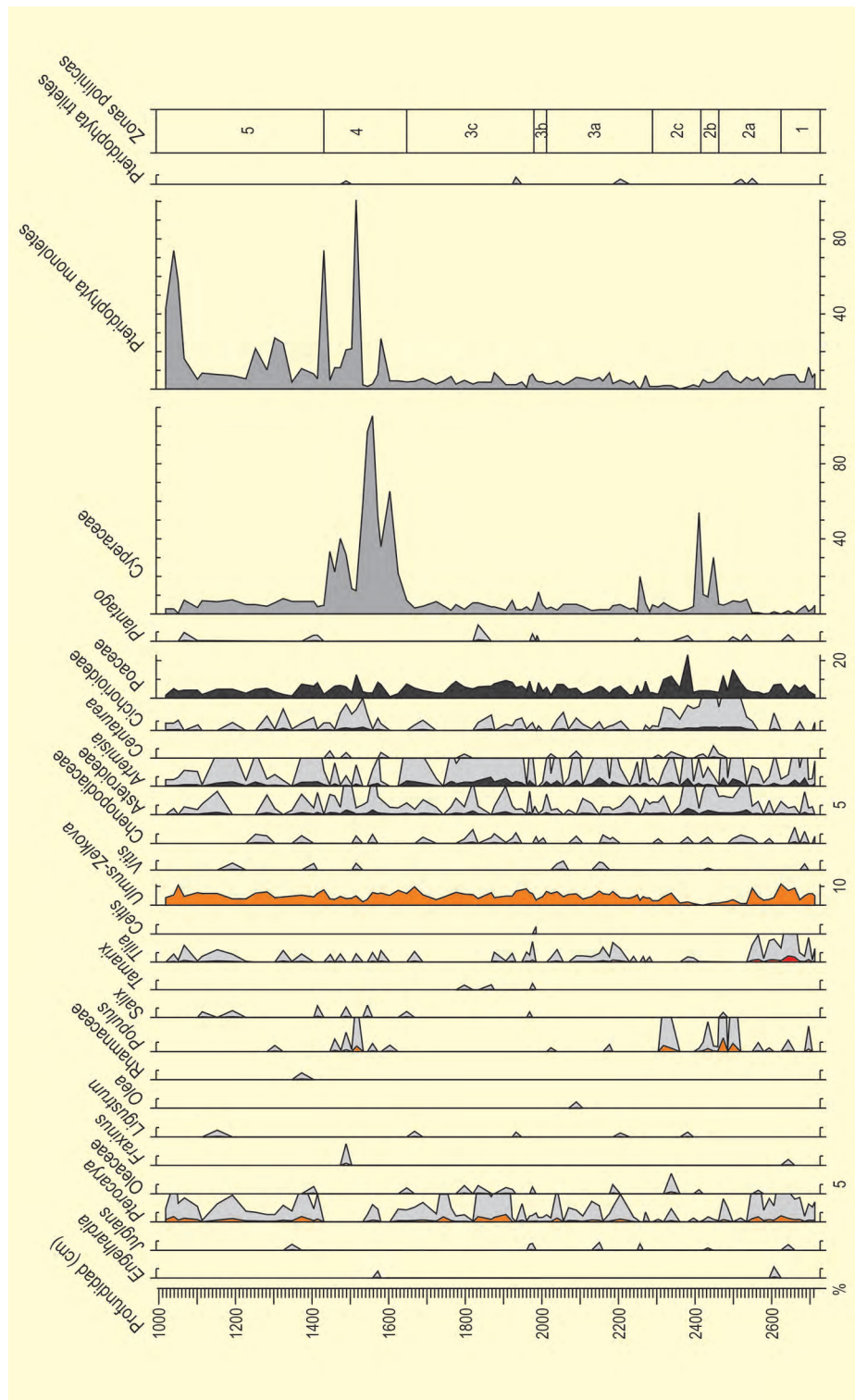


Figura 2. Continuación

se salen del rango de muchos métodos radiométricos. Se ha sugerido que la secuencia TP II de Tres Pins es un poco más antigua que la de Bòbila Ordis (Leroy 1990), sobre la base de la mayor presencia de *Pterocarya*, *Carya* y *Parrotia persica* (Fig. 3), además de otros taxones que se extinguieron con posterioridad.

El diagrama palinológico de la secuencia TP II (Fig. 2) se compartimenta en 5 zonas polínicas. Los diferentes indicadores estudiados en TP II muestran evidencias de cambios climáticos y del nivel de la lámina de agua en el lago. El espectro palinológico de los taxones terrestres de las zonas polínicas 1, 3 y 5 muestra que los alrededores estuvieron cubiertos por bosques con *Car-*

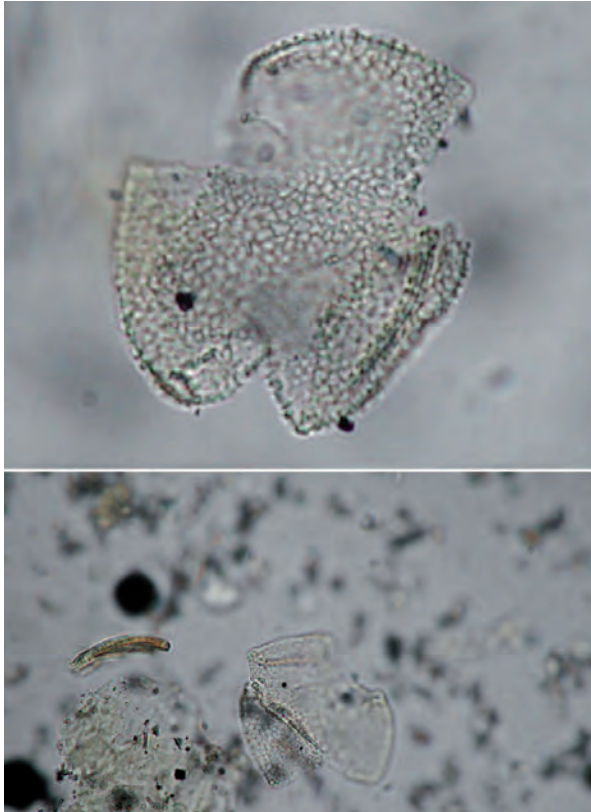


Figura 3. Polen fósil de *Parrotia persica* (Foto: Suzanne Leroy)

pinus betulus, *Quercus caducifolios*, *Carya* y *Ulmus-Zelkova*, además de *Pinus*, y son indicativas de un clima más húmedo y templado que el actual en esta región. En cambio, la zona polínica 2 muestra una vegetación

con tintes estépicos (dominada por *Pinus*, Asteraceae y Poaceae) que se correspondería con una etapa glacial que se caracterizó más por el acuse de sequías que por las bajas temperaturas si la comparación con análogos modernos es válida. Con posterioridad a esta zona sólo debieron de producirse pequeñas oscilaciones climáticas de menor alcance. Por otro lado, la vegetación acuática y de helechos junto con las facies micríticas del sedimento muestran un ambiente pelágico en las zonas 1 y 3 y un ambiente litoral durante la zona 5 (*Cladium mariscus* y *Thelypteris palustris*).

Durante la zona 2 se produjo una bajada del nivel de la lámina de agua de corta duración (micritas algares) como consecuencia de las sequías comentadas anteriormente, aunque en la subzona 2c se empieza a observar una progresiva recuperación del bosque. Sin embargo, la gruesa litología y el alto contenido en carbonatos continúan indicando aguas poco profundas. La fluctuación que se produce durante la zona 4 (vegetación pantanosa y aguas de escorrentía) puede ser debida a una disminución del nivel del lago causada por la actividad kárstica, o por una disminución de las precipitaciones con un ligero enfriamiento. Pero lo más probable es que se debiera a un relleno relacionado con desastres naturales.

Más información

Leroy (1987, 1990, 1997)



TUBILLA DEL AGUA

Cuenca del Ebro, Burgos
Pleistoceno medio – Holoceno (~ 300000-1400 años BP)

El yacimiento se encuentra en el término municipal de Tubilla del Agua, en el sector noroccidental de la provincia de Burgos, en la Comarca de la Lora ($42^{\circ} 42' 33''$ N, $03^{\circ} 48' 14''$ O; 765 m s.n.m.).

Desde el punto de vista geomorfológico esta comarca forma parte de la Plataforma Estructural de los Páramos, la cual se caracteriza por la presencia de amplios altiplanos en niveles calcáreos del Cretácico superior. Estos páramos son incididos por los ríos Ebro y Rudrón, conformando un conjunto de profundos cañones fluvio-kársticos que profundizan hasta 300 metros con respecto a la cota de los páramos circun-

dantes. La exposición de este apilamiento de rocas calcáreas a la acción erosiva del agua ha provocado la formación de un karst de plataforma desarrollado, en los momentos actuales disfuncional. Como testigos de unos procesos cársticos superficiales y subterráneos mucho más intensos en el pasado, aparecen dispersos, depósitos carbonatados exokársticos, de entre los cuales el de Tubilla del Agua, desarrollado sobre el río Hornillo, es el de mayor extensión de la comarca (Figs. 1 y 2).

El yacimiento paleobotánico de Tubilla del Agua está formado por un conjunto de estructuras tobáceas



Figura 1. Panorámica de Peña Socastillo donde se sitúan las tobas calizas de Tubilla del Agua (Foto: R. Iglesias)

Tabla 1. Datos de radiocarbono para Tubilla del Agua

Ref. Lab.	Años BP	Años cal. BP	Material
Beta-260006 (TUAG.BU.01)	2650 ± 40	2768	CaCO ₃
Beta-277713 (TUAG.P)	1570 ± 40	1463	Piña



Figura 2. Toma de muestras en Tubilla del Agua. Toba 1 (izquierda), Toba 2 (derecha) (Foto: R. Iglesias)

Figura 3. Impresión de un estróbilo de *Pinus nigra* en tobas de Tubilla del Agua, con una datación aproximada de 300 ka BP (Foto: R. Iglesias)Figura 4. Impresión de *Fagus sylvatica*, con una datación aproximada de 60 ka BP (Foto: R. Iglesias)

de diferente edad, producto de una serie de etapas de acrecentamiento alternadas con otras erosivas. Estas formaciones presentan una cronología diversa, com-

prendida entre los 300 ka de las estructuras más antiguas y los pocos milenios de las formadas en el Holoceno reciente.

En las tobas del yacimiento aparecen numerosos fósiles de plantas en forma de impresiones de sus diferentes partes (hojas, tallos, frutos, etc.; Figs. 3 y 4), además de algún macrorresto vegetal, cuyo estudio ha podido demostrar la presencia de *Pinus nigra* en la zona en diferentes momentos, desde el Pleistoceno medio hasta el Holoceno reciente (Figs. 3 y 5). Esta especie no se encuentra en la comarca de forma natural en la actualidad, siendo su población natural más cercana la que se desarrolla en el Cañón del río Lobos, a unos 150 km de distancia. Las impresiones de estróbilos de *P. nigra* encontradas en el yacimiento y datadas en más de 300 ka, constituyen la referencia a la especie más antigua de la Península Ibérica, siendo la evidencia más reciente en la zona un macrorresto leñoso de piña con una antigüedad de 1400 años.

El contexto florístico dibujado por los estudios de turberas cercanas, como los análisis de macrorrestos de La Piedra (Muñoz-Sobrino *et al.* 1996), el registro polínico de San Mamés de Abar (Iriarte *et al.* 2001) y



Figura 5. Macrorresto de piña de *Pinus nigra* con una datación de 1400 años BP (Foto: R. Iglesias)

datos históricos, permiten sugerir la acción antrópica como causa de la extinción de *P. nigra*, en la zona, para la fecha más reciente.

Más información

García-Amorena *et al.* (2011)



TÚNEL DELS SUMIDORS

Vallada, Valencia

Pleistoceno final – Holoceno (13140-6060 años cal BP)

El Túnel dels Sumidors (Vallada, Valencia) constituye una cavidad kárstica desarrollada en el afloramiento yesífero de Vallada, a través de la que discurre un río subterráneo perenne con un recorrido de 1,3 km y un desnivel de 205 m. La principal boca de acceso a este túnel se encuentra en la zona de cabecera del barranco del Penyó, a 530 m s.n.m. y 38° 52' 50" N, 00° 41' 19" O. El yacimiento se encuadra dentro del piso bioclimático mesomediterráneo con un ombroclima seco y cierto grado de continentalización dada la altitud en la que se localiza. La vegetación presente en los alrededores del acceso al túnel está constituida principalmente por *Pinus halepensis*, *Quercus ilex* y restos de plantaciones de frutales acompañados de matorral bajo, matojar o pastizal.

Los datos palinológicos (Fig. 1, Dupré 1988b) proceden de tres niveles de terrazas fluviales subterráneas, dos de las cuales han podido ser datadas con radiocarbono. En la terraza inferior, datada en 13140 años cal. BP, encontramos los porcentajes más bajos de polen arbóreo (29%). El pino es el elemento principal, seguido de *Quercus*. Puntualmente, con porcentajes polínicos por debajo del 1%, encontramos también otros elementos arbóreos como *Corylus*, *Alnus* y *Pistacia*. En cuanto a las herbáceas, existe un claro predominio de las compuestas ligulifloras.

Posteriormente, durante el nivel intermedio, se aprecia un claro aumento de polen arbóreo. *Pinus* continúa siendo el elemento dominante seguido de los *Quercus* perennifolios que experimentan un mayor desarrollo con respecto al nivel anterior en detrimento de los *Quercus* caducifolios. *Juniperus*, *Corylus*, *Pistacia*, *Castanea*, *Hedera* y *Alnus* muestran una representación escasa. En relación al tapiz herbáceo, las compuestas pasan a presentar porcentajes por debajo del 10% equiparándose a los valores de Poaceae.

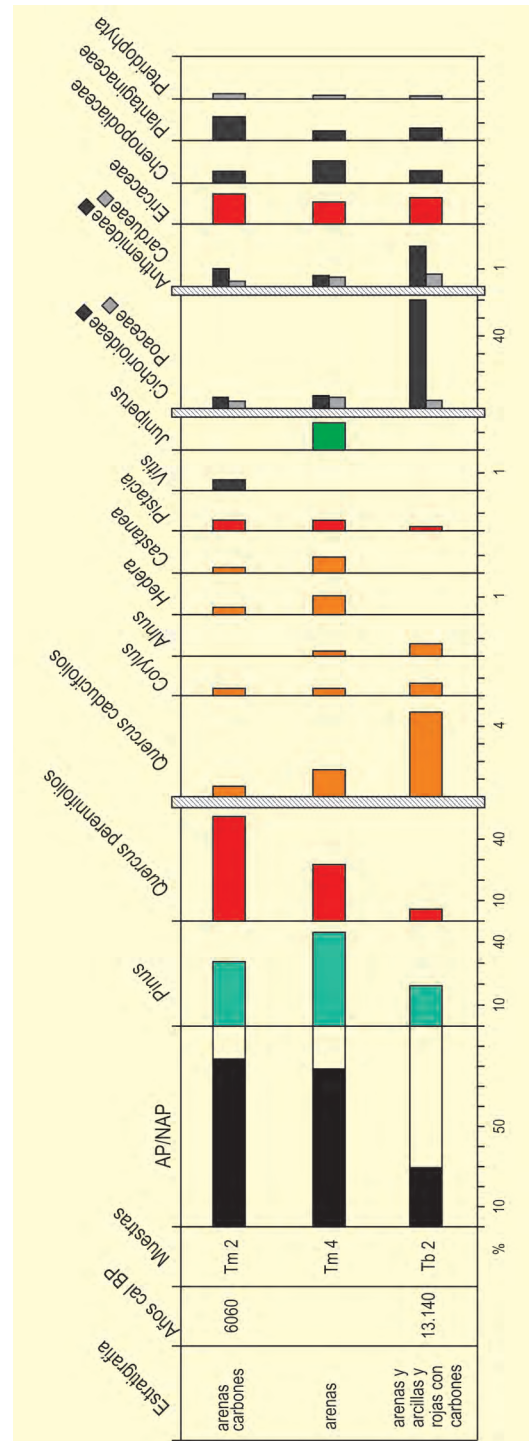


Figura 1. Histograma polínico de tres muestras de sedimento en el Túnel dels Sumidors. Redibujado de Dupré (1988b)

En torno a 6060 años cal BP, *Pinus* disminuye a favor de los *Quercus* perennifolios, que se constituyen ahora como grupo dominante. Sin embargo, los *Quercus* caducifolios muestran porcentajes polínicos aún más bajos que durante la fase anterior. Cabe destacar durante este período la primera aparición de *Vitis* aunque con

una representación baja. El resto de taxones arbóreos (*Corylus*, *Castanea* y *Pistacia*) continúa con porcentajes polínicos por debajo del 1%.

Más información

Dupré (1988b)



TURBERA DE LA PIEDRA

Basconcillos del Tozo, Burgos
Pleistoceno final – Holoceno (14380 – <8280 años cal BP)

Se trata de una turbera localizada en las inmediaciones de la localidad de La Piedra, (42° 38' 00" N, 03° 52' 45" O; 950 m s.n.m.) perteneciente al municipio de Basconcillos del Tozo (Burgos) (Figs. 1 y 2).

El clima de la zona es de tipo continental, con inviernos muy fríos y veranos secos, lo que determina la existencia de una cobertura vegetal adaptada a esa continentalidad. El entorno de la turbera está actualmente muy deforestado, apareciendo únicamente formaciones arbóreas en las riberas fluviales. La vegetación no leñosa está representada por carrizales de *Phragmites australis*, bien adaptados a los contextos húmedos.

El estudio polínico (Fig. 3) fue realizado por Muñoz-Sobrino *et al.* (1996) a partir de sedimentos de un único testigo extraído mediante sonda mecánica. La parte inferior presenta una capa caracterizada por la acumulación de margas y arenas silíceas. Por encima (235-160

cm) se sitúa un nivel limo-arcilloso con gravas y guijarros, al que sucede una capa de turba muy evolucionada (160-135 cm). De ahí hasta la superficie, el paquete sedimentario presenta una segunda capa de turba, esta vez poco evolucionada. Además del sondeo mecánico, se recuperaron otros restos leñosos en los niveles inferiores de la turbera.

Se trata de una interesante secuencia que abarca desde el Tardiglacial hasta el Holoceno final, mostrando los cambios ocurridos en la vegetación en esta zona de la Meseta septentrional ibérica (Fig. 3). En la estratigrafía polínica destaca la zonación en cuatro fases.

La zona polínica 1 (ZPL-1) se caracteriza por el dominio del polen arbóreo frente al herbáceo y arbustivo. Las especies forestales dominantes son *Pinus*, *Betula* y *Juniperus*, junto a las que aparecen otros taxones mesófilos y termófilos como *Quercus perennifolia*, *Q. caducifolia*, *Fagus* y *Castanea*. Este tipo de bosque mixto de coníferas y abedules es frecuente en el noroeste pe-



Figura 1. Vista aérea de la localidad de La Piedra (Foto: R. Melgar Parrilla)



Figura 2. Paraje de Basconcillos del Tozo donde se realizó el estudio de la turbera de La Piedra (Foto: R. Melgar Parrilla)

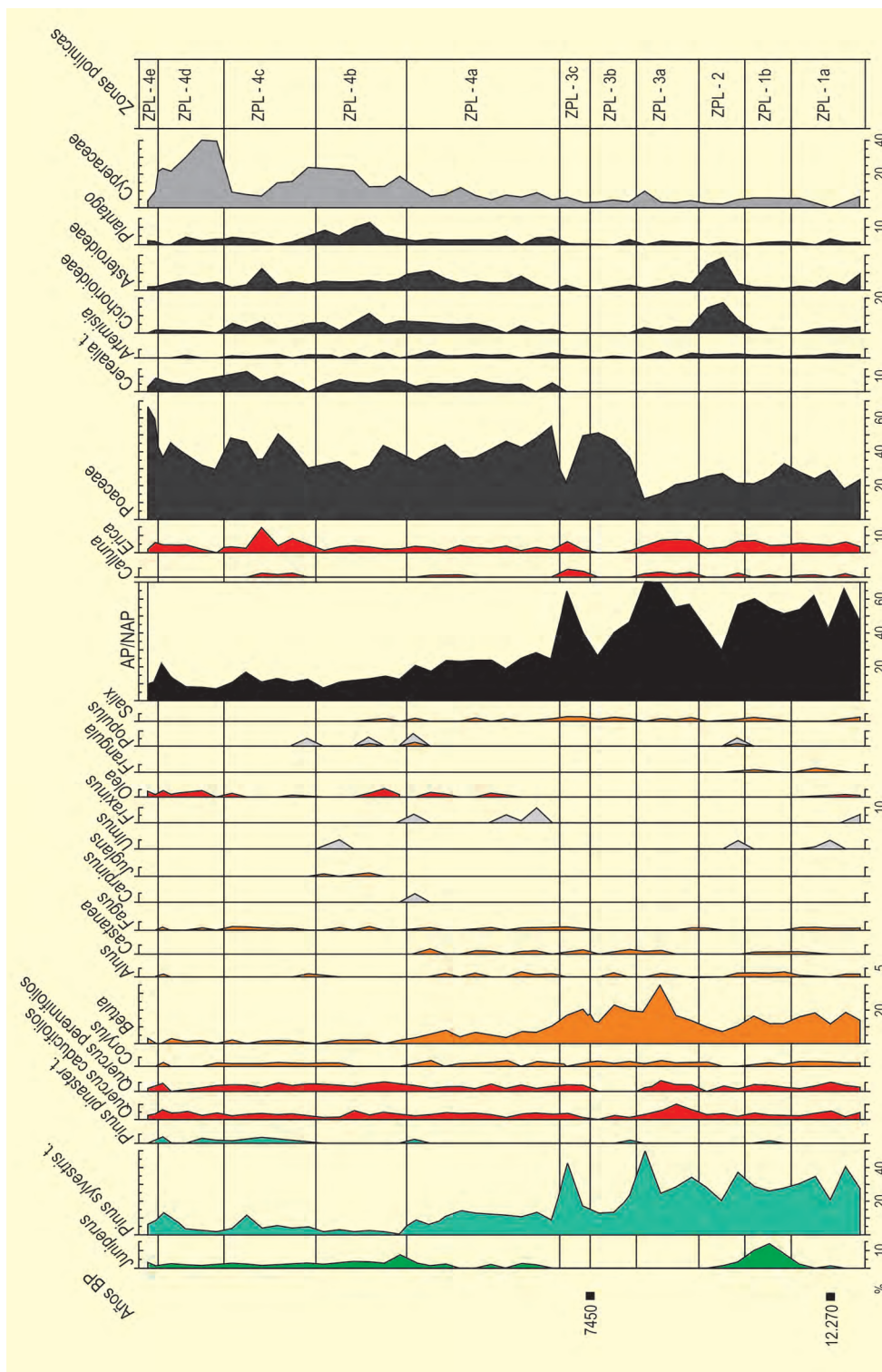


Figura 3. Diagrama polínico de la turbera de La Piedra, Burgos. Redibujado de Muñoz-Sobrino et al. (1996)

ninsular durante el Tardiglacial, hecho que se ve apoyado por la datación radiocarbónica obtenida en esta zona (13949-14592 años cal BP). Entre las herbáceas y los elementos arbustivos escasamente representados, aparecen Poaceae, Ericaceae, *Calluna*, Cichorioideae y Asteroideae.

El espectro polínico, en la zona polínica 2 (ZPL-2), se caracteriza por un descenso de los valores de polen arbóreo, fundamentalmente *Betula* y *Pinus*, en paralelo al aumento en la representación de las herbáceas, sobre todo Cichorioideae y Asteroideae. La escasez de elementos crióxicos (*Artemisia*, Chenopodiaceae y *Ephedra*) indica que las precipitaciones no eran abun-

Tabla 1. Dataciones radiocarbónicas de la turbera de la Piedra (Basconcillos del Tozo, Burgos). Calibraciones según Reimer *et al.* (2004) (Calib 5.0, intervalo de probabilidad 95,4 %). Muñoz-Sobrino *et al.* (1996)

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP (2σ)	Años cal. BP
GrN-21447	155-160	7450 ± 50	8182-8370	8280
GrN-21448	235	12270 ± 70	13949-14592	14380

dantes. Esta fase es el reflejo de un momento de empeoramiento del clima, concretamente el Dryas reciente.

La zona polínica 3 presenta tres momentos diferenciados dentro del Holoceno. Una primera fase de dominio arbóreo, concretado por la expansión de *Betula*, *Pinus* y *Quercus*, que alcanzan sus valores máximos en ZPL-3a, junto a los cuales están presentes otros elementos mesotermófilos, indicando una evidente mejoría climática. A esta fase sucede otra de deforestación acusada (ZPL-3b, 8182-8370 años cal BP), en la que las gramíneas alcanzan valores cercanos al 40 %, sustituyendo los espacios abiertos a los bosques. Por último,

en la ZPL-3c, se produce la recuperación de la cubierta forestal, de nuevo protagonizada por *Betula* y *Pinus*, indicando la restitución del bosque original.

Tras un hiato sedimentario que abarcaría desde mediados del período Atlántico a inicios de Subatlántico, se sitúa la zona polínica 4 (ZPL-4), relacionada con el Holoceno final. Tiene como principal característica el comienzo de la curva de cereal. Las prácticas agrícolas desarrolladas suponen la definitiva regresión del bosque existente, así como el desarrollo de formaciones herbáceas y arbustivas de Poaceae, *Plantago*, Cichorioideae, Asteroideae, *Erica* y *Juniperus*.

Además del registro polínico, en la turbera de La Piedra se recogieron fragmentos leñosos de gran tamaño, situados en los niveles inferiores del depósito, correspondientes al Tardiglacial. Pertenecen a troncos, tocones con raíces y ramas de *Pinus*, *Betula* y *Juniperus*, sin existir un recuento cuantitativo de estas identificaciones.

Más información

Muñoz-Sobrino *et al.* (1996)



URTIAGA

Costa cantábrica, Deba, Guipúzcoa
Pleistoceno final – Holoceno (17050 – c. 3000 años BP)

La Cueva de Urtiaga (Fig. 1) se localiza en la vertiente sur-suroeste de la colina llamada Salbatoremendi, en el barrio de Itziar, perteneciente al municipio de Deba ($43^{\circ} 16' 05''$ N, $02^{\circ} 19' 05''$ O; 160 m s.n.m.). Las características climáticas del entorno actual corresponden a un clima templado y húmedo donde se desarrolla una vegetación boscosa dominada por robles, hayedos y otras frondosas en mosaico con praderas y pinares de *Pinus radiata*. El yacimiento, descubierto en 1928, ha sido sometido a varias campañas de excavación arqueológica, que han documentado ocupaciones del Magdaleniense, Aziliense y de la Edad del Bronce. Para la atribución cronológica de Urtiaga, la autora del estudio (Sánchez-Goñi 1991) tuvo como referencia los trabajos polínicos próximos a este lugar realizados por Peñalba (1989, 1990) y la turbera de La Mora en el País Vasco francés (Oldfield 1964, Reille & Duplessy 1990), completándose la información palinológica con las dataciones de Altuna (1972) (Tabla 1).

El estudio polínico (Fig. 2) permitió diferenciar cuatro zonas en una columna de muestreo de 3,10 m de profundidad. Las zonas a y b presentan un paisaje vegetal totalmente deforestado, correspondiente a los momentos finales del Tardiglacial, mientras que las zonas c y d muestran un progresivo avance del bosque durante el Holoceno.

La zona polínica a presenta bajos porcentajes en AP (máximo de 2,1 %), reflejando la presencia puntual de taxones como *Pinus*, *Corylus*, *Alnus*, *Salix*, *Betula* y *Fraxinus*. En este intervalo, el paisaje se muestra totalmente deforestado dominado por gramíneas y asteráceas, en un período estadal posiblemente anterior al Dryas reciente. La zona b presenta igualmente porcentajes de polen arbóreo muy bajos, entre los que se documentan, además de *Pinus*, *Corylus*, *Alnus*, *Salix*, *Betula* y *Fraxinus*, así como algunos restos polínicos de *Quer-*



Figura 1. Entrada a la cueva de Urtiaga (Foto: JA. Mujika)

cus. Entre las herbáceas, dominadoras del contexto vegetal, las asteráceas son el principal taxón, acompañado de Poaceae, Brassicaceae, Cyperaceae, *Ephedra* y Chenopodiaceae. Según la autora, las asteráceas podrían estar sobrerrepresentadas. La presencia de taxones xerófilos indica que es un momento algo más frío y seco que el precedente. Es atribuido igualmente a un período estadal anterior a 13500-13000 años BP o al Dryas reciente.

La zona polínica c refleja un aumento progresivo e importante de los valores de polen arbóreo (máximo de 31 %), como *Pinus*, *Quercus* y *Corylus*. Entre las herbáceas

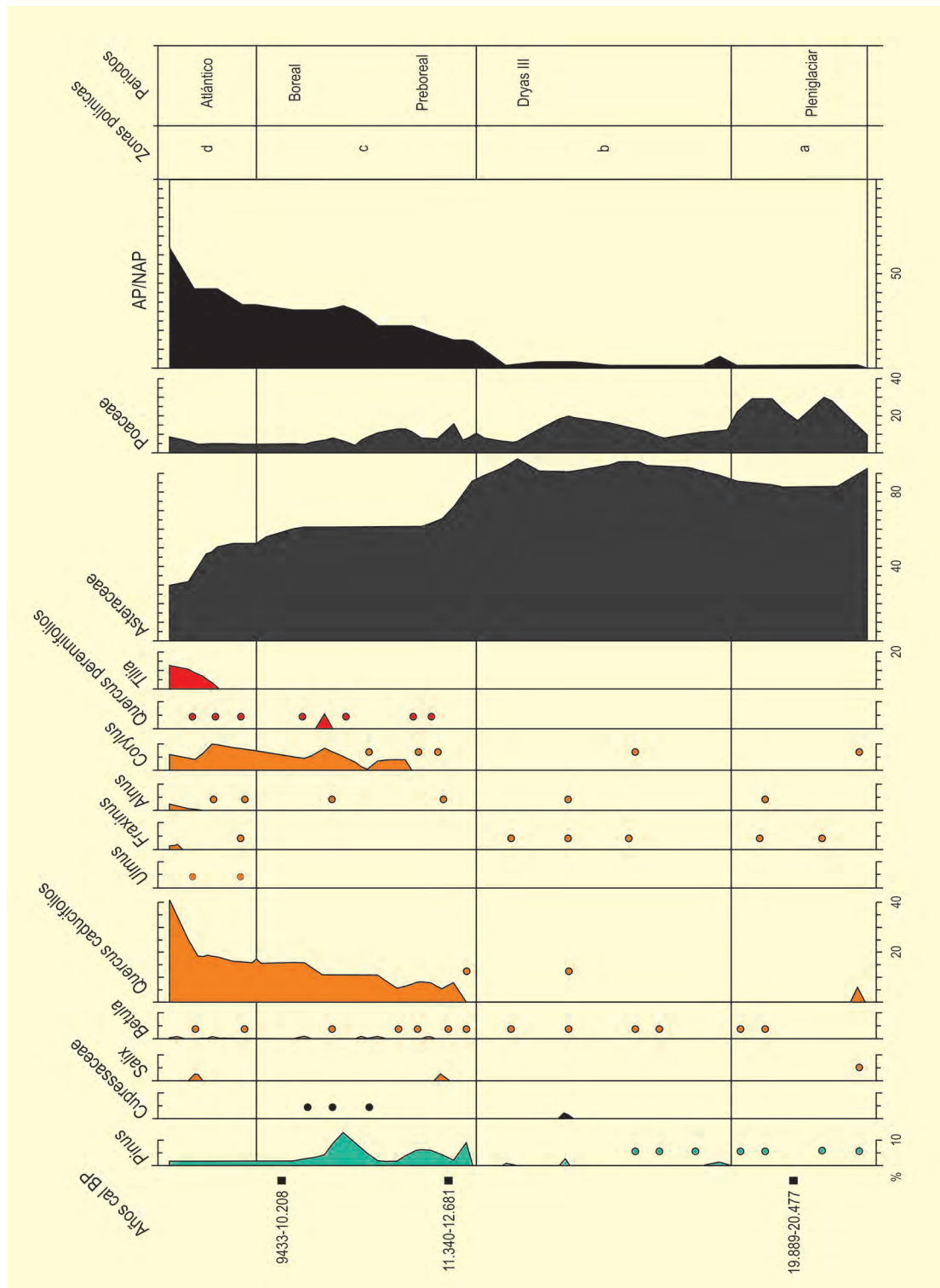


Figura 2. Diagrama polínico de Cueva de Urtiaga. Redibujado de Sánchez-Gofí (1991, 1996)

predominan Asteraceae y Poaceae. La expansión de los robledales indica una evidente mejoría climática, situándose esta fase en un momento más templado del Holoceno inicial. Tras un hiato estratigráfico, representado por una capa estalagmítica, se localiza la zona polínica

d, con una cronología establecida entre el 6000 y el 3000 años BP y mostrando los porcentajes más altos de polen arbóreo (máximo de 67 %). En un primer momento se produce la codominancia entre *Quercus* y *Corylus*, para en un momento más avanzado ser *Quercus* el taxón me-

Tabla 1. Dataciones radiocarbónicas de la secuencia de la cueva de Urriaga (Altuna 1972). Calibraciones según Reimer *et al.* (2004) (Calib 5.0, intervalo de probabilidad 95,4 %)

Ref. Lab.	Años BP	Años cal. BP	Nivel arqueológico	Arqueología
CSIC-63	8700 ± 170	9433-10208	C	Aziliense
CSIC-64	10280 ± 190	11340-12681	D	Magdaleniense
GrN-5817	17050 ± 140	19889-20477	F	Magdaleniense

por representado. Además de *Pinus*, se han documentado otros taxones mesotermófilos como *Alnus*, *Tilia*, *Betula*, *Fraxinus*, *Salix* y *Carpinus*. Entre la vegetación herbácea las asteráceas son mayoritarias junto a las gramíneas. Esta fase se desarrollaría en un momento de instauración del robledal mixto, en el que no está presente todavía

Fagus y en el que no se detecta ningún indicador que refleje la acción antrópica sobre el medio (ni deforestación ni presencia de plantas cultivadas).

Más información

Sánchez-Goñi (1991, 1992, 1993b, 1996)



VANGUARD

Gibraltar

Pleistoceno superior (MIS 5-MIS 3)

La Cueva de Vanguard se encuentra en el promontorio de Gibraltar en el sur de la Península Ibérica (36° 7' 17" N, 5° 20' 30" O; Fig. 1). Forma

parte de la costa norte del Estrecho de Gibraltar que conecta el Mar Mediterráneo con el Océano Atlántico. Varias cuevas, incluyendo las de Vanguard, Gorham,

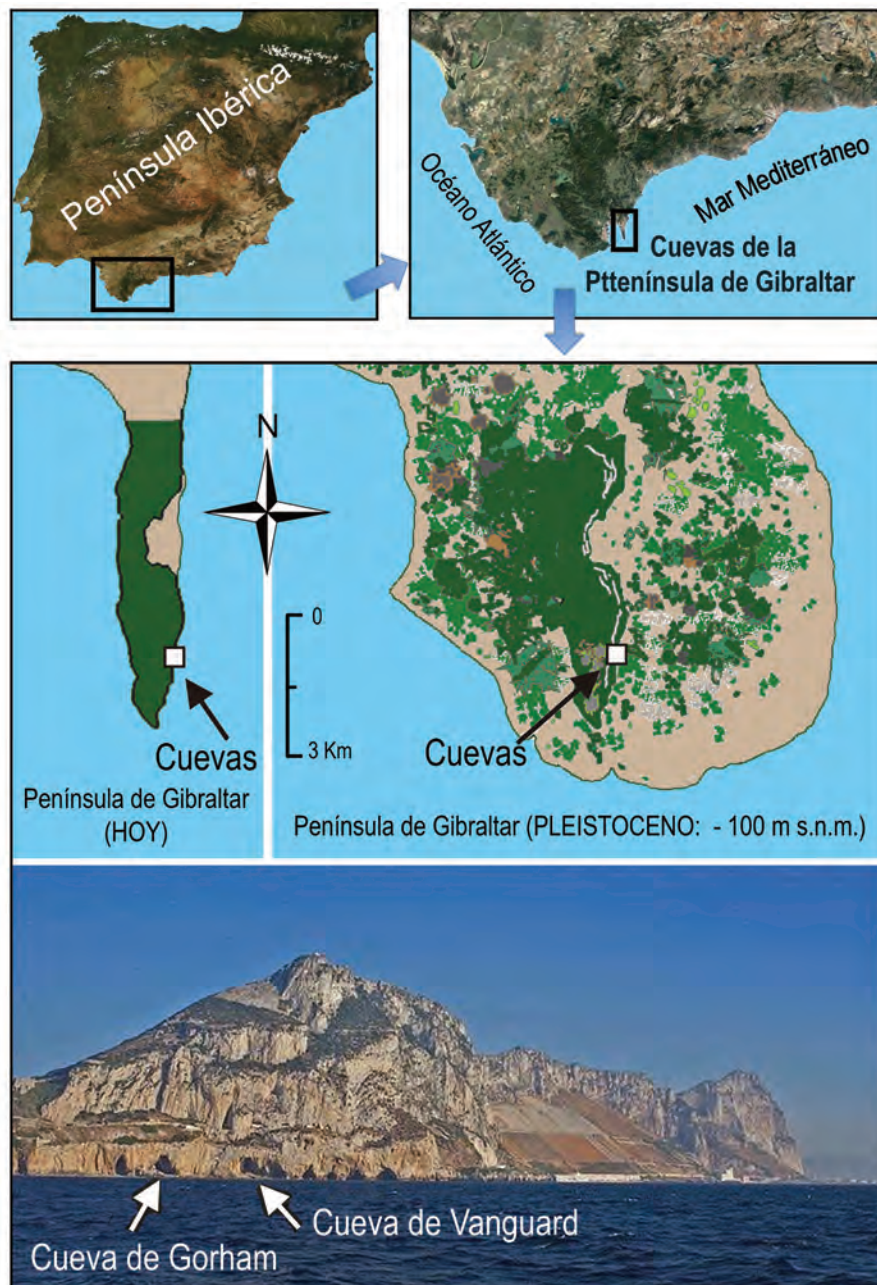
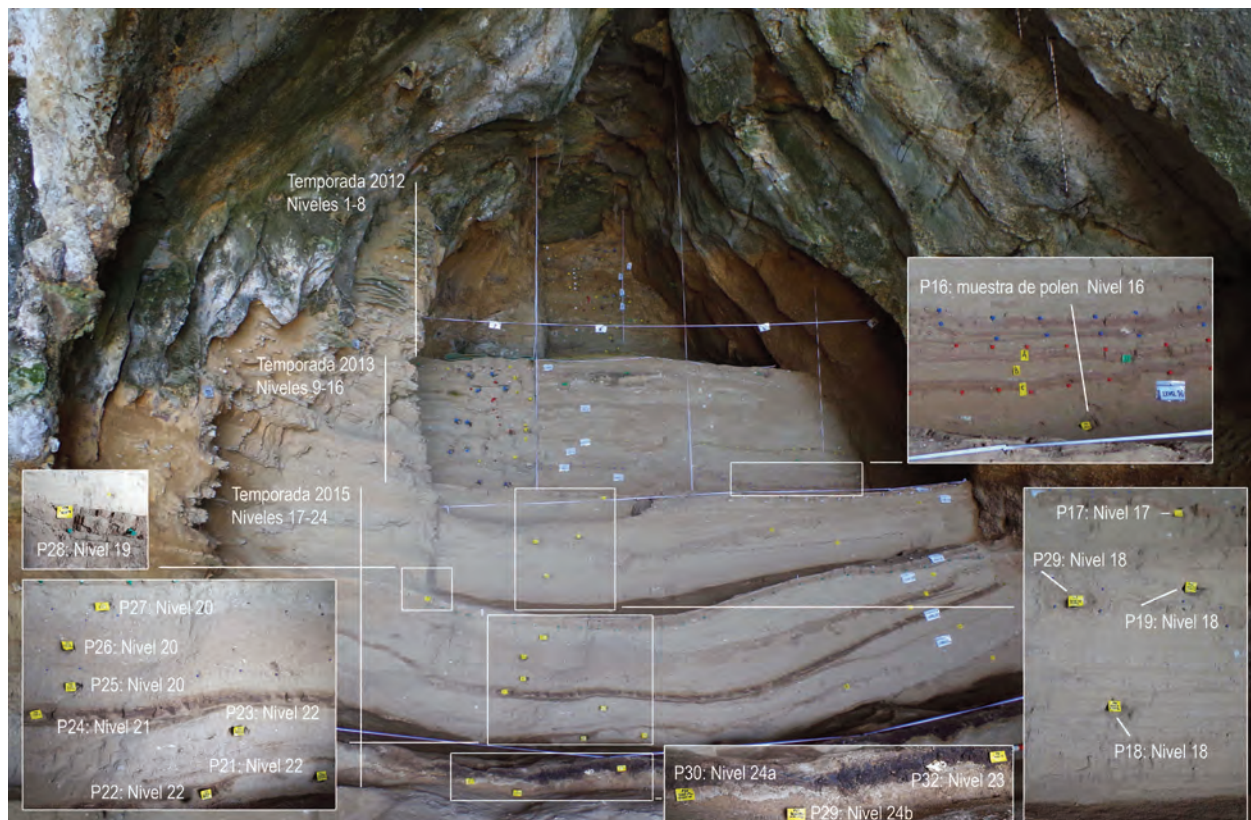


Figura 1. Localización de las Cuevas de Vanguard y Gorham, Gibraltar, sur de Iberia, y reconstrucción de la Península de Gibraltar durante el último máximo glacial cuando el nivel del mar se situaba 100 m por debajo de la posición actual (Rodríguez-Vidal *et al.* 2014, Finlayson & Carrión 2006)

Tabla 1. Resultados de las dataciones de OSL en la Cueva de Vanguard. Redibujado de Doerschner *et al.* (2019)

Ref. Lab.	Nivel	Edad (Ka)*	Edad (ka)**	Método
L-EVA-1327	1	55,6 ± 4,2	67,7 ± 5,8	OSL
L-EVA-1328	1c	43,0 ± 2,7	43,1 ± 2,7	OSL
L-EVA-1329	4	54,6 ± 4,2	51,3 ± 4,3	OSL
L-EVA-1330	5a	51,1 ± 3,3	43,0 ± 3,0	OSL
L-EVA-1331	5c	50,2 ± 5,4	44,6 ± 4,9	OSL
L-EVA-1332	6b	60,4 ± 11,0	60,8 ± 11,0	OSL
L-EVA-1333	10a-c	52,7 ± 5,3	58,2 ± 5,9	OSL
L-EVA-1334	10a-c	63,8 ± 7,0	64,2 ± 7,1	OSL
L-EVA-1335	10d-e	66,3 ± 5,5	67,6 ± 5,3	OSL
L-EVA-1336	12	65,6 ± 6,9	65,1 ± 7,0	OSL
L-EVA-1337	14	65,1 ± 6,8	66,1 ± 6,8	OSL
L-EVA-1338	15	57,1 ± 3,9	57,2 ± 3,9	OSL
L-EVA-1494	18c	60,1 ± 4,6	65,3 ± 5,7	OSL
L-EVA-1495	20c	64,5 ± 4,9	72,3 ± 5,7	OSL
L-EVA-1496	22b	65,6 ± 5,7	64,6 ± 6,6	OSL

**Figura 2.** Perfiles muestrados para análisis de polen en Vanguard

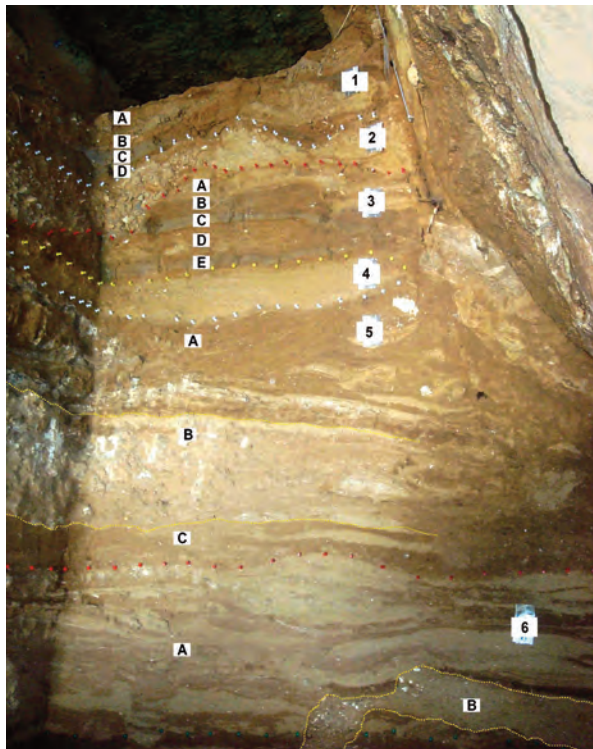


Figura 3. Parte superior de la excavación actual de Vanguard (Niveles 1-6)

Bennett, Hyaena y Boat Hoist, forman un complejo de piedra caliza en el nivel del mar actual frente a Governor's Beach. Los estudios geomorfológicos demuestran que la península de Gibraltar sufrió elevaciones tectónicas y fluctuaciones eustáticas del nivel del mar durante el Pleistoceno, y resulta evidente que el complejo de la cueva se formó en una plataforma costera emergente de hasta 5 km, la cual contiene depósitos que cubren la mayor parte del intervalo MIS 5d-2.

Vanguard contiene ~17m de depósitos sedimentarios, principalmente compuestos de arenas masivas, de gruesas a medianas, entremezcladas con unidades tabulares a lenticulares de limos y arenas limosas. Las arenas de los ~5m superiores de la secuencia se interdigitan con capas de arcilla negra que muestran fosfatación. La abundancia de fosfatos parece estar relacionada con el guano de aves y murciélagos.

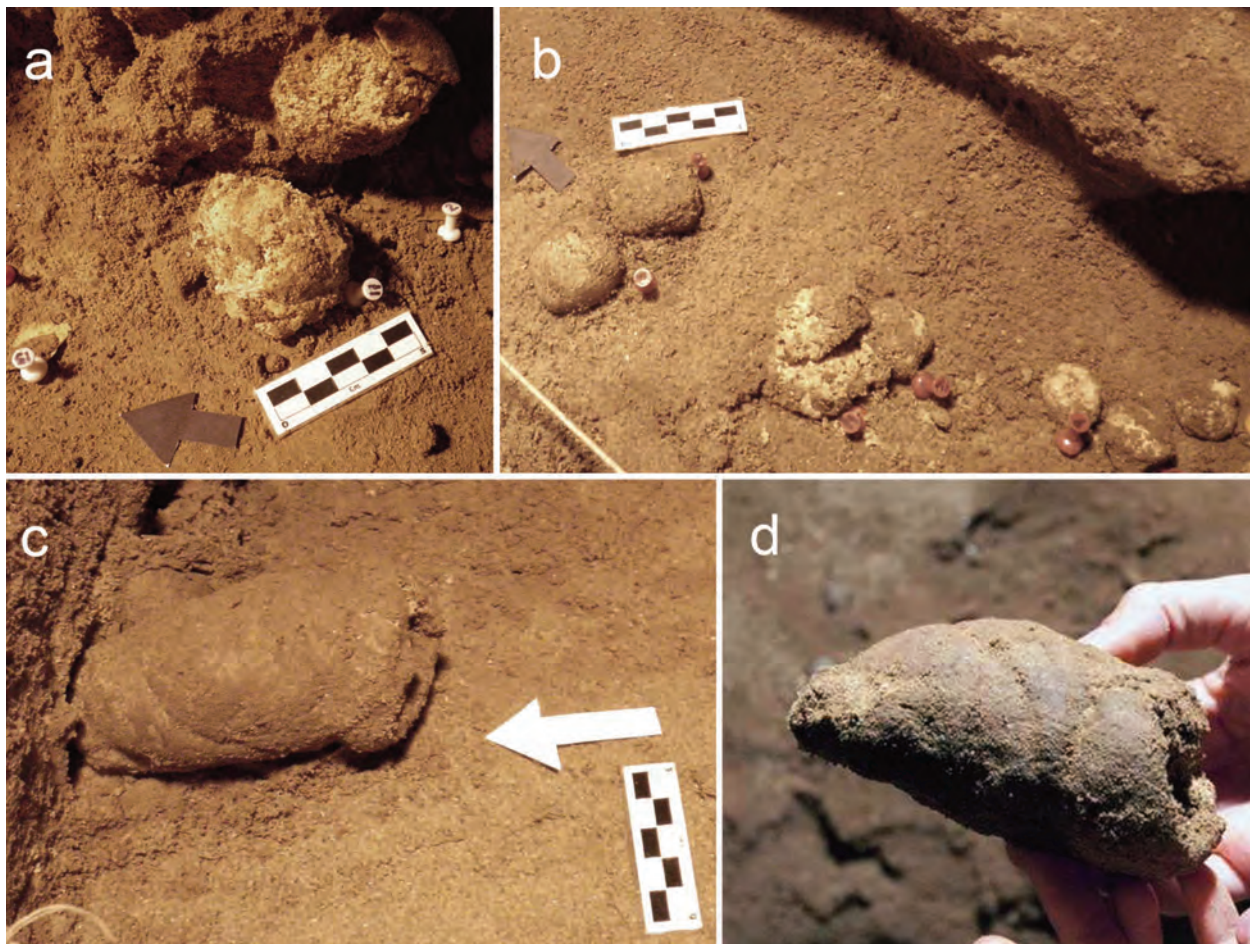


Figura 4. Coprolitos de *Hyaena* de Vanguard. Cronología: c. 45-60 ka, según datos OSL de Doerschner *et al.* (2019)

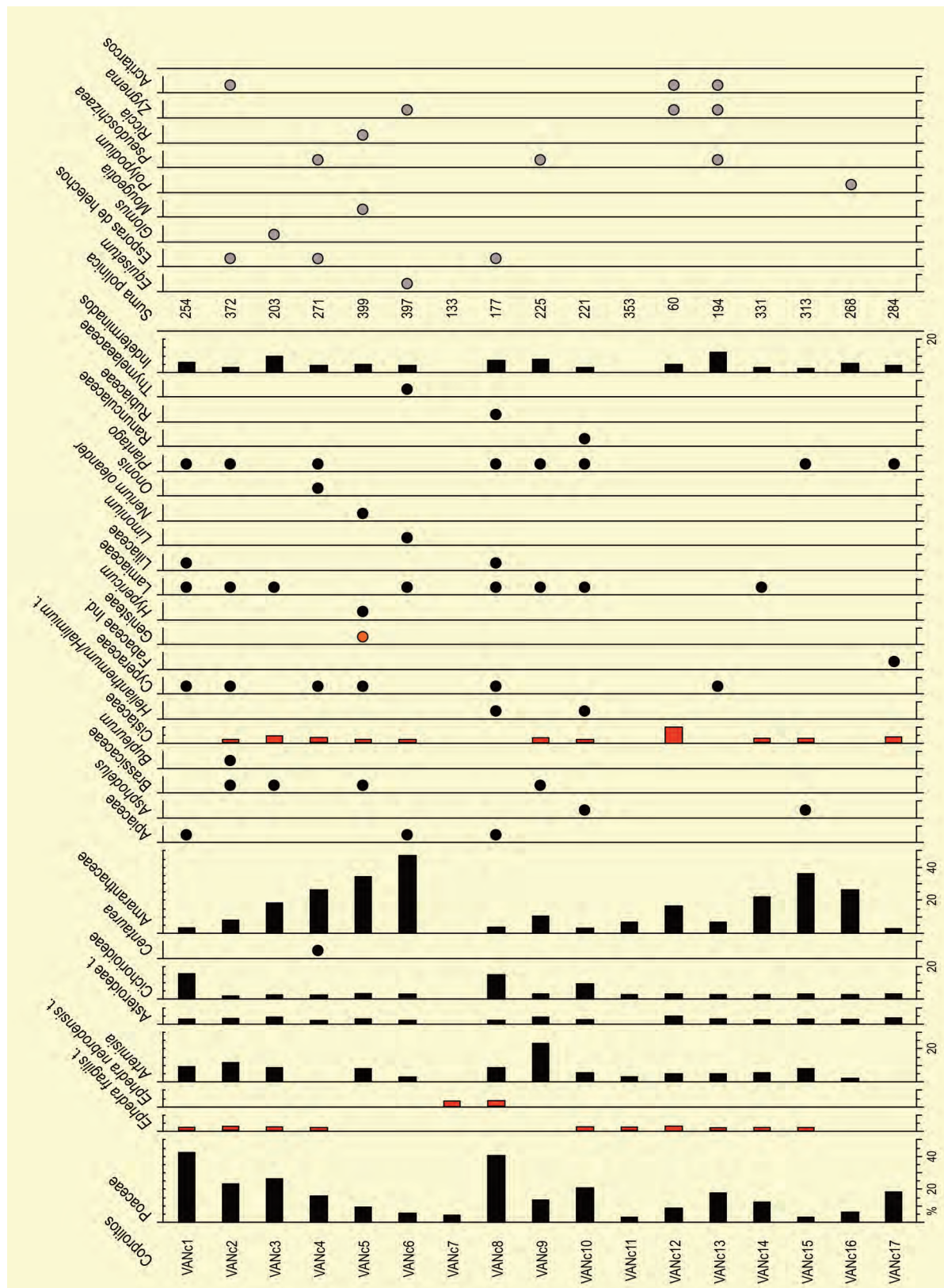


Figura 6. Diagrama polínico de los coprolitos de la Cueva de Vanguard

Los primeros estudios en el yacimiento permitieron analizar siete muestras y concluyeron que los depósitos estaban cerca o más allá de los límites del método de datación por radiocarbono. Estos resultados fueron

confirmados por la datación OSL multigrano en tres muestras de sedimentos con una cronología de 46 ± 3 ka a 112 ± 10 ka. Investigaciones recientes han proporcionado nuevos resultados de OSL basados en quince

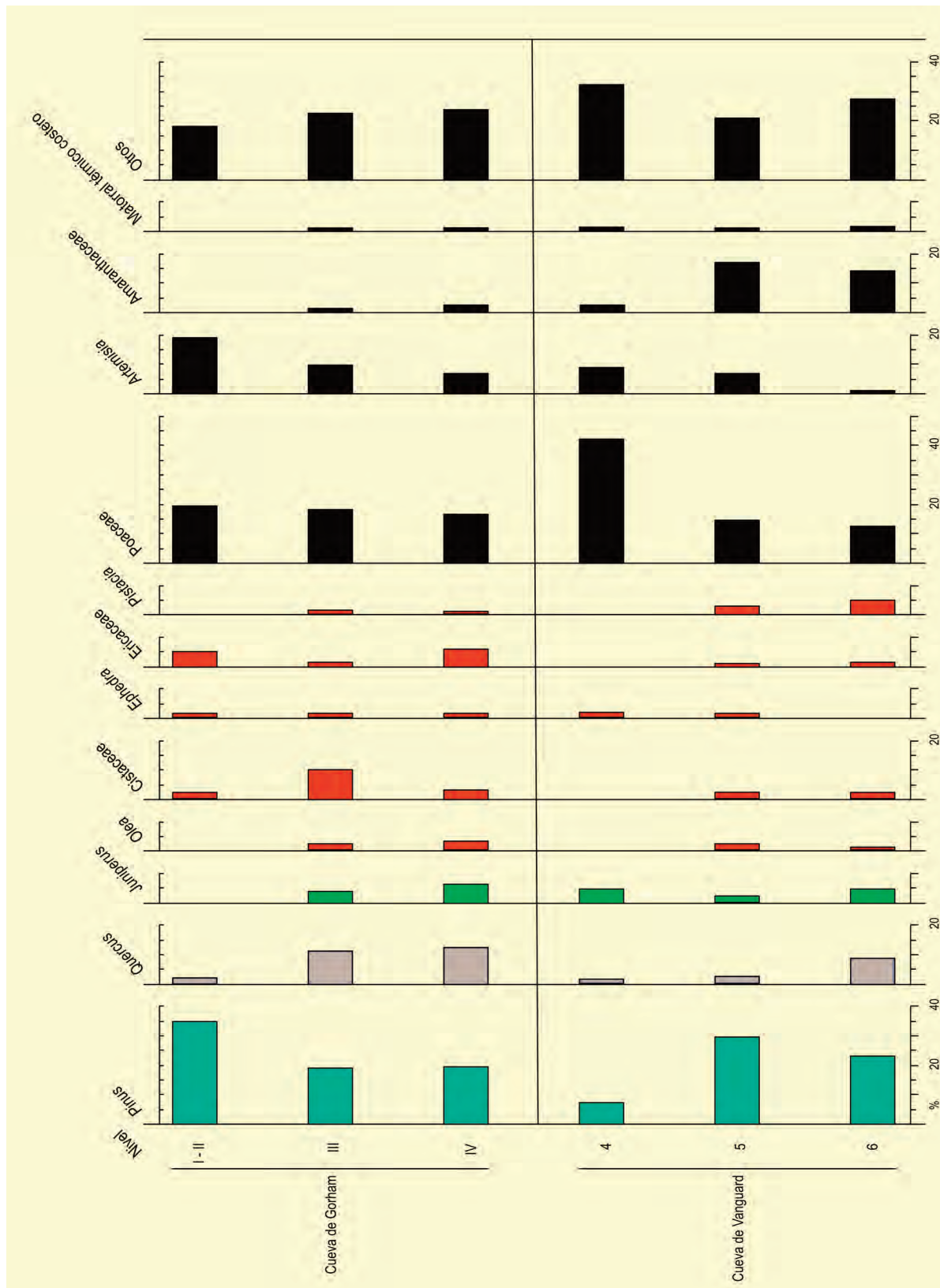


Figura 7. Diagrama polínico sintético de los coprolitos de las cuevas de Gorham y Vanguard. Las columnas horizontales muestran porcentajes promedio por nivel arqueológico. La cronología de los niveles, incluidos los coprolitos, es c. 41-11 ka en Gorham (Niveles IV-III) y c. 60-45 ka en Vanguard

muestras recolectadas de los ~ 5m superiores del perfil de la Cueva recién excavados (Doerschner *et al.* 2019, Tabla 1). Este estudio indica que el sedimento proba-

blemente se acumuló durante la última subida del nivel del mar, en el MIS 5, hasta que la cueva se llenó por completo ~43 ka (MIS 3).

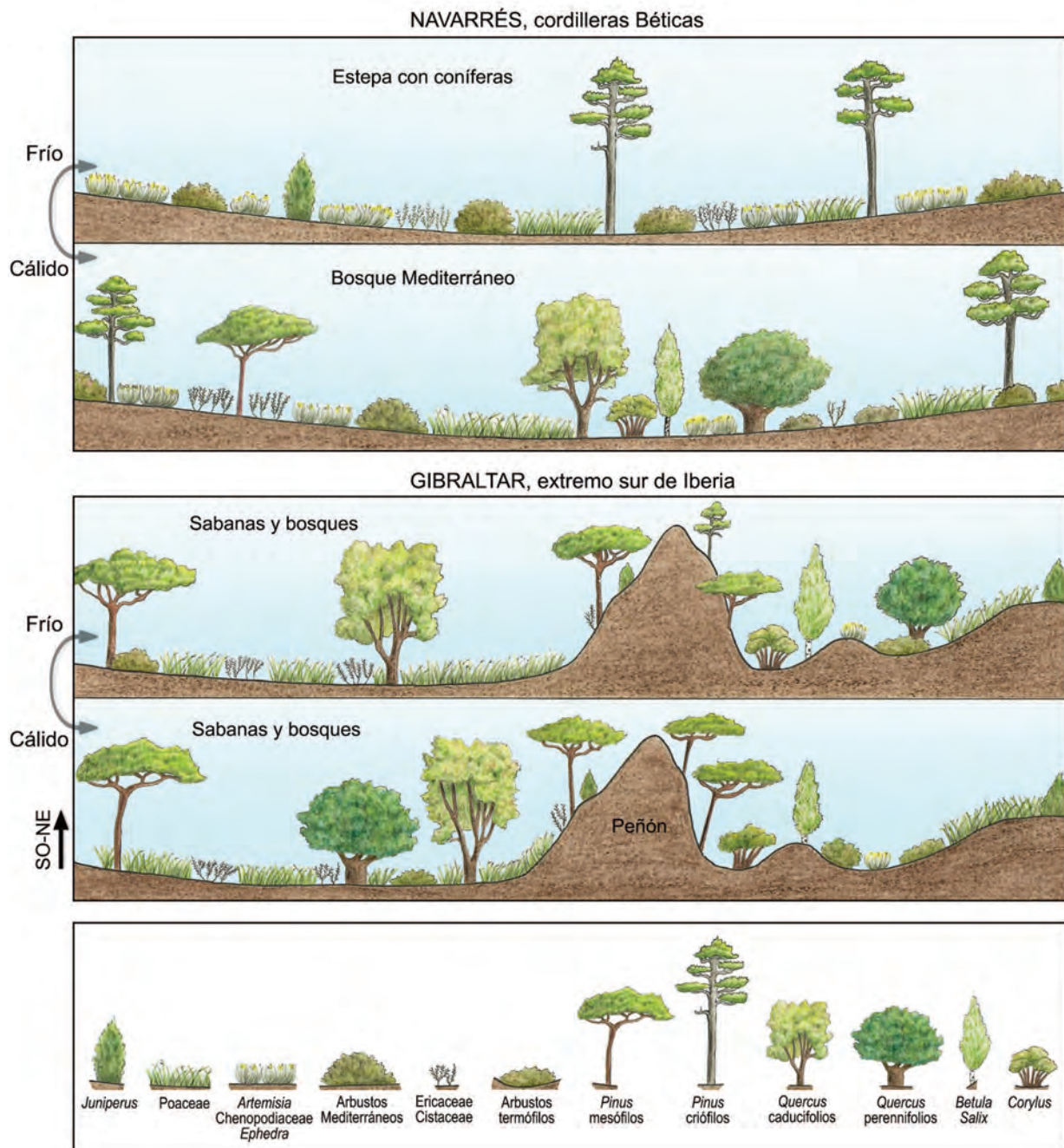


Figura 8. Patrón latitudinal en el desarrollo de la vegetación en una parte de la Iberia mediterránea. Hay una falta de cambios sustanciales de vegetación y florísticos entre los estadiales e interestadiales del Pleistoceno en un contexto de refugio, como los derivados de los datos paleoecológicos de la Cueva de Gorham (Carrión et al., 2008). En comparación, en el sitio más continental de Navarra, los cambios climáticos sí afectan la estructura y composición de la vegetación (Carrión y van Geel, 1999). Inspirado en Finlayson y Carrión (2007). Obra: Gabriela Amorós

La presencia de coprolitos y huesos de hiena (especialmente en el Nivel 5; Figs. 2, 3 y 4) indica, por otro lado, el uso de la cueva como cubil de carnívoros. La presencia humana parece ser ocasional en esta parte de la estratigrafía con solo unas pocas herramientas de piedra en los niveles 5-6, 9-12 y 14-16.

A diferencia de las muestras de sedimento, 17 de los 32 coprolitos analizados de los Niveles 4, 5 y 6, fueron polínicamente fértiles. Así, los coprolitos estudiados muestran varios taxones dominantes: *Pinus*, *Poaceae*, *Chenopodiaceae* y *Quercus* (Figs. 5 y 6). Otros taxones pueden alcanzar valores relativamente altos en algunas muestras, como *Pistacia lentiscus*, *Artemi-*

sia (por ejemplo, VANc1-3, c8, c9) y Cichorioideae (VANc1, c8, c10) (Fig. 6). También es visible la presencia de una diversidad notable de árboles, arbustos y hierbas. Los árboles caducifolios incluyen *Quercus*, *Q. suber*, *Alnus*, *Betula*, *Castanea sativa*, *Corylus avellana*, *Juglans regia*, *Fraxinus*, *Salix*, *Ulmus* y *Sorbus*. Los arbustos y árboles leñosos mediterráneos incluyen *Olea europaea*, *Phillyrea*, *Buxus*, *Coriaria*, *Myrica* y *Rhamnus*. Entre las coníferas, se han identificado *Abies*, *Taxus baccata*, *Pinus pinaster*, *Cedrus* y *Juniperus*. Los xerófitos incluyen *Maytenus europaeus*, *Withania frutescens*, *Calicotome* y *Myrtus communis* (Fig. 5). Indicadores de sustratos salinos (Chenopodiaceae, *Tamarix*, *Limonium*, *Nerium oleander*) y heliófitos como Ericaceae, Asteroideae, Cistaceae, *Ephedra fragilis* (VANc1-c4, VANc10-c15), *E. nebrodensis* (VANc7-c8), también están presentes (Fig. 6). En frecuencias más bajas, pero aún comunes, se encuentran Genisteeae, Brassicaceae, Lamiaceae, *Asphodelus*, *Centaurea* y *Plantago* (Fig. 6). Los palinomorfs no polínicos sugieren la ingestión de agua estancada por las hienas o sus presas, o quizás el transporte de agua hacia la cavidad, los cuales incluyen *Mougeotia*, *Zygnema*, *Pseudoschizaea* y acritarchs, y probablemente *Equisetum*, *Polypodium* y otras esporas de pteridofitas (Fig. 6).

Es de destacar que varios grupos de coprolitos recolectados a las mismas profundidades mostraron diferencias en los espectros de polen. Por ejemplo, VANc2, VANc3 y VANc4 se caracterizan por *Pinus*-Poaceae, Poaceae-Chenopodiaceae y *Quercus*-*Pinus*-Chenopodiaceae, respectivamente; VANc8 está dominado por Poaceae, *Artemisia* y Cichorioideae, mientras que VANc9 registra más pino y *Artemisia* (Figs. 5 y 6). Aunque las muestras de polen de coprolitos están ordenadas estratigráficamente, es poco probable que los cambios observados en el diagrama de polen representen una secuencia diacrónica de eventos paleoecológicos. Estas diferencias importantes entre muestras de polen situadas muy cerca podrían estar reflejando diferentes ambientes que coexistieron dentro de un mosaico de paisaje irregular que fue visitado por las hienas en lugar de un registro temporal de diferentes etapas de la vegetación. Sin embargo, no se puede descartar que la variación

de los espectros de polen por debajo y por encima de VANc11-VANc12 pueda ser significativa en términos de cambio de vegetación: los *Quercus* perennifolios y caducifolios son más frecuentes en la parte inferior, mientras que *Pistacia*, *Olea*, Poaceae, *Artemisia* y Cichorioideae aumentan en la parte superior sugiriendo una apertura del paisaje. Además, *Pinus* es generalmente menos frecuente por encima de VANc7, y Chenopodiaceae alcanza valores máximos en VANc6 (Figs. 5 y 6). La presencia exclusiva de los heliófitos *Calicotome*, *Myrtus*, *Buxus*, Apiaceae, Brassicaceae, *Bupleurum*, *Helianthemum*, Genisteeae, *Hypericum*, Liliaceae, *Nerium oleander*, *Ononis*, Rubiaceae y Thymelaeaceae, desde VANc10 en adelante (Figs. 5 y 6), sugiere la ocurrencia de ambientes generalmente menos boscosos. Asimismo, la presencia de *Ephedra nebrodensis* exclusivamente en VANc8 y VANc7 sugiere no solo el establecimiento de vegetación abierta con una mayor frecuencia, sino también continentalización climática, y probablemente temperaturas medias más bajas durante la acumulación más reciente del Nivel 5.

Así, la vegetación paleolítica que rodea las Cuevas de Gibraltar incluiría pinos, robles, enebros, lentiscos, bosques mixtos, sabanas, parches de bosques ribereños, matorrales heliofíticos, matorrales rocosos con caméfitos y hemiciptófitas, pastizales con brezales, pastizales arbustivos, marismas esteparias y vegetación litoral, al menos durante gran parte del intervalo frío y seco MIS 4-2 (Figs. 7 y 8).

Los registros paleobotánicos de las Cuevas de Vanguard (Carrión et al. 2018) y Gorham (Carrión et al. 2008) (Figs. 7 y 8), dentro del contexto mediterráneo occidental, muestran la extraordinaria disposición de las costas del sur de la Península Ibérica para albergar los refugios más térmicos del Pleistoceno superior, lo que tiene importantes implicaciones para los argumentos existentes sobre la larga supervivencia de los neandertales en la Península Ibérica.

Referencias

Carrión et al. (2008, 2018), Doerschner et al. (2019)



VERDELPINO

Río Valdecabras, Cuenca
Pleistoceno final – Holoceno (12930-4630 años BP)

El abrigo conquense de Verdelpino se localiza en la carretera que une Cuenca con Tragacete, sobre unas calizas mesozoicas a 980-1000 m s.n.m. (40° 09' N, 02° 05' O), al final de un estrecho y no muy largo cañón del río Valdecabras, desde donde se inicia una llanada que por la margen derecha interrumpe el río Júcar.

El análisis polínico de este yacimiento (Fig. 1) (López-García 1977) fue en su día un hito pionero por cuanto lleva implícito, pues cuenta con distintos niveles de ocupación que recorren una secuencia cultural que se extiende desde el Magdaleniense hasta niveles avanzados del Neolítico.

Al nivel Va, magdaleniense, corresponden las cuatro muestras inferiores de la secuencia polínica. Está datado en 12930 años BP, conociéndose otra datación de un nivel subyacente Vb de 14.000 años BP. La amplísima desviación estándar de ambas impide mayor precisión cronológica, aunque sus espectros polínicos evidencian un dominio porcentual de los pinos muy alto, bastante por encima del avellano (*Corylus*), que se acompaña además de *Juniperus*. Es probable que estos datos estén haciendo referencia al paleopaisaje de la zona durante algún momento indeterminado del Tardiglacial, siendo muy evidente la recuperación progresiva del pinar.

El nivel IV, de claros rasgos epipaleolíticos, es sumamente problemático a nivel arqueológico. Encaja bien dentro del Epigravetiense microlaminar, ofreciendo una datación sorprendente de 7950 años BP, cuya particularidad es que asociados aparecieron fragmentos de cerámica lisa, por lo que dicha fecha sería la más antigua de la Península Ibérica para un nivel con cerámica.

Es fácil entender la crítica que, desde entonces, ha perseguido al devenir científico de este yacimiento, fruto de la cual se ha tendido a descartar tal asociación, por cuanto supondría aceptar que el Magdaleniense se

habría perpetuado hasta finales del VI milenio cal BC sin evolución tecnológica, o que la tecnología cerámica habría sido un logro autónomo de las poblaciones neolíticas de la zona, o incluso que existiría un horizonte de cerámicas lisas anterior al cardial. Algunos autores han postulado, de hecho, que el volumen de cerámicas encontradas es poco significativo como para poder admitir un horizonte liso antecardial en territorio peninsular, suponiendo que dichas cerámicas tuvieron que ser arrastradas desde los niveles superiores neolíticos. Otros, en cambio, insisten en la imposibilidad de ese arrastre y, por tanto, abogan por la fiabilidad de presencia de cerámica lisa en el nivel IV, de rasgos epipaleolíticos de tradición epigravetiense, consolidando la idea de su clasificación como "epipaleolítico cerámico". Desafortunadamente, de este interesantísimo nivel sólo se estudió una muestra de polen, y ésta procede del corte 3 que no del 2, de donde se conoce la datación antes comentada. Su espectro polínico sigue demostrando la preponderancia del pinar y el enebro/sabinar y cierto desarrollo testimonial del bosque de quercíneas y olmos, produciéndose un mayor aporte de zoófilos como Cichorioideae.

El problema en este yacimiento se dogmatiza toda vez que se conocieron nuevas dataciones para el nivel III (Neolítico evolucionado), del cual se conocen dos fechas de 5170 años BP y 5120 años BP, que marcarían un lapsus de casi tres milenios entre los niveles III y IV. Del nivel III se estudiaron dos muestras polínicas, siendo sus espectros muy semejantes a los del nivel IV aunque con mayor presencia de *Buxus* y, sobre todo, más representatividad de taxones nitrófilos como Cardueae.

Una última fecha (4630 años BP) en el nivel II, también adscrito a un Neolítico evolucionado, vino a añadir más variación cronológica a la problemática. De éste nivel sólo se estudió una muestra polínica, apenas distinguible de las del nivel III con el dominio siempre del pino.

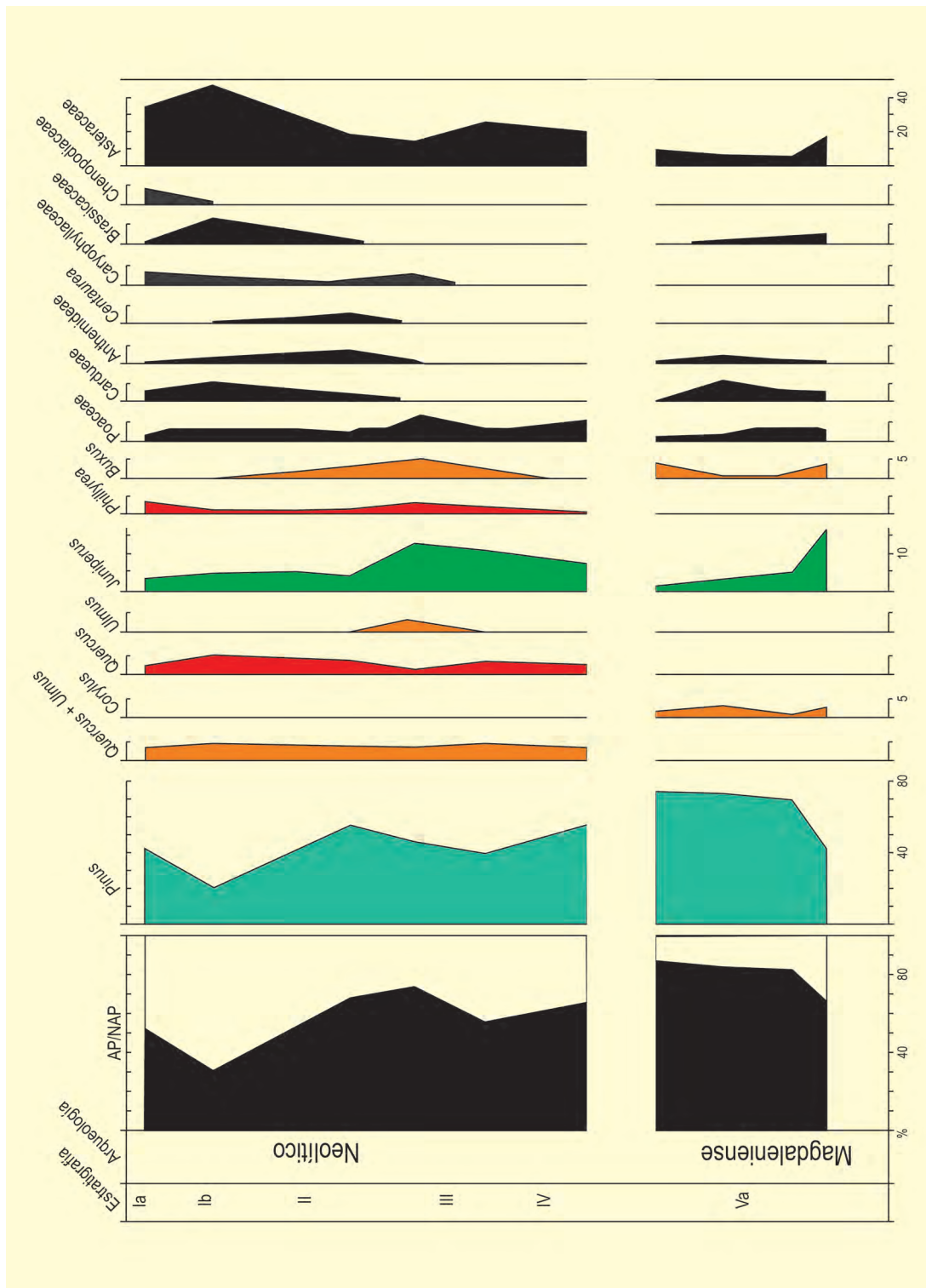


Figura 1. Diagrama polínico del abrigo de Verdelpino. Recibujado de López-García (1977)

Dos muestras más proceden de los denominados niveles Ib y Ia, superficiales, arqueológicamente estériles, sin datación conocida para ellos y posiblemente correspondientes a niveles removilizados de difícil ubicación cronológica. En estos, el pino se va reduciendo y las especies antrópicas se hacen mucho más frecuen-

tes, mientras que el bosque de quercíneas mantiene sus valores siempre bajos.

Más información

López-García (1977, 1978, 1985, 1986)



VIDRE

Sierra del Caro, Roquetes, Tarragona
Pleistoceno final – Holoceno (12860-7280 años cal BP)

La Cova del Vidre ($40^{\circ} 46' 24''$ N, $00^{\circ} 18' 55''$ E; 1120 m snm) se localiza al pie del escarpe rocoso de la Mola del Boix, en la ladera sureste de la Sierra del Caro (1447 m s.n.m.) y en la margen derecha del barranco de Lloret, dentro del término municipal de Roquetes (Tarragona) (Fig. 1). Se trata en general de un territorio accidentado y agreste con pronunciados desniveles y un relieve condicionado por la red de torrentes que han excavado profundos barrancos configurando pequeñas muelas. La embocadura de la cavidad presenta una orientación este/nordeste, que permite el control visual del tramo final del río Ebro, el delta y su desembocadura en el Mediterráneo. Se compone de una cavidad principal de 43 m de largo, 30 m de ancho y 14 m de altura, y otra sala más pequeña situada al

norte de esta de 15 m de ancho, 11 m de profundidad y 2 m de altura. En la cavidad principal se observan diversas fisuras longitudinales, entre las que destaca una profunda diaclasa cenital, por la que el agua se precipita al interior de la cueva, sin llegar a inundarla, lo cual es posible que contribuyera a hacerla interesante como lugar de habitación.

El yacimiento se sitúa en el piso supramediterráneo. Las medias anuales para la temperatura y precipitación son de $12,3^{\circ}\text{C}$ y 797 mm respectivamente. La vegetación actual del Puerto de Beceite tiene una clara estratificación zonal en función de la altitud. Por encima de los 1000 m s.n.m. se ubica el bosque submediterráneo dominado por robledales de rebollo (*Quercus pyrenaica*)



Figura 1. Vista de la boca de la Cova del Vidre en la parte central del macizo montañoso de El Port de Tortosa (Foto: Josep Bosch)

Tabla 1. Dataciones radiocarbónicas de la Cova del Vidre (Bosch 2001, 2015, 2016)

Ref. Lab.	Nivel arqueológico	Años BP	Años cal. BP (2σ)	Material	Método
Beta-58933	2 interior	10.740±130	12.860-12.420	Carbón (indeterminado)	convencional
UBAR-832	4 central	7290±70	8240-7960	Carbón (indeterminado)	convencional
Beta-58934	2 central	6180±90	7320-6840	Carbón (indeterminado)	convencional
OxA-26064	2 central	6181±35	7200-6960	Hueso (Ovis)	AMS
OxA-26065	2 central	6248±35	7280-7080	Hueso (Ovis)	AMS

y quejigo (*Quercus faginea*) y pinares de pino albar (*Pinus sylvestris*) y pino salgareño (*Pinus nigra*), acompañados ocasionalmente de tejos mediterráneos (*Taxus baccata*), que constituyen una vegetación poco común en la zona que crece aislada en busca de umbrías en barrancos y valles, acebo (*Ilex aquifolium*), boj (*Buxus sempervirens*) o incluso haya (*Fagus sylvatica*). Las pequeñas poblaciones de haya (*Fagus sylvatica*) quedan restringidas a las umbrías, creciendo por lo general por encima de los 1200 m s.n.m. y constituyen el hayedo más meridional de Europa en su límite de tolerancia climática (Senar Lluch 2011). En cotas más bajas, domina el encinar o carrascal (*Quercus ilex* subsp. *ballota*), entre los 800 y 1000 m s.n.m., y matorrales (*Quercus coccifera*, *Chamaerops humilis*, *Pistacia lentiscus*, *Rosmarinus officinalis*...) y vegetación ruderal, descendiendo hacia la costa.

Las primeras noticias sobre la existencia de restos arqueológicos prehistóricos en la Cova del Vidre se remontan a finales del siglo XIX. Hasta la fecha se han realizado 6 campañas de excavación arqueológica, las primeras llevadas a cabo por F. Esteve Gálvez e I. Cantarell Fontecabra entre los años cuarenta y sesenta (1945, 1954, 1957, 1958 y 1960) y la más reciente, dirigida por J. Bosch (Museu de Gavà) en 1992, centrada en la recogida de muestras arqueozoológicas, arqueobotánicas y sedimentarias, así como la obtención de dataciones absolutas (Tabla 1). En esa campaña se realizaron dos sondeos (A o central y C o interior), ambos en la cavidad principal. En esta secuencia se han documentado principalmente cuatro ocupaciones humanas. La más antigua (2 interior), ubicada en el área

interior, se adscribe a los últimos cazadores-recolectores pleistocenos y está asociada a una industria del Epipaleolítico microlaminar. La datación radiocarbónica la ubica en el Dryas reciente. La ocupación superpuesta (1 interior) caracterizada por la presencia de algunos microlitos geométricos pertenece al tipo Epipaleolítico geométrico de tipo "Filador" (sensu Fortea 1973). En el área central, la ocupación más antigua documentada (4 central), con armaduras geométricas y buriles, se adscribe al tipo Epipaleolítico geométrico de tipo "Cocina" (sensu Fortea 1973). La datación radiocarbónica la ubica en torno al evento 8.2. Finalmente, la única ocupación neolítica del sitio (2 central) ofrece la cultura material más abundante y variada adscrita al Neolítico cardial reciente ubicado al inicio del Holoceno medio.

El análisis antracológico se ha realizado a partir de los restos de la madera utilizada como combustible en las distintas fases de ocupación, recuperados durante la campaña de excavación de 1992, evidenciando la composición florística de las formaciones vegetales explotadas en el entorno inmediato del yacimiento (Fig. 2). Durante la ocupación más antigua (2 interior), los restos más abundantes proceden del pinar montano (*Pinus t. sylvestris*) alcanzando más del 95% de los fragmentos analizados. El antracoanálisis no nos permite diferenciar entre las especies que componen este grupo, a saber el pino salgareño (*Pinus nigra*), el pino silvestre (*Pinus sylvestris*) y el pino negro (*Pinus mugo* subsp. *uncinata*). Otras coníferas que aparecen testimonialmente en el registro son el abeto (*Abies*) y los enebros/sabinas (*Juniperus*). Entre los caducifolios, do-

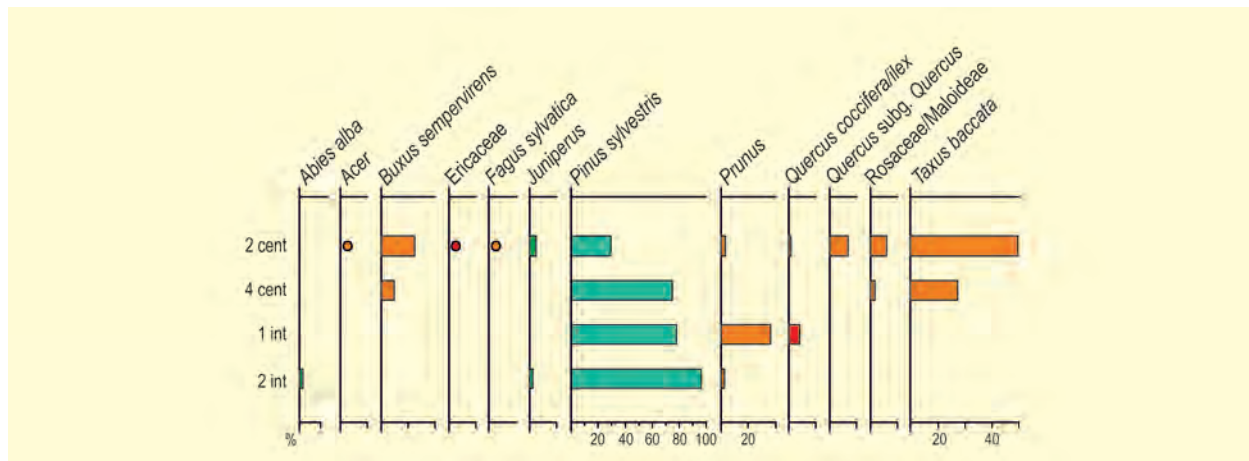


Figura 2. Diagrama antracológico de la Cova del Vidre. Redibujado de Alcolea *et al.* (2022)

cumentamos un solo fragmento de *Prunus*, género que incluye una amplia variedad de árboles y arbustos espinosos con frutos comestibles que crecen en las orlas forestales.

Durante la primera ocupación holocena (1 interior) los pinos de montaña (*Pinus t. sylvestris*) continúan siendo el taxón mejor representado con un 78 % de los restos analizados. En este momento, *Prunus* adquiere una mayor relevancia en el registro con el 18 %. Es relevante la aparición en este nivel de la coscoja/encina (*Quercus coccifera/ilex*), especialmente teniendo en cuenta la altitud del sitio, evidenciando una clara mejoría climática (período Preboreal).

Ocurren pocos cambios en el registro de cara a la ocupación del nivel suprayacente (4 central). Los pinos de montaña (*Pinus t. sylvestris*) alcanzan el 75 % de los restos. Aparecen en cambio en esta ocasión asociados a una flora submediterránea con la presencia de boj (*Buxus sempervirens*), roble (*Quercus* subg. *Quercus*) y rosáceas (Rosaceae/Maloideae), alcanzando en total apenas el 8 % de los restos. En cualquier caso, la presencia de estos taxones evidencia un aumento de la humedad durante el período Atlántico, apoyado por la presencia de tejo (*Taxus baccata*) en el registro que alcanza valores cercanos al 20 % de los restos.

La ocupación más reciente (2 central) registra el cambio más importante en el registro antracológico. Aunque también se caracteriza por la presencia de coníferas, en este caso es el tejo (*Taxus baccata*) la especie más representada con un 40 % de los restos mientras que el pino (*Pinus t. sylvestris*) solo alcanza el 30 %. Si atendemos al contenido de la gran estructura de combustión documentada en este nivel, el tejo (*Taxus baccata*) alcanza más del 85 % de los restos posicionándose como la leña más utilizada por los habitantes neolíticos de la cueva. Algunos de los taxones previamente documentados, como los enebros/sabinas (*Juniperus*), la coscoja/encina (*Quercus coccifera/ilex*), el boj (*Buxus sempervirens*), el roble (*Quercus* subg. *Quercus*) y las rosáceas (Rosaceae/Maloideae), mantienen una discreta presencia en el registro. Aparecen también nuevos taxones en el registro, como el arce (*Acer*), la vid (*Vitis vinifera*) y el haya (*Fagus sylvatica*). La presencia del haya desplaza el límite sur de su área de distribución hasta la Cordillera Ibérica oriental confirmando la existencia de un refugio de vegetación para esta especie en El Port (Tortosa-Beceite) al menos desde hace 7300 años, muy próximo a los bosques relictos que constituyen hoy en día el hayedo más meridional de España.

Más información

Alcolea *et al.* (2022)



VILLACASTÍN

Ituero y Lama, Segovia
Pleistoceno medio final

El yacimiento paleontológico de Villacastín (40° 47' 52" N, 04° 22' 20" O; 1123 m s.n.m.) se asocia con un abrigo rocoso de 6x3 m, de orientación SE y sustrato dolomítico, localizado a 3,5 km al nordeste de la población de Villacastín, Segovia (Fig. 1). El sitio se descubrió en 1986 y desde entonces se han sucedido las excavaciones proporcionando fósiles animales con abundantes restos y coprolitos de hiena (*Crocota crocota* subsp. *intermedia*) (Fig. 2) y herbívoros como *Cervus elaphus*, *Equus caballus* y *Equus hydruntinus*.

La situación cronológica se basa precisamente en la fauna y nos lleva al final del Pleistoceno medio (Arribas 1994a, b, 1995). La vegetación actual consiste en retazos forestales de *Quercus ilex* subsp. *ballota*, *Q. pyrenaica*, *Q. faginea*, *P. pinea*, *P. sylvestris*, *P. pinaster* y áreas deforestadas con *Cytisus scoparius*, *Genista cinerea* y *Lavandula stoechas*.

Los datos polínicos (Fig. 3) obtenidos por estudio de coprolitos de hiena indican una vegetación en mosaico con pastizales de gramíneas, bosques de quercíneas y

pinos, así como situaciones semiforestales (Carrión et al. 2007). Entre las quercíneas, las hay tanto caducifolias como perennifolias. Hay también evidencia de otras leñosas como *Taxus*, *Betula*, *Juniperus* y *Castanea*.

Los tipos de vegetación abierta incluyen, además,



Figura 1. Vista parcial de la entrada del abrigo rocoso de Villacastín, Segovia (Foto: Alfonso Arribas)

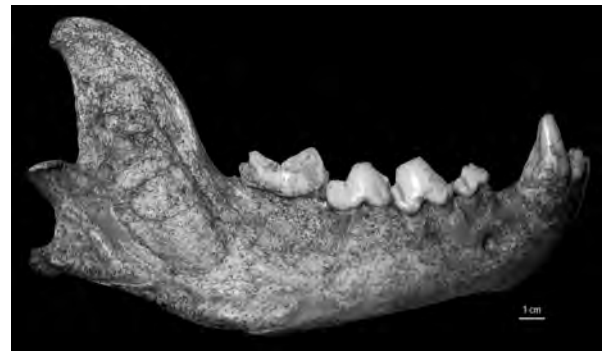


Figura 2. Mandíbula y coprolitos de *Crocota crocota* del yacimiento de Villacastín (Fotos: Alfonso Arribas -superior-, José S. Carrión -inferior-)

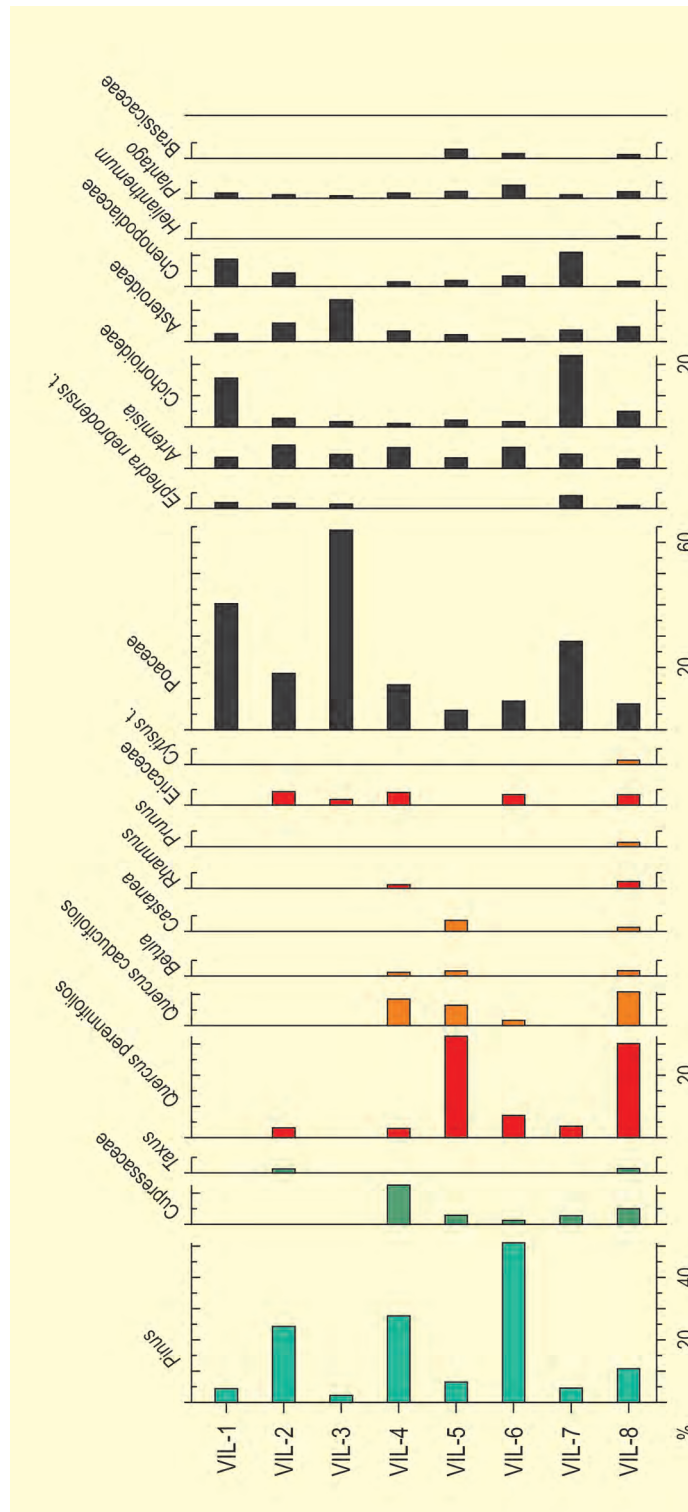


Figura 3. Diagrama polínico de Villacastín. Redibujado de Carrión et al. (2007)

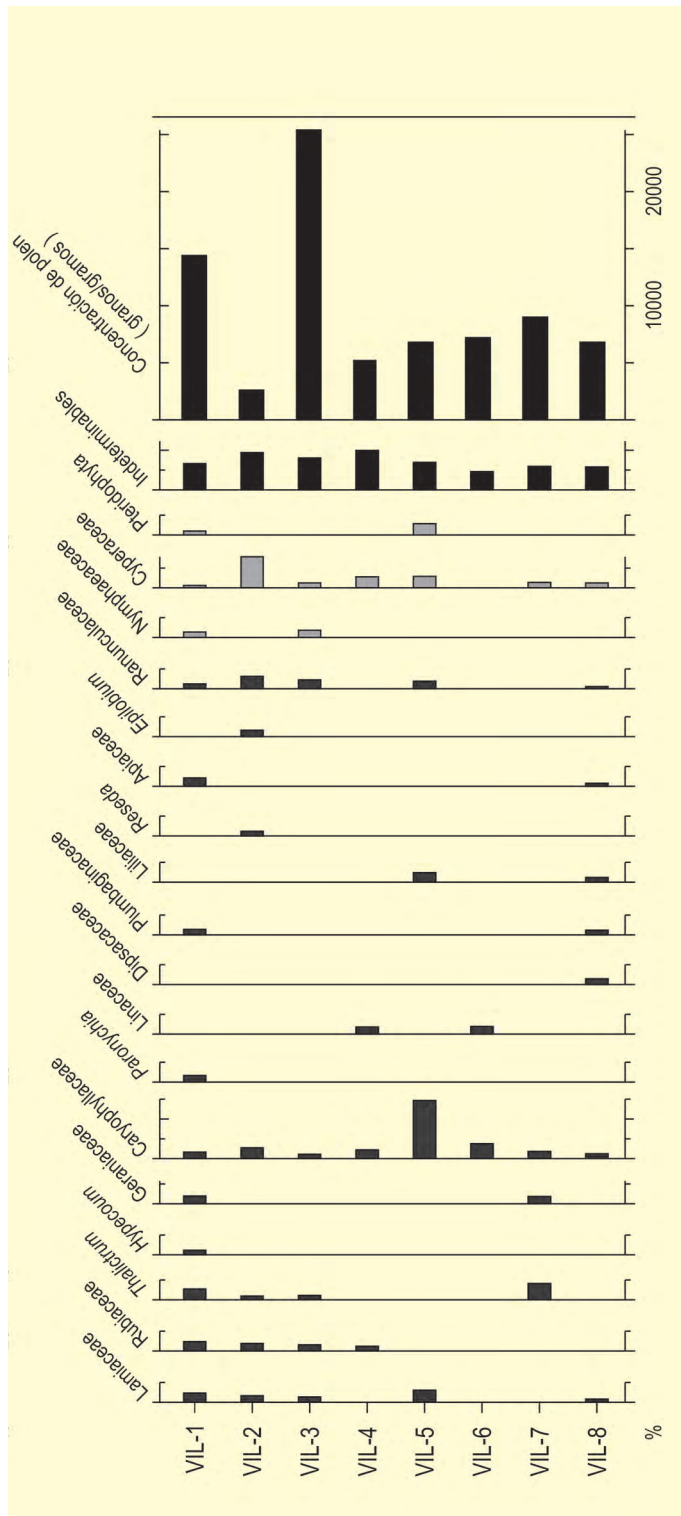


Figura 3. Continuación

Tabla 1. Características palinológicas de coprolitos de hiena de Villacastín: concentración polínica, porcentaje de polen indeterminado, suma polínica, y número de taxones polínicos (Carrión *et al.* 2007)

Muestra	Granos/gr	Indeterminados (%)	Suma polínica	Número Taxones
VIL-1	14484	6.6	481	20
VIL-2	2517	9.4	255	19
VIL-3	25316	8.1	360	15
VIL-4	5144	9.9	271	17
VIL-5	6887	6.9	416	20
VIL-6	7223	4.6	239	14
VIL-7	8997	5.9	219	13
VIL-8	6863	5.8	362	27
Valor medio	9679	7.1	325	18

asteráceas, quenopodiáceas, ericáceas, *Artemisia*, *Epiphedra nebrodensis-distachya*, cariofiláceas y algunos tipos asociadas a ecosistemas húmedos como *Epilobium*, Ranunculaceae, Nymphaeaceae, helechos y ciperáceas. El cuadro paleoambiental concuerda con las inferencias obtenidas de la fauna (Arribas 1994a, b, 1995).

Más información

Carrión *et al.* (2007)



ZAFARRAYA

Sierra de Alhama, Alcaucín-Alhama de Granada, Málaga
Pleistoceno superior – Holoceno (53366-8255 años BP)

La Cueva del Boquete de Zafarraya ($36^{\circ} 57' 04''$ N, $04^{\circ} 07' 38''$ O; 1022 m s.n.m.) (Figs. 1 y 2) es un clásico yacimiento paleolítico del sur peninsular, situado en la provincia de Málaga. En la actualidad, el paisaje vegetal circundante es agrícola, cultivándose olivo, almendro, vid, cereales y leguminosas. La vegetación natural queda en retazos a través de un encinar bético y basófilo asociado a un bioclima mesomediterráneo.

Los resultados de la palinología sobre los perfiles arqueológicos de Zafarraya (Fig. 3) se publicaron en detalle en Lebreton *et al.* (2006) y cabe resaltar que muchas muestras fueron estériles.

La Serie P300 (conjunto estratigráfico II, Musteriense) muestra espectros polínicos dominados por *Pinus*, con presencia ocasional de *Juniperus*, *Ephedra*, *Abies*, *Alnus*, *Betula*, *Corylus* y *Quercus ilex-coccifera*. El estrato herbáceo está dominado por asteráceas y gramíneas. La serie P500 (conjunto estratigráfico I, Musteriense) aparece dominada también por *Pinus*. Otros



Figura 1. Boquete de Zafarraya en la sierra de Alhama



Figura 2. Vistas de la sierra de Alhama y situación del Boquete de Zafarraya en la misma

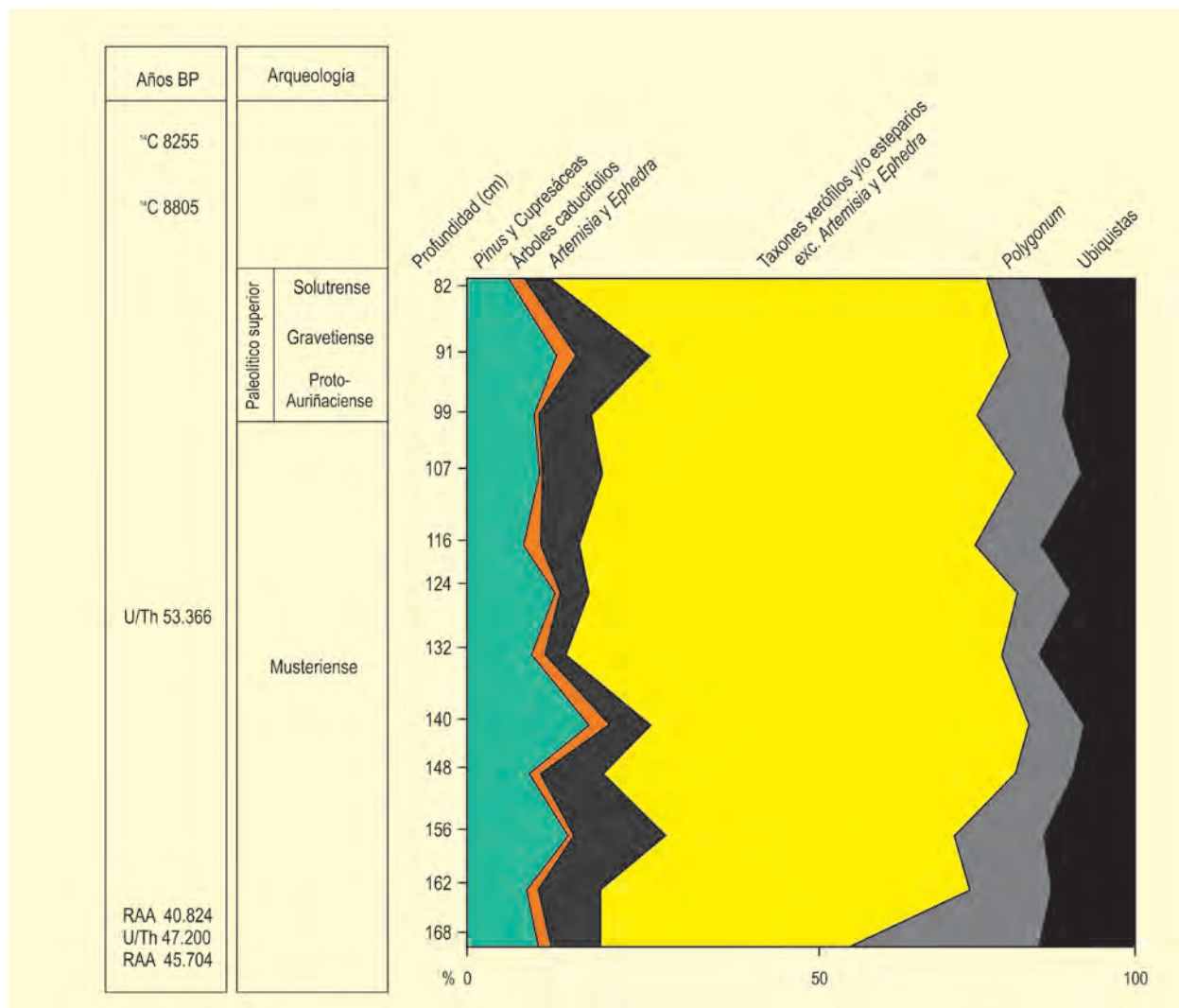


Figura 3. Diagrama polínico sintético de la gruta del Boquete de Zafarraya. Redibujado de Lebreton *et al.* (2006)

elementos minoritarios son *Ephedra*, *Alnus*, *Betula*, *Quercus t. faginea* y *Olea*.

La Serie P600 (conjunto estratigráfico I, Musteriense e inicios del Paleolítico superior), con muy mala preservación polínica, muestra dominancia del pino y un estrato herbáceo con *Polygonum*, que alcanza el 49%, seguido de asteráceas (Anthemideae, Cichorioideae y *Artemisia*), labiadas, rosáceas, quenopodiáceas, brasicáceas y gramíneas. La Serie P900 (conjunto estratigráfico I, Musteriense a la base del Paleolítico superior) muestra gran abundancia de polen de plantas herbáceas y entre las leñosas aparece básicamente pino con algunos granos esporádicos de cupresáceas (*Juniperus*), *Ephedra*, *Alnus* y *Corylus*.

Los espectros polínicos de la Serie P400 (conjunto estratigráfico I, Musteriense, Paleolítico superior: Pro-

toauriñaciense, Gravetiense, Solutrense y final del Paleolítico superior) muestran porcentajes de AP entre el 7 y el 19% y están casi exclusivamente representados por el pino. Los otros taxones arbóreos son *Juniperus*, *Alnus*, *Betula*, *Quercus t. faginea*, *Fraxinus* y *Salix*.

En términos generales, se puede concluir que tanto el Musteriense como el Paleolítico superior de Zafarraya muestran un paisaje semiarbolado (dominando el pino) con abundancia de especies herbáceas, evidencia de ripisilva con caducifolios y algunos taxones mediterráneos. El estudio antracológico confirma este modelo con la identificación de *Olea*, *Juniperus* y *Quercus ilex-coccifera*.

Más información

Lebreton *et al.* (2006)



ZARZAMORA

Perogordo, Segovia
Pleistoceno superior

La cueva de la Zarzamora está situada en la localidad de Perogordo ($40^{\circ} 55' 55''$ N, $4^{\circ} 8' 13''$ O), en el término municipal de Segovia, a 2 kilómetros al suroeste de la ciudad (Fig. 1). Esta pequeña cavidad se desarrolla en las calizas cretácicas que afloran al norte del Sistema Central, en la zona de transición entre el piedemonte cristalino del Paleozoico y los materiales terciarios de la cuenca del Duero (Fig. 2); concretamente en uno de los barrancos de la margen meridional del arroyo Tejadilla, afluente del río Eresma. A lo largo del valle del Tejadilla y de los barrancos adyacentes a él abundan las cavidades de dimensiones moderadas, de desarrollo subhorizontal en su mayoría, con secciones subcirculares, que pudieron formar parte de antiguas redes de conductos kársticos mayores. Las

cavidades suelen estar asociadas a discontinuidades estratigráficas, de manera que la formación del karst parece atender más a la litoestratigrafía que a procesos estructurales.

En el pequeño barranco que nos ocupa se abren tres cavidades: a un lado la cueva del Portalón y al otro, la cueva del Búho y la cueva de la Zarzamora muy próximas entre ellas. Parece probable que ambas cuevas (Búho y Zarzamora) pertenezcan al mismo sistema dada la contigüidad de sus entradas, aunque, debido a la colmatación por sedimentos, no se ha podido establecer todavía la conexión. La datación por radiocarbono de un fósil óseo del nivel 1-2 es de 32510 años BP (con un error de ± 240). No obstante, esta fecha ha de



Figura 1. Entrada a la Cueva de Zarzamora en verano (Foto: N. Salas)



Figura 2. Entrada a la Cueva de Zarzamora en invierno (Foto: N. Salas)

tomarse con cautela debido a que no fue posible datar dicho fósil (por ausencia de colágeno) a partir del mismo método pero aplicando el protocolo de pretratamiento por ultrafiltración.

Se han analizado tres coprolitos de hiena manchada (*Crocuta crocuta*) procedentes del nivel 1-2 de la cueva de la Zarzamora. La muestra para el análisis de polen se obtuvo de su interior, para lo cual se procedió en primer lugar a cortarlos, raspando posteriormente con una espátula la sección obtenida desde el centro hacia el exterior con el fin de reducir al mínimo las posibles contaminaciones. El contenido polínico de los tres coprolitos analizados ha mostrado una buena conservación del polen y, a pesar de no tener una riqueza polínica elevada, presentan unos valores más que razonables de diversidad. En el diagrama polínico (Fig. 3), ZRZ-1 es la muestra que presenta mayor predominio de taxones arbóreos (50 %), siendo *Quercus* perennifolios los mejores representados, seguido de *Quercus* caducifolios y *Pinus*; además, con porcentajes claramente inferiores de *Ulmus*, *Salix* y *Olea*. Poaceae es el taxón herbáceo mejor representado, alcanzando un 20 %, aunque también se encuentran presentes Chenopodia-

ceae-Amaranthaceae, Apiaceae, Fabaceae, Liliaceae, Papaveraceae y *Rumex*. El componente arbustivo se encuentra muy mermado presentando solamente el 7 %, y está constituido por *Juniperus* y Rosaceae. Sugiere un paisaje de bosques, aunque no muy densos, y prados húmedos (Fig. 3).

El coprolito ZRZ-2, se caracteriza por el dominio de la vegetación herbácea (73 %) constituida fundamentalmente por Asteraceae liguliflorae, Poaceae, Chenopodiaceae-Amaranthaceae, Liliaceae y *Artemisia*. En el estrato arbustivo (10 %) están presentes *Juniperus*, Cistaceae y Rosaceae, siendo este último taxón el que mayor porcentaje alcanza. La vegetación arbórea está poco desarrollada (17 %), siendo *Quercus* tanto caducifolios como perennifolios los mejor representados, acompañados de *Pinus* y *Ulmus*. Estos datos ponen de manifiesto la existencia de un paisaje abierto constituido fundamentalmente por prados y estepas, y pequeños bosques muy aclarados donde se desarrollarían los dos tipos de *Quercus* y *Pinus* (Fig. 3).

En ZRZ-3, el estrato herbáceo es el predominante (73 %), con Asteraceae tubuliflorae y liguliflorae como

estépicas, y de forma muy puntual existirían unas poblaciones muy reducidas de árboles (Fig. 3).

Los datos polínicos obtenidos, ponen de manifiesto la existencia de una importante diversidad de vegetación que incluye estepas (ZRZ-3), prados (ZRZ-2) y bosques más o menos abiertos dominados por los robles (ZRZ-1), además de enebros y taxones mesófilos como *Alnus*, *Corylus*, *Quercus* caducifolios y *Salix* en menor proporción (ZRZ-1). La presencia de *Quercus* perennifolios en las tres muestras y el ligero dominio en la muestra ZRZ-1 sugieren la existencia de refugios de dicho taxón en lugares no muy alejados de la cueva de la Zarzamora. Este paisaje de hábitat abierto con pequeños bosquetes aclarados sería favorable a la diversidad de mamíferos, particularmente fauna ungulada en las cercanías del yacimiento.

El paisaje vegetal inferido a partir de las muestras de coprolitos evidencia el dominio de una vegetación herbácea, con una pobre presencia de especies arbustivas y existencia de taxones arbóreos, *Pinus* y *Quercus* fundamentalmente. La persistencia de *Quercus* sería indicativa de la existencia de poblaciones regionales en la zona central peninsular durante el Pleistoceno superior. Esta reconstrucción del paisaje se ajusta a la de otros yacimientos próximos, así si se comparan con los procedentes del vecino yacimiento de Pinilla del Valle (Madrid), se puede observar, como durante el Pleistoceno superior, en el caso de Cueva del Camino (Arsuaga *et al.* 2010), la composición de la vegetación es relativamente homogénea y responde a la instalación de un clima mediterráneo continental con fluctuaciones en la tasa de humedad. Destaca a lo largo de esta secuencia, la pérdida progresiva de la cobertera arbórea, constituida fundamentalmente por *Pinus* acompañado de taxones mesófilos y mediterráneos junto a una buena representación de taxones nitrófilos. Sin embargo,

hacia el techo se instala progresivamente un paisaje abierto dominado por los taxones xéricos, que definen, para el final de la secuencia, la instalación de unas condiciones frías y secas. En este mismo yacimiento, el paisaje inferido en la secuencia de la cueva de la Buena Pinta (Ruiz Zapata *et al.* 2008a), es predominantemente herbáceo (Chenopodiaceae-Amaranthaceae y Asteraceae), asociado a un cortejo poco diverso, en el que destaca la presencia continua de *Plantago*, con *Pinus*, como componente principal de un estrato arbóreo poco diverso en el que puntualmente se detectan presencias de *Quercus* caducifolios.

Esta información sugiere un paisaje abierto con pequeños bosquetes aclarados que estaría de acuerdo con las asociaciones faunísticas encontradas. Esta mezcla de hábitat con dominio de la vegetación herbácea y pequeños enclaves donde se encontrarían presentes poblaciones arbóreas (*Quercus* caducifolios y perennifolios, junto con algunos mesófilos) sería favorable para la diversidad faunística encontrada tales como caballos (*Equus ferus*), asnos salvajes (*Equus hydruntinus*), ciervos (*Cervus elaphus*), rinocerontes (*Stephanorhinus hemitoechus*) y grandes bóvidos (*Bos primigenius* y *Bison priscus*) (Salas *et al.* 2011).

La presencia de *Bison priscus* junto con el rinoceronte de estepa (*Stephanorhinus hemitoechus*), la gran abundancia de équidos (*Equus ferus* y *Equus hydruntinus*)—especies caracterizadas por presentar adaptaciones a una alimentación de pasto— y la ausencia de corzo— eminentemente forestal—, sugiere que el Valle del Tejadilla durante el Pleistoceno superior estaba dominado por paisajes abiertos, hipótesis que corroboran los análisis polínicos.

Más información

Salas *et al.* (2011)



ZATOYA

Pirineo navarro, Jaurrieta, Navarra
Pleistoceno final – Holoceno (13707-7192 años cal BP)

La Cueva de Zatoya se localiza en el municipio de Jaurrieta ($42^{\circ} 54' 11''$ N, $01^{\circ} 10' 03''$ O; 900 m s.n.m.), en un valle excavado por el río Zatoya antes de su desembocadura en el río Salazar, afluente del Ebro. Se sitúa en el norte de Navarra, entre cumbres que rondan los 1400 m, lo que determina un clima muy húmedo y frío en invierno y calido en verano. El entorno vegetal de la cueva está dominado por bosques caducifolios de roble, avellano y fresno, junto con extensiones de pino albar y hayedos con boj (Fig. 1).

El yacimiento, descubierto en 1975, ha sido sometido a diversas campañas de excavación arqueológica, que han documentado niveles de ocupación adscritos culturalmente al Auriñaciense, Magdaleniense avanzado, Magdaleniense final o Aziliense, Epipaleolítico y

Neolítico, con algunos hallazgos del Calcolítico o Edad del Bronce en un nivel funerario parcialmente removido.

El estudio palinológico del yacimiento (Boyer-Klein 1989) se centra en los niveles de ocupación adscritos desde el Magdaleniense final-Aziliense al Bronce, ya que no se muestreó la parte inferior del perfil arqueológico (Fig. 2).

Para los momentos correspondientes a la ocupación del Magdaleniense, se documentan varias fases en lo que se refiere a la vegetación existente en el entorno de la cueva. La primera, en la base del diagrama, refleja un paisaje relativamente boscoso, con presencia de *Quercus*, *Corylus*, *Pinus*, *Alnus* y *Betula*, lo que, unido



Figura 1. Vista panorámica desde la cueva de Zatoya (Foto: I. Barrandiarán)

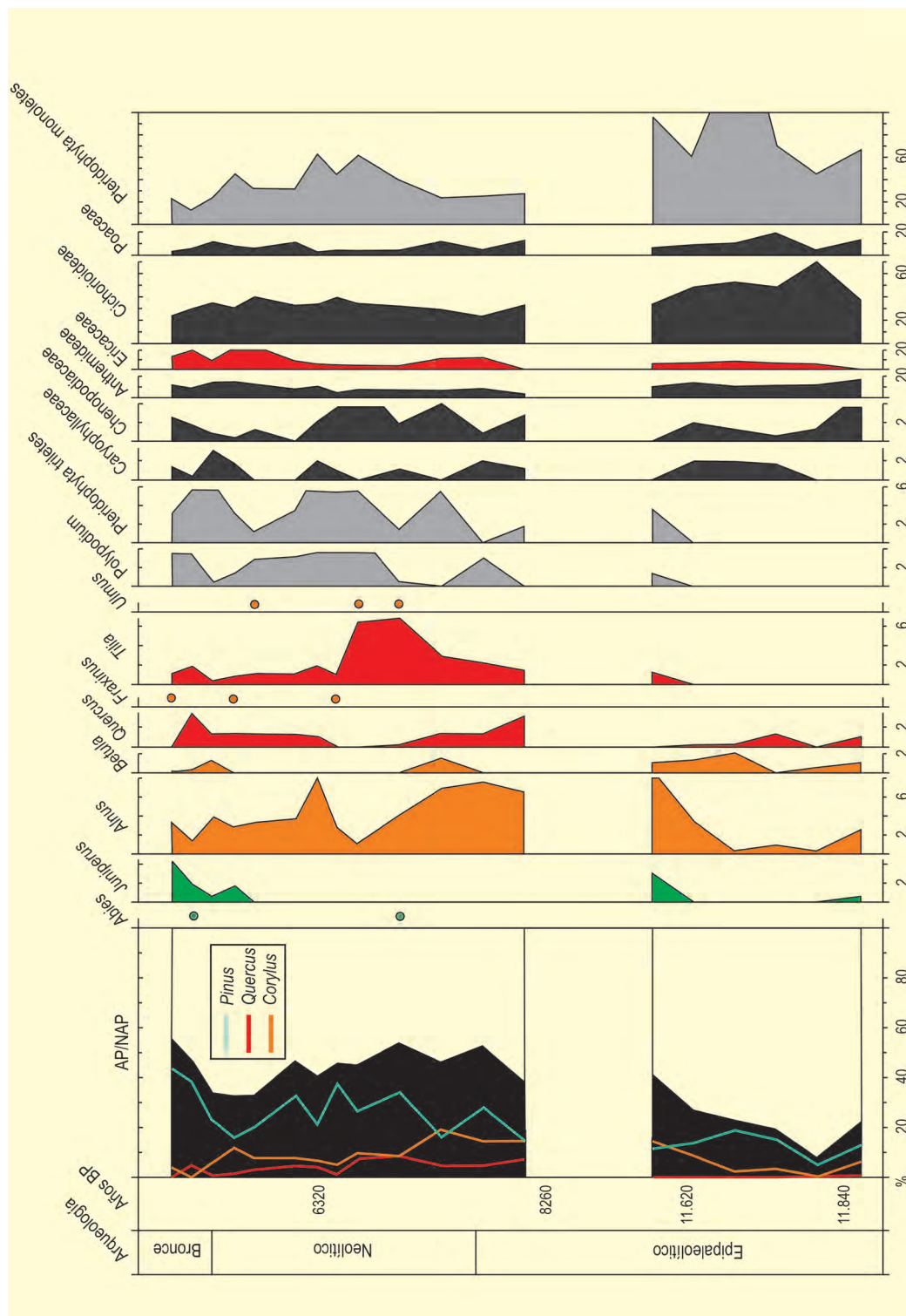


Figura 2. Diagrama polínico de la secuencia de Zatoya. Redibujado de Boyer-Klein (1989)

a los elevados valores que alcanzan las esporas, sugiere para este momento la existencia de un clima templado y húmedo. La segunda fase supone un cambio importante en el paisaje vegetal, ya que se produce un retroceso acusado del bosque; fase fría y relativamente húmeda, de corta duración, relacionada con el Dryas reciente. Por último, la tercera fase refleja la recolonización

arbórea, dominada sobre todo por *Pinus* y *Corylus*, y en menor medida *Alnus* y *Betula*, lo que indica el inicio de una fase de clima templado, posiblemente relacionada con los comienzos del Holoceno. Tras un hiato polínico, durante el Epipaleolítico se aprecia que el paisaje estaba dominado por bosques de tipo roble-dal mixto, con presencia destacada de *Quercus* y *Cory-*

Tabla 1. Dataciones radiocarbónicas de la secuencia de la cueva de Zatoya. Calibraciones según Reimer *et al.* (2004) (Calib 5.0, intervalo de probabilidad 95,4%). Boyer-Klein (1989)

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP	Material
Ly. 1397	I	6320 ± 240	7192	Neolítico antiguo
Ly. 1398	Ib	8150 ± 220	9072	Epipaleolítico
Ly. 1497	Ib	8269 ± 550	9239	Epipaleolítico
Ly. 1458	II	10940	—	Magdaleniense–Aziliense
Ly. 1399	II	11480 ± 270	13350	Magdaleniense–Aziliense
Ly. 1599	II	11620 ± 360	13511	Magdaleniense–Aziliense
Ly. 1400	II	11840 ± 240	13701	Magdaleniense–Aziliense
GrN. 23998	IIb	12205 ± 90	14077	Magdaleniense avanzado
GrN. 23999	IIbam	28870 ± 760	33329	Auriñaciense?

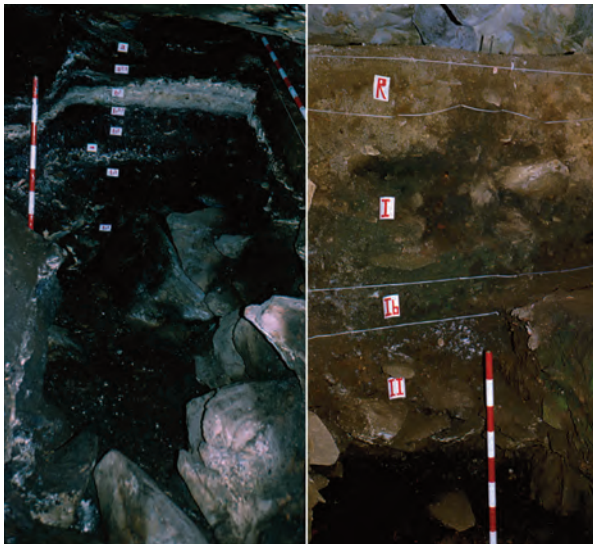


Figura 3. Corte interior (izda.) y corte vestíbulo (dcha.) de la cueva de Zatoya (Fotos: I. Barrantiarán)

lus, junto con *Alnus* y *Fraxinus*. Los espacios abiertos estaban ocupados por formaciones como Cichorioideae y Poaceae. Los bajos porcentajes que alcanzan

las esporas en este momento sugieren una relativa sequedad ambiental. Durante el Neolítico se aprecia la existencia de dos fases diferenciadas; la primera fase está dominada de nuevo por el robledal mixto con gran desarrollo de *Tilia*, en la segunda fase, se produce el retroceso de elementos arbóreos, mientras que aumentan elementos arbustivos como *Juniperus* y *Ericaceae*.

En los niveles del Calcolítico-Bronce, se aprecia en el diagrama una fase de expansión arbórea protagonizada por *Pinus*, mientras que el resto de taxones arbóreos (*Corylus*, *Quercus*, *Tilia* y *Betula*) retroceden ligeramente. Destaca la tendencia descendente de los principales elementos herbáceos como Poaceae y Cichorioideae, mientras otros como Caryophyllaceae, Chenopodiaceae y Liliaceae registran ligeros aumentos en sus porcentajes, junto a un significativo aumento de *Juniperus* y *Ericaceae*.

Más información

Boyer-Klein (1989)

BIBLIOGRAFÍA

- Aira-Rodríguez MJ. 1986. Contribución al estudio de suelos fósiles, de montaña y antropógenos de Galicia por análisis polínico. Tesis Doctoral. Universidad de Santiago de Compostela, 363 pp
- Aira-Rodríguez MJ, Saá Otero MP, Díaz-Fierros F. 1987. Análisis polínico de un depósito periglacial en Moucide (Lugo). Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe 11, 229-237
- Aizpuru I, Catalán P. 1984. Presencia del carpe en la Península Ibérica. *Anales del Jardín Botánico de Madrid* 41, 143-146
- Alba Sánchez F, López Sáez JA, De Benito Pando B, Linares JC, Nieto D, López Merino L. 2010. Past and present potential distribution of the Iberian *Abies* species: a phytogeographic approach using fossil pollen data and species distribution models. *Diversity & Distributions* 16, 214-228
- Alba-Sánchez F, Abel-Schaad D, López-Sáez JA, Sabariego Ruiz S, Pérez-Díaz S, González-Hernández A. 2018. Paleobiogeografía de *Abies* spp. y *Cedrus atlantica* en el Mediterráneo occidental (península ibérica y Marruecos). *Ecosistemas* 27, 26-37
- Alcaraz-Castaño M, López-Recio M, Roca M, Tapias F, Rus I, Baena J, Morín J, Pérez-González A, Santonja M. 2012. Nuevos datos sobre el yacimiento paleolítico de Las Delicias. Un taller solutrense en el valle del Manzanares (Madrid, España). En: Avezuela B, Jordá JF. (Eds.), De punta a punta. El Solutrense en los albores del siglo XXI. Congreso Internacional "El Solutrense e Centenario de las excavaciones en La Cueva de Ambrosio". Espacio, Tiempo y Forma, Serie I, Nueva Época. Prehistoria y Arqueología, vol. 5, pp. 427-446
- Alcaraz Castaño M, Alcolea JJ, Kehl M, Albert RM, Baena J, de Balbín R, Cuartero F, Cuenca G, Jiménez F, López Sáez JA, Piqué R, Rodríguez D, Yravedra J, Weniger GC. 2017a. A context for the last Neandertals of interior Iberia: Los Casares cave revisited. *PloS One* 12, e0180823
- Alcaraz Castaño M, Alcolea J, Weniger GC, Álvarez I, Arteaga A, Bustos G, Cabaleiro A, Dávila A, Kehl M, Baena J, de Balbín R, Cuartero F, Cuenca G, Herrero D, Lamas V, López A, López Sáez JA, Marinas E, Ortiz I, Pícazo Z, Piqué R, Polo E, Sáez M, Sánchez J, Vaca A, Vizcaíno J, Yravedra J. 2017b. Neandertales y Humanos modernos en Guadalajara. *Boletín de la Asociación de Amigos del Museo de Guadalajara* 8, 13-44
- Alcaraz-Castaño M, López-Recio M, Tapias F, Cuartero F, Baena J, Ruiz-Zapata B, Morín J, Pérez-González A, Santonja M. 2017c. The human settlement of Central Iberia during MIS 2: New technological, chronological and environmental data from the Solutrean workshop of Las Delicias (Manzanares River valley, Spain). *Quaternary International* 431, 104-124
- Alcolea M. 2014. Antracología: la gestión del combustible en la ocupación mesolítica de Forcas II. En P. Utrilla y C. Mazo (eds.) *La Peña de las Forcas* (Graus, Huesca). Un asentamiento estratégico en la confluencia del Ésera y el Isábena. *Prensas Universitarias Universidad de Zaragoza*, pp. 87-94
- Alcolea M. 2015. La secuencia antracológica de Forcas II (Graus, Huesca) y su contribución al conocimiento de la evolución paleoambiental holocena del Prepirineo central. *Saldvie* 15, 53-63
- Alcolea M, Chabal L, Bosch-Arguilagós J, Piqué R. 2022. A southern refugium for temperate tree species in the Mediterranean mountains of El Port massif (NE Iberia): Charcoal analysis at Cova Del Vidre. The Holocene 09596836221095992
- Alcover JA, Ramis D, Coll J, Trias M. 2001. Bases per al coneixement del contacte entre els primers colonitzadors humans i la naturalesa de les Balears. *Endins* 24, 5-57
- Alfárez Delgado F. 1977. Estudio del sistema de terrazas del río Tajo al W. de Toledo. *Estudios Geológicos* 33, 223-250
- Allen JRM, Huntley B, Watts WA. 1996. The vegetation and climate of north-west Iberia over the last 14,000 yr. *Journal of Quaternary Science* 11, 125-147
- Allué E. 2002. Dinámica de la vegetación y explotación del combustible leñoso durante el Pleistoceno Superior y el Holoceno del Noreste de la Península Ibérica a partir del análisis antracológico. Tesis doctoral. Universitat Rovira i Virgili, Tarragona, 353 pp
- Allué E, Mas B. 2020. The meaning of *Pinus sylvestris*-type charcoal taphonomic markers in Palaeolithic sites in NE Iberia. *Journal of Archaeological Science: Reports* 30, 102231
- Allué E, Angelucci DE, Cáceres I, Flocchi C, Fontanals M, García M, Huguet R, Ollé A, Saladié P, Vergès JM, Zaragoza J. 2007. La Catiuera (el Catllar, Tarragonès). Noves dades sobre el límit pleistocè-holocè al sud de Catalunya. *Jornades d'Arqueologia. Comarques de Tarragona. Tortosa 1999*. Departament de Cultura i Mitjans de Comunicació, Generalitat de Catalunya, Barcelona, pp 29-45
- Allué E, Ibáñez N, Saladié P, Vaquero M. 2010. Small preys and plant exploitation by late pleistocene hunter-gatherers. A case study from the Northeast of the Iberian Peninsula. *Archaeologic Anthropological Science* 2, 11-24
- Allué E, Martínez-Moreno J, Alonso N, Mora R. 2012. Changes in the vegetation and human management of forest resources in mountain ecosystems at the beginning of MIS 1 (14.7–8 ka cal BP) in Balma Guilanyà (Southeastern Pre-Pyrenees, Spain), *Comptes Rendus Palevol* 11, 507-518

- Allué E, Burjachs F, Vernet J-L, Morales JI, Rodríguez-Hidalgo A, Cebrià A, Rosell J. 2013. Cova del Toll (Moià, Bages): perspectiva paleoambiental I arqueobotànica del Plistocè i Holocè. *Quad. Preh. Cat.* 21-38
- Allué E, Picomell-Gelabert L, Daura J, Sanz M. 2017a. Reconstruction of the palaeoenvironment and anthropogenic activity from the Upper Pleistocene/Holocene anthracological records of the NE Iberian Peninsula (Barcelona, Spain). *Quaternary International* 457, 172-189
- Allué E, Martínez-Moreno J, Roy M, Benito-Calvo A, Mora R. 2018. Montane pine forests in NE Iberia during MIS 3 and MIS 2. A study based on new anthracological evidence from Cova Gran (Santa Linya, Iberian Pre-Pyrenees). *Review of Palaeobotany and Palynology* 258, 62-72
- Almagro M, Frixell R, Irwin HT, Serna M. 1970. Avance a la investigación arqueológica, geocronológica y ecológica de la Cueva de «La Carigüela» (Piñar, Granada). *Trabajos de Prehistoria* 27, 45-60
- Altolaguirre Y, Bruch AA, Gibert L. 2020. A long Early Pleistocene pollen record from Baza Basin (SE Spain): Major contributions to the palaeoclimate and palaeovegetation of Southern Europe. *Quaternary Science Reviews* 231, 106199
- Altolaguirre Y, Schulz M, Gibert L, Bruch AA. 2021. Mapping Early Pleistocene environments and the availability of plant food as a potential driver of early Homo presence in the Guadix-Baza Basin (Spain). *Journal of Human Evolution*, in press
- Altuna J. 1972. Fauna de mamíferos de los yacimientos prehistóricos de Guipúzcoa. *Munibe* 24, 1-464
- Altuna J. 1984. Resumen y conclusiones. En: Altuna J, Merino JM (Eds), El yacimiento prehistórico de la cueva de Ekain (Deba, Guipúzcoa). Colección Barandiaran 1, San Sebastián, pp 347-351
- Álvarez-Lao DJ, García N. 2011. Southern dispersal and palaeoecological implications of woolly rhinoceros (*Coelodonta antiquitatis*): review of the Iberian occurrences. *Quaternary Science Reviews* 30, 2002-2017
- Álvarez-Lao DJ, García N. 2012. Comparative revision of the Iberian woolly mammoth (*Mammuthus primigenius*) record into a European context. *Quaternary Science Reviews* 32, 64-74
- Álvarez-Lao DJ, Ruiz Zapata B, Gil García MJ, Ballesteros D, Jiménez-Sánchez M. 2015. Palaeoenvironmental research at Reixidora Cave: New evidence of cold and dry conditions in NW Iberia during MIS 3. *Quaternary International*, 379, 35-46
- Ammann B, Lotter AF. 1989. Late-Glacial radiocarbon- and palynostratigraphy on the Swiss Plateau. *Boreas* 18, 109-126
- Amorós A, Carrión JS, Ochando J, and HOMOSCAPE Project Members. 2021. Paleocology and paleoart: landscapes of the Middle Pleistocene Neanderthals in Bolomor Cave, Eastern Iberia. *Quaternary Science Reviews* 256, 106826
- Antunes MT, Mein P, Nascimento A, Pais J. 1986. Le gisement pleistocène de Morgandinho, en Algarve. *Ciências da Terra* 8, 9-22
- Apellániz JM. 1974. Excavaciones sobre el Mesolítico de Vizcaya en los años de 1972 y 1973, y el arte rupestre de Arenaza I. Cuevas de Arenaza I (Galdames) y abrigo de Kobeaga II (Ispaster). *Kobie* 5, 31-33
- Apellániz JM. 1975. La tercera campaña de excavaciones arqueológicas en la cueva de Arenaza I (San Pedro de Galdames, Vizcaya) año 1974. *Kobie* 6, 115-116
- Apellániz JM. 1977. Las campañas IV y V de excavaciones en la cueva de Arenaza I (San Pedro de Galdames, Vizcaya), años de 1975 y 1976. *Kobie* 7, 43-44
- Aranbarri J, González-Sampériz P, Valero-Garcés B, Moreno A, Gil-Romera G, Sevilla-Callejo M, García-Prieto E, Di Rita F, Mata MP, Morellón M, Magri D, Rodríguez-Lázaro J, Carrión JS. 2014. Rapid climatic changes and resilient vegetation during the Lateglacial and Holocene in a continental region of south-western Europe. *Global and Planetary Change* 114, 50-65
- Arbizu M, Arsuaga JL, Adán GE. 2005. La cueva del Forno/Conde (Muñón, Asturias): un yacimiento del tránsito del Paleolítico Medio y Superior en la Cornisa Cantábrica. En: Montes R, Lasheras JA (Eds), Neandertales cantábricos, estado de la cuestión. Monografías Museo de Altamira 20, Santander, pp 425-441
- Arias P, Pérez C. 1995. Excavaciones arqueológicas en Arangas, Cabrales (1991-1994). Las cuevas de Los Canes, el Tiu Llines y Arangas. En: Excavaciones arqueológicas en Asturias 1991-1994. Oviedo, Servicio de Publicaciones del Principado de Asturias. Consejería de Cultura, 79-92
- Arribas A. 1994a. El yacimiento mesopleistoceno de Villacastín (Segovia, España): geología y paleontología de micromamíferos. *Boletín Geológico y Minero* 105, 146-166
- Arribas A. 1994b. Paleontología de macromamíferos del yacimiento mesopleistoceno de Villacastín (Segovia, España). *Boletín Geológico y Minero* 105, 344-361
- Arribas A. 1995. Consideraciones cronológicas, tafonómicas y paleoecológicas del yacimiento cuaternario de Villacastín (Segovia, España). *Boletín Geológico y Minero* 106, 3-22
- Arribas A, Díez JC, Jordá JF. 1997. Primeras ocupaciones en los depósitos pleistocenos de la Cueva de los Torrejones (Sistema Central español, Tamajón, Guadalajara): litoestratigrafía y actividad biológica. *Cuaternario y Geomorfología* 11, 55-66
- Arribas A, Aura JE, Carrión JS, Jordá JF, Pérez M. 2004a. Presencia de hiena manchada en los depósitos basales (Pleistoceno superior final) del yacimiento arqueológico de la Cueva de Nerja (Málaga, España). *Revista Española de Paleontología*, 19 (1), pp. 109-121
- Arrizabalaga A, Altuna J. (Dir). 2000. Consideraciones generales sobre el depósito arqueológico de Labeko Koba. Labeko Koba (País Vasco) Hienas y humanos en los albores del Paleolítico superior. *Munibe* 52, 385-389
- Arsuaga JL, Baquedano E, Pérez-González A, Sala MTN, García N, Álvarez-Lao D, Laplana C, Huguet R, Sevilla P, Maldonado E, Blain H-A, Quam R, Ruiz Zapata MB, Sala P, Gil García MJ, Uzquiano P, Pantoja A. 2010. El yacimiento arqueopaleontológico del Pleistoceno Superior de la Cueva del Camino en el Calvero de la Higuera (Pinilla del Valle, Madrid). *Zona Arqueológica* 13, 421-442

- Arsuaga JL, Fernández-Peris J, Gracia A, Quam R, Carretero JM, Barciela V, Blasco R, Cuartero F, Sañudo P. 2012. Fossil remains from bolomor cave (Valencia, Spain). *Journal of Human Evolution* 62, 629-639
- Arsuaga JL, Gómez-Olivencia A, Sala N, Martínez-Pillado V, Pablos A, Bonmatí A, Pantoja-Pérez A, Lira-Garrido J, Alcázar de Velasco A, Ortegai AI, Cuenca-Bescós G, García N, Aranburu A, Ruiz-Zapata B, Gil-García MJ, Rodríguez-Álvarez XP, Ollém A, Mosquera M. 2017. Evidence of paleoecological changes and Mousterian occupations at the Galería de las Estatuas site, Sierra de Atapuerca, northern Iberian plateau, Spain. *Quaternary Research* 88, 345-367
- Aseguinolaza C, Gómez D, Lizaur X, Montserrat G, Morante G, Salaverria MR, Uribe Echebarria PM. 1988. Vegetación de la Comunidad Autónoma del País Vasco. Ed. Gobierno Vasco, Vitoria, 361 pp
- Aubry T, Fontugne M, Moura H. 1997. Les occupations de la grotte de Buraca Grande depuis le Paléolithique supérieur et les apports de la séquence Holocène à l'étude de la transition Mésolithique/Néolithique au Portugal. *Bulletin de la Société Préhistorique Française* 94 (2), 182-190
- Aubry T, Brugal JP, Chauvière FX, Figueiral I, Moura MH, Plisson H. 2001. Modalités d'occupations au Paléolithique supérieur dans la grotte de Buraca Escura (Redinha, Pombal, Portugal). *Revista Portuguesa de Arqueologia* 4 (2), 19-46
- Aura JE, Jordá JF, Pérez M, Rodrigo MJ, Badal E, Guillem P. 2002. The far south: the Pleistocene-Holocene transition in Nerja Cave (Andalucía, Spain). *Quaternary International* 93-94, 19-30
- Aura JE, Carrión-Marco Y, Estrelles E, Pérez-Jordá G. 2005. Plant economy of hunter-gatherer groups at the end of the last Ice Age: plant macroremains from the cave of Santa Maira (Alacant, Spain) ca. 12000-9000 BP. *Vegetation History and Archaeobotany* 14 (4), 542-550
- Aura JE, Carrión-Marco Y, García O, Jardón P, Jordá JF, Molina LI, Morales JV, Pascual JLI, Pérez G, Pérez M, Rodrigo MJ y Verdascó C. 2006. Epi-paleolítico-Mesolítico en las comarcas centrales valencianas. En: Alday A (Coord), *El Mesolítico de muescas y denticulados en la cuenca del Ebro y el litoral mediterráneo peninsular*. Memorias de Yacimientos Alaveses 11, Vitoria-Gasteiz, pp 65-120
- Aura JE, Jordá Pardo JF, Pérez Ripoll M, Badal E, Morales JV, Avezuela B, Tiffagom M, Jardón P. 2010. Treinta años de investigación sobre el Paleolítico superior de Andalucía: la Cueva de Nerja (Málaga, España). In: Mangado X. (Ed.), *El Paleolítico superior peninsular*. Novedades del siglo XXI. Homenaje al Profesor Javier Fordea, Monografías, vol. 8. Seminari d'Estudis i Recerques Prehistòriques, Universidad de Barcelona, Barcelona, pp. 149-172
- Badal E. 1990. Aportaciones de la antracología al estudio del paisaje vegetal y su evolución en el Cuaternario reciente, en la costa mediterránea del País Valenciano y Andalucía (18.000-3.000 BP). Tesis Doctoral. Universitat de València, 321 pp
- Badal E. 1995. La vegetación carbonizada. Resultados antracológicos del País Valenciano. El cuaternario en el País Valenciano. Universitat de València, Valencia, pp 217-226
- Badal E. 1997. El paisatge vegetal de la marina a partir de carbons prehistòrics. *Aguatis*, 13-14, 23-37
- Badal E. 1998. El interés económico del pino piñonero para los habitantes de la Cueva de Nerja. En: Sanchidrian JL, Simón E (Eds), *La cultura del Pleistoceno superior en Andalucía*. Patronato de la Cueva de Nerja, Málaga, pp 287-300
- Badal E. 1999. El potencial pecuario de la vegetación mediterránea: las Cuevas-Redil. En Bernabéu J, Orozco T (Eds), *II Congreso del Neolítico a la Península Ibérica*. Saguntum-Plav. Extra 2, 69-75
- Badal E. 2001. La recolección de piñas durante la prehistoria de la Cueva de Nerja (Málaga). En: Villaverde V (Ed), *De Neandertales a Cromañones*. El inicio del poblamiento humano en tierras valencianas. Universitat de València, Valencia, pp 21-40
- Badal E. 2009a. Estudio antracológico de la secuencia holocena de la Cova de les Cendres. En J. Bernabeu y LI. Molina (eds): *La Cova de les Cendres (Moraira-Teulada, Alicante)*, Serie Mayor. Museo Arqueológico Provincial de Alicante, Alicante, pp. 125-134
- Badal E. 2009b. ¿Cambios ambientales y/o impacto agrícola? En J. Bernabeu y LI. Molina (eds): *La Cova de les Cendres (Moraira-Teulada, Alicante)*, Serie Mayor. Museo Arqueológico Provincial de Alicante, Alicante, pp. 135-140
- Badal E. 2009c. Pastos y estiércol. Los niveles de corral en la Cova de les Cendres. En: Bernabeu J, Molina L (Eds), *La Cova de les Cendres (Moraira-Teulada, Alicante)*. MARQ. Serie Mayor 6, pp 141-146
- Badal E. 2012. *Ratlla del Bubo*, Alicante. En: J.S. Carrión (Coord), *Paleoflora y paleovegetación de la península Ibérica e islas Baleares: Plioceno-Cuaternario*. Ministerio de Economía Competitividad, Universidad de Murcia, Fundación Séneca, Murcia, 634-635
- Badal E, Carrión-Marco Y. 2001. Del Glaciar al Interglaciar: los paisajes vegetales a partir de los restos carbonizados hallados en las cuevas de Alicante. En: Villaverde V (Ed), *De Neandertales a Cromañones*. El inicio del poblamiento humano en tierras valencianas. Universidad de Valencia, Valencia, pp 21-40
- Badal E, Martínez-Varea CM. 2018. Different parts of the same plants. Charcoal and seeds from Cova de les Cendres (Alicante, Spain). *Quaternary International* 463, 391-400
- Badal E, Martínez-Varea CM, Cantó A, Angelucci DE, Villaverde V, Zapata J, Zilhão J. 2019. Firewood in the Fireplace: Fuel Use in the Solutrean of La Boja Rock-Shelter (Murcia, Spain). En: Schmidt I, Cascalheira J, Bicho N, Weniger G-C. (Eds.) *Human Adaptations to the Last Glacial Maximum: The Solutrean and its Neighbors*. 337-354. Cambridge Scholars Publishing

- Baena J, Carrión E, Ruiz-Zapata MB, Sesé C, Yravedra J, Jordá J, Báez S, Uzquiano P, Velázquez R, Manzano E. 2005. Paleoecología y comportamiento humano durante el Pleistoceno superior en la comarca de La Liébana: la secuencia de la cueva de El Esquilleu (Occidente de Cantabria, España). En: Montes R, Lasheras JA (Eds), Neandertales cantábricos, estado de la cuestión. Monografías Museo de Altamira 20, Santander, pp 461-487
- Balda A. 2002. Contribuciones al conocimiento de la flora navarra. *Munibe* 53, 157-174
- Bard E, Arnold M, Maurice P, Duprat J, Moyes J, Duplessy JC. 1987. Retreat velocity of the North Atlantic polar front during the last deglaciation determined by ^{14}C accelerator mass spectrometry. *Nature* 328, 791-794
- Bard E, Fairbanks R, Arnold M, Maurice P, Duprat J, Moyes J, Duplessy JC. 1989. Sea-level estimates during the last deglaciation based on $\delta^{18}\text{O}$ and accelerator mass spectrometry ^{14}C ages measured in *Globigerina bulloides*. *Quaternary Research* 31, 381-391
- Bard E, Rostek F, Turon JL, Gendreau S. 2000. Hydrological impact of Heinrich events in the subtropical Northeast Atlantic. *Science* 289, 1321-1324
- Bailey G, Carrión JS, Fa AD, Finlayson C, Finlayson G, Rodríguez-Vidal J. 2008. The coastal shelf of the Mediterranean and beyond: corridor and refugium for human populations in the Pleistocene. *Quaternary Science Reviews* 27, 2095-2099
- Barrón E, Muñiz F, Mayoral E. 2003. Aspectos macroflorísticos del Plioceno de Lepe (Cuenca del Guadalquivir, Huelva, España). Consideraciones paleoecológicas. *Bol. R.Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)* 98, 91-109
- Bartolí R, Cebrià A, Muro I, Riu-Barrera E, Vaquero M. 1995. *Frec de Ciència. L'atles d'Amador Romaní i Guerra. Ajuntament de Capellades*. Barcelona
- Bazile-Robert E. 1980. Les groupements à *Amygdalus* et *Prunus* de la Fin du Tardiglaciaire et au Début du Postglaciaire en Méditerranée Nord-Occidentale. *Géobios* 13, 777-780
- Behre KE. 1981. The interpretation of anthropogenic indicators in pollen diagrams. *Pollen et Spores* 23, 225-245
- Berdejo A, Obón A, Utrilla P, Laborda R, Sierra A, Alcolea M, Bea M, Domingo R. 2018. El abrigo de El Esplugón (Molino de Billobas-Sabiánigo, Huesca). Un ejemplo de la transición Mesolítico/Neolítico en el prepirineo oscense. En: Rodanés JM, Lorenzo JI. (Eds.), *Actas del II Congreso de Arqueología y Patrimonio Aragonés*, 29-40
- Bergadà M, Burjachs F, Fullola, JM. 1999. Évolution paléoenvironnemental du 14.500 au 10.000 BP dans le Prépyrénées catalans: La Grotte du Parco (Alòs de Balaguer, Lleida, Espagne). *L'Anthropologie* 103 (2), 249-264
- Berganza E, Arribas JL, Castañón P, Elorza M, González Urquijo JE, Ibáñez JJ, Iriarte MJ, Morales A, Pemán E, Roselló E, Uriz A, Uzquiano P, Vázquez V, Zapata L. 2007. La transición tardiglaciara en la costa oriental de Bizkaia: el yacimiento de Santa Catalina. Resultados preliminares. 1ª Mesa Redonda sobre el Paleolítico Superior Cantábrico. "Gestión del territorio y Movilidad de los grupos cazadores-recolectores durante el Tardiglaciara". San Román de Candamo, Asturias 2007. Monografías del Instituto Internacional de Investigaciones Prehistóricas de Cantabria. Universidad de Cantabria. Santander
- Berger GW, Pérez-González A, Carbonell E, Arsuaga JL, Bermúdez de Castro JM, Ku TL. 2008. Luminescence chronology of cave sediments at the Atapuerca paleoanthropological site, Spain. *Journal of Human Evolution* 55, 300-311
- Bernaldo de Quirós F, Gutiérrez Sáez C, Heras C, Lagüera MA, Pelayo M, Pumarejo P, Uzquiano P. 1992. Nouvelles données sur la transition Magdalénien Supérieur-Azilien. La grotte de La Pila (Cantabria, Espagne). Le Peuplement Magdalénien. *Paléogéographie Physique et Humaine*. Ministère de l'Éducation nationale et de la culture, Paris, pp 259-269
- Biltekin D, Burjachs F, Vallverdú J, Sharp WD, Mertz-Kraus R, Chacón MG, Saladié P, Bischoff JL, Carbonell E. 2019. Vegetation and climate record from Abric Romaní (Capellades, northeast Iberia) during the Upper Pleistocene (MIS 5d-3). *Quaternary Science Reviews* 220, 154-164
- Blain H-A, Ruiz Zapata MB, Gil García MJ, Sesé C, Santonja M, Pérez-González A. 2017. New palaeoenvironmental and palaeoclimatic reconstructions for the Middle Palaeolithic site of Cuesta de la Bajada (Teruel, eastern Spain) inferred from the amphibian and squamate reptile assemblages. *Quaternary Science Reviews* 173, 78-91
- Blasco MF, Montes L, Utrilla P. 1996. Deux modes de stratégie occupationnelle dans le Moustérien Tardif de la vallée de l'Ebre: les grottes de Peña Miel et Gabasa. En: Carbonell E, Vaquero M (Eds), *The last Neandertals the first anatomically Modern Humans*. Cultural change and Human Evolution: the crisis at 40 ka BP. URV, Capellades, Barcelona, pp 289-313
- Blasco R, Rosell J, Fernández-Peris J, Arsuaga JL, Bermúdez de Castro JM, Carbonell E. 2013. Environmental availability, behavioural diversity and diet: a zooarchaeological approach from the TD10-1 sublevel of Gran Dolina (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain) and Bolomor Cave (Valencia, Spain). *Quaternary Science Reviews* 70, 124-144
- Bond G, Showers W, Cheseby M, Lotti R, Almasi P, deMenocal P, Priore P, Cullen H, Hajdas I, Bonani B. 1997. A pervasive millennial-scale cycle in north Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 278, 1257-66
- Bosch J. 2001. Les ocupacions prehistòriques de caçadors recol·lectors a la Cova del Vidre (Roquetes). *Assentament i clima*. *Recerca* 5, 9-20
- Bosch J. 2015. La Cueva del Vidre (Roquetes, Bajo Ebro). Asentamiento del Mesolítico y del Neolítico Antiguo en la Cordillera Costera Catalana meridional. En: Gonçalves V, Diniz M, Sousa AC. (eds.): *Actas del 5º Congreso do Neolítico peninsular*. Lisboa. 182-189

- Bosch J. 2016. La cerámica de la Cova del Vidre (Roquetes) y el Neolítico Cardial Franco-Ibérico. En: Bonet H. (ed.): *Del Neolítico a l'Edat del Bronze en el Mediterrani occidental. Estudis en Homenatge a Bernat Martí Oliver*. TV SIP 117, Valencia. 109-116
- Boski T, Moura D, Veiga-Pires C, Camacho S, Duarte D, Scott DB, Fernandes SG. 2002. Postglacial sea-level rise and sedimentary response in the Guadiana Estuary, Portugal/Spain border. *Sedimentary Geology* 150 (1-2), 103-122
- Boski T, Camacho S, Moura D, Fletcher W, Wilamowski A, Veiga-Pires C, Correia V, Loureiro C, Santana P. 2008. Chronology of the sedimentary processes during the postglacial sea level rise in two estuaries of the Algarve coast, Southern Portugal. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 77 (2), 230-244
- Boyer-Klein A. 1976. Análisis polínico de la cueva de Tito Bustillo (Asturias). En: Moure Romanillo A, Cano Herrera M (Eds). *Excavaciones en la cueva de Tito Bustillo (Asturias). Trabajos de 1975*. Instituto de Estudios Asturianos, Oviedo, pp 203-206
- Boyer-Klein A. 1980. Nouveaux résultats palynologiques de sites solutréens et magdaléniens cantabriques. *Bulletin de la Société Préhistorique Française* 77 (4), 103-107
- Boyer-Klein A. 1981. IX Análisis palinológico del Rascaño. En: González Echeagaray J, Barandiarán Maestu I (Eds), *El Paleolítico Superior de la Cueva del Rascaño (Santander)*. Centro de Investigación y Museo de Altamira 3, Santander, pp 217-220
- Boyer-Klein A. 1984. Analyses polliniques cantabriques au Tardiglaciare. *Revue de Paléobiologie vol. spécial*, 33-39
- Boyer-Klein A. 1985. Nouveaux résultats palynologiques dans les Cantabres au Tardiglaciare. *Palynologie archéologique. Actes des journées du 25-26-27 jan. 1984*, Sophia Antipolis, Paris, pp 397-399
- Boyer-Klein A. 1988. Analyses polliniques au Tardiglaciare dans le nord de l'Espagne: au sujet des Dryas I, II, III. En: Civis J, Valle MF (Eds), *Actas del VI Simposio de Palinología (APLE)*. Salamanca, pp 277-283
- Boyer-Klein A. 1989. Análisis polínico de la cueva de Zatoya. En: Barandiarán I, Cava A (Eds), *El yacimiento prehistórico de Zatoya (Navarra)*. Suppl. *Trabajos de Arqueología Navarra* 8, pp 231-235
- Burjachs F. 1987. Palinología de los niveles Gravetiense, Solutrense y Postsolutrense de la Cova de L'Arbreda (Serinyà, Girona). *Actas de la VII Reunión sobre Cuaternario*. Universidad de Santander, AEQUA. Santander, Cantabria, pp 19-21
- Burjachs F. 1990. Evolució de la vegetació i paleoclimatologia desde fa més de 85,000 anys a la regió d'Olot. Anàlisi pol·línica del Pla de l'Estany (Sant Joan les Fonts, La Garrotxa). *Vitrina* 5, 39-46
- Burjachs F. 1994. The palynology of the upper Pleistocene and Holocene of the North East Iberian Peninsula: Pla de l'Estany (Catalonia). *Historical Biology* 9, 17-33
- Burjachs F. 2001. Paleoeología del Homo antecessor. Palinología de las unidades TD5, 6 y 7 de la 'Gran Dolina' de Atapuerca (Burgos, Spain). En: Moreno Grau S, Elvira Rendueles B, Moreno Angosto JM (Eds), *XIII Simposio de la Asociación de Palinólogos en Lengua Española (APLE)*. Libro de textos completos. Servicio de Publicaciones Universidad Politécnica de Cartagena, Cartagena, pp 365-372
- Burjachs F. 2009. Paleoambiente del Tardiglacial al sud dels Pirineus vist a través de la Palinologia. In: Mercadal O. (coord.), *Els Pirineus i les àrees circumdants durant el Tardiglacial. Mutacions i filiacions tecnoculturals, evolució paleoambiental*, 151-162. Institut d'Estudis Ceretans, Puigcerdà
- Burjachs F, Soler-de Porta N. (inédito). Informe del análisis palinológico de la Cueva de la Fuente del Trucho (Colungo, Huesca, Aragón, Spain) https://www.academia.edu/2545831/Informe_del_an%C3%A1lisis_palinol%C3%B3gico_de_la_Cueva_de_la_Fuente_del_Trucho
- Burjachs F, Roure JM. 1985. Primeros resultados del análisis polínico del depósito lacustre del "Pla de l'Estany" (Olot, Girona). *Anales de la Asociación de Palinólogos de Lengua Española* 2, 301-306
- Burjachs F, Julià 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, Julià R. 1996. Palaeoenvironmental evolution during the Middle-Upper Palaeolithic transition in the NE of the Iberian Peninsula. En: Carbonell E (Coord), *The Last Neandertals, the First Anatomically Modern Humans*. URV, Tarragona, pp 377-383
- Burjachs F, Renault-Miskovsky J. 1992. Paléoenvironnement et paléoclimatologie de la Catalogne durant près de 30,000 ans (du Würmien ancien au début de l'Holocène) d'après la Palynologie du site de L'Arbreda (Géronne, Catalogne). *Quaternaire* 3 (2), 75-85
- Burjachs F, Cartaña M, Monteis J. 1985-86. Primers resultats sobre la paleoclimatologia i dinàmica del dipòsit lacustre quaternari del Pla de l'Estany (St. Joan les Fonts, Garrotxa). *Vitrina* 1, 27-37
- Burjachs F, Rodó X, Comín FA. 1996. Gallocanta: ejemplo de secuencia palinológica en una laguna efímera. En: Ruiz-Zapata MB (Ed), *Estudios Palinológicos*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Alcalá, Alcalá de Henares, pp 25-29
- Burjachs F, Expósito I, Yll IE. 2007. Tendencias, crisis y desfases de la vegetación y el clima en el litoral mediterráneo de La Península Ibérica durante el Holoceno. I Congreso Nacional sobre Cambio Global. Universidad Carlos III de Madrid. Getafe, 25-27 abril. Póster
- Burjachs F, Jones SE, Giralt S, Fernández-López de Pablo J. 2016. Lateglacial to Early Holocene recursive aridity events in the SE Mediterranean Iberian Peninsula: The Salines playa lake case study. *Quaternary International* 403, 187-200

- Buxó R. 1997. Arqueología de las plantas: la explotación económica de las semillas y los frutos en el marco mediterráneo de la Península Ibérica. Crítica, Barcelona
- Cabello L, Cantalejo P, Espejo M, Buendía AF, Fernández JM, González M, González, O, Durán JJ, Robledo P, Avezuela B, Jordá JF, Uzquiano P, Riquelme JA, Ruiz-Zapata B, Gil-García MJ, Ramos J, Weniger GC, Palomo A, Smith VM, Becerra S, Salvador D, Domínguez-Bella S, Tafelmaier Y, Vijande E. 2020. New archaeological data on the upper Paleolithic site of cueva de Malalmuerzo (Moclín, Granada, Spain). *Munibe*, 71
- Cabrera V, Bernaldo de Quirós F, Maíllo JM, Pike-Tay A, Garralda MD. 2005a. Excavaciones en El Castillo: Veinte años de reflexiones. En: Lasheras Corruchaga JA, Montes Barquín R (Eds), Neandertales cantábricos. Estado de la cuestión. Monografías Museo de Altamira 20, 505-526
- Cabrera V, Bernaldo de Quirós F, Floretmartínez de la Riva M, Maíllo JM, Tejero Cáceres JM, Morán Luengo N. 2005b. La unidad 18 de la Cueva del Castillo (Puente Viesgo, Cantabria): el Auriñaciense de transición, definición e implicaciones. *Sautuola* 11, 11-37
- Cacho C, Fumal MP, López-García P, López-Sáez JA, Pérez Ripoll M, Martínez Valle R, Uzquiano P, Aranz A, Sánchez Marco A, Sevilla P, Morales A, Roselló E, Garralda MD, García Carrillo M. 1995. El Tossal de la Roca (Vall d'Alcalá, Alicante). Reconstrucción paleoambiental y cultural de la transición del Tardiglacial al Holoceno inicial. *Recerques del Museu d'Alcoi* 4, 11-101
- Cacho C, Fumal MP, López-García P, López-Sáez JA, Aranz A, Uzquiano P, Pérez Ripoll M, Sánchez Marco A, Morales A, Roselló E. 1998a. The transition from Magdalenian to Epipaleolithic in the Spanish Mediterranean: El Tossal de la Roca. En: Giunchi C (Ed), Proceedings of the XII Congress of the International Union for Prehistoric and Protohistoric Sciences 2, A.B.A.C.O., Forlì, pp 635-640
- Cacho I, Grimalt JO, Pelejero C, Canals M, Sierro FJ, Flores JA, Shackleton N. 1999. Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography* 14 (6), 698-705
- Cacho I, Grimalt JO, Sierro FJ, Shackleton N, Canals M. 2000. Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth and Planetary Science Letters* 183 (3-4), 417-429
- Cacho I, Grimalt JO, Canals M, Sbaifi L, Shackleton NJ, Schönfeld J, Zahn R. 2001. Variability of the western Mediterranean Sea surface temperatures during the last 25,000 years and its connection with the northern hemisphere climatic changes. *Paleoceanography* 16, 40-52
- Cacho I, Shackleton N, Elderfield H, Sierro FJ, Grimalt JO. 2006. Glacial rapid variability in deep-water temperature and $\delta^{18}O$ from the Western Mediterranean Sea. *Quaternary Science Reviews* 25, 3294-3311
- Calvo M, Guerrero VM, Salvà B. 2001. La cova des Moro (Manacor, Mallorca). Campanyes d'excavacions arqueològiques 1995-1998. Palma: Consell de Mallorca, Departament de Cultura i Joventut, Col·lecció Quaderns de Patrimoni Cultural, 4
- Camuera J, Jiménez-Moreno G, Ramos-Román MJ, García-Alix A, Toney JL, Anderson RS, Jiménez-Espejo F, Kaufman D, Bright J, Webster C. 2018. Orbital-scale environmental and climatic changes recorded in a new ~200,000-year-long multiproxy sedimentary record from Padul, southern Iberian Peninsula. *Quaternary Science Reviews* 198, 91-114
- Camuera J, Jiménez-Moreno G, Ramos-Román MJ, García-Alix A, Toney JL, Anderson RS, Jiménez-Espejo F, Bright J, Webster C, Yanes Y. 2019. Vegetation and climate changes during the last two glacial-interglacial cycles in the western Mediterranean: a new long pollen record from Padul (southern Iberian Peninsula). *Quaternary Science Reviews* 205, 86-105
- Camuera J, Jiménez-Moreno G, Ramos-Román MJ, García-Alix A, Jiménez-Espejo F, Toney JL, Anderson RS. 2021. Chronological control and centennial-scale climatic subdivisions of the Last Glacial Termination in the western Mediterranean region. *Quaternary Science Reviews* 255, 106814
- Cano J, Fumal MP, Ferrer C, Usera J, Blázquez AM, Olmo J. 1997. Evolución de la costa meridional de Galicia durante el Cuaternario Superior. En: Rodríguez Vidal J (Ed), Cuaternario Ibérico. AEQUA, Huelva, pp 47-54
- Caratini C, Viguier Cl. 1973. *Estud. Geol.* 29, 325-328
- Carrión JS. 1990. Evolución paleoambiental durante el Pleistoceno superior en el sureste de España. Las secuencias polínicas de las Cuevas de la Carihuela (Granada) y Beneito (Alicante). Tesis doctoral. Universidad de Murcia, 167 pp
- Carrión JS. 1991. Desarrollo de vegetaciones mediterráneas durante el Pleistoceno Superior en el Sureste Ibérico. Nuevos datos polínicos. *Anales de Biología* 17, 109-131
- Carrión JS. 1992a. Late quaternary pollen sequence from Carihuela Cave, Southern Spain. *Review of Palaeobotany and Palynology* 71, 37-77
- Carrión JS. 1992b. A palaeoecological study in the Western Mediterranean area. The Upper Pleistocene pollen record from Cova Beneito (Alicante, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 92, 1-14
- Carrión JS. 1994. Análisis polínico de los depósitos turbosos de la Canal de Navarrés. X Simposio de Palinología, APLE, Valencia
- Carrión JS. 2002. Patterns and processes of Late Quaternary environmental change in a montane region of southwestern Europe. *Quaternary Science Reviews* 21, 2047-2066
- Carrión JS. 2004. Two pollen deep sea cores to frame adaptive evolutionary change for humans. A comment on "Neandertal extinction and the millennial scale climatic variability of OIS 3" by d'Errico F, Sánchez-Goñi MF. *Quaternary Science Reviews* 23, 1217-1224
- Carrión JS, Dupré M. 1994. Pollen data from Mousterian sites in southeastern Spain. *AASP Contributions Series* 29, 17-26
- Carrión JS, Dupré M. 1996. Late Quaternary vegetational history at Navarrés, eastern Spain. A two core approach. *New Phytologist* 134, 177-191

- Carrión JS, Munuera M. 1997. Upper Pleistocene paleoenvironmental change in eastern Spain: new pollen-analytical data from Cova Beneito (Alicante). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 128, 287-299
- Carrión JS, van Geel B. 1999. Fine-resolution Upper Weichselian and Holocene palynological record from Navarrés (Valencia, Spain) and a discussion about factors of Mediterranean forest succession. *Review of Palaeobotany and Palynology* 106, 209-236
- Carrión JS, Dupré M. 2002. Los paisajes vegetales de Altamira en el Paleolítico Superior. *Redescubrir Altamira*. Turner, Madrid, pp 141-150
- Carrión JS, Fumanal MP, Iturbe G. 1993. La secuencia polínica de Cova Beneito en su marco litoestratigráfico, arqueológico y geocronológico. En: Fumanal MP, Bernabeu J (Eds), *Estudios sobre Cuaternario, medios sedimentarios, cambios ambientales, hábitat humano*. Asociación Española para el Estudio del Cuaternario, Universidad de Valencia, pp 139-148
- Carrión JS, Dupré M, Fumanal MP, Montes R. 1995. A palaeoenvironmental study in the semiarid southeastern Spain: the palynological and sedimentological sequence at Pemas Cave (Lorca, Murcia). *Journal of Archaeological Science* 22, 355-367
- Carrión JS, Munuera M, Navarro C. 1998. The palaeoenvironment of Carihuela Cave (Granada, Spain): a reconstruction on the basis of palynological investigations of cave sediments. *Review of Palaeobotany and Palynology* 99, 317-340
- Carrión JS, Munuera M, Navarro C, Burjachs F, Dupré M, Walker MJ. 1999. The palaeoecological potential of pollen records in caves: the case of Mediterranean Spain. *Quaternary Sciences Reviews* 18, 1061-1073
- Carrión JS, Navarro C, Navarro J, Munuera M. 2000. The interpretation of cluster pine (*Pinus pinaster*) in floristic-phytosociological classifications from a palaeoecological perspectiva. *The Holocene* 10, 243-252
- Carrión JS, Riquelme JA, Navarro C, Munuera M. 2001. Pollen in hyaena coprolites reflects late glacial landscape in southern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 176, 193-205
- Carrión JS, Yll EI, Walker MJ, Legaz A, Chain C, López A. 2003. Glacial refugia of temperate, Mediterranean and Ibero-North African flora in southeastern Spain: new evidence from cave pollen at two Neanderthal man sites. *Global Ecology and Biogeography* 12, 119-129
- Carrión JS, Yll EI, Chain C, Dupré M, Walker MJ, Legaz A, López A. 2005. Fitoriodiversidad arbórea en el litoral del sureste español durante el Pleistoceno Superior. En: Sanjaume E, Mateu JF (Eds), *Geomorfología litoral i Quaternari. Homenatge al professor Vicenç Roselló i Verger*, pp 103-112
- Carrión JS, Scott L, Arribas A, Montoya E, Gil-Romera G. 2007. Pleistocene landscapes in central Iberia inferred from pollen analysis of hyena coprolites. *Journal of Quaternary Science* 22, 191-202
- Carrión JS, Finlayson C, Fernández S, Finlayson G, Allué E, López-Sáez JA, López-García P, Gil-Romera G, Bailey G, González-Sampériz P. 2008. A coastal reservoir of biodiversity for Upper Pleistocene human populations: Palaeoecological investigations in Gorham's Cave (Gibraltar) in the context of the Iberian Peninsula. *Quaternary Sciences Reviews* 27, 2118-2135
- Carrión JS, Fernández S, González-Sampériz P, López-Merino L, Peña L, Burjachs F, López-Sáez JA, García-Antón M, Carrión-Marco Y, Uzquiano P, Postigo JM, Barrón E, Allué E, Badal E, Dupré M, Fierro E, Munuera M, Rubiales JM, García-Amorena I, Jiménez-Moreno G, Gil-Romera G, Leroy S, García-Martínez MS, Montoya E, Fletcher W, Yll IE, Vieira M, Rodríguez-Ariza MO, Anderson S, Peñalba C, Gil-García MJ, Pérez-Sanz A, Albert RM, Díez MJ, Morales C, Gómez-Manzanque F, Parra I, Ruiz-Zapata B, Riera S, Zapata L, Ejarque A, Vegas T, Rull V, Scott L, Andrade A, Pérez-Díaz S, Abel-Schaad D, Moreno E, Hernández-Mateo L, Sánchez-Baena JJ, Riquelme JA, Iglesias R, Franco F, Chain C, Figueiral I, Grau E, Matos M, Jiménez-Espejo F, Arribas A, Garrido G, Finlayson G, Finlayson C, Ruiz M, Pérez-Jordá G, Miras Y. 2013. Paleoflora y paleovegetación de la Península Ibérica e Islas Baleares: Plioceno - Cuaternario. Madrid, Ministerio de Economía y Competitividad
- Carrión JS, Fernández S, González-Sampériz P, López-Merino L, Peña L, Burjachs F, López-Sáez JA, García-Antón M, Carrión Marco Y, Uzquiano P, Postigo JM, Barrón E, Allué E, Badal E, Dupré M, Fierro E, Munuera M, Rubiales JM, García Amorena I, Jiménez Moreno G, Gil Romera G, Leroy S, García-Martínez MS, Montoya E, Fletcher W, Yll E, Vieira M, Rodríguez-Ariza MO, Anderson S, Peñalba C, Gil García MJ, Pérez Sanz, A, Albert RM, Díez MJ, Morales C, Gómez Manzanque F, Parra I, Ruiz Zapata B, Riera S, Zapata L, Ejarque A, Vegas T, Rull V, Scott L, Andrade A, Pérez Díaz S, Abel Schaad D, Moreno E, Hernández-Mateo L, Ochando, J. Pérez Navarro, M.A., Sánchez Baena JJ, Riquelme JA, Iglesias R, Franco F, Chain C, Figueiral I, Grau E, Matos M, Jiménez Espejo F, Arribas A, Garrido G, Finlayson G, Finlayson C, Ruiz M, Pérez Jordá G, Miras Y. 2015. Cinco millones de años de cambio florístico y vegetal en la Península Ibérica e Islas Baleares. Ministerio de Economía y Competitividad, Madrid. ISBN 9788461736911 (a la venta formato electrónico en https://play.google.com/store/books/details/JOS%C3%89_CARRI%C3%93N_coordinador_CINCO_MILLONES_DE_A%C3%91OS_DE?id=JEh1CQAAQBAJ)
- Carrión JS, Ochando J, Fernández S, Munuera M, Amorós G, Blasco R, Rosell J, Finlayson S, Giles F, Jennings R, Finlayson G, Giles-Pacheco F, Rodríguez-Vidal J, Finlayson C. 2018. Last Neanderthals in the warmest refugium of Europe: palynological data from Vanguard Cave. *Review of Palaeobotany and Palynology, Special Issue (Carrión, J. S., deMenocal, P., Scott, L., eds.): Human evolution and palaeofloras: the contribution and potential of palaeobotany in the environmental reconstruction of hominin-bearing sites*. *Review of Palaeobotany and Palynology* 259, 63-80

- Carrión JS, Fernández S, Jiménez-Arenas JM, Munuera M, Ochando J, Amorós G, Ponce de León M, Zollikofer C, Martín-Lerma I, Toro-Moyano I, Hajdas I, Walker MJ. 2019. The sequence at Carihuela Cave and its potential for research into Neanderthal ecology and the Mousterian in southern Spain. *Quaternary Science Reviews. Special Issue* (Carrión JS, Lalueza C, Stewart J, eds.): Neanderthals: Ecology and evolution. *Quaternary Science Reviews* 217, 194-216
- Carrión-Marco Y. 2002. Charcoal analysis at La Falaguera rockshelter (Alcoi, Alacant) from Mesolithic to Bronze Age: landscape and wood uses. En: Thiébaud S. (Ed), *Charcoal Analysis. Methodological Approaches, Palaeoecological Results and Word Uses. Proceedings of the Second International Meeting of Anthacology, September 2000. BAR International Series 1063, Paris, pp 103-108*
- Carrión-Marco Y. 2003. Afinidades y diferencias en las secuencias antracológicas en las vertientes mediterránea y atlántica de la Península Ibérica. Tesis doctoral. Universidad de Valencia, Valencia, 572 pp
- Carrión-Marco Y. 2005. La vegetación mediterránea y atlántica de la península Ibérica. Nuevas secuencias antracológicas. *Trabajos Varios de S.I.P. (Servicio de Investigación Prehistórica)* 104, 314 pp
- Carrión-Marco Y, Guillem Calatayud P, Eixea A, Martínez Varea CM^a, Tormo C, Badal E, Zilhão J, Villaverde V. 2019. Climate, environment and human behaviour in the Middle Palaeolithic of Abrigo de la Quebrada (Valencia, Spain): the evidence from charred plant and micromammal remains. *Quaternary Science Reviews*, 217, 152-168
- Carrión-Marco Y, Ramis D, Coll Conesa J. 2020. Landscape and fuel management in the context of prehistoric and historical occupations of Cova des Moro (Manacor, Mallorca, Spain). *Quaternary International* 593-594 (3), 118-128
- Casabó JA. 1997a. Cova Foradada (Xàbia). Aproximación a la economía y al paisaje de la costa norte alicantina durante el Paleolítico superior inicial. *Cuaternario y Geomorfología*, 11(1-2), 67-80
- Casabó JA. 1997b. Les societats depredadores del Montgó: Estrategies d'aprofitament de recursos a Cova Foradada. L'excavació: anàlisi preliminar de la informació arqueològica. *Aguaites*, 13-14, 63-75
- Casabó JA. 2001. Cova Foradada (Xàbia, Alacant). En: Villaverde V. (Ed.), *De neandertales a Cromañones. El inicio del poblamiento humano en tierras valencianas.* 407-410. Valencia, Universitat de València
- Cattani L, García-Antón M, Renault-Miskovsky J. 1994. The lower and middle Pleistocene in the circum-mediterranean region. Attempts and results of archaeo-palynological correlations. *AASP Contributions Series* 29, 27-52
- Cohen MJ. 1964. Distorsions spectrales en analyse pollinique. Mémoire de l'Ecole Pratique des Hautes Études. Paris
- Colmenero-Hidalgo E, Flores JA, Sierro FJ, Bárcena MA, Löwemark L, Schönfeld J, Grimalt JO. 2004. Ocean surface water response to short-term climate changes revealed by coccolithophores from the Gulf of Cadiz (NE Atlantic) and Alboran Sea (W Mediterranean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 205 (3-4), 317-336
- Combourieu Nebout N, Londeix L, Baudin F, Turon JL, von Grafenstein R, Zahn R. 1999. Quaternary marine and continental palaeoenvironments in the western Mediterranean (Site 976, Alboran Sea): palynological evidence. En: Zahn R, Comas MC, Klaus A (Eds), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 161, pp 457-468
- Combourieu Nebout N, Turon JL, Zahn R, Capotondi L, Londeix L, Pahnke K. 2002. Enhanced aridity and atmospheric high-pressure stability over the western Mediterranean during the North Atlantic cold events of the past 50 ky. *Geology* 30, 863-866
- Combourieu Nebout N, Peyron O, Dormoy I, Desprat S, Beaudouin C, Kotthoff U, Marret F. 2009. Rapid climatic variability in the west Mediterranean during the last 25 000 years from high resolution pollen data. *Climate of the Past* 5, 503-521
- Cortés Sánchez M, Simón-Vallejo MD. 1997. Cueva Bajondillo (Torremolinos, Málaga). Aportaciones al Paleolítico en Andalucía. El món Mediterrani després del Pleniglacial (18.000-12.000 BP). *Série Monogràfica* 17, Centre d'Investigacions arqueològiques de Girona, Gerona, pp 275-290
- Cortés Sánchez M, Morales-Muñiz A, Simón-Vallejo MD, Bergadà-Zapata MM, Delgado-Huertas A, López-García P, López-Sáez JA, Lozano-Francisco MC, Riquelme-Cantal JA, Roselló-Izquierdo E, Sánchez-Marco A, Vera-Peláez JL. 2008. Palaeoenvironmental and cultural dynamics of the coast of Málaga (Andalusia, Spain) during the Upper Pleistocene and early Holocene. *Quaternary Science Reviews* 27, 2176-2193
- Cortés-Sánchez M, Jiménez-Espejo FJ, Simón-Vallejo MD, Stringer C, Lozano Francisco MC, García-Alix A, Vera Peláez JL, Odrizola CP, Riquelme-Cantal JA, Parrilla Giráldez R, Maestro González A, Ohkouchi N, Morales-Muñiz A. 2019. An early Aurignacian arrival in southwestern Europe. *Nature Ecology and Evolution* 3, 207-212
- Costa Casais M, Martínez-Cortizas A, Pérez-Alberti A. 1996. Tipo de depósitos costeiros antigos entre o cabo de Fisterra e o cabo de Corrubedo. En: Pérez-Alberti A, Martini P, Chesworth W, Martínez-Cortizas A (Coords), *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios.* Xunta de Galicia, Santiago
- Costa-Tenorio M, García-Antón M, Morla C, Sainz-Ollero H. 1990. La evolución de los bosques en la Península Ibérica: una interpretación basada en datos paleobiogeográficos. *Ecología, Fuera de Serie* n° 1, 11-58
- Cuenca-Bescós G, Rofes J, López-García JM, Blain H-A, de Marfá RJ, Galindo-Pellicena MA, Bennasar-Serra ML, Melero-Rubio M, Arsuaga JL, Bermúdez de Castro JM, Carbonell E. 2010. Biochronology of Spanish Quaternary small vertebrate faunas. *Quaternary International* 212, 109-119

- Cuenca-Bescós G, Blain H-A, Rofes J, López-García JM, Lozano-Fernández I, Galán J, Núñez-Lahuerta C. 2016. Updated Atapuerca biostratigraphy: small mammal distribution and implications for the Quaternary Spanish biochronology. *Comptes Rendus Palevol* 15, 621-634
- Daura J, Sanz M, García N, Allué E, Vaquero M, Fierro E, Carrión JS, López-García JM, Blain HA, Sánchez-Marco A, Valls C, Albert RM, Fornós JJ, Julià R, Fullola JM, Zilhão J. 2013. Terrasses de la Riera dels Canyars (Gavà, Barcelona): the landscape of Heinrich Stadial 4 north of the "Ebro frontier" and implications for modern human dispersal into Iberia. *Quaternary Science Reviews* 60, 26-48
- Daura J, Sanz M, Fornós JJ, Asensio A, Julià Brugués R. 2014. Karst evolution of the Garraf Massif (Barcelona, Spain): doline formation, chronology and archaeopalaeontological archives. *76 (2) p. 69-87*
- Daura J, Sanz M, Allué E, Vaquero M, López-García JM, Sánchez-Marco A, Doménech J, Martinell J, Carrión JS, Ortiz JE, Torres T, Arnold LJ, Benson A, Hoffmann DL, Skinner AR, Julià R. 2017. Palaeoenvironments of the last Neanderthals in SW Europe (MIS 3): Cova del coll verdaguer (Barcelona, NE of Iberian peninsula). *Quaternary Science Reviews* 177, 34-56
- Davidson I. 1989. La economía definal del Paleolítico en la España Oriental. Servicio de Investigación Prehistorica. Diputación Provincial de Valencia, Valencia
- de Abreu L, Abrantes FF, Shackleton NJ, Tzedakis PC, McManus JF, Oppo DW, Hall MA. 2005. Ocean climate variability in the Eastern North Atlantic during interglacial MIS 11: a partial analogue to the Holocene? *Paleoceanography* 20, PA3009 doi: 10.1029/2004PA001091
- de Bolos O, Vigo J, Masalles RM, Ninot JM. 1993. Flora manual dels Països Catalans. Editorial Pòrtic, Barcelona
- de Cerralbo M. 1913. Torralba, la plus ancienne station humaine de L'Europe? In: XIV Congrès international d'anthropologie 1912, 277-290
- de Deckker P, Geurts M, Julià R. 1979. Seasonal rythmites from a Lower Pleistocene lake in northeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 26, 43-71
- Deguillaume S. 1987. Analyse pollinique du sommet du remplissage de l'Abri Romani (Catalogne, Espagne). Mémoire de DEA inédita. Institut de Paléontologie Humaine. Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris
- de La Torre I, Albert RM, Allué E, Álvarez-Fernández E, Aparicio MT, Arroyo A, Benito-Calvo A, Gil García MJ, López-Romero E, Moloney N, Ruiz Zapata MB, Saladié P. 2015. Chronological and palaeoenvironmental context of human occupations at the Buendía rockshelter (Central Spain) during the late Upper Pleistocene in inland Iberia. *Journal of Quaternary Science* 30, pp. 376 - 390. 2015
- Delibrias G, Nonn H, van Campo M. 1964. Age et flore d' un dépôt periglaciare reposant sur la rasa cantabrique près de Burela (Galicie, Espagne). *CRAS* 259, 4092-4094
- Desprat S, Sánchez-Goñi MF, Turon JL, McManus JF, Loutre MF, Duprat J, Malaizé B, Peyron O, Peypouquet JP. 2005. Is vegetation responsible for glacial inception during periods of muted insolation changes?. *Quaternary Science Reviews* 24 (12-13), 1361-1374
- Desprat S, Sánchez-Goñi MF, Turon JL, Duprat J, Malaizé B, Peypouquet JP. 2006. Climatic variability of Marine Isotope Stage 7: direct land-sea-ice correlation from a multiproxy analysis of a North-Western Iberian margin deep-sea core. *Quaternary Science Reviews* 25 (9-10), 1010-1026
- Desprat S, Sánchez-Goñi MF, Naughton F, Turon JL, Duprat J, Malaizé B, Cortijo E, Peypouquet JP. 2007. Climate variability of the last five isotopic interglacials: Direct land-sea-ice correlation from the multiproxy analysis of North-Western Iberian margin deep-sea cores. En: Sirocko F, Clausen M, Sánchez-Goñi MF, Litt T (Eds), *Developments in Quaternary Science* 7, Elsevier, pp 375-386
- Desprat S, Sánchez-Goñi MF, McManus J, Duprat J, Cortijo E. 2009. Millennial-scale climatic variability between 340 000 and 270 000 years ago in SW Europe: evidence from a NW Iberian margin pollen sequence. *Climate of the Past* 5, 53-72
- Díaz del Olmo F, Vallespi E, Baena R, Recio JM. 1989. Terrazas Pleistocenas del Guadalquivir Occidental: Geomorfología, suelos, paleosuelos y secuencia cultural. En: Díaz del Olmo F, Rodríguez Vidal J (Eds), *El Cuaternario en Andalucía Occidental. Monografías* 1, AEQUA, pp 27-31
- Doerschner N, Fitzsimmons KE, Blasco R, Finlayson G, Rodríguez-Vidal J, Rosell J, Hublin J-J, Finlayson C. 2019. Chronology of the Late Pleistocene archaeological sequence at Vanguard Cave, Gibraltar: Insights from quartz single and multiple grain luminescence dating. *Quaternary International* 501, 289-302
- Donner JJ, Kurtén B. 1958. The floral and faunal succession of "Cueva del Toll", Spain. *Eiszeitalt. Ggw.* 9, 72-82
- Dormoy I, Peyron O, Nebout NC, Goring S, Kotthoff U, Magny M, Pross J. 2009. Terrestrial climate variability and seasonality changes in the Mediterranean region between 15 000 and 4000 years BP deduced from marine pollen records. *Climate of the Past* 5, 615-632
- Duarte C, Mauricio J, Pettitt PB, Souto P, Trinkaus E, van der Plicht H, Zilhão J. 1999. The early Upper Paleolithic human skeleton from the Abrigo do Lagar Velho (Portugal) and modern human emergence in Iberia. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 96, 7604-7609
- Dupré M. 1980. Análisis polínico de sedimentos arqueológicos de la cueva de Les Malladetes (Barx, Valencia). *Cuadernos de Geografía* 26, 1-22
- Dupré M. 1982. VII-Palinología. En: Aparicio J, Pérez-Ripoll M, Vives E, Fumanal MP, Dupré M (Eds), *La cova de les Calaveres (Benidoleig, Alicante)*. Servicio de Investigación Prehistórica, Serie de Trabajos Varios 75, Diputación Provincial de Valencia, Valencia, pp 77-83
- Dupré M. 1984. Palinología de los niveles VII a II. En: Altuna J, Merino JM (Eds), *El yacimiento prehistórico de la cueva de Ekain (Deba, Guipúzcoa)*. Capítulo IV, pp 61-63

- Dupré M. 1988a. Apports de la palynologie à la connaissance du paléoenvironnement végétal holocène de la région de Valence (Espagne). *Travaux de la section scientifique et technique. Institut français de Pondichéry* 25, 55-63
- Dupré M. 1988b. Palinología y Paleambiente. Nuevos datos españoles. *Referencias. Trabajos Varios 84, Servicio de Investigación Prehistórica, Valencia*, 160 pp
- Dupré M. 1990. Análisis polínico de la Cueva de Amalda. En: Altuna J, Baldeón A, Mariezkurrena K (Dir), *La Cueva de Amalda (Zestoa, País Vasco): ocupaciones paleolíticas y postpaleolíticas. Fundación José Miguel de Barandiarán, Colecc. Barandiarán 4, San Sebastián*, pp 49-51
- Dupré M. 1995. Cambios paleoambientales en el territorio valenciano. *La Palinología. El Cuaternario del País Valenciano, Valencia*, pp 205-216
- Dupré M, Fumanal MP, Sanjaume E, Santisteban C, Usera J, Viñals MJ. 1988. Quaternary evolution of the Pego coastal lagoon (Southern Valencia, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Quaternary Coastal Changes* 68, 291-299
- Dupré M, Carrión JS, Fumanal MP, La Roca N, Martínez J, Usera J. 1998. Evolution and palaeoenvironmental conditions of an interfan area in eastern Spain (Navarrés, Valencia). *Italian Journal of Quaternary Sciences* 11, 95-105
- Duval M, Arnold LJ, Guilarte V, Demuro M, Santonja M, Pérez-González A. 2017. Electron spin resonance dating of optically bleached quartz grains from the Middle Palaeolithic site of Cuesta de la Bajada (Spain) using the multiple centres approach *Quaternary Geochronology* 37, 82-96
- Elhaï H. 1966. Deux gisements du Quaternaire moyen. Bruges (Sud-Ouest de France). Bañolas (Catalogne). *Bulletin de l'Association Française de l'Etude du Quaternaire* 6, 69-78
- Expósito I, Burjachs F, Allué E. 2017. Filling in the gaps: The contribution of non-pollen palynomorphs to knowledge about the local environment of the Sierra de Atapuerca caves during the Pleistocene. *Quaternary International* 433, 224-242
- Eynaud F, Turon JL, Sánchez-Gofí MF, Gendreau S. 2000. Dinoflagellate cyst evidence of Heinrich-like events off Portugal during the Marine Isotopic Stage 5. *Marine Micropaleontology* 40, 9-21
- Falguères C. 1986. Datation des sites acheuléens et moustériens du Midi Méditerranéen par la méthode de Résonance de Spin Electronique. Tesis doctoral. Muséum national d'histoire naturelle, Institut de paléontologie humaine
- Falguères C, Bahain J-J, Yokoyama Y, Arsuaga JL, Bermudez de Castro JM, Carbonell E, Bischoff JL, Dolo J-M. 1999. Earliest humans in Europe: the age of TD6 Gran Dolina, Atapuerca, Spain. *Journal of Human Evolution* 37, 343-352
- Farias P, Marquínez J, Rodríguez González ML. 1990. Geomorfología y origen de la depresión de Comeya (Picos de Europa, Asturias). I Reunión Nacional de Geomorfología. Sociedad Española de Geomorfología, Teruel, pp 91-101
- Farias P, Jiménez M, Marquínez J. 1996. Nuevos datos sobre la estratigrafía del relleno cuaternario de la depresión de Comeya (Picos de Europa, Asturias). *Geogaceta* 20 (5), 1116-1119
- Fernández-López de Pablo J, Gómez-Puche M, Ferrer-García C, Yll-Aguirre R. 2011. El Arenal de la Virgen (Villena, Alicante), primer asentamiento perilacustre del Mesolítico de muescas y denticulados en la península ibérica: datos culturales, cronoestratigráficos y contextualización paleoambiental. *Zephyrus*, LXVIII, 87-114
- Fernández-Peris J, Guillem PM, Martínez R. 1999. Datos paleoclimáticos y culturales de la Cova del Bolomor vinculados a la variación de la línea de costa. In: *Geomorfología y Cuaternario litoral. Memorial María Pilar Fumanal*, pp. 125-137
- Fernández-Peris J, Barciela-González V, Blasco R, Cuartero F, Fluck H, Sañudo P, Verdasco C. 2012. The earliest evidence of hearths in southern Europe: the case of Bolomor Cave (Valencia, Spain). *Quaternary International* 247, 267-277
- Fernández S. 2005. La vegetación del Cuaternario reciente en el sureste español. Nuevos datos palinológicos y discusión en el contexto de la Iberia Mediterránea. Tesis doctoral. Universidad de Murcia, Murcia, 301 pp
- Fernández S, Fuentes N, Carrión JS, González-Sampériz P, Montoya E, Gil-Romera G, Vega-Toscano G, Riquelme JA. 2007. The Holocene and Upper Pleistocene pollen sequence of Carihuela Cave, southern Spain. *Geobios* 40, 75-90
- Fernández S, Carrión JS, Ochando J, González-Sampériz P, Munuera M, Amorós G, Postigo-Mijarra JM, Morales-Molino C, García-Murillo P, Jiménez-Moreno G, López-Sáez JA, Jiménez-Espejo F, Cáceres LM, Rodríguez-Vidal J, Finlayson G, Finlayson S, Finlayson C. 2021. New palynological data from the Late Pleistocene glacial refugium of South-West Iberia: The case of Doñana. *Review of Palaeobotany and Palynology* 290, 104431
- Figueiral I. 1993. Cabeço de Porto Marinho: une approche paléocologique. Premiers résultats. En: Fumanal MP, Bernabeu J (Eds), *Estudios sobre Cuaternario: medios sedimentarios, cambios ambientales, hábitat. Asociación Española para el Estudio del Cuaternario*, pp 167-172
- Figueiral I, Terral JF. 2002. Late Quaternary refugia of Mediterranean taxa in the Portuguese Estremadura: charcoal based palaeovegetation and climatic reconstruction. *Quaternary Science Reviews* 21, 549-558
- Figueiral I, Carcaillet C. 2005. A review of Late Pleistocene and Holocene biogeography of highland Mediterranean pines (*Pinus type sylvestris*) in Portugal, based on wood charcoal. *Quaternary Science Reviews* 24, 2466-2476

- Finlayson C, Carrión JS. 2006. Neandertales y humanos modernos en ecosistemas mediterráneos. In: Carrión JS, Fernández S, Fuentes N (Ed), *Paleoambientes y Cambio Climático*. Quaderna. Fundación Séneca, Agencia Regional de Ciencia y Tecnología, Murcia, pp 177-190
- Finlayson C, Carrión JS. 2007. Rapid ecological turnover and its impact on Neanderthal and other human populations. *Trends in Ecology and Evolution* 22, 213–222
- Finlayson C, Giles Pacheco F, Gutiérrez López JM, Santiago Pérez A, MataAlmonte E, Allué E, García N. 1999. Recientes excavaciones en el nivel neolítico de la Cueva de Gorham (Gibraltar. Extremo Sur de Europa). *Saguntum-Plav Extra* 2, 213–221
- Finlayson C, Finlayson G, Fa D. 2000. In: *Gibraltar During the Quaternary. The Southernmost Part of Europe in the Last Two Million Years*. Monographs, 1. Gibraltar Government Heritage Publications
- Finlayson C, Giles-Pacheco F, Rodríguez-Vidal J, Fa D, Gutiérrez JM, Santiago A, Finlayson G, Allué E, Baena J, Cáceres I, Carrión JS, Fernández-Jalvo Y, Gledhill Owen CP, Jiménez-Espejo F, López P, López-Sáez JA, Riquelme JA, Sánchez-Marco A, Giles-Guzmán F, Brown K, Fuentes N, Valarino C, Villalpando A, Stringer CB, Martínez-Ruiz F, Sakamoto T. 2006. Late survival of Neanderthals at the southernmost extreme of Europe. *Nature* 443, 850-853
- Finlayson C, Fa D, Jiménez Espejo F, Carrión JS, Finlayson G, Giles Pacheco F, Rodríguez Vidal J, Stringer C, Martínez Ruíz F. 2008. Gorham's Cave, Gibraltar. The persistence of a Neanderthal population. *Quaternary International* 181, 64-71
- Fletcher WJ. 2005. *Holocene Landscape History of Southern Portugal*. Tesis doctoral. Universidad de Cambridge, 317 pp
- Fletcher WJ, Sánchez-Goñi MF. 2008. Orbital- and sub-orbital-scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr. *Quaternary Research* 70 (3), 451-464
- Fletcher WJ, Boski T, Moura D. 2007. Palynological evidence for environmental and climatic change in the lower Guadiana valley, Portugal, during the last 13 000 years. *The Holocene* 17 (4), 481-494
- Fletcher WJ, Sánchez Goñi MF, Peyron O, Dormoy, I. 2010. Abrupt climate changes of the last deglaciation detected in a Western Mediterranean forest record. *Climate of the Past* 6, 245–264
- Florschütz F, Menéndez-Amor J, Wijmstra T. 1971. Palynology of a thick Quaternary succession in S. Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 10, 233-64
- Fombella-Blanco MA, García-Rovés E, Puente García E. 2003. Comparative palynological analysis between the San Isidro and Leitariegos Holocene sequences, NW Spain. *Acta Palaeontologica Sinica* 42 (1), 111-117
- Font i Quer P. 1954. La vegetación. En Terán (ed.): *Geografía de España y Portugal*. Montaner y Simón, Barcelona. Tomo 2, 141-271
- Fortea J. 1973. Los complejos microlaminares y geométricos del epipaleolítico mediterráneo español. Universidad de Salamanca
- Franz H. 1967. Beiträge zur Kenntnis der Bodenentwicklung in NW-Spanien aufgrund fossiler Boden. *Anales de Edafología y Agrobiología* 26, 33-51
- Fremlin JH. 1974. Thermoluminescence Measurements of Objects Too Old for Carbon Dating, pp. 80e87. *Conferences Reports*, Boston
- Fumanal P. 1982. VI-Sedimentología. En: Aparicio J, Pérez M, Vives E, Fumanal P, Dupré M (Eds), *La cova de les Calaveres (Benidoleig, Alicante)*. Servicio de Investigación Prehistórica, Serie de Trabajos Varios 75, Valencia, pp 49-76
- Fumanal MP. 1994. El yacimiento musteriense de El Salt (Alcoi, País Valenciano): rasgos geomorfológicos y climatoestratigrafía de sus registros. *Saguntum-PLAV* 27, 39-56
- Fumanal P, Dupré M. 1982. VIII-Consideraciones finales derivadas de los análisis sedimentológicos y palinológicos. En: Aparicio J, Pérez M, Vives E, Fumanal P, Dupré M (Eds), *La cova de les Calaveres (Benidoleig, Alicante)*. Servicio de Investigación Prehistórica, Serie de Trabajos Varios 75, Valencia, pp 85-86
- Fumanal P, Carrión JS. 1992. El tránsito del Paleolítico Medio-Superior en la Cova de Beneito (Muro, Alicante). Avance del estudio estratigráfico y sedimentológico. *Intercambios culturales durante la Prehistoria. Actas del Congreso Aragón-Litoral Mediterráneo, Institución Fernando el Católico, Diputación de Zaragoza, Zaragoza*, pp 107-116
- Fumanal MP, Olmo J. 1997. Les societats depredadores del Montgó: Estratègies d'aprofitament de recursos a Cova Foradada. *Comentari geomorfològic i sedimentologia del seu registre*. *Aguaites*, 13-14, 49-59
- Galan L, Vegas J, Gallardo-Galan JL, Ruiz-Zapata B, Gil-García MJ, Ortiz JE, Moreno L, García-Cortes A, Torres T. 2012. Identificación de episodios climáticos fríos mediante el registro de susceptibilidad magnética en la secuencia lacustre del maar del Fuentillejo (Ciudad Real). *Geo-Temas* 13, 232-236
- Gallardo Millán JL, Vegas Salamanca J, García Cortés A, Galán de Frutos LA, Pérez González A, 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*. *Geotemas*, (VII Congreso Geológico de España) nº. 10, 246-248
- Galván B, Hernández CM, Mallol C, Machado J, Sistiaga A, Molina FJ, Pérez LJ, Afonso R, Garranda MD, Mercier N, Morales JV, Sanchis A, Tarrío A, Gómez JA, Rodríguez Á, Abreu I, Vidal-Matutano P. 2014. El Salt. Últimos neandertales de la montaña alicantina (Alcoy, España). En: Carbonell E, Bermúdez de Castro JM, Arsuaga JL. *Los cazadores recolectores del Pleistoceno y del Holoceno en Iberia y el Estrecho de Gibraltar: Estado actual del conocimiento del registro arqueológico*. Universidad de Burgos y Fundación Atapuerca. Burgos. pp. 380–388
- García-Alix A, Jiménez-Moreno G, Jiménez-Espejo FJ, García-García F, Delgado Huertas A. 2014. An environmental snapshot of the Bølling interstadial in Southern Iberia. *Quaternary Research* 81, 284-294

- García-Amorena I. 2007. Evolución de los bosques en la costa Atlántica ibérica durante el Cuaternario. Implicaciones paleoclimáticas. Tesis Doctoral. Silvopascicultura ETSI Montes (UPM), 288 pp
- García-Amorena I, Gómez-Manzaneque F, Rubiales JM, Granja HM, Soares G, Morla C. 2007. The Late Quaternary coastal forests of western Iberia: A study of their macroremains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 254, 448-461
- García-Amorena I, Rubiales JM, Moreno Amat E, Iglesias González R, Gómez-Manzaneque F. 2011. New macrofossil evidence of *Pinus nigra* Arnold on the Northern Iberian Meseta during the Holocene. *Review of Palaeobotany and Palynology* 163, 281-288
- García-Antón M. 1987. Estudio polínico preliminar de los yacimientos de la sierra de Atapuerca (Burgos). En: Aguirre E, Carbonell E, Bermúdez de Castro JM (Eds), *El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la sierra de Atapuerca*. Junta de Castilla y León, Soria, pp 55-59
- García-Antón M. 1989. Estudio palinológico de los yacimientos mesopleistocenos de Atapuerca (Burgos): reconstrucción paisajística y paleoclimática. Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Madrid, 212 pp
- García-Antón M. 1992. Paleovegetación del Pleistoceno Medio de Atapuerca a través del análisis polínico. En: Bermúdez de Castro JM, Arsuaga JL, Carbonell E (Eds), *Evolución Humana en Europa y los yacimientos de la Sierra de Atapuerca*. Junta de Castilla y León, Medina del Campo, Valladolid, pp 147-165
- García-Antón M. 1995. Pollen analysis of Middle Pleistocene palaeovegetation at Atapuerca. En: Bermúdez JM, Arsuaga JL, Carbonell E (Eds). *Human Evolution in Europe and the Atapuerca evidence*. Publicaciones de la Junta de Castilla y León 1, Valladolid, pp 147-165
- García-Antón M. 1998. Reconstrucciones de paleovegetación en Atapuerca, según análisis polínicos. En: Aguirre E (Ed), *Atapuerca y la evolución humana*. Centro de Estudios Ramón Areces SA, Madrid, pp 63-71
- García-Antón M, Sainz-Ollero H. 1991. Pollen records on the Atapuerca Middle Pleistocene site (Burgos, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 85, 199-206
- García-Díez M, Vaquero M. 2015. Looking at the camp: Paleolithic depiction of a hunter-gatherer campsite. *PLoS One* 10 (12), e0143002
- García-Guixé E, Martínez-Moreno J, Mora R, Núñez M, Richards MP. 2009. Human and animal stable isotope analysis from late Upper Palaeolithic site of Balma Guilanyà, Southeastern Pre-Pyrenees, Spain. *Journal of Archaeological Sciences* 36, 1018–1026
- García-Rovés E. 2007. Dinámica de la Paleovegetación y cambios climáticos durante el Tardiglacial y Holoceno en secuencias sedimentarias de la provincia de León. Tesis Doctoral. Universidad de León, 247 pp
- García-Rovés E, Puente García E, Fombella-Blanco MA, Ruiz-Zapata MB, Marcos Varela L. 2001. Primeros resultados palinológicos de la turbera del Puerto de Leitariagos, Provincia de León. En: Moreno Grau S, Elvira Rendueles B, Moreno Angosto JM (Eds), XIII Simposio de la Asociación de Palinólogos en Lengua Española (APLE). Universidad Politécnica de Cartagena, Cartagena, pp 283-290
- Garralda MD. 1970. Problemas en torno al Paleolítico de la cueva de La Carigüela en Piñar (Granada). XI Congreso Nacional de Arqueología, Zaragoza, pp 190-198
- Geurts MA. 1977. Premières données à l'étude palynologique des dépôts calcareux quaternaires en Catalogne. *Acta Geológica Hispánica* 12, 86-89
- Geurts MA. 1979. Approche palynostratigraphique des dépôts calcareux quaternaires dans la région de Banyoles-Besalú (Catalogne). En: Julià R, Marqués MA, Mir A, Serrat D, Gallart F (Eds), *Actas de la IV Reunión del Grupo de trabajo del Cuaternario*, Barcelona, pp 106-116
- Gil-García MJ, Dorado-Valiño M, Valdeolillos Rodríguez A, Ruiz-Zapata MB. 2002. Late-glacial and Holocene paleoclimatic record from Sierra de Cebollera (northern Iberian range, Spain). *Quaternary International* 93-94, 13-18
- Gil-García MJ, Ruiz-Zapata MB, Rubio-Jara S, Panera J, Pérez-González A. 2019. Landscape evolution during the Middle and Late Pleistocene in the Madrid basin (Spain) vegetation dynamics and human activity in the Jarama-Manzanares rivers (Madrid) during the Pleistocene. *Quaternary International* 520, 39-48
- Giralt S, Burjachs F, Roca JR, Julià R. 1999. Late Glacial to Early Holocene environmental adjustment in the Mediterranean semi-arid zone of the Salines playa-lake (Alacant, Spain). *Journal of Palaeolimnology* 21, 449-460
- Göksü HY. 1973. Thermoluminescence Dating of Burned Flints. Manuscript, unpublished Ph.D. thesis. University of Birmingham, U.K.G
- Göksü HY, Fremlin JH, Irwin HT, Fryxell R. 1974. Age determination by athermoluminescent method. *Science* 183, 651-654
- Gómez-Orellana L. 2002. El último ciclo glacial-interglacial en el litoral del NW ibérico: dinámica climática y paisajística. Tesis Doctoral. Escola Politécnica Superior. Universidad de Santiago de Compostela, 335 pp
- Gómez-Orellana L, Ramil-Rego P, Muñoz-Sobrino C. 1998. Una nueva secuencia polínica y cronológica para el depósito pleistoceno de Mougás (NW de la Península Ibérica). *Revue de Paléobiologie* 17 (1), 35-47
- Gómez-Orellana L, Ramil-Rego P, Muñoz-Sobrino C, Rodríguez-Gutián M. 2001. Análisis polínico y cronológico de los depósitos pleistocenos de Moudice (Cangas de Foz, Lugo) y Río Boó (Muras, Lugo). En: Fombella-Blanco MA, Fernández González D, Valencia Barrera RM (Eds), *Palinología: Diversidad y Aplicaciones*. Secretariado de Publicaciones, Universidad de León, León, pp 153-160
- Gómez-Orellana L, Ramil-Rego P, Muñoz-Sobrino C. 2007. The Würm in NW Iberia, a pollen record from Area Longa (Galicia). *Quaternary Research* 67, 438-52

- González Morales M, Straus LG. 2000a. El depósito arqueológico de la Prehistoria reciente de la Cueva del Mirón (Ramales, Cantabria): bases estratigráficas para una secuencia regional. En: Oliveira Jorge V (Ed), 3º Congreso de Arqueología Peninsular. Actas Vol. IV, ADECAP, Porto, pp 49-65
- González Morales M, Straus LG. 2000b. La Cueva del Mirón (Ramales de La Victoria, Cantabria): Excavaciones 1996-1999. *Trabajos de Prehistoria* 57 (1), 121-133
- González Morales M, Straus LG. 2009. Extraordinary Early magdalenian finds from El Mirón Cave, Cantabria (Spain). *Antiquity* 83, 267-281
- González-Ramón A, Andreo B, Ruiz Bustos A, Richards DA, López Sáez JA, Alba Sánchez F. 2012. Late Quaternary palaeoenvironmental record from a sedimentary fill in Cucú Cave, Almería, SE Spain. *Quaternary Research* 77, 264-272
- González-Sampériz P. 1998. Estudio palinológico de la Cueva de En Pardo (Planes, Alicante). Primeros resultados. *Cuaternario y Geomorfología* 12 (1-2), 45-61
- González-Sampériz P. 2004. Evolución paleoambiental del sector central de la cuenca del Ebro durante el Pleistoceno superior y Holoceno. Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC, Zaragoza, 210 pp
- González-Sampériz P. 2014. Esterilidad polínica y polución entomófila en los yacimientos de Forcas I y II (Graus, Huesca). Datos paleoambientales a partir de estudios palinológicos En Utrilla P, Mazo C. (eds.), *La Peña de las Forcas (Graus, Huesca). Un asentamiento estratégico en la confluencia del Ésera y el Isábena*. Universidad de Zaragoza. Monografías Arqueológicas. *Prehistoria*, 46, 83-87
- González-Sampériz P, Montes L, Utrilla P. 2003. Pollen in hyena coprolites from Gabasa Cave (northern Spain). *Review of Palaeobotany and Palynology* 126, 7-15
- González-Sampériz P, Valero-Garcés BL, Carrión JS. 2004. Was the Ebro Valley a glacial refugium for temperate trees? *Anales de Biología* 26, 13-20
- González-Sampériz P, Valero-Garcés BL, Carrión JS, Peña-Monné JL, García-Ruiz JM, Martí-Bono C. 2005. Glacial and Lateglacial vegetation in Northeastern Spain: new data and a review. *Quaternary International* 140-141, 4-20
- González-Sampériz P, Valero-Garcés BL, Moreno A, Jalut G, García-Ruiz JM, Martí-Bono C, Delgado-Huertas A, Navas A, Otto T, Dedoubat JJ. 2006. Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research* 66, 38-52
- González-Sampériz P, Leroy SAG, Carrión JS, Fernández S, García-Antón M, Gil García MJ, Uzquiano P, Valero-Garcés B, Figueral I. 2010. Steppes, savannahs, forests and phytodiversity reservoirs during the Pleistocene in the Iberian Peninsula. *Review of Palaeobotany and Palynology* 162, 427-457
- González-Sampériz P, García-Prieto E, Aranbarri J, Valero-Garcés BL, Moreno A, Gil-Romera G, Sevilla-Callejo M, Santos L, Morellón M, Mata P, Andrade A, Carrión JS. 2013. Reconstrucción paleoambiental del último ciclo glacial-interglacial en la Iberia continental: la secuencia del Cañizar de Villarquemado (Teruel). *CIG* 39 (1), p. 49-76
- González-Sampériz P, Aranbarri J, Pérez-Sanz A, Gil-Romera G, Moreno A, Leunda M, Sevilla-Callejo M, Corella JP, Morellón M, Oliva B, Valero-Garcés B. 2017. Environmental and climate change in the Southern Central Pyrenees since the Last Glacial Maximum: A view from the lake records. *Catena* 149, 668-688
- González-Sampériz P, Gil-Romera G, García-Prieto E, Aranbarri J, Moreno A, Morellón M, Sevilla-Callejo M, Leunda M, Santos L, Franco-Múgica F, Andrade A, Carrión JS, Valero-Garcés BL. 2020. Strong continentality and effective moisture drove unforeseen vegetation dynamics since the last interglacial at inland Mediterranean areas: The Villarquemado sequence in NE Iberia. *Quaternary Science Reviews* 242, 106425.
- González-Vila FJ, Polvillo O, Boski T, Moura D, de Andrés JR. 2003. Biomarker patterns in a time-resolved Holocene/terminal Pleistocene sedimentary sequence from the Guadiana river estuarine area (SW Portugal/Spain border). *Organic Geochemistry* 34, 1601-1613
- Gouzy A, Malaize B, Pujol C, Charlier K. 2004. Climatic "pause" during termination II identified in shallow and intermediate waters off the Iberian margin. *Quaternary Science Reviews* 23, 1523-1528
- Granja H. 1999. Evidence for Late Pleistocene and Holocene sea-level, neotectonic and climate control in the coastal zone of northwest Portugal. *Geologie en Mijnbouw* 77, 233-245
- Grimm EC. 1987. CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers and Geosciences* 13, 13-35
- Guerrero VM, Calvo M. 2008. Resolviendo incertidumbres. Nuevos datos sobre las primeras ocupaciones humanas de las Baleares. In: Hernández M, Soler JA, López JA. (Eds.), *Actas del IV Congreso del Neolítico Peninsular (Alicante, 27 al 30 noviembre 2006)*. Tomo II. Museo Arqueológico de Alicante, Alicante, pp. 331-339
- Hannon GE. 1985. Late Quaternary vegetation of Sanabria Marsh, North West Spain. M.Sc. Tesis doctoral. Trinity College, Dublin, Ireland
- Hewitt GM. 1999. Post-glacial re-colonization of European biota. *Biological Journal of the Linnean Society* 68 (1-2), 87-112
- Hooghiemstra H, Stalling H, Agwu COC, Dupont LM. 1992. Vegetational and climatic changes at the northern fringe of the Sahara 250,000-5000 years BP: evidence from 4 marine pollen records located between Portugal and the Canary Islands. *Review of Palaeobotany and Palynology* 74, 1-53
- Hoyos M, Utrilla P, Montes L, Cuchi JA. 1992. Estratigrafía, sedimentología y paleoclimatología de los depósitos musterienses de la Cueva de los Moros de Gabasa. *Cuaternario y Geomorfología* 6 (1-4), 143-156

- Hughen KA, Baillie MGL, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Bertrand C, Blackwell PG, Buck CE, Burr G, Cutler KB, Damon PE, Edwards RL, Fairbanks RG, Friedrich M, Guilderson TP, Kromer B, McCormac FG, Manning S, Bronk Ramsey C, Reimer PJ, Reimer RW, Remmele S, Southon JR, Stuiver M, Talamo S, Taylor FW, van der Plicht J, Weyhenmeyer CE. 2004. Marine04 Marine Radiocarbon Age Calibration, 0-26 Cal Kyr BP. *Radiocarbon* 46, 1059-1086
- Iriarte MJ. 2000. El entorno vegetal del yacimiento paleolítico de Labelo Koba (Arrasate, País Vasco): análisis polínico. *Munibe (Antropología-Arkeología)* 52, 89-106
- Iriarte MJ. 2001. El entorno vegetal de los pobladores prehistóricos de Aizpea: análisis polínico. En: Barandiarán I, Cava A (Eds). *Cazadores-recolectores en el Pirineo navarro. El sitio de Aizpea entre 8000 y 6000 BP. Anejos Veleia, series Maior 10*, Universidad del País Vasco, Vitoria-Gasteiz, pp 315-324
- Iriarte MJ, Muñoz-Sobrino C, Ramil-Rego P, Rodríguez-Guitián M. 2001. Análisis palinológico de la turbera de San Mamés de Abar (Burgos). En: Fombella-Blanco MA, Fernández D, Valencia R (Eds), *Palinología: Diversidad y Aplicaciones*. Servicio de Publicaciones Universidad de León, León, pp 87-93
- Iriarte MJ, Gómez-Orellana L, Muñoz-Sobrino C, Ramil-Rego P, Arrizabalaga A. 2005. La dinámica de la vegetación en el NW peninsular durante la transición del Paleolítico Medio al Paleolítico Superior. *Monografías del Museo de Altamira* 20, Santander, pp 231-253
- Isturiz MJ, Sánchez-Goñi MF. 1990. Investigaciones palinológicas en la prehistoria vasca. *Munibe (Antropología-Arkeología)* 42, 277-285
- Iturbe G, Fumal MP, Carrión JS, Cortell E, Martínez R, Guillem PM, Garraida MD, Vandermeersch B. 1993. Cova Beneito (Muro, Alicante): una perspectiva interdisciplinar. *Recerques del Museu d'Alcoi* 2, 23-88
- Jalut G, Montserrat Martí JM, Fontugne M, Delibrias G, Vilaplana JM, Julià R. 1992. Glacial to Interglacial vegetation changes in the northern and southern Pyrenees: deglaciation, vegetation cover and chronology. *Quaternary Science Reviews* 11, 449-480
- Jiménez Sánchez M, Fariás Arquer P. 2002. New radiometric and geomorphologic evidences of a 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
- Jones SE, Burjachs F, Ferrer-García C, Giral S, Schulte L, Fernández-López de Pablo J. 2018. A multi-proxy approach to understanding complex responses of salt-lake catchments to climate variability and human pressure: A Late Quaternary case study from south-eastern, Spain. *Quaternary Science Reviews* 184, 201-223
- Jordá Pardo JF, Aura Tortosa JE. 2006. Radiocarbono, cronoestratigrafía y episodios ocupacionales en el Pleistoceno superior y Holoceno de la Cueva de Nerja (Málaga, Andalucía, España). *Zona Arqueológica* 7, Miscelánea en Homenaje a Victoria Cabrera Volumen 1, Museo Arqueológico Regional, Comunidad de Madrid, pp 579-595
- Jordá Pardo JF, Aura Tortosa JE. 2008. 70 fechas para una cueva. Revisión crítica de 70 dataciones C14 del Pleistoceno Superior y Holoceno de la Cueva de Nerja (Málaga, Andalucía, España). *Espacio, Tiempo y Forma. Serie I, Nueva época. Prehistoria y Arqueología* t1, pp 239-256
- Jordá Pardo JF, Aura EJ, Álvarez E, Avezuela B, Badal E, Maestro A, Morales JV, Pérez M, Villalba M^oP. 2011. Evolución paleogeográfica, paleoclimática y paleoambiental de la costa meridional de la Península Ibérica durante el Pleistoceno superior. El caso de la Cueva de Nerja (Málaga, Andalucía, España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Sec. Geol.*, 105 (1-4), 137-147
- Jover Maestre FJ, Torregrosa P, García-Atienzar G, Pastor-Quiles M, Luján A, Molina FJ, Pérez-Díaz S, Ruiz-Alonso M, López-Sáez JA, Ferrer C, Tormo-Cuñat C. 2018. Los inicios del Neolítico en las tierras meridionales valencianas: a propósito de la Cova dels Calderons (La Romana, Alicante). *Munibe (Antropología-Arkeología)* 69, 93-121
- Julià R. 1980. La conca lacustre de Banyoles-Besalú. *Monografies del centre d'Estudis Comarcals de Banyoles*. Instancopy, Girona, 187 pp
- Julià R, Suc JP. 1980. Analyse pollinique des dépôts lacustres du Pléistocène inférieur de Banyoles (Banòles, site de Bòbila Ordis-Espagne): un élément nouveau dans la reconstitution de l'histoire paléoclimatique des régions méditerranéennes d'Europe occidentale. *Géobios* 13, 5-19
- Julià R, Luque JA. 2006. Climatic changes vs. catastrophic events in lacustrine systems: a geochemical approach. *Quaternary International* 158, 162-171
- Julià R, Negendank JFW, Seret G, Brauer A, Burjachs F, Endres C, Giral S, Parés JM, Roca JM. 1994a. Origin and evolution of desertification in the Mediterranean environment in Spain. Informe final del proyecto europeo EV5V-CT91-0037. Bruselas
- Julià R, Negendank JFW, Seret G, Brauer A, Burjachs F, Endres C, Giral S, Parés JM, Roca JM. 1994b. Holocene climatic change and desertification in Western Mediterranean. *Schriften der Alfred Wegener Stiftung, Terra Nostra* 1/94, 81-84
- Julià R, Luque JA, Riera S, Alejandro JA. 2007. Climatic and Land Use Changes on the NW of Iberian Peninsula Recorded in a 1,500-year record from Lake Sanabria. *Contributions to Science* 3, 355-370
- Kaal J, Carrión Marco Y, Asouti E, Martín Seijo M, Martínez Cortizas A, Costa Casáis M, Criado Boado F. 2011. Long-term deforestation in NW Spain: linking the Holocene fire history to vegetation change and human activities. *Quaternary Science Reviews* 20, 161-175
- Kaal J, Criado-Boado F, Costa-Casais M, López-Sáez JA, López-Merino L, Mighall T, Carrión Y, Silva Sánchez N, Martínez Cortizas A. 2013. Prehistoric land use at an archaeological hot-spot (the rock art park of Campo Lameiro, NW Spain) inferred from charcoal, synanthropic pollen and non-pollen palynomorph proxies. *Journal of Archaeological Science* 40 (3), 1518-1527
- Kunst M, Rojo M. 2000. Ambrona 1998. Die neolithische Fundkarte und 14C Datierungen. *Madrider Mitteilungen* 41, 1-31

- Lebreton V, Renault-Miskovksy J, Carrión JS, Dupré M. 2006. Etude palynologique du remplissage de la grotte du Boquete de Zafarraya. En: Barroso C, de Lumley H (Eds), La Grotte du Boquete de Zafarraya. Monographies Institut de Paléontologie Humaine, Junta de Andalucía, Consejería de Cultura, Málaga, pp 629-660
- Leroy SAG. 1987. Analyse palynologique de deux nouvelles sections du Pléistocène Inférieur de Banyoles (Catalogne). Actas del VI Simposio de Palinología, APLE, Salamanca, pp 303-313
- Leroy SAG. 1988. Image pollinique d'une steppe du Pliocène Supérieur à Bòbila Ordis, Banyoles (Catalogne). Institut Français de Pondichéry, Trav. Sec. Sci. Techn. 75, 197-207
- Leroy SAG. 1990. Paléoclimats Plio-Pléistocènes en Catalogne et Languedoc d'après la palynologie de formations lacustres. Tesis doctoral. Université Catholique de Louvain, Belgique, 514 pp
- Leroy SAG. 1997. Climatic and non-climatic lake-level changes inferred from a Plio-Pleistocene lacustrine complex of Catalonia (Spain), palynology of the Tres Pins sequences. *Journal of Paleolimnology* 17, 347-367
- Leroy SAG. 2008. Vegetation cycles in a disturbed sequence around the Cobb-Mountain subchron in Catalonia. *Journal of Paleolimnology* 40 (3), 851-868
- Leroy SAG, Julià R, Agustí J, Løvlie R, Coen M, Magnin F, Seret G, Suc JP. 2001. The Lower Pleistocene lacustrine sequences of Tres Pins and Bòbila Ordis (Catalonia). Fieldguide, 3rd SEWG workshop, Girona, Terra Nostra 2, 63-77
- Leroi-Gourhan A. 1966. Análisis polínico de la cueva de El Otero. En: González Echegaray J, García Guinea MA, Begines Ramírez A (Eds), Excavaciones en la cueva del Otero (Santander). Excavaciones arqueológicas en España 53. Ministerio de Educación, Madrid, pp 83-85
- Leroi-Gourhan A. 1971. Análisis polínico de la cueva Morín. En: González Echegaray J, Freeman LG (Eds), Cueva Morín: excavaciones 1966-1968. Publicaciones del Patronato de las cuevas prehistóricas de la provincia de Santander, Santander, pp 359-365
- Leroi-Gourhan A. 1986. The palynology of La Riera cave. En: Strauss LG, Clark GA (Eds), La Riera Cave. Anthropological Research Papers 36, 59-64
- Lézine AM, Denèfle M. 1997. Enhanced anticyclonic circulation in the eastern North Atlantic during cold intervals of the last deglaciation inferred from deep-sea pollen records. *Geology* 25, 119-122
- Llana Rodríguez JC, Villar Quinteiro R, Martínez-Cortizas A. 1996. Secuencia paleoambiental y cultural de la cueva de A Valiña (Castroverde, Lugo): una ocupación Chatelperroniense en Galicia. En: Pérez-Alberti A, Martini P, Chesworth W, Martínez-Cortizas A (Coords), Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios. Xunta de Galicia. Consellería de Cultura. Santiago, pp 97-112
- López-García P. 1977. Análisis polínico de Verdelpino (Cuenca). *Trabajos de Prehistoria* 34, 82-84
- López-García P. 1978. Resultados polínicos del Holoceno en la Península Ibérica. *Trabajos de Prehistoria* 35, 1-44
- López-García P. 1982. Abautz: análisis polínico. *Trabajos de Arqueología Navarra* 3, 355-358
- López-García P. 1985. Resultados de análisis polínicos del Holoceno en la Meseta española procedentes de yacimientos arqueológicos. *Anales de la Asociación de Palinólogos de Lengua Española* 2, 283-288
- López-García P. 1986. Estudio palinológico del Holoceno español a través del análisis de yacimientos arqueológicos. *Trabajos de Prehistoria* 43, 143-158
- López-García P. 1987. Datos polínicos del Holoceno de Navarra y Aragón. En: Civis Llovera J, Valle Hernández MF (Eds), Actas del VI Simposio de Palinología APLE, septiembre de 1986. *Acta Salmanticensis* 65, Universidad de Salamanca, Salamanca, pp 315-320
- López-García P. 1988. Análisis palinológico. La cueva de Ambrosio (Vélez Blanco, Almería) y su posición cronoestratigráfica en el Mediterráneo Occidental. *British Archaeological Reports* 462, 127-134
- López-Merino L. 2009. Paleoambiente y antropización en Asturias durante el Holoceno. Tesis doctoral. Universidad Autónoma de Madrid, 274 pp
- López-Merino L, Martínez Cortizas A, López-Sáez JA. 2011a. Human-induced changes on wetlands: a study case from NW Iberia. *Quaternary Science Reviews* 30, 2745-2754
- López-Merino L, Moreno A, Leira M, Sigró J, González-Sampériz P, Valero-Garcés BL, López-Sáez JA, Brunet M, Aguilar E. 2011b. Two hundred years of environmental change in Picos de Europa National Park inferred from sediments of Lago Enol, northern Iberia. *Journal of Paleolimnology* 46, 453-467
- López-Merino L, Silva Sánchez N, Kaal J, López-Sáez JA, Martínez Cortizas A. 2012. Post-disturbance vegetation dynamics during the Late Pleistocene and the Holocene: An example from NW Iberia. *Global and Planetary Change* 92-93, 58-70
- López-Sáez JA, López-García P. 1999. Rasgos paleoambientales de la transición Tardiglacial-Holoceno (16-7.5 Ka BP) en el Mediterráneo ibérico, de Levante a Andalucía. En: Fumanal MP (Ed), *Geoarqueología i Quaternari litoral*. Memorial, Departament de Geografia, Universitat de València, València, pp 139-152
- López Sáez JA, López García P, Burjachs F. 2003. Arqueopalinología: síntesis crítica. *Polen* 12, 5-35
- López-Sáez JA, López-García P, López-Merino L. 2006. La transición Mesolítico-Neolítico en el Valle Medio del Ebro y en el Prepirineo aragonés desde una perspectiva paleoambiental: dinámica de la antropización y origen de la agricultura. *Revista Iberoamericana de Historia* 1, 4-11

- López-Sáez JA, López-García P, Cortés Sánchez M. 2007. Paleovegetación del Cuaternario reciente: Estudio arqueopalinológico. En: Cortés Sánchez M. (Ed), Cueva Bajondillo (Torremolinos). Secuencia cronocultural y paleoambiental del Cuaternario reciente en la Bahía de Málaga. Centro de Ediciones de la Diputación de Málaga, Junta de Andalucía, Universidad de Málaga, Fundación Cueva de Nerja y Fundación Obra Social de Unicaja, Málaga, pp 139-156
- López-Sáez JA, Galop D, Iriarte Chiapusso MJ, López-Merino L. 2007-2008. Paleoambiente y antropización en los Pirineos de Navarra durante el Holoceno medio (VI-IV milenios cal. BC): una perspectiva palinológica. *Veleia* 24-25, 645-653
- López-Sáez JA, López-Merino L, Pérez-Díaz S. 2008. History of the vegetation: an archeopalinological approach. *ANTIQUITAS* 20, 41-47
- López-Sáez JA, Carrasco RM, Turu V, Ruiz Zapata B, Gil García MJ, Luelmo Lautenschlaeger R, Pérez Díaz S, Alba Sánchez F, Abel Schaad D, Ros X, Pedraza J. 2020. Late Glacial-early Holocene vegetation and environmental changes in the western Iberian Central System inferred from a key site: The Navamuño record, Béjar range (Spain). *Quaternary Science Reviews* 230, 106167
- Loublier Y. 1978. Application de l'analyse pollinique à l'étude du paléoenvironnement du remplissage Würmien de la grotte de L'Arbreda (Espagne). Tesis de 3er ciclo, inédita. Académie de Montpellier, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 85 pp
- Løvlie R, Leroy S. 1995. Magnetostratigraphy of Lower Pleistocene Banyoles palaeolake carbonate sediments from Catalonia, NE Spain: evidence for relocation of the Cobb Mountain sub-chron. *Quaternary Science Reviews* 14, 473-485
- Lowe JJ, Rasmussen SO, Björck S, Hoek WZ, Steffensen JP, Walker MJC, Yu ZC, the INTIMATE group. 2008. Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group. *Quaternary Science Reviews* 27, 6-17
- Luque JA. 2003. El Lago de Sanabria: un sensor de las oscilaciones climáticas del Atlántico Norte durante los últimos 6.000 años. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona, 389 pp
- Magri D, Parra I. 2002. Late Quaternary western Mediterranean pollen records and African winds. *Earth and Planetary Science Letters* 200, 401-408
- Maíllo Fernández JM, Valladas H, Bernaldo de Quirós F. 2001. Nuevas dataciones para el Paleolítico superior de Cueva Morin (Villanueva de Villaescusa, Cantabria). *Espacio, Tiempo y Forma, Serie I, Prehistoria y Arqueología* 14, 145-150
- Maldonado Ruiz J. 1994. Evolución Tardiglacial y Holocena de los macizos del Noroeste Peninsular. Tesis Doctoral. Escuela Trcnica Superior de Ingenieros de Montes, Universidad Politrnica de Madrid
- Mallol C, Hernández CM, Mercier N, Falguères C, Carrancho Á, Cabanes D, Vidal-Matutano P, Connolly R, Pérez L, Mayor A, Ben Arous E, Galván B. 2019. Fire and brief human occupations in Iberia during MIS 4: Evidence from Abric del Pastor (Alcoy, Spain). *Scientific Reports* 9, 18281
- Manzano L, Expósito A, Pérez-González A, Soto E, Sesé C, Yravedra J, Ruiz-Zapata B, Millán A, Benítez P, Torres T, Mondéjar JA, Zarco E, Sánchez H, Citores A, Ramos M, Rodríguez A, Citores A, Ramos M, Rodríguez A. 2010. El yacimiento arqueopaleontológico de E.D.A.R. CULEBRO 1 (Estación Depuradora de Aguas Residuales de la Cuenca Baja del Arroyo Culebro. In: Ministerio de Medio Ambiente. Confederación Hidrográfica del Tajo. Actas de las V jornadas de patrimonio arqueológico en la Comunidad de Madrid. Celebradas en el Museo Arqueológico Regional de la Comunidad de Madrid del 12-14 de noviembre de 2008. Alcalá de Henares. Madrid, pp. 203-214
- Mariezkurrena C. 1990. Dataciones absolutas para la Arqueología Vasca. *Munibe (Antropología-Arkeologia)* 42, 287-304
- Martín-Arroyo T. 1998. Paleoclimatología y Paleoambiente durante el Pleistoceno Medio y Superior en el valle del Tajo. Tesis doctoral. Universidad de Alcalá de Henares, 173 pp
- Martín-Arroyo T, Ruiz-Zapata B, Pérez-González A. 1996. Paleoambiente en el valle del río Tajo durante el Pleistoceno superior: Primeros datos polínicos En: Ramil-Rego P, Fernández Rodríguez C, Rodríguez Guitián M (Coords), Biogeografía Pleistocena-Holocena de la Península Ibérica. Xunta de Galicia. Consellería de Cultura. Santiago de Compostela, pp 73-83
- Martín-Arroyo T, Ruiz-Zapata B, Pérez-González, Dorado-Valiño M, Valdeolmillos Rodríguez A, Gil-García MJ. 2000. Registro paleoclimático del Pleistoceno Medio en el valle del Tajo. *Geotemas* 1 (4), 259-262
- Martínez-Alfaro, Á., Badal García, E., Eixea Vilanova, A., Martínez-Varea, C. M., Real Margalef, C., Aura Tortosa, J. E. y Villaverde Bonilla, V. 2022. Abric de la Ratlla del Bubo (Crevillent, Alicante). Resultados de las campañas de 1986-1991. Nuevos datos sobre su secuencia paleolítica. *Lucentum, Online First*, 1-25.
- Martínez-Andreu M. 1989. El Magdalenense Superior en la costa de Murcia. Editora Regional Murciana, Murcia, 189 pp
- Martínez-Cortizas A, Moares Domínguez C, García-Rodeja E. 1996. El depósito Pleistoceno de Moucide. Propiedades Físico-Químicas y mineralógicas y evolución. En: Pérez-Alberti A, Martín P, Chesworth W, Martínez-Cortizas A (Coord), Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios. Xunta de Galicia, Galicia, pp 345-356
- Martínez Cortizas A, López-Merino L, Bindler R, Mighall T, Kylander M. 2013. Atmospheric Pb pollution in N Iberia during the late Iron Age / Roman times reconstructed using the high-resolution record of La Molina mire (Asturias, Spain). *Journal of Paleolimnology* 50, 71-86.
- Martínez-Moreno J, Mora R. 2009. Balma Guilanyà (Prepirineo de Lleida) y el Aziliense en el noreste de la Península Ibérica. *Trabajos de Prehistoria* 66 (2), 45-60

- Martínez-Moreno J, Mora R, de la Torre I. 2010. The Middle-to-Upper Palaeolithic transition in Cova Gran (Catalunya, Spain) and the extinction of Neanderthals in the Iberian Peninsula. *Journal of Human Evolution* 58, 211-226
- Martínez-Pillado V, Aranburu A, Arsuaga JL, Ruiz-Zapata B, Gil-García MJ, Stoll H, Yusta I, Iriarte E, Carretero JM, Lawrence Edwards R, Cheng H. 2014. Upper Pleistocene and Holocene palaeoenvironmental records in Cueva Mayor karst (Atapuerca, Spain) from different proxies: speleothem crystal fabrics, palynology, and archaeology. *International Journal of Speleology*, 43 (1), pp. 1-14
- Martínez-Varea CM. 2020. Gathering in the dunes. Seeds and fruits from the Gravettian levels of Cova de les Cendres (Teulada-Moraira, Alicante, Spain). *Journal of Archaeological Science: Reports* 33, 102540
- Martínez-Varea CM, Badal E. 2018. Plant use at the end of the Upper Palaeolithic. *Archaeobotanical remains from Cova de les Cendres (Teulada-Moraira, Alicante, Spain)*. *Vegetation History and Archaeobotany* 27, 3–14
- Martínez-Varea CM, Carrión Marco Y, Badal García E. 2019. Preservation and decay of plant remains in two Palaeolithic sites: Abrigo de la Quebrada and Cova de les Cendres (Eastern Spain). What information can be derived? *Journal of Archaeological Science: Reports*, 29
- Martínez-Varea CM, Ferrer-Gallego PP, Raigón MD, Badal E, Ferrando-Pardo I, Laguna E, Real C, Roman D, Villaverde V. 2019. Corema album archaeobotanical remains in Western Mediterranean Basin. Assessing fruit consumption during Upper Palaeolithic in Cova de les Cendres (Alicante, Spain). *Quaternary Science Reviews* 207, 1–12
- Mary G. 1989. Cronología de los depósitos del último periodo frío de la costa Cuaternario Ibérico. *AEQUA/GTPEQ*, Madrid, pp 221-224
- Mary G, Medus J, Delibrias G. 1977. Documents sur l'évolution de la flore du Littoral Nord Espagnol au Würm. *Recherches Françaises sur le Quaternaire*. *INQUA 1977. Supplément au Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire* 1 (50), 23-31
- Mas B, Allué E. 2020. Estudi antracològic de la Cova del Toll (Moià), in: Guilaine J, Llongueras M, Petit MA, Oms FX. (Eds.), *El Neolític i l'edat del Bronze a la Cova del Toll (Moià, Barcelona): les excavacions de 1976-1977*. Barcelona: *Monografies del SERP*, 16, 129-148.
- Mas B, Allué E, Alonso ES, Vaquero M. 2021. From forest to settlement: Magdalenian hunter-gatherer interactions with the wood vegetation environment based on anthracology and intra-site spatial distribution. *Archaeological and Anthropological Sciences* 13, 12, 1-18
- Mayor M, Díaz TE. 1977. *La flora asturiana*. Ed. Ayalga, Salinas, 710 pp
- McKeever MH. 1984. Comparative palynological studies of two lake sites in western Ireland and northwestern Spain. Tesis doctoral. Trinity College, Dublin, 63 pp
- McManus JF, Oppo DW, Cullen JL. 1999. A 0.5-Million-Year Record of Millennial-Scale Climate Variability in the North Atlantic. *Science* 283, 971-975
- Menéndez-Amor J. 1975. Análisis esporo-palínico de los sedimentos turbosos de los lagos Enol y Ercina. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)* 1, 311-313
- Menéndez Amor J, Florschütz F. 1959. Algunas noticias sobre el ambiente en el que vivió el hombre durante el gran interglaciar en dos zonas de ambas Castillas. *Estudios Geológicos* 15, 277–283
- Menéndez-Amor J, Florschütz F. 1961. Resultados del análisis palínico de una serie de turba recogida en la Ereta del Pedregal (Navarrés, Valencia). *Archivos de Prehistoria Levantina* 9, 97-99
- Menéndez-Amor J, Florschütz F. 1962. Un aspect de la végétation en Espagne méridionale durant la dernière glaciation et Holocene. *Geologie en Mijnbouw* 41, 131-134
- Menéndez-Amor J, Florschütz F. 1964. Resultados del análisis paleobotánico de una capa de turba en las cercanías de Huelva (Andalucía). *Estudios Geológicos* 20, 183-186
- Menéndez-Amor J, Amorós JL, Galván J. 1964. Estudio palinológico de la Turbera del Estany (Olot, Gerona). *Geologie en Mijnbouw* 43, 118-122
- Méter E. 1978. Contribution à l'étude palynologique de l'Abri Romaní (Catalogne, Espagne). Rapport de DEA en "Géologie des formations sédimentaires", option Palynologie. Université de Provence, Aix-en-Provence (inérita)
- Montes R. 1985. Excavaciones en Cueva Perneras, Lorca (Murcia). *Noticario Arqueológico Hispánico* 23, 9-59
- Montes R. 1989. *El Paleolítico Medio en la costa de Murcia*. Tesis doctoral. Universidad de Murcia, 424 pp
- Montes L, Utrilla P, Hedges R. 2000. Le passage Paléolithique Moyen-Paléolithique Supérieur dans la Vallée de l'Ebre (Espagne). *Datations radiométriques des grottes de Peña Miel et Gabasa*. *Trabalhos de Arqueologia*, 87-102
- Montserrat-Martí J. 1992. Evolución glacial y postglacial del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo: estudio palinológico. *Monografías del Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC, Zaragoza*, 147 pp
- Morales-Molino C, García-Antón M. 2014. Vegetation and fire history since the last glacial maximum in an inland area of the western Mediterranean Basin (Northern Iberian Plateau, NW Spain). *Quaternary Research* 81, 63-77
- Morales-Molino C, Postigo-Mijarra JM, García-Antón M, Zazo C. 2011. Vegetation and environmental conditions in the Doñana Natural Park coastal area (SW Iberia) at the beginning of the last glacial cycle. *Quaternary Research* 75, 205–212
- Morellón M, Valero-Garcés BL, Vegas T, González-Sampériz P, Delgado-Huertas A, Mata P, Moreno A, Rico M, Corella JP. 2009. Late glacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: the Lake Estanya record (NE Spain). *Quaternary Science Reviews* 28, 2582-2599

- Morellón M, Valero-Garcés B, González-Sampérez P, Vegas-Vilarrúbia T, Rubio E, Rieradevall M, Delgado-Huertas A, Mata P, Romero Ó, Engstrom DR, López-Vicente M, Navas A, Soto J. 2011. Climate changes and human activities recorded in the sediments of Lake Estanya (NE Spain) during the Medieval Warm Period and Little Ice Age. *Journal of Paleolimnology* 46, 423-452
- Moreno A, Cacho I, Canals M, Prins MA, Sánchez-Goñi MF, Grimalt JO, Weltje GJ. 2002. Saharan dust transport and high-latitude glacial climatic variability: The Alboran Sea record. *Quaternary Research* 58 (3), 318-328
- Moreno A, Cacho I, Canals M, Grimalt JO, Sánchez-Goñi MF, Shackleton N, Sierro FJ. 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 (14-15), 1623-1636
- Moreno A, López-Merino L, Leira M, Marco-Barba J, González-Sampérez P, Valero-Garcés BL, López-Sáez JA, Santos L, Mata P, Ito E. 2011. Revealing Holocene environmental history from the multiproxy record of a mountain lake (Lago Enol, N Iberian Peninsula). *Journal of Paleolimnology* 46 (3), 327-349
- Müller UC. 2000. A Late-Pleistocene pollen sequence from the Jammertal, south-western Germany, with particular reference to location and altitude as factors determining Eemian forest composition. *Vegetation History and Archaeobotany* 9, 125-131
- Munuera M. 1992. Análisis polínico de la Cueva del Algarrobo (Mazarrón, Murcia). Tesis de Licenciatura. Universidad de Murcia
- Munuera M, Carrión JS. 1991. Palinología de un depósito arqueológico en el sureste ibérico semiárido: Cueva del Algarrobo (Mazarrón, Murcia). *Cuaternario y Geo-morfología* 5, 107-118
- Muñoz-Sobrino C, Ramil-Rego P, Delibes de Castro G, Rojo Guerra M. 1996. Datos paleobotánicos sobre la turbera de La Piedra (Paramo de Tozo, Burgos). En: Ramil-Rego P, Fernández Rodríguez C, Rodríguez-Guitián M (Coord), *Biogeografía Pleistocena-Holocena de la Península Ibérica*. Consellería de Cultura de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, pp 149-163
- Muñoz-Sobrino C, Ramil-Rego P, Rodríguez-Guitián MA. 2001. Vegetation in the mountains of northwest Iberia during the last glacial-interglacial transition. *Vegetation History and Archaeobotany* 10, 7-21
- Muñoz-Sobrino C, Ramil-Rego P, Gómez-Orellana L. 2004. Vegetation of the Lago de Sanabria area (NW Iberia) since the end of the Pleistocene: a palaeoecological reconstruction on the basis of two new pollen sequences. *Vegetation History and Archaeobotany* 13, 1-22
- Naughton F, Sánchez-Goñi MF, Desprat S, Turon JL, Duprat J, Malaize B, Joly C, Cortijo E, Drago T, Freitas MC. 2007. Present-day and past (last 25 000 years) marine pollen signal off western Iberia. *Marine Micropaleontology* 62 (2), 91-114
- Naughton F, Sánchez-Goñi M, Kageyama M, Bard E, Duprat J, Cortijo E, Desprat S, Malaize B, Joly C, Rostek F, Turon JL. 2009. Wet to dry climatic trend in north-western Iberia within Heinrich events. *Earth and Planetary Science Letters* 284, 329-342
- Navarro C, Carrión JS, Munuera M, Prieto AR. 2001. Cavesurface pollen and the palynological potential of karstic caved sediments in palaeoecology. *Review of Palaeobotany and Palynology* 117, 245-265
- Navarro C, Carrión JS, Prieto AR, Munuera M. 2002. Modern cave pollen and its application to describe the palaeorecords in an arid environment. *Complutum* 13, 7-18
- Nonn H. 1960. Les dépôts de la "rasa" cantabrique dans sa partie occidentale (Galicie, Espagne). *Revue de Géomorphologie Dynamique*, año XI (7-8-9), 97-107
- Nonn H. 1966. Les régions cotières de la Galice (Espagne). Étude géomorphologique. *Publications de la Faculté des Lettres de l'Université de Strasbourg*. Foundation Baulig, tomo 3, 591 pp
- Obermaier H, Wernert P. 1918. Yacimiento Paleolítico de las Delicias. *Memorias de la Real Sociedad Española de Historia Natural* XI, pp. 5-35
- Ochando J, Carrión JS, Blasco R, Fernández S, Amorós G, Munuera M, Sañudo P, Fernández Peris J. 2019. Silvicolous Neanderthals in the Far West: the Mid-Pleistocene palaeoecological sequence of Bolomor Cave (Valencia, Spain). *Quaternary Science Reviews* 217, 247-267
- Ochando J, Carrión JS, Blasco R, Rivals F, Rufà A, Demuro M, Arnold L, Amorós G, Munuera M, Fernández S, Rosell J. 2020a. Neanderthals in a highly diverse, Mediterranean-Eurosiberian forest ecotone: the Pleistocene pollen record of Teixoneres Cave, northeastern Spain. *Quaternary Science Reviews* 241, 106429
- Ochando J, Carrión JS, Blasco R, Rivals F, Rufà A, Amorós G, Munuera M, Fernández S, Rosell J. 2020b. The Late Quaternary pollen sequence of Toll Cave, a palaeontological site with evidence of human activities in Northeastern Spain. *Quaternary International* 554, 1-14
- Ochando J, Carrión JS, Rodríguez-Vidal J, Jiménez-Arenas JM, Fernández S, Amorós G, Munuera M, Scott L, Stewart JR, Knul MV, Toro-Moyano I, Ponce de León M, Zollikofer C. 2020c. Palynology and chronology of hyaena coprolites from the Piñar karstic Caves Las Ventanas and Carihuela, southern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 552, 109771
- Ochando J, López-Sáez JA, Pérez-Díaz S, Ramos-Fernández J, Munuera M, Fernández S, Galacho-Jiménez FB, Luelmo-Lautenschlaeger R, Carrión JS. 2020d. A new pollen sequence from southern Iberia suggesting coastal Pleistocene phytodiversity hotspot. *Review of Palaeobotany and Palynology* 281, 104281
- Ochando J, Amorós G, Carrión JS, Fernández S, Munuera M, Camuera J, Jiménez-Moreno G, González-Sampérez P, Burjachs F, Marín-Arroyo AB, Roksandic M, Finlayson C. 2022a. Iberian Neanderthals in forests and savannahs. *Journal of Quaternary Science* 37, 335-362

- Ochando J, Carrión JS, Daura J, Sanz M, Araújo AC, Costa AM. 2022b. Coprolite palynology from Abrigo do Lagar Velho (Portugal) and a revision of Gravettian vegetation in the Iberian Peninsula. *Review of Palaeobotany and Palynology* 299, 104609
- Oldfield F. 1964. Late Quaternary deposits at Le Moura, Biarritz South-West France. *The New Phytologist* 63, 374-409
- Ortiz JE, Torres T, Delgado A, Julià R, Lucini M, Llamas FJ, Reyes E, Soler V, 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
- Paillet D, Bard E. 2002. High frequency palaeoceanographic changes during the past 140,000 yr recorded by the organic matter in sediments of the Iberian margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 181, 431-452
- Palacios D, de Marcos J, Vázquez-Selem L. 2011. Last Glacial Maximum and deglaciation of Sierra de Gredos, central Iberian Peninsula. *Quaternary International* 233, 16-26
- Pantaleón-Cano J. 1998. Estudi palinològic de sediments litorals de la província d'Almeria. Transformacions del paisatge vegetal dins un territori semiàrid. Tesis doctoral. Universitat Autònoma de Barcelona, Barcelona, 188 pp
- Pantaleón-Cano J, Yll EI, Roure JM. 1999. Evolución del paisaje vegetal en el sudeste de la Península Ibérica durante el Holoceno a partir del análisis polínico. *Saguntum extra* 2, 17-23
- Pantaleón-Cano J, Yll EI, Pérez-Obiol R, Roure JM. 2003. Palynological evidence for vegetational history in semi-arid areas of the western Mediterranean (Almería, Spain). *The Holocene* 13 (1), 109-119
- Pantoja A, Sala MTN, García N, Ruiz Zapata B, Gil García MJ, Aranburu A, Arsuaga JL, Casabo i Bernard J. 2011. Análisis paleontológico del yacimiento del Pleistoceno superior de Cova Foradada (Xàbia, Alicante, España). *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural Sección Geología*. 105, 53-66
- Parés JM, Arnold L, Duval M, Demuro M, Pérez-González A, Bermúdez de Castro JM, Carbonell E, Arsuaga JL. 2013. Reassessing the age of Atapuerca-TD6 (Spain): new paleomagnetic results. *Journal of Archaeological Science* 40, 4586-4595
- Parra I. 1994. Quantification des précipitations à partir des spectres polliniques actuels et fossils: du Tardiglaciaire à l'Holocène supérieur de la côte méditerranéenne espagnole. Tesis doctoral. Université Montpellier II, France, 217 pp
- Peña-Chocarro L, Zapata L, Iriarte MJ, González Morales M, Straus LG. 2005a. The oldest agriculture in Northern Atlantic Spain. *Journal of Archaeological Science* 32 (4), 579-587
- Peña-Chocarro L, Zapata L, García Gazólaz J, González Morales M, Sesma Sesma J, Straus L. 2005b. The spread of agriculture in northern Iberia: new archaeobotanical data from el Mirón Cave (Cantabria) and the open-air site of Los Cascajos (Navarra). *Vegetation History and Archaeobotany* 14 (4), 268-278
- Peñalba C. 1985. Estudio esporopolínico del Neógeno Occidental de la Cuenca del Gua-dalquivir. M.Sc. Thesis. Univ, Salamanca, Spain
- Peñalba MC. 1989. Dynamique de végétation tardiglaciaire et Holocène du centre-nord de l'Espagne d'après l'analyse pollinique. Tesis doctoral. Universidad d'Aix, Marsella, 165 pp
- Peñalba MC. 1990. La vegetación y el clima en los Montes Vascos durante el Pleistoceno superior y el Holoceno según los análisis polínicos. En: Cearreta A, Ugarte FM (Eds), *The Environment and the ffrK Western Pyrenees and the Basque Mountains during the Upper Pleistocene and the Holocene*. Dirección de Ambiente y Diputación Foral de Álava, Vitoria-Gasteiz, pp 89-96
- Peñalba MC. 1994. The history of the Holocene vegetation in northern Spain from pollen analysis. *Journal of Ecology* 82, 815-832
- Peñalba MC, Arnold M, Guiot J, Duplessy JC, de Beaulieu JL. 1997. Termination of the last glaciation in the Iberian Peninsula inferred from the pollen sequence of Quintanar de la Sierra. *Quaternary Research* 48, 205-14
- Pérez-Alberti A, Rodríguez-Gutián MA, Valcárcel Díaz M. 1993. Las formas y depósitos glaciares en las Sierras Septentrionales y Orientales de Galicia. En: Pérez-Alberti A, Guitián Rivera L, Ramil-Rego P (Eds), *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los Caminos Jacobeos*. Xunta de Galicia, pp 61-90
- Pérez Folgado M, Siervo FJ, Flores JA, Cacho I, Grimalt JO, Zahn R, Shackleton N. 2003. Western Mediterranean planktonic foraminifera events and millennial climatic variability during the last 70 kyr. *Marine Micropaleontology* 48 (1-2), 49-70
- Pérez-González A, Santonja M, Gallardo J, Aleixandre T, Sesé C, Soto E, Mora R, Villa P. 1997. Los yacimientos pleistocenos de Torralba y Ambona y sus relaciones con la evolución geomorfológica del Polje de Conquezueta (Soria). *Geogaceta* 21, 175-178
- Pérez-Obiol R. 1988. Histoire Tardiglaciaire et Holocène de la végétation de la région volcanique d'Olot (NE Péninsulabérique). *Pollen Spores* 30 (2), 189-202
- Petit MA. 1998. Posar a l'hora el Relloge de la prehistòria: calibració de les datacions radiocarbòniques de la prehistòria moianesa. *Modiolium* 19, 3-20
- Pinto AC, Clark G, Miller A. 2006. Sopenia, un nuevo yacimiento de Paleolítico Medio y Superior Inicial en el norte de la Península Ibérica. *Actas del IV Congreso de Arqueología Peninsular, Faro (Portugal)*, pp 407-418
- Piqué R. 1995. Aproximació a l'entorn vegetal durant el Paleolític i Mesolític al vessant sud dels prepirineus a partir dels carbons vegetals. In: *Cultures i medi de la prehistòria a l'edat mitjana: 71-78 pp*. Institut d'Estudis Ceretans - Patronat Francesc Eiximenis, Puigcerdà - Osseja

- Pons A, Reille M. 1988. The Holocene and Upper Pleistocene pollen record from Padul (Granada, Spain): a new study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 66, 243-263
- Postigo-Mijarra JM, Burjachs F, Gómez-Manzaneque F, Morla C. 2007. A palaeoecological interpretation of the lower-middle Pleistocene Cal Guardiola site (Terrassa, Barcelona, NE Spain) from the comparative study of wood and pollen samples. *Review of Palaeobotany and Palynology* 146, 247-264
- Postigo-Mijarra JM, Gómez-Manzaneque F, Morla C. 2008. Survival and long-term maintenance of tertiary trees in the Iberian Peninsula during the Pleistocene. First record of *Aesculus* L. (Hippocastanaceae) in Spain. *Vegetation History and Archaeobotany* 17, 351-364
- Postigo-Mijarra JM, Gómez-Manzaneque F, Morla Juaristi C, Zazo C. 2010a. Palaeoecological significance of Late Pleistocene pine macrofossils in the lower Guadalquivir Basin (Doñana natural park, southwestern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 295, 332-343
- Postigo-Mijarra JM, Gómez-Manzaneque F, Morla C. 2017. Woody macroremains from the Acheulian site of Torralba: Occurrence and palaeoecology of *Pinus cf. sylvestris* in the Middle Pleistocene of the Iberian Peninsula. *Comptes Rendus Palevol* 16(3), 225-234
- Prieto AR, Carrión JS. 1999. Tafonomía polínica: sesgos abióticos y bióticos del registro polínico en cuevas. *Publicación Especial de la Asociación Paleontológica Argentina* 6, 59-64
- Queiroz P. 1999. *Ecologia Histórica da Paisagem do Noroeste Alentejano*. Ph. D. Thesis, Universidade de Lisboa
- Queiroz P. 2002. Chapter 9: The Anthracology of the Burial. In: Zilhão J, Trinkaus E. (Eds.), *Portrait of the Artist as a Child. The Gravettian Human Skeleton from the Abrigo do Lagar Velho and Its Archaeological Context*. Instituto Português de Arqueologia, Lisboa, Portugal, pp. 152-153
- Queiroz P, van Leeuwen W, Mateus J. 2002. Chapter 5: The Paleovegetational Context, in: Zilhão J, Trinkaus E. (Eds.), *Portrait of the Artist as a Child. The Gravettian Human Skeleton from the Abrigo do Lagar Velho and Its Archaeological Context*. Instituto Português de Arqueologia, Lisboa, Portugal, pp. 92-111
- Querol MA, Santonja M. 1979. El yacimiento Achelense de Pinedo (Toledo). *Excavaciones Arqueológicas en España*. Ministerio de Cultura, pp 22-36
- Ramos Fernández J, Douka K, Pike AWG, Thomas L, van Calsteren P, Zilhão J. 2012. Dating of the Middle to Upper Paleolithic transition at the Abrigo 3 del Humo (Málaga, Spain). *Mainake* 33, 275-284
- Ramil-Rego P, Gómez-Orellana L. 2002. Nuevos planteamientos para la periodización climática de los territorios Cántabro-Atlánticos de la península Ibérica durante el Pleistoceno Superior. *XV Congreso de Estudios Vascos, Ciencia y Cultura vasca y redes telemáticas, Donostia*, pp 69-91
- Ramil-Rego P, Gómez-Orellana L, Muñoz-Sobrinó C. 1996. Valoración de las secuencias polínicas del noroccidente ibérico para el último ciclo glacial-interglacial. En: Ramil-Rego P, Fernández Rodríguez C (Coords), *Arqueometría y Paleoecología del Norte de la Península Ibérica. Cambios naturales y perturbaciones antrópicas*. Férvedes, Número Monográfico 3, pp 33-116
- Ramis D, Bover P. 2001. A review of the evidence for domestication of *Myotragus balearicus* Bate 1909 (Artiodactyla, Caprinae) in the Balearic Islands. *Journal of Archaeological Science* 28, 265-82
- Ramis D, Santandreu G, Carreras J. 2005. Resultats preliminars de l'excavació arqueològica a la cova des Moro entre 1999 i 2002, in *Ajuntament de Manacor (Ed.), III Jornades d'estudis locals de Manacor: Espai, fet urbà i societat*. Ajuntament de Manacor, Manacor, pp. 127-142
- Ramos-Román MJ, Jiménez-Moreno G, Camuera J, García-Alix A, Anderson RS, Jiménez-Espejo FJ, Carrión JS. 2018a. Holocene climate aridification tren and human impact interrupted by millennial- and centennial-scale climate fluctuations from a new sedimentary record from Padul (Sierra Nevada, southern Iberian Peninsula). *Climate of the Past* 14, 117-137
- Ramos-Román MJ, Jiménez-Moreno G, Camuera J, García-Alix A, Scott Anderson R, Jiménez-Espejo FJ, Sachse D, Toney JL, Carrion JS, Webster C, Yanes Y. 2018b. Millennial-scale cyclical environment and climate variability during the Holocene in the western Mediterranean region deduced from a new multi-proxy analysis from the Padul record (Sierra Nevada, Spain). *Global Planetary Change* 168, 35-53
- Ramsey C. 2017. Methods for summarizing radiocarbon datasets. *Radiocarbon* 59(2), 1809-1833
- Ramsey C, Lee S. 2013. Recent and Planned Developments of the Program OxCal. *Radiocarbon* 55, 720-730
- Real C, Eixea A, Sanchis A, Morales JV, Klasen N, Zilhão J, Villaverde V. 2020. Abrigo de la Quebrada Level IV (Valencia, Spain): Interpreting a Middle Palaeolithic Palimpsest from a Zooarchaeological and Lithic Perspective. *Journal of Paleolithic Archaeology* 3, 187-224
- Reille M. 1991. Recherches pollenanalytiques dans l'extrémité orientale des Pyrénées: données nouvelles, de la fin du glaciaire à l'actuel. *Laboratoire de Botanique historique et Palynologie* 45
- Reille M, Duplessy JC. 1990. Tardiglaciaire et Holocene au Pays Basque français: Histoire de la végétation et chronologie dans une nouvelle séquence du Moura. En: Cearreta A, Ugarte FM (Eds), *The Environment and the Human Society in the Western Pyrenees and the Basque Mountains during the Upper Pleistocene and the Holocene*. Dirección del Medio Ambiente y Diputación Foral de Álava, Vitoria-Gasteiz, 159 pp

- Reimer PJ, Baillie MGL, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Bertrand C, Blackwell PG, Buck CE, Burr G, Cutler KB, Damon PE, Edwards RL, Fairbanks RG, Friedrich M, Guilderson TP, Hogg AG, Hughen KA, Kromer B, McCormac FG, Manning S, Bronk Ramsey C, Reimer RW, Remmele S, Southon JR, Stuiver M, Talamo S, Taylor FW, van der Plicht J, Weyhenmeyer CE. 2004. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46, 1029-1058
- Reimer P, Bailie M, Bard E, Bayliss A, Beck J, Blackwell P, Ramsey C, Bronk B, Caitlin E, Burr G, Edwards R, Friedrich M, Grootes P, Guilderson T, Hajdas I, Heaton T, Hogg A, Hughen K, Kaiser K, Kromer B, McCormac F, Manning S, Reimer R, Richards D, Southon J, Talamo S, Turney C, van der Plicht J, Weyhenmeyer C. 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51 (4), 1111-1150
- Reimer PJ, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Blackwell PG, Bronk Ramsey C, Buck CE, Cheng H, Edwards RL, Friedrich M, Grootes PM, Guilderson TP, Hafidason H, Hajdas I, Hatté C, Heaton TJ, Hogg AG, Hughen KA, Kaiser KF, Kromer B, Manning SW, Niu M, Reimer RW, Richards DA, Scott EM, Southon JR, Staff RA, Turney CSM, van der Plicht J. 2013. IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55 (4), 1869-1887
- Reimer P, Austin W, Bard E, Bayliss A, Blackwell P, Bronk Ramsey C, Butzin M, Cheng H, Lawrence Edwards R, Friedrich M, Grootes PM, Guilderson TP, Hajdas I, Heaton TJ, Hogg AG, Hughen KA, Kromer B, Manning SW, Muscheler R, PalmerCharlotte Pearson JG, van der Plicht J, Reimer RW, Richards DA, Marian Scott E, Southon JR, Turney CSM, Wacker L, Adolphi F, Büntgen U, Capano M, Fahrni SM, Fogtmann-Schulz A, Friedrich R, Köhler P, Kudsk S, Miyake F, Olsen J, Reinig F, Sakamoto M, Sookdeo A, Talamo S. 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon* 62, 725-757
- Renault-Miskovsky J, Girard M. 1978. Analyse pollinique du remplissage Pléistocène du Vallonet (Roquebrune-Cap-Martin, Alpes-Maritimes). *Géologie Méditerranéenne* 5 (4), 385-402
- Riera S, Wansard G, Julià R. 2004. 2000-year environmental history of a karstic lake in the Mediterranean Pre-Pyrenees: the Estanya Lakes (Spain). *Catena* 55, 293-324
- Riera S, López-Sáez JA, Julià R. 2006. Lake responses to historical land use changes in northern SpaEn: The contribution of non-pollen palynomorphs in a multiproxy study. *Review of Palaeobotany and Palynology* 141, 127-137
- Ripoll S, Pérez S, López JR, Martos JA, Muñiz M. 1997. Las estructuras de combustión en la cueva de Ambrosio. Estudio preliminar. En: Fullola JM, Soler N (Eds), *El món mediterrani després del Pleniglacial* (18.000-12.000 BP). Museu d'Arqueologia de Catalunya-Girona, Girona, pp 399-409
- Riquelme JA. 2002. Cueva de Las Ventanas. Historia y arqueología. Excmo. Ayuntamiento de Piñar, Granada
- Rodríguez J, Allué E, Burjachs F, Cáceres I, Cuenca G, Expósito I, García N, García-Antón M, Huguet R, van Made J, Mosquera M, Ollé A, Pérez-González A, Rodríguez XP, Rosell J, Sala R, Saladié P, Vallverdú J, Bermúdez de Castro JM, Carbonell E. 2011. One million years of environmental changes and cultural evolution at Atapuerca (Burgos, Spain). *Quaternary Science Reviews* 30, 1396-1412
- Rodríguez-Ariza MO. 2006. Análisis antracológico del yacimiento solutrense de La Cueva de Ambrosio (Vélez Blanco, Almería). En: Sanchidrián JL, Márquez AM, Fullola JM (Eds), *IV Simposio de Prehistoria Cueva de Nerja. La Cuenca Mediterránea durante el Paleolítico superior* (38.000-10.000 años), Málaga, pp 226-233
- Rodríguez-Vidal J, d'Errico F, Giles Pacheco F, Blasco R, Rosell J, Jennings RP, Queffelec A, Finlayson G, Fa DA, Gutiérrez López JM, Carrión JS, Negro JJ, Finlayson S, Cáceres LM, Bernal MA, Fernández S, Finlayson C. A rock engraving made by Neanderthals in Gibraltar. *PNAS Early Edition* 111(37): 13301-13306
- Rojo MA, Kunst M. 1996. Proyecto de colaboración hispano-alemán en torno a la introducción de la neolitización en las tierras del Interior Peninsular: planteamientos y primeros resultados. *Cuadernos de Prehistoria de la Universidad Autónoma de Madrid* 23, 87-113
- Rojo MA, Kunst M. 1999a. Zur Neolithisierung des Inneren der Iberischen Halbinsel. *Madridrer Mitteilungen* 40, 1-52
- Rojo MA, Kunst M. 1999b. El valle de Ambrona: un ejemplo de la primera colonización Neolítica de las tierras del Interior Peninsular. *II Congreso del Neolítico a la Península Ibérica. Valencia. Saguntum, Extra 2*, 259-270
- Rojo MA, Kunst M, Garrido R, García I. 2006. La Neolitización de la meseta Norte a la luz del C-14: análisis de 47 dataciones absolutas de dos yacimientos domésticos del Valle de Ambrona, Soria, España. *Archivo de Prehistoria Levantina* 26, 39-100
- Rojo MA, Garrido R, García I, Tejedor C. 2008. Los primeros agricultores y ganaderos del Interior Peninsular. *Diez años de investigaciones arqueológicas en el valle de Ambrona (Soria). Junta de Castilla y León/Caja Duero. Soria*
- Ros MT. 1987. Anàlisi antracològica de la cova de L'Arbreda. *Cypsela* 6, 67-71
- Román D, Martínez-Andreu M, Aguilera G, Fullola JM & Nadal J. 2020. Shellfish collectors on the seashore: The exploitation of the marine environment between the end of the Paleolithic and the Mesolithic in the Mediterranean Iberia. *The Journal of Island and Coastal Archaeology*, 17 (1): 43-64
- Roucoux KH, Shackleton NJ, de Abreu L, Schönfeld J, Tzedakis PC. 2001. Combined marine proxy and pollen analyses reveal rapid Iberian vegetation response to North Atlantic millennial-scale climate oscillations. *Quaternary Research* 56, 128-132
- Roucoux KH, de Abreu L, Shackleton NJ, Tzedakis PC. 2005. The response of NW Iberian vegetation to North Atlantic climate oscillations during the last 65 kyr. *Quaternary Science Reviews* 24 (14-15), 1637-1653

- Roucoux KH, Tzedakis PC, de Abreu L, Shackleton NJ. 2006. Climate and vegetation changes 180,000 to 345,000 years ago recorded in a deep-sea core off Portugal. *Earth and Planetary Science Letters* 249, 307-325
- Rubiales JM, García-Amorena I, García-Álvarez S, Gómez-Manzanares F. 2008. The Late Holocene extinction of *Pinus sylvestris* in the western Cantabrian Range (Spain). *Journal of Biogeography* 35, 1840-1850
- Rufà A, Blasco R, Rivals F, Rosell J. 2016. Who eats whom? Taphonomic analysis of the avian record from the middle paleolithic site of Teixoneres cave (Moia, Barcelona, Spain). *Quaternary International* 421, 103-115
- Ruiz Alonso M, Pérez Díaz S, López Sáez JA. 2018. El paisaje en el entorno de La Romana a través de los estudios arqueobotánicos. En: Torregrosa P, Jover Maestre FJ. (coords), *La Cova dels Calderons (La Romana, Alicante)*. Prehistoria y paisaje en el valle del Vinalopó. Serie PETRACOS. 59-66. Instituto Universitario de Investigación en Arqueología y Patrimonio Histórico (INAPH) y Ayuntamiento de La Romana
- Ruiz-Zapata MB, Gil-García MJ. 2005. Los Neandertales cantábricos: su paisaje vegetal. *Monografías Museo de Altamira* 20, Santander, pp 275-284
- Ruiz-Zapata MB, Pérez-González A, Dorado-Valiño M, Valdeolillos Rodríguez A, Bustamante Gutiérrez I, Gil-García MJ. 2000. Caracterización climática de las etapas áridas del Pleistoceno Superior en la Región Central Peninsular. *Geotemas* 1 (4), 273-278
- Ruiz-Zapata MB, Fariñas Arquer P, Jiménez Sánchez M, Gil-García MJ, Dorado-Valiño M, Valdeolillos Rodríguez A. 2001. Secuencia polínica de un depósito de la depresión de Comeya (Picos de Europa, Asturias): implicaciones paleoclimáticas. En: Moreno Grau S, Rendueles B, Moreno Angosto JM (Eds), XIII Simposio de la Asociación de Palinólogos de Lengua Española (APLE). Universidad Politécnica de Cartagena, pp 379-389
- Ruiz-Zapata MB, Pérez-González A, Gil-García MJ, Valdeolillos Rodríguez A, Dorado-Valiño M. 2002. La formación travertínica de Horna (Guadalajara). En: Carrasco F, Durán F, Andreo B (Eds), *Análisis polínico e interpretación paleoclimática*. Karst and Environment, Nerja, pp 447-452
- Ruiz-Zapata MB, Pérez-González A, Santonja M, Gil-García MJ, Dorado-Valiño M, Valdeolillos Rodríguez A. 2003. Vegetación Mesopleistocena del polje de Conquezueta (Soria). *Polen* 13, 5-17
- Ruiz-Zapata MB, Dorado-Valiño M, Valdeolillos Rodríguez A, Gil-García MJ, Martín Arroyo T, Pérez-González A. 2004. Registro paleoambiental y paleoclimático del Pleistoceno Medio y Superior en depósitos fluviales del valle del río Tajo (Toledo). *Zona Arqueológica 4: Miscelánea en homenaje a Emiliano Aguirre II, Alcalá de Henares*, pp 506-517
- Ruiz-Zapata MB, Gil-García MJ, Dorado-Valiño M, Valdeolillos Rodríguez A. 2005. El paisaje vegetal durante el Pleistoceno medio en el interior de la península. *Zona arqueológica: yacimientos paleolíticos de Ambrona y Torralba (Soria)*. Un siglo de investigaciones arqueológicas 5, pp 214-221
- Ruiz-Zapata MB, Gómez González C, López-Sáez JA, Gil-García MJ, Vera MS, Mediavilla R, Domínguez F, Santisteban J. 2007. Cambios en la vegetación durante el Holoceno reciente en el valle del Lozoya (Sierra de Guadarrama, Madrid). *Revista Española de Paleontología* 22 (1), 95-102
- Ruiz Zapata MB, Gómez González C, Gil García MJ, Pérez-González A, López-Sáez JA, Arsuaga JL, Baquedano E. 2008a. Evolución de la vegetación durante el Pleistoceno Superior y Holoceno en el valle alto del río Lozoya. Yacimiento arqueopaleontológico de la Cueva de la Buena Pinta (Pinilla del Valle. Sistema Central Español). *Geogaceta* 44, 83-86
- Ruiz-Zapata MB, Vegas J, García-Cortés A, Gil-García MJ, Torres T, Ortiz JE, Galán L, Pérez-González A. 2008b. Comportamiento de la vegetación durante el último máximo glaciar en la secuencia FU-1 (Laguna del maar de Fuentillejo, Campo de Calatrava, Ciudad Real). *Polen* 18, 37-459
- Ruiz Zapata MB, Gil García MJ, Panera J, Rubio-Jara S, Pérez-González A. 2017. Paisaje vegetal y clima durante el Pleistoceno Medio en la cuenca media (Valdecarros) y alta (Redueña) del río Jarama (Madrid) a través del análisis polínico. *Geogaceta* 61, 35-38
- Saá Otero MP, Díaz-Fierros F. 1988. Contribución al conocimiento de la historia paleobotánica de la costa Sur de Galicia (NW de España). Los sedimentos de Mougás y Cabo Silleiro. En: Civis J, Valle MF (Eds), *Actas de Palinología*. Actas del VI Simposio de Palinología, APLE, pp 354-358
- Salamani M. 1993. Premières données paléophytogéographiques du cèdre de l'Atlas (*Cedrus atlantica*) dans la région de Grande Kabylie (NE Algérie)
- Sala MTN, Arsuaga JL, Laplana C, Ruiz Zapata B, Gil García MJ, García N, Aranburu A, Algaba M. 2011. Un paisaje de la Meseta durante el Pleistoceno Superior. Aspectos paleontológicos de la Cueva de la Zarzamora (Segovia, España). *Boletín Real Sociedad Española Historia Natural Sección Geología* 105 (1-4), 67-85
- Sánchez-Goñi MF. 1990. Analyse palynologique de sites préhistoriques du Pays Basque: premiers résultats pour les grottes de Lezetxiki et Urtiaga. The Late Quaternary in the western Pyrenean region. Universidad del País Vasco, pp 207-233
- Sánchez-Goñi MF. 1991. Analyses palynologiques des remplissages de grotte de Lezetxiki, Labeko et Urtiaga (Pays Basque espagnol). Leur place dans le cadre des sequences polliniques de la cote cantabrique et des Pyrénées occidentales. De la taphonomie pollinique à la reconstitution de l'environnement. Tesis doctoral. Museum National d'Histoire Naturelle à l'Institut de Paleontologie Humaine, Paris, pp 282
- Sánchez-Goñi MF. 1993a. De la taphonomie pollinique à la reconstitution de l'environnement. L'exemple de la région cantabrique. *BAR International Series*, 207 pp
- Sánchez-Goñi MF. 1993b. Criterios de base tafonómica para la interpretación de análisis palinológicos en cueva: el ejemplo de la región cantábrica. En: Fumana MP, Bernabeu J (Eds), *Estudios sobre Cuaternario, medios sedimentarios, cambios ambientales, hábitat humano*. Universitat de València, València, pp 117-130

- Sánchez-Goñi MF. 1994. L'environnement de l'homme préhistorique dans la région cantabrique d'après la taphonomie pollinique des grottes. *L'Anthropologie* 98 (2-3), 379-417
- Sánchez-Goñi MF. 1996. Vegetation and sea level changes during the Holocene in the Estuary of the Bidasoa (Southern part of the bay of Biscay). *Quaternary* 7, 207-219
- Sánchez-Goñi MF, Eynaud F, Turon JL, Shackleton NJ. 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 MF, Turon JL, Eynaud F, 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 MF, Cacho I, Turon JL, Guiot J, Sierró F, Peyrouquet J, Grimalt J, Shackleton N. 2002. Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Climate Dynamics* 19 (1), 95-105
- Sánchez-Goñi MF, Loutre MF, Crucifix M, Peyron O, Santos L, Duprat J, Malaizé B, Turon JL, Peyrouquet JP. 2005. Increasing vegetation and climate gradient in Western Europe over the Last Glacial Inception (122-110 ka): data-model comparison. *Earth and Planetary Science Letters* 231 (1-2), 111-130
- Sánchez-Goñi MF, Landais A, Fletcher WJ, Naughton F, Desprat S, Duprat J. 2008. Contrasting impacts of Dansgaard-Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters. *Quaternary Science Reviews* 27 (11-12), 1136-1151
- Sánchez-Goñi MF, Landais A, Cacho I, Duprat J, Rossignol L. 2009. Contrasting intra-interstadial climatic evolution between high and middle North Atlantic latitudes: a close-up of Greenland Interstadials 8 and 12. *Geochimistry Geophysics Geosystems* 10, Q04U04, doi:10.1029/2008GC002369
- Sanguino J, Montes R. 2005. Nuevos datos para el conocimiento del Paleolítico Medio en el Centro de la Región Cantábrica: la cueva de Covalejos (Piélagos, Cantabria). En: Montes R, Lasheras JA (Eds), *Neandertales cantábricos, estado de la cuestión*. Monografías Museo de Altamira 20, Santander, pp 489-504
- Santonja M, Pérez-González A, Domínguez-Rodrigo M, Panera J, Rubio-Jara S, Sesé C, Soto E, Arnold LJ, Duval M, Demuro M, Ortiz JE, de Torres T, Mercier N, Barba R, Yravedra J. 2014. The Middle Paleolithic site of Cuesta de la Bajada (Teruel, Spain): a perspective on the Acheulean and Middle Paleolithic techno-complexes in Europe. *Journal of Archaeological Science* 49, 556-571
- Santonja M, Pérez-González A, Panera J, Rubio-Jara S, Méndez-Quintas E. 2016. The coexistence of Acheulean and ancient middle Palaeolithic technocomplexes in the middle pleistocene of the Iberian Peninsula. *Quaternary International*, 411, 367-377
- Santos L, Sánchez-Goñi MF. 2003. Lateglacial and Holocene environmental changes in Portuguese coastal lagoons 3: vegetation history of the Santo André coastal area. *The Holocene* 13, 459-464
- Santos L, Vidal Romani JR, Jalut J. 2000. History of vegetation during the Holocene in the Courel and Queixa Sierras, Galicia, northwest Iberian Peninsula. *Journal of Quaternary Science* 15(6), 621-632
- Sanz M, Daura J. 2018. Carnivore involvement in bone assemblages based on taphonomic and zooarchaeological analyses of Cova del Coll Verdaguier site (Barcelona, Iberian Peninsula). *Historical Biology* 30 (6), 807-820
- Sanz M, Daura J, Égüez N, Brugal JP. 2016. Not only hyenids: A multi-scale analysis of Upper Pleistocene carnivore coprolites in Cova del Coll Verdaguier (NE Iberian Peninsula). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 443, 249-262
- Schönfeld J, Zahn R, de Abreu L. 2003. Surface and deep water response to rapid climate changes at the Western Iberian Margin. *Global and Planetary Change* 36, 237-264
- Shulte L, Julià R, Burjachs F, Hilgers A. 2008. Middle Pleistocene to Holocene geochronology of the River Aguas terrace sequence (Iberian Peninsula): fluvial response to Mediterranean environmental change. *Geomorphology* 98, 13-33
- Scott GR, Gibert L. 2009. The oldest hand-axes in Europe. *Nature* 461, 82-85
- Senar Lluç R. 2011. Aportaciones botánicas para la comarca valenciana dels Ports. *Flora Montibérica*, (48), 102-107
- Sesé C, Sevilla P. 1996. Los micromamíferos del Cuaternario peninsular español: Cronoestratigrafía e implicaciones bioestratigráficas. *Revista Española de Paleontología*, N° Extraordinario: 278-287
- Sesé C, Soto E. 2000. Vertebrados del Pleistoceno de Madrid. In: El patrimonio paleontológico de la Comunidad de Madrid. *Floras y Faunas* (Morales J, Nieto M, Amezua L, Fraile S, Gómez E, Herráez E, Peláez-Campomanes P, Salesa MJ, Sánchez IM, Soria D. eds.). *Arqueología, Paleontología y Etnografía* 6, 216-243
- Sesé C, Soto E, Santonja M, Pérez-González A, Domínguez-Rodrigo M. 2016. Los micromamíferos (Lagomorpha, Eulipotyphla y Rodentia) del yacimiento del Pleistoceno Medio de Cuesta de la Bajada (Teruel, España): Estudio sistemático y consideraciones paleoambientales. *Estudios Geológicos* 72, e057
- Shackleton NJ, Hall MA, Vincent E. 2000. Phase relationships between millennial scale events 64,000-24,000 years ago. *Paleoceanography* 15, 565-569
- Shackleton NJ, Chapman M, Sánchez-Goñi MF, Paillet D, Lancelot Y. 2002. The Classic Marine Isotope Substage 5e. *Quaternary Research* 58, 14-16
- Shackleton NJ, Sánchez-Goñi MF, Paillet D, Lancelot Y. 2003. Marine Isotope Substage 5e and the Eemian Interglacial. *Global and Planetary Change* 757, 1-5

- Shackleton NJ, Fairbanks RG, Chiu TC, Parrenin F. 2004. Absolute calibration of the Greenland time scale: implications for Antarctic time scales and for $\delta^{14}\text{C}$. *Quaternary Science Reviews* 23 (14-15), 1513-1522
- Soler JA, Dupré M, Ferrer C, González-Sampériz P, Grau E, Máñez S, Roca de Togores C. 1999. Cova d'En Pardo, Planes, Alicante. Primeros resultados de una investigación pluridisciplinar en un yacimiento prehistórico. *Geoarqueología i Quaternari litoral. Memorial Fumanal MP, Universitat de València, València*, pp 269-281
- Soler JA, Ferrer C, Roca de Togores C, García Atiénzar G. 2008. Cova d'en Pardo (Planes, Alicante). Un avance sobre la secuencia cultural. En: Hernández Pérez MS, Soler Díaz JA, López Padilla JA (Eds), IV Congreso del Neolítico peninsular (Alicante 27-30 de noviembre de 2006). Museo Arqueológico de Alicante, Alicante, pp 79-89
- Stevenson AC. 1984. Studies on the vegetational history of S.W. Spain. III. Palynological investigations at El Asperillo, Huelva. *Journal of Biogeography* 11, 527-551
- Stika HP. 1999. Erste archäobotanische Ergebnisse zu den neolithischen Ausgrabungen 1997 in Ambrona, Prov. Soria. *Madridrer Mitteilungen* 40, 61-65
- Stika HP. 2005. Early Neolithic agricultura in Ambrona, Provincia Soria, central Spain. *Vegetation History and Archaeobotany* 14, 189-197
- Straus LG. 2003. El Mirón cave and the 14C chronology of Cantabrian Spain. *Radiocarbon* 45 (1), 41-48
- Straus LG, González Morales M. 1996. Preliminary excavations in El Mirón Cave (Ramales de la Victoria, Cantabria, Spain). *Old World Archaeology Newsletter* 20 (1), 14-18
- Straus LG, González Morales M. 1998. Report on the initial excavations in El Mirón Cave (Ramales de la Victoria, Cantabria, Spain) with emphasis on the Magdalenian occupations. *Journal of Iberian Archaeology* 0, 173-188
- Straus LG, González Morales M. 2000. The fourth excavation in "El Mirón" Cave (Cantabria, Spain, 1999). *Old World Archaeology Newsletter* 22 (2), 1-8
- Straus LG, González Morales M. 2001. The year 2000 excavation campaign in El Mirón Cave (Ramales de la Victoria, Cantabria, Spain). *Old World Archaeology Newsletter* 23 (1), 1-8
- Stuiver M, Reimer PJ. 1993. Extended 14C data base and revised CALIB 3.0 14C age calibration program. *Radiocarbon* 35, 215-230
- Stuiver M, Grootes PM, Braziunas TF. 1995. The GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ climate record of the past 16500 years and the role of the sun, ocean, and volcanoes. *Quaternary Research* 44, 341-354
- Stuiver M, Reimer PJ, Bard E, Beck JW, Burr GS, Hughen KA, Kromer B, McCormac G, Plicht J, van der Spurk M. 1998. INTCAL98 Radiocarbon age calibration 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon* 40, 1041-1083
- Stuiver M, Reimer PJ, Reimer RW. 2003. CALIB Radiocarbon Calibration, version 4.4. University of Washington Quaternary Isotope Lab (QIL, Available: www.calib.org/)
- Stuiver M, Reimer PJ, Reimer RW. 2005. CALIB 6.0. Programa y documentación: <http://intcal.qub.ac.uk/calib/>
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Reimer, R.W., 2020. CALIB 8.2 (WWW program) at <http://calib.org> accessed 2021-02-04
- Turner C, Hannon GE. 1988. Vegetational evidence for late Quaternary climatic changes in southwest Europe in relation to the influence of the North Atlantic Ocean. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series B* 318, 451-85
- Turon JL, Lézine AM, Denèfle M. 2003. Land-sea correlations for the last glaciation inferred from a pollen and dinocyst record from the Portuguese margin. *Quaternary Research* 59, 88-96
- Tzedakis PC, Roucoux KH, de Abreu L, Shackleton NJ. 2004. The duration of forest stages in southern Europe and interglacial climate variability. *Science* 306, 2231-2235
- Utrilla P, Mazo C. 2014. La Peña de las Forcas (Graus, Huesca). Un asentamiento estratégico en la confluencia del Ésera y el Isábena. *Monografías Arqueológicas. Prehistoria*, 46. Universidad de Zaragoza
- Uzquiano P. 1988. Analyse anthracologique du Tossal de la Roca (Paléolithique Supérieur-final/Epipaléolithique, province d'Alicante, Espagne). En: Hackens T, Munaut A, Till C (Eds), *Révue PACT*, 22.IV.1, Proceedings of "Wood and Archaeology". Congress. Louvain-la-Neuve, pp 209-217
- Uzquiano P. 1992a. Recherches anthracologiques dans le sécteur Pyrénéo-Cantabrique (Pays Basque, Cantabria et Asturias): Environnements et relations homme-milieu au Pléistocène supérieur et début de l'Holocène. Tesis doctoral. *Environnements et Archéologie. Universidad de Montpellier II*, 400 pp
- Uzquiano P. 1992b. L'homme et le bois au Paléolithique en Region Cantabrique, Espagne. Les exemples d'Altamira et El Buxu. En: Vernet JL (Ed), *Les charbons de bois, les anciens écosystèmes et le rôle de l'homme. Bull. Soc. Bot. Fr. Actualités Botaniques* 2/3/4, Paris, pp 361-372
- Uzquiano P. 1992c. The Lateglacial-Postglacial transition in the Cantabrian Cordillera (Asturias and Cantabria, Spain) based on charcoal analysis. *Palaos* 7. University of Southern California, LA, pp 540-547
- Uzquiano P. 1995. La disparition de *Picea* à la fin du Pléistocène supérieur en Région Cantabrique d'après l'anthracanalyse: déterminisme climatique et anthropique. *Comptes Rendus à l'Académie des Sciences, Paris*, t. 321, série IIa, 545-551
- Uzquiano P. 1998. La végétation cantabrique de 13000 à 9000 BP d'après l'analyse anthracologique. Habitats et ramassages de bois dans un milieu changeant. *Proceedings of the XIIIth UISPP Congress, vol. IABACO, Forlì, Italia*, pp 477-482
- Uzquiano P. 2005. El registro antracológico durante la transición Musteriense-Paleolítico Superior Inicial en la Región Cantábrica: vegetación, paleoambiente y modos de vida en torno al fuego. En: Montes R, Lasheras JA (Eds), *Neandertales cantábricos, estado de la cuestión. Monografías Museo de Altamira* 20, Santander, pp 255-274

- Uzquiano P. 2007. La Antracología de las unidades musterienses y del Auriñaciense de Transición de la cueva de El Castillo (1984-2001). En: Maillo JM, Baquedano E (Eds), *Dinámica de la vegetación y de gestión del combustible. Miscelánea en homenaje a Victoria Cabrera vol. 1*, Museo Arqueológico Regional, Alcalá de Henares, pp 132-143
- Uzquiano P. 2008. Domestic fires and vegetation cover among Neanderthals and Anatomic Modern Human groups (>53-30Kyr BP) in the Cantabrian region (Cantabria, Northern Spain). En: Fiorentino G, Magri D (Eds), *Charcoal from the Past: cultural and palaeoenvironmental implications. Proceedings of the IIIrd International Meeting of Anthracology. Cavallino-Lecce (Italy). 28th June-1st July 2004. British Archaeological Reports 1807*, pp 273-285
- Uzquiano P, Aranz AM. 1997. Consideraciones paleoambientales del Tardiglacial y Holoceno inicial en el Levante español: macrorrestos vegetales de El Tossal de la Roca (Vall d'Alcalà, Alicante). *Anales Jardín Botánico de Madrid* 55 (1), 125-133
- Uzquiano P, Zapata L. 2000. Vegetación y subsistencia durante la Edad del Bronce en el Cantábrico oriente: La cueva de Arenaza (S. Pedro de Galdames, Bizkaia). "Contributos das Ciências e das Tecnologias para a Arqueologia da Península Ibérica". *Actas do 3º Congresso de Arqueologia Peninsular IX, ADECAP, Porto*, pp 51-68
- Uzquiano P, Arbizu M, Arsuaga JL, Adán G, Aranburu A, Iriarte E. 2008. Datos paleoflorísticos en la cuenca media del Nalón entre 40-32 Ka. BP: antracoanálisis de la cueva del Conde (Santo Adriano, Asturias). En: Baena J, Lario J (Eds), *Actas XII Reunión Nacional de Cuaternario AEQUA, Ávila, 21-23 Junio 2007. Cuaternario y Geomorfología* 22, 121-133
- Uzquiano P, Yravedra J, Ruiz-Zapata MB, Gil-García MJ, Sesé C, Baena J. 2012. Human behaviour and adaptations to MIS 3 environmental trends (>53-30 ka BP) at Esquilieu cave (Cantabria, northern Spain) *Quaternary International*, 252, 82-89
- Valero-Garcés BL, González-Sampériz P, Delgado-Huertas A, Navas A, Machín J, Kelts K. 2000. Late Glacial and Late Holocene environmental vegetational change in Salada Mediana, central Ebro Basin, Spain. *Quaternary International* 73-74, 29-46
- Valero-Garcés BL, González-Sampériz P, Navas A, Machín J, Delgado-Huertas A, Peña-Monne JL, Sancho-Marcén C, Stevenson T, Davis BAS. 2004. Paleohydrological fluctuations and steppe vegetation during the last glacial maximum in the Central Ebro valley (NE Spain). *Quaternary International* 122, 43-55
- Valero-Garcés BL, González-Sampériz P, Romera GG, Benito BM, Moreno A, Oliva-Urcia B, Aranbarri J, García-Prieto E, Frugone M, Morellón M, Arnold LJ, Demuro M, Hardiman M, Blockley SPE, Lane CS. 2019. A multi-dating approach to age-modelling long continental records: the 135 ka El Cañizar de Villarquemado sequence (NE Spain). *Quat. Geochronol.* 54, 101006
- Valle-Hernández MF, Rivas-Carballo MR, Lucini M, Ortiz JE, Torres T. 2003. Interpretación paleoclimática y paleoecológica del tramo superior de la Turbera de Padul (Granada, España). *Polen* 13, 85-95
- Vallverdú J, Allué E, Bischoff JL, Cáceres I, Carbonell E, Cebrià A, García-Antón D, Huguet R, Ibáñez N, Martínez K, Pastó I, Rosell J, Saladié P, Vaquero M. 2005. Short human occupations in the Middle Palaeolithic level i of the Abric Romani rock-shelter (Capellades, Barcelona, Spain). *Journal of Human Evolution* 48 (2), 157-174
- van der Knaap WO, van Leeuwen JFN. 1995. Holocene vegetation succession and degradation as responses to climatic change and human activity in the Serra da Estrela, Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology* 89, 153-211
- van der Knaap WO, van Leeuwen JFN. 1997. Late Glacial and early Holocene vegetation succession, altitudinal vegetation zonation, and climatic change in the Serra da Estrela, Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology* 97, 239-285
- van Geel B. 1978. A paleoecological study of Holocene peat bog sections in Germany and the Netherlands. *Review of Paleobotany and Palynology* 25, 1-120
- Vaquero M, Esteban M, Allué E, Vallverdú J, Carbonell E, Bischoff JL. 2002. Middle Palaeolithic Refugium, or Archaeological Misconception? A New U-series and Radiocarbon Chronology of Abric Agut (Capellades, Spain). *Journal of Archaeological Science* 29, 953-958
- Vaquero M, Allué E, Alonso S, Bischoff JL, Burjachs F, Vallverdú J. 2006. El Abric Agut (Capellades, Barcelona) y el Mesolítico de muescas en el noroeste de la Península Ibérica. En: Bicho N, Verissimo H (Eds), *Do epipaleolítico a Calcolítico na Península Iberica. Actas do IV Congresso da Arqueologia Peninsular. Faro, Universidade do Algarve*, pp 113-126
- Vaquero M, Allué E, Bischoff JL, Burjachs F, Vallverdú J. 2013. Environmental, depositional and cultural changes in the Upper Pleistocene and Early Holocene: the Cinglera del Capelló sequence (Capellades, Spain). *Quaternaire*, 24 (1), 49-64
- Vega-Toscano G. 1988. El Paleolítico medio del Sureste español y Andalucía Oriental. Tesis doctoral. Universidad Complutense, Madrid
- Vega-Toscano G, Hoyos M, Ruiz-Bustos A, Laville J. 1988. La séquence de la grotte de la Carihuela (Piñar, Grenade): chronostratigraphie et paléoécologie du Pléistocène Supérieur au sud de la Péninsule Ibérique. En: Otter M (Ed), *L'Homme de Néanderthal. Vol 2. L'environnement*, Universidad de Lieja, pp 169-180
- Vegas J, Ruiz-Zapata MB, Ortiz JE, Galán L, Torres T, García-Cortés A, Gil-García MJ, Pérez-González A, Gallardo-Millán JL. 2008. Identificación de las principales fases áridas del Pleistoceno superior en el registro sedimentario lacustre del mar de Fuentillejo (Campo de Calatrava). *Geotemas* 10, 1467-1470

- Vegas J, Ruiz-Zapata MB, Ortiz JE, Galán L, Torres T, García-Cortés A, Gil-García MJ, Pérez-González A, Gallardo-Millán JL. 2010. Identification of arid phases during the last 50 kyr Cal BP from the Fuentillejo maar lacustrine record (Campo de Calatrava Volcanic Field, Spain). *Journal of Quaternary Science* 25 (7), 1051-1062
- Vegas-Vilarrúbia T, González-Sampérez P, Morellón M, Gil-Romera G, Pérez-Sanz A, Valero-Garcés B. 2013. Diatom and vegetation responses to Late Glacial and Early Holocene climate changes at Lake Estanya (Southern Pyrenees, NE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 392, 335-349
- Vidal-Matutano P. 2016. Alrededor del fuego: paisaje, clima y gestión de los recursos leñosos en grupos cazadores-recolectores durante el Paleolítico medio (Alicante, España). Tesis Doctoral. Universitat de València
- Vidal-Matutano P, Pardo-Gordó S. 2020. Predictive Middle Palaeolithic climatic conditions from Eastern Iberia: a methodological approach based on charcoal analysis and modelling. *Archaeological and Anthropological Sciences* 12, 36
- Vidal-Matutano P, Hernández CM, Galván B, Mallol C. 2015. Neanderthal firewood management: evidence from Stratigraphic Unit IV of Abric del Pastor (Eastern Iberia). *Quaternary Science Reviews* 111, 81-93
- Vidal-Matutano P, Henry A, Théry-Parisot I. 2017. Dead wood gathering among Neanderthal groups: Charcoal evidence from Abric del Pastor and El Salt (Eastern Iberia). *Journal of Archaeological Science* 80, 109-121
- Vidal-Matutano P, Pérez-Jordà G, Hernández C, Galván B. 2018. Macrobotaical evidence (wood charcoal and seeds) from the Middle Palaeolithic site of El Salt, Eastern Iberia: Palaeoenvironmental data and plant resources catchment areas. *Journal of Archaeological Science: Reports* 19, 454-464
- Vidal-Matutano P, Blasco R, Sañudo P, Fernández-Peris J. 2019. The Anthropogenic Use of Firewood During the European Middle Pleistocene: Charcoal Evidence from Levels XIII and XI of Bolomor Cave, Eastern Iberia (230-160 ka). *Environmental Archaeology* 24, 269-284
- Vidal-Romaní JR, Vilaplana JM, Zezere JL, Rodrigues L, Monge C. 1994. Los tills de la Serra de Geres-Xures y la glaciación pleistocena (Minho, Portugal-Ourense, Galicia). en *Actas II Reunión Cuaternario Ibérico*, Madrid
- Villaverde V. (Ed). 2001. De Neandertales a Cromañones. El inicio del poblamiento humano en tierras valencianas. Universitat de València, Valencia
- Villaverde V, Sanchis A, Badal E, Bel MÁ, Bergadá MM, Eixea A, Guillem PM, Martínez-Alfaro Á, Martínez Valle R, Martínez Varea CM, Real C, Steier P, Wild EM. 2021. Cova de les Malladetes (Valencia, Spain): New Insights About the Early Upper Palaeolithic in the Mediterranean Basin of the Iberian Peninsula. *Journal of Paleolithic Archaeology* 4, 5
- Volterra V. 2000. A Tale of Four Caves. ESR Dating of Mousterian Layers at Iberian Archaeological Sites. Manuscript, unpublished Ph.D. thesis. McMaster University, Hamilton, Ontario, Canada
- Walker MJ, Gibert Clois J, Sánchez López F, Lombardi AV, Serrano Izquierdo JI, Eastham A, Ribot Trafi F, Arribas Herrero A, Sánchez Cabeza JA, García Orellana JA, Gibert Beotas L, Albaladejo S, Andreu Marroquí JA. 1999. Two SE Spanish middle palaeolithic sites with Neanderthal remains: Sima de las Palomas del Cabezo Gordo and Cueva Negra del Estrecho del Río Quípar (Murcia province). *Internet Archaeology* 5 http://intarch.ac.uk/journal/issue5/walker_index.html
- Walker MJ, Gibert J, Rodríguez-Estrella T, Carrión JS, Yll EI, Legaz A, López-Jiménez M, López-Martínez M, Romero G. 2004. Neanderthals and their landscapes: Middle Palaeolithic land use in the Segura Basin and adjacent areas of southeastern Spain. En: Conard N (Ed), *Settlement dynamics of the Middle Paleolithic and Middle Stone Age*. Tübingen Publications in Archaeology II, pp 461-512
- Walker MJ, Rodríguez Estrella T, Carrión JS, Mancheño MA, López M, López Jiménez A, Hills MD, Walking T. 2006. Cueva Negra del Estrecho del Río Quípar (Murcia, S.E. Spain): association of Acheulian and Levallois-Mousterian Palaeolithic artifacts excavated in a late Cromerian faunal context with hominid skeletal remains. *Eurasian Prehistory* 4, 3-43
- Walker MJ, Gibert J, López MV, Vincent A, Pérez-Pérez A, Zapata J, Ortega J, Higham T, Pike A, Schwenninger JL, Zilhao J, Trinkaus E. 2008. Late Neanderthals in southeastern Iberia: Sima de las Palomas del Cabezo Gordo, Murcia, Spain. *PNAS* 105 (52), 20631-20636
- Watts WA. 1986. Stages of climatic changes from full glacial to Holocene in Northwestern Spain, southern France and Italy. A comparison of the Atlantic coast and the Mediterranean basin. In: Ghazi A, Fantechi R (Eds), *EC Climatology Programme Symposium*. Reidel D Publisher, Dordrecht, Sophia Antipolis, France, pp 101-112
- Yáñez C. 2005. Evolución ambiental de las marismas del Guadalquivir durante el Holoceno reciente: estudios paleopolinológicos Mediterránea. Tesis doctoral. Universidad de Sevilla
- Yáñez C, Rodríguez A, Carrión JS. 2006. Cambios en la vegetación de la franja litoral de las marismas de Doñana durante el Holoceno reciente. *Anales de Biología* 28, 85-94
- Yll EI. 1995. Estudi de l'evolució de la vegetació i el clima durant el Tardiglacial i el Postglacial a partir d'anàlisis pol·líniques del Delta de l'Ebre i de Menorca. Publicacions de la Universitat Autònoma de Barcelona. Edició Microfotogràfica. ETD Micropublicacions, SL
- Yll EI, Carrión JS. 2003. Refugios glaciars de vegetació templada mediterrànea en el sud-est espanyol i su relació con la ocupació humana neandertal. *Polen* 13, 1-12
- Yll EI, Pérez-Obiol R. 1992. Instalación de los bosques deducida a partir del análisis polínico de un sondeo marino del Delta del Ebro (Tarragona, España). *Orsis* 7, 21-30
- Yll EI, Pantaleón-Cano J, Pérez-Obiol R. 1994. Análisis polínico de una secuencia holocénica en Roquetas de Mar (Almería). En: Mateu I, Dupré M, Güemes J, Burgaz ME (Eds), *Trabajos de palinología básica y aplicada*. Universidad de Valencia, Valencia, pp 189-198

- Yll EI, Pérez-Obiol R, Pantaleón-Cano J, Roure JM. 1995. Dinámica del paisaje vegetal en la vertiente mediterránea de la Península Ibérica e Islas Baleares desde el Tardiglacial hasta el presente. En: Aleixandre T, Pérez-González A (Eds), *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario*. Monografías del Centre de Ciències Medioambientals-CSIC 3, pp 319-328
- Yll EI, Pantaleón-Cano J, Pérez-Obiol R, Roure JM. 1996. Importancia de Olea en el paisaje vegetal del litoral mediterráneo durante el Holoceno. En: Ramil P, Fernández C, Rodríguez M (Coord), *Biogeografía Pleistocena-Holocena de la Península Ibérica*. Universidad de Santiago de Compostela, pp 117-134
- Yll EI, Pantaleón-Cano J, Pérez-Obiol R, Roure JM. 1999. Cambio climático y transformación del medio durante el Holoceno en las Islas Baleares. *Saguntum*, extra 2, 45-51
- Yll EI, Zazo C, Goy JL, Pérez-Obiol R, Pantaleón-Cano J, Civis J, Dabrio C, González A, Borja F, Soler V, Lario J, Luque L, Sierro F, González-Hernández FM, Lezine AM, Denèfle M, Roure JM. 2002. Quaternary palaeoenvironmental changes in South Spain. En: Ruiz-Zapata MB, Dorado M, Valdeolmillos A, Gil-García MJ, Bardají T, de Bustamante I, Martínez I (Eds), *Quaternary climatic changes and environmental crises in the Mediterranean Region*. International Union for Quaternary Research (INQUA), Madrid, pp 1-13
- Yll EI, Carrión JS, Pantaleón-Cano J, Dupré M, La Roca N, Roure JM, Pérez-Obiol R. 2003. Palinología del Cuaternario reciente en la Laguna de Villena (Alicante). *Anales de Biología* 25, 65-72
- Zazo C, Dabrio CJ, Borja F, Goy JL, Lezine AM, Lario J, Polo DM, Hoyos M, Boersma JR. 1999. Pleistocene and Holocene aeolian facies along the Huelva coast (southern Spain): climatic and neotectonic implications. *Geol. Mijnb.* 77, 209-224
- Zazo C, Mercier N, Silva PG, Dabrio CJ, Goy JL, Roquero E, Soler V, Borja F, Lario J, Polo D, de Luque L. 2005. Landscape evolution and geodynamic controls in the Gulf of Cadiz (Huelva coast, SW Spain) during the Late Quaternary. *Geomorphology* 68, 269-290
- Zilhão J, Duarte C, Araujo AC. 2000. Lagar Velho: the archaeology of an early Upper Paleolithic burial site. *Journal of Human Evolution* 38, A36-A36
- Zilhão J, Marks AE, Ferring CR, Bicho NF, Figueiral I. 1995. The Upper Palaeolithic of the Rio Maior basin (Portugal). Preliminary results of a 1987-1993 Portuguese-American Research Project. *Trabalhos de Antropologia e Etnologia* 35 (4), Porto, pp 69-82
- Zilhão J, Anesin D, Aubry T, Badal E, Cabanes D, Kehl M, Klasen N, Lucena A, Martín-Lerma I, Martínez S, Matias H, Susini D, Steier P, Wild EM, Angelucci DE, Villaverde V, Zapata J. 2017. Precise dating of the Middle-to-Upper Paleolithic transition in Murcia (Spain) supports late Neandertal persistence in Iberia. *Heliyon* 3 - 11
- Zilhão J, Angelucci DE, Araújo Igreja M, Arnold LJ, Badal E, Callapez P, Cardoso JL, D'Errico F, Daura J, Demuro M, Deschamps M, Dupont C, Gabriel S, Hoffmann DL, Legoinha P, Matias H, Monge Soares AM, Nabais M, Portela P, Queffelec A, Rodrigues F, Souto P. 2020. Last Interglacial Iberian Neandertals as fisher-hunter-gatherers. *Science* 367, eaaz7943