



# COVA D'EN PARDO

Sierra de la Albureca, Planes, Alicante  
Pleistoceno superior – Holoceno (25720-3057 años cal BP)

La Cova d'En Pardo ( $38^{\circ} 48' 57''$  N,  $00^{\circ} 17' 53''$  O) se localiza en la Comarca del Comtat, concretamente en la localidad de Planes (Alicante). Se encuentra situada en la vertiente meridional de la Sierra de l'Albureca, a unos 650 m s.n.m (Figs. 1 y 2). La cavidad se abre hacia la margen derecha de un barranco, cabecera del Barranc de l'Encantada y presenta una gran nave dividida en dos por una estalactita.

El clima de esta zona es de carácter mediterráneo, con inviernos suaves y sequía estival. El volumen de precipitación media anual se sitúa entre 400 y 700 mm, con una evapotranspiración elevada, de hasta 900 mm

anuales. El entorno actual de la cueva se encuentra muy modificado por la presencia de terrenos de cultivo y de coníferas de repoblación. En las laderas orientadas al sur, la vegetación apenas presenta desarrollo del estrato arbóreo, mientras que en la umbría pueden observarse encinas, pinos carrascos y algarrobos.

El relleno de la cueva se produjo de manera intensa desde el Pleistoceno superior final, con flujos hídricos que produjeron importantes hiatos sedimentarios, mientras que los sedimentos holocenos se depositaron mediante procesos de decantación. La secuencia polínica fue obtenida a partir del muestreo del Perfil B para



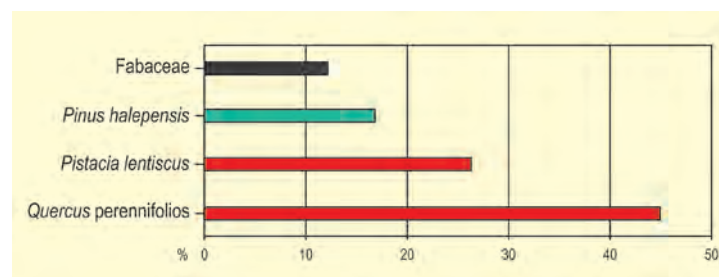
**Figura 1.** Vistas de la Sierra de Albureca desde la Cueva (Foto: Penélope González-Sampérez)



**Figura 2.** Entrada Cueva d'En Pardo (Foto: Penélope González-Sampérez)

Tabla 1. Dataciones de la Cova d'En Pardo (Soler *et al.* 2008)

Ref. Lab.	Nivel	Años BP	Años cal. BP (1 $\sigma$ )	Años cal. BP (2 $\sigma$ )	Material	Método
Beta 124123	II	2920 $\pm$ 70	3057	3057	Hueso	Convencional
Beta 95394	II	4270 $\pm$ 50	4825 4727 4660	4727	Hueso	AMS
Beta 203493	III	4490 $\pm$ 40	5165	5135	Hueso	AMS
Beta 152955	III	4960 $\pm$ 40	5685	5845 5675	Carbón	AMS
Beta 156661	III	4980 $\pm$ 50	5690	5845 5685	Carbón	AMS
Beta 89289	IV	5400 $\pm$ 60	6235	6160	Carbón	AMS
Beta 79492	IV	5510 $\pm$ 50	6300	6302	Carbón	AMS
Beta 202432	IV	3080 $\pm$ 40	3300	3345	Hueso	AMS
Beta 166164	V	5710 $\pm$ 50	6485	6520	Carbón	AMS
Beta 186170	VI	6030 $\pm$ 40	6845	6865	Sedimento orgánico	AMS
Beta 79493	VII	4790 $\pm$ 50	5580	5532	Carbón	AMS
Beta 89285	VII	5480 $\pm$ 50	6295	6297	Carbón	AMS
Beta 208464	VII	5740 $\pm$ 40	6600 6520	6540	Hueso	AMS
Beta 186171	VII	6790 $\pm$ 40	7635	7630	Sedimento orgánico	AMS
Beta 89286	VIII	6060 $\pm$ 50	7137	7035	Carbón	AMS
Beta 89287	XII	11880 $\pm$ 70	13945	13860	Carbón	AMS
Beta 89288	XIII	10940 $\pm$ 70	13015	13015	Carbón	AMS
Beta 79494	XIV	20360 $\pm$ 120	—	—	Carbón	AMS
Beta 124122	XVIII	25720 $\pm$ 120	—	—	Sedimento orgánico	AMS

Figura 3. Taxones antracológicos mayoritarios de La Cova d'En Pardo. Redibujado de Soler *et al.* (1999)

los niveles de ocupación más antiguos, del XVIII al X y a partir del Perfil A, que recoge los niveles arqueológicos del X al I (González-Sampérez 1998) (Fig. 4). El momento de transición entre el Pleistoceno superior y el Holoceno se documenta en el contacto erosivo que se da entre los niveles X y IX.

Por lo que respecta al Perfil B (Fig. 4, niveles XVIII-IX), la secuencia palinológica exhibe la transición desde formaciones de pinar hacia la dominancia del carrascal.

De acuerdo con la estratigrafía arqueológica, el nivel de base (XVIII) presenta una predominancia del polen de pino, junto con valores destacables de esporas de helechos, que sugieren la existencia en el entorno de un pinar asociado a un ambiente fresco y húmedo.

En los niveles XVIIb y XVIIa *Pinus* sigue siendo dominante, aunque *Quercus* comienza a presentarse con valores en torno al 18%, lo cual sugiere que en las zonas más atemperadas pudieron desarrollarse bosquetes de



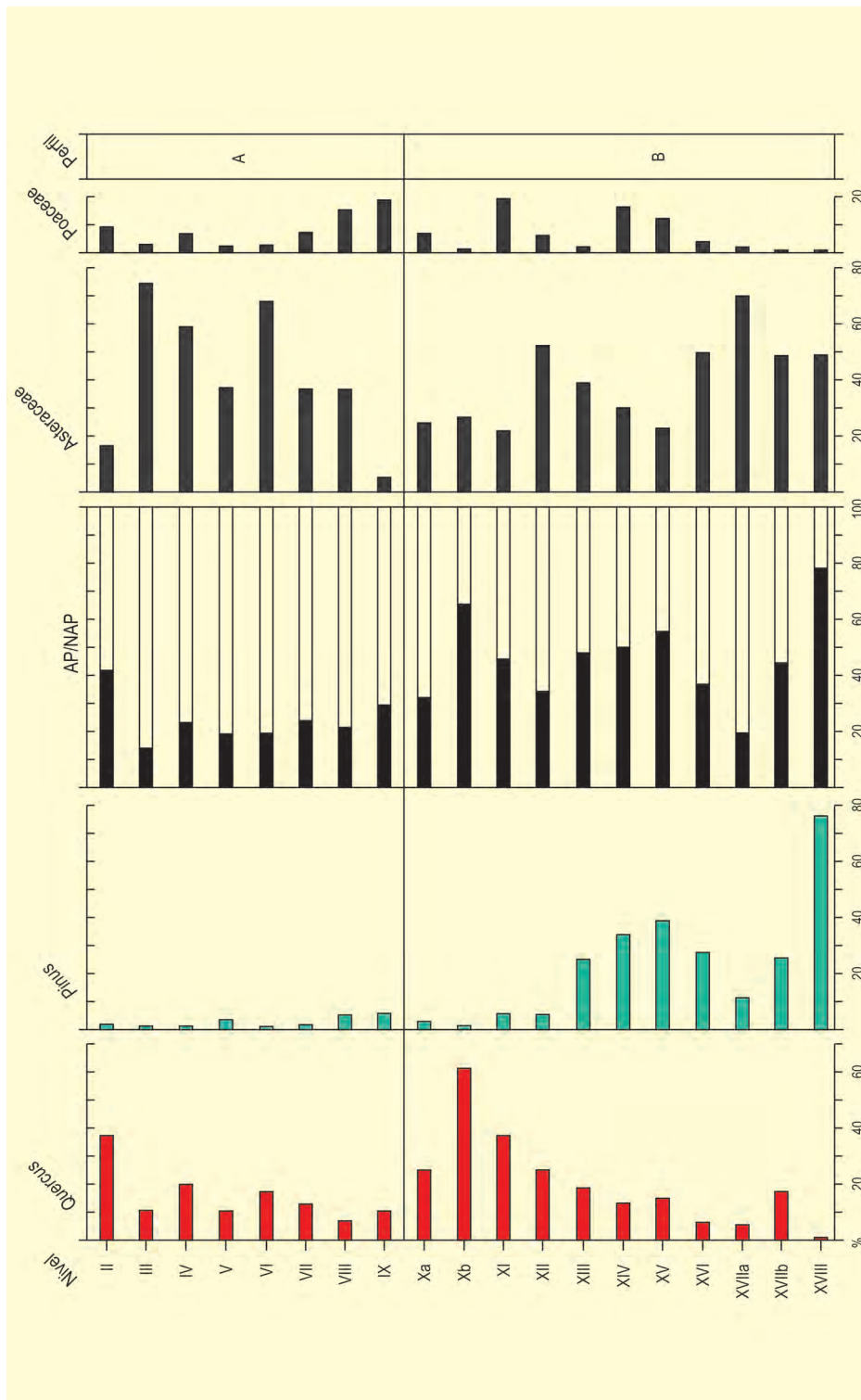


Figura 7. Diagrama polínico sintético de la Cova d'En Pardo. Redibujado de Soler et al. (2008)

*Quercus*, mientras que las elevaciones estarían cubiertas por pinares.

En los niveles XVI y XV la fluctuación positiva de *Quercus* se consolida, aunque *Pinus* sigue siendo mayoritario. Su retracción comienza a registrarse en el nivel

arqueológico XIV, hasta presentar valores prácticamente nulos en el nivel Xb. El nivel X presenta hasta un 61% de *Quercus*, mientras que en los niveles IX y VIII de este perfil se detecta un equilibrio porcentual entre *Pinus* y *Quercus*, lo cual sugiere, dada la mayor dispersión polínica del pino, la dominancia de las formaciones

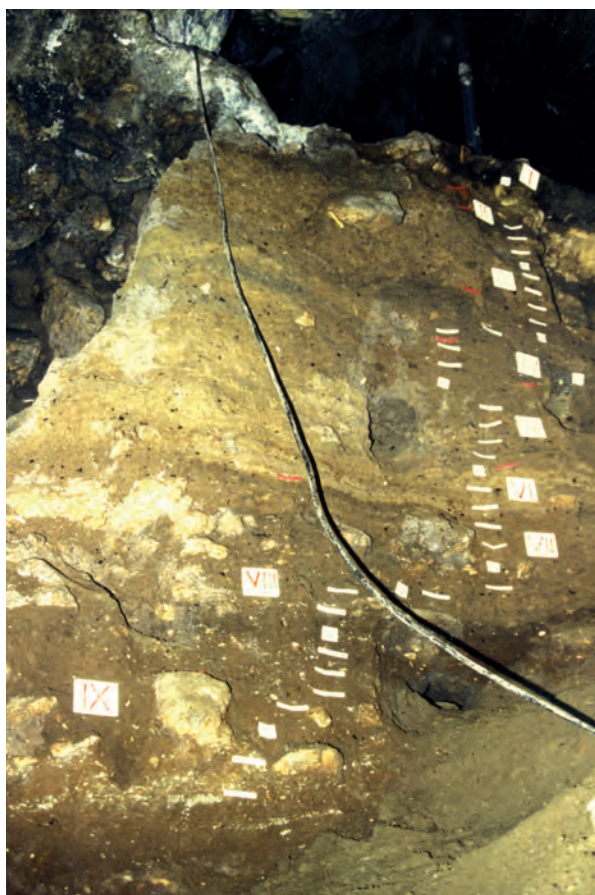


Figura 5. Perfil Cueva d'En Pardo con las etiquetas de la toma de muestras (Foto: Penélope González-Sampérez)

de quercíneas, junto con *Juniperus* y gramíneas, que también presentan valores destacables.

En lo que concierne al Perfil A (González-Sampérez 1998), la estratigrafía polínica aparece dividida en tres zonas diferenciadas (Fig. 6):

- Zona polínica I (desde la base del perfil hasta la muestra 37, nivel arqueológico X): en ella destaca sobre todo la presencia de *Abies*, junto con uno de los mayores porcentajes de *Pinus*, *Apiaceae* y *Centaurea* de toda la secuencia, además de la presencia excepcional de *Ephedra t. dystachia*. El polen arbóreo se documenta en porcentajes bajos y está representado fundamentalmente por *Quercus*, junto con *Olea* y *Myrtus*. Los taxones herbáceos, dominados por *Poaceae*, indican el carácter mediterráneo de las formaciones forestales del entorno, destacando elementos como *Lamiaceae*, *Rubiaceae*, *Apiaceae*, *Liliaceae* y *Brassicaceae*. No obstante también se detectan indicadores de cierta aridez como *Centaurea* y *Artemi-*

*sia*, que podrían haber permanecido desde el Tardiglacial.

- Zona polínica II (desde la muestra 36 hasta la 31, niveles arqueológicos IX e inicios del VIII): al comienzo de la fase se detecta un posible incremento de la aridez ambiental, ante el desarrollo que experimentan en la secuencia taxones como *Juniperus* y *Poaceae*, que domina el estrato herbáceo, junto a la presencia de otros como *Centaurea*, *Artemisia*, *Cistus*, *Helianthemum* y *Ephedra fragilis*, frente al descenso de *Apiaceae*. En lo que concierne a las temperaturas, taxones como *Pistacia* y *Olea* serían indicadores de cierta termicidad, aunque, no obstante, se constata la presencia de elementos con otras apetencias ecológicas como *Betula* o *Juniperus*. El estrato arbóreo presenta elementos como *Viburnum*, *Hedera helix*, *Ilex aquifolium*, *Juglans* y *Quercus*, si bien éste último no es todavía dominante en la secuencia.

- Zona polínica III (desde la muestra 30 hasta el final del perfil, niveles arqueológicos VIII-I): al comienzo de la zona polínica destaca el gran descenso de los valores de *Poaceae*, frente al aumento de *Cichorioideae* y la aparición de nuevos taxones como *Thalictrum*, *Urticaceae*, *Caryophyllaceae*, *Ericaceae* o *Lamiaceae*. La formación dominante sería una maquia compuesta por diversos elementos arbustivos (brezos, jaras, labiadas, crucíferas, liliáceas y efedra), con escasez de elementos arbóreos (*Juniperus*, *Buxus*, *Pistacia*, *Pinus*, *Quercus* y *Oleaceae*). Entre las muestras 29 y 23, las gramíneas se reducen frente al incremento de las crucíferas, lo cual podría indicar el incremento de plantas ruderales en asociación con el Neolítico. Durante la Edad del Bronce, cuando la cueva es únicamente utilizada como lugar de enterramiento, se experimenta una cierta recuperación de la cobertura arbórea y un nuevo incremento de *Poaceae*. A partir de la muestra 22, *Quercus* va aumentando hasta el final de la secuencia, acompañado de numerosos elementos mediterráneos, y de *Myrtus* como principal indicador de termicidad. En este momento se detecta también un incremento del polen arbóreo, de ciertos mesófitos y de la vegetación riparia, que se desarrollarían en los fondos de barrancos próximos a la cavidad y en las laderas de umbría.

El estudio antracológico llevado a cabo por E. Grau sobre el nivel III de la Cova d'En Pardo (Soler



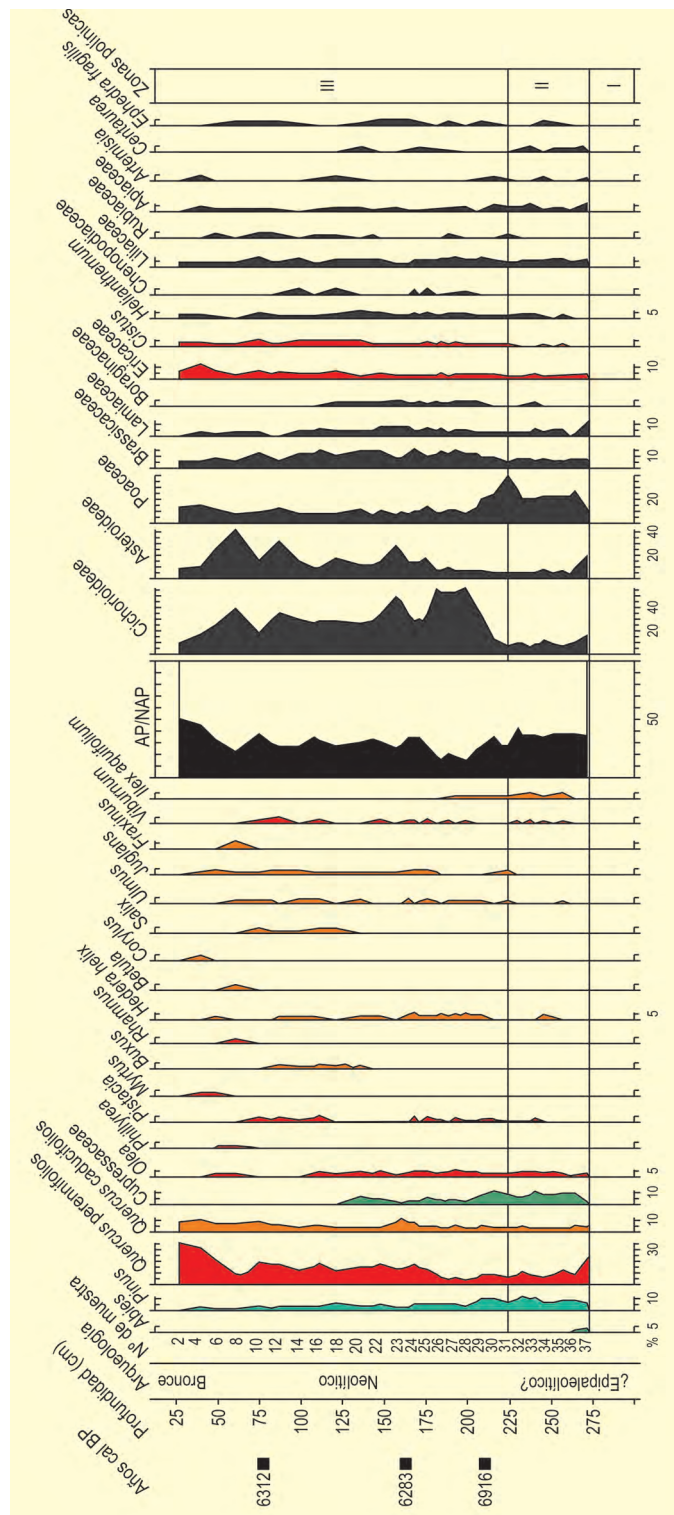


Figura 6. Diagrama polínico de la Cova d'En Pardo. Redibujado de González-Sampéiz (1998)

et al. 1999) constata la presencia mayoritaria (45%) de *Quercus ilex-coccifera* en el entorno inmediato de la cavidad, junto con elementos termófilos como *Pistacia lentiscus* (30%), frente a un desarrollo algo menor de *Pinus halepensis*, cuyos porcentajes no

llegan al 20% del total del carbón estudiado (Fig. 3).

**Más información**

González-Sampéiz (1998), Soler et al. (1999, 2008)



# COVA DA VALIÑA

Sierras orientales gallegas, Castroverde, Lugo  
Pleistoceno superior (39030 años cal BP)

La Cova da Valiña (Castroverde, Lugo) se abre sobre una ladera del Monte da Croa, cerca del Río Valiña del que recibe su nombre ( $42^{\circ} 46' 57''$  N,  $07^{\circ} 14' 9''$  O; 620 m s.n.m.) y en el límite entre la Meseta de Lugo y las Sierras orientales gallegas. Las excavaciones llevadas a cabo en la cavidad entre 1987 y 1992 permitieron definir la secuencia sedimentaria de la cueva, que se dividió en tres ciclos: el Ciclo I correspondía al material superficial alóctono; el Ciclo II se formó en un momento de fases alternantes de encharcamiento de la cueva; por último, el Ciclo III corresponde al nivel arqueológicamente fértil. Este se divide en dos momentos de ocupación o niveles, que son los que han proporcionado el carbón analizado, el Nivel 1 (en torno a 34800 años BP o 39030 cal BP) y el Nivel 0, muy desmantelado y de difícil asignación cronológica.

En el Nivel 1, el taxón dominante en el carbón es un antracotipo *Pinus nigra-sylvestris*, seguido por *Quercus caducifolia* y por *Betula*. El resto de identificaciones (*Clematis*, *Fraxinus* y *Juniperus*) corresponden a una presencia muy puntual. La dominancia de los pinos de montaña, junto con *Betula*, indica la existencia de un paisaje abierto, aunque matizado por la importante presencia de *Quercus caducifolia*, presente en proporciones similares a los pinos.

Sendos análisis polínicos realizados en el yacimiento bajo la dirección de Mme. Arlette Leroi-Gourhan (Llana-Rodríguez *et al.* 1996) y de Ramil-Rego *et al.* (1996), respectivamente, coinciden en el predominio de los taxones arbóreos, dominados por *Pinus sylvestris* y acompañado por *Abies* y *Juniperus* en porcentajes mucho más reducidos. Los caducifolios

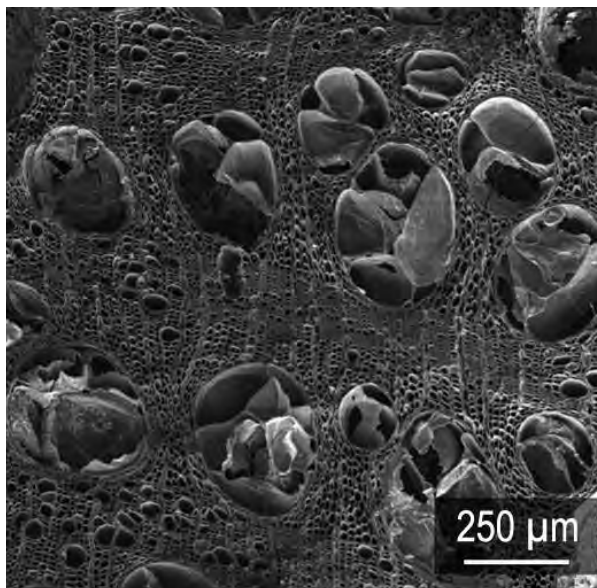


Figura 1. Imagen al M.E.B. del corte transversal de un carbón de *Quercus caducifolia* (Foto: Yolanda Carrión-Marco)

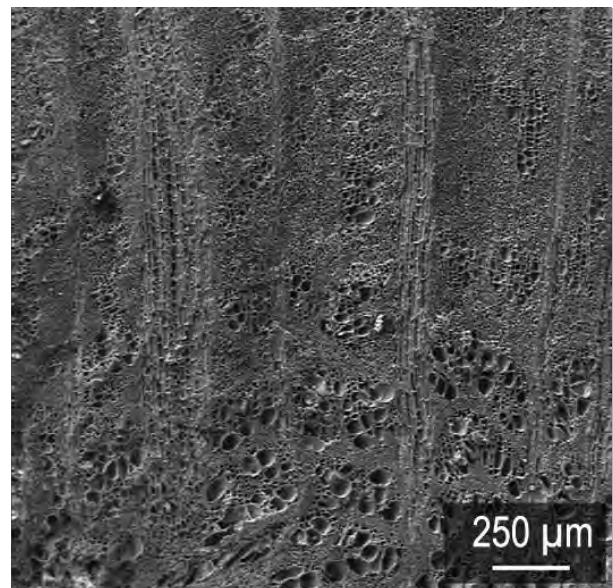


Figura 2. Imagen al M.E.B. del corte transversal de un carbón de Fabaceae (Foto: Yolanda Carrión-Marco)



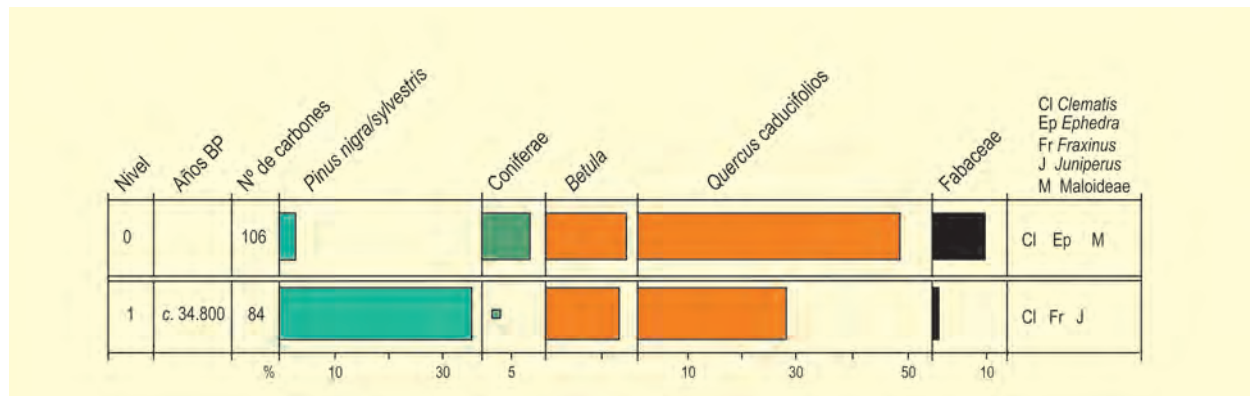


Figura 3. Diagrama antracológico de A Valiña (redibujado de Carrión-Marco 2005)

están también representados, destacando la presencia de *Betula*, *Quercus*, *Corylus*, *Alnus*, *Castanea* y *Ulmus*. En cuanto a las herbáceas, el predominio de las gramíneas estaría en relación con la existencia de amplios espacios deforestados. Esta dualidad entre espacios abiertos y boscosos viene también apoyada por los restos paleontológicos recuperados en el yacimiento, que apuntan hacia un dominio de especies características de espacios abiertos tipo praderas o brezales, y algunos típicos de pequeñas áreas forestadas.

El conjunto de datos paleoambientales del Nivel 1 remite a las características climáticas de finales del Interglacial Würm II-III y comienzos del Würm III, determinado por unas condiciones bastante húmedas

y atemperadas, aunque ya de transición al estadal. Los resultados antracológicos del Nivel 0, indeterminado cronológicamente, muestran un cambio sustancial con respecto al anterior: los taxones dominantes pasan a ser *Quercus caducifolios*, en detrimento fundamentalmente, de los pinos. Nos encontramos pues ante una dinámica de expansión de *Quercus* frente a las coníferas, aunque la pervivencia de *Betula* y Fabaceae sigue denotando la existencia de espacios abiertos. También están presentes *Clematis*, *Ephedra* y Maloideae.

#### Más información

Llana-Rodríguez *et al.* (1996), Ramil-Rego *et al.* (1996), Carrión-Marco (2005)



# COVA DES MORO

Manacor, Mallorca  
Pleistoceno superior – Holoceno reciente (31460-820 años BP)

La Cova des Moro es una cavidad kárstica de unos 30 metros de ancho por 60 metros de largo ubicada a 10 m s.n.m. en los acantilados del este de Mallorca (39° 30' 16,5" N, 3° 18' 6,2" O) (Figs. 1 y 2). Si bien los cultivos representan el 74% de la superficie en el entorno de Manacor, todavía están presentes diferentes tipos de bosques naturales, generalmente con poca cobertura arbórea. La vegetación más común está compuesta de *Olea europaea* y algunos bosques de *Pinus halepensis* de densidades variables; otras formaciones incluyen *Juniperus phoenicea* en áreas costeras y *Arbutus unedo* hacia el interior. Algunos bosquetes de encina se limitan a las áreas de conservación como el



Figura 1. Entrada ciclópea a la cueva (Foto: Olaf Tausch, CC BY 3.0, via Wikimedia Commons)



Figura 2. Vista de la Cova des Moro desde el mar (Foto: Olaf Tausch, CC BY 3.0, via Wikimedia Commons)



Tabla 1. Dataciones radiocarbónicas de la Cova des Moro

Ref. Lab.	Años BP	Años cal. BC	Material datado	Contexto	Bibliografía
Beta - 531073	31.460 ± 180	33.837 – 32.937	Carbón de <i>Juniperus</i>	Niveles naturales, Sector 4	Carrión-Marco et al. 2020
Beta-162613	12.250 ± 80	12.712 – 11.979	Hueso de <i>Hypnomys morpheus</i>	U.E. 406, Sector 4	Ramis et al. 2005
Beta-155644	10.820 ± 40	11.160 – 10.680	Cráneo de <i>Myotragus balearicus</i>	U.E. 416, Sector 4	Ramis et al. 2005
UtC-6671	9410 ± 42	8793 – 8599	Cráneo de <i>Myotragus balearicus</i>	Desconocido	Ramis y Bover 2001
UtC-7877	3961 ± 42	2580 – 2300	Carbón indeterminado	Hogar 5, U.E. 100, Sector 3	Calvo et al. 2001
UtC-7878	3840 ± 60	2470 – 2130	Hueso humano	Pequeña depresión en superficie	Calvo et al. 2001
KIA-30020	3900 ± 30	2469 – 2298	Hueso humano (mismo que UtC-7878)	Pequeña depresión en superficie	Guerrero y Calvo 2008
Beta-155645	3750 ± 40	2290 – 2030	Mandíbula de ovicáprido no nativo	U.E. 406 (parte inferior), Sector 4	Alcover et al. 2001
Beta-162615	3420 ± 50	1880 – 1530	Mandíbula de ovicáprido no nativo	U.E. 106, Sector 3	Ramis et al. 2005
Beta-162619	2860 ± 50	1190 – 900	Hueso de bóvido no nativo	U.E. 406 (parte superior), Sector 4	Ramis et al. 2005
Beta - 531074	3550 ± 30	(67.7%) 1975 – 1861 (27.1%) 1853 – 1772 (0.6%) 2008 – 2003	Carbón de <i>Pinus halepensis</i> wood charcoal	Hogar U.E. 202, Sala Inferior	Carrión-Marco et al. 2020
Beta-135406	820 ± 60	1044 – 1098 cal. AD 1119– 1143 cal. AD 1146– 1283 cal. AD	Colada estalagmítica sobre canto introducido	Superficie	Ramis et al. 2005

*Parc Natural de la Península de Llevant*, que sugiere que habrían estado más extendidas en el pasado.

La Cova des Moro es un yacimiento paleontológico y arqueológico. Los estudios espeleológicos sistemáticos en la década de 1960 dieron como resultado la recuperación de fósiles de *Myotragus balearicus*, el único mamífero endémico de tamaño mediano. Los primeros trabajos en la década de los 90 tuvieron como objetivo inicial de analizar las fases más antiguas del asentamiento humano en Mallorca, incluyendo la presencia de este cáprido y su posible interacción con los humanos, aunque no se pudo obtener evidencia de un contacto entre ellos. No obstante, la supervivencia de *Myotragus balearicus* hasta el tercer milenio de nuestra era sugiere que su extinción repentina podría deberse a la llegada de humanos a las Islas Baleares. Estos trabajos en niveles naturales previos a la llegada de los humanos permitieron obtener un conjunto de madera carbonizada asociada a fuegos naturales.

A nivel arqueológico, la cueva ofrece evidencia de diferentes momentos de ocupación humana, que no forman una secuencia estratigráfica continua, sino que se distribuyen en varios sectores de la cueva. El primer momento de ocupación humana se ha datado a finales del III milenio BC, cuando la cueva habría sido utilizada como lugar de habitación (Tabla 1). Un segundo momento de frecuentación data de la Edad del Bronce, al que pertenecen al menos cuatro hogares localizados en áreas no habitables de la cueva (una sala sin luz natural y una repisa de difícil acceso, colgada en la pared). En este momento también se erige una entrada con grandes losas y un corredor ciclópeo, mientras se obstruye con grandes bloques otra entrada natural cercana. Se ha sugerido que, en esta fase, la cueva habría tenido una función ritual, aunque también se ha propuesto la posibilidad de una ocupación continuada desde la fase anterior. Finalmente, la presencia humana está documentada durante la época almohade, cuando los musulmanes se

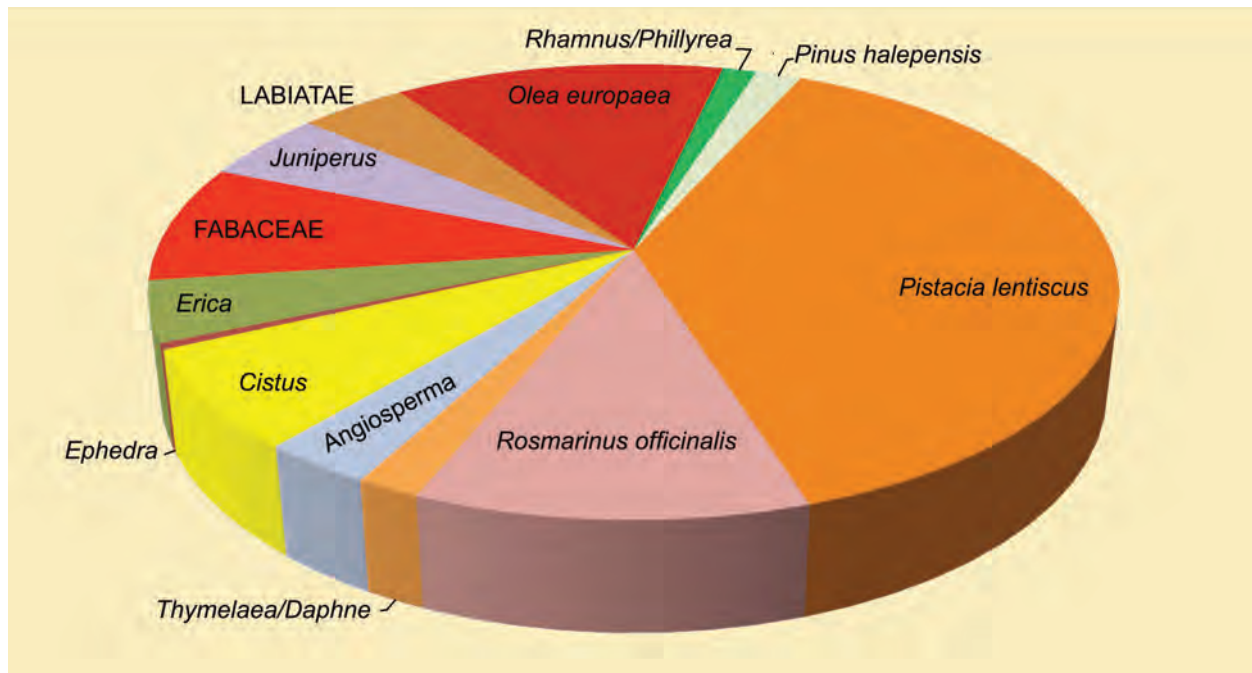


Figura 3. Frecuencias de los taxones leñosos identificados en los niveles prehistóricos de habitación de la cueva

refugiaron en la cueva durante la conquista cristiana de la isla (1229-1232 AD), escondiendo allí sus bienes más preciados.

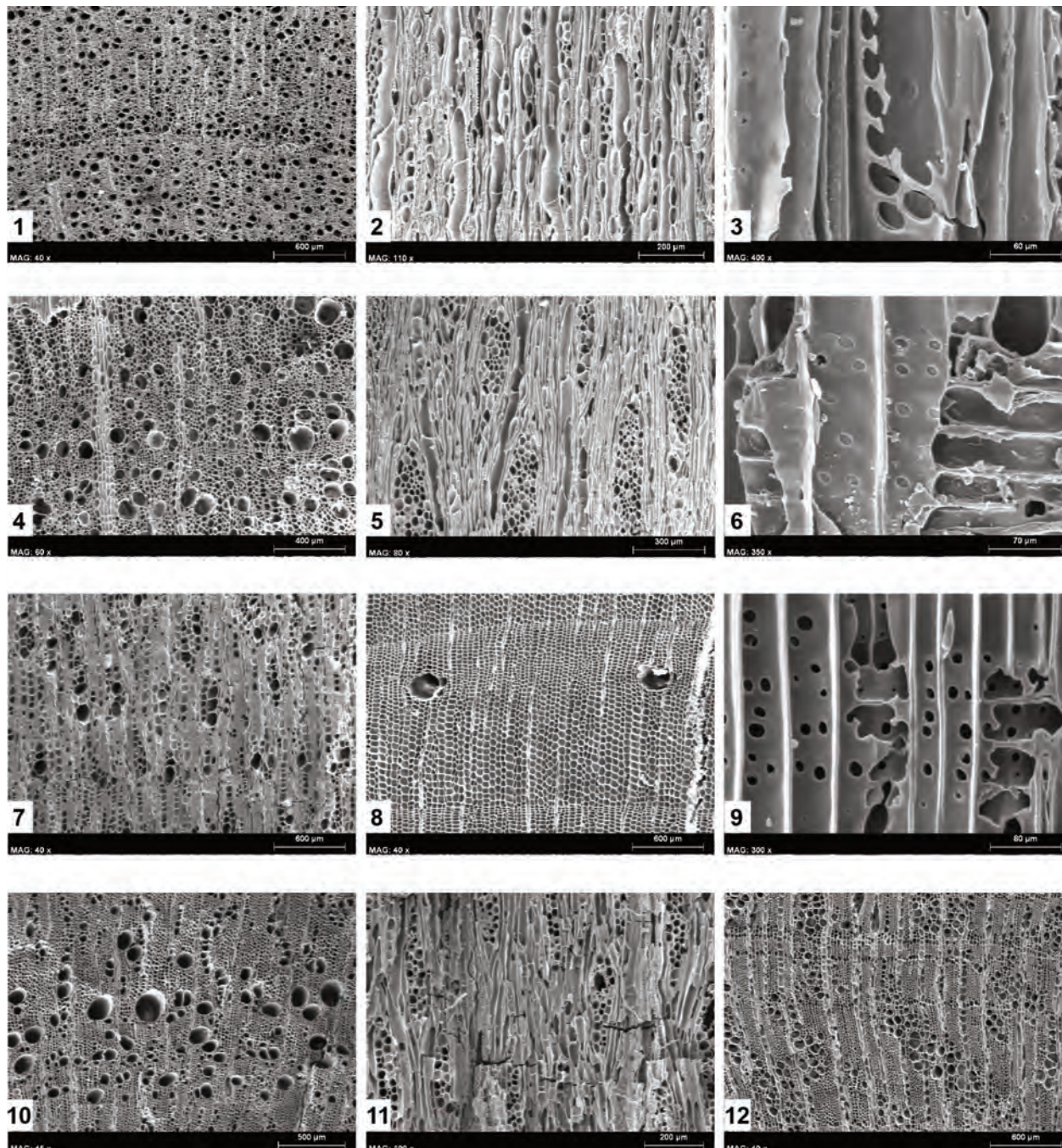
En los niveles de ocupación prehistórica (Figs. 3 y 4) se identificó la mayor variedad taxonómica de la secuencia: el espectro del carbón vegetal está dominado por *Pistacia lentiscus*, *Rosmarinus officinalis* y *Olea europaea*, pero también se documenta una contribución considerable de *Cistus*, *Erica*, fabáceas y labiadas. Se han identificado pocos elementos arbóreos (salvo algunos fragmentos de pino). Esta diversidad es consistente con la hipótesis de que la cueva fue un sitio de habitación permanente durante este período, por lo que los aportes de leña deben haber sido continuos y extendidos en el tiempo. Los hogares adscritos a la Edad del Bronce presentan un contenido taxonómico muy diferente entre sí, casi monoespecífico en dos de ellos, lo que apunta a una recolección de combustible oportunista y a un posible aprovechamiento esporádico de estos fuegos, que podrían contener los restos del último aporte de madera (Fig. 5). Sin embargo, el conjunto de la flora documentada es similar a la descrita antes para el nivel de ocupación, por lo que los sesgos podrían deberse a la naturaleza y corta vida de

los hogares. Se ha documentado una abundante presencia de *Olea europaea*, *Pistacia lentiscus* y *Juniperus*, y es el único contexto con una presencia significativa de pino, confirmada por una datación sobre esta especie (Fig. 6, Tabla 1).

Para la fase almohade, solo se ha documentado un hogar (Fig. 7), consistente en una gran estructura en cubeta, que corta las capas prehistóricas, y que parece haber sido utilizada de manera recurrente. Aunque se han identificado muchos taxones, solo *Pistacia lentiscus* y *Cistus* están presentes en porcentajes significativos. La propia naturaleza de la estructura, cuya reutilización dio lugar a varias capas de combustible, hizo que el carbón apareciera muy alterado, siendo ésta la causa de un alto porcentaje de carbón que no pudo ser identificado más allá de Angiosperma, Conífera o Indeterminable.

Por último, merecen mención los niveles naturales de momentos previos a las evidencias humanas en la isla. En ellos se ha identificado un pequeño conjunto de carbones, entre los que se ha identificado más de un 90% de madera de *Juniperus*, junto con algunos fragmentos de angiospermas (*Olea europaea*, *Pistacia*





**Figura 4.** Fotografía en microscopio electrónico de algunos taxones identificados en Cova des Moro. 1: *Cistus*, corte transversal x40. 2: *Cistus*, corte tangencial x110. 3: *Ephedra*, corte radial x400. 4: *Erica*, corte transversal x60. 5: *Erica*, corte tangencial x80. 6: *Juniperus*, corte radial x350. 7: *Olea europaea*, corte transversal x40. 8: *Pinus halepensis*, corte transversal x40. 9: *Pinus halepensis*, corte radial x300. 10: *Pistacia lentiscus*, corte transversal x45. 11: *Pistacia lentiscus*, corte tangencial x100. 12: *Rhamnus/Phillyrea*, corte transversal x40

*lentiscus* y *Rhamnus/Phillyrea*). La datación por radiocarbono en un fragmento de *Juniperus* ha permitido fechar la presencia de esta especie al menos entre 33837-32937 cal BC (Tabla 1). Este carbón sería el resultado de incendios naturales, que habrían sido recurrentes en la región mediterránea, de manera que los taxones leñosos identificados representarían una pequeña parte de la flora de los alrededores de la cueva,

aquella que habría sido afectada por el fuego. Por lo tanto, es difícil evaluar la frecuencia real de estos taxones en el paisaje de la Cova des Moro; sin embargo, la presencia masiva de *Juniperus* también está documentado en las secuencias de polen de Mallorca y Menorca disponibles para momentos prehumanos, aunque ninguna alcanza la cronología obtenida en Cova des Moro.





Figura 5. Repisa donde se halló uno de los hogares (Foto: D. Ramis)

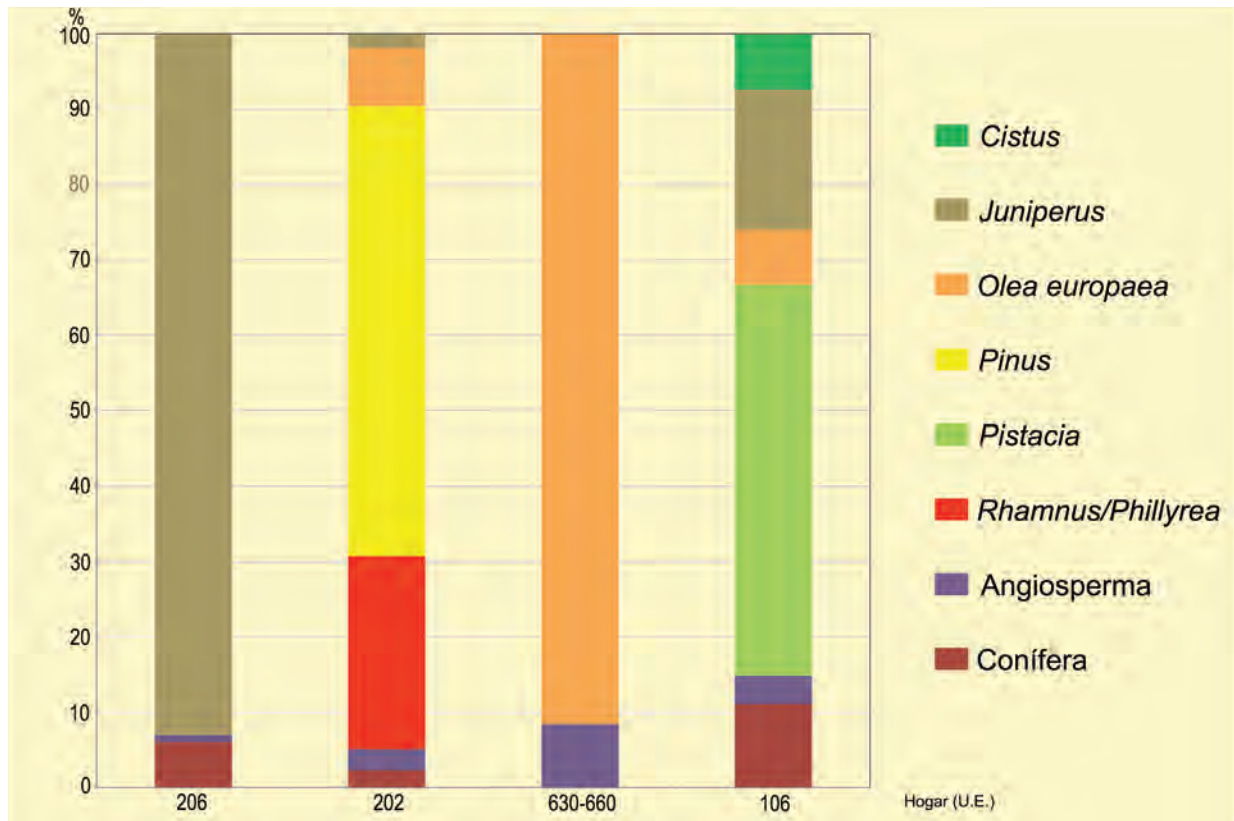


Figura 6. Frecuencias de los taxones leñosos identificados en los hogares de la Edad del Bronce

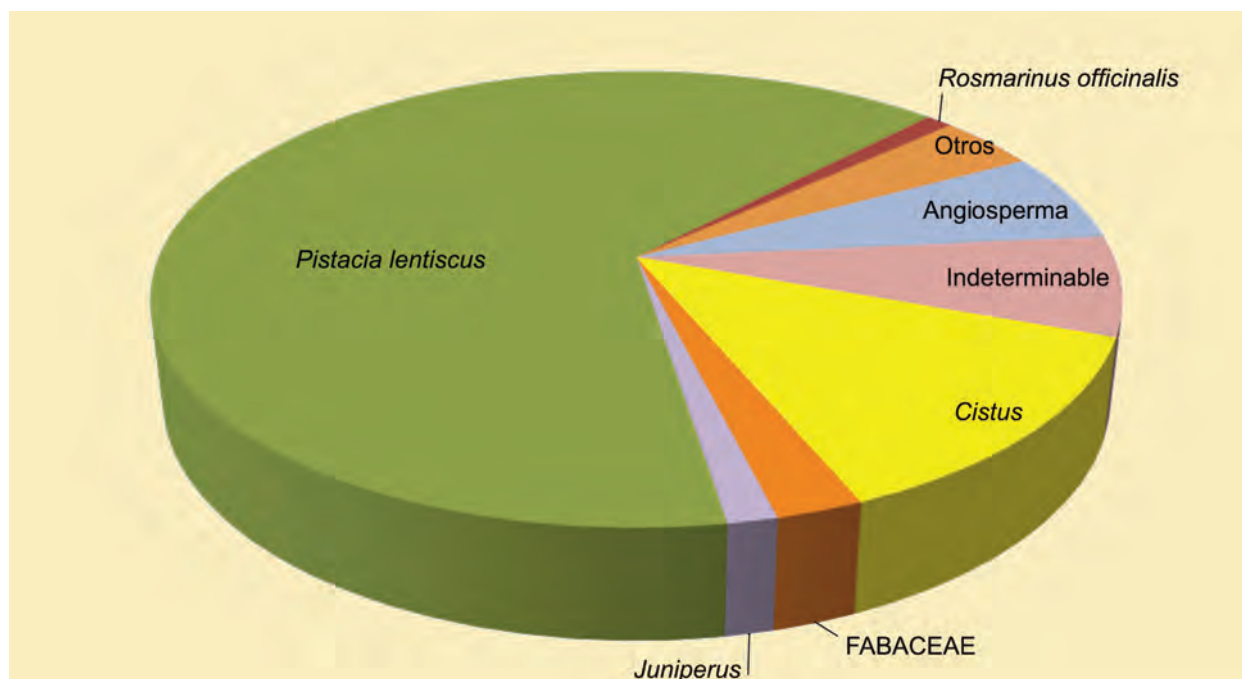


Figura 7. Frecuencias de los taxones identificados en el hogar almohade

Estas secuencias polínicas muestran una drástica disminución del polen de enebro tras la llegada de los pobladores humanos, lo que conlleva la progresión sistemática de otras especies como *Olea europaea*, *Quercus perennifolia*, *Pistacia lentiscus* y matorrales de *Erica* y *Cistus*, entre otros. En efecto, la vegetación que documentamos en los primeros niveles de ocupación humana de Cova des Moro muestra una flora característica del bosque termomediterráneo, con abundante presencia de especies de matorrales litorales y sublitorales, coincidiendo en gran medida con las principales tendencias en las secuencias polínicas antes mencionadas. La flora leñosa está dominada por *Pistacia lentiscus*, *Olea europaea* y *Rosmarinus officinalis*, aunque existe una gran diversidad de taxones acompañantes. Otras secuencias antracológicas de la isla confirman la presencia de bosques esclerófilos con pinos, *Pistacia lentiscus*, *Olea europaea*, *Arbutus unedo*, *Cistus*, *Erica*, *Myrtus* y *Juniperus*, entre otros. Sin embargo, no se han identificado taxones mesófilos, como *Corylus avellana*, *Fagus* o *Quercus caducifolia*, los cuales están presentes en algunas secuencias polínicas, sugiriendo su ausencia a escala local.

Los datos de la estructura almohade muestran una pervivencia de la mayor parte de taxones, sugiriendo que no hubo cambios significativos en el paisaje a nivel de presencia de especies, al menos en las áreas costeras. Esta continuidad también se observa en las secuencias polínicas, si bien es cierto que, desde la época romana, hay un aumento muy leve del polen de *Erica* y *Cistus*, que podría coincidir con la presencia importante del segundo en la estructura de Cova des Moro, aunque no podemos evaluarlo a partir de un contexto tan específico. Es cierto que durante el siglo XIII se documenta una mayor densidad de población tierra adentro, ya que los suelos costeros son de menor calidad para el cultivo y la vegetación xerófila es menos apetecible para algunos animales de ganado. Por lo tanto, las áreas del interior con suelos más profundos y una mayor presencia de agua superficial habrían atraído más asentamientos agrícolas. Es posible que, por este motivo, las formaciones esclerófilas costeras se hubieran mantenido más o menos estables a lo largo del tiempo.

#### Más información

Carrión-Marco *et al.* (2020)





# COVA GRAN DE SANTA LINYA

Santa Linya, La Noguera, Lleida  
Pleistoceno superior – Pleistoceno final (40000-16000 años BP)

Cova Gran se encuentra situada en el contacto entre la Depresión del Ebro y las primeras cordilleras del Pre-pirineo meridional a 385 m s.n.m. ( $41^{\circ} 55' 33''$  N,  $0^{\circ} 48' 41''$  E). Este abrigo de grandes dimensiones (a dos kilómetros de la localidad de Santa Linya) se ubica sobre una barra caliza (Serrat del Bepó) rodeada por montañas de entre 500-800 m que conforman la Solana del Mont-Roig, un contrafuerte de las Sierras Marginales del Pre-pirineo (Fig. 1). El Torrent de Sant Miquel que discurre por sus inmediaciones construye un corredor transversal que conecta las cuencas del Noguera Pallaresa y del Noguera Ribagorçana, elemento que minimiza la posición secundaria del valle en el que se encuentra la Cova Gran.

Según los datos de la estación de Os de Balaguer-Monestir de les Avellanes, a 576 m s.n.m., la temperatura media anual es de  $13,3^{\circ}\text{C}$  con una máxima media anual de  $19,8^{\circ}\text{C}$  y mínima anual de  $7,4^{\circ}\text{C}$ . La precipitación media anual es de 526,4 mm y una humedad relativa anual 67 %. Cova Gran se localiza en el piso meso-mediterráneo caracterizado por una vegetación dominada por un bosque mixto de *Quercus ilex* y *Quercus faginea*. Junto a las encinas y robles crecen un sustrato arbustivo con *Buxus sempervirens* y *Pistacia terebinthus* entre otras especies. En el entorno, muy antropizado, se cultivan diferentes especies arbóreas especialmente almendros y olivos.



Figura 1. Imagen de Cova Gran (Foto: CEPAP- Centre D'estudis del Patrimoni Arqueològic de la Prehistòria)



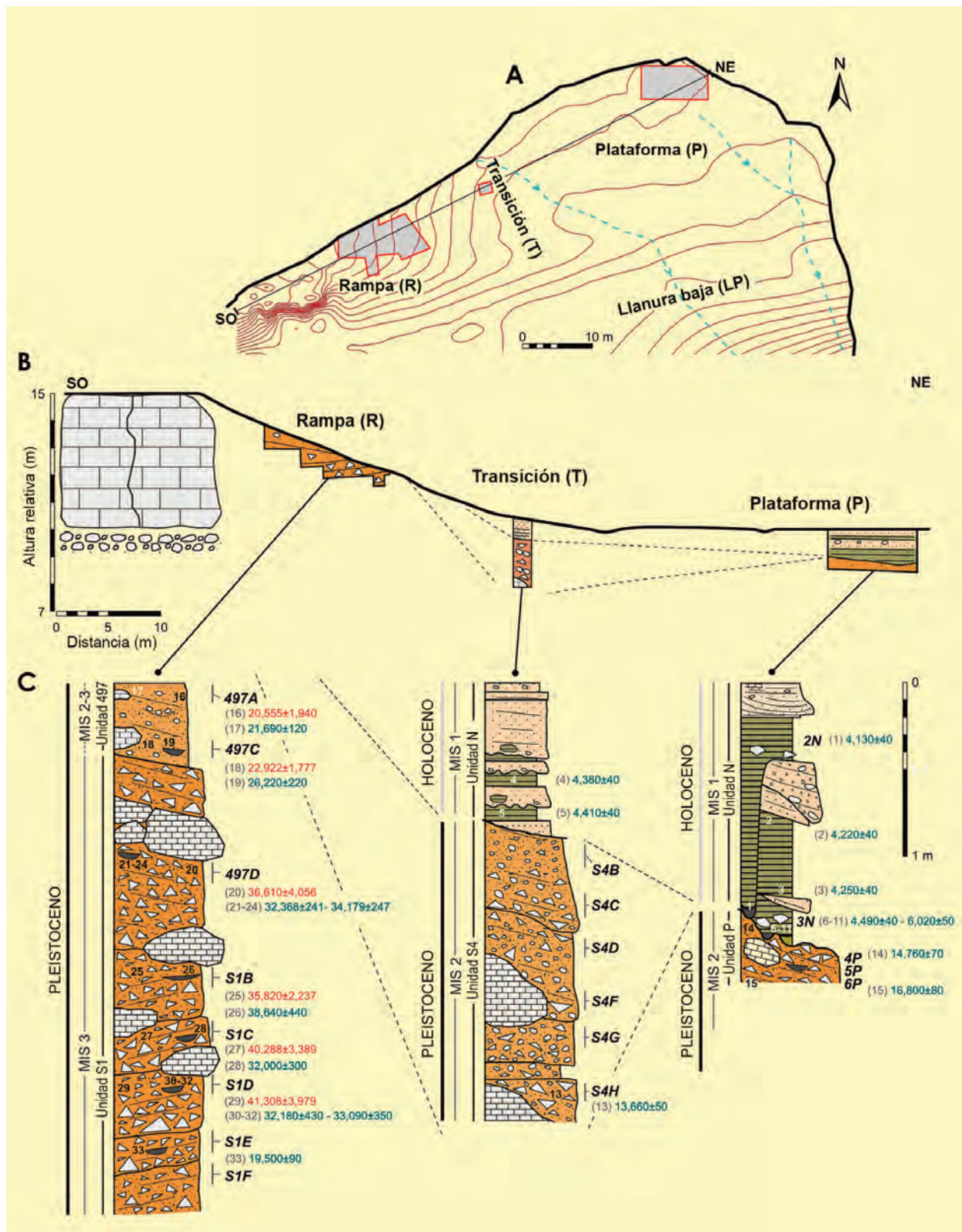


Figura 2. Secuencia estratigráfica de los diferentes sectores excavados en Cova Gran de Santa Linya



Figura 3. Imagen de 3 hogares descubiertos en el nivel 497D correspondiente al Paleolítico superior

Los trabajos realizados desde 2004 conforman una amplia secuencia cronocultural distribuida a partir de tres superficies de excavación de diferentes dimensiones que se localizan en diferentes zonas del abrigo (Fig. 2). El sector de la Rampa (R) se sitúa al oeste del yacimiento a +9 m del lecho y comprende una superficie de unos 60 m<sup>2</sup>, detectando varias ocupaciones del Paleolítico medio final y Paleolítico superior inicial. En los sectores Transition (T) y Platform (P) se identifican distintas secuencias atribuidas al Magdaleniense, así como depósitos holocenos con la presencia de ocupaciones adscritas al Neolítico final-Calcolítico (3N y 2N). Los niveles que corresponden al Paleolítico medio se distribuyen en la unidad sedimentaria S1 que incluye 7 niveles (S1G, S1F, S1E, S1D, S1C1, S1C y S1B), ocupaciones con alta densidad de artefactos líticos que incluyen lascas, percutores, núcleos y retocados mayoritariamente de sílex y cuarcita, tecnocomplejos que se atribuyen a la esfera Discoide que a nivel cronométrico se desarrollan durante el MIS 3 (50-45 ka).

La fauna está mal preservada debido a la acción de procesos fosildiagenéticos, que dificultan la identificación taxonómica de una asociación en las que se reconoce la presencia de *Stephanorhinus*, *Bos*, *Equus caballus*, *Equus cf. hydruntinus*, *Cervus elaphus* y *Capra pyrenaica*. Pese a su deficiente conservación los restos óseos muestran indicadores de procesado antrópico como trazas de descarnación y especialmente de marcas percusión derivadas de la fracturación del hueso, con finalidad alimentaria). Asimismo, se identifican numerosas estructuras de combustión y carbones dispersos en los diferentes niveles paleolíticos (Fig. 3).

Los niveles de Paleolítico superior inicial se identifican en la unidad S1 (nivel 497D) y la unidad 497 (niveles 497A y 497C) (Fig. 4). El conjunto lítico se elabora exclusivamente sobre nivel sílex y la amplia gama de artefactos recuperados son característicos del Paleolítico superior como buriles, raspadores y láminas de dorso, sin embargo, indicadores que señalen una atribución cronocultural precisa que permitan su atribución tecno tipológica son escasos.

El estudio zooarqueológico refiere la presencia de *Stephanorhinus*, *Equus caballus*, *Cervus elaphus* y *Capra pyrenaica*. Un indicador relevante de esta fase es el conjunto de gasterópodos marinos perforados, la mayor parte *Nassarius incrassatus/pygmaea*, así como *Antalis*, *Trivia*, *Columbella rustica*, que indican de distancias de transporte superior a los actuales 150 km (Martínez-Moreno *et al.* 2010).

Los niveles arqueológicos atribuidos al magdaleniense se localizan en los sectores T y P. La unidad P aporta informaciones de interés al detectarse tres unidades arqueológicas (4P, 5P y 6P) muy homogéneas y que comparten una sistemática común con unos sistemas de talla dirigidos hacia la obtención de lascas al que se asocia un importante componente laminar y microlaminar, siendo característicos la presencia de buriles, raspadores y elementos de dorso microlíticos. En estas unidades arqueológicas se ha recuperado instrumental óseo cinegético tal como señalan varias azagayas sobre asta de ciervo, y agujas con perforación sobre hueso relacionadas con tareas domésticas. Paralelamente, este



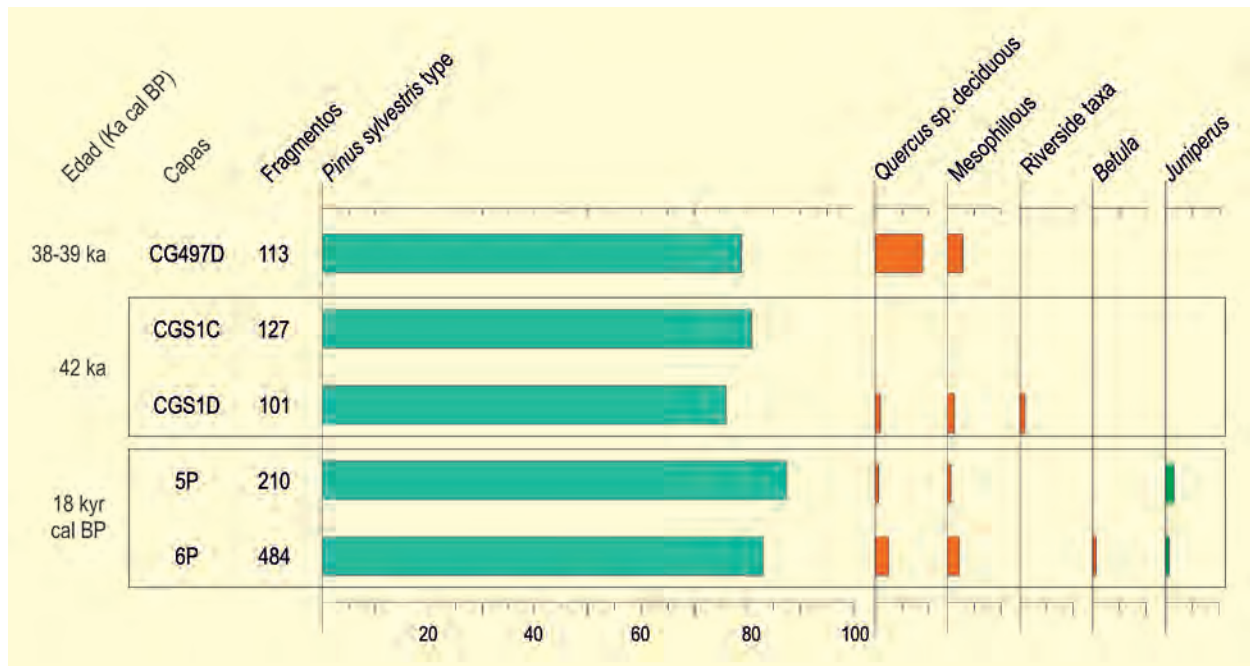


Figura 4. Diagrama antracológico de los niveles Pleistocenos de Gran de Santa Linya

conjunto contiene diversos adornos, como caninos atrofiados perforados, conchas de bivalvos y gasterópodos marinos perforados. En este periodo son otras especies las aportadas, especialmente *Cyclope neritea* y *Homapoloma sanguineum* (Martínez-Moreno *et al.* 2010).

El registro antracológico de los niveles del Paleolítico medio señala el dominio hegemónico de *Pinus t. sylvestris*. *Quercus caducifolios*, *Juniperus*, *Salix/Populus* y *Rhamnus cathartica/saxatilis* aparecen puntualmente representado en algunos de estos niveles. Los niveles atribuidos al Paleolítico superior inicial, 497A y 497C, tienen pocos restos que corresponden a *Pinus t. sylvestris*, así como *Acer*, *Quercus caducifolios* y *Lamiaceae*. El nivel 497D, con un mayor número de restos, muestra un predominio *Pinus t. sylvestris* y puntualmente la presencia de *Buxus sempervirens*, *Maloideae* y *Quercus caducifolios*.

Los niveles magdalenienses 5P y 6P, muestran valores de *Pinus sylvestris* por encima del 80%. *Pinus t. sylvestris* es también prominente en los niveles 4P, 7P

y 8P pero son conjuntos con escaso número de fragmentos, siendo poco representativos. Aparecen otros taxones como *Quercus caducifolios*, *Quercus perennifolios*, *Acer*, *Fraxinus*, *Juniperus*, *Laurus* y *Lonicera* de forma discontinua y no se puede descartar que algunos de estos taxones correspondan con intrusiones de los niveles holocenos.

El predominio de *Pinus t. sylvestris* a lo largo de la secuencia antracológica de Cova Gran define que el paisaje arbóreo del pre-pirineo estaba adaptado a unas condiciones climáticas frías características del MIS3 y MIS2. Finalmente, es interesante señalar la continuidad forestal a lo largo del Paleolítico medio final hasta el final de Paleolítico superior a pesar de las variaciones climáticas y culturales que se identifican en la secuencia a través de otros registros.

#### Más información

Martínez-Moreno *et al.* (2010), Allué *et al.* (2018)



# COVALEJOS

Sierra del Peñajorao, Piélagos, Cantabria  
Pleistoceno superior (>42000 – <30000 años BP)

La Cueva de Covalejos (Piélagos, Cantabria Central) se abre en la ladera sur de los afloramientos calcáreos de la Sierra del Peñajorao, a 105 m s.n.m. y 7 km de distancia del litoral ( $43^{\circ} 23' 48''$  N,  $03^{\circ} 55' 58''$  O). Estas alineaciones montañosas, que discurren de forma paralela a la costa y cuyas cotas no sobrepasan los 300 m, separan la zona plenamente litoral de la Bahía de Santander del área de valles atlánticos de la cuenca baja del Pas. La vegetación actual en toda esta zona se caracteriza por formaciones de landa y de matorral de espinosos caducifolios. El bosque caducifolio originario se encuentra bastante reducido debido al impacto antrópico que se traduce en las repoblaciones de *Eucalyptus*, las praderías y los cultivos.

La arqueología de Covalejos va desde el Achelense al Auriñaciense inicial, con ocupaciones humanas contemporáneas de la cueva de El Castillo. Las últimas excavaciones (Sanguino & Montes 2005) han tenido como objeto la revisión estratigráfica (12 niveles) pero estas intervenciones se han centrado fundamentalmente en los niveles de la transición cultural Paleolítico medio-superior inicial: niveles H-J, D, C y B. Los niveles más antiguos con ocupación humana (niveles Q-L) han quedado datados entre 101000-92000 años BP. El complejo H-J es musteriense con una datación TL de >42000 años BP. El nivel D es, asimismo, musteriense, con una datación radiocarbónica de 41600 años BP. La transición cultural tiene lugar entre este nivel y el C. Sin embargo, es imposible saber en qué momento ocurrió desde el punto de vista cronológico debido a la existencia de fenómenos de soliflucción que provocaron un *hiatus* de 8000 años, con total ausencia de datos en la zona de contacto entre ambos niveles. En esta zona de contacto se obtuvo una fecha radiocarbónica de 40600 años BP. El nivel C y el B son ya

auriñacienses, se datan en 32800 y 30300 años BP respectivamente.

La información antracológica (Uzquiano 2005) para los momentos más antiguos de Covalejos (niveles Q-L) es pobre y bastante discontinua debido a un problema de conservación de las muestras en el sedimento. Escasas evidencias de *Pinus sylvestris* y *Betula* han sido registradas en los niveles más inferiores. Los niveles de la transición cultural muestran *Betula* y *Pinus* como taxones principales junto a *Sorbus aria* y algunas evidencias de caducifolios: *Quercus robur*, *Castanea sativa* y *Corylus avellana*, que aparecen de manera esporádica y con bajos porcentajes. El matorral es bastante diverso y ha sido agrupado por afinidad de substrato. Por un lado, los taxones acidófilos, Fabaceae (*Ulex* y *Cytisus*) y *Erica* alternan con taxones de medios kársticos, *Cornus sanguinea*, *Rhamnus alaternus*, *Sambucus nigra*, *Arbutus unedo*, *Laurus nobilis*, *Prunus* e *Hippophae rhamnoides*. En los niveles musterienses H-J, así como en el nivel auriñaciense B (Fig. 1), la alternancia de *Pinus* y *Betula* ha quedado marcada indicando una dualidad en la gestión de territorios de explotación: terrenos silíceos con elevadas tasas de humedad y suelos calcáreos algo más secos. La alternancia de matorral de substrato diverso refuerza aún más esta dualidad de territorios. Los niveles de transición C y D muestran por el contrario un claro dominio de *Betula*.

La secuencia polínica estudiada por Ruiz-Zapata & Gil-García (2005) (Fig. 2) aporta información con anterioridad a los 41000 años BP. Se han identificado un total de 33 taxones, de los cuales 11 son arbóreos (*Corylus*, *Pinus*, *Quercus* caducifolios, *Betula*, *Juglans*, *Fagus*, *Salix*, *Alnus*, *Ulmus*, *Fraxinus* y Oleaceae), 3 arbustivos (*Juniperus*, Ericaceae y Rosaceae) y 12 herbáceos (Apiaceae, Asteroideae, Cichorioideae, Chenopodiaceae, Ar-

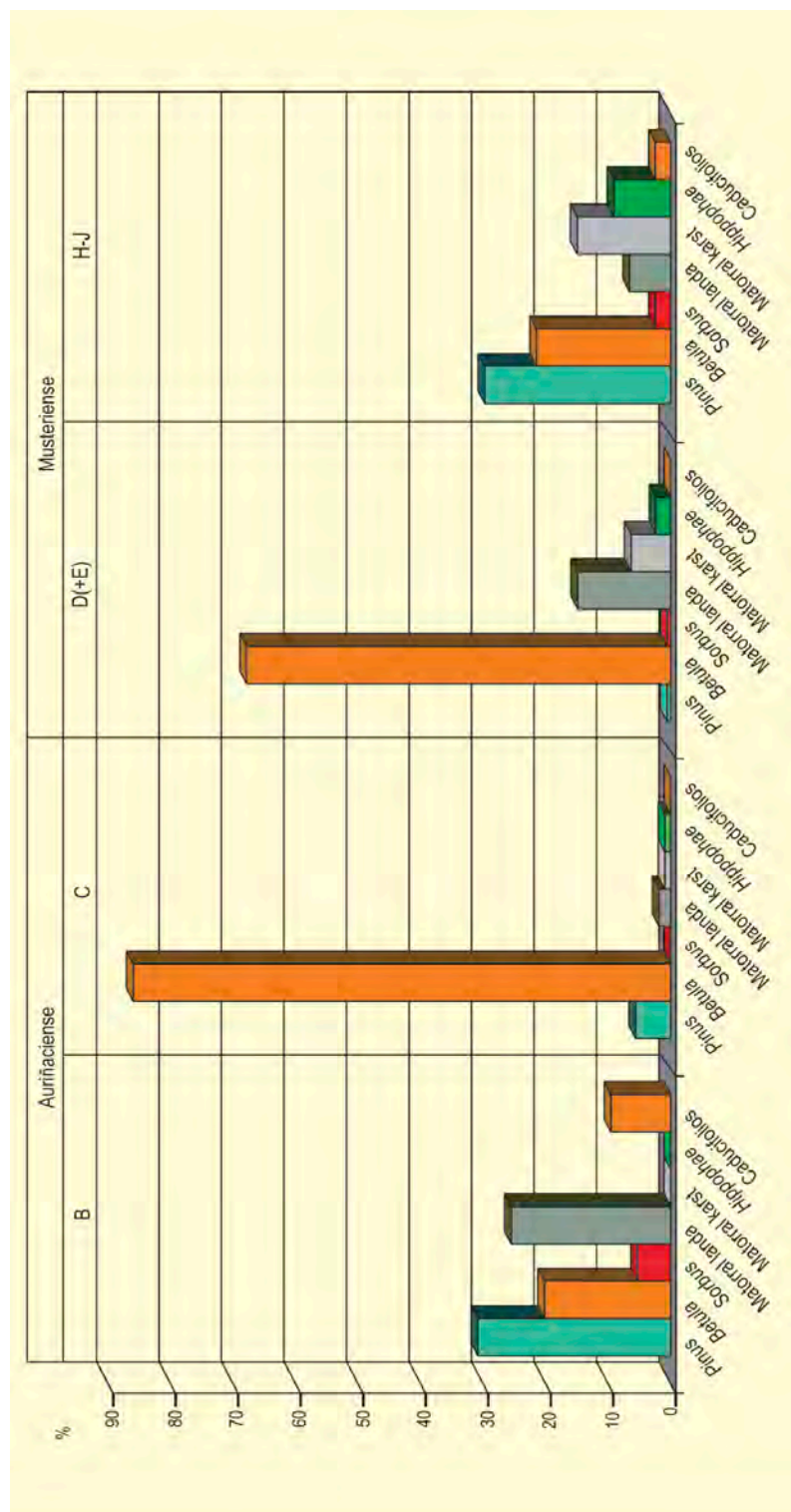


Figura 1. Diagrama antracológico de la Cueva de Covalejos. Redibujado de Uzquiano (2005, 2008)

temisia, Poaceae, Rumex, Brassicaceae, Scrophulariaceae, Violaceae, Fabaceae y Geraniaceae), además de los elementos acuáticos (Cyperaceae, Polygonum, Epilobium y Typha) y de las esporas, tanto monoletas como triletas. Su distribución y comportamiento ha facilitado la diferenciación de zonas polínicas, coincidentes con

la diferenciación de los niveles arqueológicos identificados, por este motivo se ha respetado la misma nomenclatura.

El nivel H-I (115-70 cm) refleja el aumento en la representación de Pinus y de los taxones mesófilos (Quer-





Figura 2. Diagrama polínico de la Cueva de Covalejos. Redibujado de Ruiz-Zapata & Gil-García (2005)

*cus* caducifolios), y la incorporación de *Betula* y de *Corylus*. La vegetación arbustiva está dominada por *Juniperus*. Se detecta un fuerte empobrecimiento en la vegetación herbácea, debido tanto a la caída de los taxones esteparios (*Artemisia*) como de taxones ubiqüistas. Los cambios más significativos que tienen lugar en este intervalo se materializan en la reducción de *Pinus*, la desaparición de *Quercus* caducifolios y la expansión de *Corylus*, así como en la expansión de *Juniperus* y la introducción de Rosaceae.

En el nivel E (70 a 50 cm) tiene lugar un aumento de la curva arbórea debido a *Pinus*, a los taxones mesófilos y al desarrollo de los taxones de ribera y acuáticos. Hay reducción de *Juniperus* y presencia de Ericaceae, junto a una pérdida importante de la diversidad del estrato herbáceo, quedando reducido a la presencia de taxones xerófitos, esteparios (Asteraceae y Chenopodiaceae) y *Rumex*, así como la ausencia de elementos acuáticos. A techo de este nivel se detectan presencias de *Betula*.

El nivel B/D (50 a 17 cm) se caracteriza por las fluctuaciones de los estratos arbóreo y herbáceo, así como por el grado de diversidad que presentan, frente al conjunto arbustivo, mucho más homogéneo. Su base, datada en 41640 años BP (nivel D), refleja la existencia de un paisaje abierto dominado por taxones frescos (*Be-*

*tula*) y *Pinus* junto a elementos de carácter mesófilo (*Juglans*), termófilo (*Ulmus*) y de ribera (*Salix* y *Alnus*). El estrato arbustivo sólo está representado por *Juniperus*. En el conjunto herbáceo, además de los taxones xerófitos y esteparios, destacan Poaceae y *Rumex*, junto a una escasa presencia de los elementos acuáticos. Con posterioridad a los 32840 años BP, se detecta un retroceso importante de la cobertura arbórea debido al descenso experimentado por *Pinus*, *Betula*, y *Alnus*; sin embargo, se observan presencias de *Fagus* y se reintroduce *Corylus*. En el estrato arbustivo se produce un incremento de *Juniperus*, y se reintroduce Ericaceae; simultáneamente en los elementos herbáceos se produce un aumento de Poaceae mientras que se reducen los taxones estépicos, xerófitos y *Rumex*. Con anterioridad a los 30380 años BP, nuevamente el paisaje arbóreo se expande, fundamentalmente como consecuencia del desarrollo de *Betula*, de los taxones termófilos y de los taxones de ribera, proceso asociado al aumento de elementos acuáticos y a la pérdida de representación de los taxones xerófitos. Todo este periodo, que abarca el nivel arqueológico D, refleja la instalación progresiva de unas condiciones más frescas y húmedas.

#### Más información

Ruiz-Zapata & Gil-García (2005), Uzquiano (2005)



# COVAS DEL TOLL Y TEIXONERES

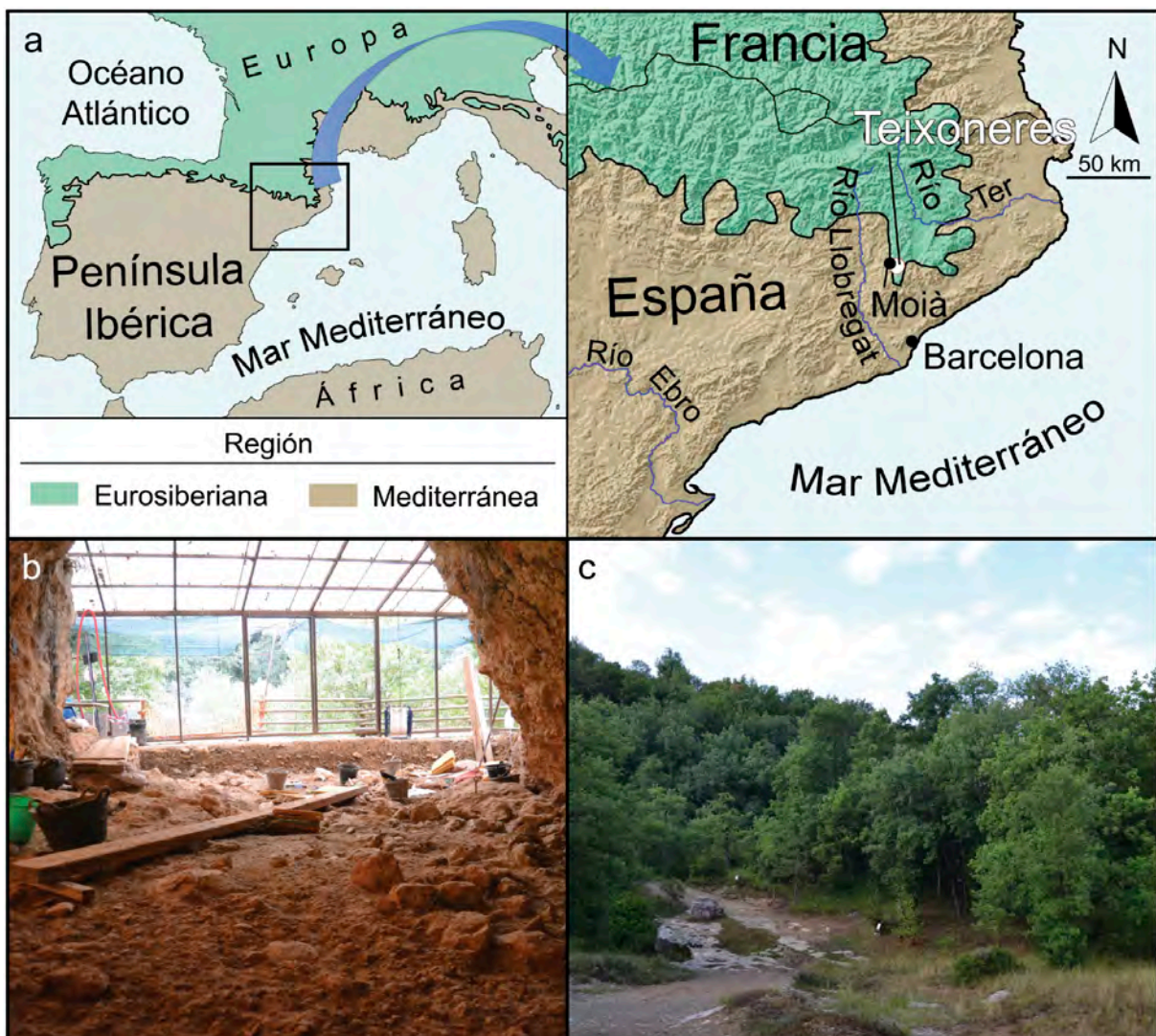
Moià, Barcelona

Pleistoceno medio – Pleistoceno final (MIS 7-MIS 1, 198 – <14 ka BP)

**T**eixoneres ( $2^{\circ} 09' 02''$  E,  $41^{\circ} 48' 25''$  N, 760 m s.n.m.) y El Toll ( $2^{\circ} 09' 02''$  E,  $41^{\circ} 48' 25''$  N, 760 m s.n.m.) son dos yacimientos arqueológicos que se encuentran dentro del sistema kárstico conocido como Covas del Toll, 4 km al este de Moià (provincia de Barcelona, noreste de España) (Figs. 1 y 2). Este sistema kárstico está relacionado con el drenaje del Torrent del Mal, que se ha tallado a través de la piedra caliza autóc-

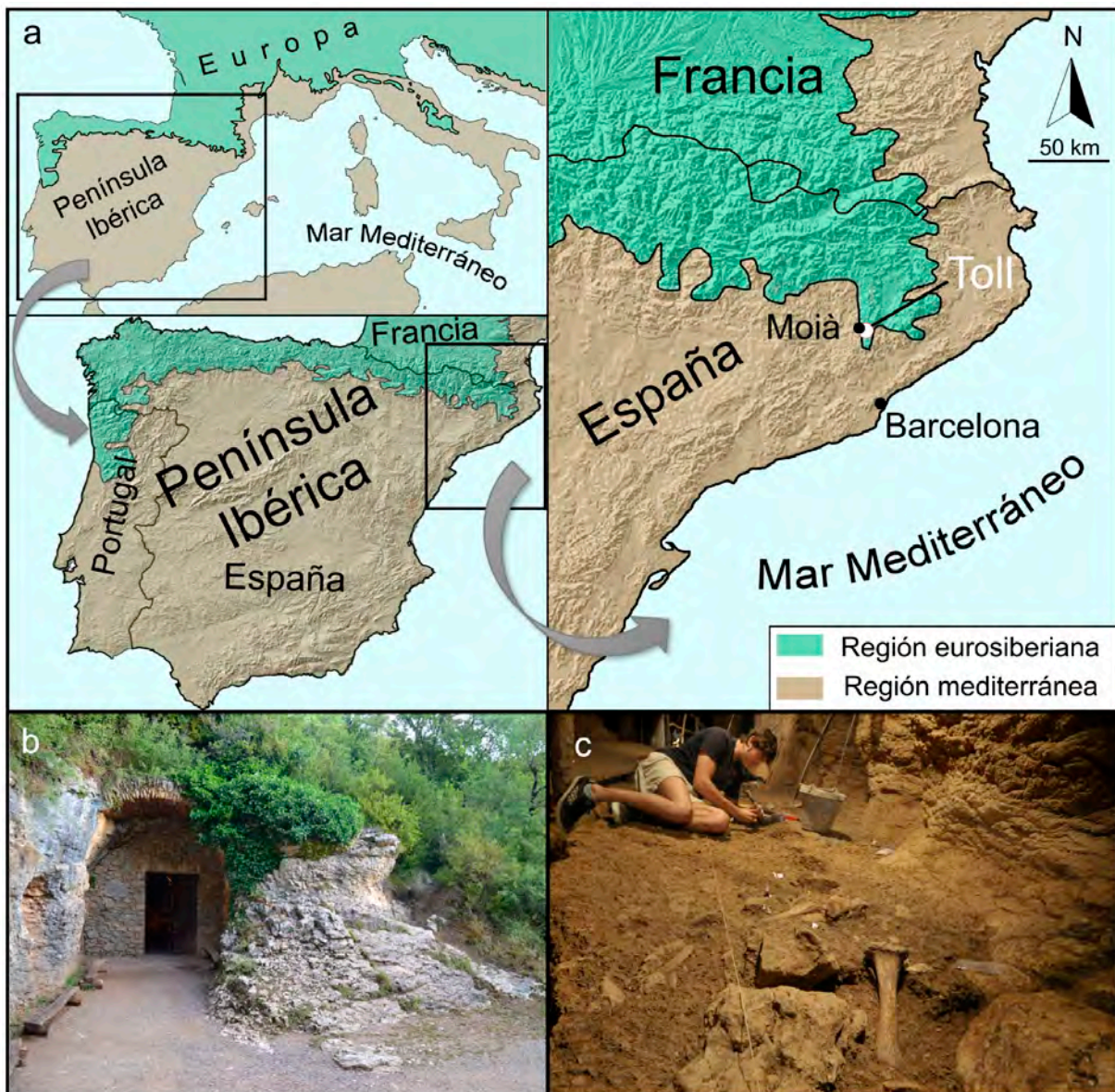
tona de origen neógeno (Formación Collsuspina). La región se encuentra entre el río Llobregat, al sur, y el río Ter, al norte, que conectan la zona interior del norte de Cataluña con el mar Mediterráneo.

Teixoneres dispone de una secuencia sedimentaria de ~ 8 m de espesor, formada por dos regímenes de depósito principales (Fig. 3). El conjunto inferior (Unidad



**Figura 1.** Cova del Teixoneres. a: ubicació en el noreste de la Península Ibérica cerca de la regió Eurosiberiana. b: entrada de la cova. c: àrea de accés a la cova. Redibujado de Ochando *et al.* (2020a)





**Figura 2.** Cova del Toll. a: ubicación en el noreste de la Península Ibérica cerca de la región Eurosiberiana. b: entrada de la cueva. c: área de excavación. Redibujado de Ochando *et al.* (2020b)

VIII y IX) consiste en limos y arenas relacionadas con procesos fluviales que ocurren dentro de la cueva. Los niveles medio y superior (Unidades II, III, V, VI y VII) están formados por flujos de escombros y se caracterizan por una matriz lutítica con bloques de piedra caliza de las paredes y el techo. Hay dos niveles de estalagmitas (Unidades I y IV) que cubren gran parte de la superficie de la cueva, lo que representa períodos específicos con tasas de entrada muy bajas (o inexistentes) de sedimento detrítico en la cueva. La edad para la Unidad VI por pIR-IRSL<sub>225</sub> es de  $198 \pm 11$  ka (rango de incertidumbre  $1\sigma$ ), lo que indica que los depósitos basales incluidos en el estudio palinológico probablemente se acumularon durante MIS 7 o MIS 6 temprano. La datación por U-

series de la Unidad IV ha proporcionado una edad promedio de c. 100 ka. La edad por radiocarbono (ultrafiltración <sup>14</sup>C) obtenida en los huesos de la Unidad III indica una cronología coherente desde más de 51 ka en la parte inferior de la secuencia hasta 44 ka en la parte superior. La datación por <sup>14</sup>C de los huesos de la Unidad II proporciona una cronología de c. 44 ka para la parte inferior de este depósito y 34 ka para la parte superior. La datación de la U-series ha proporcionado una cronología de c. 14-16 ka para la Unidad I.

Por su parte, la Cova del Toll, de aproximadamente 2 km de largo, se compone de tres galerías principales orientadas al sur, este y oeste. La entrada actual se en-



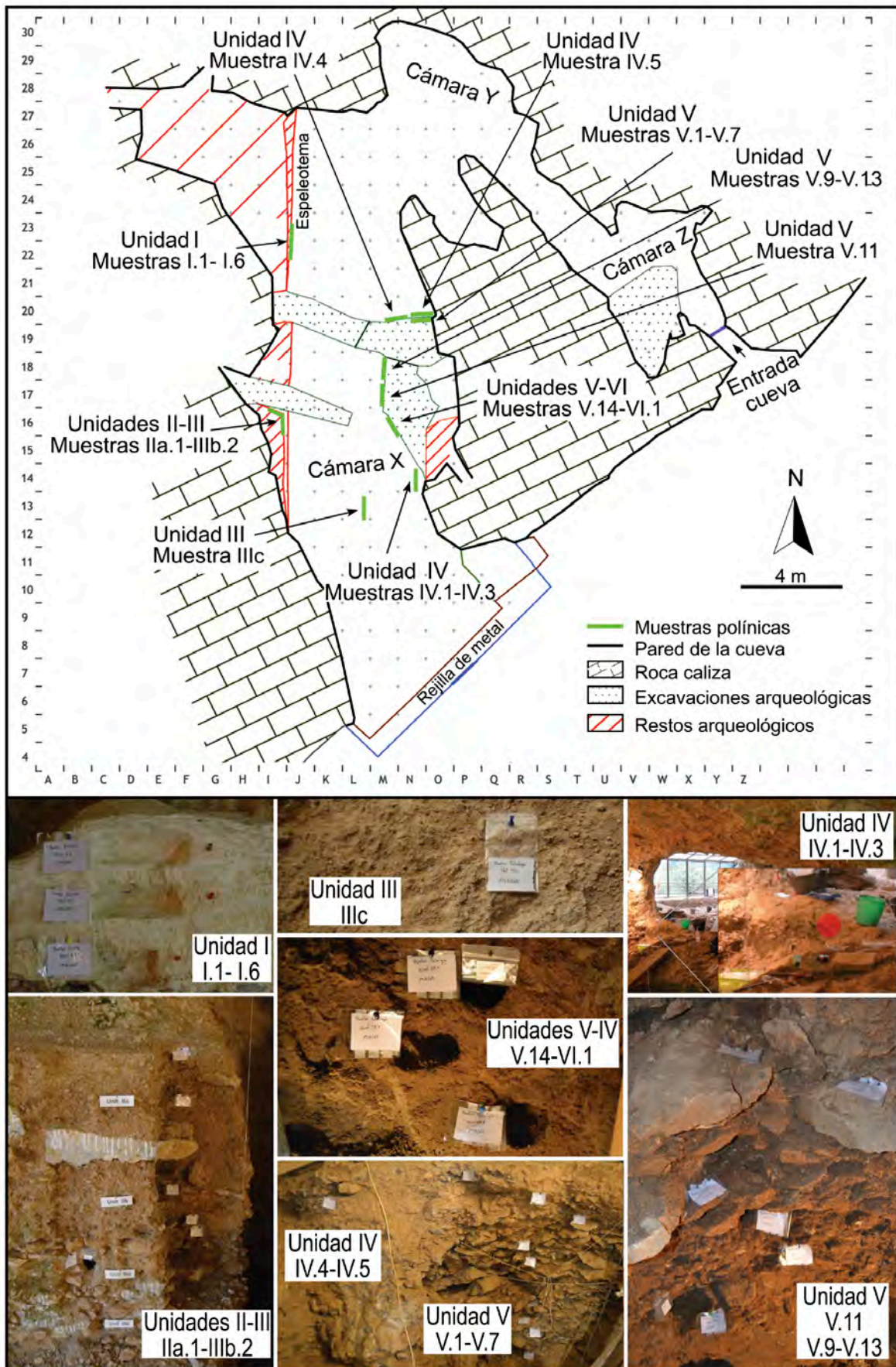


Figura 3. Unidades y secciones litoestratigráficas muestreadas para análisis de polen en la Cova del Teixoneres. Redibujado de Rufà *et al.* (2016) y Ochando *et al.* (2020a)



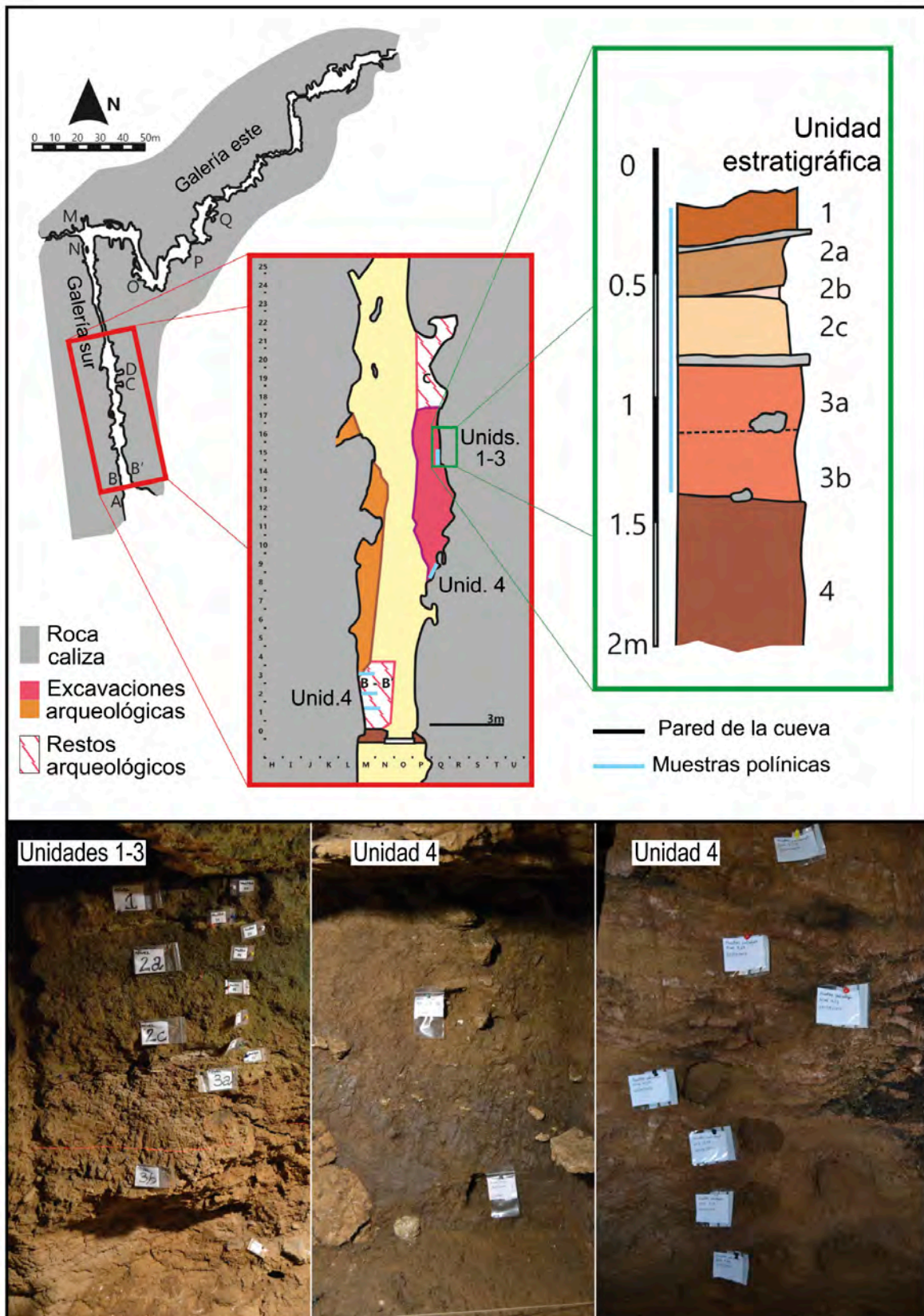
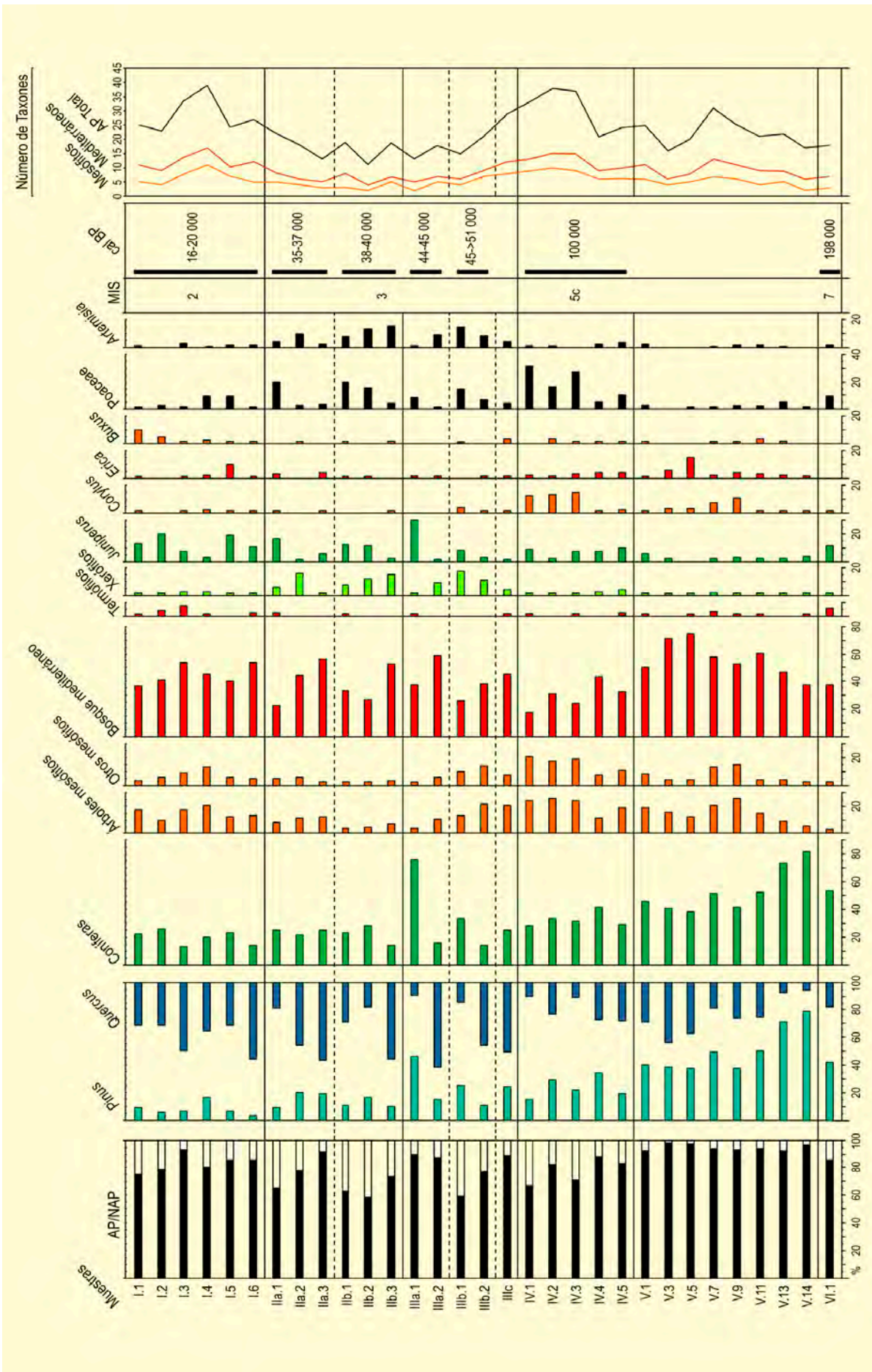


Figura 4. Unidades y secciones litoestratigráficas muestreadas para análisis de polen en la Cova del Toll. Redibujado de Rufà *et al.* (2016) y Ochando *et al.* (2020b)









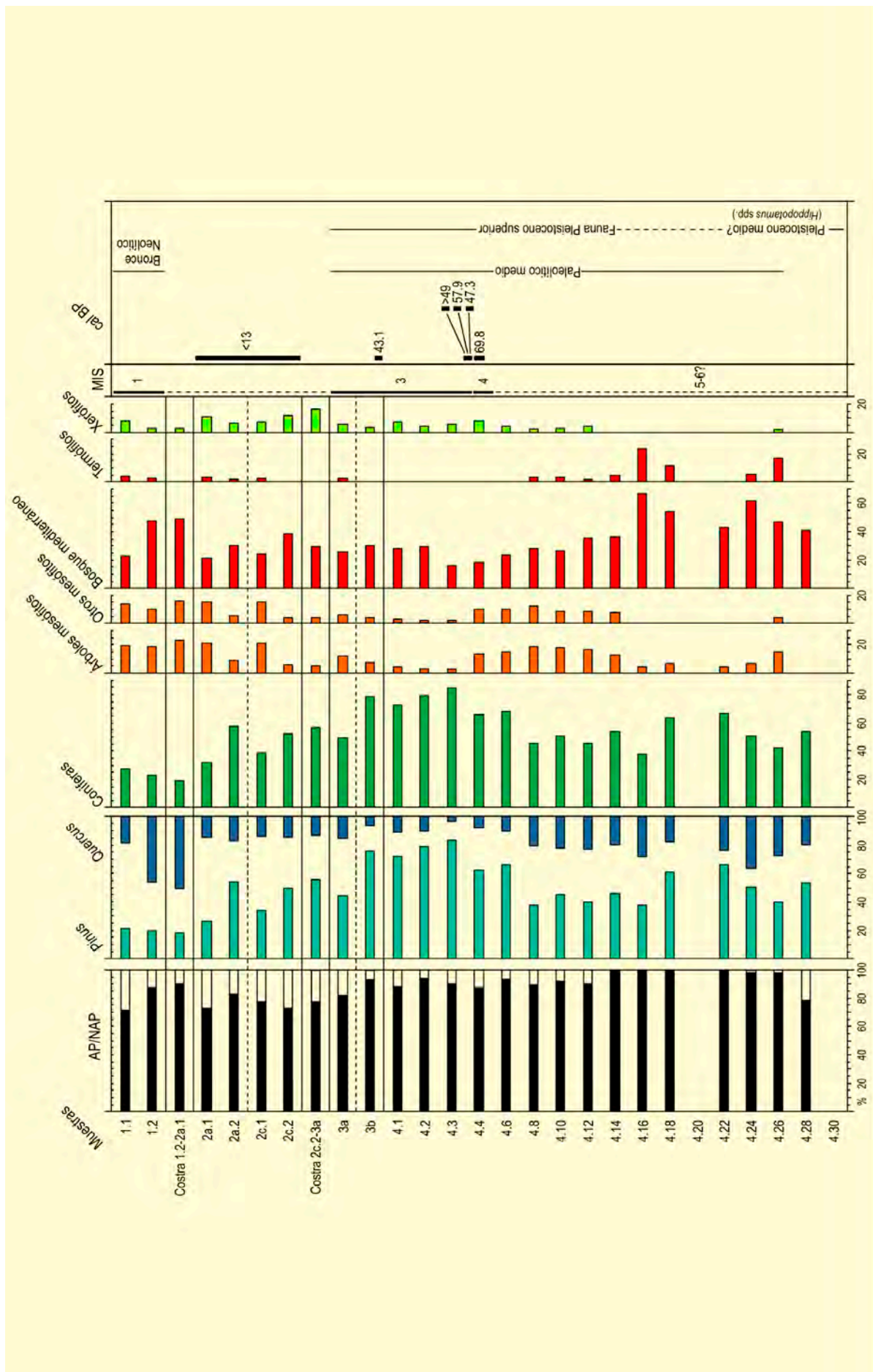
**Figura 7.** Diagrama sintético de Teixoneres. Las coníferas incluyen *Pinus*, *Juniperus*, *Taxus*, *Abies* y *Cedrus*. Los árboles mesófitos incluyen *Quercus* caducifolios + *suber*, *Acer*, *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Fraxinus*, *Populus*, *Salix*, *Castanea*, *Juglans*, *Fagus*, *Celtis*, *Ulmus*, *Sambucus nigra* e *Ilex*. Otros mesófitos comprenden a los árboles mesófitos menos *Quercus* caducifolios + *suber*. Los elementos del bosque mediterráneo incluyen *Quercus* perennifolios, *Pinus halepensis*, *Pinus pinaster*, *Viburnum*, *Sambucus ebulus*, *Buxus*, *Olea*, *Pistacia*, *Myrtus*, *Phillyrea*, *Calicotome*, *Ephedra fragilis*, *Erica*, *Cistus* y *Ceratania*. Los termófitos incluyen *Olea*, *Pistacia*, *Myrtus*, *Phillyrea*, *Calicotome*, *Ephedra fragilis*, *Erica*, *Cistus* y *Ceratania*. Los xerófitos incluyen *Artemisia*, *Amaranthaceae*, *Asphodelus*, *Lamiaceae* y *Ephedra fragilis*. Las líneas discontinuas indican subdivisiones dentro de un nivel arqueológico. Redibujado de Ochando et al. (2020a)











**Figura 10.** Diagrama sintético del Toll. Las coníferas incluyen *Pinus*, *Juniperus*, *Taxus* y *Abies*. Los árboles mesofíticos incluyen *Quercus* caducifolios, *Acer*, *Betula*, *Corylus*, *Fraxinus*, *Populus*, *Salix*, *Castanea*, *Juglans*, *Celtis*, *Ulmus*, *Sambucus nigra* e *Ilex*. Otros mesofíticos comprenden a los árboles mesofíticos menos *Quercus* caducifolios. Los elementos del bosque mediterráneo incluyen *Quercus* perennifolios, *Pinus halepensis*, *Pinus pinaster*, *Viburnum*, *Sambucus ebulus*, *Buxus*, *Olea*, *Pistacia*, *Myrtus*, *Calicotome*, *Ephedra fragilis*, *Erica* y *Cistus*. Los termofitos incluyen *Olea*, *Pistacia*, *Myrtus*, *Calicotome*, *Ephedra fragilis*, *Cistus* y *Asphodelus*. Xerofitos incluyen *Artemisia*, *Amaranthaceae*, *Asphodelus*, *Lamiaceae* y *Ephedra fragilis*. Las líneas discontinuas indican subdivisiones dentro de un nivel arqueológico. Redibujado de Ochando et al. (2020b)

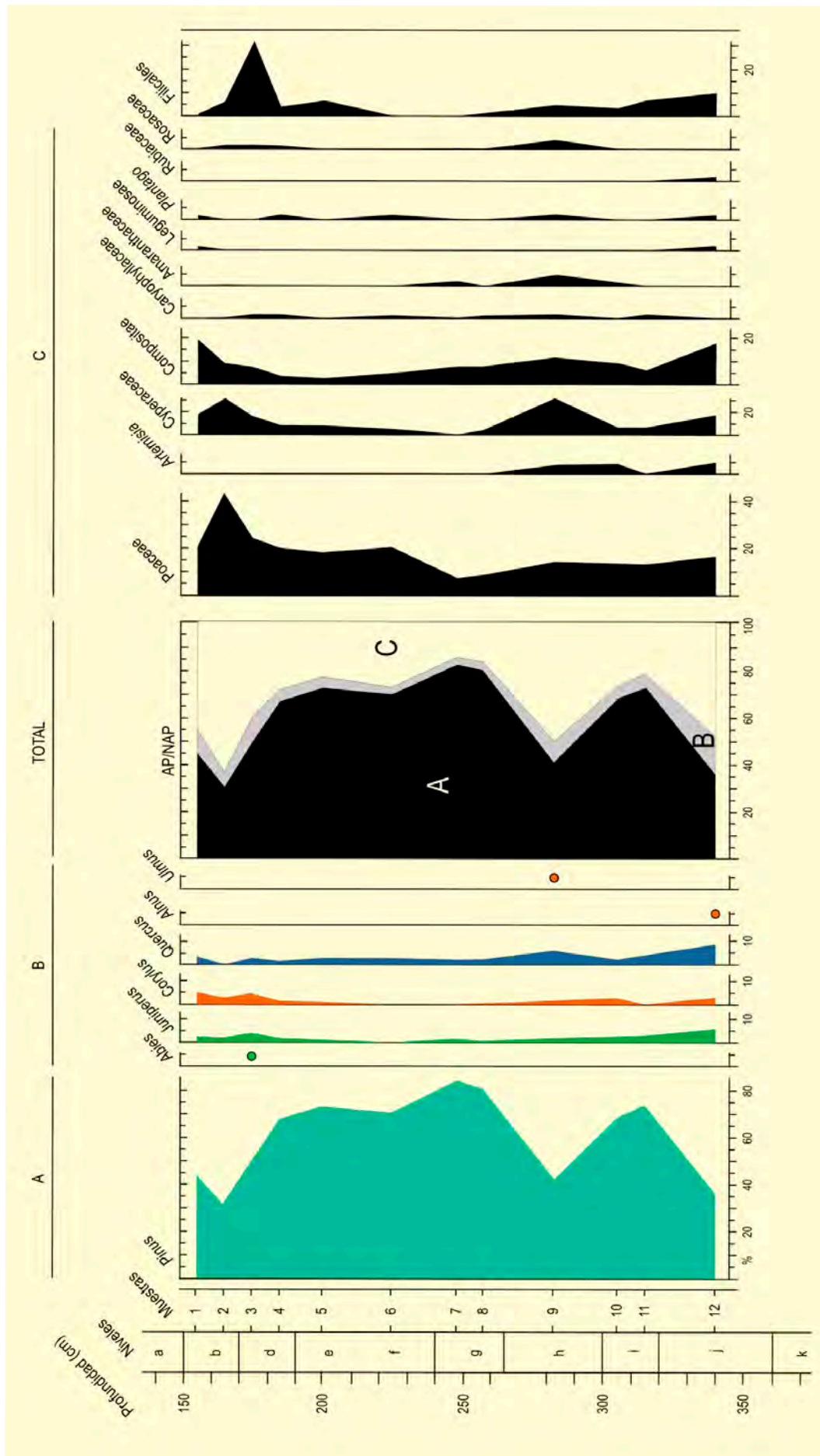


Figura 11. Diagrama polínico del Toll. Redibujado de Donner y Kurtén (1958).



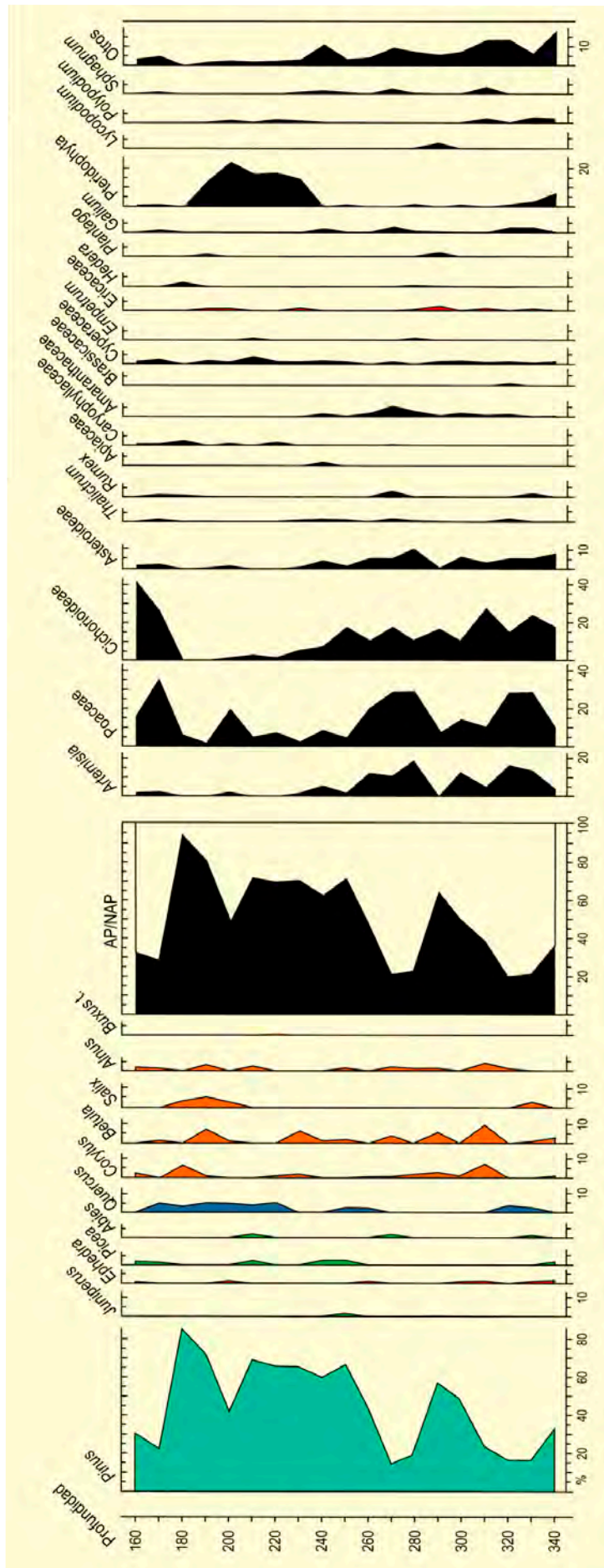


Figura 12. Diagrama polínico del Toll. Redibujado de Menéndez-Amor & Florschütz (1962)





Teixoneres y Toll se encuentran en un bioclima oceánico templado, dentro de los límites superiores de la región mediterránea (clima submediterráneo) y cerca de la región eurosiberiana (Figs. 1 y 2). La estación meteorológica cercana en Moia muestra una temperatura media anual de 13,7° C (9° C en los meses más fríos y 18,5° C en los meses más cálidos) y una precipitación anual de 749 mm. El área se encuentra en el cinturón supramediterráneo con ombroclima subhúmedo y, biogeográficamente, pertenece a la Provincia Pirenaica del Sector Pirenaico Oriental.

En Teixoneres el muestreo se realizó en varios perfiles estratigráficos verticales dentro de la cámara X (Unidades I-VI), asumiendo que la secuencia completa no está representada en una sola sección. La Unidad I se muestreó en los cuadros I-22 y I-23, las Unidades II y III en I-16 y L-13, la Unidad IV en N-14, M-20 y N-20, la Unidad V en N-19, M-18, M-17 y M-16, y la Unidad VI en M-16 (Fig. 3). Se analizaron 33 muestras, de las cuales 31 fueron poliníferas y 2 estériles que procedían de la Unidad VI (VI.2, VI.3).

De igual manera, en El Toll, el muestreo se llevó a cabo en varios perfiles estratigráficos dentro de la galería sur (Unidades 1-4) (Fig. 4). La Unidad 1, la Costra entre las unidades 1-2, la Unidad 2, la Costra entre las unidades 2-3 y la Unidad 3, se muestrearon en el cuadro Q-14, y la Unidad 4 en los cuadros P-08, M-01, M-02 y M-03. Se analizaron 27 muestras, de las que 25 resultaron poliníferas y 2 estériles en la Unidad 4 (4.20, 4.30).

Las secuencias de Teixoneres y Toll demuestran la permanencia a largo plazo de un ecosistema forestal relativamente denso dominado por *Quercus* y *Pinus*, con importantes implicaciones para una gran cantidad de árboles, incluidos *Juniperus*, *Corylus*, *Castanea*, *Abies*, *Taxus*, *Acer*, *Alnus*, *Betula*, *Carpinus betulus*, *Tilia*, *Celtis*, *Fraxinus*, *Juglans*, *Fagus*, *Buxus*, *Populus*, *Salix* y *Ulmus*, así como indicadores de termicidad como *Calicotome*, *Olea*, *Ceratonia*, *Cistus*, *Ephedra fragilis*, *Myrtus*, *Pistacia*, *Phillyrea*, *Rhamnus* y *Viburnum* (Figs. 5-10). El componente xero-heliofítico (*Artemisia*, Poaceae, Amaranthaceae, *Erica*, *Ephedra fragilis*) aumenta en algunos episodios pero nunca es dominante en el paisaje.

Aunque las evidencias de *Quercus* perennifolios (principalmente *Quercus ilex*) durante las etapas glaciales del

Cuaternario indican una abundancia limitada, los registros antracológicos han postulado la existencia de poblaciones locales en las montañas del este peninsular. Considerando la ecología y biogeografía actual, así como las características palinológicas propias de los espectros polínicos, y aunque no se han encontrado sus pólenes en las muestras estudiadas (el polen de *Q. suber* suele estar infrarrepresentado en los diagramas polínicos), cabe asumir que el alcornoque (*Quercus suber*) debió estar presente alrededor de Teixoneres y Toll durante el Pleistoceno, junto a especies de *Quercus* caducifolios.

Las evidencias paleobotánicas encontradas en Teixoneres y Toll, respaldadas por estudios previos del Pleistoceno superior en el noreste de Iberia, confirman la dominancia de los bosques de *Pinus*, especialmente durante los estadales. Así, los restos antracológicos de Teixoneres muestran que los tipos *Pinus pinea/pinaster* y *Pinus sylvestris* son abundantes en los hogares de las Unidades II, IIb y III. La presencia de *Pinus pinaster* en Cataluña se reduce hoy a pequeñas formaciones aisladas, pero estuvo claramente presente durante el Pleistoceno, probablemente formando parte de bosques mixtos con *Quercus* caducifolios y perennifolios. Además, no se puede descartar la presencia de *Pinus pinea* en el pasado debido a la proximidad del sitio a las plataformas costeras del Mediterráneo (50-60 km de distancia).

Teniendo en cuenta su distribución actual, cabe mencionar la posible existencia de algunas especies arbóreas típicamente eurosiberianas como *Abies alba* y *Fagus sylvatica*. La presencia del nogal (*Juglans regia*) en Teixoneres refuerza los datos palinológicos previos que indican la naturalidad de la especie en Europa Occidental. Del mismo modo, la aparición de *Carpinus betulus* en Toll refuerza los datos polínicos anteriores, los cuales sustentan la naturalidad de las poblaciones actuales en el suroeste de Europa.

En el caso de Teixoneres es destacable la existencia de un refugio forestal durante las etapas más frías y áridas del Pleistoceno superior, así como la extraordinaria abundancia de *Quercus* en una latitud tan elevada dentro de la Península Ibérica.

#### Más información

Ochando *et al.* (2020a, b)



# CUCÚ

Sierra María-Los Vélez, Chirivel, Almería  
Pleistoceno medio – Pleistoceno superior (140-70 ka BP)

La Cueva Cucú (Figs. 1 y 3) se sitúa a una altitud de 1610 m s.n.m. en la vertiente meridional de la montaña de El Cabezo, dentro del Parque Natural Sierra María-Los Vélez (Sistema Bético), al norte de la provincia de Almería en el término municipal de Chirivel (37° 38' 20" N, 2° 15' 27" O). Se trata de una comarca de gran singularidad biogeográfica y cultural, donde coexisten aspectos propios de la meseta manchega, la vega murciana y la alta montaña andaluza, originando una acusada identidad patrimonial con numerosos vestigios históricos que evidencian su papel de zona de tránsito, y abundantes testimonios de abrigos con pinturas rupestres. El clima es de tipo continental Mediterráneo (condiciones semiáridas), con una

temperatura media anual de 10 °C y una precipitación media de 450 mm/año.

La cueva tiene unos 30 m de longitud, con una abertura muy grande y una cámara principal. A su entrada se encuentra un relleno sedimentario de 9 m de espesor, con abundantes restos de micromamíferos, la columna estratigráfica en la cual se realizó el muestreo paleopalinológico (4 muestras), cuya cronología se extendería entre 140-70 ka BP (González-Ramón *et al.* 2012). En ella no se han documentado evidencias de componentes antrópicos, toda vez que la localización de la cueva a gran altitud, en comparación con el valle subyacente, posiblemente confinó la actividad humana a cotas más bajas.



Figura 1. Entrada de Cueva Cucú en la montaña de El Cabezo, desarrollada a partir de un plano de falla (Foto: González-Ramón *et al.* 2012)



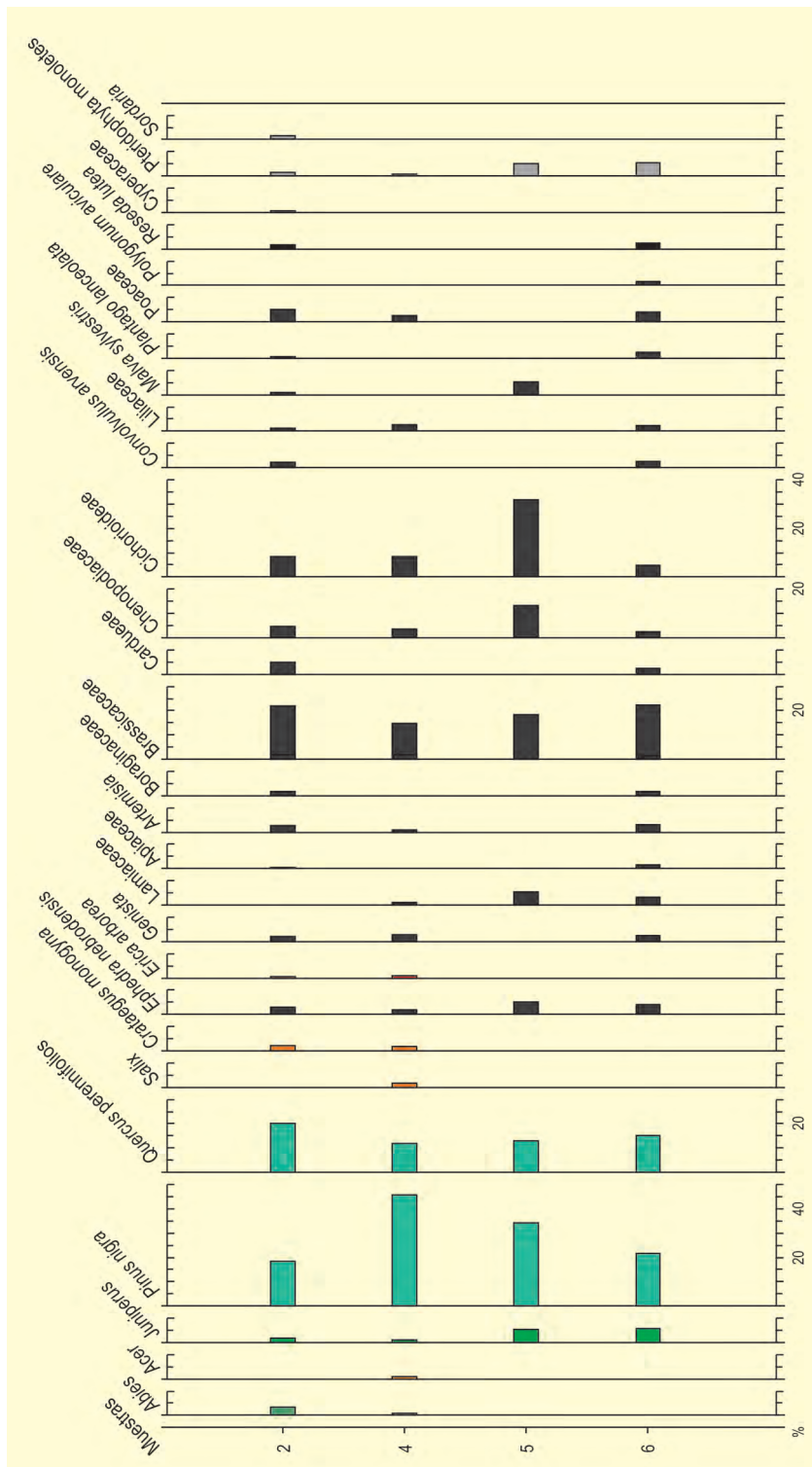


Figura 2. Diagrama polínico sintético de la Cueva Cucú. Modificado de González-Ramón et al. (2012)

La información paleoambiental del registro polínico de Cucú (Fig. 2) es relativamente uniforme a lo largo de las cuatro muestras estudiadas, reflejando, en el marco cronológico señalado, un clima frío y seco, con escasas precipitaciones. En este momento del Pleistoceno superior, bosques altimontanos de pino laricio (*Pinus*

*nigra* subsp. *salzmannii*) y formaciones arbustivas leñosas (*Genista*, *Erinacea*, *Juniperus* y *Vella spinosa*) constituirían la vegetación dominante en las zonas más altas del piso oromediterráneo de Sierra María-Los Vélez, junto a los relieves kársticos del entorno inmediato de la cueva.



**Figura 3.** Vista del perfil sedimentario de Cueva Cucú (Foto: González-Ramón *et al.* 2012)

Un importante elenco de elementos xerófilos (*Ephedra nebrodensis*, Chenopodiaceae, *Artemisia*, *Reseda lutea* y Lamiaceae), junto a Poaceae, caracterizaría comunidades vegetales de estepa fría, típicas de estadios especialmente fríos y xéricos del Pleistoceno superior entre 140 y 70 ka. BP (final del MIS6, MIS5b, MIS 5d, inicios MIS4). No obstante, la prevalencia de un clima seco podría explicar la importancia porcentual de *Quercus* perennifolios, fundamentalmente en las cotas más bajas hacia el fondo de valle.

La presencia de algunos palinomorfos en el registro polínico (Cichorioideae, Cardueae, Boraginaceae, *Convolvulus arvensis*, *Malva sylvestris*, *Plantago lanceolata*, *Polygonum aviculare* y *Sordaria*) podría ser explicada tanto en términos de conservación diferencial como de su incorporación accidental a los sedimentos por animales.

Finalmente, la secuencia polínica de Cucú tiene el interés añadido de la identificación, en las dos muestras superiores de la columna estratigráfica, de polen de *Abies*, probablemente de pinsapo (*A. pinsapo*), en una zona donde actualmente esta especie no está presente. Tales datos reflejarían, con toda probabilidad, la presencia local de pequeños reductos de pinsapar, en aquellos lugares donde la instalación del pinar fuera más dificultosa (Alba Sánchez *et al.* 2010). En cronologías parecidas, también se ha documentado polen de *Abies* en la turbera del Padul, en las faldas de Sierra Nevada. En torno a estas fechas parece cerrarse la conexión entre las poblaciones de abetos del sur de Europa, particularmente entre el abeto blanco (*Abies alba*) y el pinsapo, coincidiendo además con la instalación de una cuña árida en el sureste de la Península Ibérica. Por tanto, en los inicios del Pleistoceno superior podría hipotetizarse el aislamiento y configuración de los primeros pinsapares peninsulares, con poblaciones más extensas que en la actualidad (Serranía de Ronda), ocupando también enclaves como los de la Sierra María-Los Vélez, tanto en suelos calizos como silíceos, dado su carácter frugal en cuanto a requerimientos edáficos y litológicos, y alcanzando incluso cotas superiores a las actuales en el seno del piso oromediterráneo.

#### Más información

Alba-Sánchez *et al.* (2010), González-Ramón *et al.* (2012)





# CUESTA DE LA BAJADA

Alfambra, Teruel  
Pleistoceno medio (MIS 9-8)

Cuesta de la Bajada ( $40^{\circ} 21' 54''$  N,  $1^{\circ} 06' 28$  O; 920 m s.n.m.) es un yacimiento del Pleistoceno medio en el que se han documentado algunas de las primeras evidencias de las tradiciones de herramientas de piedra del Paleolítico medio en las capas CB3, CB2 y CB1 (Santonja *et al.* 2014, 2016) (Fig. 1). El conjunto de herramientas de pequeño formato, dominado por simples escamas y raspadores, se asocia con abundantes restos de équidos y cérvidos, en los que tanto la percusión como las marcas de corte están bien representado. Esto indica el acceso principal a los cadáveres deshuesados por homínidos. La industria lítica, documenta una cadena operativa completa, indica que el tallado se realizó *in situ*.

Las 10 terrazas fluviales identificadas en esta área (denominada T10 a T1 desde la actual llanura aluvial

hasta el depósito más alto), la Cuesta de la Bajada forma parte de la terraza T4 (+50-53 m sobre el nivel actual del río) (Fig. 2). Fue excavado en dos fases: el sector occidental de 1990 a 1994 y el sector oriental de 1999 a 2011. Ambos sectores se ubican a unos 18 m por encima de la base conocida de la secuencia fluvial de la terraza T4 de la Alfambra. Los niveles arqueológicos del sector oriental están asociados a una pequeña depresión de deformación ubicada entre una secuencia cíclica de barras de grava y lodos de llanuras aluviales. Basado en un horizonte de nivel inferior estéril (G) toscamente masivo, subangular a guijarros sub-redondeados, la secuencia de relleno subsiguiente del yacimiento arqueológico se compone de tres capas que cubren un espesor de 1,5 m. De abajo hacia arriba, estas unidades son denotado CB3, CB2 y CB1. Finalmente, estos niveles tienen un límite de facies de llanura aluvial de 1 m de espesor.



Figura 1. Vista del yacimiento de Cuesta Bajada (Foto: M. Santonja)



Figura 2. Vista desde el yacimiento de Cuesta Bajada (Foto: M. Santonja)

Análisis sedimentológicos del área sugieren que el yacimiento se formó durante un corto período de tiempo alrededor de un estanque no lejos de un río.

Las edades numéricas derivadas de la combinación de ESR y los métodos de datación OSL indican que el nivel más bajo CB3 es 317-240 ka BP, lo que corresponde al MIS 8 o al final del MIS 9. Estos datos numéricos son corroborados por el estudio de pequeños mamíferos, en particular de *Cricetulus (Allocricetus) bursae*, *Arvicola aff. sapidus* y *Microtus (Iberomys) brecciensis*. Esto hace posible colocar el sitio (CB3 a CB1) en el avanzado, pero no final, Pleistoceno medio. Como lo enfatiza Duval *et al.* (2017), el conjunto de roedores de la Cuesta de la Bajada puede estar correlacionado con la Unidad faunística 6 de Atapuerca según lo definido por Cuenca-Bescós *et al.* (2010, 2016), es decir, aproximadamente 610-230 ka según US-ESR datación (Falgueres *et al.* 1999; Pares *et al.* 2013) o 820-198 ka por datación por luminiscencia estimulada por infrarrojos (IRSL) (Berger *et al.* 2008). La asociación de grandes mamíferos, compuesta por *Canis lupus*, *Elephas (Palaeoloxodon) anti-*

*quus*, *Stephanorhinus cf. hemitoechus*, *Equus chosaricus*, *Cervus elaphus*, *Bos primigenius*, *Rupicapra rupicapra* y *Capra sp.*, también es característica del Pleistoceno medio.

Sin embargo, la datación AAR sugiere una edad mayor de  $431 \pm 44$  ka (es decir, MIS 11/12) para el nivel CB3, que no es concordante con el anterior mencionaron estimaciones de ESR y OSL. Según Sesé *et al.* (2016), *Cricetulus (A.) bursae* es más grande que la población de Cúllar-Baza (cerca de 600 ka), pero similar al de Aridos-1 (MIS 11) y algo más pequeño que el de Valdocarros II (MIS 8 / 7). Esto sugiere que la edad de Cuesta de la Bajada puede caer entre MIS 11 y el final de MIS 8. La datación AAR de una edad de MIS 11/12 no se puede descartar cuando los datos biocronológicos son considerados. Sin embargo, aquí seguiremos el consenso, basado en las estimaciones de edad de ESR y OSL, que el yacimiento tiene una edad de MIS 9 o MIS 8.

La diversidad de polen es bastante baja en la parte inferior de la secuencia (CB1 a CB3) y bastante ausente



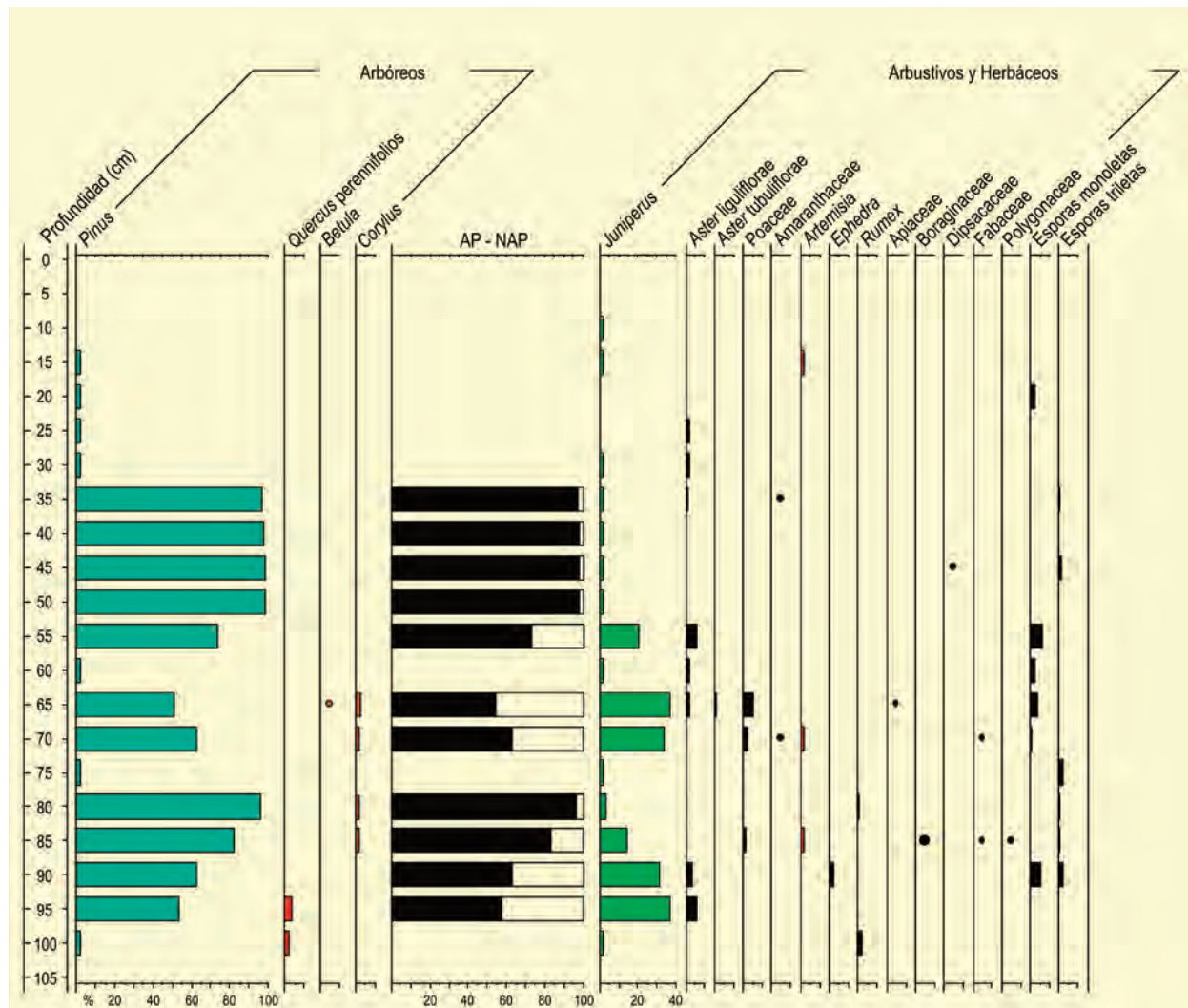


Figura 3. Histograma polínico de la secuencia de Cuesta Bajada (Teruel). Redibujado de Blain *et al.* (2017)

para el nivel P (Fig. 3). Los taxones arbóreos presentes, además de *Pinus* y *Juniperus*, son *Corylus*, *Betula*, y *Quercus*. La vegetación herbácea está compuesta principalmente por taxones xéricos (*Asteraceae* y *Poaceae*) y elementos estépico fríos (*Amaranthaceae*, *Artemisia* y *Ephedra*). El paisaje reconstruido a partir del análisis de polen muestra una diversidad bastante baja dominada por pinares y *Juniperus* (AP / NAP siempre superior al 60% para CB<sub>3</sub>, CB<sub>2</sub> y CB<sub>1</sub>); sin embargo, a lo largo de la secuencia, hay una progresiva tendencia a condiciones más secas y una transición a una deforestación paisaje (nivel P). Es de destacar que no hay taxones acuáticos, lo que podría explicarse por la distancia a estos ambientes más que por aridez.

La reconstrucción paleoambiental basada en la herpetofauna sugiere un bosque deficiente (15-20 %) creando un paisaje con una gran representación de prados secos, y hábitats de matorrales junto con hábitats acuáticos bien evidenciados. Estas reconstrucciones son consistentes con otros proxies recuperados de la Cuesta de la Bajada (polen, pequeños y grandes mamíferos) y otros registros paleoclimáticos europeos MIS 8-9, y así permitimos correlacionar los niveles CB<sub>2</sub> y CB<sub>3</sub>, dentro del rango dado por las fechas numéricas OSL y ESR, con la última parte de MIS 8 (265-257 ka) o MIS 9b (303-290 ka).

#### Más información

Blain *et al.* (2017)



# CUEVA NEGRA

Estrecho del río Quípar, Caravaca de la Cruz, Murcia  
Pleistoceno inferior – Pleistoceno medio

La Cueva Negra del Estrecho del río Quípar (La Encarnación, Caravaca, Murcia) es un abrigo rocoso de 12 x 12 m y 4-5 m de altura, que contiene artefactos achelenses y musterienses, restos óseos asimilables a un tipo preneandertal próximo a *Homo heidelbergensis* y abundantes restos faunísticos en los que la microfauna tiene afinidad cromerense. En el caso de *Allophaiomys chalinei*, *Mimomys savini*, *Arvicola* cf. *deucalion* y *Pliomys episcopolis*, cabe resaltar que a mediados del Pleistoceno medio se habían extinguido del continente europeo (Walker *et al.* 2006). El abrigo se sitúa a 750 m s.n.m. en un escarpe del río Quípar a 38° 02' 05" N y 01° 53' 10" O (Figs. 1 y 3).

A través de análisis polínico, se estudió una muestra de superficie, la cual difiere palpablemente en su composición de las muestras pleistocénicas. El predominio en superficie es de *Pinus*, *Pinus pinaster*, *Helianthemum*, Genisteae y *Plantago*, mientras las muestras fósiles exhiben la dominancia de *Quercus*, Poaceae, *Artemisia* y Asteraceae.

Los espectros polínicos del Pleistoceno (Fig. 2) son relativamente homogéneos y aparecen codominados por dos grupos de *Quercus* (15-35%), probablemente *Quercus faginea* y *Quercus ilex/rotundifolia* o *Q. coccoifera*. *Pinus*, *Juniperus* y *Olea* aparecen con frecuencias



Figura 1. Perspectiva desde el interior hacia la entrada de la Cueva Negra (Foto: Santiago Fernández)



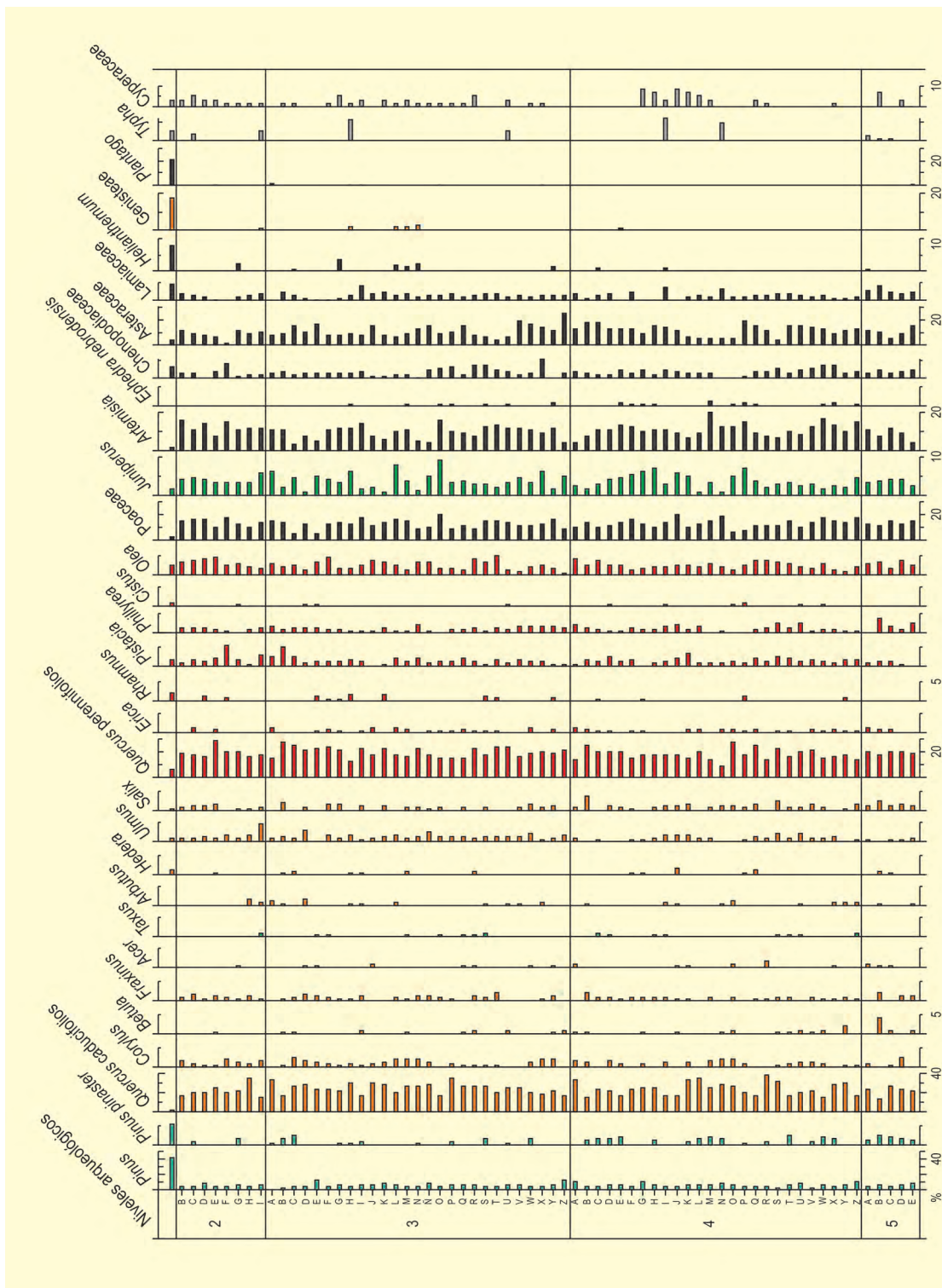


Figura 2. Diagrama de la secuencia polínica de Cueva Negra. Redibujado de Carrión et al. (2003)



**Figura 3.** Excavaciones en la Cueva Negra del Estrecho del río Quípar (Foto: Santiago Fernández)

en torno al 2-3%, mientras se constata la presencia continua de *Corylus*, *Betula*, *Pinus pinaster*, *Fraxinus*,

*Ulmus*, *Salix*, *Pistacia* y *Phillyrea*. Esporádicamente, aparecen *Acer*, *Taxus*, *Arbutus*, *Hedera* y *Cistus*.

El componente herbáceo es abundante (*Artemisia*, Poaceae, Asteraceae, Chenopodiaceae y Lamiaceae). El paisaje inferido resulta en la coexistencia de vegetación esteparia y biotopos forestales, éstos probablemente de carácter local y asociados a la presencia del río.

Inicialmente (Carrión *et al.* 2003b), estos espectros polínicos fueron interpretados en el contexto de los refugios glaciales del Pleistoceno superior basándose en la atribución cronológica de Walker *et al.* (1998, 2004). Estudios paleontológicos posteriores sugieren una cronología cromeriense (hace medio millón de años, aproximadamente) y, por tanto, los datos resultan más concordantes con los de una vegetación típicamente interglacial o interstadial (Walker *et al.* 2006). Una datación todavía más reciente sugiere que la ocupación humana del sitio se remontaría a 900 ka BP (Scott & Gibert 2009). En este contexto, los datos palinológicos deben ser tomados con la cautela necesaria en cuanto a su atribución cronoestratigráfica.

#### Más información

Walker *et al.* (1998, 2004, 2006), Carrión *et al.* (2003, 2005), Yll & Carrión (2003), Scott & Gibert (2009)





# DOLINA DE POLVOREDO

Valle del Valdeburón, Burón, León  
Pleistoceno superior – Holoceno (18520 cal BP – actualidad)

La turbera de la Dolina de Polvoredó ( $43^{\circ} 03' N$ ,  $05^{\circ} 05' O$ ) se localiza a unos 1500 m s.n.m., en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica en el valle de Valdeburón. Este valle se incluye dentro del Parque Regional de los Picos de Europa (Fig. 1), al noroeste de la provincia de León. La zona está ubicada en la denominada Unidad del Ponga y se asienta sobre materiales carboníferos. Bordeando el depósito afloran calizas negras.

La existencia de glaciario en el entorno de la dolina queda patente con la presencia de pequeños circos que presentan diversas zonas de sobreexcavación glaciario (Fig. 2). El ombroclima de esta parte de la Cordillera Cantábrica es hiperhúmedo, siendo la vegetación dominante formaciones de *Fagus sylvatica*, aunque también son importantes los robledales (*Quercus robur* y *Quercus petraea*) y algunas pequeñas poblaciones de tejo, acebo y enebro.

El análisis palinológico de este registro (Fig. 3) ha sido realizado por García-Rovés (2007). El testigo recogido en la dolina tenía una longitud de 115 cm, en donde se estudiaron muestras cada 5 cm. En la columna estratigráfica se diferenciaron tres niveles distintos, siendo el primero de ellos (0-30 cm) un nivel de turba herbácea de color oscuro con abundantes restos vegetales. Los dos siguientes niveles (30-85 cm y 85-115 cm) se corresponden con capas limo-arcillosas de color gris claro y escasos fragmentos vegetales, siendo los 30 cm más profundos un nivel en el que el contenido orgánico es menor, la cantidad de arcilla mayor y el grano más fino. Para esta secuencia se efectuaron tres dataciones radiocarbónicas (Tabla 1), siendo la más basal de unos 18500 años de antigüedad a 100-105 cm.

La importancia de este depósito radica en su antigüedad (considerando las dataciones y, mediante una



Figura 1. Parque Regional de los Picos de Europa (Foto: V. Rellosó Mendive)



Figura 2. Circo glaciario del Mampodre próximo a Polvoredó (Picos de Europa) (Foto: A. Díez Gozález)

**Tabla 1.** Dataciones radiocarbónicas de la turbera de la Dolina de Polvoredó (León). La edad calibrada se tomó como el punto medio del intervalo de probabilidad (95,4%, 2 $\sigma$ )

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP 2 $\sigma$	Años cal. BP	Método
Beta-211202	45-50	4740 $\pm$ 40	5586-5326	5493	AMS
Beta-218377	75-80	10500 $\pm$ 40	12691-12242	12514	AMS
Beta-208785	100-105	15110 $\pm$ 60	18697-18106	18520	AMS

extrapolación lineal, la base del sondeo se situaría en torno a 20900 años BP), si bien su escasa potencia indica una tasa de sedimentación muy baja que, junto con las pocas muestras estudiadas, no posibilita un estudio de alta resolución para los importantes eventos climáticos desde el Último Máximo Glacial. Por lo tanto, la secuencia polínica de la Dolina de Polvoredó, en la que se han identificado 7 zonas polínicas, alcanza una cronología desde hace casi 21000 años hasta la actualidad, comprendiendo el final del Último Máximo Glacial, el Tardiglacial y el Holoceno, aunque con falta de precisión cronológica (Fig. 3).

Durante el final del Pleistoceno (zonas 1-4) se observan varios episodios climáticos diferentes, que podrían relacionarse con los encontrados en otras secuencias europeas, pero lo más interesante es que durante toda esta fase anterior al Holoceno se detecta la presencia de taxones mesófilos (*Quercus*, *Corylus*, *Betula*, *Fraxinus*, *Salix*, *Populus*, *Alnus* y *Fagus*), que corroboran la existencia de refugios incluso durante las etapas menos favorables.

Siguiendo la interpretación de la autora, en la zona 1 del diagrama se observa un paisaje más o menos abierto (65-55% de polen no arbóreo) dominado por Poaceae y *Artemisia*, junto con la presencia de *Juniperus* y *Erica*, aunque no dejarían de ser importantes las formaciones de *Pinus sylvestris*. Estas condiciones se correlacionan con la acumulación de agua en este depósito, desembocando en la formación de un entorno de características lacustres, tal y como apuntan el desarrollo de comunidades algales (*Pediastrum*) y de taxones hidrohigrófilos (Cyperaceae, Juncaceae y *Typha*).

Las zonas 2, 3 y 4 corresponderían con el Tardiglacial, y presumiblemente, abarcarían los períodos climáticos Dryas I, Interestadio Tardiglacial y Dryas reciente. Las fases menos favorables climáticamente del Dryas I

y el Dryas reciente se caracterizan por: (a) la reducción del componente arbóreo (sobre todo de *Pinus sylvestris*) y el consiguiente aumento del herbáceo (65-70% de polen no arbóreo), (b) entre el componente herbáceo destaca la elevada presencia de taxones estépico como Chenopodiaceae y, sobre todo, de *Artemisia*, que llega a alcanzar valores del 40%, y (c) reducción de los valores de las hidro-higrófilas Cyperaceae, Juncaceae y *Typha*. Por el contrario, durante el Interestadio Tardiglacial se observa el patrón inverso, ya que se produce el desarrollo de la vegetación arbórea (*Pinus sylvestris* y *Betula* principalmente, aunque también *Quercus caducifolia* y *Corylus*) y arbustiva (*Juniperus* y *Calluna*), el notable descenso de los valores de los taxones estépico y el aumento de los porcentajes de plantas hidrohigrófilas.

Tras la fría y árida fase del Dryas reciente (zona 4), que finaliza el Pleistoceno, se poseen datos para todo el Holoceno (zonas 5-7). Este período se inicia con la rápida expansión de las formaciones arbóreas, formadas mayoritariamente por *Pinus sylvestris*, *Betula*, *Corylus* y *Quercus caducifolia*. Junto con este elenco arbóreo aparecen, además, *Fagus*, *Alnus* y *Ulmus* que junto con la expansión de plantas hidrohigrófilas indican la típica mejora climática asociada al Holoceno.

La escasa potencia del registro, junto con que sólo hay una datación para la zona holocena, hace difícil poder establecer cronologías concretas para los cambios que se observan. Estos cambios son: (a) tras la expansión arbórea se detecta una regresión forestal de, sobre todo, pinos y avellanos desde hace unos 5000 años y que continúa hasta la actualidad, (b) esta regresión probablemente esté relacionada con el impacto humano, ya que se detecta mayor presencia de taxones favorecidos por las actividades antropogénicas como *Fagus*, *Juglans* y *Castanea* y (c) se produce una matorralización con la instalación del tojal-brejal.



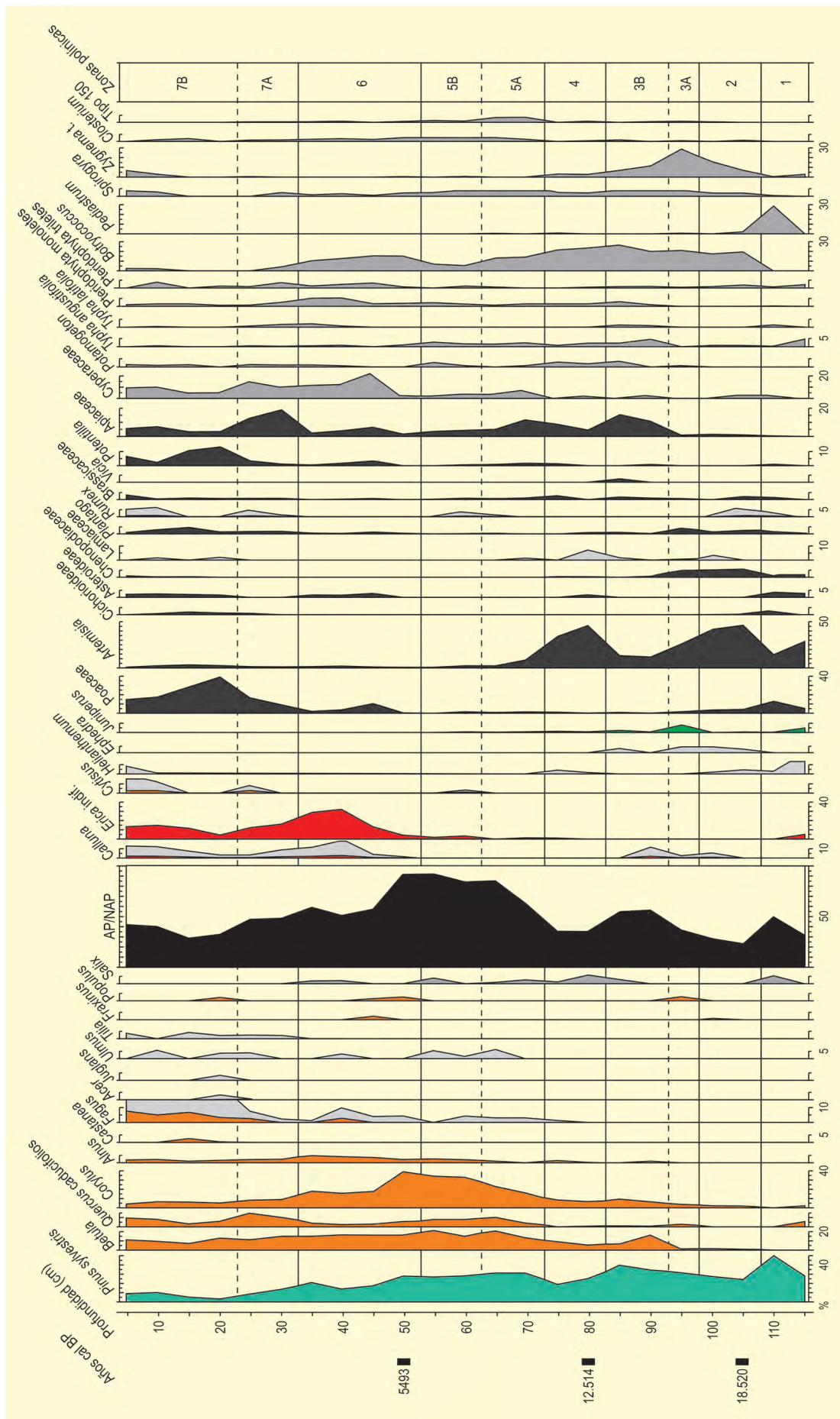


Figura 3. Diagrama polínico sintético de la Dolina de Polvoredó. Redibujado de García-Rovés (2007)

En relación con el tipo de sedimento, se observa que el depósito lacustre formado a finales del Pleistoceno se convierte en una turbera durante el Holoceno final (zona 7). Este hecho podría estar relacionado con un cambio en la escorrentía superficial derivado de la

deforestación detectada desde mediados del Holoceno.

**Más información**

García-Rovés (2007)

---





# EKAIN

Zestoa, Guipúzcoa

Pleistoceno final – Holoceno (15400-9540 años BP)

La Cueva de Ekain (43° 14' N, 02° 16' O; 90 m s.n.m.) es un yacimiento bien conocido por su arte rupestre que se abre hacia el este sobre un paquete de calizas cretácicas en Zestoa, Guipúzcoa.

La zona presenta un clima atlántico, aunque no muy marcado, pese a su proximidad al mar (unos 6 km en línea recta), debido a la presencia de relieves que actúan a modo de escudo debilitando la influencia marina. Los valles y laderas adyacentes están ocupados por bosques mixtos de robles, fresnos, castaños, olmos, arces, hayas y algunos tilos, a menudo reemplazados por plantaciones de coníferas o de *Eucalyptus*. En los suelos más oligotrofos y de carácter ácido se desarrollan formaciones de robles y abedules o de melojar.

Los datos palinológicos (Dupré 1984, 1988) se sitúan en el Pleistoceno superior y abarcan una secuencia arqueológica que iría desde el Magdaleniense inferior cantábrico hasta finales del Aziliense (Fig. 2). En general, se observan fuertes oscilaciones en la mayor parte de los tipos palinológicos, incluyendo las abundantes

esporas de helechos, mientras que se observa una baja proporción de polen arbóreo, que nunca sobrepasa el 30%, siendo *Pinus* el elemento más importante. Dentro de las herbáceas, hay una clara dominancia de las asteráceas y las gramíneas, las cuales se ven eventualmente acompañadas por ericáceas, umbelíferas y quenopodiáceas, entre otras.

Los niveles magdalenienses, para los cuales se dispone de dataciones entre 15400 y 12050 años BP aproximadamente, tienen al pino como componente arbóreo principal y cabe destacar la abundancia de *Juniperus* y la presencia puntual de *Corylus*, *Alnus*, *Betula*, *Quercus* y *Buxus*.

Los niveles azilienses, datados a partir de 9460 años BP, incluyen una mayor abundancia relativa de *Corylus*, *Alnus*, *Betula*, *Quercus* caducifolios, así como la aparición de *Juglans* y una pequeña curva de *Tilia*. En comparación con la fase anterior, hay una menor incidencia de Cupressaceae. El resto de los taxones tienen un comportamiento bastante errático.

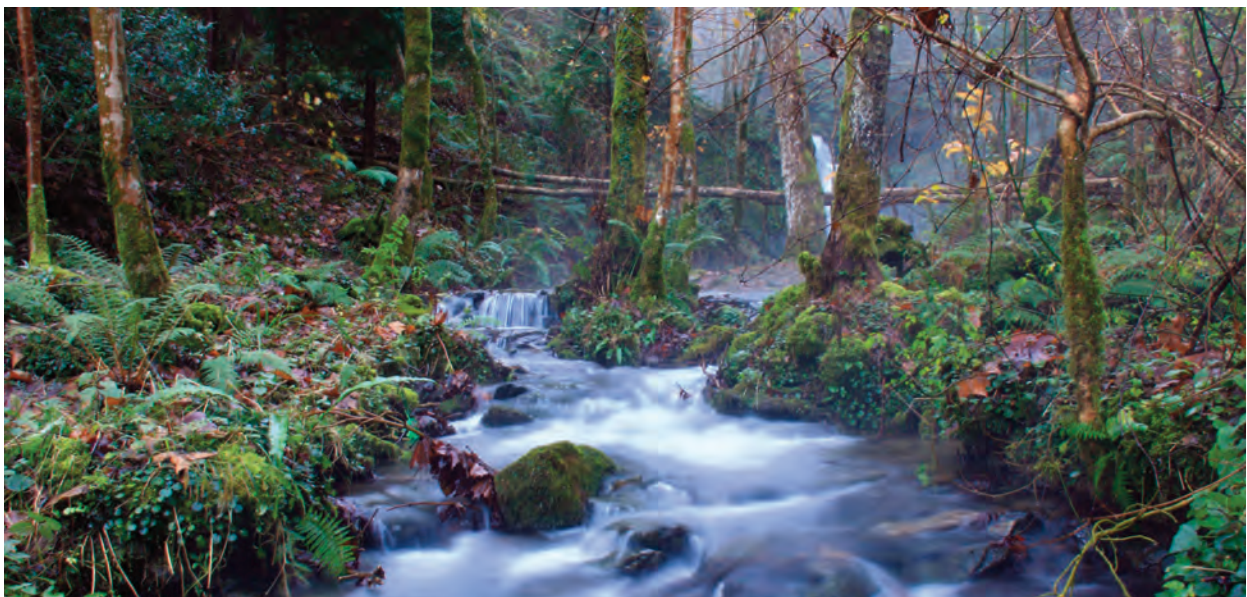


Figura 1. Arroyo de Sastarrain en las proximidades de la Cueva de Ekain (Foto: J. Ulacia)

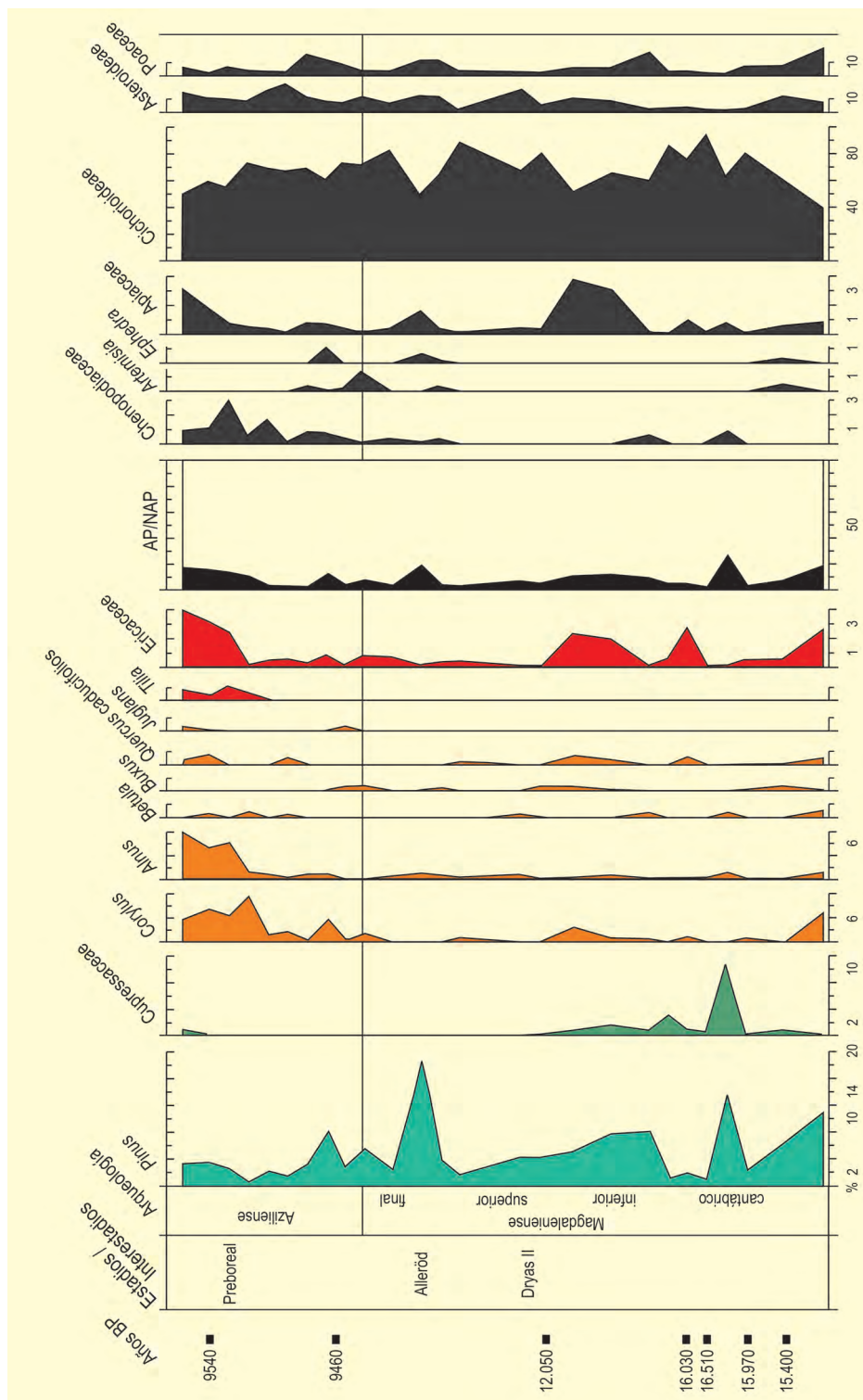


Figura 2. Diagrama polínico de la Cueva de Ekain. Redibujado de Dupré (1984)

Como sucede con otros yacimientos de la región cantábrica, el sitio de Ekain evidencia la existencia de poblaciones arbóreas de mesófitos (*Corylus*, *Alnus*, *Betula*, *Quercus* y *Buxus*) durante una fase tardía del Último Máximo Glacial y principios del Tardiglacial y, por

ello, debe ser tenido en cuenta en los análisis geográficos sobre refugios glaciales.

**Más información**

Altuna (1984), Dupré (1984, 1988)





# EL ASPERILLO

Palos de la Frontera, Moguer, Almonte, Huelva  
Pleistoceno superior (c. 30 – c. 23 ka cal BP)

**E**l acantilado del Asperillo se extiende a lo largo de ~22,5 km de la costa del Golfo de Cádiz entre las localidades de Mazagón y Matalascañas (municipios de Palos de la Frontera, Moguer y Almonte) perteneciendo al Parque Natural y Nacional de Doñana (Huelva, España) (Figs. 1, 2 y 3).

Con cotas entre 10-15 m de altura, el acantilado se ha desarrollado debido a la erosión provocada por el aumento del nivel del mar, dejando visible el sistema

de dunas fósiles del Domo de El Abalarío, el mayor depósito sedimentario eólico del Pleistoceno superior-Holoceno superior de la Península Ibérica, declarándose Monumento Natural en el año 2002.

Los estudios sedimentológicos de las dunas fósiles del Asperillo por Zazo *et al.* (1999, 2005) establecieron 7 unidades eólicas que abarcan los últimos 125000 años, con una compleja evolución resultado de la interacción entre la dinámica costera, los procesos eólicos asocia-



Figura 1. Acantilados del Asperillo en las proximidades a Matalascañas, Huelva (Foto: Santiago Fernández)



Figura 2. Detalles del acantilado del Asperillo (Fotos: P. García Murillo)





**Figura 3.** Ubicación de los yacimientos de Asperillo ASPI y ASPII dentro de Doñana en el suroeste ibérico, y registros paleoambientales mencionados en el texto. 1: El Asperillo 2: Gibraleón. 3: Lepe. 4: Casa del Pino. 5: Lucio de la Cancela de la Aulaga. 6: Laguna del Sopotón. 7: La Matilla. 8: Cueva de Gorham. 9: Cueva de la Vanguardia. 10: Beliche (Algarve). 11: Carcavai (Algarve). 12: Quarteira (Algarve). 13: Pocito Chico. 14: Cueva Dehesilla. 15: Laguna de Medina. 16: Las Madres. 17: Acebrón. 18: Núcleo G1. 19: MD01-2443. 20: MD95-2042. 21: 8057- B. 22: SU81-18. 23: SU81-13. 24: Padul. 25: Carihuela. 26: Cueva de Nerja. 27: Cueva de los Murciélagos. 28: Puerto de Santa María. 29: Cueva del Bajondillo. 30: Cueva del Humo. 31: S1. 32: Gádor. 33: Lucio de Mari López. 34: Sitio ODP 976. 35: U1385. 36: D13882. (Modificado de Fernández *et al.* 2021)

dos, los cambios en el nivel del mar y la tectónica. Esta última ha jugado un papel importante en la distribución de las unidades.

La zona presenta un clima mediterráneo de influencia atlántica, con una temperatura media anual de 16-17 °C y una precipitación media anual de 500-600 mm,

con dos máximos de precipitación en otoño y primavera.

Los suelos predominantemente arenosos, con muy poca capacidad de retención de agua, generan condiciones edafoclimáticas localmente extremas y hacen que la descarga de aguas subterráneas juegue un papel



**Tabla 1.** OSL y fechas de radiocarbono de El Asperillo obtenidas de Zazo *et al.* (1999, 2005), Postigo-Mijarra *et al.* (2010a) y Morales-Molino *et al.* (2011). Modificado de Fernández *et al.* (2021)

Nº	Ref. Lab.	Muestra	Material	Años BP	OSL (Ka)
10	UtC-3938	MAT-4 <sup>d</sup>	Madera	> 45.000	-
11	CNA-122	MAZ 1-8 <sup>d</sup>	Madera	47.500 ± 2500*	-
12	-	AP00-D3 <sup>b</sup>	SO	-	48 ± 5
13	Beta-116168	MAZ 17 <sup>c</sup>	Madera	>46.410	-
14	Beta-116167	MAZ 10 <sup>c</sup>	Madera	>42.000	-
15	-	AP00-D2 <sup>b</sup>	SO	-	32 ± 5
16	-	AP00-D1 <sup>b</sup>	SO	-	16 ± 3
17	-	AP00-TH2 <sup>b</sup>	SO	-	74 ± 8
18	-	AP00-TH1 <sup>b</sup>	SO	-	106 ± 19

<sup>a</sup>Zazo *et al.* (1999). <sup>b</sup>Zazo *et al.* (2005). <sup>c</sup>Postigo-Mijarra *et al.* (2010a). <sup>d</sup>Morales-Molino *et al.* (2011). SO=Sedimento orgánico. \* Edad considerada no fidedigna (Morales-Molino *et al.* 2011). Nº=corresponde a las muestras de la figura 6

**Tabla 2.** Resultados de datación por radiocarbono de muestras de sedimentos del acantilado El Asperillo. Las edades de radiocarbono se calibraron con base en la curva de calibración IntCal20 y CALIB 8.2, error estándar 2  $\sigma$  (95,4% de confianza) (Stuiver *et al.*, 2020). Modificado de Fernández *et al.* (2021)

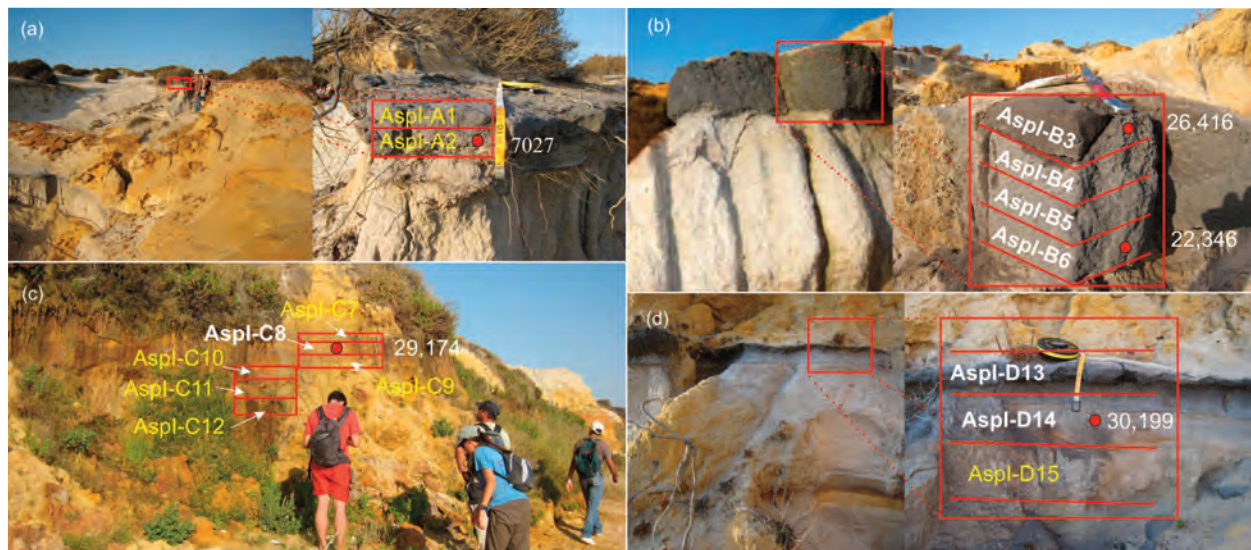
Nº	Ref. Lab.	Sample	Material	Años BP	Años cal. BP	Años cal. BP (Media)
1	Poz-52101	Aspl-A2	SO	6135 ± 35	6906-6915	7027
2	Poz-52097	Aspl-B3	SO	22.170 ± 170	25.990-26.934	26.416
3	Poz-52098	Aspl-B6	SO	18.420 ± 90	22.161-22.494	22.346
4	Poz-52102	Aspl-C8	SO	24.960 ± 150	28.811-29.701	29.174
5	Poz-52099	Aspl-D14	SO	25.960 ± 150	29.962-30.728	30.199
6	Poz-52103	Aspl-I-13	SO	19.250 ± 90	22.961-23.703	23.163
7	Poz-52106	Aspl-I-8	SO	20.590 ± 110	24.368-25.132	24.805
8	Poz-52105	Aspl-I-5	SO	20.350 ± 100	24.160-24.794	24.447
9	Poz-52104	Aspl-I-2	SO	21.220 ± 110	25.259-25.803	25.560

SO=sedimento orgánico. Nº=muestras de la figura 6

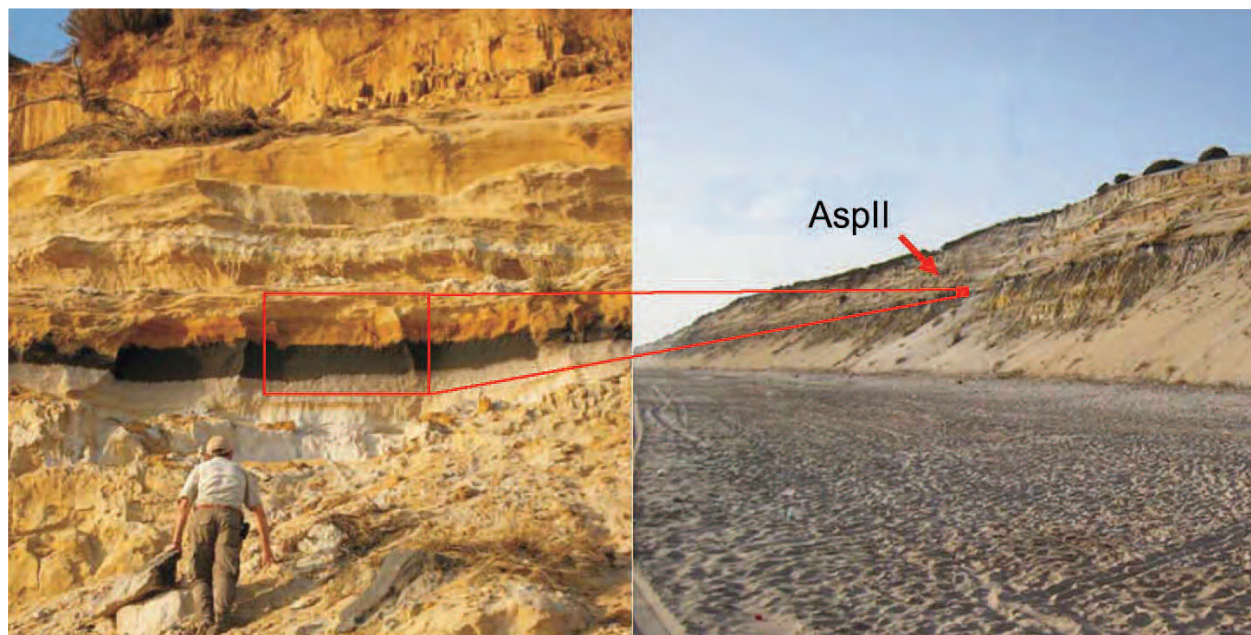
crucial en la definición de la composición y estructura de las comunidades vegetales. En general, la vegetación de Doñana revela una gran diversidad de comunidades vegetales entre El Asperillo y el Arroyo de la Rocina (Fig. 3).

Desde la costa al interior del Abalario, podemos encontrar una vegetación pionera en las zonas de playa-arena representada por *Cakile maritima* y *Salsola kali*. Un poco más hacia el interior es posible observar dunas colonizadas en los lugares más elevados por *Ammophila arenaria* subsp. *arundinacea*, *Achillea maritima* (= *Otanthus maritimus*), *Elymus farctus* subsp. *boreali-atlanticus*, *Helichrysum serotinum* subsp. *pichardii* y *Cori-*

*nephorus canescens*; y en las cotas inferiores por *Artemisia campestris* subsp. *maritima* (= *A. crithmifolia*), *Crucianella maritima*, *Pancratium maritimum*, *Eryngium maritimum*. Las áreas de descarga de agua subterránea albergan una vegetación muy característica dominada por *Phragmites australis*, *Plantago macrorrhiza*, *Dittrichia viscosa* y *Polygonum maritimum*. Las arenas móviles también son el hábitat de *Juniperus oxycedrus* subsp. *macrocarpa*, que crece acompañado de *Corema album*, *Halimium calycinum*, *Cytisus grandiflorus* subsp. *cabezudo* y mezclado con *Pinus pinea* favorecido por las reforestaciones de la primera mitad del siglo XX. *Juniperus phoenicea* subsp. *turbinata* domina la vegetación sobre dunas protegidas de los vientos marinos y



**Figura 4.** Aspl que muestra la datación por radiocarbono y la posición de las muestras de polen en el Sitio A (a), el Sitio B (b), el Sitio C (c) y el Sitio D (d). Muestras estériles en amarillo. (Modificado de Fernández *et al.* 2021 (Fotos: Manuel Munuera)



**Figura 5.** Muestreo de polen en AsplII, Acantilado El Asperillo. (Modificado de Fernández *et al.* 2021) (Fotos: Santiago Fernández)

con mayor humedad edáfica. En suelos más secos con muy poca materia orgánica crece una comunidad de matorrales conocida como “Monte Blanco” (*Halimium halimifolium*, *Stauracanthus genistoides*, *Cistus salvifolius*, *Genista ancyrocarpa*, *Lavandula stoechas*, *Rosmarinus officinalis*, *Thymus mastichina*, etc.); mientras que en suelos más húmedos y con mayor cantidad de materia orgánica, predomina una vegetación de influencia atlántica localmente llamada “Monte Negro”, caracterizada por *Erica scoparia*, *Ulex australis*, *Cistus salvifolius* y *Calluna vulgaris*. La distribución espacial de los mato-

rrales de “Monte Blanco” y “Monte Negro” en Doñana define un paisaje tipo mosaico muy característico según las propiedades del suelo.

Numerosos estanques temporales albergan una vegetación hidrófila típica dominada por Juncaceae y Cyperaceae (*Juncus efusus*, *Juncus maritimus*, *Juncus heterophyllus*, *Schoenoplectus corymbosus*, *Scirpoides holoschoenus*, *Eleocharis palustris*) con algunos otros hidrófitos como *Myriophyllum peltatum*, *Isoetes velata*, *Callitriche brutia* y varias especies de *Chara* y *Nitella*. A



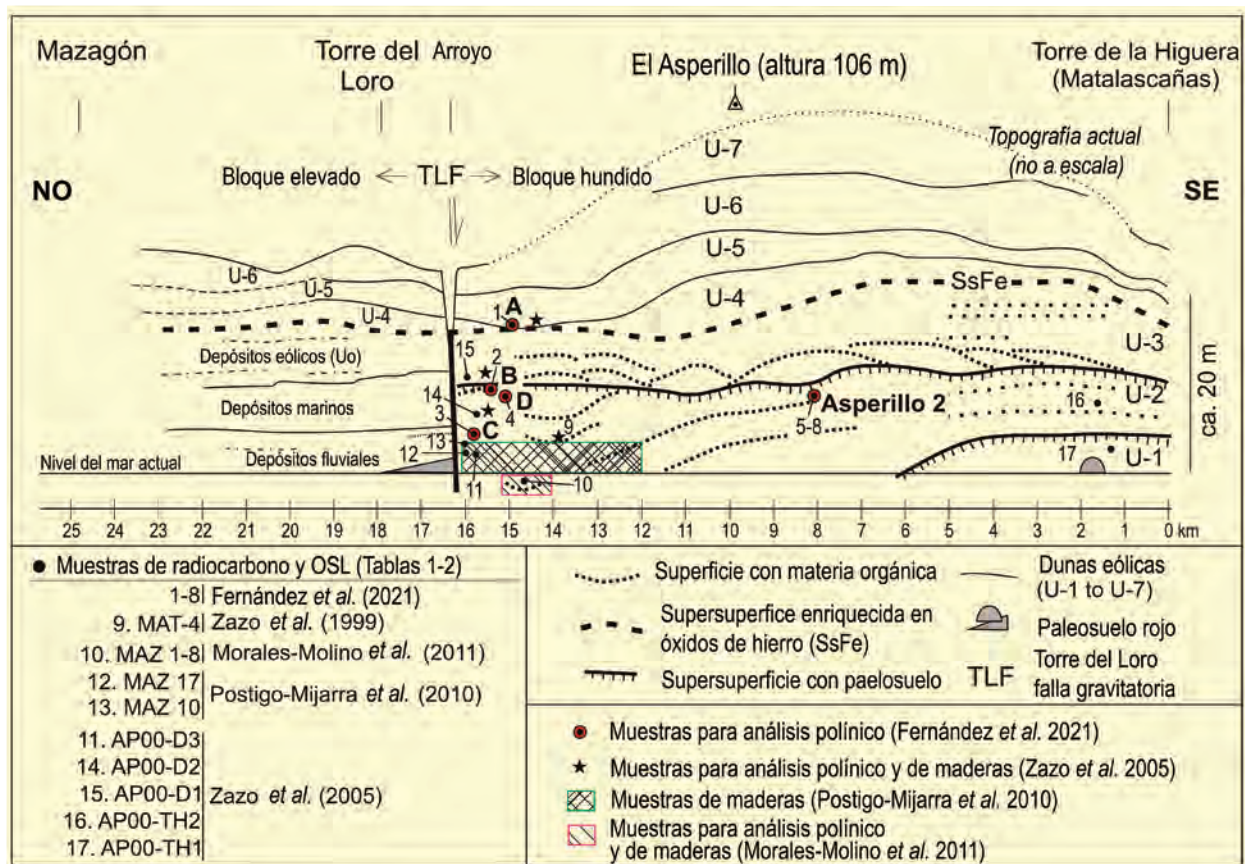


Figura 6. Ubicación de muestras de polen, macrofósiles y radiocarbono dentro de la litoestratigrafía del acantilado El Asperillo según estudios anteriores de Zazo et al. (2005), Morales-Molino et al. (2011) y Postigo-Mijarra et al. (2010a). (Modificado de Fernández et al. 2021)

lo largo de los arroyos, la vegetación de ribera está formada por saucedas (*Salix atrocinerea*) y zarzales (*Rubus ulmifolius*, *Rosa canina*), íntimamente unidas a rodales esclerófilos de alcornoques (*Quercus suber*) con acebuches (*Olea europaea*), madroños (*Arbutus unedo*) y otros arbustos (*Phillyrea angustifolia*, *Myrtus communis*), así como una notable abundancia y diversidad de lianas (*Smilax aspera*, *Lonicera implexa*, *Tamus communis*). Las turberas son raras, pero aún quedan algunas, como la turbera de Ribatehilos, donde la vegetación autóctona está dominada por brezos ciliados (*Erica ciliaris*), aula gas (*Ulex minor*, *Genista ancistrocarpa*), molinia (*Molinia caerulea* subsp. *arundinacea*), y en algunos puntos *Sphagnum inundatum*.

Los primeros estudios paleobotánicos en El Asperillo se remontan a Caratini & Viguier (1973) y Stevenson (1984), que cubrieron el Holoceno y Tardiglacial respectivamente. En un detallado estudio palinológico, Stevenson (1984) mostró la presencia continua de formaciones de pastizales con abundancia de pinos (un paisaje probablemente similar a una sabana boscosa)

con presencia de *Quercus*, *Betula*, *Alnus*, *Corylus*, *Salix*, *Phillyrea*, *Ephedra*, *Corema album* y *Juniperus*. Los matorrales heliófilos habrían estado dominados por *Artemisia*, *Erica lusitanica*, *E. umbellata*, quenopodiáceas y compuestas. Las altas frecuencias de polen de Cyperaceae y la ocurrencia de *Sparganium*, *Myriophyllum* y *Potamogeton* apuntan a un contexto sedimentario de marisma. Los pastos y pinos podrían estar sobrerrepresentados en los espectros polínicos debido a su potencial abundancia en la cuenca y vegetación marginal. Estudios paleoecológicos posteriores de Zazo et al. (2005), Postigo-Mijarra et al. (2010a), Morales-Molino et al. (2011) y Fernández et al. (2021) investigaron los sedimentos del acantilado y el área intermareal dados entre MIS 4 y 2. Estos estudios también incluyeron macrorrestos y enfatizaron la presencia de pinos alrededor de humedales locales.

Fernández et al. (2021) obtuvieron dos nuevos registros palinológicos a partir del muestreo de capas arenoso-turbosas ricas en materia orgánica, en varios puntos del acantilado, entre la Torre del Oro y la Torre

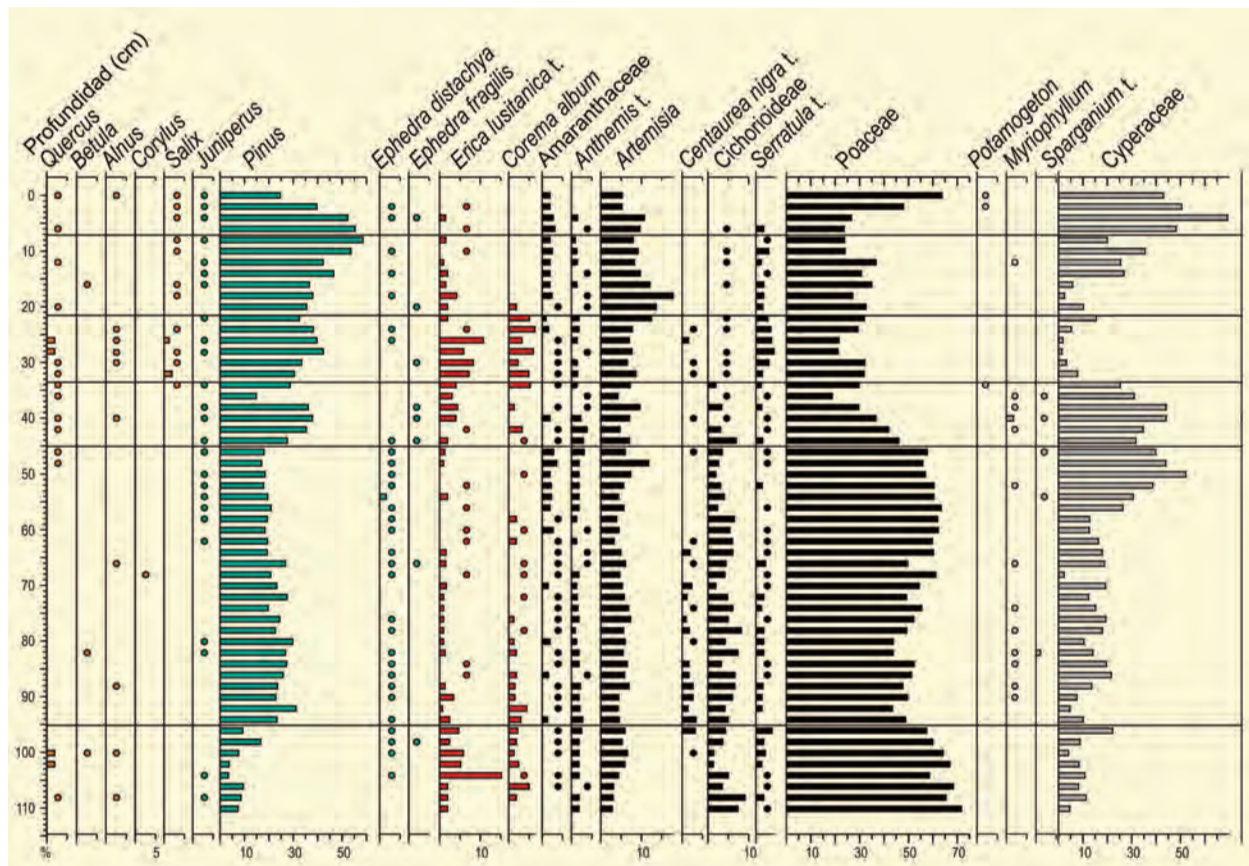


Figura 7. Diagrama de polen sintético de taxones seleccionados de El Asperillo. Modificado de Stevenson (1984) y Carrión *et al.* (2013)

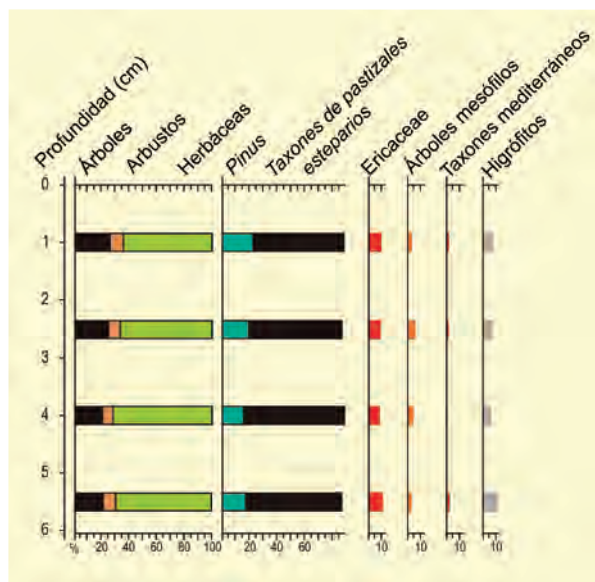


Figura 8. Diagrama de polen sintético de El Asperillo. Modificado de Postigo-Mijarra *et al.* (2010a) y Morales-Molino *et al.* (2011)

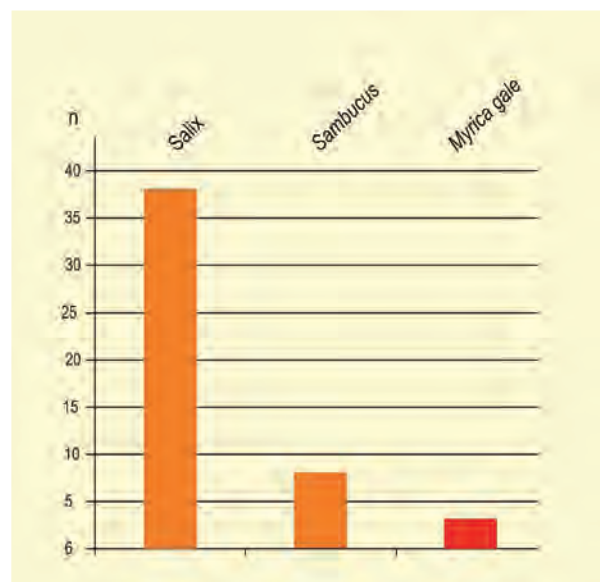


Figura 9. Macrorestos vegetales de El Asperillo de Postigo-Mijarra *et al.* (2010a) y Morales-Molino *et al.* (2011), modificado de Fernández *et al.* (2021)



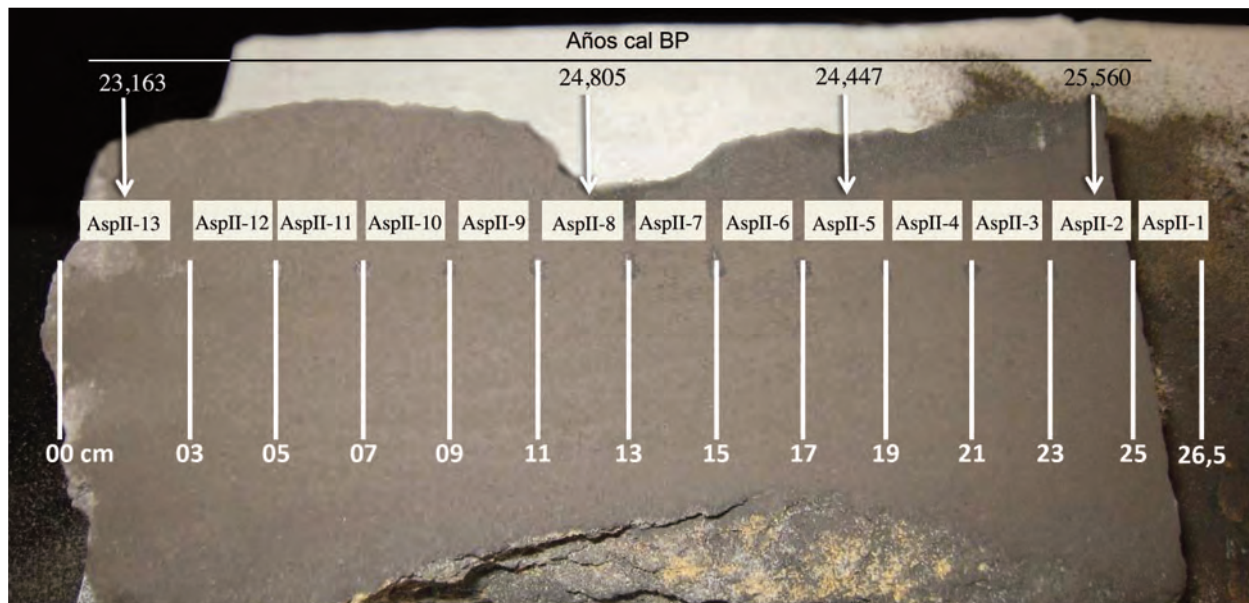


Figura 10. Muestras de polen y datación por radiocarbono en los estratos de arena turbosa de AsplII. (Modificado de Fernández *et al.* 2021)

de la Higuera (Fig. 3): Asperillo zona I (Aspl) ubicado entre las coordenadas  $37^{\circ} 04' 55''$  N y  $06^{\circ} 42' 41''$  O, representado por cuatro puntos (A-D) situados entre cotas de 20-2 m s.n.m., y Asperillo zona II (AsplII) correspondiente a un fragmento de arenas turbosas compactadas ubicado a 18 m s.n.m. ( $37^{\circ} 02' 34''$  N,  $06^{\circ} 38' 04''$  O) y 8 km al este de Aspl.

Los resultados palinológicos de Aspl evidencian esterilidad en el área de muestreo A. El área B (Aspl-B<sub>3</sub>, Aspl-B<sub>4</sub>, Aspl-B<sub>5</sub> y Aspl-B<sub>6</sub>: Figs. 2 y 9) está dominada por polen arbóreo (70 %), destacando la abundancia de *Pinus halepensis-pinea* (35-41 %), *Alnus* por encima del 4 %, junto a *Quercus caducifolios* y la presencia, aunque limitada, de *Juniperus*, *Corylus* y *Ulmus*. Acompañando a AP, aparecen elementos arbóreos, como *Quercus perennifolios*, *Quercus suber*, *Olea*, *Taxus*, *Phillyrea*, *Erica australis* y *Ephedra fragilis*. En NAP destacan Cistaceae, Asteroideae, Poaceae y Cyperaceae. Fabaceae, Apiaceae y *Typha* superan el 2 %, mientras que Cichorioideae, *Potamogeton* y *Myriophyllum* están por debajo del 2 %. Cabe destacar la abundancia de esporas de hongos, con porcentajes entre 19 y 51 % (fuera del total de la suma polínica) (Fig. 11). La presencia de esporas de Zygnemataceae (15-26 %) es significativa. Las esporas triletas alcanzan frecuencias de ~11 %, mientras

que las monoletas están en torno al 3 %. De manera similar, hay presencia de *Pseudoschizaea*, *Debarya* y *Botryococcus*.

El punto C está representado por la muestra Aspl-C<sub>8</sub>; los valores de AP están cercanos al 50 %, con *Pinus halepensis-pinea* (~28 %) y Cupressaceae (~8 %), y otros elementos como Ericaceae (>7 %) acompañados de *Quercus caducifolios*, *Alnus*, *Olea*, *Phillyrea* y *Calluna*; mientras que NAP viene representado por *Artemisia* que supera el 11 %, junto a Poaceae (5 %) y *Myriophyllum* (> 10 %). Cistaceae, Cichorioideae y Fabaceae con porcentajes ~ 2 % y también Asteroideae, Caryophyllaceae, *Plantago*, Cerealia y *Potamogeton* son característicos en este espectro polínico. Las esporas de hongos son menos abundantes que en las muestras anteriores (Fig. 11). También están presentes Triletes (2%), Monoletes (1%), *Spyrogira* (12%), Zygnemataceae (11%), junto con *Pseudoschizaea*, *Mougeotia* y *Debarya*.

El área D incluye las muestras Aspl-D<sub>13</sub>, Aspl-D<sub>14</sub> y Aspl-D<sub>15</sub>, siendo la última estéril. AP domina los espectros polínicos, superando el 60 %. La característica más destacable de este registro es la abundancia de *Pinus*, con porcentajes en torno al 16-37 % con altos porcentajes de Cupressaceae (8-14 %) y Ericaceae (4-14 %).

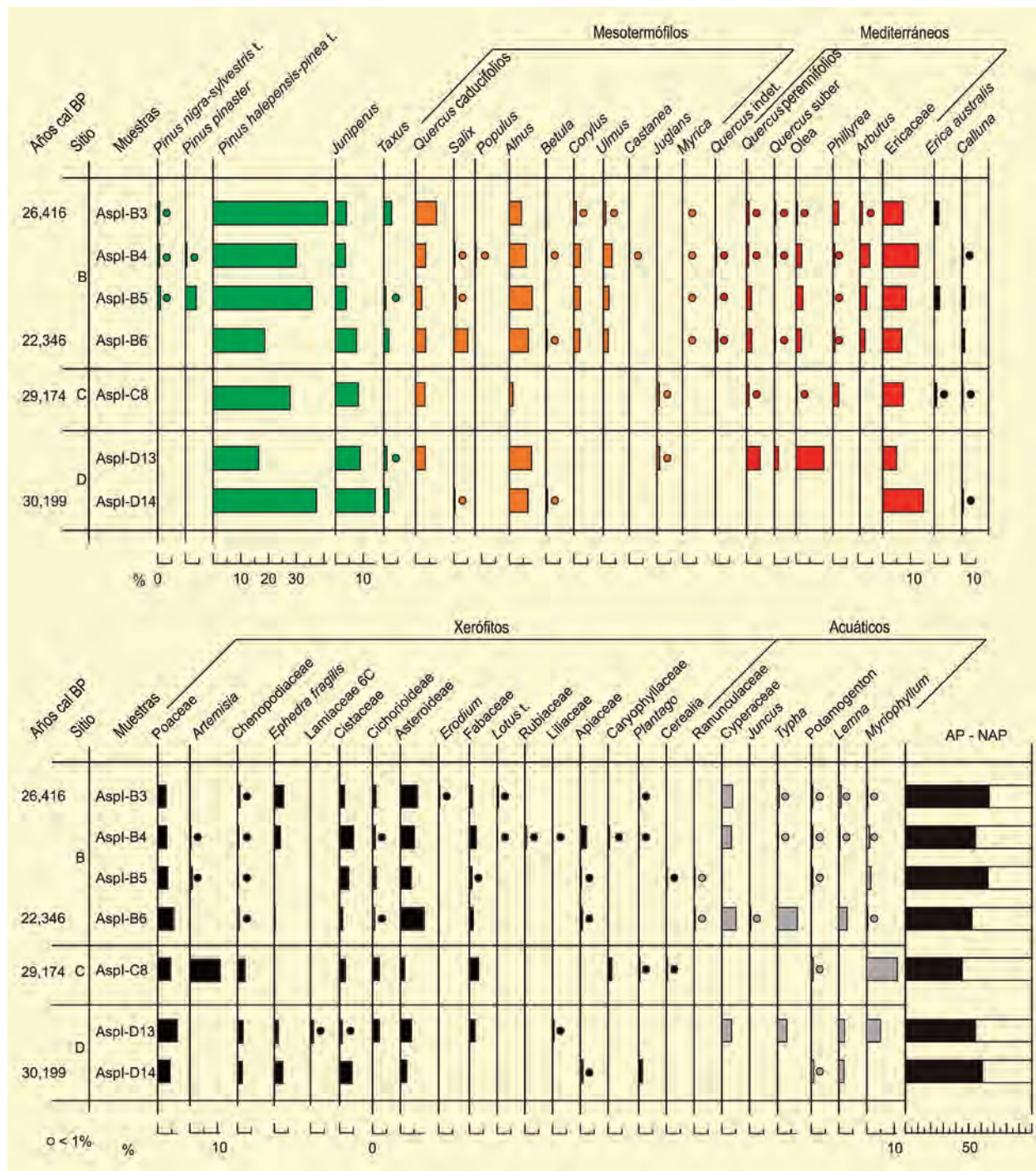


Figura 11. Diagrama de polen de Aspl. (Modificado de Fernández et al. 2021)

*Alnus* aumenta hasta por encima del 6%. *Taxus*, *Quercus*, *Olea*, *Chenopodiaceae* y *Ephedra fragilis* están bien representados. Con respecto a NAP, cabe mencionar la presencia de *Cistaceae*, *Asteroideae*, *Poaceae*, *Lemna* y *Myriophyllum* (Fig. 11). Los NPPs están representados por una gran cantidad de palinomorfos fúngicos, que alcanzan frecuencias fuera del total cercanas al 50% (Fig. 13). Las esporas monoletas alcanzan un porcentaje máximo del 33% mientras que las triletas oscilan entre

el 10 y el 15%. *Zygnemataceae* (21-42%) y *Debarya* (24%) son relativamente altas.

El registro AsplI, incluye 13 espectros de polen (Fig. 12) con AP predominante, alcanzando valores >84%, excepto en la muestra 9, en la que se alcanza el porcentaje más bajo de AP (37%) de la secuencia. El tipo *Pinus halepensis-pinea* fluctúa mucho desde valores cercanos al 34% hasta caer en las muestras 3 y 9 a valores < 9%.



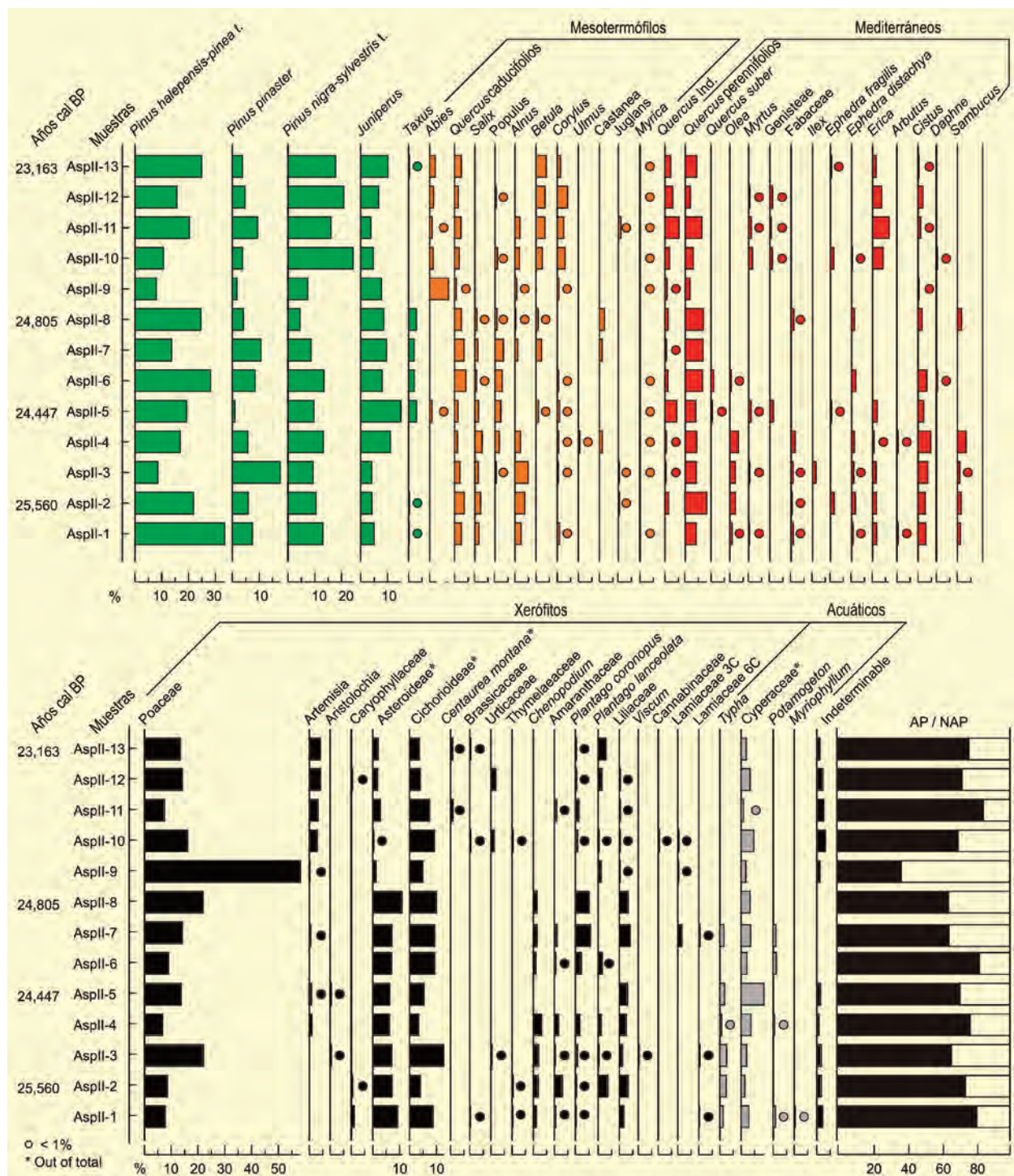


Figura 12. Diagrama de polen de Aspl. (Modificado de Fernández et al. 2021)

El tipo *Pinus pinaster* oscila entre el 1 y el 18 %, mientras que el tipo *Pinus nigra-sylvestris* varía entre el 4 y el 24 %. *Juniperus* alcanza porcentajes entre 4 y 14 %. Los *Quercus* perennifolios vienen representados con valores del 2-8 %, *Quercus* caducifolios alcanzan el 4 % y *Quercus* indeterminados superan el 5 %. Sorprendentemente, *Abies* representa ~7 % (Aspl-9). Es significa-

tiva la ocurrencia de *Taxus*, *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Olea*, *Populus*, *Salix*, *Ephedra distachya*, *Erica* y *Cistus*, así como la presencia limitada de *Quercus suber*, *Ulmus*, *Castanea*, *Juglans*, *Myrtus*, *Genisteae*, *Fabaceae*, *Ilex*, *Ephedra fragilis*, *Arbutus*, *Daphne* y *Sambucus*. Entre los NAP destacan Poaceae (7-58 %) y Cyperaceae (1-9 %) (Fig. 12). También son frecuentes *Artemisia*, Asteroi-

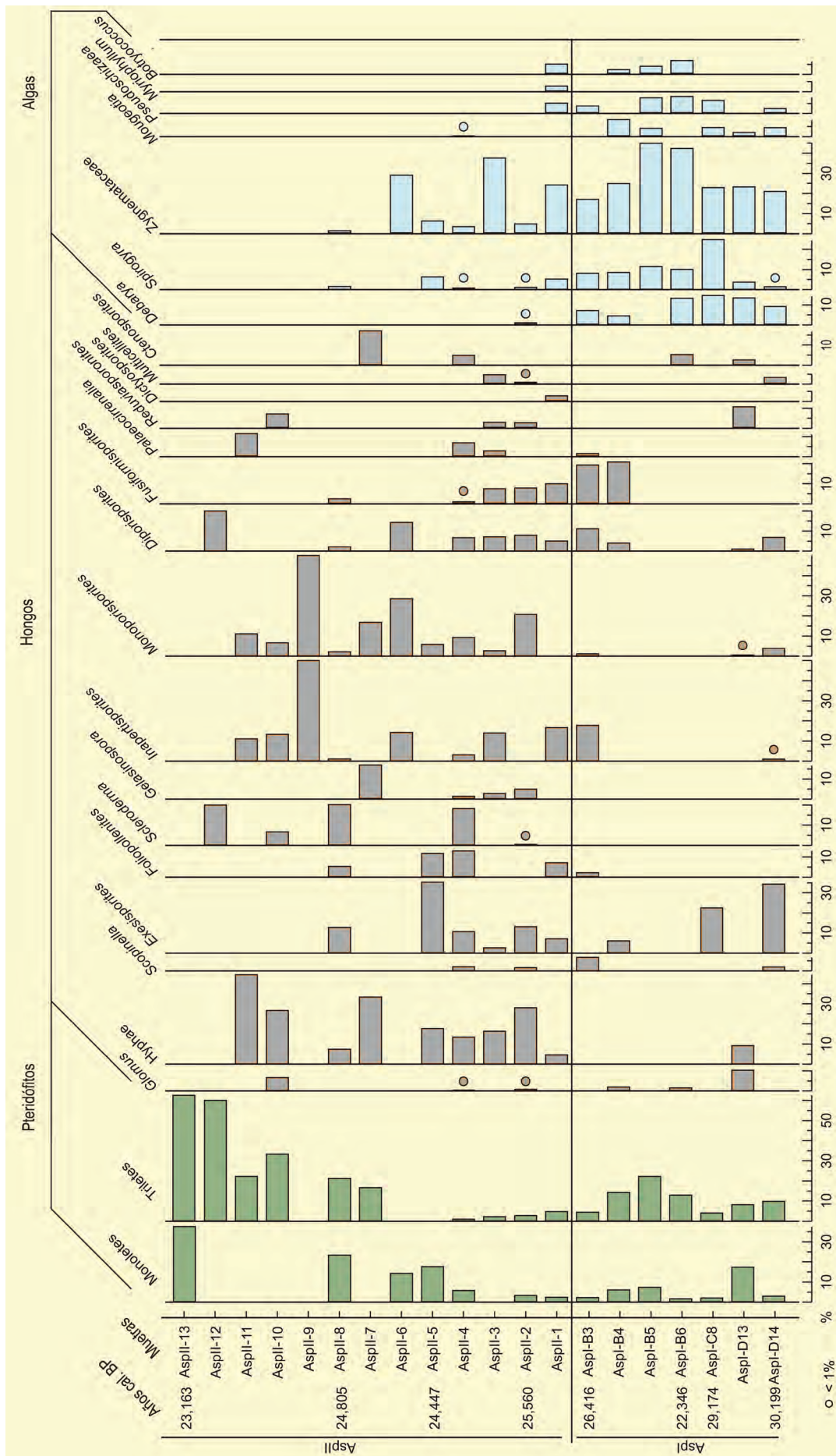


Figura 13. Diagrama palinológico de NPPs de AspI y AspII. (Modificado de Fernández et al. 2021)



deae y Cichorioideae, junto a frecuencias puntuales de Amaranthaceae, *Plantago coronopus*, *P. lanceolata*, Liliaceae y *Typha*. Abundan las esporas de hongos, pteridofitos y algas (Fig. 13). Las esporas Monoletes alcanzan un porcentaje máximo del 38 %, mientras que las esporas Triletes alcanzan un máximo del 63 %. De manera similar, es significativa la presencia de *Mono-porisporites*, *Exesisporites*, *Scleroderma*, *Zygnemataceae* e *Inapertisporites*.

Los elementos acuáticos presentes en los registros paleobotánicos del Espacio Protegido de Doñana permiten inferencias paleolimnológicas locales, que ayudan en la interpretación paleoecológica general. Hay evidencia de humedales en esta región desde el Mioceno. La secuencia messiniense de Gibraleón (a unos 50 km de distancia) registró la presencia de taxones acuáticos como Cyperaceae, *Epilobium*, *Potamogeton*, *Sparganium* y *Typha* (Peñalba 1985). La secuencia de macrorrestos vegetales del Plioceno inferior de Lepe muestra diversas comunidades acuáticas y freatófitas indicativas de la ocurrencia de diferentes tipos de humedales: (i) áreas pantanosas con monocotiledóneas, *Liquidambar europaea* y Taxodiaceae; (ii) riberas con *Salix*, *Populus* y *Platanus*; y (iii) áreas con un nivel freático alto ocupadas por Lauraceae y Ulmaceae (Barrón *et al.* 2003). A partir de estos datos, los autores infieren un clima subtropical para el Plioceno andaluz. El registro de polen de Casa del Pino corrobora los datos ma-

crofósiles de Lepe, con taxones subtropicales formando bosques asociados con humedales pantanosos (*Nyssa*, *Platycarya*, Sapotaceae, *Alnus*, Taxodiaceae, Clethraceae, Cyrillaceae, *Myrica*) y vegetación de ribera con *Salix*, *Populus*, *Fraxinus* y Ulmaceae (Peñalba 1985).

Para la transición Plioceno-Pleistoceno, los análisis de polen en una sección estratigráfica del acantilado El Asperillo, cerca de las fallas de Torre del Loro por Zazo *et al.* (1999), destacaron la presencia del taxón acuático *Myriophyllum* en una unidad fluvial considerada como una llanura costera con influencia de mareas. *Myriophyllum* también aparece en el registro de polen publicado por Morales-Molino *et al.* (2011) asignada al MIS 5-4; así como en Fernández *et al.* (2021) para MIS 3-2 junto a palinomorfos acuáticos como Zygnemataceae undiff., *Spirogyra*, *Debarya*, *Mougeotia* y *Botryococcus* y elementos higrófitos como *Potamogeton*, *Juncus*, *Typha*, Cyperaceae y Ranunculaceae (Figs. 11 y 12). A estas comunidades se deben añadir macrorrestos de *Salix* (Postigo-Mijarra *et al.* 2010a), sugiriendo bosques de galería. No se puede descartar la presencia conjunta de elementos típicamente ribereños junto con mesófitos como *Quercus caducifolios*, *Betula*, *Corylus*, *Juglans* y *Castanea*, especialmente durante las fases más áridas.

#### Más información

Stevenson (1984), Postigo-Mijarra *et al.* (2010a), Morales-Molino *et al.* (2011), Fernández *et al.* (2021)



# EL CAÑIZAR DE VILLARQUEMADO

Cordillera Ibérica, Teruel  
Pleistoceno medio – Holoceno (132,7 ka cal BP – actualidad)

La laguna de El Cañizar de Villaquemado (Teruel) se localiza en la depresión del Jiloca ( $40^{\circ} 30' N$ ,  $1^{\circ} 17' O$ , 989 m s.n.m.), en la Cordillera Ibérica, entre la Sierra de Albarracín, al O, y la de Palomera, al E. Se trata de una cuenca endorreica de unos 60 km de largo y de 6 a 10 km de ancho, determinada por fallas que crean una semi-fosa de actividad neotectónica Plio-Cuaternaria de carácter distensivo. Además, la cuenca está asociada a un rebajamiento erosivo de tipo polje. En el sector centro-sur de esta depresión, es donde se desarrolló la laguna del Cañizar de Villarquemado (Fig. 1), un gran humedal de uno 10 km<sup>2</sup>, que fue drenado sistemáticamente durante siglos, consiguiendo su desecación completa en el siglo XVIII.

La región presenta un clima Mediterráneo continental con una temperatura media anual de 10 °C, y una precipitación media anual en torno a los 400 mm, aumentando ligeramente en los márgenes del valle y disminuyendo hacia el extremo meridional. Estas reducidas precipitaciones se explican por su localización interior y la presencia de áreas montañosas del Sistema Ibérico en su perímetro, lo que dificulta la llegada de masas de aire húmedo y frentes que aporten precipitación. Los registros climáticos de la estación de Cella, ubicada junto a la laguna, evidencian además unos altos valores de evapotranspiración potencial en verano, que implican un fuerte déficit hídrico determinando y limitando el desarrollo de la vegetación.



Figura 1. Panorámica de la laguna de El Cañizar de Villarquemado, con la Sierra Palomera al fondo (Foto: José Carlos Rubio)



**Tabla 1.** Dataciones de AMS, IRSL y OSL utilizadas en el modelo de edad de la secuencia de El Cañizar de Villarquemado (Valero-Garcés *et al.* 2019)

Ref. Lab.	Código muestra	Prof. (cm)	Método	Material	Años BP	Años cal. BP (2σ)
Beta-332033	VIL05-1A, 11	11	AMS <sup>14</sup> C	sedimento en bruto	430 ± 30	490 ± 39
Beta-332034	VIL05-1A, 132	132	AMS <sup>14</sup> C	Sedimento en bruto	7460 ± 40	
Poz-16073	VIL05-1A, 220	220	AMS <sup>14</sup> C	Sedimento en bruto	11.950 ± 70	
Beta-319544	VIL05-1B-1T-2, 2-3	62,5	AMS <sup>14</sup> C	Sedimento en bruto	2020 ± 30	1974 ± 82
Poz-18451	VIL05-1B-1T-2 36-37	96,5	AMS <sup>14</sup> C	Sedimento en bruto	3750 ± 40	4084 ± 100
Poz-18509	VIL05-1B-1T-3 39-40	173,5	AMS <sup>14</sup> C	Sedimento en bruto	7460 ± 50	8279 ± 94
Poz-18453	VIL05-1B-1T-4 41-42	233,5	AMS <sup>14</sup> C	Sedimento en bruto	9820 ± 50	11248 ± 76
Poz-15943	VIL05-1B-1T-5, 55	307	AMS <sup>14</sup> C	Sedimento en bruto	11.620 ± 60	13481 ± 174
Poz-18511	VIL05-1B-1T-8 32-35	451,5	AMS <sup>14</sup> C	Sedimento en bruto	15.390 ± 100	18680 ± 193
Poz-15944	VIL05-1B-1T-10, 15	549,5	AMS <sup>14</sup> C	Sedimento en bruto	18.280 ± 110	21844 ± 373
Poz-15945	VIL05-1B-1T-14, 5	734,8	AMS <sup>14</sup> C	Sedimento en bruto	21.020 ± 140	25060 ± 503
Poz-15946	VIL05-1B-1T-16, 5	861	AMS <sup>14</sup> C	Sedimento en bruto	22.780 ± 160	27447 ± 570
Poz-23714	VIL05-1B-1T-20, 57	1114,8	AMS <sup>14</sup> C	Sedimento en bruto	25.520 ± 380	30269 ± 713
Poz-15948	VIL05-1B-1T-24, 12	1322,1	AMS <sup>14</sup> C	Sedimento en bruto	27.900 ± 300	32182 ± 755
Poz-17394	VIL 05-1B-1T-28, 7	1487,7	AMS <sup>14</sup> C	Sedimento en bruto	33.300 ± 800	38285 ± 1892
MAD-5172SDA	VIL 05-1B-1T-34	1832,8	IRSL	Sed. siliciclástico	40.421 ± 3468	
Poz-17287	VIL05-1B-1T- 35, 44	1912,3	AMS <sup>14</sup> C	Sedimento en bruto	36.800 ± 800	41589 ± 1348
V-49	VIL05-1B-1T-49	2700	OSL	Single-grain	49.000 ± 7900	
V-58	VIL05-1B-1T-58	3160	OSL	Single-grain	71.600 ± 9400	
V-67	VIL05-1B-1T-67	3655	OSL	Single-grain	73.200 ± 6100	
MAD-5173SDA	VIL05-1B-1T-92	4889	IRSL	Sed. siliciclástico	72.457 ± 5152	
V-99	VIL05-1B-1T-99	5150	OSL	Single-grain	84.600 ± 11.300	
MAD-5196SDA	VIL05-1B-1T-103	5359	IRSL	Sed. siliciclástico	93.551 ± 6816	
V-110	VIL05-1B-1T-110	5680	OSL	Single-grain	104.500 ± 14.100	
V-117	VIL05-1B-1T-117	5980	OSL	Single-grain	126.300 ± 16.200	
V-127	VIL05-1B-1T-127	6390	OSL	Single-grain	128.100 ± 9100	
V-135	VIL05-1B-1T-135	6750	OSL	Single-grain	134.100± 12.800	
MAD-5200SDA	VIL05-1B-1T-145	7111,8	IRSL	Sed. siliciclástico	115.890 ± 8996	
V-148	VIL05-1B-1T-148	7270	OSL	Single-grain	137.000 ± 10.900	

Las zonas bajas de la cuenca en la que se localiza la laguna, cuando no están ocupadas por cultivos, presentan carrascales (*Quercus ilex* subsp. *ballota*) y quejigares (*Q. faginea*), estando los melojos (*Q. pyrenaica*) en cotas algo más altas. En las parameras calcáreas, sabinas (*Juniperus phoenicea*, *J. thurifera*) y pino laricio

(*Pinus nigra*) dominan el estrato arbóreo, mientras que sobre areniscas, se expanden las formaciones de pino rodano (*Pinus pinaster*) con jaras (*Cistus*). Por encima de 1500 m s.n.m., se observan formaciones orófilas de *Pinus sylvestris* con *Buxus sempervirens*, *Juniperus sabin*, *J. communis*, *Arctostaphylos uva-ursi*, *Erinacea*



**Figura 2.** Imagen del sondeo con camión realizado en la parte central del paleolago de El Cañizar de Villarquemado en el año 2005 (Foto: Penélope González-Sampérez)

*anthyllis*, *Berberis vulgaris* y *Amelanchier ovalis*. Los pastos en los claros de los bosques son de *Festuca gauthieri* en zonas sombrías, y de *Koeleria vallesiana* y *Festuca hystrix* en las soleadas. Hay que mencionar también la presencia de *Pinus uncinata* en las cumbres de Gúdar. En zonas expuestas semiáridas y con suelos esqueléticos, crece una gran diversidad de plantas herbáceas y xerofíticas como *Artemisia herba-alba*, *A. assoana*, *Thymus vulgaris*, *Rosmarinus officinalis*, *Lavandula latifolia*, *Satureja obovata*, *Genista scorpius*, *Ephedra fragilis*, *Santolina chamaecyparissus*, *Stipa tenacissima*, *Salsola kali* y *S. vermiculata*. Por último, se localizan formaciones riparias con *Populus*, *Ulmus*, *Fraxinus* y *Salix*, de mayor o menor extensión en función de la importancia de los valles. Además, como vegetación típica dominante de humedales, se desarrollan amplias formaciones de carrizos (*Phragmites*) y aneas (*Typha*). En suma, un complejo mosaico vegetal con buena caracterización de pisos bioclimáticos.

En septiembre del año 2005 se realizó la campaña de recuperación de los 74 m de sondeo que conforman el registro sedimentario de la laguna de El Cañizar de Villarquemado. Se eligió un punto en la zona más deprimida de la cuenca lacustre, y dadas las característi-

cas del sedimento y potencial del relleno, para la extracción del sondeo se utilizó un equipo de perforación de geotecnia mediante percusión (Fig. 2). Todas las secciones del material obtenido en cada maniobra fueron convenientemente conservadas en papel de aluminio y tubos de PVC, y transportadas al laboratorio de sondeos del Instituto Pirenaico de Ecología (IPE-CSIC), donde han sido analizadas y conservadas en una cámara refrigerada a 4° C.

El protocolo de actuación utilizado en el análisis de este registro es el habitual del equipo de Paleoambientes Cuaternarios del IPE-CSIC, y sigue una metodología multi-proxy que comprende: i) la apertura longitudinal de los testigos; ii) el fotografiado en alta resolución de todas las secciones; iii) la definición de las distintas facies sedimentarias a partir de frotis de sedimento; iv) el estudio de las propiedades físicas (color, descripción y susceptibilidad magnética); v) el análisis multielemental con una resolución de 0,5 cm (K, Ca, Ti, Mn, Fe, Cr, Sr, Ba, Cr, Co, Ni, Zn y Pb), mediante escáner de fluorescencia de rayos X; vi) la determinación del contenido en carbono orgánico e inorgánico (TOC y TIC, respectivamente), cada 2 cm; vii) el análisis mineralógico en muestras discretas con un difractómetro de rayos X;



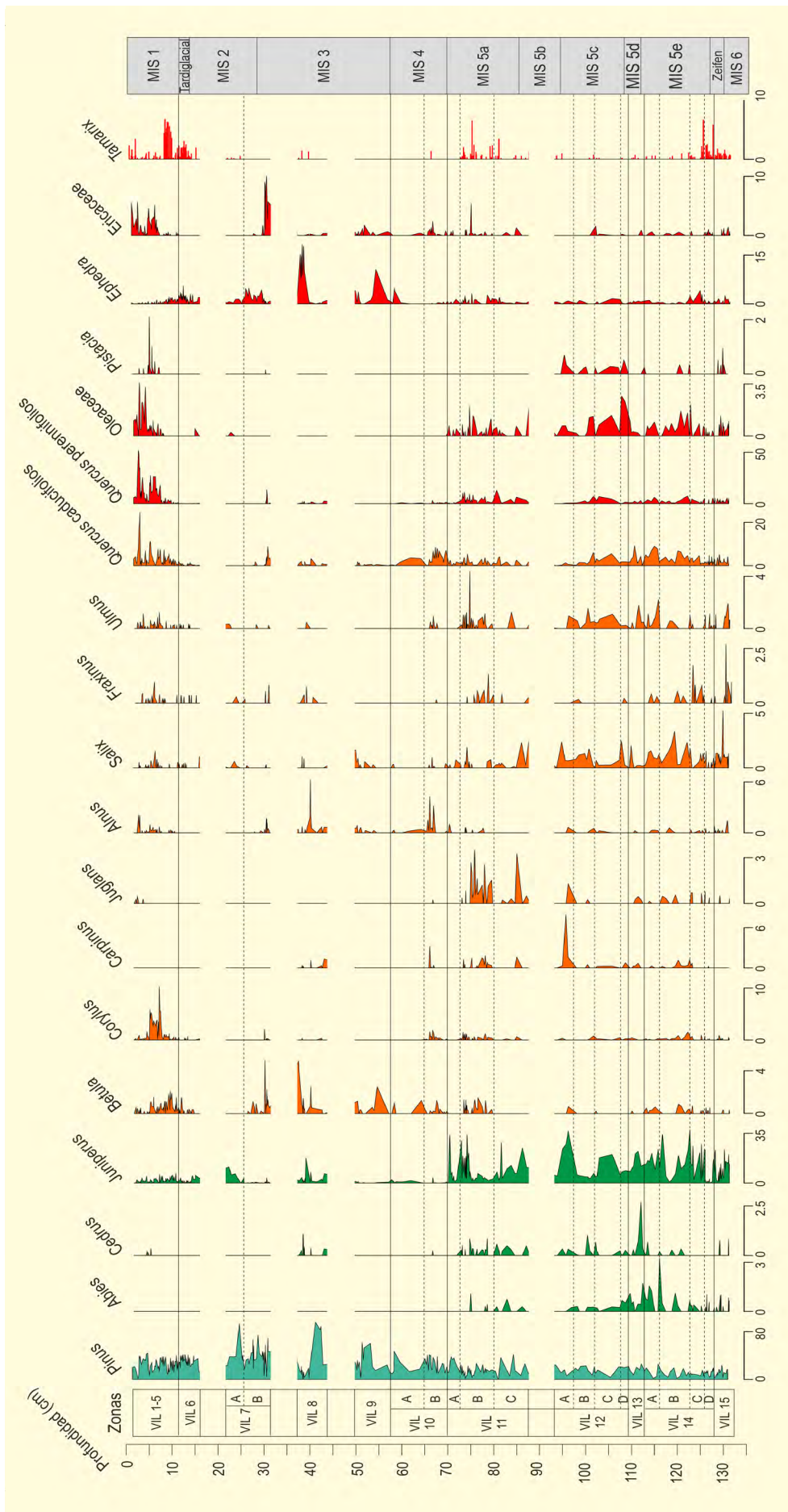


Figura 3. Diagrama de la secuencia de El Cañizar de Villarquemado con principales taxa arbóreo-arbustivos. Modificado de Gozález-Sampérez et al. (2013)

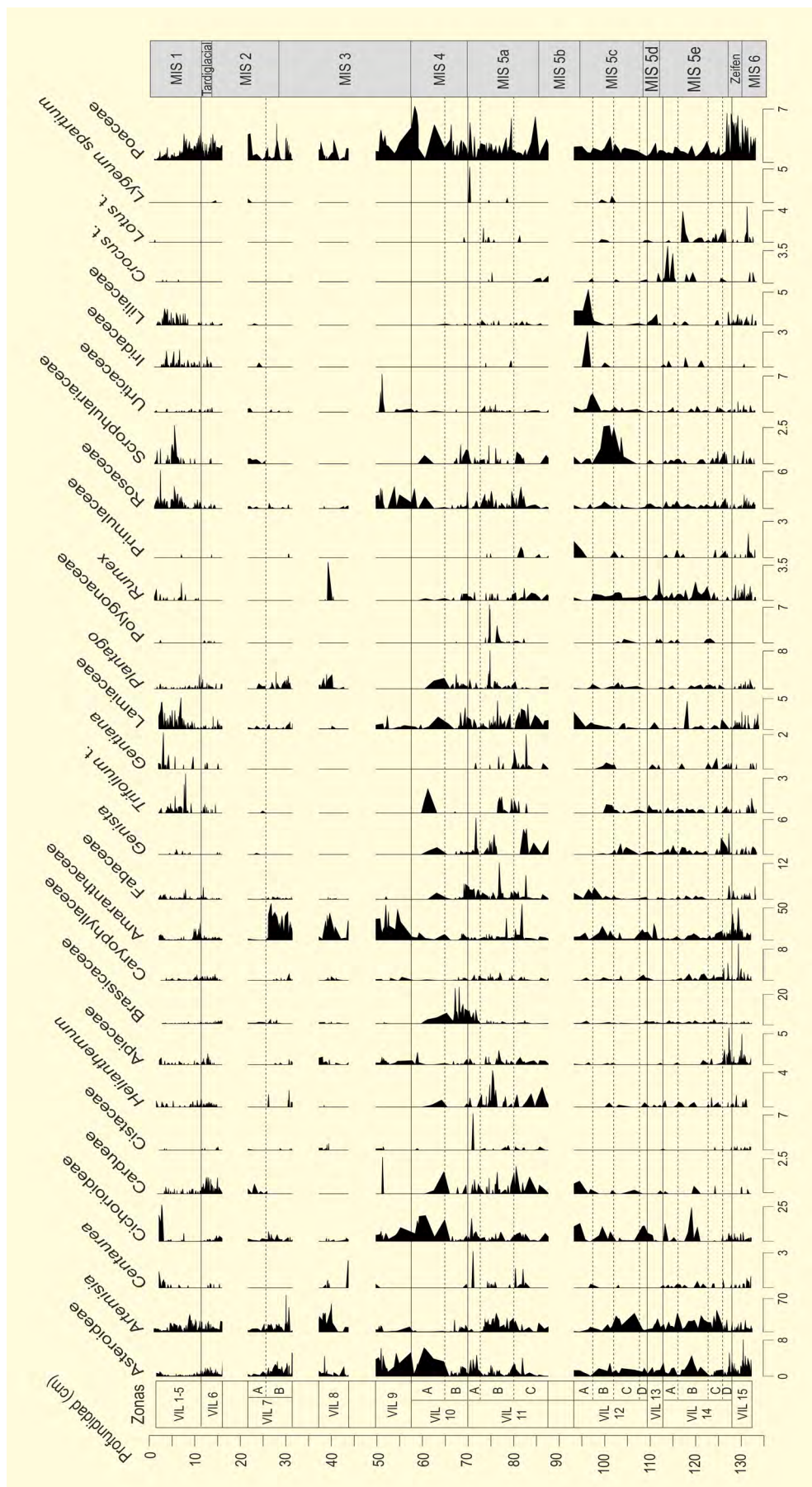


Figura 4. Diagrama de la secuencia de El Cañizar de Villarquemado con principales taxa herbáceos. Modificado de Gozález-Sampérez et al. (2013)



viii) el control cronológico y construcción de un modelo de edad; y ix) el análisis palinológico.

El modelo de edad, que cubre los últimos 132700 años de historia (esto es, desde el final del MIS 6 hasta el MIS 1-Holoceno, siguiendo la cronología de los estadios isotópicos marinos-MIS), es el más robusto existente hasta la fecha para este periodo temporal en Iberia. Se realizó empleando numerosas dataciones y diferentes métodos (especialmente AMS  $^{14}\text{C}$  para los 20 m superiores y OSL e IRSL para los otros 54 m: Tabla 1), sin extrapolaciones lineales en largos intervalos sin datar ni "tuneando" con otras secuencias de referencia a partir de resultados. Con todas las fechas obtenidas (incluyendo la base), se utilizaron técnicas Bayesianas que incluían la consideración de las incertidumbres de las dataciones, distribuidas a lo largo de toda la secuencia sedimentaria, para obtener el modelo final.

La secuencia completa se organiza en 7 unidades sedimentarias definidas por la distribución de diferentes facies y asociaciones de facies, establecidas a partir de la composición geoquímica y mineralógica, así como de las observaciones al microscopio de frotis de sedimentos. Las principales asociaciones responden a ambientes de lago carbonatado, lago clástico, turbera-humedal y abanico aluvial distal-llanura de barros. En este sentido, el desarrollo de un lago carbonatado (con altos contenidos de Ca y TIC y valores bajos de MS), representa niveles de lago más altos que los característicos de turbera (valores altos en TOC, bajos en MS), mientras que los depósitos de abanicos aluviales (bajo contenido de carbonatos y TOC, alta MS), representan periodos con los niveles hidrológicos más bajos. Las unidades diferenciadas son, de base a techo: VII (74–56 m de profundidad), caracterizada por un ambiente mosaico de turberas, humedales y lagos carbonatados; VI (56–38 m), con asociaciones de facies de turbera/humedal y lagos clásticos; V (38–29 m), caracterizada por el retroceso de los humedales/turberas y la progradación de los abanicos aluviales sobre la cuenca de la laguna; IV (29–21 m), con dominio de los ambientes de abanicos aluviales distales y con el desarrollo de llanuras de barros; III (21–15 m), con facies de lagos clásticos y abanicos aluviales distales; II (15–3 m), formada por una alternancia de lagos clásticos y carbonatados con variable influencia aluvial; y I (3–0 m), que representa un

lago carbonatado con menor desarrollo de ambientes de turbera y humedales asociados.

En cuanto al análisis palinológico, se han realizado un total de 400 muestras distribuidas con resolución variada a lo largo de toda la secuencia, siendo mayor (entre 5 y 10 cm), en el techo y en la base del registro. La media de granos de polen de origen terrestre contados por muestra es de 305, considerando siempre 150 como mínimo estadístico imprescindible y llegando a casi 700 en algunas de ellas. Se han identificado unos 180 taxa diferentes, aunque se representan únicamente los más abundantes de cada grupo (polen arbóreo y arbustivo, herbáceas y componente acuático) en los diagramas de las figuras 3, 4 y 5. La secuencia se organiza en 15 zonas polínicas, conformando de VIL-1 a VIL-5 el registro del interglacial Holoceno; de VIL-6 a VIL-10 el periodo glacial que engloba el MIS 2, MIS 3 y MIS 4; de VIL-11 a VIL-14 todo el interglacial MIS 5 incluyendo el Eemiense, y VIL-15 el final del MIS 6. Se trata, por tanto, de la secuencia palinológica más larga y continua existente hasta el momento para el interior continental del NE de Iberia, y una de las pocas de la cuenca mediterránea localizada en una zona afectada por extremos climáticos asociados a la continentalidad. Esta particular situación geográfica determina, sin duda, la singularidad del registro.

Dada la gran extensión de la cuenca y tamaño del humedal de El Cañizar de Villarquemado, de los espectros palinológicos obtenidos se puede obtener información tanto de carácter regional como local. En este último aspecto, teniendo en cuenta la toponimia y vegetación actual del entorno de la laguna, *Phragmites* ha podido jugar un papel esencial en la composición de la curva de Poaceae a lo largo de toda la secuencia, pero palinológicamente no es posible diferenciarlo del resto de géneros que conforman esta amplia familia. En cuanto a la vegetación terrestre y de carácter más regional, El Cañizar de Villarquemado registra una composición florística y unas proporciones de taxa dominantes bastante alejadas de lo esperado para algunos periodos del Pleistoceno superior. Las curvas de AP, muy fluctuantes, están dominadas por coníferas, destacando especialmente *Juniperus* en la mitad inferior de la secuencia (Fig. 1). La presencia de *Quercus* y otros mesofitos puede considerarse escasa, mientras

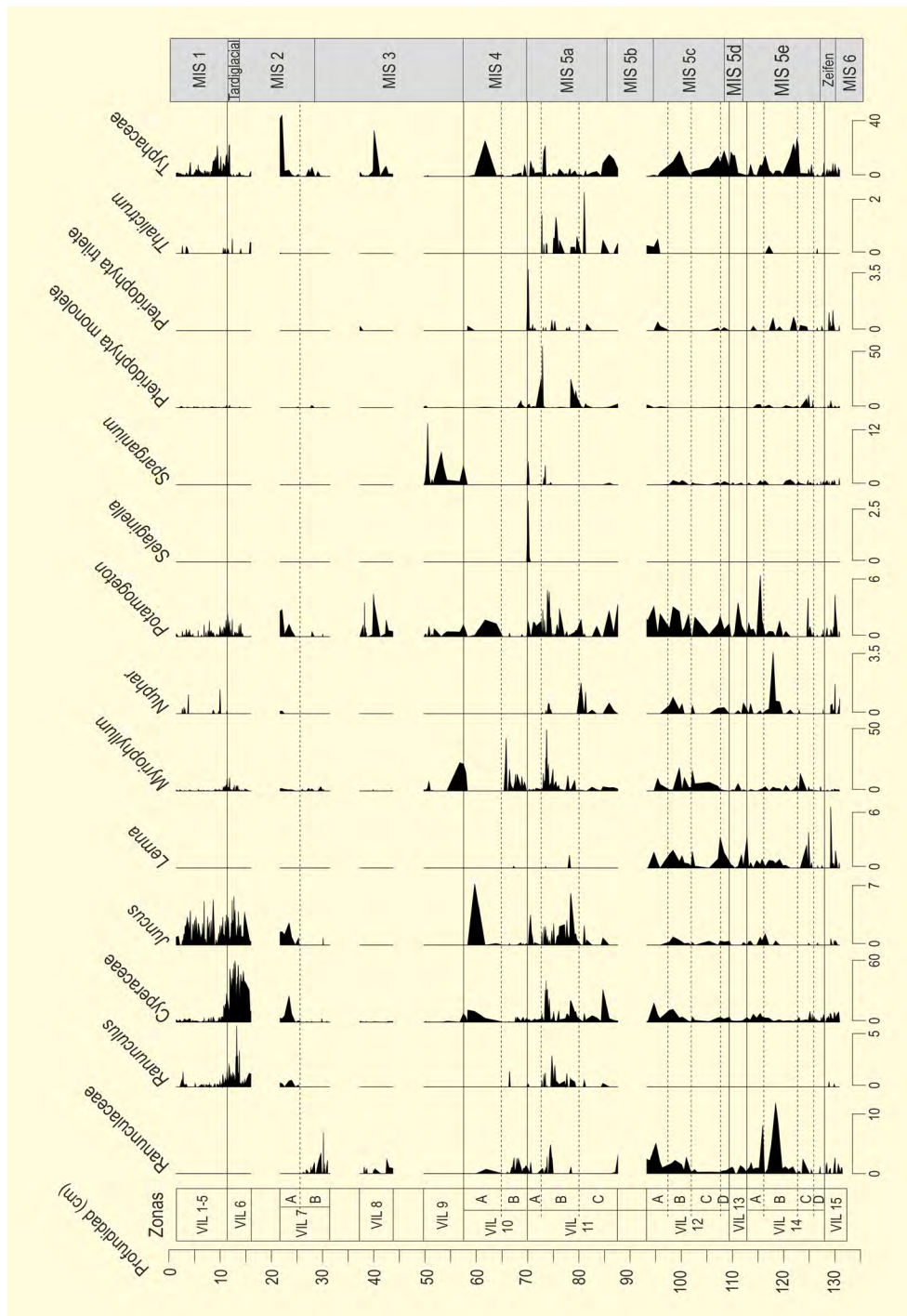


Figura 5. Diagrama de la secuencia de Villarquemado con principales taxa acuáticos y Pteridophyta. Modificado de Gozález-Sampérez et al. (2013)

que herbáceas de habitual carácter estépico, como *Artemisia* y Amaranthaceae-Chenopdiaceae, mantienen valores importantes (pero opuestos entre sí) a lo largo de todo el registro, incluso durante los interglaciales.

La base de la secuencia muestra un paisaje forestal abierto que incluye taxones mediterráneos, mesofitos y coníferas durante el final del MIS 6 y comienzo del

MIS 5, seguido por picos y fluctuaciones de leñosas que indican una gran variabilidad durante varios milenios, como corresponde a periodos de transición como éste (conocido como "Terminación-II") y ocurre también durante el Tardiglacial, antes del Holoceno. Lo más significativo del MIS 5 en Villarquemado es, además del protagonismo de *Juniperus*, la sucesión de 3 periodos de desarrollo forestal en lugar de uno solo asociado al



Eemiense (durante el MIS 5e), ya que también suceden en el MIS 5c y 5a, en línea con la variabilidad de la curva de insolación de verano a escala orbital. Además, estas tres fases forestales poseen una estructura interna de "doble pico" en forma de "V", muy semejante a la evolución de la temperatura superficial del mar (SST) registrada en el mar de Alborán durante el MIS 5c y 5a. Ninguna otra secuencia de Iberia, hasta el momento, ha registrado ni las 3 fases de expansión forestal, ni la estructura en V de las mismas durante el MIS 5.

Del mismo modo, en ninguna se observa a *Juniperus* como principal taxón conformador del paisaje forestal durante el Eemiense ni, en general, durante el MIS 5. La secuencia de El Cañizar de Villarquemado parece heredar la intensa resiliencia de las formaciones de enebros y sabinas características del Pleistoceno medio del interior de Iberia, en un contexto geográfico de necesaria adaptación a un importante déficit hídrico (evapotranspiración) y extremos de temperatura (tanto invernales como veraniegas). En este escenario, *Juniperus thurifera* probablemente, dominaría sin apenas competencia. Además, la relación de las fluctuaciones de *Juniperus* con la amplitud de las curvas de insolación, y con los cambios abruptos registrados en el Atlántico norte, es clara.

En la misma línea, *Artemisia* se expande de forma coetánea a *Juniperus* y los taxa mediterráneos durante el MIS 5, siguiendo una tendencia opuesta a Poaceae y a Amaranthaceae-Chenopodiaceae y Cichorioideae (principales componentes del grupo de taxones estépico junto a *Ephedra*) (Fig. 4). No responde, por tanto, a una expansión de las formaciones tipo estepa sino, probablemente, a localizaciones con escaso desarrollo de suelos, como los abanicos aluviales que rodean la cuenca del paleolago y que serían, al igual que en la actualidad, un nicho óptimo para *Artemisia*.

Con la llegada del MIS 4, se observa una continua reducción de la vegetación leñosa y los pinares pasan a ser el principal taxón arbóreo conformador del paisaje a escala regional. *Juniperus*, que había dominado hasta el momento, desaparece temporalmente y no volverá a ejercer el rol dominante del estrato forestal en el entorno de El Cañizar de Villarquemado en todo el resto de la secuencia (Fig. 3). Además de las coníferas, al comienzo del MIS 4 destacan los valores de *Quercus* ca-

ducifolio, *Betula*, *Alnus* y Ericaceae, indicando la existencia de condiciones frías y relativamente húmedas, como también sugieren los datos geoquímicos y que el máximo avance de los glaciares en el Pirineo ocurra justo entonces, ~60-67 ka BP.

El componente estépico domina entre 60 y 40 ka BP en la secuencia de Villarquemado, pero con una composición variable: Asteraceae durante el MIS 4 y *Ephedra*, Amaranthaceae-Chenopodiaceae, y esta vez sí, también *Artemisia*, durante el MIS 3 (Fig. 4). Del mismo modo, Cyperaceae y *Juncus* se expanden durante el MIS 4 (así como en el MIS 5, MIS 2 y MIS 1: Fig. 5) pero casi desaparecen durante el MIS 3. Esta evolución responde claramente a una creciente aridez.

Sedimentológicamente, se deducen las condiciones más secas de toda la secuencia en la segunda mitad del MIS 4 y durante todo el MIS 3, con predominio de facies asociadas a ambientes de exposición subaérea (abanicos aluviales distales), sin humedales ni entornos lacustres, siendo el periodo en el que la vegetación estépica también alcanza valores máximos y, en consecuencia, los taxones leñosos registran proporciones mínimas. Además, existen tres periodos de baja preservación de polen, probablemente asociados a procesos de oxidación durante las condiciones de exposición subaérea.

La resolución polínica realizada hasta el momento para el intervalo temporal MIS 4 - MIS 2 no permite valorar con detalle el impacto en la vegetación de los eventos de Heinrich (HE) y ciclos de Dansgaard-Oeschger (D-O) durante el pleniglacial, pero sí que se registra una sugerente variabilidad milenaria en la evolución de *Juniperus*, mesofitos y taxa Mediterráneos, así como en indicadores geoquímicos y sedimentológicos. Hay que mencionar también que dos de los episodios de esterilidad polínica mencionados suceden justo después del HE5 y HE4 (en el MIS 3) mientras que el tercero coincide con el LGM, en el MIS 2. Como hemos indicado anteriormente, el LGM no corresponde con el máximo avance de los glaciares en Iberia, probablemente porque el sur de Europa presentaba condiciones más áridas que el centro y norte de Europa en ese momento.

El MIS 2, último período de fase glacial, se caracteriza en la secuencia de El Cañizar de Villarquemado por

una gran variabilidad ambiental y de humedad, a escala regional y local, como indican la diversidad de facies sedimentarias registradas y el intenso y fluctuante desarrollo de una variada vegetación acuática (Fig. 5). A escala regional, dominan taxa resilientes (pinos), herbáceas estépicas y arbustos en un paisaje vegetal abierto que continúa prácticamente igual durante el inicio del Holoceno. Hasta el Holoceno medio no se registra un desarrollo forestal mesotermófilo (protagonizado por *Quercus marcescentes* y *perennes*), indicando condiciones más húmedas y temperaturas suaves, al mismo

tiempo que se desarrolla un lago carbonatado poco profundo en el centro de la cuenca. El impacto humano en la vegetación regional es claro e intenso bien entrado el Holoceno reciente, concretamente en época romana, cuando el pinar llega a desaparecer brusca y rápidamente, probablemente asociado a la construcción del próximo acueducto de Gea de Albarracín.

**Más información**

González-Sampériz *et al.* (2013, 2020), Aranbarri *et al.* (2014), Valero-Garcés *et al.* (2019)

---





# EL CASTILLO

Puente Viesgo, Cantabria  
Pleistoceno superior (~ 89-40 ka BP)

La cueva se abre en dirección noreste a 190 m s.n.m. en las estribaciones más orientales de la Sierra del Escudo de Cabuérniga y forma parte junto a otras cavidades del complejo kárstico de Monte Castillo (Fig. 1) situado en el curso medio del río Pas (Cantabria central) a unos 25 km de distancia de la línea de costa actual ( $43^{\circ} 17' 30''$  N,  $03^{\circ} 58' 03''$  O; 250 m s.n.m.).

La Cueva del Castillo es conocida y excavada desde los inicios del siglo XX, poniendo en evidencia una po-

tente estratigrafía (25 niveles estratigráficos) que cubre prácticamente todos los períodos culturales del Paleolítico. Los estudios antracológicos comenzaron en los años 80 y por el momento solamente cubren los niveles 22, 20 y 18 (Fig. 2) correspondientes al Musteriense (niveles 22 y 20) y al Paleolítico superior inicial o Aurignaciense de transición (nivel 18). Este nivel ha sido subdividido en dos zonas, a saber, 18B, correspondiente al corte transversal situado a la entrada de la cavidad, y 18C que se corresponde con el corte longitudinal localizado algo más al interior de la cueva.



Figura 1. Monte Castillo en las proximidades de Puente Viesgo (Foto: J. Truan)

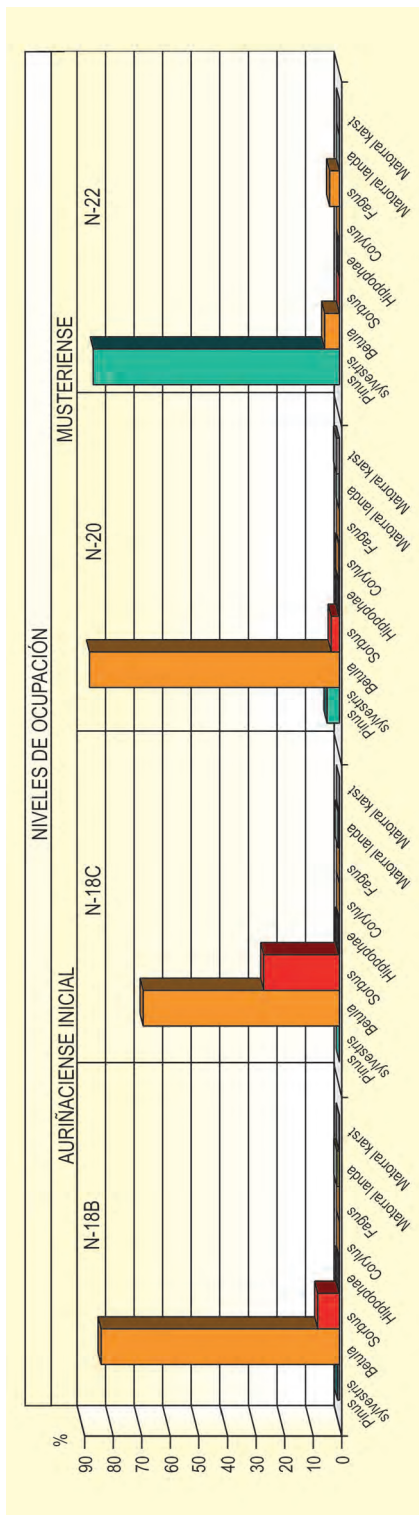


Figura 2. Histograma antracológico de la Cueva del Castillo. Redibujado de Uzquiano (1992)

El nivel 24, achelense, fue objeto de dos muestreos sistemáticos con el fin de obtener muestras de carbones pero los sedimentos fueron estériles (Uzquiano 1992). El nivel 22, musteriense, tiene como fecha de referencia la colada estalagmítica subyacente (nivel 23) datada por U/Th en 89000 años BP.

La paleoflora antracológica muestra una sucesión *Pinus sylvestris*-*Betula* favorable al primero (nivel 22). Este nivel también ha registrado las primeras evidencias antracológicas de *Fagus sylvatica* en el norte de España. En los niveles 20 (42000 BP) y 18 (40000 BP), *Betula* domina el espectro antracológico. El abedul es casi exclusivo en 18B con valores en torno al 80%, seguido de *Sorbus aria*, *S. aucuparia*, cuyos valores son algo más relevantes en 18C. Las frecuencias de *Pinus sylvestris* en ambos niveles son escasas respecto al taxón dominante, especialmente en todo el nivel 18. *Corylus avellana*, *Hippophae rhamnoides*, *Laurus nobilis*, *Rhamnus alaternus*, Ericaceae y Fabaceae se hallan también presentes con valores muy bajos.

**Más información**

Uzquiano (1992a, b, c, 2007), Cabrera et al. (2005a, b)





# EL CONDE

Valle del Trubia, Santo Adriano, Asturias  
Pleistoceno superior (>38000-29000 años BP)

La cueva del Conde (Tuñón, Santo Adriano) se encuentra en la ladera noroeste del valle del río Trubia, un afluente del Nalón a 180 m s.n.m. ( $43^{\circ} 17' 23''$  N,  $05^{\circ} 58' 54''$  O). Las cotas altitudinales máximas en este tramo del valle (4 km<sup>2</sup>) corresponden al Alto de la Collada (573 m) y a La Sierra del Estopo (557 m) en la margen derecha fluvial y al Cordal de Los Collados (530 m) en la izquierda, cotas que descienden hasta los 140-130 m del río Trubia. El Alto de Peña del Rey (759 m), en la Senda de las Xanas constituye la cota altitudinal máxima de toda esta zona.

El relieve acusado de todo este territorio donde se

ubica el yacimiento y la densa red hidrológica que corta transversalmente las diversas elevaciones origina una fuerte compartimentación del espacio útil que, unida a la discontinuidad de substrato y a la distinta orientación de vertientes, es responsable de los acusados contrastes de vegetación producidos en cortas distancias.

El encinar cantábrico (*Quercus ilex*) se sitúa sobre substrato calcáreo. Las laderas inferiores y terrazas bajas se caracterizan por una humedad más elevada, dando lugar a suelos frescos y más desarrollados e intensamente explotados: praderías, cultivos, repoblaciones; además, es donde se localizan los núcleos de



Figura 1. Paraje del valle del Trubia en las proximidades de la Cueva del Conde (Foto: Paloma Uzquiano)

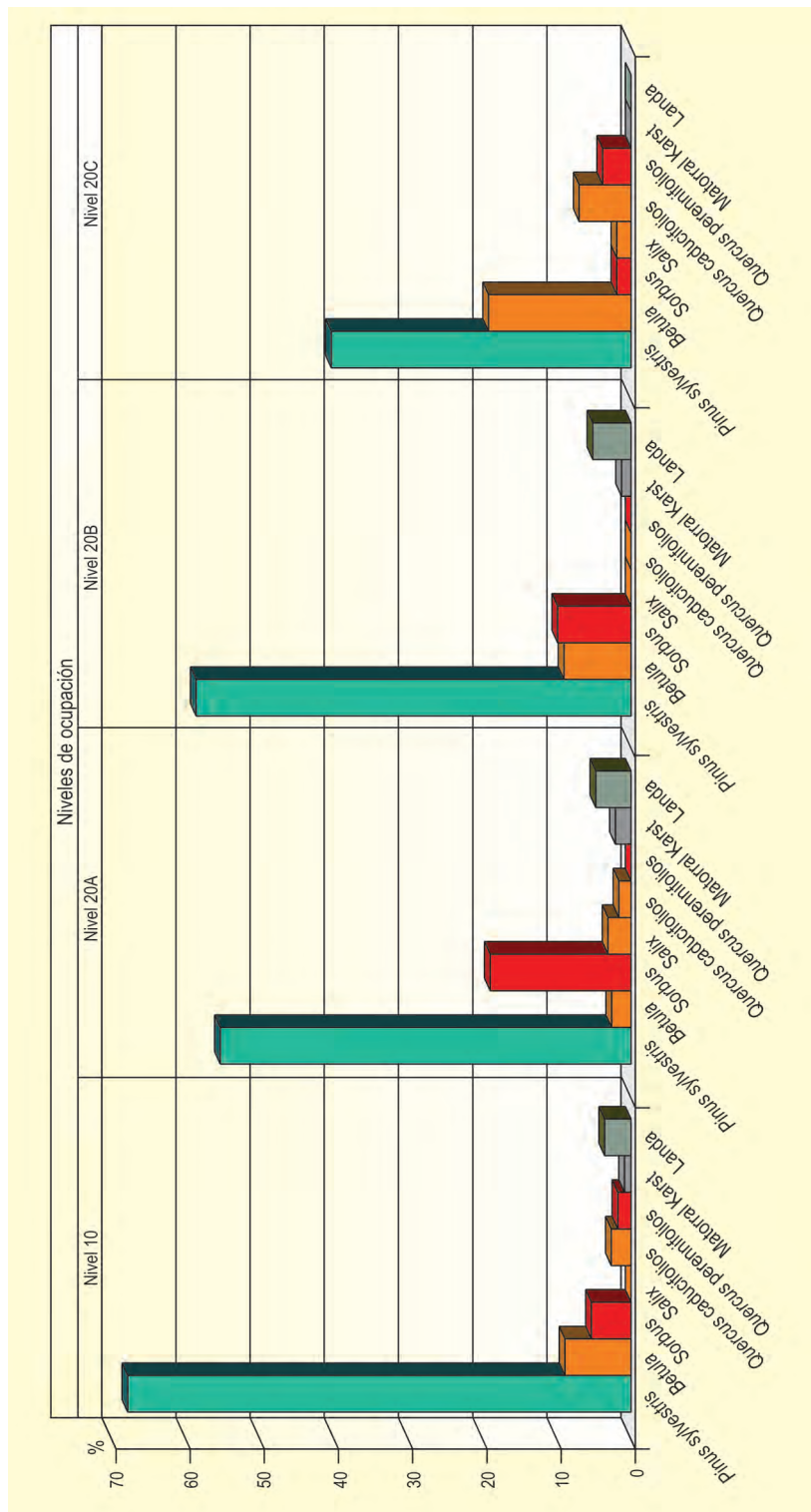


Figura 2. Secuencia antracológica de la Cueva del Conde. Redibujado de Uzquiano et al. (2008)

población. Las laderas de umbría, menos antropizadas, así como los fondos de valle, todavía conservan parcialmente el robleal mixto de frondosas (*Quercus robur*, *Corylus avellana* y *Fraxinus excelsior*), así como el sotobosque. La vegetación riparia (*Salix*, *Populus* y *Alnus*) se

dispone a lo largo del curso del río Trubia.

Las excavaciones recientes llevadas a cabo en esta cueva desde 2002 pusieron de manifiesto una estratigrafía donde ha quedado registrada la transición cultural



Musteriense-Auriñaciense. El área de excavación denominada "plataforma" ha librado la información antracológica más completa así como ha proporcionado la siguiente estratigrafía (Uzquiano *et al.* 2008): el nivel 10, sin datación pero estimado >38000 años BP, constituye la base de la secuencia y pertenece culturalmente al Musteriense; el nivel 20A es, asimismo, musteriense y ha sido datado en 38000 años BP; a continuación aparece el nivel 20B auriñaciense, sin datación; por último, el nivel 20C, auriñaciense, con dos dataciones 29000 y 31000 años BP, constituye el techo de la secuencia estratigráfica.

*Pinus sylvestris* domina en todos los niveles (Fig. 2) pero experimenta cierta disminución desde la base (nivel 10, 70%) al final de la secuencia (nivel 20C, 40%). *Betula* y *Sorbus* registran valores más bajos, pero aparecen de manera alternante a lo largo de la secuencia indicándonos la explotación de terrenos húmedos y acidificados.

Teniendo en cuenta la topografía de la zona los resultados traducen un gradiente altitudinal valles-laderas-cumbres bastante acusado con especial preferencia por los medios calcáreos donde proliferaría el pino. La humedad de la zona hace posible la presencia de taxones mesófilos que aparecen de manera discreta, como

*Salix*, *Alnus glutinosa*, *Quercus* de hoja caduca, *Corylus avellana* y *Fraxinus excelsior*, indicativos de la proximidad de cursos de agua y de la existencia de valores significativos de humedad en el entorno.

La existencia de humedad ambiental y edáfica (substratos silíceos) explicaría también la presencia local del castaño, *Castanea sativa*. *Quercus ilex* ha quedado registrado de manera discontinua en el nivel 10 (>38000 años BP) y en el nivel 20C (29000-31000 años BP) y sugiere la posible presencia local de la encina ligada a los substratos calcáreos edáficamente más secos, donde permanecería acantonada. Este registro constituye la evidencia más antigua registrada por el momento a nivel antracológico en el área cantábrica (Uzquiano *et al.* 2008). El estrato arbustivo presenta una gran variabilidad florística que revela la existencia de substratos calcáreos (*Arbutus unedo*, *Rhamnus alaternus*, *Crataegus monogyna* y *Prunus avium*) y silíceos (*Erica*, *Ulex* y *Cytisus*).

#### Más información

Arbizu *et al.* (2005), Uzquiano *et al.* (2008)



# EL MIRÓN

Ramales de la Victoria, Cantabria  
Pleistoceno superior – Holoceno (41000 años BP – 1400 años AD)

**E**l Mirón es una cueva situada en el este de la provincia de Cantabria, en el punto de unión de las provincias de Cantabria, Vizcaya y Burgos, en el límite con la Cordillera Cantábrica ( $43^{\circ} 14' 44''$  N,  $03^{\circ} 27' 10''$  O). Situada en el término municipal de Ramales de la Victoria, la cueva se localiza a 260 m s.n.m, en la ladera del Monte Pando, en un punto estratégico que permite el control del valle del río Ruesga y la zona circundante (Fig. 1).

La zona se encuadra en la región Eurosiberiana, en la provincia Atlántica en la que destacan los bosques de *Quercus robur*, *Corylus avellana* y *Fraxinus excelsior* en las zonas de suelos bien drenados, mientras que en las zonas de suelos ácidos, más pobres, se instalan bosques de *Quercus pyrenaica*. En los fondos de los valles, en las riberas de los ríos, se aprecia la presencia de *Alnus glutinosa* acompañado de *Quercus robur*, *Fraxinus excelsior* y *Betula celtiberica*.

El yacimiento de El Mirón presenta una larga secuencia de ocupación desde el Paleolítico Medio hasta época medieval con 62 fechas de C-14 (Straus 2003) que oscilan entre 41000 años BP y 1400 años AD. La cavidad ha sido objeto de numerosas intervenciones arqueológicas (González-Morales & Straus 2000a,b, 2009, Straus & González-Morales 1996, 1998, 1999/2000, 2001). Las excavaciones se han concentrado en dos zonas diferentes, el vestíbulo exterior y una zona más al interior denominada "Corral" (Fig. 2). El muestreo y la aplicación sistemática de técnicas de recuperación, ha permitido documentar un conjunto de restos carpológicos en niveles adscritos al Neolítico (Peña-Chocarro *et al.* 2005a,b), Calcolítico y Bronce (inéditos) (Tabla 1).

El yacimiento constituye un punto de referencia para el conocimiento de la primera agricultura de esta zona. A pesar de lo limitado de los restos, el estudio ar-



Figura 1. Vista panorámica de la localización de la cueva (Foto: M. González Morales)



Figura 2. Interior de la cueva durante la excavación (Foto: M. González Morales)

queobotánico (Tabla 1) demuestra la presencia de varias especies de cereal (trigos vestidos y desnudos) entre las que destacan *Triticum dicoccum*, *T. monococcum* y el *T. aestivum/durum* (Fig. 3); este último, de gran interés entre los restos cereales, ya que constituye la primera evidencia de su cultivo en esta región para la



Tabla 1. Restos vegetales del yacimiento de El Mirón (Peña-Chocarro *et al.* 2005a, b)

EL MIRÓN																								
Estrato	8			9				303																
Spit	16	?	14	?	14	16	17	17	3	4	4	7	6	6	5	4	3	3	4	3	3	2	2	
<b>Plantas cultivadas</b>																								
<i>Triticum monococcum</i>													1											
<i>T. dicoccum</i>																							1	
<i>T. monococcum/dicoccum</i>																					1		1	
<i>T. aestivum/durum</i>													1								1			1
<i>Triticum</i>													1								1			
Cereal indet.	1																						1	
Cereal indet. (fragmento)													1	1	1						2			
<b>Plantas silvestres</b>																								
Caryophyllaceae				1									1											
Cyperaceae							1																	
<i>Quercus</i>										2														
Leguminosae									1															
<i>Bromus</i> t.																							1	
<i>Lolium</i>													2								1			1
<i>Luzula</i>			1						1												1	1		
Poaceae									1			2									2			
Polygonaceae													1										1	
<i>Galium</i>												1												
<i>Veronica</i>												1												
Indet.	1		2	1	1		1	1			6										1	1		3

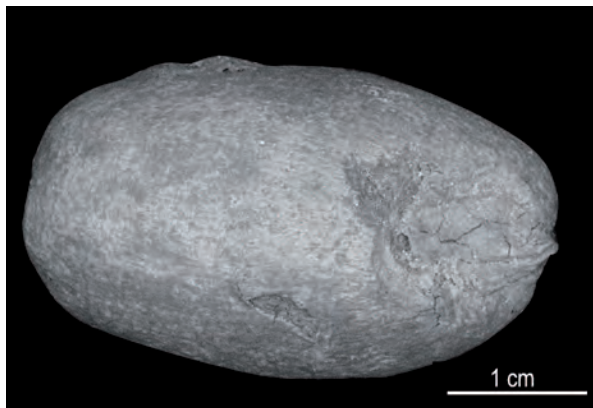


Figura 3. Imagen al MEB de cariósipide de *T. aestivum/durum* (Foto: MICROLAB (CCHS-CSIC))

que, hasta el momento, solo se contaba con la presencia de cereales vestidos.

La datación por AMS de un grano de cereal (Peña-Chocarro *et al.* 2005a,b) ha permitido fechar los inicios de las prácticas agrícolas en esta región en 5550 años

BP (4520-4050 años cal BC). Los restos de agricultura de El Mirón representan, por lo tanto, los más antiguos para la cornisa cantábrica y demuestran la expansión de las actividades agrícolas en la región ya en el 4500 años BC. Además de cereales, no hay evidencia de la presencia de otras plantas cultivadas.

Las plantas silvestres están escasamente representadas, destacando restos de gramíneas y cotiledones de *Quercus* que, sin duda, forman parte de la vegetación del entorno. Su introducción en el registro arqueobotánico puede haberse debido a una enorme multiplicidad de factores, incluyendo su presencia entre las malas hierbas de los cultivos de cereales, como parte de las especies recolectadas con fines específicos (alimento, medicinas, tintes, etc.), o bien pueden haberse incorporado al registro arqueológico de forma accidental.

**Más información**

Peña-Chocarro *et al.* (2005a,b)



# EL PARCO

La Noguera, Alòs de Balaguer, Lleida  
Pleistoceno final (17489-11862 años cal BP)

La Cova del Parco se abre por encima del río Segre y pertenece a un complejo kárstico formado en los conglomerados oligocenos del sinclinal de La Massana, encontrándose ubicada en el término municipal de Alòs de Balaguer (La Noguera, Lleida), en el paraje conocido como Roques Prenyades, en la vertiente sur del Dom de Sant Mamet, sierra marginal del Prepirineo ( $41^{\circ} 54' 48''$  N,  $00^{\circ} 56' 31''$  E), a 420 m s.n.m. (Figs. 1 y 2).

Este yacimiento arqueológico contiene estratos con materiales desde el Magdaleniense inicial hasta un Epi-paleolítico de geométricos. Su cronología contempla el intervalo entre 17489 y 11862 cal BP (Tabla 1).

El clima actual de la zona es de tipo mediterráneo continental subhúmedo, con temperaturas medias anuales comprendidas entre los 12 y 13 °C, y precipitaciones de 550 a 650 mm anuales. Durante el invierno son frecuentes las nieblas en los fondos de valle. Ello conlleva que la vegetación predominante sea perennifolia, sin desdeñar que en las umbrías aparezcan bosques de especies marcescentes. Lo más abundante es el monte bajo de coscoja y romero, frecuentemente con *Pinus nigra* subsp. *salzmannii* y *P. halepensis*. En las umbrías aparecen quejigos de forma relictual.

La secuencia (Fig. 3) empezaría durante una fase interstadial del Tardiglacial (GS-2b), que corresponde a los niveles del Magdaleniense inicial y a la mitad inferior del Magdaleniense superior final. Esta fase se caracteriza por *Quercus* y *Corylus* en un contexto de posible humedad decreciente (descenso de Poaceae y aumento de Asteraceae y Chenopodiaceae).



Figura 1. Vista del paisaje del valle desde la cueva del Parco



Figura 2. Detalle de la excavación en el abrigo de la entrada de la cueva

Entre los niveles V y IV del Magdaleniense superior final, se entra en una fase estadal (GS-2a), caracteri-



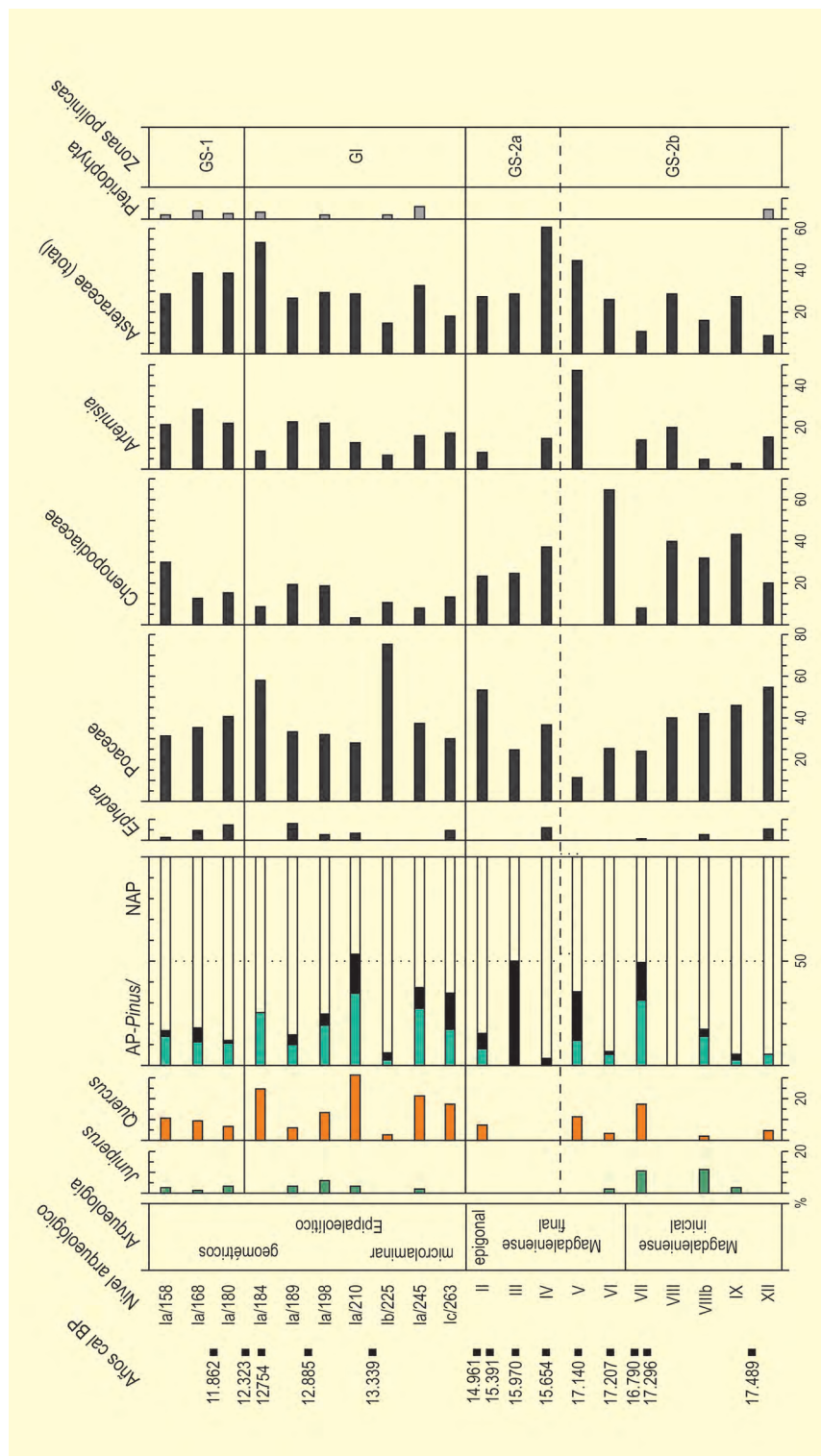


Figura 3. Diagrama de los resultados del análisis polínico efectuado en la Cova del Parco (Albs de Balaguer, Lleida). Las dataciones <sup>14</sup>C calibradas han sido puestas al día mediante CalPal (<http://www.calpal-online.de/index.html>), siendo la del nivel II inferior (no "epigonal") el promedio de las 5 obtenidas en OxA (Tabla 70). Redibujado de Bergadà et al. (1999)

zada por la ausencia de taxones termófilos y presencia de *Pinus* e incremento de Poaceae.

Lo primeros niveles del Epipaleolítico, tanto el microlaminar (Ic-263 / Ib-225) como el antiguo de geométricos

(Ia / 210-158), podrían corresponder a la importante fase interstadial del complejo Bølling-Allerød o GI. En este momento, *Quercus* es más frecuente que en la anterior fase, descendiendo *Artemisia* y *Chenopodiaceae*.

**Tabla 1.** Dataciones  $^{14}\text{C}$  obtenidas en el yacimiento arqueológico de la Cova del Parco. Bergadà *et al.* (1999)

Ref. Lab.	Nivel	Años BP	Años cal. BP	Material	Método
AA-13410	Ia (174 cm)	10190 ± 100	11862 ± 242	Carbón	AMS
Gif-95543	Ia (182)	10420 ± 110	12323 ± 219	Carbón	Convencional
Gif-95563	Ia2 (184)	10770 ± 110	12754 ± 107	Carbón	Convencional
Gif-95562	Ia2 (194)	10930 ± 100	12885 ± 108	Carbón	Convencional
OxA-8656	Ib-Ic (200-230)	11430 ± 60	13339 ± 133	Carbón	AMS
OxA-10796	II epigonal	12605 ± 60	14961 ± 299	Carbón	AMS
ICEN-501	II	10390 ± 300	12096 ± 467	Carbón	AMS
OxA-10797	II	12460 ± 60	14741 ± 314	Carbón	AMS
OxA-10835	II	12560 ± 130	14885 ± 349	Carbón	AMS
OxA-13597	II	12995 ± 50	15846 ± 399	Carbón	AMS
OxA-13596	II	13025 ± 50	15898 ± 395	Carbón	AMS
OxA-10798	II	13175 ± 60	16102 ± 392	Carbón	AMS
OxA	Promedio II	12843 ± 70	15391 ± 272	—	—
GifA-95564	III	13070 ± 140	15970 ± 441	Carbón	AMS
AA-8643	IV	12900 ± 130	15654 ± 467	Hueso	AMS
GifA-95565	V	13890 ± 130	17140 ± 241	Carbón	AMS
AA-8644	VI	13950 ± 150	17207 ± 250	Hueso	AMS
GifA-95547	VII	13720 ± 140	16790 ± 286	Sedimento	AMS
GifA-95542	VII	14040 ± 140	17296 ± 248	Carbón	AMS
GifA-95552	XI	14300 ± 150	17489 ± 272	Carbón	AMS

Finalmente, el techo del diagrama, que podría ser correlativo del Dryas reciente o GS-1, se caracteriza por el descenso de la cobertura arbórea. Sin embargo, se mantiene la presencia de *Quercus*.

#### Más información

Bergadà *et al.* (1999)





# EL PIRULEJO

Priego de Córdoba, Córdoba  
Pleistoceno final – Holoceno (14250-10500 años BP)

El yacimiento de El Pirulejo (Fig. 1) se ubica en el término municipal de Priego de Córdoba ( $37^{\circ} 26' 20''$  N,  $04^{\circ} 11' 13''$  O; 580 m s.n.m.), asociado a una formación de travertinos, en la zona de contacto entre la depresión del Guadalquivir y el reborde externo septentrional de las Cordilleras Béticas. Se trata de un yacimiento excepcional, cuyo estudio ha aportado información muy valiosa sobre el poblamiento del sur de la Península Ibérica durante la última deglaciación y el comienzo del Holoceno (Cortés Sánchez *et al.* 2008).

De este yacimiento se estudiaron 16 muestras polínicas (López-Sáez *et al.* 2008) procedentes de un perfil stratigráfico en el área S<sub>4</sub>/T<sub>4</sub> (Fig. 2). Las muestras basales (1-8) forman parte del estrato 4 (Solutrense); el paquete de muestras 9 a 12 más la 15 constituyen el estrato 3 (Magdalenense superior mediterráneo, con una

cronología estimada de 12/11000-10500 años BP); y, finalmente, las muestras 14 y 16 son del estrato 2 (finales del Pleistoceno superior a inicios del Holoceno). Del estrato 4, entre las muestras polínicas 1 y 2, se conoce la datación de 14250 años BP.

La base del diagrama podría corresponder a la pulsación fría del Dryas antiguo, o incluso a los inicios del Bölling. Los espectros polínicos de las muestras 1 a 3 revelarían un paisaje forestal relativamente abierto, con dominio de formaciones herbáceas de marcado carácter xerófilo (*Artemisia*, Chenopodiaceae/Amaranthaceae); aunque también serían abundantes los arbustos, sobre todo los brezos y ciertos elementos termófilos como acebuche, mirto y lentisco. La presencia entre la flora arbórea de especies tales como el castaño o el nogal hablaría del marcado carácter relicto de este en-



Figura 1. Yacimiento de El Pirulejo (flecha), localizado en las afueras del municipio de Priego de Córdoba (Foto: M. Cortés)

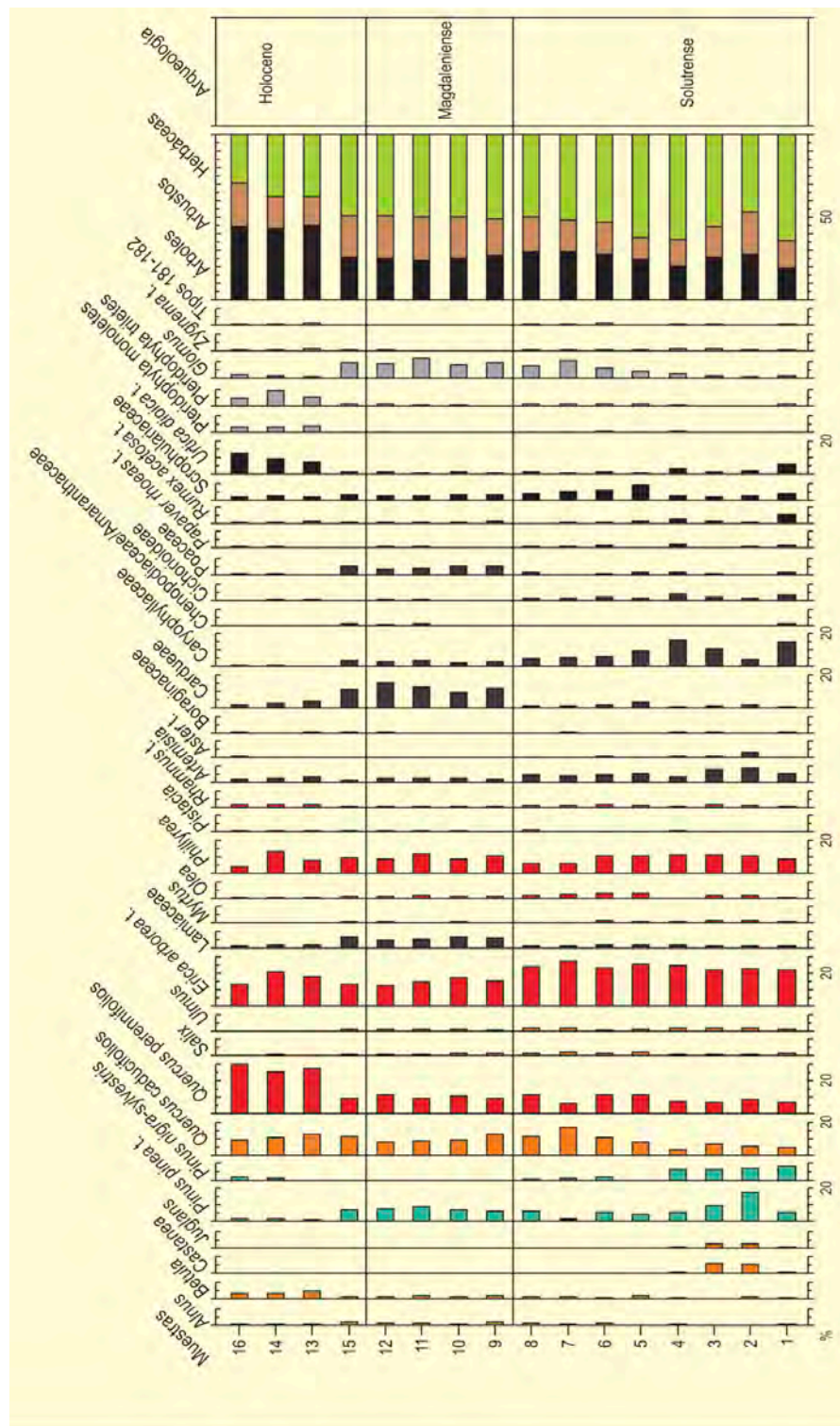


Figura 2. Histograma polínico del yacimiento del Pirulejo. Recibujado de López-Sáez et al. (2008)

clave en la sierra subbética cordobesa. La paleovegetación del área no diferiría mucho de la que actualmente caracteriza la zona de estudio: el encinar meso y supramediterráneo basófilo en su faciación termófila con lentisco (*Pistacia lentiscus*), aunque en zonas de umbrías frescas y mayor humedad ambiental (barrancos y piedemontes) prosperarían formaciones de quer-

cíneas caducifolias, seguramente quejigos (*Quercus faginea*). Alisos, abedules, sauces y olmos formarían parte de los bosques riparios locales y regionales.

El advenimiento de condiciones más cálidas, y a su vez más húmedas, durante el interestadio Tardiglacial, provoca cierto progreso de las formaciones leñosas,



tanto arbóreas como arbustivas. Entre los árboles, los elementos del bosque de ribera (alisos, abedules, sauces y olmos) se hacen más abundantes; lo mismo que las formaciones de quercíneas, tanto caducifolias como perennifolias. La vegetación del área seguiría correspondiendo a un encinar relativamente abierto, con quejigares en las zonas más húmedas y seguramente de suelos más profundos. Entre la flora arbustiva siguen abundando brezos y otros elementos termófilos como mirto, acebuche, *Phillyrea*, lentisco y *Rhamnus*, presentes durante todo el periodo interestadial.

Las muestras superiores de la secuencia polínica de El Pirulejo (Fig. 2) tienen espectros polínicos sensiblemente diferentes a los ya comentados para el interestadio Tardiglacial y de ninguna manera comparables a los que se supondría deberían corresponder al Dryas reciente o periodo final del Tardiglacial, por lo que lo más factible es considerar estas tres muestras dentro de los inicios del Holoceno en una fase claramente preneolítica. Sus espectros muestran una clara progresión de las formaciones arbóreas, mientras que las herbáceas

se reducen y las arbustivas se mantienen. Estaríamos pues en periodos postglaciales marcados por una clara recuperación del bosque. En El Pirulejo, los inicios del Holoceno muestran un gran desarrollo de las formaciones arbóreas de quercíneas perennifolias. Las quercíneas caducifolias mantienen los mismos valores, mientras que el resto de elementos arbóreos tiende a reducirse –caso del aliso, ambos tipos de pino, sauce y olmo–, o a aumentar ligeramente, como en el caso del abedul. El advenimiento del Holoceno provoca un aumento de las temperaturas acompañado de cierta xericidad, todo lo cual se traduce en la reducción de elementos arbóreos del bosque de ribera, salvo el abedul, el cual gracias a su carácter heliófilo tiende a prosperar. Los elementos termófilos como el acebuche, el lentisco, *Phillyrea* y *Rhamnus* siguen estando presentes; solo desaparece el mirto.

#### Más información

Díaz del Olmo *et al.* (1989), Cortés Sánchez *et al.* (2008), López-Sáez *et al.* (2008)



# EL PORTALET

Pirineo central, Sallent de Gállego, Huesca  
Pleistoceno superior – Holoceno (~ 33000-6000 años cal BP)

La turbera del Portalet, Huesca (42° 48' N, 00° 23' O; 1802 m s.n.m.) ocupa el fondo de un antiguo circo glaciar excavado en calizas devónicas y cerrado por un cordón morrénico frontal, en el camino del antiguo Paso Viejo hacia Francia en el Alto Gállego. Localizados siempre a elevadas altitudes, estos medios ofrecen información de gran importancia pues posibilitan iniciar el estudio del retroceso de los glaciares. El clima en la zona es de tipo montano con influencia atlántica, registrando una precipitación media anual de 2000 mm, que desciende en cotas más bajas, donde se hace más patente la influencia mediterránea (a partir de los 1200 m). Durante la estación fría, la isoterma de los 0° C se localiza entre los 1600-1700 m de altitud. La vegetación forestal es abundante entre los 1500 y 1750-1800 m, donde abundan 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. Por encima de los 1800 m se extienden los pastos alpinos y subalpinos de *Carex curvula* y *Festuca scoparia* principalmente (Fig. 1).

El sondeo de la turbera se realizó en el centro de la misma, con un pistón de tipo Livingstone modificado recuperando un testigo de 6,64 m de sedimento. Una vez abierto el testigo longitudinalmente, se determinaron las facies sedimentarias a partir del color, litología, mineralogía, composición y estructura sedimentaria. Además, se muestreó cada 5 cm para isótopos estables, tamaño de grano, contenido en carbonato y materia orgánica y análisis mineralógicos. La resolución del muestreo palinológico no es constante, oscilando entre los 5-10 cm a lo largo de toda la secuencia, pero llegando a 1 cm en determinados intervalos del Tardiglacial.

El modelo de edad de esta secuencia, que cubre aproximadamente los últimos 30000 años de historia, se construyó a partir de 13 dataciones de radiocarbono (Tabla 1), buena parte de las cuales se realizaron en polen concentrado debido a la escasez de carbones o macrorrestos vegetales de origen terrestre, tras comprobar con una doble datación en el mismo intervalo de profundidad (371 cm) que no existían discrepancias entre la fecha obtenida en polen concentrado y la de un fragmento de madera (8610 y 8420 años BP respectivamente).



Figura 1. Vista general de la turbera de El Portalet (Foto: Penélope Gozáñez-Sampériz)



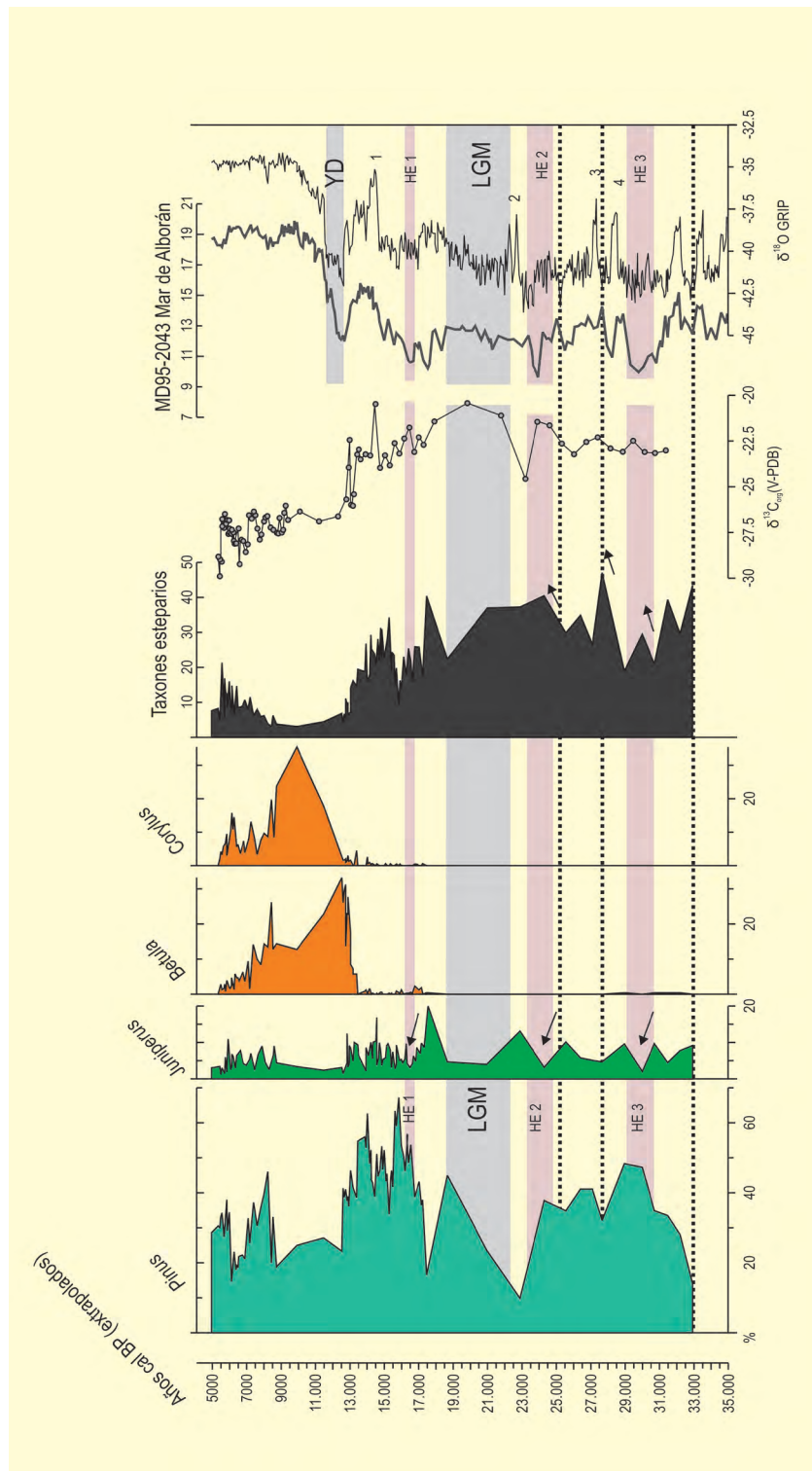


Figura 2. Selección de indicadores y taxones polínicos del registro de El Portalet representados en edad, en los que se observa la respuesta inmediata a los eventos climáticos abruptos del período glacial y Tardiglacial (González-Sampériz et al. 2006)

En el diagrama polínico de El Portalet (Fig. 3) se diferencian cinco zonas polínicas. La P1 (608-540 cm, 32900-23900 años cal BP), se caracteriza por un componente herbáceo superior al 60%, y dominado por *Artemisia* (30%), otros taxones estépicos (10-20%) y Poaceae. La presencia de árboles y arbustos se limita a

*Pinus* y *Juniperus* (probablemente *Pinus uncinata* y *Juniperus communis alpina* atendiendo a su distribución actual), más un 1-2% de mesotermófitos relacionados con transporte a larga distancia en un paisaje claramente abierto. En esta zona polínica, representada en edad en lugar de en profundidad (Fig. 2), se observa un

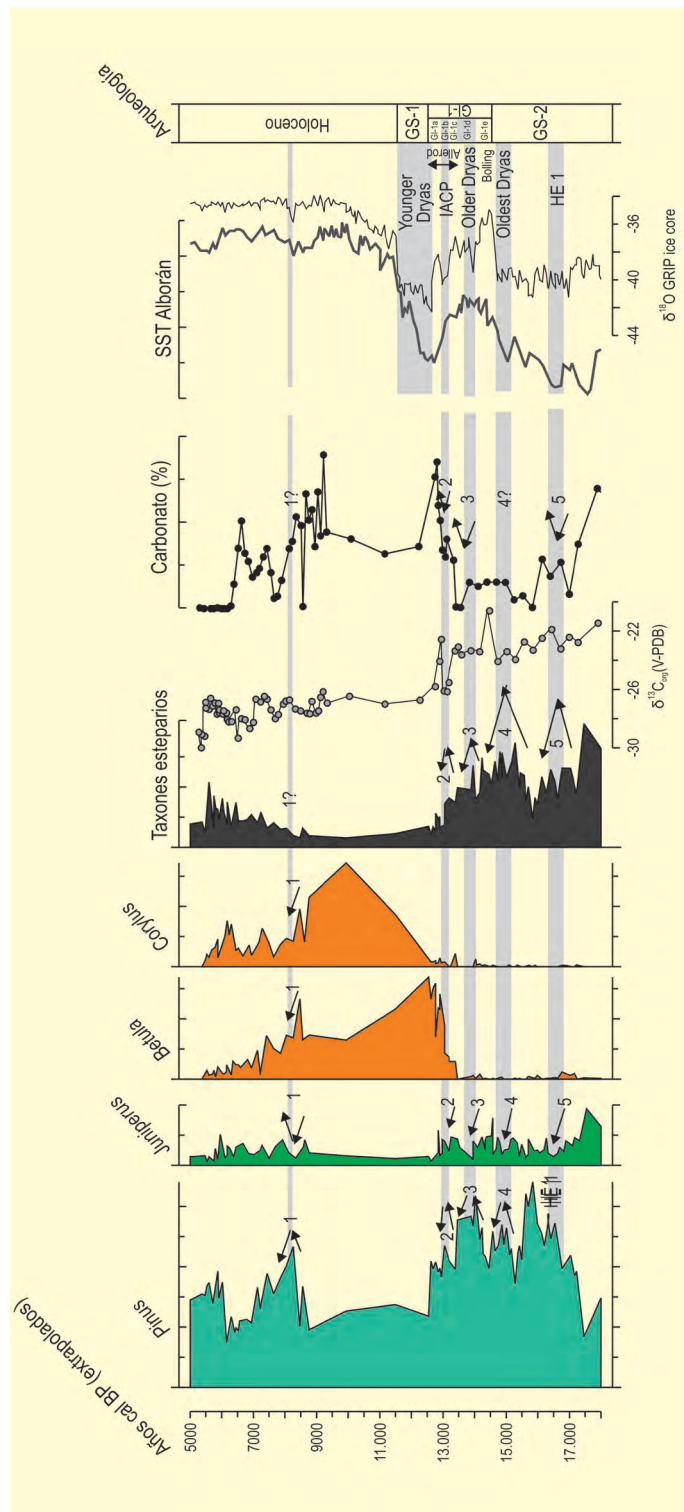


Figura 2. Continuación

descenso de *Juniperus* paralelo a un aumento de taxones estépicos durante los eventos fríos y áridos de Heinrich H<sub>3</sub> (590-580 cm, 30700-29500 años cal BP) y H<sub>2</sub> (550-537 cm, 25100-23500 años cal BP), indicando una respuesta inmediata de la vegetación a los cambios abruptos que caracterizan el último periodo glacial. Di-

versos estudios de botánica y ecología actual de *Juniperus communis* demuestran que la distribución de la especie aparece muy controlada por factores climáticos como inviernos muy fríos seguidos de veranos secos, que limitan notablemente su producción polínica, crecimiento vegetativo y reproducción, por lo que resulta



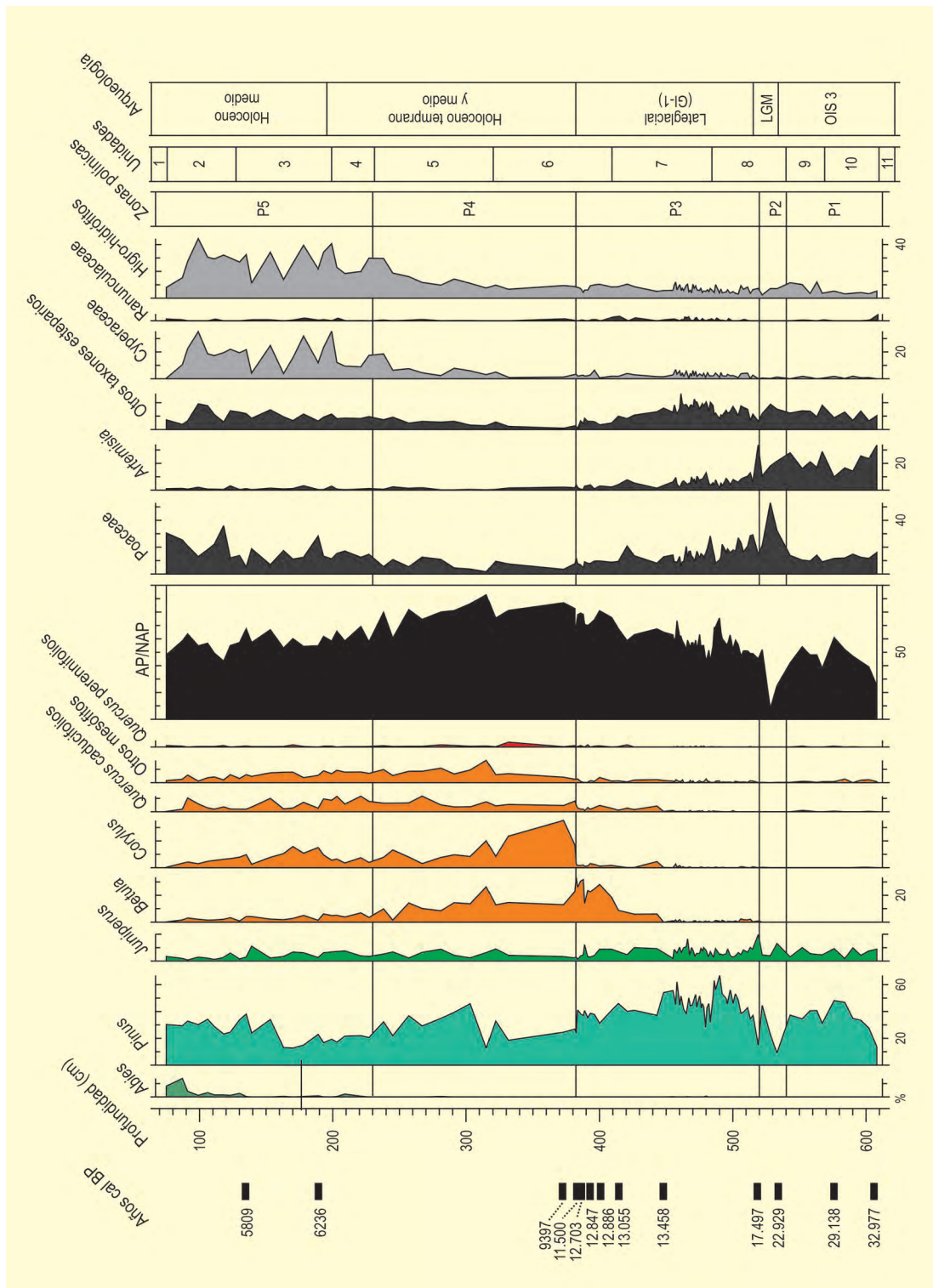


Figura 3. Diagrama polínico sintético de El Portalet. Recibujado de González-Sampérez et al. (2006)

un excelente indicador de cambios climáticos rápidos (González-Sampérez et al. 2006).

En la zona P2 (540-520 cm, 23900-17800 años cal BP) se identificó un hiato sedimentario contemporáneo al Último Máximo Glacial y que correspondería con un reavance del glaciar sobre la cuenca. Aumentos del

polen arbóreo y arbustivo (AP), concentración polínica y diversidad taxonómica indican la característica mejora climática del Tardiglacial en la zona P3 (520-382 cm, 17800-12500 años cal BP). En estos momentos se observa la expansión de *Betula*, *Pinus* y *Juniperus*, que actuarían como pioneros colonizadores durante el Bölling y el Allerød.

**Tabla 1.** Dataciones radiocarbónicas AMS obtenidas en la secuencia de El Portalet (Huesca)

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP	Material
AA54266	135.4	5058 ± 55	5809	Polen concentrado
NSRL11967	189.3	5410 ± 55	6217	Polen concentrado
NSRL11967	371.8	8420 ± 80	9432	Madera
NSRL11968	371.8	8610 ± 90	9606	Polen concentrado
Beta 202347	386.7	10630 ± 50	12584	Polen concentrado
Beta196245	393	10840 ± 40	12708	Polen concentrado
AA54263	400.4	10884 ± 84	12766	Polen concentrado
AA54264	414.2	11148 ± 80	13025	Polen concentrado
AA54260	448.0	11587 ± 85	13433	Polen concentrado
AA54261	519.0	14546 ± 98	17701	Polen concentrado
AA58485	533.0	19250 ± 120	22943	Polen concentrado
AA54259	577.0	24170 ± 240	28980	Polen concentrado
NSRL11969	608.0	28300 ± 370	32571	Polen concentrado

**Figura 4.** Maniobras de sondeo en la turbera del Portalet, Huesca (Fotos: Penélope Gozánlez-Sampérez)

El muestreo de alta resolución llevado a cabo en este periodo permite observar la compleja variabilidad climática que caracteriza al Tardiglacial (15000-12500 años cal BP). De nuevo, cambios abruptos como los relacionados con el H<sub>1</sub>, *Oldest* y *Older Dryas*, además del conocido como Intra-Allerød-Cold-Period (IACP), se observan en los descensos de las proporciones de *Juniperus* y los aumentos de taxones estépicos (Fig. 3). No se registra, sin embargo, ninguna evidencia del Dryas reciente, quizá por una interrupción de la sedimentación durante este periodo (superficie del entonces lago proglacial).

En la zona P<sub>4</sub> (381-230 cm, 11500-6900 años cal BP), se observa una rápida sustitución de *Betula* por *Corylus* y una expansión menor de *Quercus* caducifolia

y otros mesófitos, correspondiente con el inicio del Holoceno. La crisis de aridez global conocida como evento 8.2 se observa en el registro de El Portalet entre los 312 y 290 cm, registrándose un descenso de *Juniperus*, *Betula*, *Corylus*, *Quercus* caducifolia y otros mesófitos.

Por último, la zona P<sub>5</sub> (230-75 cm, 6900-5300 años cal BP) muestra el primer máximo de *Abies* de la secuencia y una expansión de Cyperaceae asociada al desecamiento de la cuenca (con posterioridad a 6400 años cal BP, deja de ser lago y pasa a ser turbera como en la actualidad).

#### Más información

González-Sampérez *et al.* (2006)



# EL SALT

Alcoy, Alicante

Pleistoceno superior (MIS 3, 52000-44000 años BP)



El yacimiento de El Salt es un emplazamiento al aire libre de unos 300 m<sup>2</sup> ubicado en la cabecera del río Serpis, en la montaña alicantina, a 680 m s.n.m. (38° 49' 13" N, 0° 30' 31" O) (Fig. 1). La pared que da cobijo al yacimiento (Fig. 2) se corresponde con un salto de falla que ocasionó el cabalgamiento de calizas paleocenas sobre conglomerados del Oligoceno propiciando la configuración de una gran formación travertínica que se extiende a lo largo de más de 2,5 km. Los estudios geomorfológicos realizados en la zona apuntan hacia la existencia de un paleolago en la zona inmediatamente superior al yacimiento vertiendo sus aguas sobre el salto de falla durante el Pleistoceno. Las ocu-

paciones del abrigo por parte de los grupos neandertales se encontrarían al refugio de una gran techumbre que llegaría a cubrir casi toda la superficie en los momentos de máximo desarrollo, cuestión documentada gracias a la presencia de bloques de derrumbe separados en el tiempo e identificados a unos 8 y 10 metros de la pared.

El yacimiento se encuadra en un contexto bioclimático mesomediterráneo inferior con ombroclima seco. La vegetación actual está dominada por el pinar de pino carrasco (*Pinus halepensis*) sobre matorral de aliaga (*Ulex parviflorus*), genista (*Genista scorpius*), romero



Figura 1. Vista panorámica de la cabecera del río Serpis desde el Parque Natural de la Font Roja (Foto: P. Vidal Matutano)



**Figura 2.** Entorno de El Salt. La flecha indica la localización del yacimiento (Foto: P. Vidal-Matutano)

(*Rosmarinus officinalis*), con presencia frecuente de lentisco (*Pistacia lentiscus*), coscoja (*Quercus coccifera*) y aladierno (*Rhamnus alaternus*). El Salt se encuentra muy próximo a dos parques naturales de gran relevancia para la discusión de los datos arqueobotánicos: la Font Roja y la Serra de Mariola. A partir de los 800-900 m s.n.m. se encuentra el bosque mixto mediterráneo, en la vertiente de umbria, con especies como la carrasca (*Quercus ilex* subsp. *ballota*), el quejigo (*Quercus faginea*), el fresno de flor (*Fraxinus ornus*), el arce (*Acer opalus* subsp. *granatense*), el serbal (*Sorbus aria* y *Sorbus torminalis*) y el tejo (*Taxus baccata*).

Con el objetivo de definir las ocupaciones humanas que tuvieron lugar en los valles de Alcoy a lo largo del MIS 3 así como los patrones de uso y gestión del territorio, las investigaciones en El Salt se enmarcan en una perspectiva integradora y multidisciplinar centrada en el análisis de los procesos de formación del depósito y la aplicación de metodologías encaminadas a la disección de palimpsestos. El depósito arqueosedimentario de El Salt presenta 6,3 metros de potencia y fue inicialmente estudiado por Fumanal, distinguiendo en él 13 unidades litoestratigráficas (Fumanal 1994). Posterior-

mente, esta primera descripción ha sido revisada y profundizada permitiendo dividir el depósito arqueosedimentario en dos fases (Galván *et al.* 2014): las unidades XII a IX, anteriores a 50 ka BP, donde se documenta un uso recurrente del abrigo por medio de las ocupaciones de grupos neandertales y las unidades VIII a V inferior, posteriores a 50 ka BP, las cuales evidencian una progresiva disminución del impacto antrópico. La unidad V superior, parcialmente truncada por un evento erosivo holoceno, es arqueológicamente estéril a excepción del tramo superior (0,20 m), donde se localizó un conjunto lítico no diagnóstico y una estructura de combustión con restos antracológicos asociados. Finalmente, las unidades IV a I consisten en una acumulación de cantos y gravas de edad holocénica, en contacto erosivo con la unidad anterior. Este depósito de gravas contiene materiales en posición secundaria adscribibles al Paleolítico superior, Epipaleolítico-Mesolítico y Neolítico antiguo.

El análisis antracológico realizado por Vidal Matutano (2016) (Fig. 3) muestra que el taxón vegetal dominante a lo largo de la secuencia es *Pinus nigra-sylvestris* acompañado por *Juniperus*, *Acer*, *Quercus* (tanto



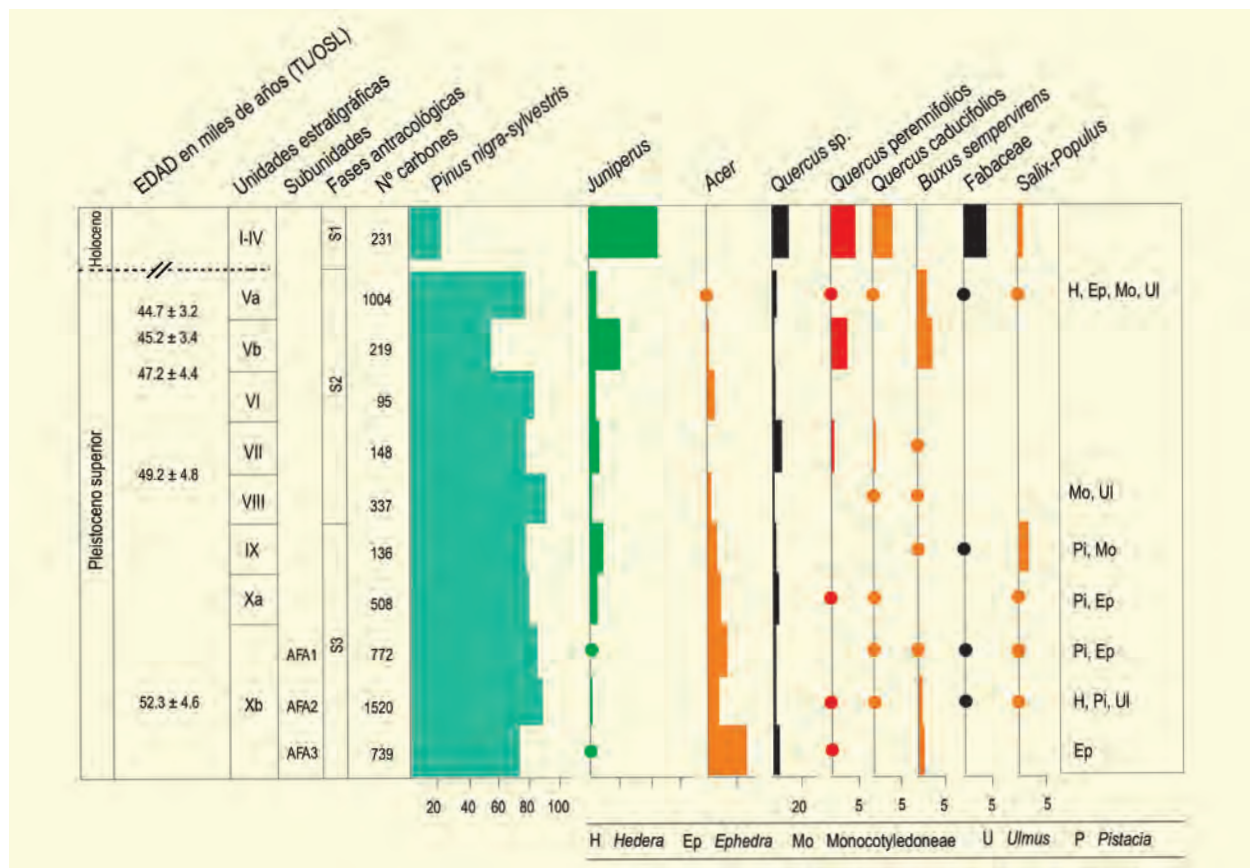
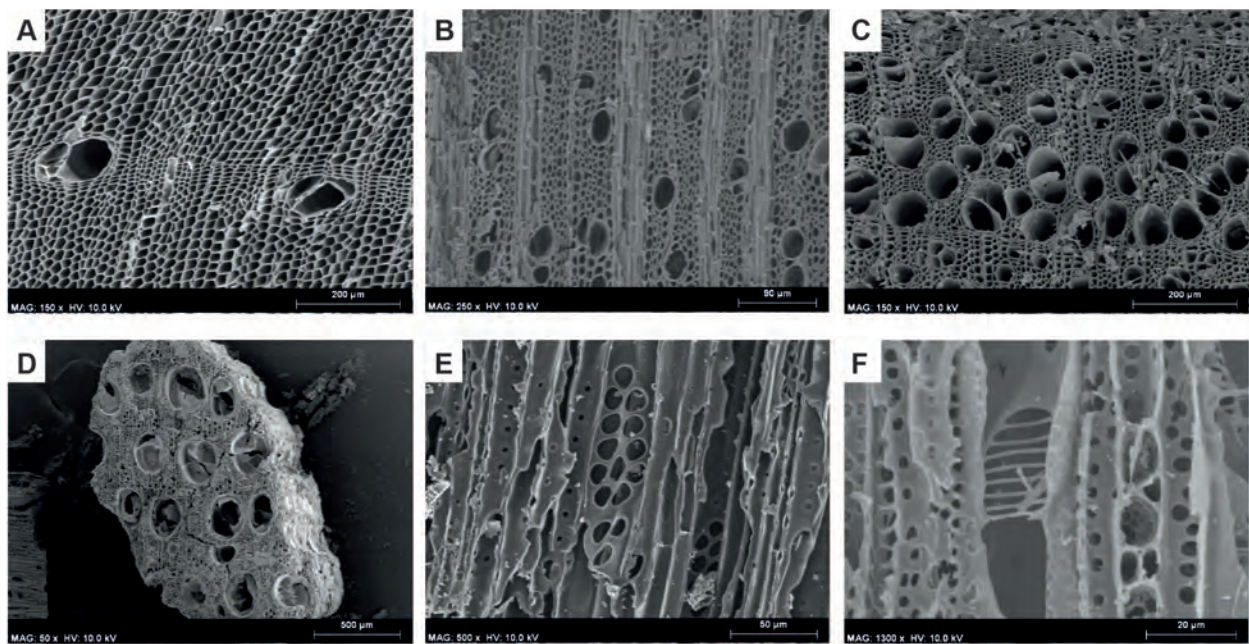


Figura 3. Diagrama antracológico de El Salt. Los círculos muestran porcentajes inferiores al 1%. Redibujado de Vidal-Matutano (2016)

perennifolios como caducifolios,) y *Buxus sempervirens*. Esta tendencia general se mantiene a lo largo de la secuencia con ligeras variaciones porcentuales y la entrada en escena de manera puntual de otros taxones (*Pistacia*, *Ephedra*, Fabaceae, *Salix-Populus*, *Ulmus*). El paisaje vegetal reflejado en los datos antracológicos de El Salt cabe interpretarlo como la presencia de densos y extensos bosques de *Pinus nigra* y/o *Pinus sylvestris* acompañados de un cortejo florístico submediterráneo de tipo arbustivo conformado por el boj, las rosáceas, enebros y/o sabinas, los arces, fagáceas y fabáceas. En el fondo del valle, junto al curso fluvial, o bien en vaguadas o zonas de umbría estarían presentes los taxones higrófilos como *Salix-Populus* y *Ulmus* (Fig. 4). El pinar de *Pinus nigra* y/o *P. sylvestris* próximo al asentamiento tuvo que ofrecer una cierta cantidad de biomasa muerta que fue aprovechada como combustible por los grupos neandertales durante las ocupaciones del abrigo, tal y como indica la identificación del uso de madera muerta y podrida en algunas hogueras de la unidad Xb (Vidal-Matutano *et al.* 2017) (Fig. 5).

Los datos de la fase antracológica S3 indican la existencia de unas condiciones climáticas características del piso bioclimático supramediterráneo de ombroclima subhúmedo, dada la escasa presencia de enebros y/o sabinas y la presencia constante de los arces. Durante la fase antracológica S2 se experimenta una tendencia hacia condiciones más secas y áridas, reflejada por medio del aumento de los enebros y/o sabinas junto con el boj y la progresiva desaparición de los arces. Además, se constata una cierta reducción de la diversidad taxonómica respecto a la fase antracológica anterior, donde buena parte de los taxones heliófilos, los higrófilos y los que conforman el bosque mixto están ausentes. La fase antracológica S1, conformada por el depósito de gravas, muestra una inversión en los valores de las dos coníferas presentes en la secuencia: mientras los pinos criófilos disminuyen drásticamente respecto a la secuencia pleistocena (18 %), los enebros y/o sabinas aumentan considerablemente llegando a representar más del 40 % de la vegetación leñosa documentada. Igualmente, los *Quercus* perennifolios y caducifolios son más abundantes en esta fase. A pesar de no contar por el

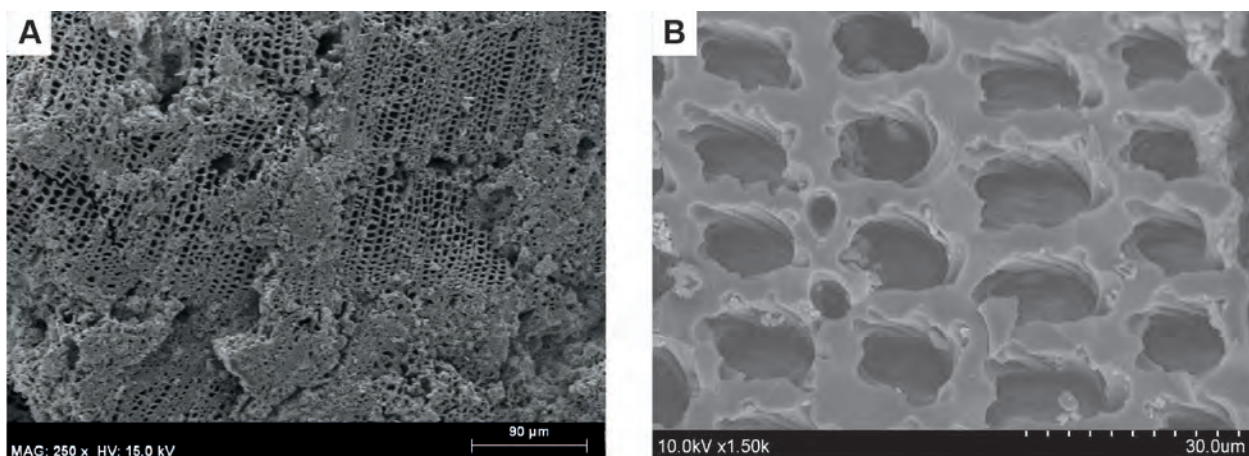


**Figura 4.** Imágenes al MEB de carbones de El Salt. A: *Pinus nigra-sylvestris*. B: *Acer*; C.- *Salix-Populus*. D: *Quercus caducifolios*. E: *Ephedra*. F: *Buxus sempervirens* (Fotos: P. Vidal Matutano)

momento con dataciones que sitúen cronológicamente las distintas facies que conforman este depósito holoceno, podemos sugerir desde los resultados antracológicos su posible adscripción a algún momento del Tardiglacial-Holoceno inicial (10000-8000 años BP) según su comparación con las secuencias antracológicas de otros yacimientos cercanos que recogen este periodo climático (Tossal de la Roca, Coves de Santa Maira).

Los análisis carpológicos, realizados por G. Pérez

Jordà, muestran un total de 7 taxones identificados procedentes de las unidades VIII, Xa y Xb (Vidal-Matutano *et al.* 2018) (Fig. 6, Tabla 1). Todos los materiales aparecen carbonizados a excepción de dos taxones, *Rubus cf. laciniatus* y *Celtis australis*, los cuales se muestran mineralizados presentando dudas sobre su adscripción paleolítica (Fig. 6). El registro carpológico ha contribuido significativamente a la discusión paleoecológica del yacimiento con la identificación de *Juniperus sabina* en las unidades VIII y Xa. La presencia de la sabina rastrera, teniendo su óptimo en el piso bio-



**Figura 5.** Imágenes al MEB de carbones de *Pinus nigra-sylvestris* con evidencias de biodeterioro por la acción de hongos (Fotos: P. Vidal Matutano)



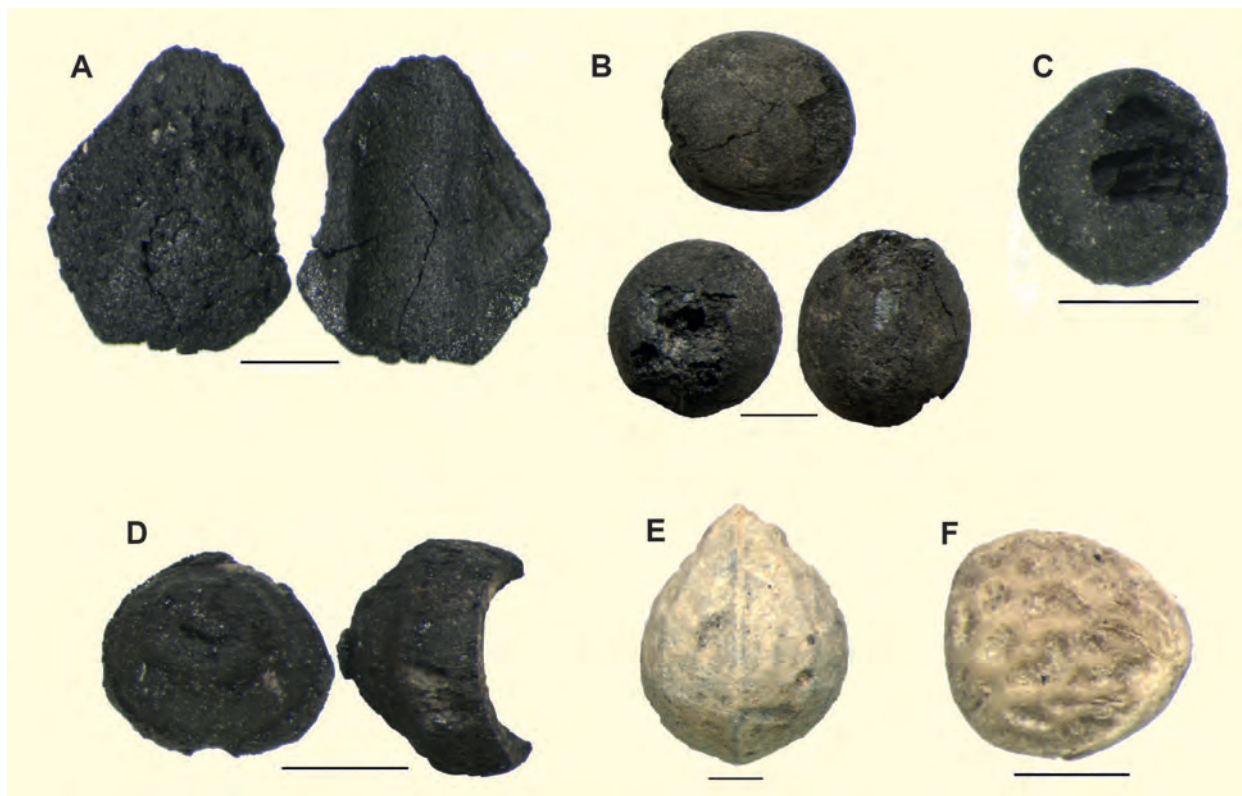
**Tabla 1.** Datos carpológicos de El Salt. Vida- Matutano *et al.* (2018)

Unidad	Conservación	VIII	Xa	Xb			
Subunidad					AFA1	AFA2	AFA3
<i>Acer</i> (fragmentos)	carbonización				20	255	
<i>Celtis australis</i>	mineralización					1	
Fabaceae	carbonización				2	3	
<i>Galium</i>	carbonización					2	
<i>Juniperus sabina</i>	carbonización	2	1				
<i>Rubus cf. laciniatus</i>	mineralización				1		
<i>Taxus baccata</i>	carbonización						1
Tejido parenquimático	carbonización	7	7				
Indeterminada	carbonización					1	
Total		9	9		3	7	1
Total fragmentos					20	255	

climático oromediterráneo, no excluye la posible presencia de otras especies entre el combustible utilizado (*J. communis*, *J. thurifera*). Por otro lado, mientras que el registro antracológico no ha evidenciado la recolección de madera de tejo en El Salt, el análisis carpológico ha aportado la evidencia del uso de esta especie

en la unidad Xb.

Los análisis polínicos en El Salt se iniciaron con M. Dupré en los años 90, recogiendo un total de 60 muestras cada 5 cm de sedimento. A pesar de que gran parte de la secuencia resultó estéril, algunos niveles proporcionaron datos polínicos integrados en la discusión paleoecológica



**Figura 6.** Restos de semillas y frutos de El Salt. A: *Acer* sp. B: Fabaceae. C: *Galium* sp. D: *Taxus baccata*. E: *Celtis australis*. F: *Rubus cf. laciniatus* (G. Pérez-Jordà). La barra de escala representa 1 mm. Redibujado de Vidal Matutano *et al.* (2018). Fotos: G. Pérez-Jordà

del yacimiento (Galván, com. pers.). Así, en la unidad XII los datos polínicos parecen indicar la instalación de un clima cálido, templado y húmedo con la expansión del bosque mixto mesófilo de *Quercus* perennifolios y caducifolios. A partir de la unidad XI el clima se vuelve algo más riguroso y húmedo, observándose la presencia de agua en régimen laminar. Igualmente, los datos polínicos de la unidad VII son coherentes con la secuencia antracológica indicando un cierto deterioro del clima con la instalación de condiciones más frías y áridas.

Los análisis arqueobotánicos de El Salt ponen de manifiesto los altos valores de *Pinus nigra-sylvestris*, llegando a frecuencias del 70-80 % en muchas unidades de la secuencia, lo que invita a pensar en el importante papel que debieron desempeñar los bosques de pinos criófilos en el paisaje vegetal del MIS 3 en el territorio estudiado sugiriendo unas condiciones climáticas más frías y húmedas que en la actualidad (supramediterrá-

neo de ombroclima subhúmedo, con temperatura media anual de 8-13 °C y precipitación media anual de 600–1000 mm). Estas condiciones climáticas son comparables a las que actualmente caracterizan las zonas de media-alta montaña mediterránea donde se localizan estos bosques (serranía de Cuenca, el Maestrazgo, sierras de Gúdar y Javalambre, sierras de Segura y Cazorla como localidades más cercanas al territorio considerado). Ello pone de manifiesto el gran cambio ocurrido en la conformación de los paisajes con el desplazamiento de las poblaciones de pinos criófilos desde la media y alta montaña del interior peninsular hasta los relieves costeros y viceversa, según los cambios climáticos que se han ido produciendo hasta la actualidad.

#### **Más información**

Vidal-Matutano *et al.* (2018)





# ERRALLA

Aia, Guipúzcoa

Pleistoceno superior – Pleistoceno final (19360-14440 años cal BP)

La Cueva de Erralla se encuentra próxima a la localidad de Aia, en la provincia de Guipúzcoa, en el cañón formado por el río Altolaras en su cuenca superior, a una altitud de 230 m (43° 12' 40" N, 02° 10' 57" O). Presenta dos entradas situadas a unos 30 m de altura sobre el río, una abierta hacia el este y la otra hacia el noreste, que conducen a un único vestíbulo. El entorno de este yacimiento lo constituyen colinas no demasiado elevadas que alcanzan los 500-600 m de altitud. Actualmente, las precipitaciones son muy abundantes (aprox. 1600 mm anuales), lo cual se traduce en una vegetación forestal de carácter cadu-

cifolio dominada por robledales y hayedos. La importante humedad ambiental y edáfica se manifiesta en la presencia de árboles higrófilos como sauces y alisos y, sobre todo, por la abundancia de helechos.

Para el análisis polínico (Fig. 2) se analizaron 51 muestras de sedimento, encuadradas en cinco niveles arqueológicos (Boyer-Klein 1985). El nivel V se adscribe al Magdaleniense inferior cantábrico, mientras que los niveles I-III corresponden al Magdaleniense final. El nivel IV resultó ser arqueológicamente estéril.



Figura 1. Hayedos modelados por la actividad del carboneo en Adarramendi, Guipúzcoa (Foto: Santiago Fernández)

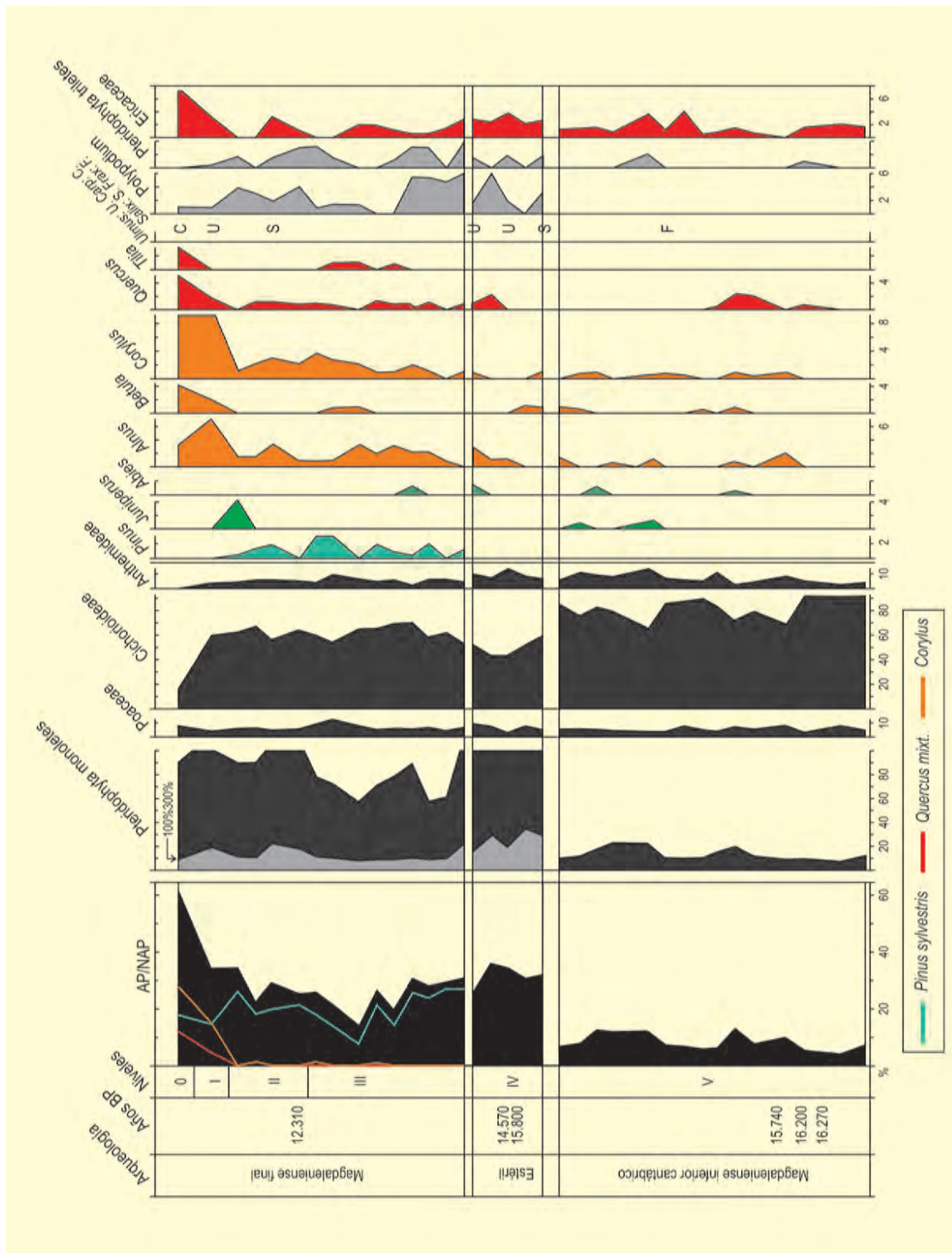


Figura 2. Diagrama polínico de la Gruta de Erralla. Redibujado de Boyer-Klein (1985)

El nivel V (257-203 cm) comprende bajos porcentajes de polen arbóreo (1-7 %), siendo *Pinus* el elemento más abundante. Se producen dos pequeños picos en las curvas de *Quercus* y *Corylus*, aunque en cualquier caso los valores se mantienen bajos. Asimismo, las esporas

de helechos son abundantes. El nivel IV (203-186 cm) implica un aumento brusco en los porcentajes de polen arbóreo, sugiriendo una vegetación de pinar con cierta presencia de *Quercus* caducifolios, avellanos, abedules, abetos, olmos y alisos. Los niveles III y II (186-137 cm)



**Tabla 1.** Dataciones radiocarbónicas de la secuencia de la Cueva de Erralla según Boyer-Klein (1985). Las edades calibradas se han obtenido con el programa CALIB (Stuiver & Reimer 1993) en su versión 5.0.2, utilizando la curva IntCal04 (Reimer *et al.* 2004). La edad calibrada se ha tomado como el punto medio del intervalo de probabilidad 95,4% ( $2\sigma$ )

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP	Arqueología
New Jersey	?	12310 ± 90	14440	II-III
New Jersey	233	16270 ± 240	19440	V
New Jersey	240	15740 ± 240	19000	V
New Jersey	245	16200 ± 240	19360	V

muestran escasas oscilaciones en el diagrama polínico, manteniéndose los porcentajes de polen arbóreo en torno al 30 %. En cuanto a los taxones higrófilos, es destacable la presencia constante del aliso, acompañado

ocasionalmente por sauces. Los *Quercus* caducifolios y *Corylus* muestran curvas continuas. Los niveles I y o (186-124 cm) exhiben ascensos claros en las curvas de *Corylus*, *Quercus* y *Betula*, lo cual apunta hacia una importante mejoría climática.

Los espectros polínicos del nivel V sugieren la existencia de un clima frío y seco, lo que, según la autora de la secuencia, se correspondería con el Dryas antiguo. Los espectros polínicos del nivel IV parecen reflejar el desarrollo de la vegetación durante los interestadiales tardiglaciales de Bølling o Allerød. Por último, los niveles I y O se corresponderían con el Holoceno.

#### Más información

Boyer-Klein (1985)



# ESPOSENDE-OVAR

Braga, Portugal

Pleistoceno superior – Holoceno (~ 23680-140 años cal BP)

El comportamiento geotectónico y movimientos eustáticos del litoral portugués son responsables de un proceso generalizado de retroceso de la línea de costa entre Aveiro y Viana do Castelo. En esta franja litoral, gracias a la acción erosiva del oleaje, afloran numerosas turberas y sedimentos de lagos, marismas o paleosuelos ricos en macrorrestos (Fig. 1). Climáticamente este área se encuentra en la transición entre las zonas eurosiberiana y mediterránea. Las reducción de las precipitaciones y la prolongación de la sequía estival a medida que nos desplazamos hacia el sur, son responsables de la sustitución de taxones planocaducifolios típicos de climas templados (*Fraxinus excelsior*, *Quercus robur*, *Alnus glutinosa*,...) por taxones más xerófilos (*Q. suber*, *F. angustifolia*, *Populus*,...). *Pinus pinaster* actualmente ocupa gran extensión en las costas septentrionales de Portugal, siendo por tanto común en el entorno de todos los yacimientos paleobotánicos entre Esposende y Ovar.

En estos yacimientos (41° 36' N, 08° 48' O; 40° 54' N, 08° 40' O) (Fig. 2), G. Soares de Carvalho y H.M. Granja, del Dpto. Ciências da Terra de la Universidad do Minho (Braga, Portugal), recolectaron entre 1986 y 2005, muestras de 16 ramas y ramillas y 27 troncos fósiles. Siete de estos troncos fueron hallados en posición de vida (Fig. 3), lo que indica el carácter local de la información paleobotánica obtenida. Este material fue cedido al Grupo de Investigación 'Historia y Dinámica del Paisaje Vegetal' de la Universidad Politécnica de Madrid para su estudio. Las dataciones radiocarbónicas permitieron la asignación cronológica de todas las unidades estratigráficas (Tabla 2). La asincronía de los yacimientos aquí estudiados (Pleistoceno-Holoceno), se explica por los movimientos tectónicos asociados a la presencia de las numerosas fallas que caracterizan la costa norte de Portugal (Granja 1999).

La identificación de los macrorrestos pleistocenos (Esmoriz y San Pedro de Maceda) muestra, junto con la pre-



Figura 1. Perfil expuesto por la acción erosiva del oleaje en San Pedro de Maceda (Foto: Fernando Gómez-Manzaneque)

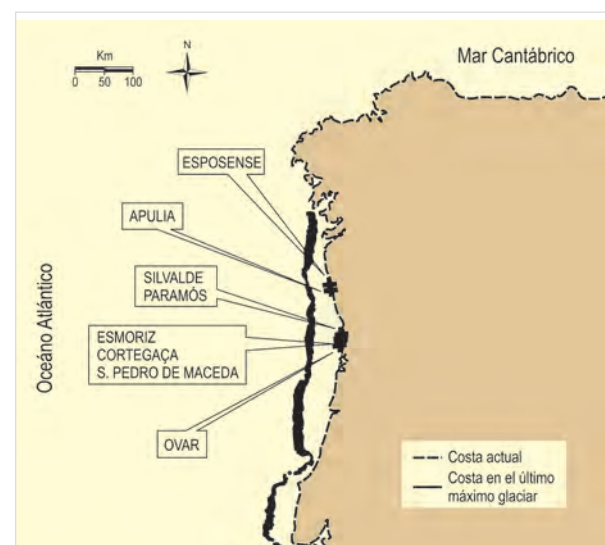


Figura 2. Yacimientos de macrorrestos de la costa portuguesa, entre Viana do Castelo y Aveiro (García-Amorena et al. 2007)



**Tabla 1.** Identificación de los macrorrestos leñosos de los yacimientos de Esposende-Ovar \*: resto en posición de vida. +: diámetro superior a 10 cm. C: resto carbonizado. ID: nombre de la muestra. (García-Amorena 2007)

ESPOSENDE		
Yacimiento	ID	Identificación
ESPOSENDE	ES-85 M	<i>Alnus glutinosa</i>
	ES-85 T	<i>Alnus glutinosa</i> [* +]
	ES-85 P	Turba
	ES-62R	<i>Pinus pinea</i>
	ESP-55-3	<i>Pinus pinaster</i> cf. <i>pinea</i> [C]
APULIA	ES-77.T1	<i>Fraxinus</i>
	ES-77.T2.A	<i>Alnus</i> [C]
	ES-77.T2.B	<i>Quercus caducifolia</i>
	ES-77.T3	<i>Juniperus</i>
	ES-77.T4.1	<i>Fraxinus</i>
	ES-77.T4.2	<i>Quercus</i> gr. <i>robur-petraea</i>
ESPINHO	ES-77.3	No identificada
	ESP-4.0.3T	Sedimento
SILVALDE	ESP-4.6M	<i>Castanea</i>
	ESP-4.6T	<i>Castanea</i>
	ESP-4.7R	<i>Erica</i> gr. <i>cinerea-vagans</i>
PARAMÓS	ESP-9.4PP	<i>Alnus</i> [C]
	ESP-9.4PP1	<i>Sambucus</i>
ESMORIZ	ESP-7GM.1	<i>Pinus</i> gr. <i>sylvestris-nigra</i>
	ESP-7HM.1	<i>Castanea sativa</i> [+]
	ESP-7HM.2	<i>Pinus</i> gr. <i>sylvestris-nigra</i> [+]
	ESP-7GM.2	<i>Pinus</i> gr. <i>sylvestris-nigra</i>
	ESP-7RE	No identificada
	ESP-7R	<i>Pinus</i> gr. <i>sylvestris-nigra</i>
	ESP-37.1.M	<i>Pinus</i> gr. <i>sylvestris-nigra</i>
	ESP-7AV.2	<i>Pinus</i> gr. <i>sylvestris-nigra</i> [+]
	ESP-7JM.2	<i>Pinus</i> gr. <i>sylvestris-nigra</i>
	ESP-7.J.M.1	<i>Pinus</i> gr. <i>sylvestris-nigra</i> [+]
	ESP-7AC	<i>Pinus</i> gr. <i>sylvestris-nigra</i>
	ESP-7AV.1	<i>Pinus</i> gr. <i>sylvestris-nigra</i>
	ESP-7AV.3	<i>Pinus</i> gr. <i>sylvestris-nigra</i>
	ESP-7FM	<i>Pinus</i> gr. <i>sylvestris-nigra</i>
	ESP-7	<i>Pinus</i> gr. <i>sylvestris-nigra</i>
	ESP-7A-2M2	<i>Pinus</i> gr. <i>sylvestris-nigra</i>
	ESP-7A-2M1	<i>Pinus</i> gr. <i>sylvestris-nigra</i> [*]
	ESP-7AV.4	<i>Pinus</i> gr. <i>sylvestris-nigra</i>
	ESP-7D	<i>Pinus</i> gr. <i>sylvestris-nigra</i>
	ESP-7A.5.1	<i>Pinus</i> gr. <i>sylvestris-nigra</i>
ESP-7T1	<i>Fraxinus</i> [C]	
CORTEGAÇA	ESP-1.10C	No identificada [C]
	ESP-1.32	<i>Erica</i> gr. <i>cinerea-vagans</i> [C]
	OV-18Tr.3	<i>Pinus</i> gr. <i>sylvestris-nigra</i>
	ESP-50C.1	<i>Acacia</i> t. <i>longifolia</i>
	ESP-50C.2	<i>Pinus</i> gr. <i>pinaster-pinea</i>
SAN PEDRO DE MACEDA	ESP-17M	Maloideae
	OV-18Tr.1	<i>Pinus</i> gr. <i>sylvestris-nigra</i>
	OV-18Tr.2	<i>Pinus</i> gr. <i>sylvestris-nigra</i>
	OV-18Tr.3	<i>Pinus</i> gr. <i>sylvestris-nigra</i>
	OV-18	<i>Quercus</i> gr. <i>robur-petraea</i> [C]
OVAR	SPM.06.12.02	<i>Pinus</i> gr. <i>sylvestris-nigra</i> [*]
	OV-PT-06.2003	<i>Populus</i>

sencia de taxones planocaducifolios (*Fraxinus* y *Castanea*), taxones microtermos en la costa en el momento más frío del wurmiense (Tabla 1). Este hallazgo, junto con otros

que encuentran *Pinus nigra-sylvestris* en zonas cercanas a estos yacimientos (Figueiral & Carcaillet 2005, Figueiral & Terral 2002), apoya la idea de que las costas jugaron un

**Tabla 2.** Dataciones radiométricas ( $^{14}\text{C}$ ) de las muestras señaladas en el campo referencia (Beta Analytic INC.-Miami, U.S.A., y Quadru-Pretoria, Sudáfrica). Años cal BP: edades reales ( $95,4\% = 2\sigma$ ). (García-Amorena 2007)

Ref. Lab.	Años BP	Años cal. BP	Yacimiento	Unidad Estratigráfica
ES-85 M	4570 ± 80	5270 ± 300	Esposende	1-Turba
ES-85 T	5590 ± 80	6400 ± 190	Esposende	-
ESP-62R	140 ± 1	140 ± 130	Esposende	2-300 m NE farol
ESP-55-3	280 ± 40	370 ± 90	Esposende	3-Asentamiento (bajo duna)
ES-77.T4	2570 ± 41	2620 ± 130	Apulia	1-Capela Velha
ES-77.3	2830 ± 40	2960 ± 1130	Apulia	-
ESP-4.6T	1700 ± 30	2280 ± 75	Silvade	1-Armadilla romana
ESP-37.1.M	19910 ± 260	23680 ± 790	Esmoriz	1-N Cortegaça-1990
ESP-7GM.1	24500 ± 260	*	Esmoriz	-
ESP-7GM.2	29000 ± 510	*	Esmoriz	-
ESP-7RE	33960 ± 800	*	Esmoriz	-
ESP-1.10C	2610 ± 80	2620 ± 250	Cortegaça	1-Sur espigón-2002
ESP-50C.2	150 ± 1	140 ± 130	Cortegaça	2-Sur espigón-1998
OV-18Tr.1	28900 ± 240	*	San Pedro de Maceda	1-Cama baja mar
ESP-9.4PP	180 ± 25	140 ± 140	Paramós	1-Tijuca
-	-	-	Ovar	1-Duna



**Figura 3.** Tronco en posición de vida al descubierto en la playa de San Pedro de Maceda (Foto: Fernando Gómez-Manzanaque)

papel importante como refugio en los momentos más fríos del Cuaternario (Costa Tenorio *et al.* 1990, Hewitt 1999). Por otro lado, se observa una gran variedad de taxones holocenos, entre los que destaca la presencia de elementos higrófilos (*Populus* y *Alnus*) y planocaducifolios

acorde con numerosos yacimientos de la costa atlántica (García-Amorena 2007, García-Amorena *et al.* 2007).

#### Más información

García-Amorena (2007), García-Amorena *et al.* (2007)





# ESQUILLEU

Cillorigo de Liébana, Cantabria

Pleistoceno superior - Pleistoceno final (53491-12050 años BP)

La cueva del Esquilleu se abre en la ladera sureste del Desfiladero de La Hermida en la comarca de La Liébana (Cantabria occidental) a 350 m s.n.m. y 26 km de distancia de la línea de costa ( $43^{\circ} 12' 5''$  N,  $04^{\circ} 35' 26''$  O), próxima al Parque Nacional de los Picos de Europa (Fig. 1). El carácter montañoso de la zona y en concreto del espacio próximo a la cueva ha atenuado el grado de humedad del entorno, presentando una precipitación anual de 600 mm, que contrastan con los 1461 mm del desfiladero; esto hace que en su entorno existan espacios abiertos con formaciones tanto de *Quercus* como de especies rupícolas.

Esta cueva ha librado 30 niveles estratigráficos con diversos tecnocomplejos musterienses, en los que se han realizado estudios faunísticos, antracológicos y polínicos, convirtiéndose en el yacimiento de referencia para el Musteriense cantábrico (Baena *et al.* 2005). Los niveles XXX-XV constituyen el "Complejo Levallois" *sensu lato*. Los niveles XIV-III (en el caso de la Antracología niveles XIV a XI) conforman el "Complejo Quina" *sensu lato*.

El estudio antracológico ha sido realizado sistemáticamente desde el nivel XI al XXVII (Uzquiano 2005, 2008) (Fig. 2). Sin embargo, la riqueza en número de carbones es bastante desigual según los niveles. Hemos tenido en cuenta esta subdivisión tecnológica de los niveles estratigráficos: niveles inferiores o "Levallois" y niveles superiores o "Quina", debido a las diferencias encontradas a nivel florístico. Teniendo en cuenta las frecuencias relativas de los taxones determinados el histograma se divide en dos momentos distintos. Los niveles inferiores o "Levallois" *sensu lato*: (XXVII al XV con una datación TL de 53000 años BP obtenida en el nivel XXI y otra datación AMS de 49000 años BP obtenida en el nivel XVIII), se caracterizan por el dominio absoluto de *Pinus sylvestris* junto a valores muy bajos de matorral de landa (*Erica*, *Ulex* y Fabaceae), *Arbutus unedo*, y presencias muy puntuales de *Betula*, *Sorbus*, *Corylus* y *Salix* (Uzquiano 2005).

La flora determinada a nivel antracológico es más diversa a partir de los niveles superiores o "Quina"



**Figura 1.** Desfiladero de La Hermida (Cantabria occidental) y afloramientos calcáreos colonizados por *Quercus ilex* donde se abre la Cueva del Esquilleu (Foto: J. Yravedra)

**Tabla 1.** Dataciones radiométricas de la cueva de Esquilleu. Baena *et al.* (2005)

Ref. Lab.	Nivel	Años BP	Años cal. BP	Método	Material
AA-29664	III	12050 ± 130	13913	AMS	Hueso
AA-37883	VIF	34380 ± 670	39413	AMS	Carbón
AA-37882	XIF	36500 ± 830	41438	AMS	Carbón
Beta-149320	XIII	39000 ± 300	43211	AMS	Carbón
OX A-11414	XVIII	49700 ± 1.600	–	AMS	Carbón
Mad3299	XXI d	51034 ± 5114	–	TL	Tierra quemada
Mad 3300	XXI B	53491 ± 5114	–	TL	Tierra quemada

*sensu lato*: Niveles XIV (datado por  $^{14}\text{C}$  AMS en 39000 años BP) a XI (datado en 36500 años BP). *Pinus sylvestris* experimenta un descenso gradual (60% nivel XIV; 40% nivel XIII; <10% en nivel XI) en favor de *Sorbus aria*, que pasa a ser el taxón dominante en el nivel XI (30%). *Juniperus* y *Betula* aparecen bien representados y, de manera más discreta, se encuentran a su vez *Corylus*, *Fraxinus* y *Salix*. El conjunto de taxones de matorral es, asimismo, mucho más diverso y está caracterizado por la alternancia de matorral de medios kársticos (*Prunus avium*, *P. mahaleb*, *Crataegus*, *Laurus nobilis*, *Rhamnus alaternus* y *Arbutus unedo*) y de medios silíceos fuertemente acidificados (Fabaceae, *Ulex*, *Cytisus*, *Erica tetralix* y *Erica* sp.). El descenso de *Pinus* implica una reducción drástica de la biomasa combustible disponible en el entorno y esto obliga a los grupos humanos a establecer nuevas estrategias de gestión del combustible a través de una movilidad más amplia en el área de explotación de esta cueva, explorando nuevos territorios donde recolectar la leña para el funcionamiento de los hogares domésticos del hábitat (Uzquiano 2005).

Se presentan siete dataciones (Tabla 1) que oscilan entre c. 53 y 12 ka BP. La base del depósito se encuentra en el límite de datación posible con radiocarbono, de modo que el error de calibración es difícil de precisar.

Desde el punto de vista palinológico (Fig. 3) el depósito estudiado (Baena *et al.* 2005) (niveles I a XXX), muestra un total de 37 taxones, de los que 10 son arbóreos, 4 arbustivos y 23 herbáceos junto a 6 taxones acuáticos, esporas monoletas y triletas y *Pseudoschizaea circula*. En líneas generales, el paisaje desarrollado corresponde a formaciones abiertas, dominadas por Asteraceae y Chenopodiaceae-Amaranthaceae, a ex-

cepción de los niveles I-III. *Pinus* es el taxón arbóreo con una representación continua a lo largo de todo el perfil, acompañado puntualmente por *Corylus*, *Fagus*, *Juglans*, *Quercus* tipo caducifolio y taxones de ribera. Cupressaceae, cuya presencia es constante en todo el perfil, pasa de ser un taxón dominante a compartir espacio con Ericaceae y otros elementos arbustivos. Asteraceae, Chenopodiaceae-Amaranthaceae y Poaceae son taxones herbáceos dominantes durante gran parte de la secuencia. Los autores describen cuatro zonas.

**Zona I.** Desarrollada con anterioridad a los 51000 años BP, la característica fundamental de esta zona polínica es la escasa diversidad tanto a nivel arbóreo como arbustivo y herbáceo. Aún así, dentro de esta zona se observa una primera fase dominada por un paisaje abierto, dominado por herbáceas (Chenopodiaceae, Asteraceae y Poaceae) y elementos nitrófilos (*Plantago* y *Rumex*), así como por una alternancia de *Pinus* y *Betula*.

**Zona II.** Para el intervalo c. 40000 a 51000 años BP, la cantidad de polen en el sedimento es casi nula, probablemente debido a la presencia de hogares que han afectado a la preservación polínica. Los carbonos encontrados parecen indicar una mayor presencia de *Pinus* (Uzquiano *et al.* 2012).

**Zona III.** Entre c. 39000 y 34000 años BP. Se incrementa la diversidad taxonómica en todos los estratos de la vegetación y destaca la presencia de elementos templados como avellanos, nogales y esporas acuáticas. Después de un momento más severo se dan progresivas condiciones de atemperamiento (templado y húmedo) que favorecen un desarrollo y diversificación



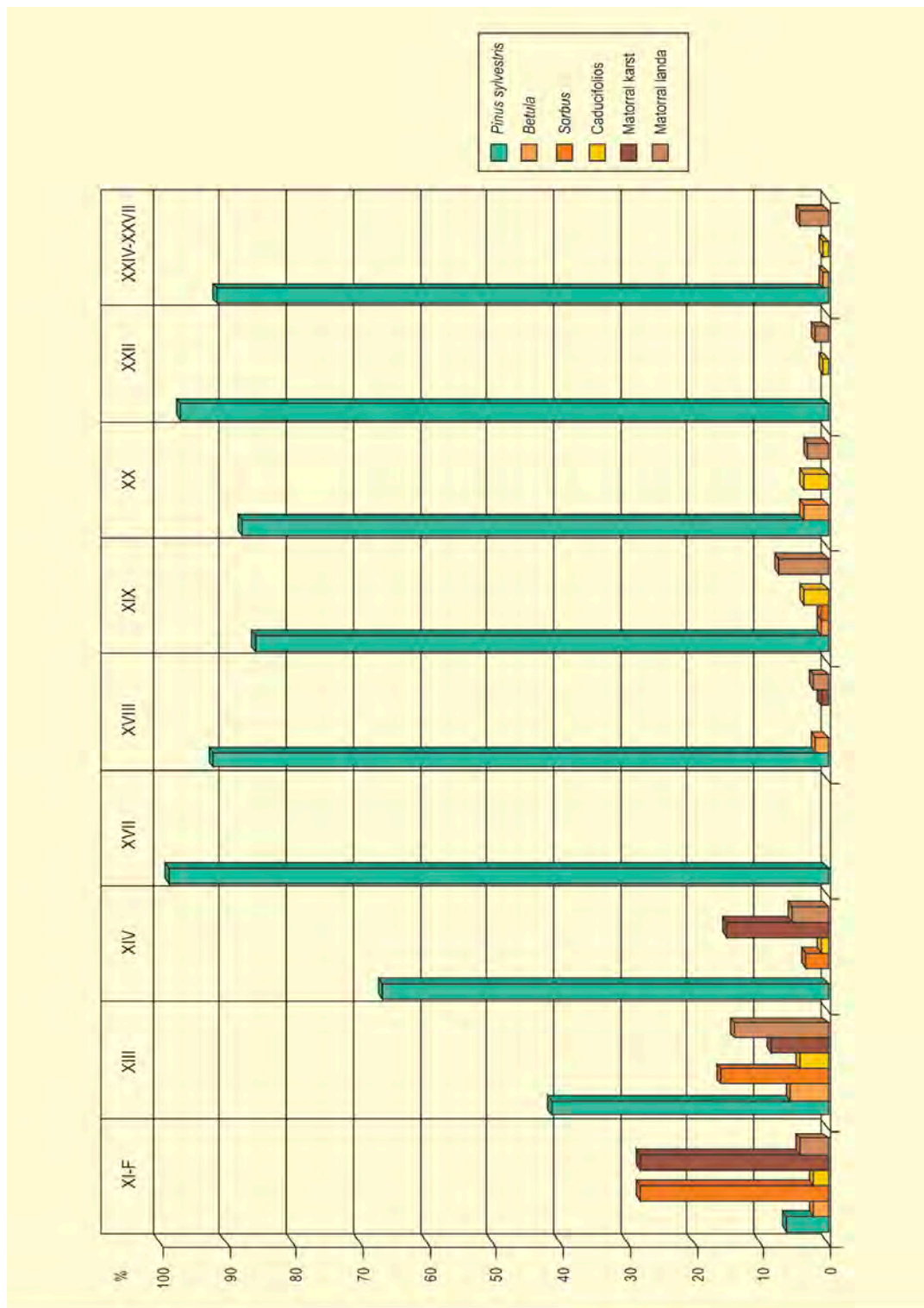


Figura 2. Diagrama antracológico de Esquilleu para niveles inferiores Musterienses. Redibujado de Uzquiano (2005)

del cortejo herbáceo y los taxones mesófilos, así como una mayor diversidad de elementos acuáticos.

**Zona IV.** Entre c. 34000 y 12000 años BP. Se repite la imagen detectada a inicios de la secuencia; es decir

una reducción cuantitativa y cualitativa del componente arbóreo, arbustivo y herbáceo que ponen de manifiesto un ligero descenso de los valores de temperatura y un aumento de la humedad.

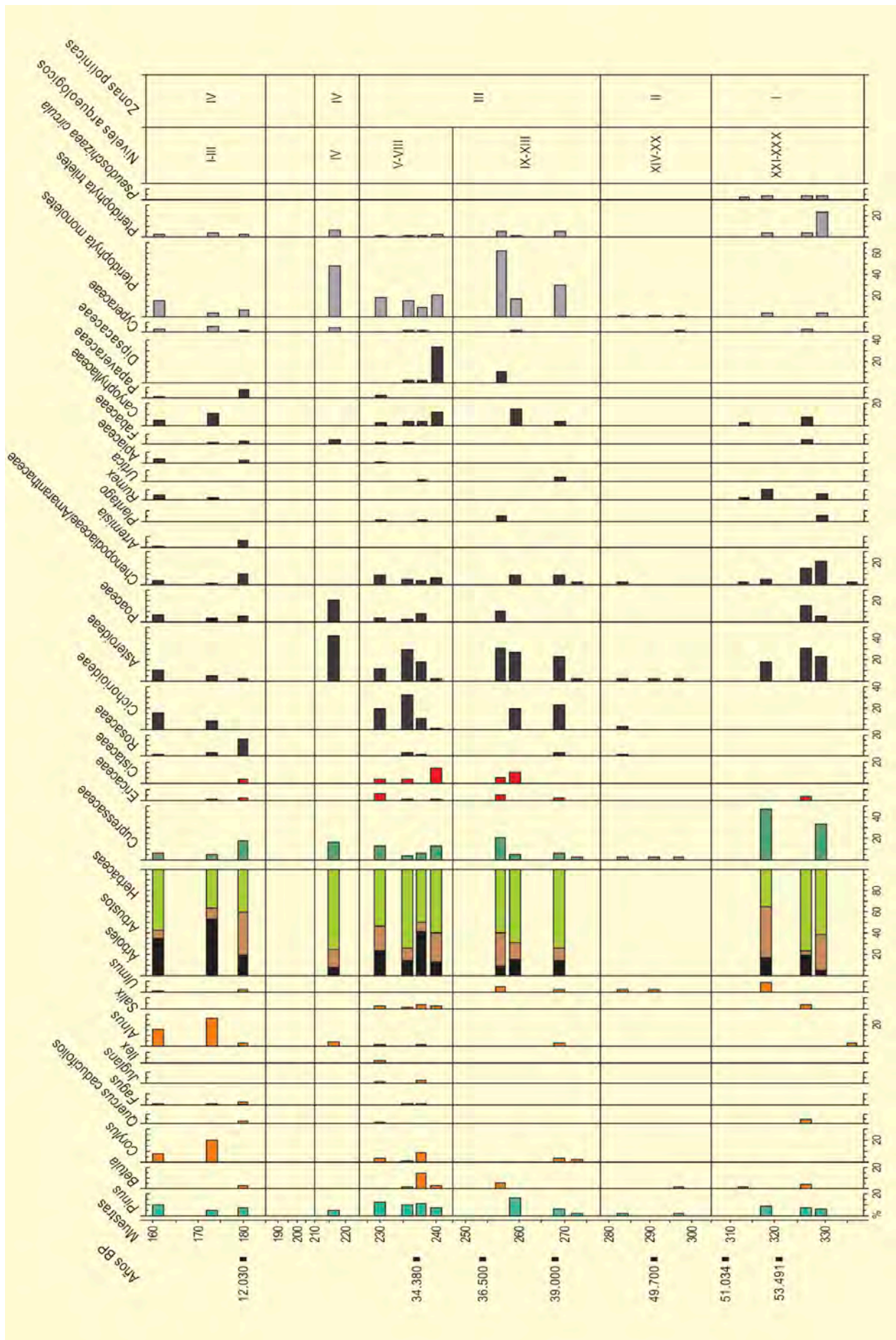


Figura 3. Histograma polínico de Esquilleu. Redibujado de Baena et al. (2005)



**Zona V.** Desde 12000 años BP hasta el final de la secuencia. Recuperación de la vegetación, bajo unas condiciones atemperadas que favorecen el desarrollo de *Corylus*, elemento que pasa a ser protagonista del componente arbóreo, acompañado, en menor medida de los demás mesófilos y especies de ribera, así como de los elementos acuáticos. Los taxones nitrófilos, como indicadores de la presencia de organismos en el medio, solo están ausentes en el nivel IV.

La característica fundamental de la vegetación durante el Pleistoceno superior es la poca diversidad taxonómica y el dominio de la vegetación herbácea, fundamentalmente Asteraceae y Chenopodiaceae, que definen, en principio, unas condiciones relativamente secas. El pino, de carácter regional, es el único elemento arbóreo cuya presencia es constante en toda la secuencia. Es destacable la presencia intermitente de vegetación arbórea mesófila en niveles que se corresponderían con fases de atemperamiento climático, lo que apunta a Esquilleu y, en general, a la comarca de Liébana, cercana al océano, como un posible refugio de flora del Pleistoceno.

La secuencia se interpreta en términos de un control predominantemente climático. Si bien la investigación se realiza dentro del contexto arqueológico de la transición Musteriense y se discute el papel del hombre sobre el medio, se define la dinámica vegetal como totalmente sujeta al clima, siendo el cambio vegetal lo que determina las actividades humanas.

Las transformaciones climáticas a lo largo de la secuencia se correlacionan con relativa precisión con las obtenidas en otras áreas del Cantábrico (Brooks *et al.* 2001). Esto reafirma el papel de refugio ecológico que desempeñó el valle del Deva en el relativo mantenimiento de las formaciones tanto arbóreo-arbustivas, como faunísticas.

#### **Más información**

Baena *et al.* (2005), Uzquiano (2005, 2008), Uzquiano *et al.* (2012)



# FIGUEIRA BRAVA

Setúbal, Portugal  
Pleistoceno superior (Paleolítico medio)

Gruta da Figueira Brava se encuentra en la costa sureste de la Serra da Arrábida (Setúbal, Portugal), frente al estuario del río Sado ( $38^{\circ} 28' 14''$  N,  $8^{\circ} 59' 10''$  O;  $\sim 5$  m s.n.m.). La sierra es una pequeña cadena formada, principalmente, por rocas terciarias y secundarias, afectadas por los movimientos tectónicos locales que dieron lugar a un relieve abrupto y valles estrechos. Los relieves más altos son calizas blancas que alcanzan los 400 a 500 m s.n.m. (Alto da Pena, 440 m; Formosinho, 500 m) y van paralelos al borde sur de la península de Setúbal, esto provoca agrestes acantilados y alguna ensenada como la del Portinho da Arrábida.

La orientación general de la sierra, E-O, la orografía y la influencia oceánica facilitan los microclimas y la biodiversidad del Parque Natural de Arrábida, que en

su conjunto tiene unas condiciones bioclimáticas de tipo termomediterráneo (Fig. 1). La vegetación está dominada por especies esclerófilas mediterráneas formando bosques mixtos de *Quercus coccifera*, *Phillyrea latifolia*, *Pistacia lentiscus*, *Olea europaea* var. *oleaster* y *Arbutus unedo*, que en algunas zonas alcanzan los 8 metros de alto. En las vaguadas más húmedas y sombrías puede haber bosques caducifolios de *Quercus faginea* y *Acer monspessulanum*; mientras que las solanas están dominadas por las especies más cálidas y secas como *Juniperus phoenicea*, *Erica arborea* y *Cistus*. En la península de Setúbal, *Pinus pinea* forma rodales en las zonas con suelos arenosos (Fig. 2) y son más abundantes en el estuario del río Sado.

La Gruta da Figueira Brava se abre a una plataforma regularizada cubierta de cantos de playa que se en-

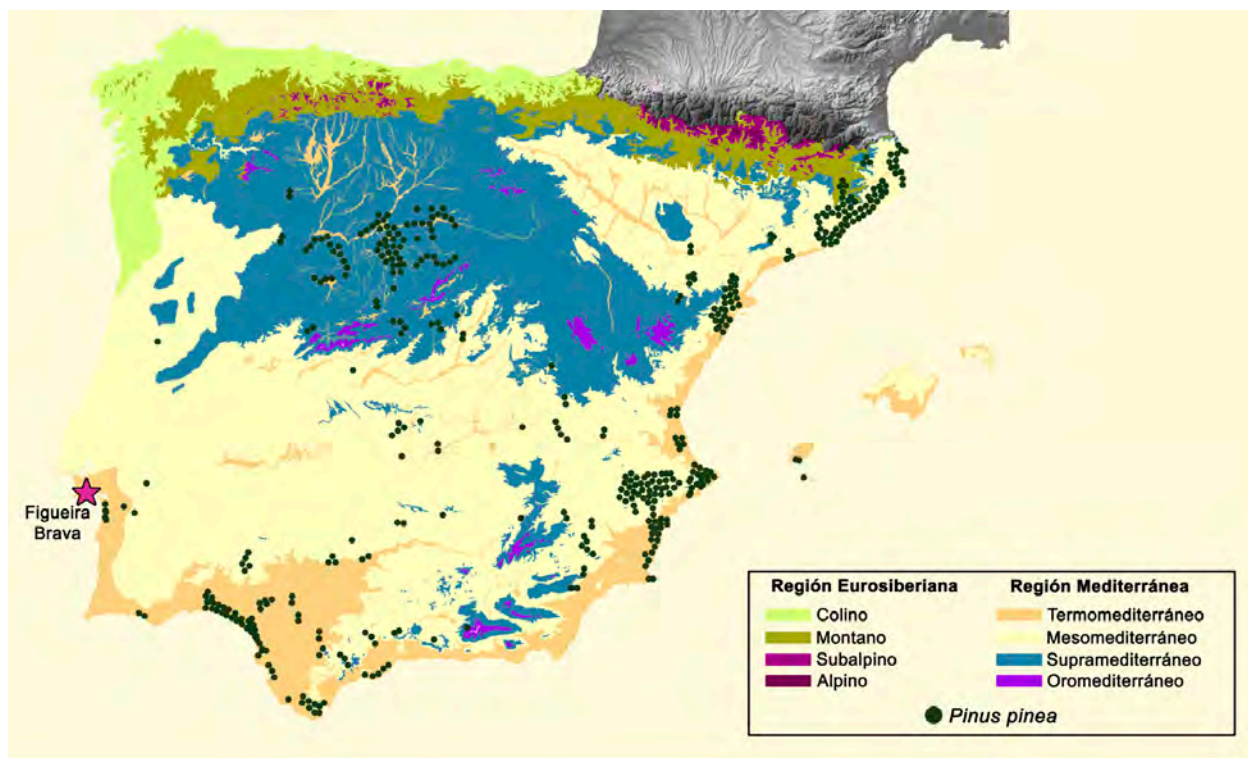


Figura 1. Mapa biogeográfico con el área de distribución actual de *Pinus pinea* en relación con la situación de Figueira Brava





**Figura 2.** Bosque de *Pinus pinea* en Serra d'Arrabida (Setúbal, Portugal) (Foto: E. Badal)

cuenta a ~5 m s.n.m., y corresponde a la última terraza marina interglacial (Fig. 3). La cavidad tiene tres entradas y varias salas donde se han realizado excavaciones arqueológicas (Fig. 4). Los resultados arqueobotánicos proceden de la zona F en el interior de la cavidad y de la entrada 3 (Fig. 5).

En la secuencia se ha identificado un nivel holoceno (IT2) sin actividad humana y cuatro fases del Paleolítico medio con restos de ocupaciones neandertales. Las primeras tres fases (FB1, FB2 y FB3) están fechadas en el Estadio Isotópico Marino MIS 5c, mientras que la fase FB4 es del MIS 5b, para todos los datos sobre estratigrafía y formación del yacimiento (Zilhão *et al.* 2020). No se dispone de datos arqueobotánicos de la primera fase de ocupación (FB1), por tanto, los datos son de las fases FB2, FB3 y FB4 depositadas durante el MIS5 (Tabla 1).

Para recuperar los restos arqueobotánicos, el sedimento arqueológico se procesó con la máquina de flotación y se utilizó una malla de 1 mm para el residuo grueso y una malla de 0,25 mm para la fracción más pequeña. Los residuos gruesos se revisaron con una lupa de 10 aumentos para recuperar los elementos arqueológicos y botánicos que no habían flotado. La fracción fina se dividió con una pila de tamices (1 a 0,25 mm) y se clasificó en un microscopio estereoscópico de baja potencia Leica M165C. Durante la excavación, también se recogieron manualmente algunos restos de buen tamaño y visibles a ojo desnudo. La identificación botánica del material se hizo por morfología comparada y por anatomía vegetal, siguiendo los protocolos ampliamente descritos en la bibliografía especializada.

El diagrama antracológico representa la proporción de los restos identificados botánicamente (Fig. 6). Se





Figura 3. Plataforma marina del último interglacial (MIS 5e) en la entrada de Figueira Brava (Foto: E. Badal)

recuperaron un total de 1574 restos carbonizados de los niveles paleolíticos y 154 restos de un incendio natural del Holoceno (IT<sub>2</sub>) que ha servido para contrastar entre los agentes acumuladores de restos botánicos en la cavidad. El estado de conservación es muy diferente entre el Holoceno y el Paleolítico medio.

### Nivel IT<sub>2</sub> - Holoceno

#### Tafonomía y conservación

En el nivel IT<sub>2</sub> del Holoceno los carbones son grandes ( $\geq 4$  mm), no conservan la morfología externa y sólo se conserva la anatomía. Este patrón implica que el carbón se originó en incendios que alcanzaron temperaturas de 280-500 °C, cuando el fuego en la etapa de pirólisis consume por completo la parte externa de ramas o troncos y por eso no se conserva la morfología. En este nivel, destaca la ausencia total de las partes reproductoras de los pinos (piñas y cáscaras de piñón), pero se han identifi-

cado semillas sin carbonizar de *Olea europaea*, *Chenopodium album*, *Rubus* y *Ficus carica*. Tanto la proporción de la flora identificada como el tipo de conservación del material indican que en el nivel IT<sub>2</sub> los restos se acumularon por agentes naturales y son el resultado de un incendio forestal de la flora local y otros aportes no humanos.

#### Paisaje y clima

En el nivel IT<sub>2</sub>, los carbones de *Pinus pinea* y *Olea europaea* son los más frecuentes, aunque también están los de *Quercus*, *Rhamnus-Phillyrea*, *Arbutus unedo*, *Pistacia*, *Prunus*, etc. Esta composición es similar al bosque actual de la Serra da Arrábida, donde las especies esclerófilas mediterráneas (*Olea europaea*, *Quercus coccifera*, *Rhamnus alaternus*, *Phillyrea latifolia*) pueden formar bosquetes de hasta 8-15 m de alto. *Pinus pinea*, sin embargo, está ausente de la vegetación natural de la ladera sur donde se encuentra Figueira

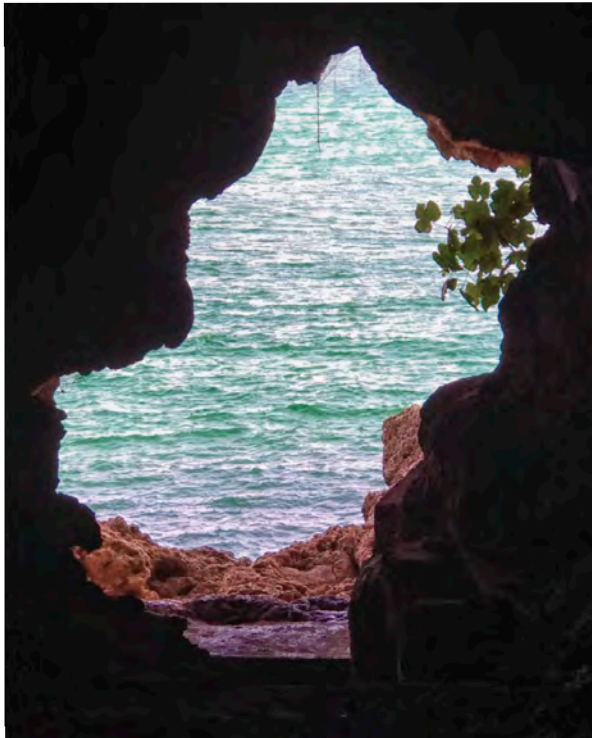


Figura 4. Entrada 2 de Figueira Brava (Foto: E. Badal)

Brava. Este taxón tiende a prosperar en suelos arenosos de dunas costeras o continentales (Fig. 1); por tanto, su presencia en el conjunto IT2 debe reflejar un componente regional. Todo parece indicar que la acumulación de los sedimentos en ese nivel fue consecuencia de un evento tipo tsunami que dragó la plataforma marítima de la zona, donde se acumularon las descargas fluviales del Sado. Por lo tanto, los carbones del nivel IT2 reflejan los incendios naturales de la cuenca del río Sado, donde los bosques de pino piñonero ocupan amplias zonas. La muestra de IT2 contenía semillas sin carbonizar que posiblemente fueron acumuladas por el mismo evento reciente del Holoceno o por alguna intrusión posdeposicional de agentes naturales.

### Fases de ocupación del Paleolítico medio

#### Tafonomía y conservación

La flora identificada en las fases de ocupación humana del Paleolítico (FB<sub>2</sub>, FB<sub>3</sub> y FB<sub>4</sub>) es diversa. Los restos de *Pinus pinea* son los más abundantes, pero también hay *Prunus*, *Salix-Populus*, *Vitis vinifera*, *Quercus caducifolia* y *perennifolia*, Fabaceae, *Olea europaea*, *Ficus carica* y varias angiospermas que no se han podido identificar con mayor precisión, debido al mal estado de conservación.



Figura 5. Entrada 3 de Figueira Brava (Foto: E. Badal)

En todos los niveles, los restos son muy pequeños ( $\leq 2\text{mm}$ ), excepcionalmente alguno mayor. Todos presentan alteraciones por microorganismos (hongos, bacterias, etc.) (Fig. 7.3, 7.4 y 7.5), fusión celular, gran fragilidad, etc. La alteración más frecuente es la precipitación de carbonatos en el interior de las células vegetales, que las ciega formando columnas longitudinales donde se observan los elementos anatómicos como las punteaduras areoladas en las traqueidas de los pinos completamente rellenas de oxalatos. Estas precipitaciones han dificultado la clasificación botánica, pero también ha facilitado la conservación por su componente mineral (Fig. 7.1, 7.2 y 7.6).

En todos los niveles paleolíticos, el pino piñonero (*Pinus pinea*) es el taxón dominante (Fig. 6) y se ha identificado: madera, escamas de piña, cáscaras de piñón y alguna acícula (Fig. 8). Se debe destacar, justamente, la total ausencia de los frutos comestibles de este pino. La anatomía de la madera presentaba canales axiales de resina situados en la madera final, límite de los anillos de crecimiento visibles (Fig. 8.1), radios de parénquima heterogéneos y de una a cuatro punteaduras pinoides en los campos de cruce. Por el reducido tamaño o por el estado de conservación algunos fragmentos de carbón se clasificaron como *Pinus*. Las escamas de las piñas que mantenían la forma presentaban las características típicas de *Pinus pinea*, al igual que las cáscaras leñosas de los piñones, aunque en la mayoría de los casos se identificaron por la estructura anatómica (Fig. 8.2 y 8.3).



**Tabla 1.** Síntesis crono-estratigráfica de la secuencia de Figueira Brava. A partir de Zilhão *et al.* (2020)

	Area F		Entrada 3							
Fases de ocupación	Estratigrafía / Arqueología		Estratigrafía / Arqueología		U-Th (top)	U-Th (base)	OSL	Cronología climática		
Figueira Brava 4	IT2	Aob						HOLOCENO		
	IT1	Colada <u>estalaqmitica</u>			13,5-20,6	14,9-16,6		MIS2 - MIS5a		
	IH1	Colada <u>estalaqmitica</u>	UC1		26,4-28,7	76,9-81,9				
	IH2	A3	Sin excavar							
	IH3									
	IH4	A4								
	IH5	Colada <u>estalaqmitica</u>			UC2-UC6		86,9-88,5	86,9-88,1		MIS 5b
	IH6	A5							82,7-105,6	
	IH7	Colada <u>estalaqmitica</u>					85,4-88,6	87,5-89,8		
IH8	A6					86,7-88,5	85,8-92,7			
Figueira Brava 3	IL1	Colada <u>estalaqmitica</u>			MC0		90,2-98,4	91,0-93,2		
	IL2	A7			MC1-MC2	A49			85,8-109,8	MIS 5c
	IL3	A8								
Figueira Brava 2			MC3-MC5	A50-A53				MIS 5c		

En FB2, FB3 y FB4 destaca el aporte diferencial de las partes botánicas de las plantas como consecuencia de la selección voluntaria de los neandertales que habitaron la cavidad y que son los responsables de los aportes vegetales. Los órganos reproductores de los pinos son lo más abundante, así las escamas de piña y la cáscara de piñón representan el 86 % del material de pino durante el MIS 5 (Fig. 6). Además, muchas partes de la piña, de la cáscara de los piñones e incluso alguna acícula (Fig. 8.4) conservan la morfología externa. Esto demuestra que no llegaron a la fase de ignición del fuego ( $T < 280$  °C) y el proceso se detuvo en la torrefacción, por ello conservan la morfología, la anatomía y el tamaño es superior al de los carbones. En el momento de la combustión las piñas tienen muchas probabilidades de reducirse a cenizas, debido a la gran cantidad de resina que acumulan, sustancia altamente volátil e inflamable, mucho más que la madera de ese pino. En todo caso, si las piñas hubieran sido recogidas como combustible tendrían una proporción similar a otras leñas en contextos musterienses. En contraste, los carbones de madera no conservan la morfología externa porque la combustión debió detenerse en la fase de pirólisis ( $T > 280-300$  °C), por ello la corteza y parte de la madera se convertiría en energía y cenizas. Así pues, por la composición y el modo de

conservación, los restos de pino en los niveles del Pleistoceno de Figueira Brava son un aporte inequívocamente humano que demuestran que los neandertales controlaban el fuego a voluntad y consumían los frutos de este árbol.

De las otras plantas identificadas solo hay restos de madera carbonizada, esto demuestra que eran utilizadas como combustible y si alguna fue utilizada como alimento, no han quedado frutos preservados.

#### *Paisaje y clima.*

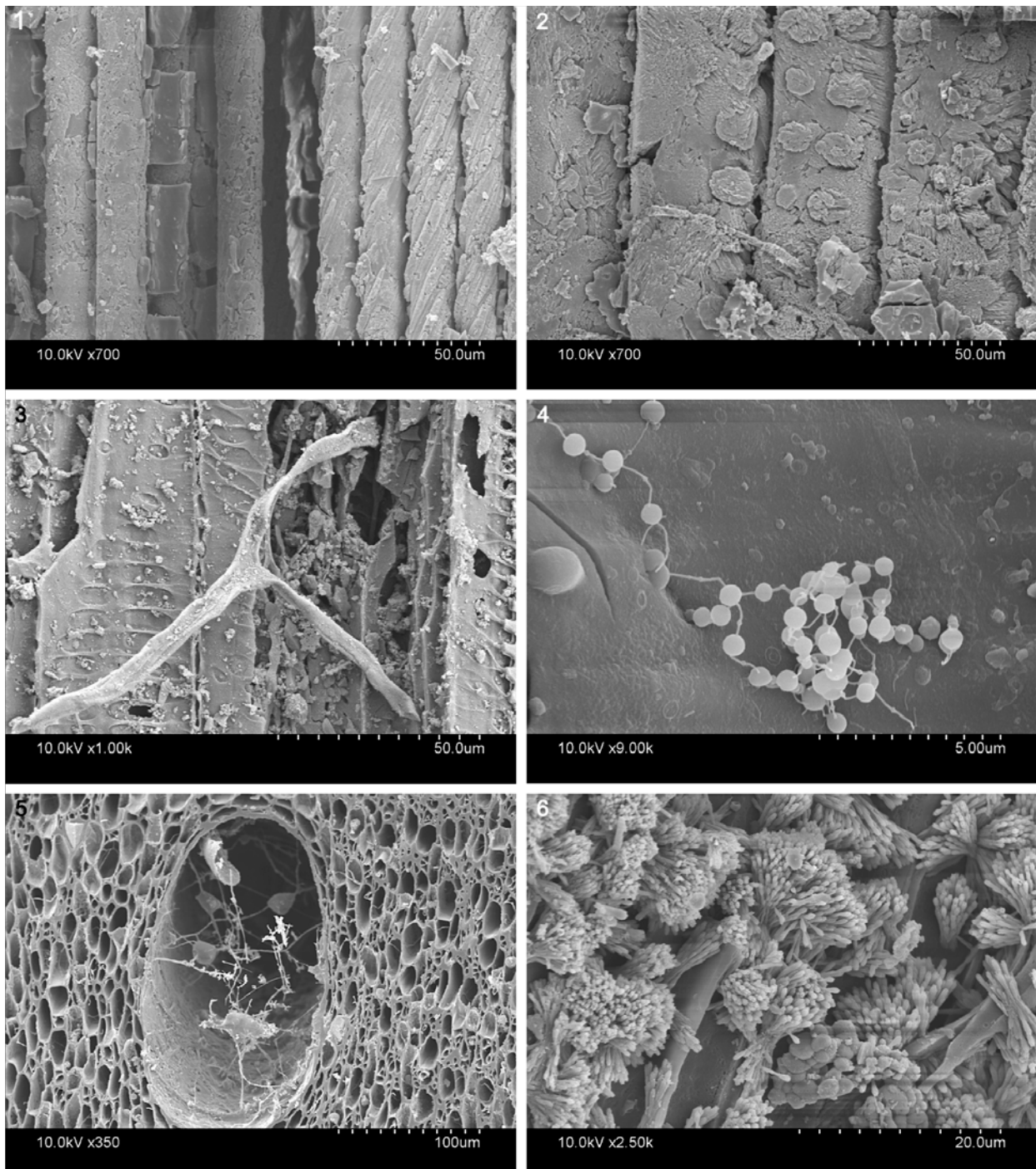
La flora identificada en los niveles del Paleolítico (Fig. 9) es diversa y sirve para conocer el paisaje y el clima de Figueira Brava durante el MIS 5b-MIS 5c, cuando se forman los depósitos arqueológicos.

Dos buenos indicadores termoclimáticos son *Pinus pinea* y *Olea europaea*. El primero, actualmente, crece en la Península Ibérica desde el nivel del mar hasta los 1000 m de altitud, en zonas de clima termo y mesomediterráneo, donde la temperatura media anual está entre 13-18 °C y la temperatura media del mes más frío es  $> 0$  °C (Fig.1). *Olea europaea* var. *sylvestris* es más exigente en temperatura y apenas desborda las zonas costeras termomediterráneas. En lo referente a la humedad, ambas especies son muy resistentes a la se-



Figura 6. Diagrama antracológico de Figueira Brava. Modificado de Zilhão et al. (2020)

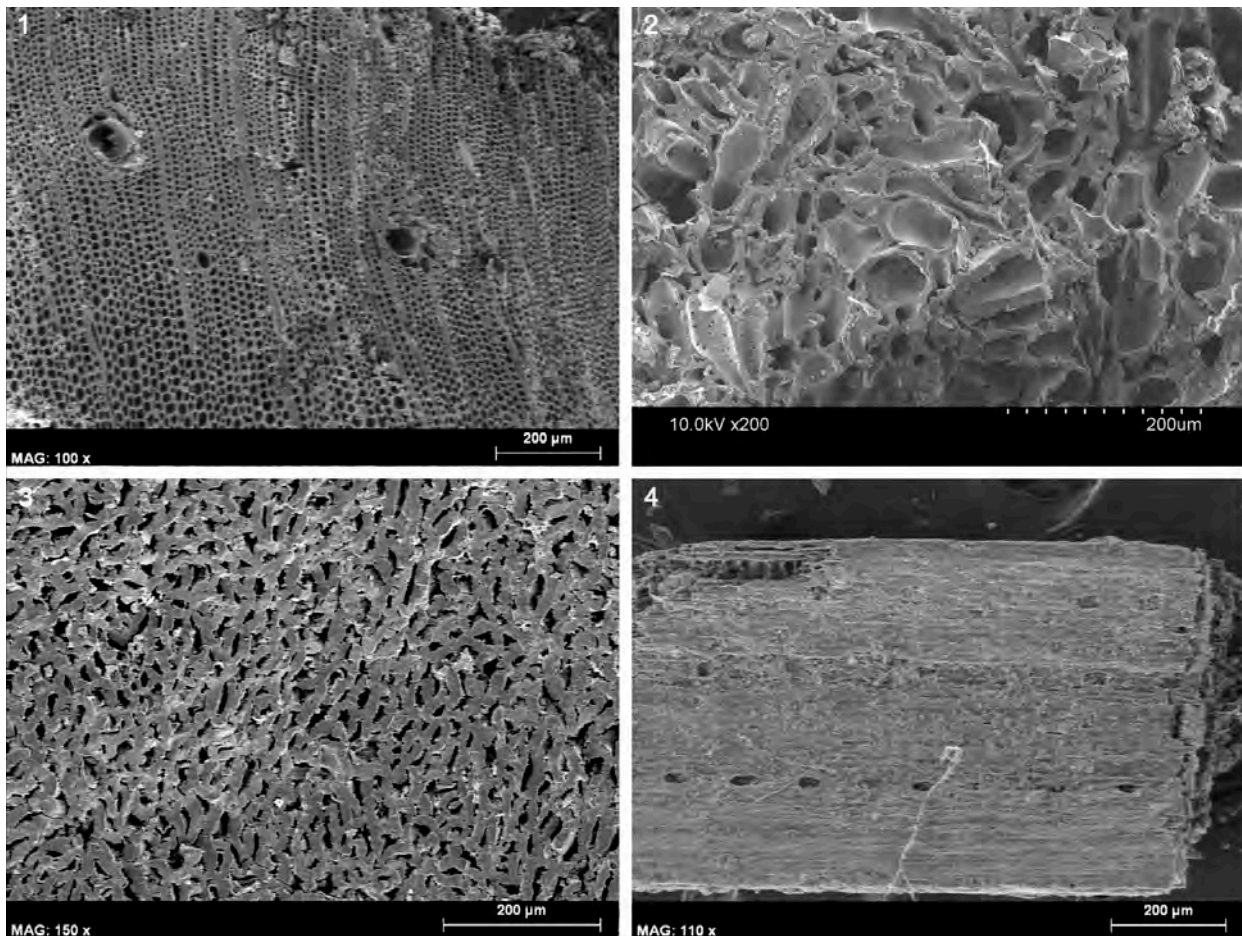




**Figura 7.** Restos antracológicos de Figueira Brava. *Pinus* con traqueidas rellenas de carbonatos. 1: corte longitudinal X700. 2: detalle de las punteaduras areoladas X700. 3: *Vitis vinifera* con hifa en corte longitudinal X1000. 4: *Rhamnus-Phillyrea* con microorganismo en corte radial X9000. 5: *Quercus* con hifas en vaso, corte transversal X350. 6: Angiosperma con oxalatos de Ca en corte radial X2500 (Fotos: E. Badal, realizadas en microscopio electrónico de barrido)

quía estival y pueden vivir desde zonas secas a subhúmedas (400-600 mm/m<sup>2</sup> de media anual). En cuanto a las exigencias edáficas, *Olea* vive sobre suelos calizos y el pino piñonero en sustratos arenosos del litoral o en dunas continentales del centro peninsular (Fig. 1). Los estudios geomorfológicos en la zona de Figueira Brava indican que la línea de costa varió durante el MIS 5, lle-

gando en algún momento a ser 50 m inferior a la línea de costa actual. Esto generaría amplias zonas emergidas entre la cavidad y la desembocadura del Sado. En esa plataforma costera se encontrarían los pinares de pino piñonero sobre suelos arenosos o incluso trenes de dunas (Fig.10).



**Figura 8.** Restos de *Pinus pinea* de Figueira Brava. 1: carbón en corte transversal X100. 2: escama de piña en corte transversal X200. 3: cáscara de piñón corte transversal X150. 4: Acícula cara ventral X110 (Fotos: E. Badal, realizadas en microscopio electrónico de barrido)

Otras plantas identificadas como *Salix-Populus*, *Vitis vinifera* o *Quercus* denotan la humedad edáfica permanente en riberas o vaguadas, cuyo paralelo actual más próximo es la Mata do Solitario a pocos metros de Figueira Brava, donde actualmente hay un espléndido bosque mediterráneo con algunos caducifolios.

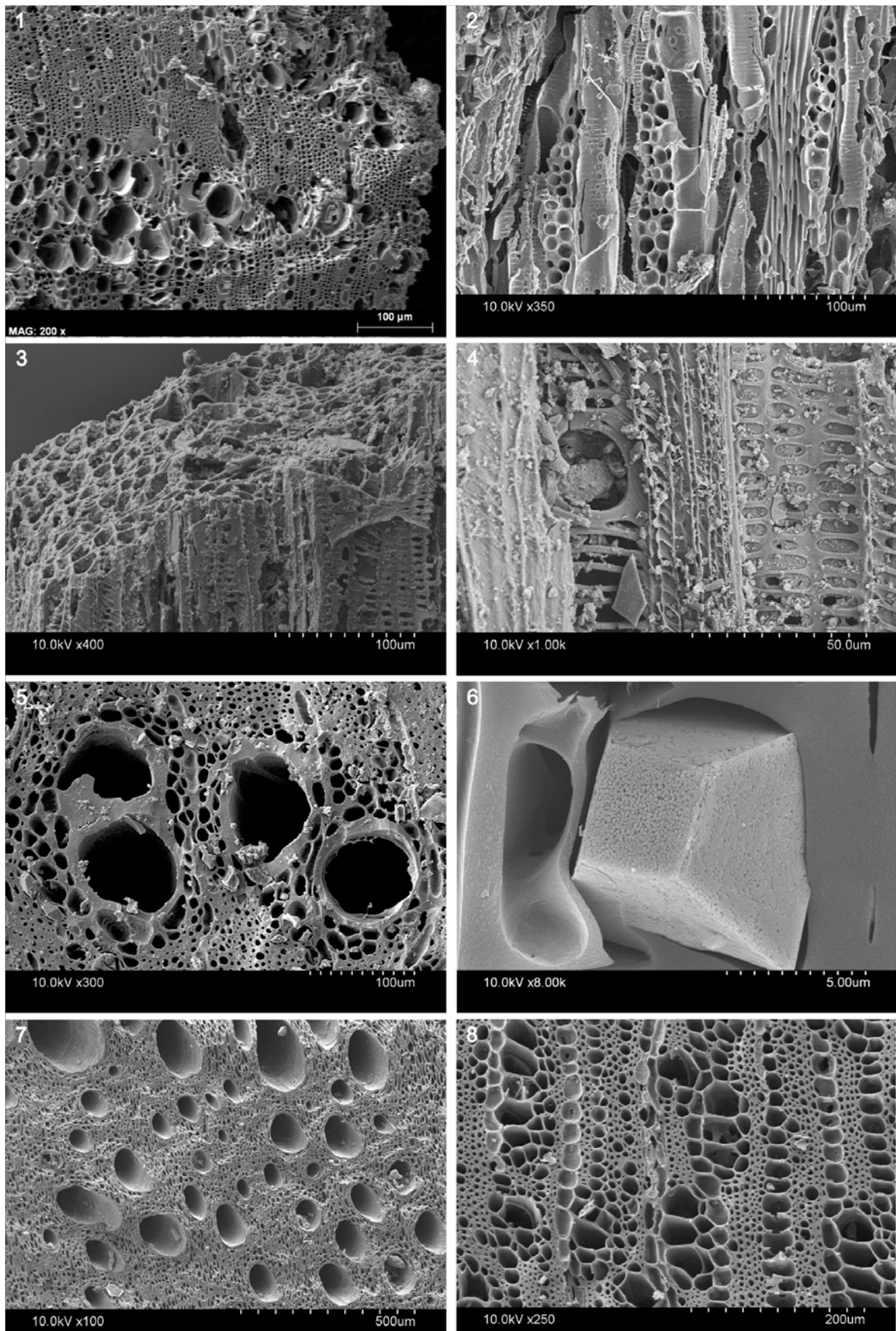
En definitiva, la flora que se depositó por acción humana durante el MIS 5b-MIS 5c es similar a la actual de la Serra da Arrábida, por tanto, las condiciones climáticas serían de tipo termomediterráneo subhúmedo. Lo que demuestra que el MIS 5 fue igual de cálido y húmedo que el nivel holoceno (IT2) y que con los restos de Figueira Brava no podemos ver oscilaciones climáticas, ni variaciones de flora entre el MIS 5b y el MIS 5c. Los restos carbonizados representan las necesidades de combustible y de comida de los neandertales y proceden de las inmediaciones del hábitat.

#### *Economía y alimentación.*

En Figueira Brava, las plantas identificadas en los niveles de ocupación son los residuos de las actividades de los neandertales en la cueva, y demuestran que usaban el fuego en todos los estadios de la combustión y en toda la secuencia. Este logro universal, de capital importancia en la evolución humana, estaba plenamente consolidado en Figueira Brava. Por la proporción y conservación de los restos, se observa el uso de muchas plantas como combustible, pero destaca el uso del pino piñonero como árbol frutal porque hay un procesado selectivo de sus órganos reproductivos, aunque también se usaría su madera como leña para el fuego.

Del pino piñonero se pueden utilizar todas sus partes con distintas finalidades, pero las proporciones entre los elementos morfológicos de los restos carbonizados (Fig. 6) nos indican una gestión y manipulación





**Figura 9.** Restos antracológicos de Figueira Brava. *Rhamnus-Phillyrea*, 1: corte transversal X200. 2: corte tangencial X350. *Vitis vinifera*, 3: corte transversal-radial X400. 4: corte radial con perforación escalariforme en el vaso X1000. *Ficus carica*, 5: Vasos en corte transversal X300. 6: grano de azúcar dentro de una célula de parénquima X8000. 7: *Quercus* sp. perennifolia, corte longitudinal X100. 8: *Olea europaea* corte transversal X250 (Fotos: E. Badal, realizadas en microscopio electrónico de barrido)



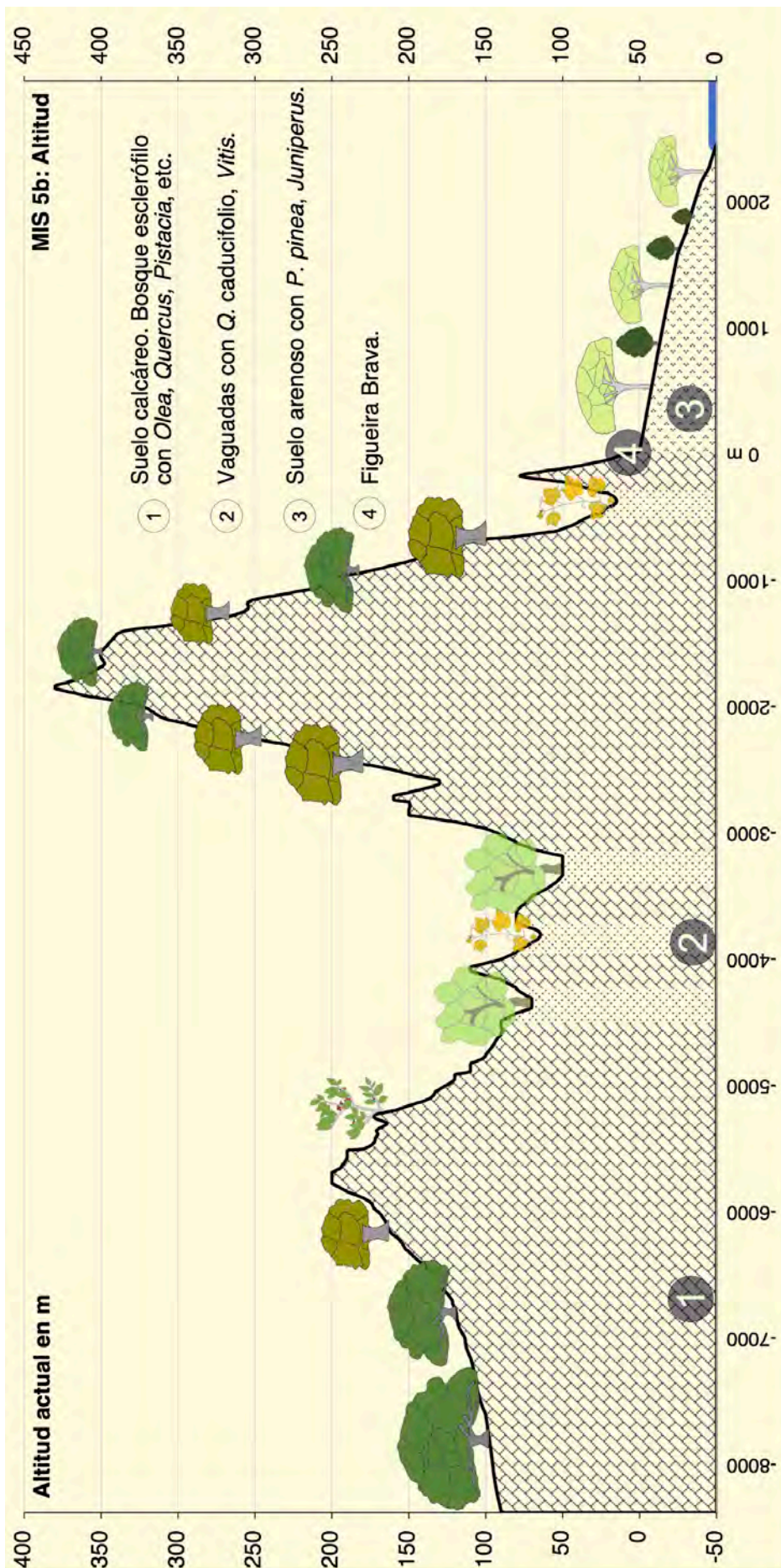


Figura 10. Perfil norte-sur de la Sierra da Arrábida en Figueira Brava con reconstrucción del nivel del mar y la vegetación durante el MIS 5b. Modificado de Zilhão *et al.* (2020)

dirigida a la obtención de las semillas, por su alto valor nutritivo. Esto viene avalado por la total ausencia de las semillas en el depósito pleistoceno de Figueira Brava, ya que serían consumidas por los neandertales, de igual modo que se documentó este procesado de piñas durante todo el Paleolítico superior y el Neolítico de la Cueva de Nerja (ver capítulo en este vol.).

Las fases de recolección, procesado, desecho y consumo de los frutos quedan evidenciadas de manera desigual. Pero, en todo caso, se observa que los neandertales conocen el ciclo vital del pino piñonero porque la recolección de las piñas se realizaría en otoño-invierno, al tercer año de la fecundación cuando están maduras pero cerradas y eran transportadas al hábitat para su procesado y consumo. Esto indica que el yacimiento estuvo ocupado, al menos, en esas estaciones del año. La gran cantidad de escamas demuestra que recogen la piña entera, que, evidentemente, es una gestión eficiente y sostenible de los pinares litorales de su territorio porque como combustible utilizan otras muchas plantas (Fig. 9).

El procesado se realizaría en la cavidad por medio de fuego. Para conseguir los piñones, las piñas serían expuestas a las brasas, casi apagadas, o alrededor de

los hogares y por efectos del calor, la resina dilata, se abren las escamas y con un golpe se obtienen unos 100 piñones por piña. Esto explicaría porque se ha conservado la forma de muchas escamas, de las cáscaras de los piñones e incluso acículas, es decir, muchas fueron deshidratadas sin llegar al punto de ignición. Posteriormente, los piñones serían abiertos por medio de un percutor o incluso, también se les aplicaría calor para que se abran y obtener la semilla. Finalmente, la ausencia de la parte comestible (piñón blanco) incide en el uso del pino piñonero como árbol frutal. El piñón blanco es comestible, altamente nutritivo por su contenido en ácidos grasos poliinsaturados, minerales y otros componentes altamente saludables.

Este procesado de los alimentos es complejo, eficiente y altamente inteligente. En definitiva, para obtener los piñones limpios, los neandertales necesitan tener conocimientos botánicos, experiencia y control del fuego, porque la resina es muy volátil y las piñas pueden quemarse muy fácilmente.

#### **Más información**

Zilhão *et al.* (2020)





# FORADADA

Cabo de San Antonio, Xàbia, Alicante  
Pleistoceno superior – Holoceno (>130-6 ka BP)

**E**l yacimiento de Cova Foradada (38° 48' N, 0° 11' E, 40 m s.n.m.) es un pequeño abrigo rocoso situado en los acantilados del cabo de San Antonio (Xàbia, Alicante) (Casabó 1997a, 1997b; Fumanal & Olmo 1997). La morfología de la cavidad se ha visto modificada como consecuencia del ensanche a favor de diaclasa de diversas dolinas, lo que ha provocado la pérdida de la entrada principal y de parte de los depósitos (Fumanal & Olmo 1997, Casabó, 1997a, 2001) (Fig. 1).

El estudio palinológico se ha realizado en el Sector I de Cova Foradada para tener información sobre el ecosistema del entorno de la cueva a finales del Pleistoceno superior. La columna estratigráfica ha sido definida en la trinchera de excavación de dirección N160° E, tanto en la pared W (1,4 m de potencia) como en la E

(los últimos 65 cm de la columna estratigráfica). El relleno de la cueva ofrece una sucesión estratigráfica de aproximadamente 2,50 m de potencia, con cuatro tramos estratigráficos bien diferenciados por contactos netos y, en ocasiones, erosivos. El análisis polínico proviene de una secuencia de unos 160 cm de potencia situada en la pared W del Sector I del yacimiento.

La información aportada por el estudio del polen puede resumirse en el dominio de un paisaje muy abierto y empobrecido desde el punto de vista taxonómico. Se han identificado un total de 17 taxones (3 arbóreos, 1 arbustivo y 13 herbáceos) junto a esporas monoletas y triletas y puntualmente (M7), se ha identificado presencia de Cyperaceae (Fig. 2). A lo largo de la secuencia es frecuente la presencia de hifas de hon-



Figura 1. Entrada a la Cova Foradada (Foto: A. Pantoja)

gos. Dentro de este grupo de NPPs, cabe destacar en la muestra inferior de la secuencia (M1) los tipos 181, 225 y 214 y en la muestra superior (M11) los tipos 181, 731, 10, 55 A, 126 y 229 que, aunque no aportan ningún significado ecológico conocido, pueden llegar a complementar la interpretación.

Al analizar el contenido polínico pormenorizado de cada nivel (Fig. 2), se aprecia como es el Nivel VIII (M-1) el que posee una mayor cobertera arbórea, con *Pinus* y *Juniperus* junto a un pobre cortejo herbáceo constituido por Apiaceae y, en menor medida Poaceae. Estos datos informan sobre unas condiciones climáticas en el exterior de la cueva relativamente severas. La presencia del tipo no polínico 225, relacionado con la presencia de charcos efímeros y el tipo 214, relacionado igualmente con charcos arenosos, definen una cierta disponibilidad de agua, al menos temporalmente.

El Nivel VII, está representado por las muestras M2 (estéril) y M3. Ésta última se caracteriza por la ausencia de *Pinus* y el desarrollo de Asteraceae y *Artemisia*, representando unas condiciones de carácter más seco que en el caso anterior. Destaca también la presencia de *Plantago*, como indicador de un cierto grado de nitrificación del suelo.

El Nivel VI, está identificado sólo por la muestra M4, la cual únicamente conserva granos de polen de Asteraceae. Este hecho, al margen de los problemas de conservación que ello podría suponer, evidencia el efecto de la instalación de unas condiciones más frías y secas.

Las muestras, M5 y M6, correspondientes a la base del nivel Vb no presentan ningún contenido en polen. En la muestra M7 ya se detectan presencias de los taxones más relevantes que conforman la vegetación del área. Dicha recuperación podemos constatarla claramente a través de las muestras M8 y M9, donde *Pinus* y *Juniperus* son un exponente de la vegetación arbórea y de la tendencia al aumento que muestra hacia el techo de nivel. No obstante, los valores alcanzados por el estrato arbóreo no llegan a alcanzar los presentados en las muestras inferiores, pero sí hay un cortejo herbáceo más variado. También en este nivel se sigue detectando la presencia de *Plantago* y conviene señalar la presencia puntual de Cyperaceae.

En cuanto al Nivel Va, se repite un esquema de vegetación muy similar al del caso anterior, pero con una serie de hechos distintivos que abogan por una mejora en las condiciones (Fig. 2). Así, *Pinus* y *Juniperus* se presentan porcentualmente con una mayor constancia, indicando una mayor estabilidad climática. Se incorporan al registro *Alnus* y Ericaceae, lo que permite inferir un aumento de la disponibilidad de agua y suavidad térmica, así como un inicio del desarrollo del estrato arbustivo como indicador de la estabilidad. Junto a ello, tiene lugar una reducción tanto de los taxones xéricos como de los estépico y una expansión de Apiaceae, Poaceae y Fabaceae.

Además, en la muestra M11, la presencia de los NPPs: tipo 55 A, de afinidad coprófila, 229 y 731, de carácter mesoeutrófico y tipo 126, parásito de Cyperaceae, define la presencia de las mismas y por tanto de la presencia de agua que explicaría a su vez, la presencia de *Alnus*.

El análisis polínico indica el dominio de un paisaje abierto y empobrecido desde el punto de vista taxonómico. Dentro de este esquema general del yacimiento, la Zona I o basal (niveles VIII y VII) representarían la mayor cobertura forestal y menor diversidad, así como una tendencia al empeoramiento (Fig. 2).

La Zona II o intermedia, que engloba el Nivel VI y base del Vb, se identifica por la ausencia de contenido en granos de polen evidenciando no sólo problemas de conservación, sino, además, una fase climática más severa. En este nivel existen evidencias de ocupación humana (Pantoja *et al.* 2011).

La Zona III o superior incluye el nivel de mayor ocupación del yacimiento (Nivel V). Representa la fase de recuperación de la vegetación, con un discreto bosque y un cortejo herbáceo variado, dentro de unas claras connotaciones secas y frescas. Para este nivel, los datos antracológicos indican un predominio claro (60%) del pino salgareño (*Pinus nigra*) (Badal 1997). Dentro de esta fase se distingue una primera etapa de recuperación y colonización de la vegetación. Luego se observa una segunda etapa de cierto grado de estabilidad que favorece el desarrollo del matorral, así como una suavización térmica y ligera reducción de las condiciones xéricas. Es en este Nivel V de condiciones climáticas más favorables,



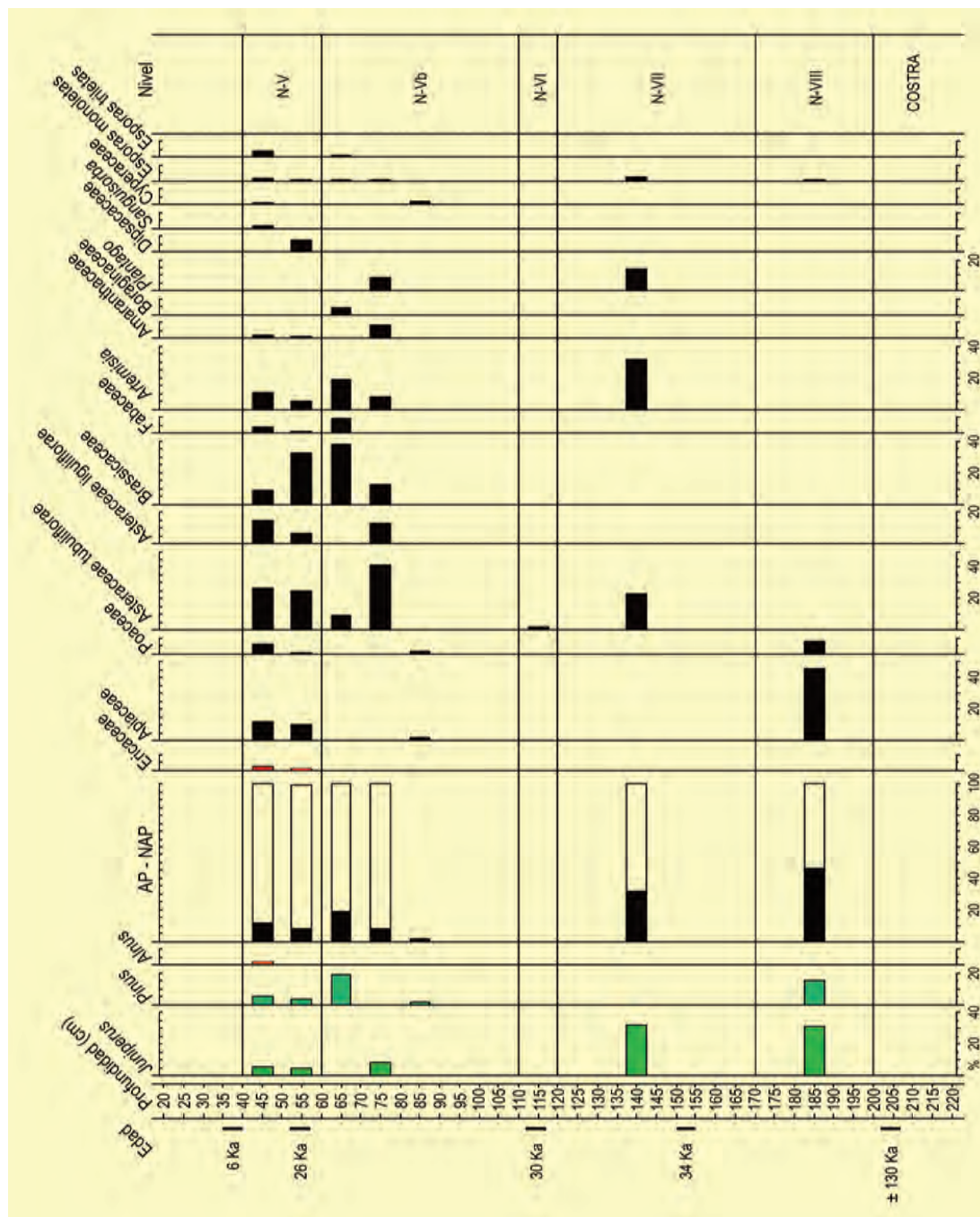


Figura 2. Histograma polínico. Redibujado de Pantoja et al. (2011)

donde aparece la mayor diversidad y mayor número de restos e individuos de todo el yacimiento. Se observa un claro aumento en el número de cabras y ciervos, y por primera vez hay presencia de *Equus hydruntinus* y uro (*Bos primigenius*) (Pantoja et al., 2011).

Para el Nivel IV no existe registro polínico, pero la antracología publicada por Badal (1997) indica una reducción del pinar de *Pinus nigra* y el enebro a favor

de plantas más cálidas como el pino carrasco (*Pinus halepensis*), acebuche (*Olea europaea*) y encinar. Tampoco se observan en este nivel evidencias de actividad de carnívoros y, sin embargo, las evidencias de ocupación humana son claras, pero menos intensas que en el nivel anterior (Pantoja et al., 2011).

**Más información**  
Pantoja et al. (2011)



# FORCAS I Y II

Peña de las Forcas, Graus, Huesca  
Pleistoceno final – Holoceno (14940-5960 años cal BP)

Los abrigos de Forcas I y Forcas II ( $42^{\circ} 10' 50''$  N,  $0^{\circ} 20' 16''$  E; 480 m s.n.m), separados por apenas 400 metros de distancia, se localizan en la protuberancia conocida como Peña de las Forcas (635 m s.n.m.), en la confluencia entre el río Ésera y su tributario Isábena, que representa el extremo más occidental de la sierra del Castillo de Laguarres, en las Sierras Exteriores pirenaicas (Fig. 1). Los yacimientos están situados en la base del escarpe conglomerático, aprovechando sendos abrigos estrechos y de escasa penetración generados por el zapado del río, unos 300 m por debajo de los relieves circundantes. El abrigo de Forcas I, a 1 km del casco urbano de la localidad de Graus (Huesca), se localiza en la margen izquierda del río Ésera, a unos 10 metros sobre su cauce actual. El abrigo de Forcas II, con una orientación norte, está conformado por una visera poco profunda (aprox. 4 m conservados) de gran desarrollo longitudinal (aprox. 32 m), es sucesivamente inundado por el río.

Los yacimientos se sitúan en el piso mesomediterráneo aunque cerca del límite con el piso supramediterráneo. Las medias anuales para la temperatura y precipitación son de  $11,3^{\circ}\text{C}$  y 665 mm respectivamente según la Agencia Estatal de Meteorología, con los máximos de lluvia en los meses de otoño y primavera. La vegetación actual en el entorno del yacimiento está dominada por formaciones de quejigo (*Quercus faginea*) acompañado de abundantes elementos mediterráneos entre los que podemos destacar la carrasca (*Quercus ilex* subsp. *ballota*), la coscoja (*Quercus coccifera*), el pino carrasco (*Pinus halepensis*), algunas lamiáceas, como el romero (*Rosmarinus officinalis*) y el tomillo (*Thymus vulgaris*), y cultivos de olivos (*Olea europaea*), y formaciones de bosque galería, muy alteradas por la acción antrópica, flanqueando las riveras de los ríos.

El yacimiento de Forcas I fue descubierto en 1990 por J. Vaquer. Durante los trabajos arqueológicos reali-

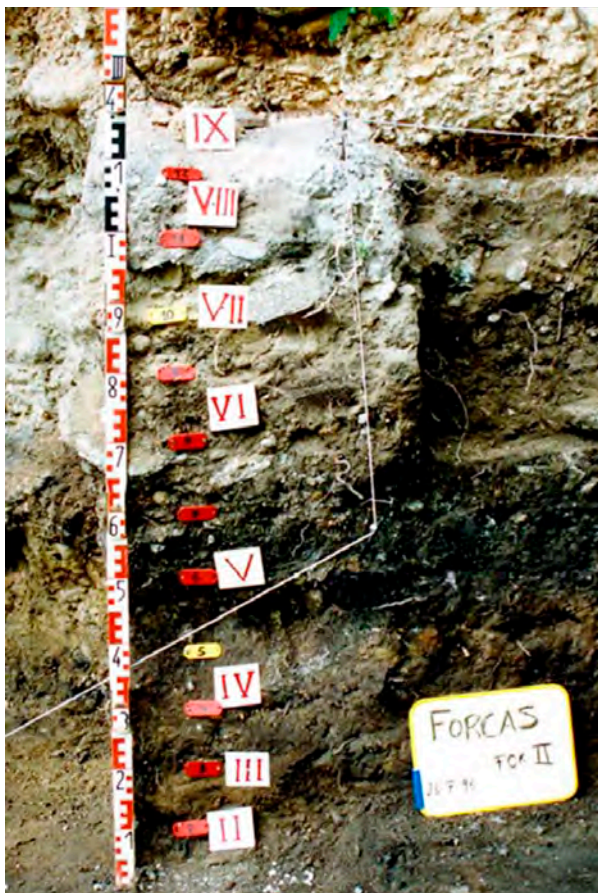


Figura 1. La Peña de las Forcas. Situación del yacimiento. Imágenes modificadas de Google Earth



**Tabla 1.** Dataciones radiocarbónicas de los abrigos de Forcas I y Forcas II (Utrilla & Mazo 2014)

Yacimiento	Ref. Lab.	Nivel	Años BP	Años cal. BP (2σ)	Material	Método
Forcas I	GrA-32957	13d	12440±50	14940-14180	Hueso	AMS
Forcas I	Beta-348457	13d	12150±50	14174-13850	Hueso	AMS
Forcas I	GrA-33987	13a	12010±60	14050-13690	Hueso	AMS
Forcas I	GrA-32955	10	11015±45	13040-12720	Hueso	AMS
Forcas I	GrN-17785	9	9715±75	11340-10740	Carbón	convencional
Forcas I	GrN-17784	7	9360±140	11080-10160	Carbón	convencional
Forcas II	CAMS-5354	1b	8650±70	9830-9470	Carbón	AMS
Forcas II	GrN-22686	II	7240±40	8190-7950	Carbón	convencional
Forcas II	Beta-250944	II	7150±40	8030-7910	Hueso	convencional
Forcas II	Beta-59995	IV	7090±340	8590-7310	Carbón	convencional
Forcas II	Beta-290932	IV	7000±40	7970-7730	Hueso	convencional
Forcas II	GrN-22687	V	6970±130	8050-7570	Carbón	convencional
Forcas II	Beta-60773	V	6940±90	7970-7610	Carbón	convencional
Forcas II	GrN-22688	VI	6900±45	7840-7640	Carbón	convencional
Forcas II	Beta-247404	V	6750±40	7690-7530	Hueso	convencional
Forcas II	Beta-247405	VI	6740±40	7690-7530	Hueso	convencional
Forcas II	GrN-22689	VIII	6680±190	7900-7220	Carbón	convencional
Forcas II	Beta-247406	VIII	5340±40	6280-5960	Carbón	convencional

**Figura 2.** Toma de muestras de polen en el cuadro 4X' de Forcas II durante la campaña de 1996 (Foto: Penélope González-Sampérez)

zados en 1991 se descubrió la existencia de otro yacimiento en el vecino abrigo de Forcas II. Las excavaciones arqueológicas llevadas a cabo bajo la dirección arqueológica de P. Utrilla y C. Mazo (Universidad de Zaragoza) entre 1990 y 1997, han puesto de manifiesto la existencia de sendos depósitos estratigráficos encabalgados que evidencian una prolongada ocupación humana casi continua desde el Magdaleniense inferior hasta el Neolítico final, con dos ocupaciones posteriores en el Calcolítico y en época romana (Utrilla y Mazo 2014).

El estudio antracológico se ha realizado sobre un total de 28 fragmentos de carbón procedentes de un solo nivel arqueológico de Forcas I: nivel 11 (Magdaleniense final) y 446 procedentes de 5 niveles arqueológicos de la secuencia estratigráfica de Forcas II: nivel I (Mesolítico macrolítico), nivel II, nivel IV (Mesolítico geométrico), nivel V y nivel IV (Neolítico antiguo) (Alcolea 2014, 2015). Todas las muestras de polen tomadas durante la campaña de excavación de 1996 resultaron estériles (González-Sampérez 2014).

La secuencia antracológica (Fig. 3) arranca con la ocupación magdaleniense del nivel 11 de Forcas I que

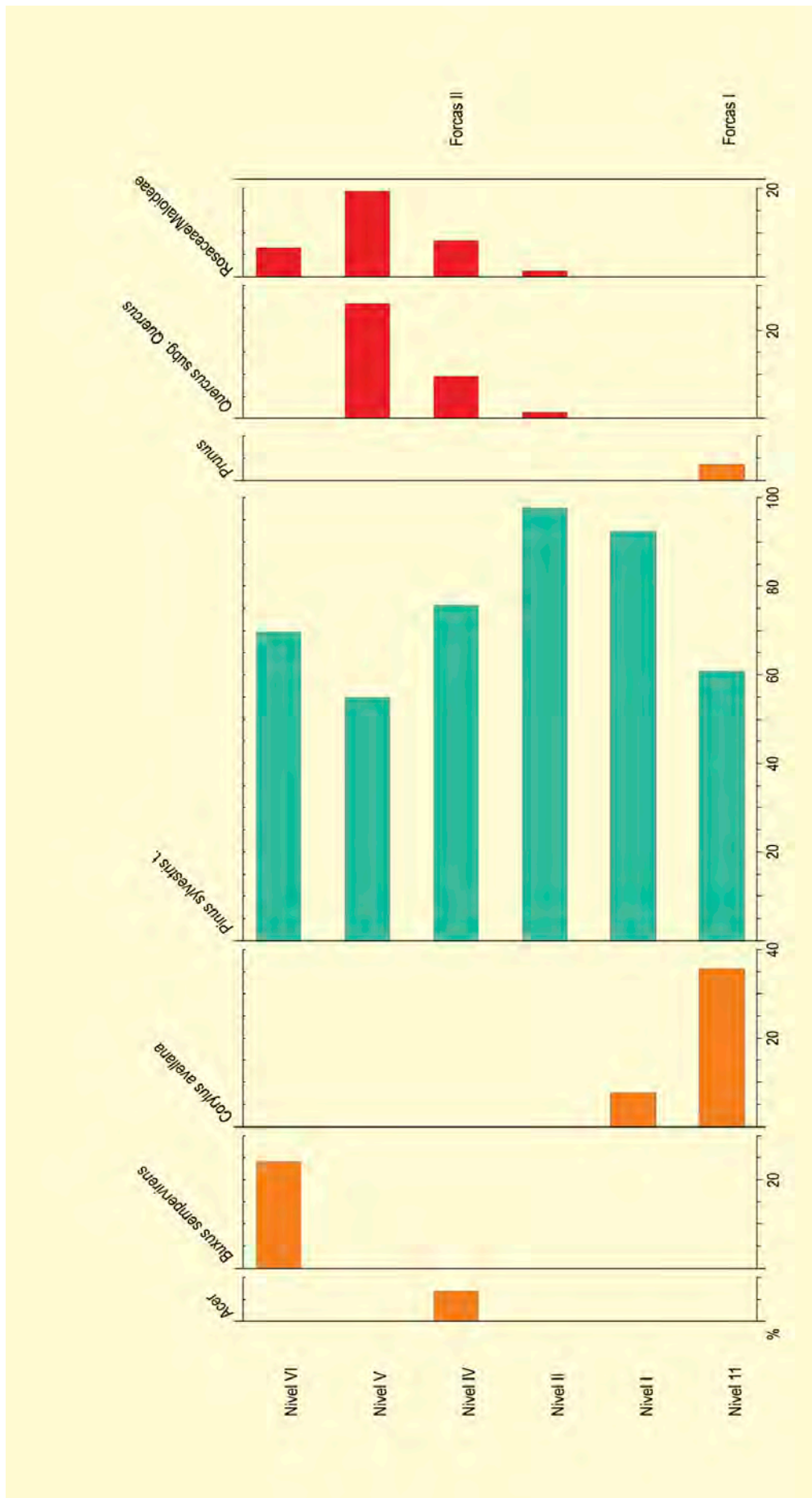


Figura 3. Diagrama antracológico de Forcas I y Forcas II. Modificado de Alcolea (2014, 2015)



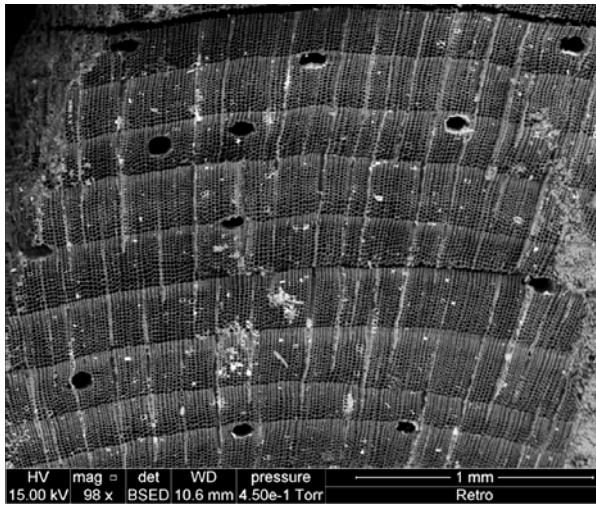


Figura 4. Plano transversal de *Pinus sylvestris* t. (Foto: Marta Alcolea)

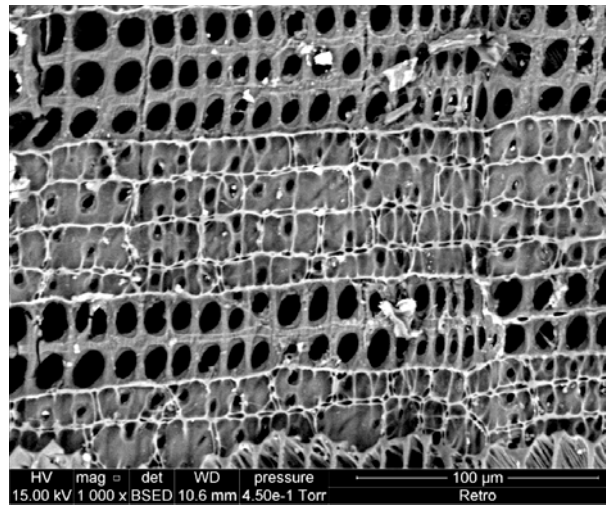


Figura 5. Plano longitudinal radial de *Pinus sylvestris* t. (Foto: Marta Alcolea).

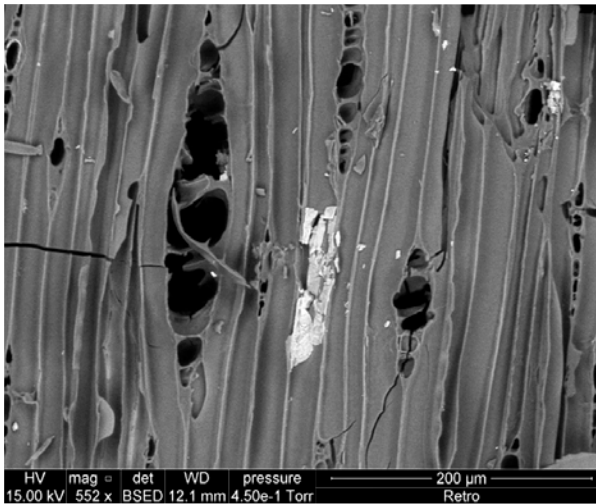


Figura 6. Plano longitudinal tangencial de *Pinus sylvestris* t. (Foto: Marta Alcolea)

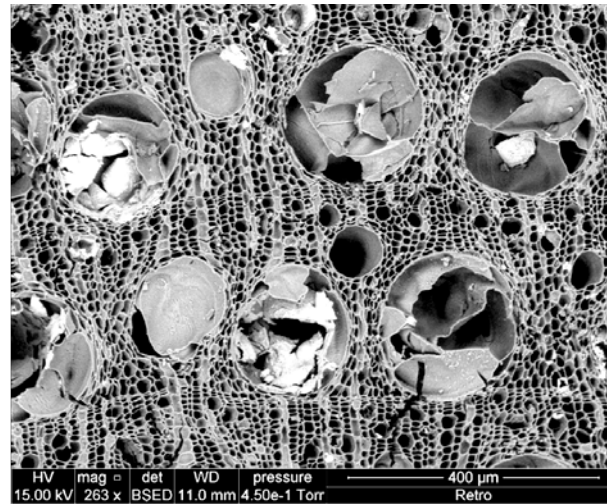


Figura 7. Plano transversal de *Quercus* subg. *Quercus*. (Foto: Marta Alcolea)

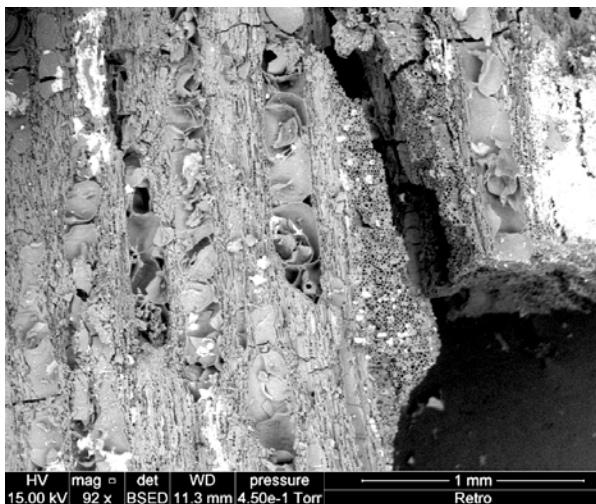


Figura 8. Plano longitudinal tangencial de *Quercus* subg. *Quercus*. (Foto: Marta Alcolea)

se desarrolla durante la fase atemperada de Alleröd (14500-12900 años cal BP). En este nivel documentamos la explotación del pinar de tipo albar (*Pinus sylvestris* t.) (Figs. 4, 5 y 6), que va a ser el elemento dominante a lo largo de toda la secuencia, acompañado de avellano (*Corylus avellana*) (Figs. 9 y 10), un taxón pionero y colonizador, que crece en sitios umbríos y frescos y produce frutos comestibles, las avellanas, además de varas largas y flexibles con un gran potencial etnográfico. Completa el registro *Prunus*, un género compuesto por arbustos espinosos típicos de las orlas forestales que acompañan de forma habitual a los bosques tardiglaciares de coníferas dada su gran resistencia a los cambios bruscos en el régimen hídrico.

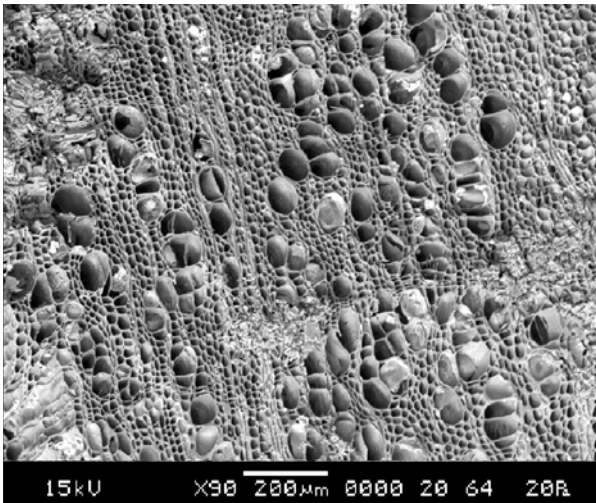


Figura 9. Plano transversal de *Corylus avellana*. (Foto: Marta Alcolea)

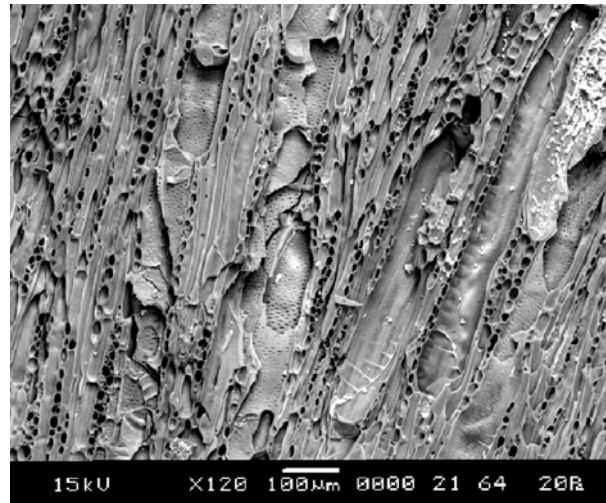


Figura 10. Plano longitudinal tangencial de *Corylus avellana*. (Foto: Marta Alcolea)

Tras un importante salto temporal, el registro antracológico de Forcas II arranca en el 9646 años cal BP con la ocupación mesolítica del nivel I. A pesar del salto temporal, el paisaje documentado apenas presenta cambios respecto a Forcas I. Nuevamente documentamos el consumo de pino tipo albar (*Pinus sylvestris* t.) acompañado de avellano (*Corylus avellana*). A partir del nivel II (8190-7910 años cal BP), con la entrada del Holoceno medio en la región asistimos al inicio del cambio de tendencia en la vegetación representada, se observan importantes cambios en la composición de la vegetación del Prepirineo central.

Un aumento de las temperaturas invernales y de la precipitación favorece el desarrollo de los robledales (*Quercus* subg. *Quercus*) (Figs. 7 y 8), acompañado en este caso de arces (*Acer*) y rosáceas (Rosaceae/Maloideae), que sustituyen en el registro a otros taxones mesófilos con un gran desarrollo en las etapas precedentes como el avellano o el abedul. El robledal de tipo caducifolio o

marcescente, de carácter submediterráneo, llega a alcanzar una considerable importancia al inicio de la ocupación neolítica del abrigo de Forcas II (8050-7530 años cal BP). El nivel VI (7613 años cal BP), que marca el final de la secuencia antracológica de Forcas II viene marcado por la aparición del boj (*Buxus sempervirens*) en el registro, un arbusto de carácter submediterráneo que formaría parte del sotobosque de pinares y robledales. Su presencia en el Pirineo y Prepirineo se ha visto fuertemente favorecida por la acción antrópica, asociándose generalmente a fases de degradación de la vegetación natural tras labores de roturación ya sea mediante el fuego o la tala. La aparición de este taxón al final de la secuencia podría estar indicando una apertura del paisaje, ya sea por una tendencia del clima hacia una mayor mediterraneidad o tratándose de un temprano indicador de la influencia humana en el entorno vegetal del Forcas II.

#### Más información

Alcolea (2014, 2015)





# FUENTE DEL TRUCHO

Sierra de Guara, Colungo, Huesca  
Pleistoceno superior (~27200-22800 años cal BP)

**E**l yacimiento arqueológico de la Fuente del Trucho ( $42^{\circ} 11' 40''$  N,  $00^{\circ} 02' 12''$  E; 640 m s.n.m.) es una cueva abierta en las calizas de la formación Guara (Eoceno medio), próxima a la fuente homónima y a 1 km de la confluencia del barranco del Trucho (o de Arpán) con el río Vero, entre los municipios de Colungo y Asque (Fig. 1).

La situación del yacimiento se corresponde con el piso de vegetación supramediterráneo del Prepirineo aragonés. Las medias inferidas para la temperatura y precipitación son de unos  $11^{\circ}\text{C}$  y 700 mm respectivamente. La vegetación actual pertenece a un carrascal con estrato arbóreo y arbustivo compuesto básicamente por *Quercus ilex* subsp. *ballota*, *Rhamnus alaternus*, *Crataegus monogyna*, *Juniperus oxycedrus*, *Pinus halepensis*, *Globularia alypum*, *Smilax aspera*, *Hedera helix*, *Brachypodium sylvaticum* y *Rubia peregrina*. Las comunidades

de ribera están limitadas a los cursos de agua, donde podemos encontrar *Populus nigra*, *P. tremula*, *P. alba*, *Salix alba*, *S. purpurea*, *Tamarix gallica*, *Fraxinus angustifolia*, *Scirpus holoschoenus*, *Cladium mariscus*, *Phragmites australis*, *Typha angustifolia*, etc. Cuando aumenta la altitud se entra en una región dominada por taxones de distribución submediterránea (p.e. *Buxus sempervirens*), mientras que las especies más termófilas se vuelven más raras y se refugian en lugares más secos y soleados, sin sobrepasar los 1100 m de altitud (Fig. 2). En el piso montano inferior se agrupan los bosques submediterráneos y los quejigales (*Quercus faginea*). Entre 1250-1500 m s.n.m. (piso montano superior) se encuentran pinares de *Pinus sylvestris*, que son las formaciones vegetales más importantes del piso montano en el Prepirineo continental, enriquecidas frecuentemente con especies del bosque caducifolio tales como *B. sempervirens* o *Quercus petraea* entre otras.



**Figura 1.** Vista de la Cueva de la Fuente del Trucho, así como de la protección a que ha sido sometido este yacimiento arqueológico (Foto: R. Salas)

**Tabla 1.** Dataciones radiocarbónicas (AMS) y de termoluminiscencia (TL) de la Cueva de la Fuente del Trucho (Huesca). Calibraciones según Reimer *et al.* (2020) (intcal20.14c). El intervalo de la edad calibrada se corresponde con el máximo y el mínimo de todas las probabilidades a 1 y 2  $\sigma$ . Burjachs & Soler-de Porta (inédito)

Ref. Lab.	Ref. Arq.	Años BP	Años cal. BP	Método	Material
GrA-29918	FT.A'-4.31.3673	1235 $\pm$ 35	1066-1272	AMS	Carbón
madn-4624.bin	FT.gL.rev.259	13.244 $\pm$ 945		TL	Sílex
Beta 72393	TR-7595 (UA1)	19.060 $\pm$ 80	22.835-23.184	AMS	Hueso
GrA-29915	FT.8M.137.1	20.800 $\pm$ 100	24.640-25.414	AMS	Hueso
Beta 80691	TR-16570 (UA3)	22.460 $\pm$ 150	26.401-27.144	AMS	Hueso
Beta-392868	FT.A-5.25.3999	26.020 $\pm$ 150	29.820-30.690	AMS	Hueso
Beta-365760	FT.A'-5.42.3846	31.880 $\pm$ 220	36.280-36.700	AMS	Hueso



**Figura 2.** Vista del encinar actual (2005) del valle del Vero desde el Tozal de Mallata (Foto: F. Burjachs)

En esta cueva se conserva una importante muestra de pinturas rupestres paleolíticas, que han sido datadas por U/Th (14 dataciones) entre 31290 y 24040 años cal BP (Tabla 1). Otras dataciones sobre materiales recuperados en las excavaciones se muestran en la Tabla 1. Los

resultados palinológicos y antracológicos que presentamos aquí provienen de las primeras excavaciones realizadas en esta cueva por la arqueóloga Anna Mir. El análisis polínico fue realizado por la geóloga/palinóloga Núria Solé de Porta (+), quien nos confió estos datos.



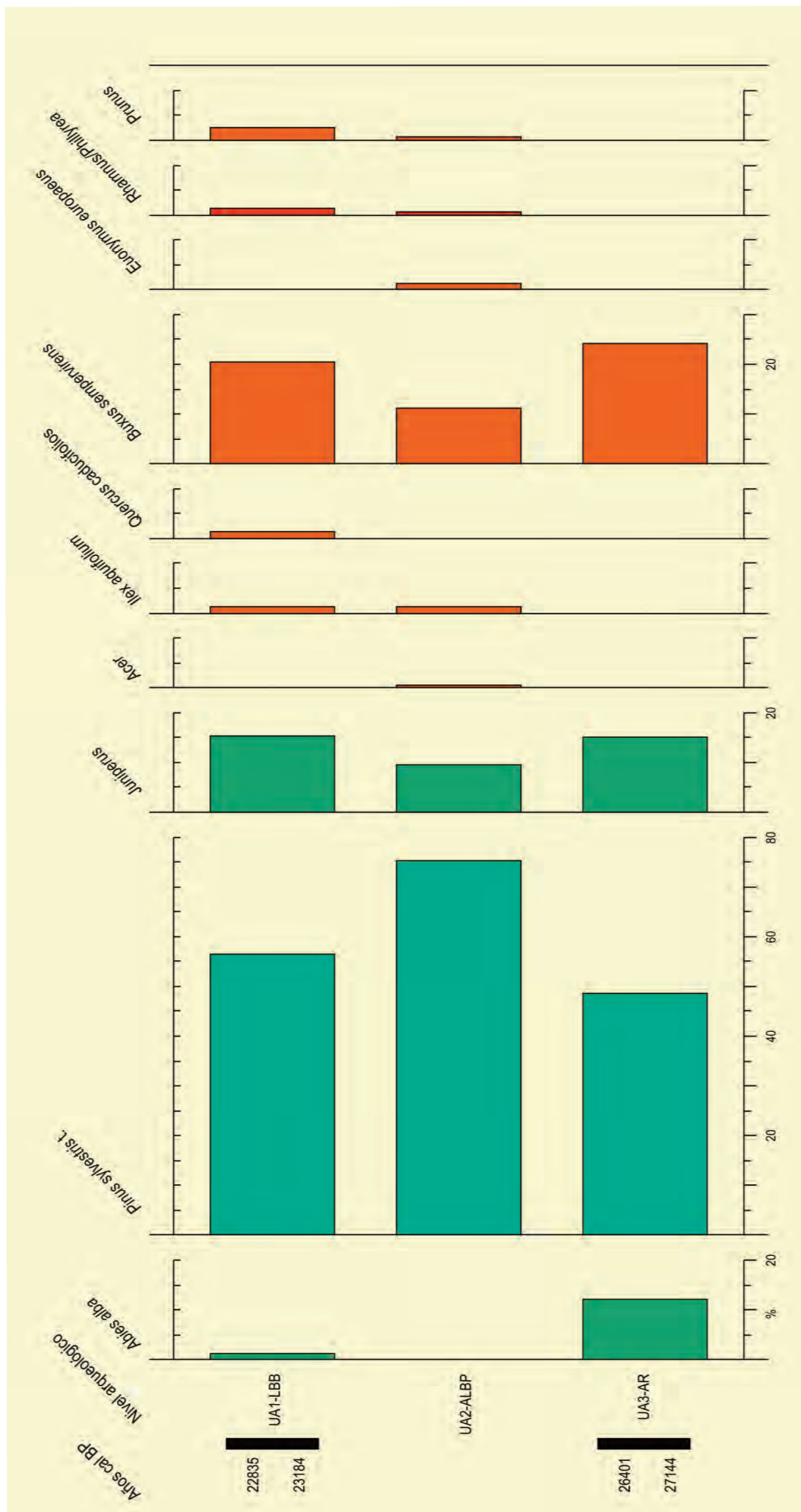


Figura 3. Resultados antracológicos de la Cueva de la Fuente del Trucho (Colungo, Huesca), según Piqué (1995)

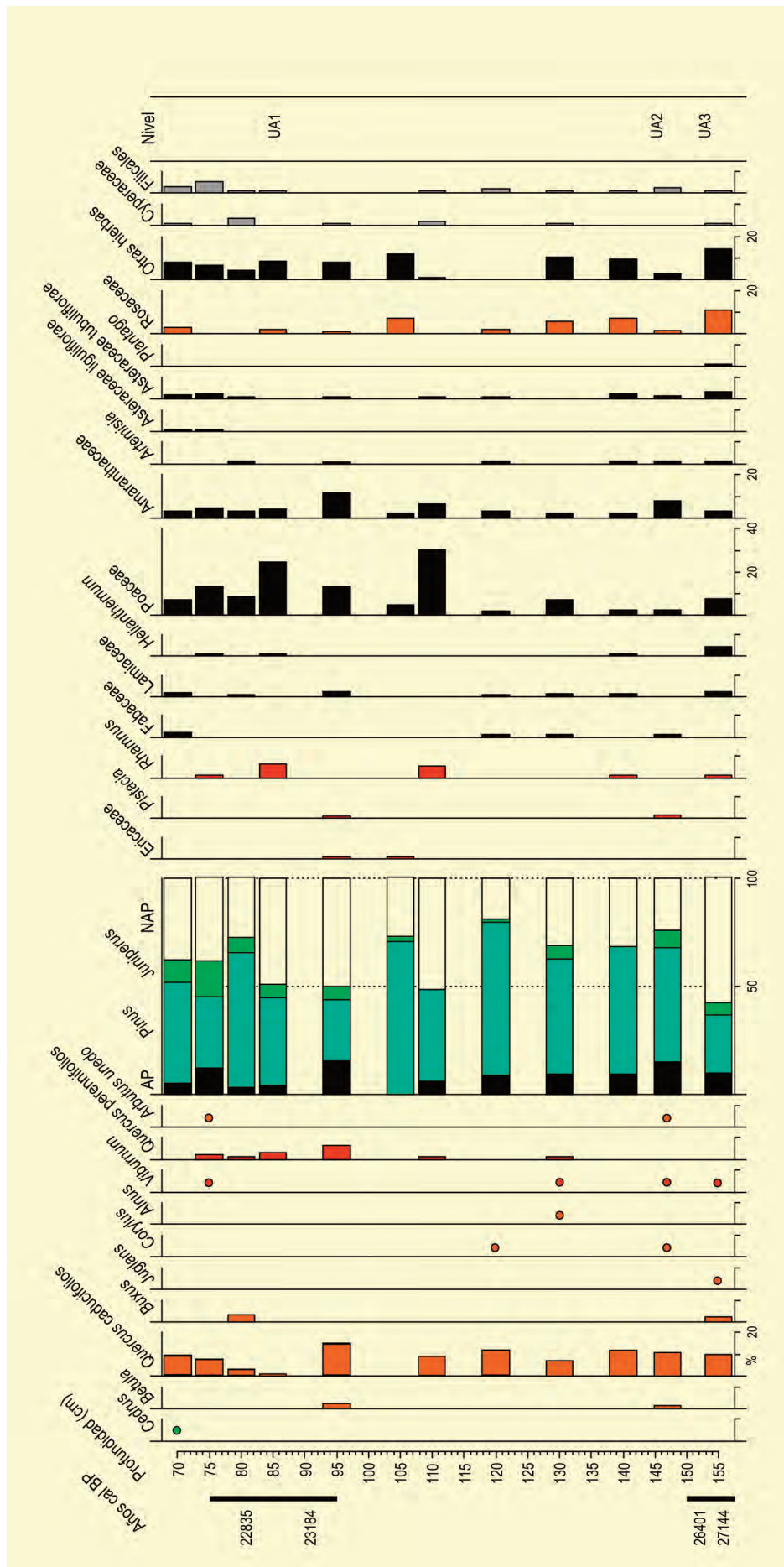


Figura 4. Diagrama polínico compuesto de los perfiles S1 y S2 de la Cueva de la Fuente del Trucho (Colungo, Huesca). Redibujado de Burjachs & Soler-de Porta (inédito).



Esta secuencia transcurre durante el estadio isotópico marino 2 (MIS-2) y está enmarcada por los interstadiales GI-3 (antes denominado como período palinológico de Laugerie) y GI-2.2–GI-2.1 (o de Tursac), épocas térmicamente positivas entre los fríos del Máximo Glacial en que la cueva debió ser ocupada por individuos del género *Homo*. El paisaje vegetal estaba dominado por pinares de *Pinus sylvestris*, con retazos de abetales (*Abies alba*) y acompañamiento de *Betula* y especies de *Juniperus* en los espacios más soleados (Figs. 3 y 4).

Por otra parte, a cotas inferiores y desafiando los fríos estadiales se arrinconaban bosques de caducifolios en los refugios microclimáticos. Allí se reunían, entre otros árboles, los robles (*Quercus caducifolios*), *Juglans*, *Corylus*, *Ilex*, *Acer*, *Euonymus europaeus* y *Buxus*. También se han determinado elementos del encinar continental (*Quercus perennifolios*, *Viburnum*, *Arbutus unedo*, *Juniperus*, *Phillyrea*, *Pistacia*). Estas

formaciones estuvieron acompañadas por todo un cortejo de arbustos y matas: *Rhamnus*, *Prunus*, Faboideae, Ericaceae, Lamiaceae, *Helianthemum*, Rosaceae, etc. Además, en los lugares de aguas permanentes a lo largo del año o de alta humedad crecían alisos (*Alnus*), ciperáceas y helechos (Filicales).

Cabe resaltar la presencia de *Cedrus* en la parte superior de la secuencia, pólenes que debieron llegar desde el Atlas norteafricano mediante las tormentas de levante. También, merecen especial atención los escasos valores de *Artemisia* y asteráceas. También, en estos valles dominaron las gramíneas, con presencia de *Mercurialis*, *Verbascum*, *Viola*, *Rumex*, Rubiaceae, Polygonaceae, Ranunculaceae, Brassicaceae, Malvaceae, Urticaceae, Resedaceae, Campanulaceae, Apiaceae, Valerianaceae y Euphorbiaceae (Fig. 4).

#### Más información

Piqué (1995), Burjachs & Soler-de Porta (inédito)



# FUENTILLEJO

Ciudad Real

Pleistoceno superior (MIS6-MIS5) – Holoceno (100-170 ka cal – 1450 años cal BP)

El perfil denominado FU-1 se ubica en la laguna de Fuentillejo (Ciudad Real) ( $38^{\circ} 56' 18''$  N,  $04^{\circ} 03' 14''$  O; 635 m s.n.m.), ocupando un cráter de explosión (*maar*), originado mediante procesos eruptivos hidromagmáticos. Este *maar* tiene unas dimensiones de 450x250 m de diámetro interno y 1400x1400 m de diámetro externo (Fig. 1). Al norte está rodeado por un anillo de tobas, con una diferencia de altura de 40 m, mientras que el lado sur está limitado por una pared de cuarcitas de más de 120 m de altura. Desde su origen, la cuenca lacustre ha sido un sistema cerrado, con tres abanicos aluviales principales que han aportado material detrítico (cuarcitas, rocas volcánicas y fragmentos piroclásticos). La laguna, con un perímetro de 2513 m y una superficie de 12,15 hectáreas, está constituida por aguas hiposalinas que dependen exclusivamente de la lluvia y de la evaporación. El relleno sedimentario tiene una potencia de 140 m, a lo largo de los cuales se han podido definir 23 unidades litoestratigráficas, que representan 6 tipos básicos de sedimentación lacustre.

La temperatura media anual, que oscila entre 13 y 17 °C, y la precipitación media, de unos 400 mm anuales, lo encuadra dentro de la región mediterránea en un ombroclima seco, caracterizado por una vegetación esclerófila, ejemplificada por la encina; a mayor altitud y en zonas de umbría, se desarrollan bosques de caducifolios, así como algunas coníferas y el matorral. El paisaje vegetal actual está muy degradado.

Los datos polínicos presentados (Fig. 3), corresponden al intervalo desarrollado entre los 40-69 m, de profundidad, del sondeo FU1. Abarca las unidades litoestratigráficas 14, 15, 16 y 17, junto con 4 m del muro de la unidad 18, desarrolladas entre los 100-170 ka cal BP (Fig. 4). A lo largo de la secuencia considerada, FUEeSa (Fig. 3), se han identificado un total de 59 taxones polínicos, 8 de origen acuático, esporas y 13 tipos NPPs de afinidad diversa. Las exigencias ecológicas de los mismos han permitido establecer dos grandes conjuntos que definen las principales fases climáticas, tanto cálidas como áridas:



Figura 1. Vistas de la laguna de Fuentillejo, Ciudad Real (Foto: J. Vacas Ocaña)



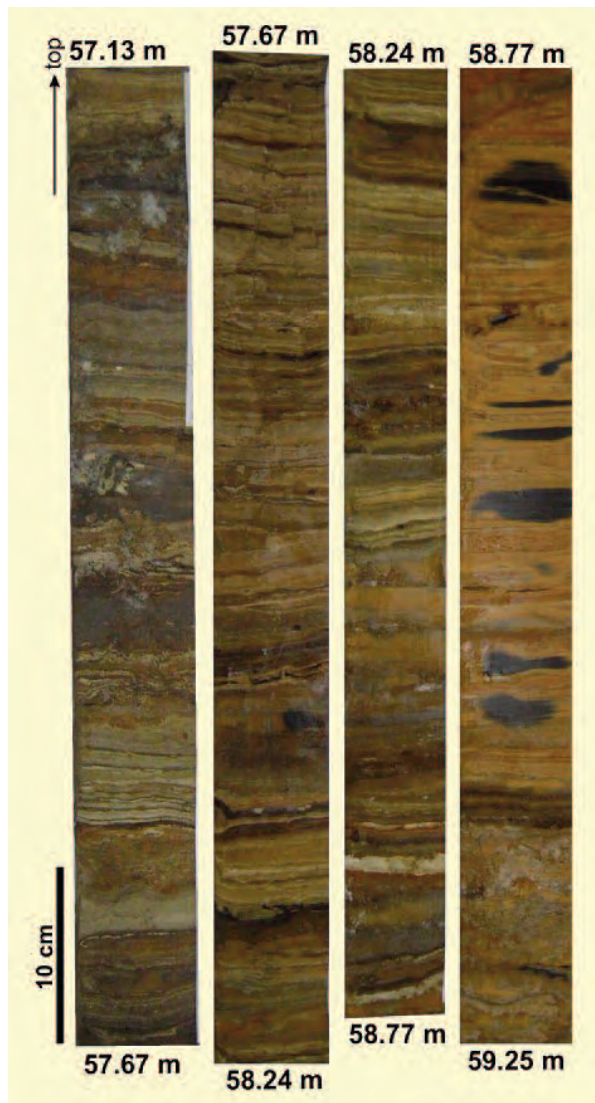


Figura 2. Detalle del sondeo FU1, en el intervalo de 57,13 a 59,25 m (cedida por J. Vegas)

Las fases cálidas y más húmedas en función del desarrollo de los taxones mediterráneos (*Quercus perenifolios*, Oleaceae), los taxones mesófilos (*Quercus caducifolios*, *Corylus*, *Fagus*, *Castanea*, *Juglans* y *Betula*) y los taxones de ribera (*Fraxinus*, *Alnus*, *Salix* y *Ulmus*).

Las fases áridas, de tipo cálido, dominadas por taxones xéricos (Amaranthaceae, *Artemisia* y *Ephedra*) o de carácter más frío (*Juniperus*). Destaca la continuidad del registro polínico, frente a los 50 m superiores, de la secuencia.

El comportamiento, la edad y las facies sedimentarias han permitido identificar los siguientes eventos paleoclimáticos, que de muro a techo se resumen en:

MIS 6 (167-147 ka cal BP) abarca el intervalo de 69,0-59,1 m, incluida entre el techo de la unidad 14 y la práctica totalidad de la 15. Está constituida por materiales detríticos de poco espesor que definen eventos erosivos y por ritmitas carbonáticas con presencia de nahcolita, e intercaladas con láminas de dolomita y limos orgánicos de tipo sapropel. Sedimentación asociada a un descenso acusado de la lámina de agua, y a un periodo climático con una aridez estacional marcada. La vegetación presenta poca biodiversidad. Dominan los paisajes abiertos, con predominio de taxones xéricos, fundamentalmente *Artemisia* y con presencia de *Juniperus*.

MIS5 (133,5-120 ka cal BP), o interglacial Eemiense, se detecta en el intervalo entre 58,9 y 42,7 m, abarcando las unidades litoestratigráficas 16 y 17, en las que predominan las facies lacustres finamente laminadas, con presencia de dolomita y una estacionalidad acusada. Presenta una mayor biodiversidad, asociada con una recuperación del bosque mediterráneo, mesófilo y de ribera. Dicha recuperación se detecta en los intervalos ka cal BP (58,9-55,7), (53,1-49,3), (47,3-46,3) y (43,3-42,7). En cada uno de ellos, se constata un tránsito gradual hacia paisajes dominados por el matorral, culminando en el desarrollo de paisajes abiertos, que marcan el tránsito con la siguiente fase cálida. En conjunto, cada fase cálida es menos intensa que la anterior, frente al comportamiento inverso de las fases áridas, cuya intensidad es menor que la detectada en el muro y en el techo, de la secuencia de la FUEeSa.

MIS 4 (120-100 ka cal BP), se define en el intervalo 42,6-40,0 m, correspondiente a la base de la unidad litoestratigráfica 18. Esta unidad, definida entre los 44,4 a 25,8 m, es muy homogénea, formada exclusivamente por sedimentos carbonosos de color negro (limo sapropélico con materia orgánica muy degradada, amorfa y de grano muy fino). El deterioro marcado en el tramo superior de la secuencia viene determinado por un aumento notable de *Juniperus*, plantas esteparias y por el descenso de plantas acuáticas.

A lo largo de toda la secuencia está presente el pinar, que se retrotrae mínimamente con la expansión del bosque local. Esto explica el comportamiento del grupo arbóreo, sobre todo en las fases más áridas, así como el peso de dicho taxón en el ACP y Diagrama de

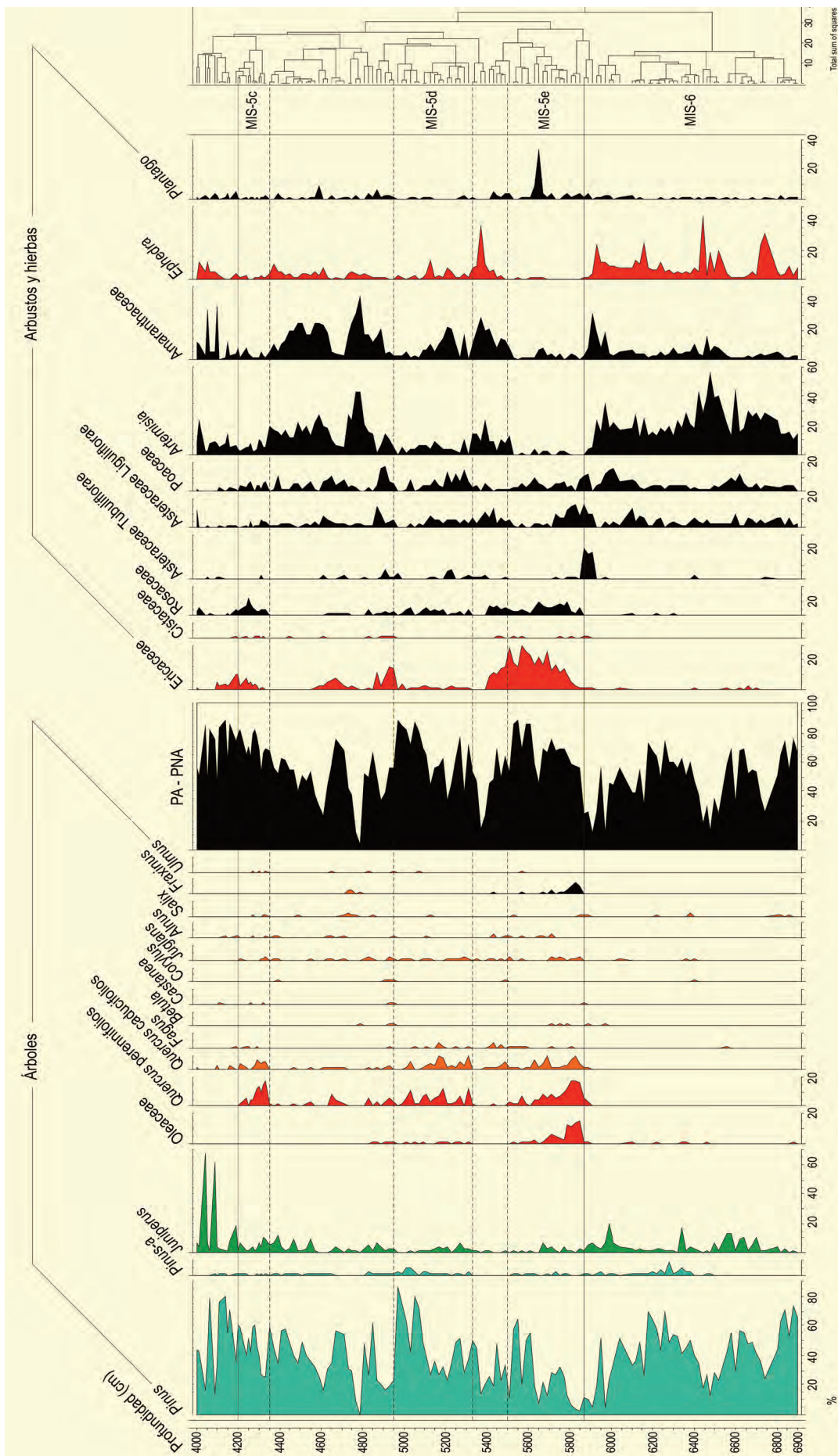
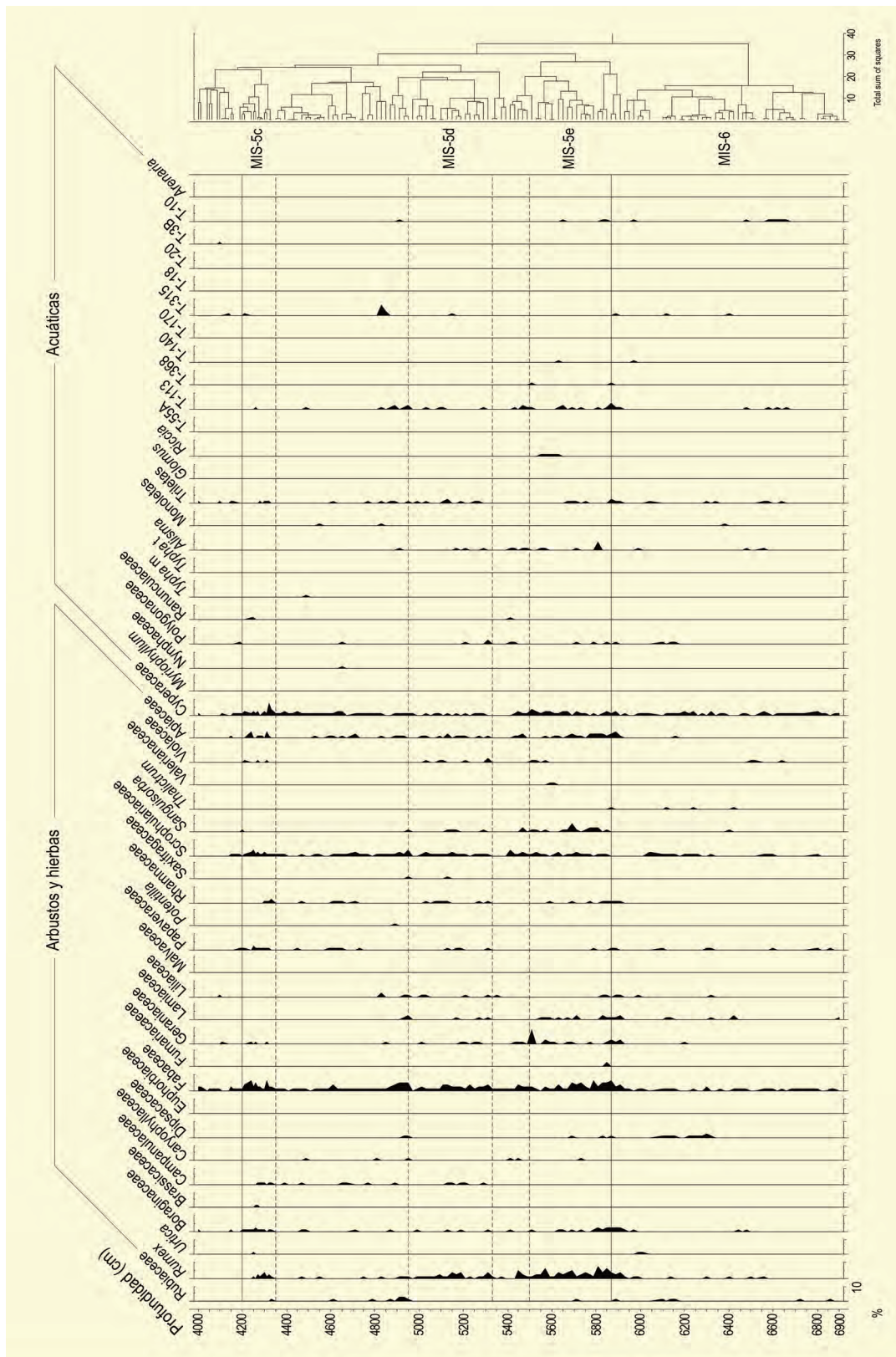


Figura 3. Histograma polínico del intervalo 40-69 m de la secuencia FU1. Modificado de Vegas et al. (2010)





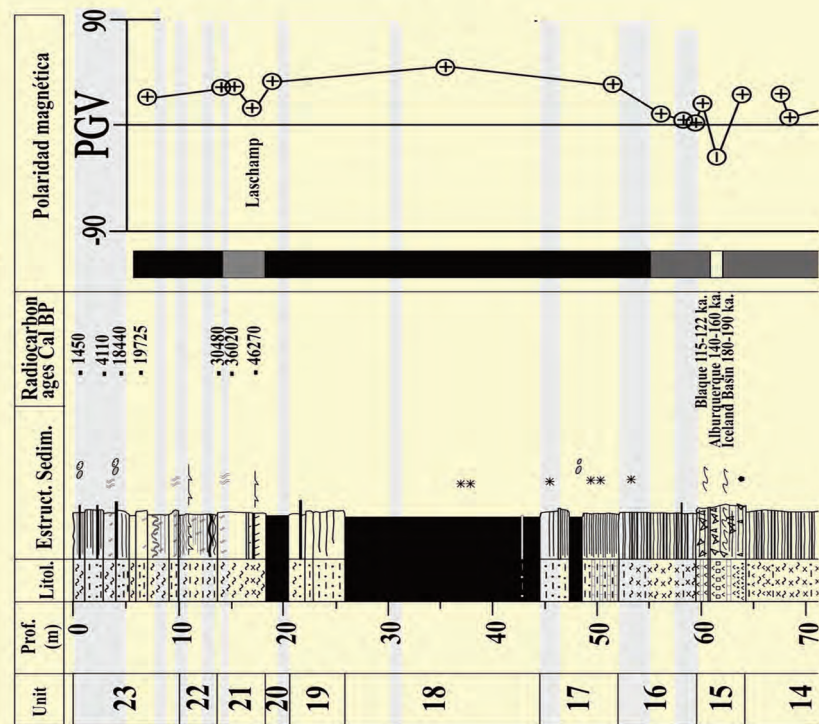
Figur 3. Continuación

Cajas (Fig. 5). Pese a ello, se observa como en el reparto de las muestras, a lo largo de los cuadrantes del ACP, quedan definidas las fases áridas de MIS5, MIS6 y MIS4 por una ubicación en el cuadrante II (es-

tépicas y *Juniperus*). Las muestras que definen a las fases cálidas se ubican en el cuadrante I, definido por el desarrollo del bosque local y de las plantas acuáticas e igualmente se detecta el peso del matorral, a la hora

Sondeo	Prof. (m)	Ref. Lab.	Análisis	Años BP	error +	error -	Cal max*	Cal min	Años cal. BP
FU-2	0,65	Beta-204449	AMS	1570	40	40	1540	1360	1450
FU-2	4,35	Beta-204450	AMS	15420	40	40	18880	18000	18.440
FU-1	6,75	Beta-190136	AMS	16540	90	90	20.240	19210	19.725
FU-1	14,45	Beta-190139	AMS	25470	210	210			28.970
FU-1	16,91	Beta-190140	AMS	30880	360	360			33.980
	16,99	Mono Lake excursion							36.000
FU-1	18,40	Beta-177581	AMS	42620	1490	1490	49230	43310	46.270
FU-2	61,15	Nahcolita	U/Th		12962	11688			125.705
FU-2	62,00	Nahcolita	U/Th		19441	16659			155.731
	142								780.000

paleomagnetismo



**RANGO DE EDAD A PARTIR DE**

**Dataciones radiométricas:** 14 C, U/Th en muestras de nahcolita y **Paleomagnetismo** (identificación de la excursión del evento Blake (115 a 122 ka, dentro del chron Brunhes en el intervalo entre 41,57 y 50,00 m).

**Interpolación lineal** pasando por el origen, obteniendo la recta de regresión  $y=2288,5x$ , donde  $x$  representa la profundidad en metros e  $y$  la edad en años.

La función edad-profundidad determina que el registro cubre un periodo de **355 ka** ( $y = 0,0009x0,9137$   $R^2 = 0,9581$ ) o bien **±800 ka** ( $y = 0,0002x + 12,414$   $R^2 = 0,9046$ ).

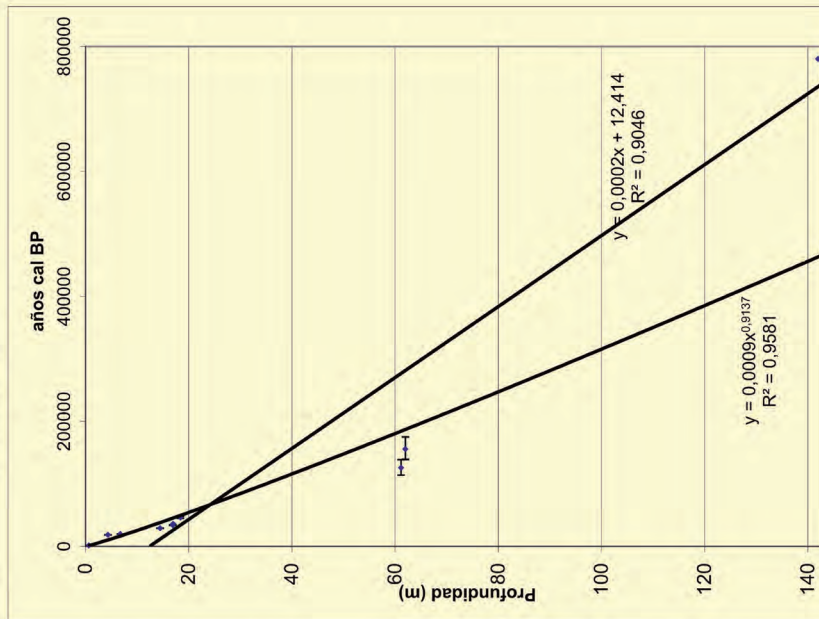


Figura 4. Estimación de la edad, a partir de Dataciones radiométricas (C<sup>14</sup>, y U/Th) y Paleomagnetismo (Galán et al. (2012), Gallardo Millán et al. (2008)



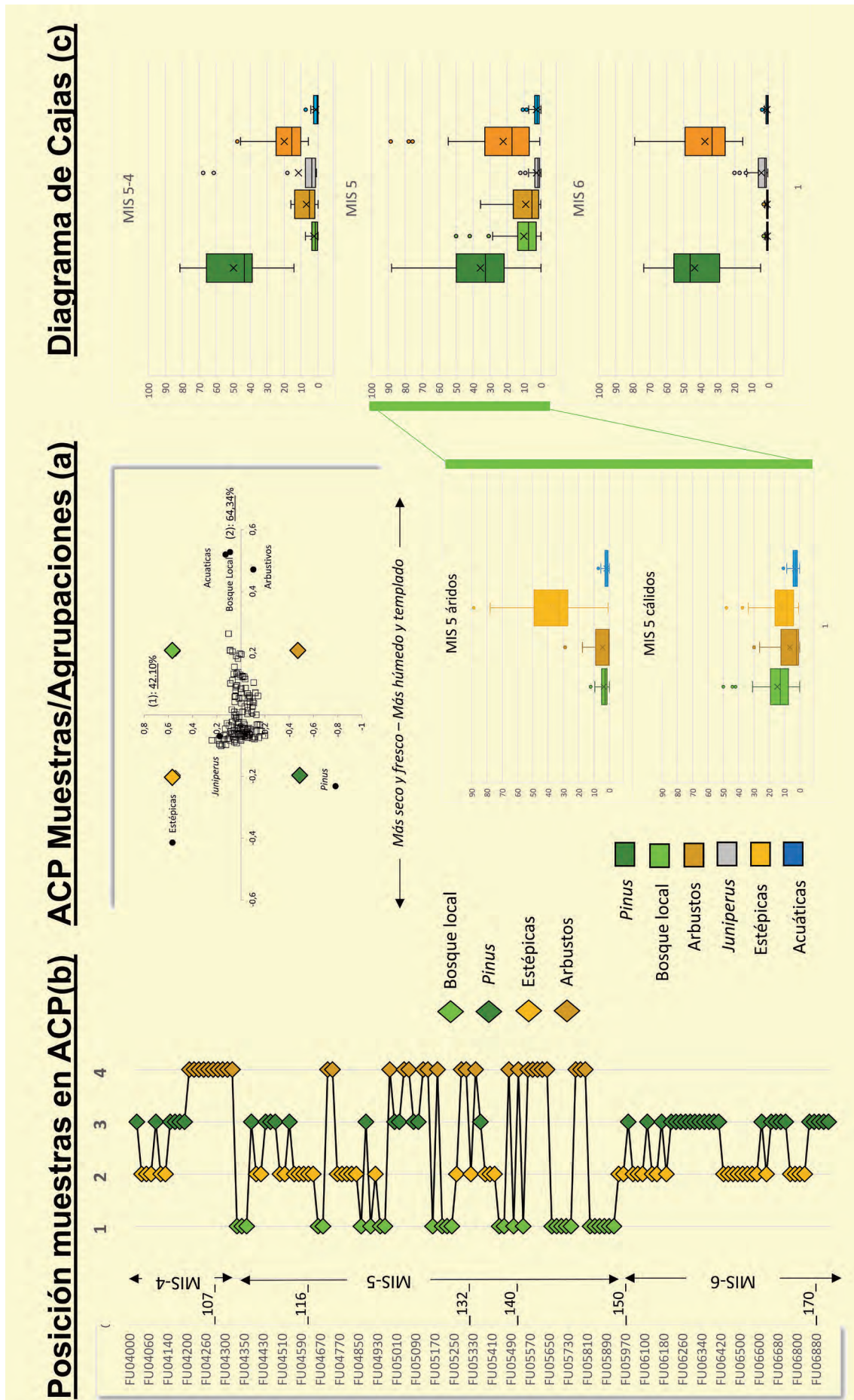


Figura 5. Representación gráfica de los resultados del análisis estadístico de componentes principales (ACP). Modificado de Vegas et al. (2010)

de definir el tránsito de una fase cálida y húmeda a una fase árida. Estos hechos quedan igualmente patentes en el diagrama de cajas, no obstante, en esta representación se pueden observar los siguientes hechos: la reducción del pinar en MIS5 frente a MIS6 y MIS4, el mayor peso del matorral en MIS4 frente a MIS6 y la reducción de plantas esteparias en MIS 4 frente a MIS 6, como expresión de un aumento del frío. Finalmente, en este tipo de representación, se han contemplado independientemente las fases áridas y las cálidas del MIS5, para ello solo se ha obviado la representación del pinar y de *Juniperus*, con el fin de resaltar, la expansión/reducción del bosque local, las plantas esteparias y la práctica estabilidad del matorral y de plantas acuáticas.

Los datos polínicos (Fig. 6), correspondientes a los primeros 27 m de la secuencia, suponen un lapso de tiempo superior a los últimos 50000 años (Fig. 4). Se han identificado un total de 45 taxones de los que 13 son arbóreos, 3 arbustivos y 29 herbáceos. *Pinus* es el elemento principal de la vegetación arbórea, acompañado por *Juniperus* y, de un modo más esporádico, por taxones termófilos (*Quercus* t. perennifolio y *Olea*), mesófilos (*Corylus* y *Quercus* t. caducifolio), frescos (*Betula*) y taxones riparios (*Alnus*, *Fraxinus*, *Salix* y *Ulmus*). El componente arbustivo (Ericaceae) no es muy representativo. La vegetación herbácea está dominada por Poaceae, Asteraceae y Chenopodiaceae, junto a un cortejo variado en el que destacan *Plantago*, *Rumex* y *Urtica*. Los elementos acuáticos son, en general, poco representativos y están dominados por Cyperaceae y, en menor medida, Juncaceae, Ranunculaceae y *Typha*. En cuanto a los palinomorfos no polínicos incluidos en el registro, cabe destacar *Glomus*, puede que asociado a procesos de deforestación, y *Sordaria*, de afinidad coprófila. La inferencia general conduce a una vegetación de tipo mediterráneo.

Desde el punto de vista diacrónico, hay que señalar que la sección de la secuencia estudiada abarca las unidades 23, 22 y 21, así como el techo de la unidad 20. Como hechos más relevantes destacan la existencia de niveles estériles y la alternancia en las fases de desarrollo del bosque. Con anterioridad a 46270 años cal BP, durante la zona FU-P5, el paisaje vegetal es arbóreo y aparece dominado por el pinar y, en menor medida, por

*Juniperus*; se detecta *Cedrus* en la mitad inferior, que es sustituido por taxones locales de ribera y acuáticos. La fase concluye con un bosque de pino asociado al aumento de Chenopodiaceae.

La zona FU-P4 se define entre dos niveles estériles y con posterioridad a los 37000 años cal BP. Se trata de una etapa de paisaje abierto debido al retroceso del pinar, lo que favorece la expansión de *Juniperus*, Asteraceae, Poaceae, Chenopodiaceae, pero también el desarrollo de *Quercus* y de taxones acuáticos. Tras un nivel estéril, con anterioridad a los 19725 años cal BP, en FU-P3 se retorna a un paisaje de bosque debido inicialmente al desarrollo de *Pinus* y, posteriormente, de *Juniperus*; no se detectan taxones de ribera y sí los taxones locales como *Corylus*, *Quercus* t. caducifolio y en menor proporción los taxones termófilos. Hacia el techo se expande *Juniperus*, desaparece *Pinus* y el resto de los taxones arbóreos aparecen sólo puntualmente. Posteriormente, el descenso de *Juniperus* favorece la expansión de *Betula*, y más tarde la de *Olea*, *Pinus*, y *Quercus* tipo perennifolio, para nuevamente desarrollarse *Juniperus*. A ello se une la expansión progresiva de Ericaceae, el dominio de Poaceae en el grupo herbáceo y la expansión de Cyperaceae entre las acuáticas. Esta zona representaría unas condiciones más frescas frente a una mayor termicidad en gran parte de la zona; en su techo se detectan nuevamente síntomas de un enfriamiento asociados a un descenso de la lámina de agua que favorecería la expansión de Cyperaceae. El deterioro de las condiciones ambientales culmina con el desarrollo de una fase estéril, coincidente con las huellas de bioturbación, pudiendo deducir una situación de baja o nula lámina de agua, que podría traducirse en unas condiciones más secas.

En el intervalo 19725-18440 años cal BP (zona polínica FU-P2), el bosque presenta fuertes oscilaciones, dentro de un retroceso general de la cobertura arbórea, debido a la caída de *Juniperus*; *Pinus* se recupera, y se detectan presencias de taxones arbóreos tanto mediterráneos como de ribera; descienden los taxones acuáticos y aumentan las quenopodiáceas. Todo parece indicar un deterioro progresivo de las condiciones climáticas que llevan a la instalación gradual de un clima de carácter más frío y seco. Tras un hiato sedimentario, la secuencia evidencia cambios a partir



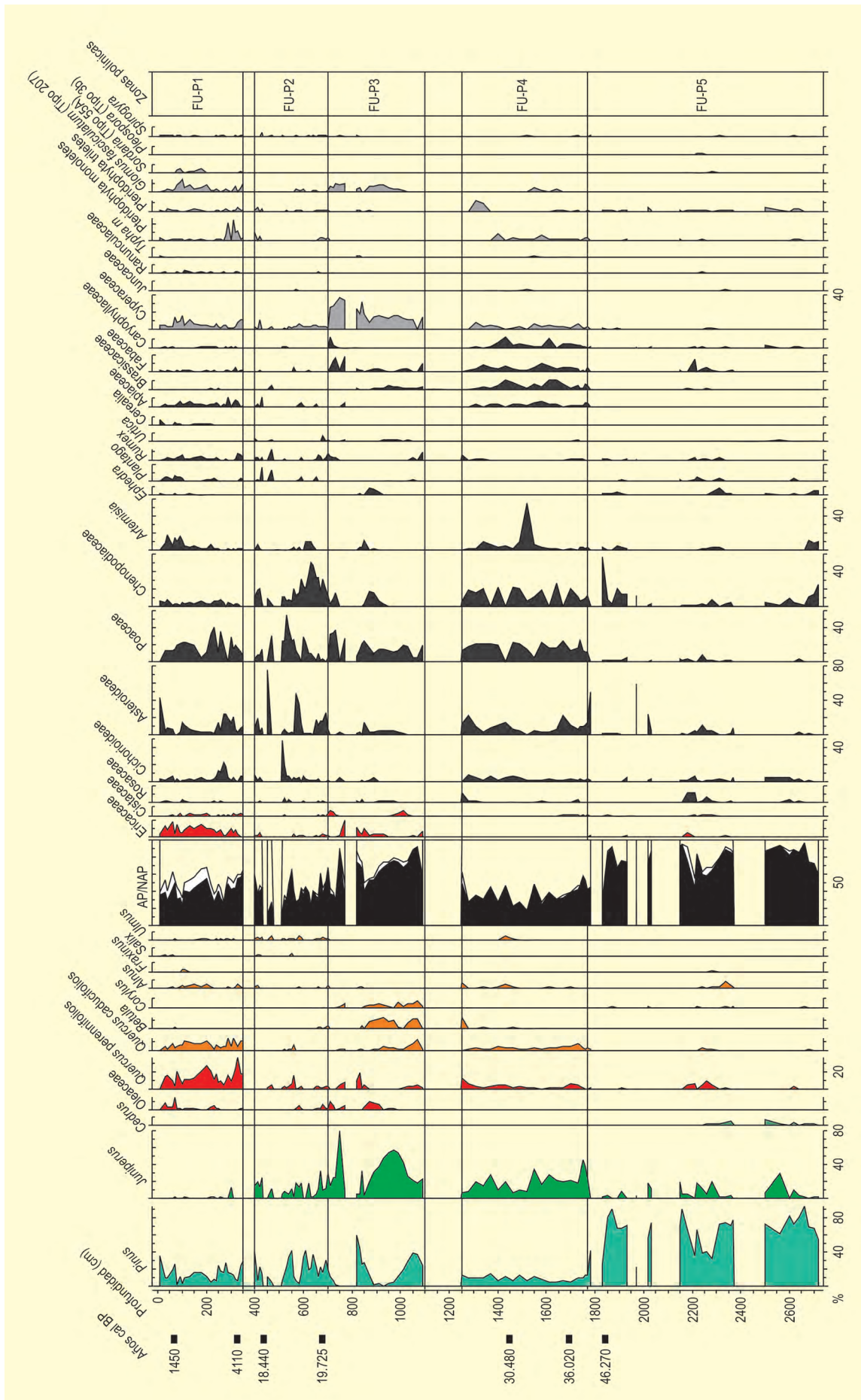


Figura 6. Diagrama polínico de la secuencia de Fuentillejo. Redibujado de Ruiz-Zapata et al. (2008b)

de los 4110 años cal BP; destaca la estabilización de la curva de *Pinus* y la escasa frecuencia de *Juniperus*, así como la expansión de *Quercus* tipo perennifolio y caducifolio y de *Olea*, la recuperación de los taxones de ribera y acuáticos y el incremento de Ericaceae. En el grupo herbáceo dominan las gramíneas, *Artemisia* y los taxones nitrófilos (*Plantago* y *Rumex*). La presencia de *Glomus* y *Sordaria* evidencia la acentuación de los procesos de deforestación y la presencia de ganado, lo cual, junto a *Cerealia*, podría interpretarse como resultado de la actividad antrópica sobre el territorio.

La evolución de la vegetación ha permitido reconocer las características climáticas de los estadios isotópicos MIS6, MIS5, el inicio de MIS4, así como el MIS3, que a grandes rasgos se ajustan a los patrones establecidos:

- MIS 6, en general es árido y cálido, con un bajo índice de diversidad vegetal. Hay una fase templada y húmeda en el intervalo 147 a 140 ka.

- MIS5, es el óptimo climático, cálido y húmedo y

con alto índice de diversidad. En su ciclicidad queda evidenciado MIS5e o Eemiense. Sin embargo, en conjunto, dicho óptimo, en la zona de estudio queda caracterizado por una menor abundancia del estrato arbóreo en este contexto del margen continental oeste de la cuenca mediterránea, donde las fluctuaciones no son tan extremas como en otras áreas de la región mediterránea y de Europa central.

- MIS4-MIS3, en líneas generales, constituido fundamentalmente por una masa forestal de *Pinus* que alterna con *Juniperus*, el cual va marcando los episodios más fríos, correlacionados por los autores con los eventos H-3, H-2 y H-1. La máxima degradación del paisaje vegetal culmina en la zona FU-P2, marcada por el dominio de Chenopodiaceae, que marcaría la fase más fría correspondiente al OIS 2.

#### Más información

Ruiz-Zapata *et al.* (2008b), Vegas *et al.* (2008, 2010)





# GABASA

Prepirineo oscense, Peralta de Calasanz, Huesca  
Pleistoceno superior (>50700-39000 años BP)

La cueva de los Moros de Gabasa (Huesca, 42° 00' N, 00° 25' E; 780 m s.n.m.) se localiza en el Prepirineo oscense y forma parte de una serie de cavidades, con restos prehistóricos de cronología

musteriense localizadas en un pequeño farallón calizo (Fig. 1). La cavidad consta de dos salas de dimensiones similares y relativamente reducidas, con unos 30 m<sup>2</sup> de media. La sala exterior es arqueológicamente estéril y



Figura 1. Farallón calizo en el que se sitúa la cueva de los Moros de Gabasa (Foto: Penélope González-Sampérez)



Figura 2. Coprolitos de hiena procedentes de la cueva de los Moros de Gabasa (Huesca) (Foto: Penélope González-Sampérez)

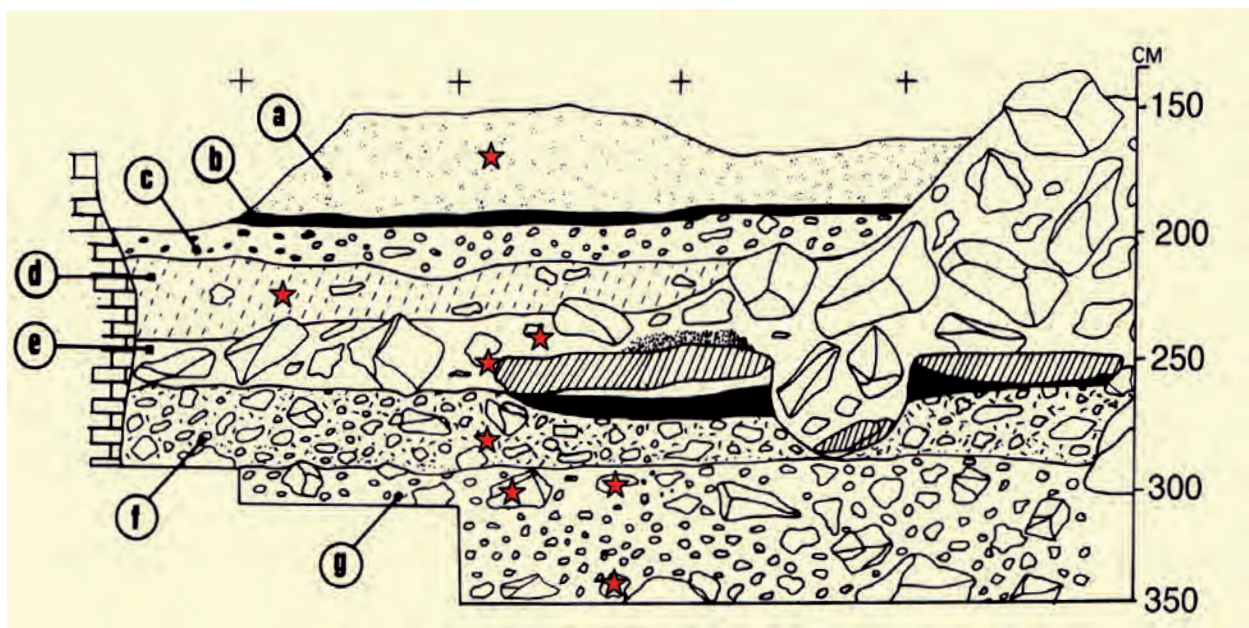


Figura 3. Estratigrafía de la cueva de los Moros de Gabasa y localización de los coprolitos estudiados (en rojo) a partir de Montes *et al.* (2000) y González-Sampérez *et al.* (2003)

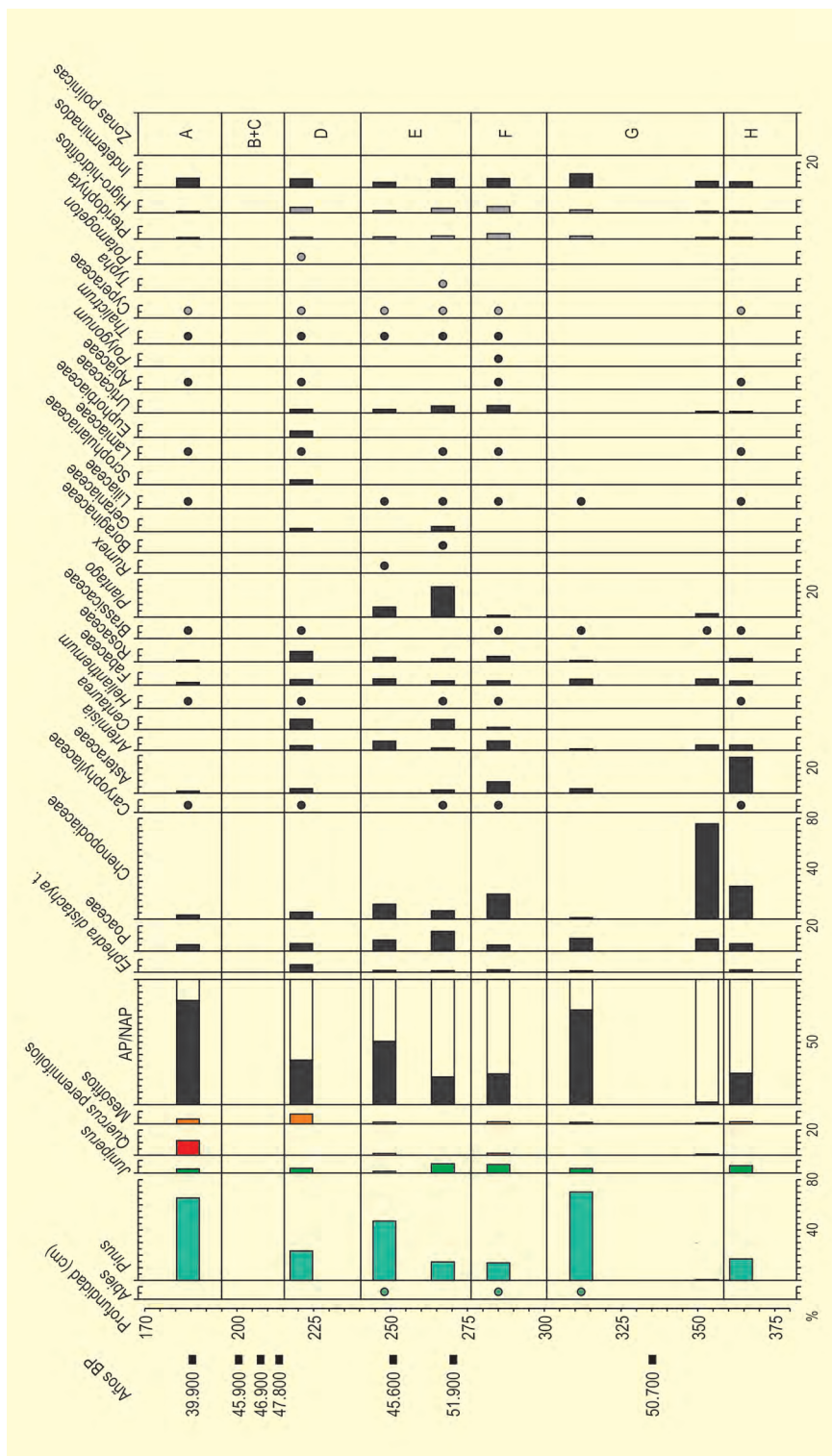


Figura 4. Histograma polínico de los coprolitos de hiena de la cueva de los Moros de Gabasa. Redibujado de González-Sampérez et al. (2003)

la interior posee una estratigrafía de ocho niveles (Fig. 3) que parecen corresponder a amplios periodos de ocupación intermitente pero continuada en el tiempo, por parte de una o distintas poblaciones de época musteriense (Montes et al. 2000).

El clima de la región es mediterráneo con influencia continental, registra 550 mm de precipitación media anual con máximos en primavera y otoño, y una temperatura media anual de 14°C. En la actualidad, la vegetación está formada por un denso bosque medite-



**Tabla 1.** Dataciones por radiocarbono de la cueva de los Moros de Gabasa a partir de Montes *et al.* (2000) y su identificación con coprolitos analizados para contenido de polen (González-Sampérez *et al.* 2003)

Nivel	Años BP	Muestra (Coprolito)
A	>39900	H.A.1.
B	>45900	No coprolito
C	>46900 & >47800	No coprolito
D	–	H.D.1.
E	>45600 & >51900	H.E.2., H.E.4.
F	–	H.F.4
G	>50700	H.G.4., H.G.8.

rráneo de *Quercus rotundifolia* con *Quercus faginea* en las umbrías; *Juniperus communis*, *J. sabina*, *Buxus sempervirens* y *Pistacia lentiscus* entre los arbustos, así como *Rosmarinus officinalis*. Se observan también ejemplares aislados de *Celtis australis*, destacando como especies de ribera *Populus nigra*, *P. alba*, *Salix alba* y *Ulmus campestris*, principalmente.

Tanto la cronología como la reconstrucción paleoambiental de la estratigrafía de la cueva de Gabasa han sido objeto de numerosos estudios de diversa índole (sedimentología, macrofauna, microfauna, palinología de los sedimentos, contenido polínico de los coprolitos de hiena, etc.), con cierta polémica dada la disparidad de interpretaciones (Hoyos *et al.* 1992, Blasco *et al.* 1996, Montes *et al.* 2000). Las dataciones radiocarbónicas resultan algo imprecisas (edad mínima), por situarse en el límite del sistema de detección del Carbono-14 (Tabla 1), lo que dificulta la correlación de los diferentes estudios. Por este motivo, y dado el elevado número de coprolitos de hiena (*Crocuta crocuta spelaea*) encontrados durante la excavación (un total de 54), se decidió realizar el análisis polínico de 8 de

ellos (González-Sampérez *et al.* 2003, González-Sampérez 2004), para poder determinar más claramente el paleoambiente asociado a cada momento de ocupación, evitando problemas de percolación asociados a estudios anteriores y determinados por la estratigrafía del depósito (Fig. 3).

La secuencia palinológica de los coprolitos (Fig. 4) muestra un mosaico vegetal que incluiría tanto estepas de *Chenopodiaceae*, *Cardueae*, *Poaceae* y *Artemisia* como bosques de pino (probablemente acompañado de algún *Juniperus*) y refugios de vegetación de especies mesófilas (*Betula*, *Corylus*, *Ulmus*, *Fagus*, ...) y/o submediterráneas (*Quercus t. ilex-coccifera* y *Quercus t. faginea*).

El espectro polínico del techo de la secuencia de la cueva de los Moros de Gabasa, datado en 39900 años BP, parece estar algo más alejado de las condiciones climáticas y paleoambientales del resto del registro (Fig. 4). Posee la mayor proporción arbóreo-arbustiva y a pesar de continuar el dominio del pino con más del 60% del total, destaca la proporción de *Quercus perennifolia*, que supera el 10%. En el nivel anterior (zona D) se observaba una proporción destacable de *Ephedra t. distachya*, de marcado carácter estépico e indicador de períodos glaciales.

En Gabasa, el aumento de *Quercus perennifolia* es lo suficientemente significativo, teniendo en cuenta que se trata de un medio mediterráneo pero de fuerte influencia continental, como para asociarse a una mejora climática que provocaría la expansión de ciertos taxones desde refugios regionales.

#### Más información

González-Sampérez *et al.* (2003), González-Sampérez (2004)



# GALLOCANTA

Sistema Ibérico, Zaragoza y Teruel  
Pleistoceno final – Holoceno (14296-793 años cal BP)

La Laguna de Gallocanta está situada en una depresión tectónica entre las provincias de Zaragoza y Teruel ( $40^{\circ} 57' 27''$  N,  $01^{\circ} 29' 22''$  O), a unos 995 m s.n.m. Su superficie media es de 1330 ha, teniendo en cuenta que ésta fluctúa según la variabilidad de las precipitaciones anuales. Se trata de una laguna hipersalina poco profunda (<2 m), que constituye una importante parada de aves migratorias europeas (Fig. 1).

El clima de la zona es de tipo mediterráneo semi-árido continental, con oscilaciones de temperatura muy acusadas (mínimas de  $-25^{\circ}\text{C}$ , máximas de  $30^{\circ}\text{C}$  y medias de  $14,8^{\circ}\text{C}$ ). La precipitación es de 488 mm anuales, aunque de distribución muy irregular y con ciclos de aridez-humedad de 12-15 años. La laguna se ali-

menta por la escorrentía de la cuenca a través de riachuelos y por sus propios "ojos" (fuentes).

La vegetación de las sierras cercanas está constituida por *Quercus humilis*, *Q. pyrenaica*, *Q. rotundifolia* y *Pinus*. Alrededor de la laguna no crecen bosques de ribera y sólo en algunos rincones encontramos macrófitos tales como *Salicornia ramosissima*, *Salsola kali*, *Frankenia reuterii* y *Scirpus maritimus*, destacando la gramínea protegida *Puccinellia pungens*. En años húmedos, amplias zonas de la superficie lagunar aparecen cubiertas por algas (*Chromulina*, *Nannochloris*, *Chara galoides*, *Lamprothamnium papulosum*, *Spirulina*, etc.) y por el macrófito halófilo *Ruppia*; mientras que alrededor de los dulcícolas "ojos" crecen *Phragmites communis*, *Typha*, *Potamogeton*, *Groenlandia*, *Zannichellia*, etc.



Figura 1. Vista parcial de la Laguna de Gallocanta (Foto: J. García Herráiz)



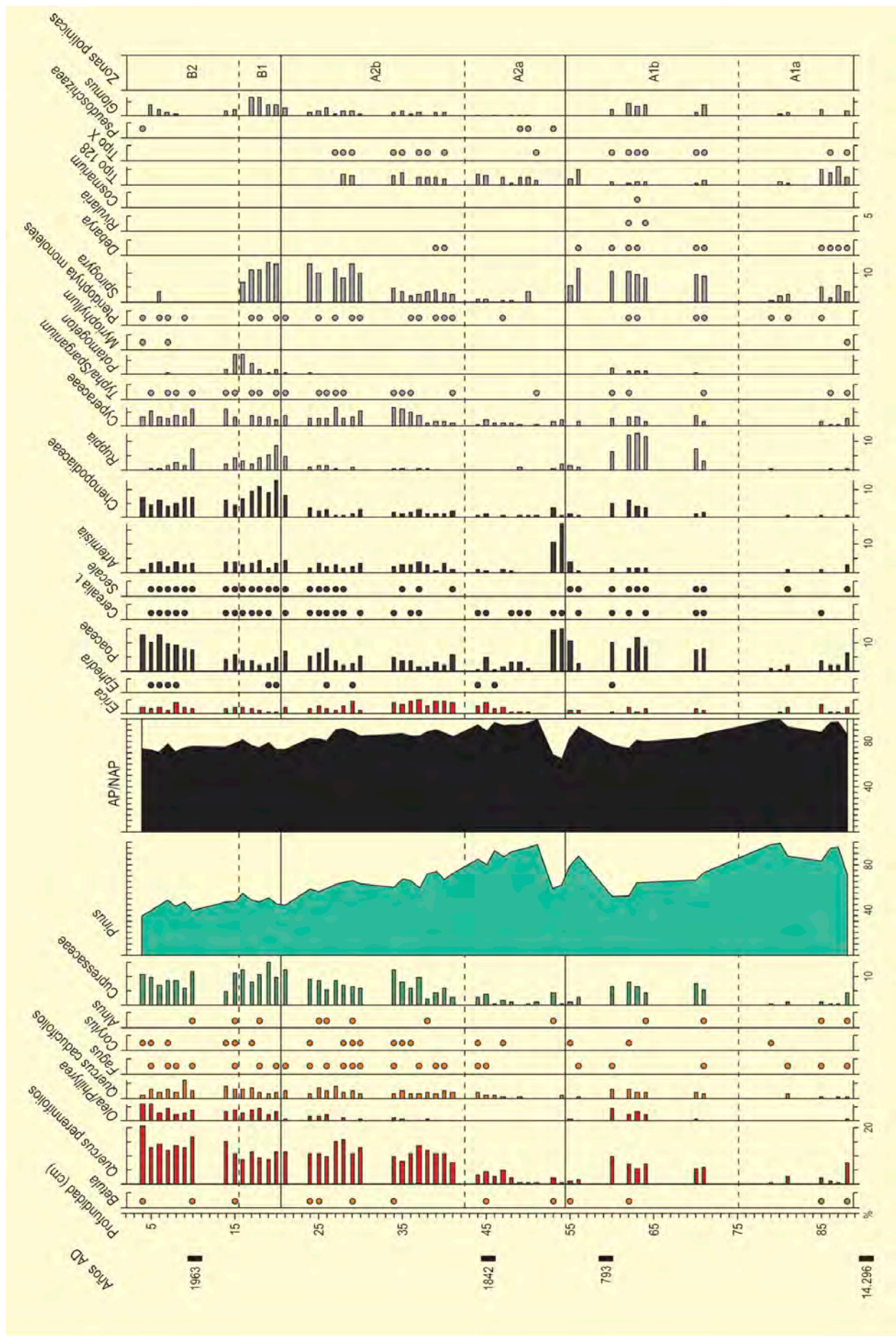


Figura 2. Diagrama polínico de la secuencia de Gallocanta. Redibujado de Burjachs et al. (1996)

**Tabla 1.** Dataciones efectuadas en el testigo de sedimentos extraído de la laguna de Gallocanta (Zaragoza) en 1992

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años AD/BP	Años cal. BP	Material	Método
Universidad de Uppsala	10	1963 AD	—	Sedimento	<sup>237</sup> Cs
Universidad de Sevilla	45	1842 AD	—	Sedimento	<sup>210</sup> Pb
Beta	58–60	840 ± 70 BP	793 ± 80	Residuo palinológico	<sup>14</sup> C AMS
Beta	93–95	12230 ± 70 BP	14296 ± 260	Residuo palinológico	<sup>14</sup> C AMS

El testigo de sedimentos fue extraído del fondo de la laguna mediante una sonda mecánica emplazada sobre una plataforma flotante. El muestreo para el análisis palinológico se realizó cada 1 cm. A partir de los resultados de las dataciones pensamos que esta laguna presenta una sedimentación desigual a lo largo del tiempo, incluso con hiatos sedimentarios.

Si atendemos a los valores de *Pinus*, este habría sido siempre el árbol dominante (Fig. 2), aunque sospechamos que está sobrerrepresentado tanto por su alta producción polínica y poder de dispersión, como por haberse sedimentado durante la época de lluvias primaverales, hecho que debió propiciar su conservación en contra de otros taxones.

Junto a los pinos, y básicamente en los últimos 1000 años, la vegetación arbórea estaba compuesta en los alrededores por Cupressaceae, *Quercus perennifolios*, *Olea/Phillyrea* y *Quercus caducifolios*, mientras que en las montañas regionales crecerían *Betula*, *Fagus*, *Corylus* y *Alnus*, si bien lo que debía predominar más eran matorrales a base de *Erica*, Cistaceae, *Pistacia*, *Rhamnus*, *Buxus* y *Ephedra*.

Entre la vegetación herbácea, predominaban gramíneas junto a otras hierbas ruderales (Asteraceae, *Plantago*, *Rumex*, etc.), que alternaban con campos de cultivos (tipo Cerealia, *Secale* y *Vitis*) y pastos. Cabe remarcar el descenso paulatino de la cobertura arbórea durante los últimos 150 años, sobre todo por parte de *Pinus*.

En cuanto a la dinámica paleolimnológica de Gallocanta (Fig. 2), se observan distintos ciclos sedimentarios, que entendemos son más resolutivos en la parte superior del diagrama, a partir del 1842 AD. Así, la fase más antigua registrada (zona A1a) corresponde a una fase con escasez de macrófitos y abundancia de algas (*Spirogyra*), así como de palinomorfos como el tipo 128. Después y entre varios hiatos polínicos, en la siguiente fase (A1b) ya aparecen los típicos macrófitos de Gallocanta (Chenopodiaceae y *Ruppia*), junto a esporas del hongo micorrizógeno *Glomus* y algas microscópicas (*Spirogyra* y *Debarya*) entre las que cabe destacar la presencia de *Cosmarium*. Cabe pensar en una fase de nivel alto de la laguna, relacionada con el Óptimo Climático Medieval, cuyo declive estaría marcado por aridez (*Artemisia*, base de A2a) con escasas precipitaciones y lluvias torrenciales concentradas (*Pseudoschizaea*).

Más tarde, entre los años 1850 y 1914 AD aproximadamente, se observa una fase semihúmeda (A2b) en la que dominan *Artemisia* y Cyperaceae, así como *Spirogyra* y el Tipo 128. La mayoría de palinomorfos no polínicos desaparecen en la parte superior de esta fase. El episodio entre 1928 y 1942 años AD (B1) indica un buen nivel de agua, con abundancia de halófitas, higrohidrófitas (*Potamogeton*) y *Spirogyra*. Finalmente, la última fase (B2) se caracteriza por *Potamogeton*, *Myriophyllum* y *Pseudoschizaea*.

#### Más información

Burjachs *et al.* (1996)





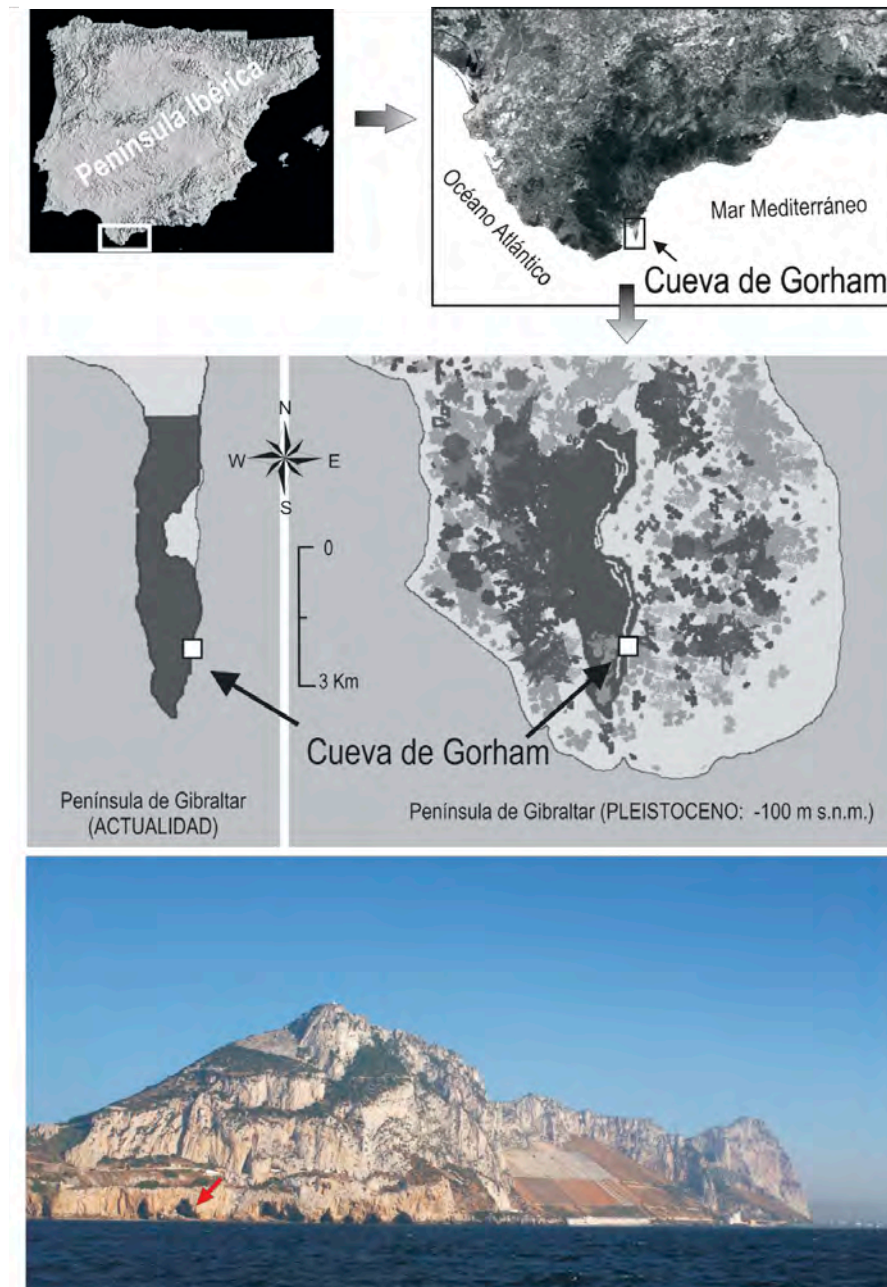
# GORHAM

Gibraltar

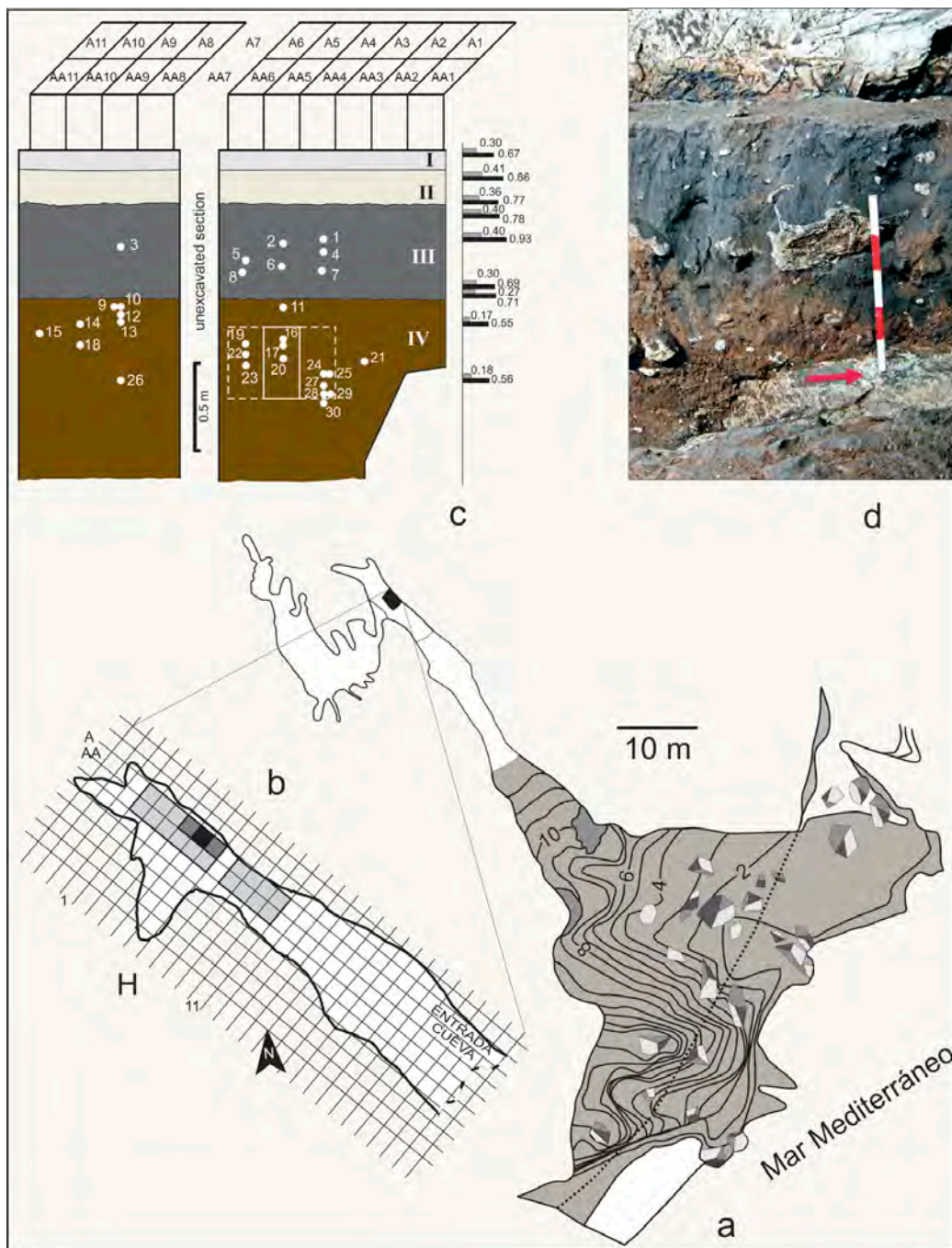
Pleistoceno superior – Pleistoceno final (>47410 años BP - 12840 años cal BP)

La cueva de Gorham es una de las cavidades que se sitúan en el nivel basal y suroriental de la Península de Gibraltar, al borde del nivel actual del

mar a  $36^{\circ} 07' 13''$  N y  $05^{\circ} 20' 31''$  O (Fig. 1). Las excavaciones, realizadas intensivamente desde 1997, cubren un área de unos 29 m<sup>2</sup> y han producido una estratigrafía



**Figura 1.** Localización de la cueva de Gorham en Gibraltar, en el sur de la Península Ibérica. Reconstrucción de la Península de Gibraltar durante el Último Máximo Glacial cuando el nivel del mar estaba a 100 m por debajo del nivel actual. Redibujado de Carrión *et al.* (2008)



**Figura 2.** Plano general de la cueva de Gorham (a). Área excavada en la zona más profunda de la cueva (b). Estratigrafía de la excavación mostrando los puntos en los que se han hecho dataciones y la cuadrícula con sus 131 m<sup>2</sup> excavados (c). Fotografía que muestra la sección AA2-AA3, y los niveles IV (marrón, abajo) y III (gris, arriba); la flecha roja indica el norte (d). Redibujado de Finlayson *et al.* (2006)

en cuatro niveles (Finlayson *et al.* 1999, 2000, 2006) (Fig. 2). Los niveles I y II corresponden al Holoceno, con prevalencia de materiales fenicios. El nivel III corresponde al Paleolítico superior y el nivel IV al Musteriense. La cronología absoluta basada en radiocarbono AMS fue desarrollada sobre fragmentos de carbón (Tabla 1). El nivel IV está datado entre 32560 y 23780 años BP, aunque hay tres fechas basales más antiguas

de 44090 años BP. El nivel III está datado entre 12640 y 10880 años BP para el horizonte magdaleniense y entre 18440 y 16420 años BP para el horizonte solutrense.

Los estudios paleobotánicos en Gorham incluyen análisis antracológicos y palinológicos (Carrion *et al.* 2008). La secuencia antracológica para el nivel IV (Musteriense) está dominada por *Pinus pinea-pinaster* (Figs. 8, 9 y 10),





Figura 3. Diagrama antracológico de la Cueva de Gorham. Redibujado de Carrión et al. (2008)

con una pequeña contribución de *Pinus nigra-sylvestris*, *Juniperus*, Fabaceae, Cistaceae, *Olea* y *Erica* (Fig. 3). El nivel III (Paleolítico superior) tiene predominio de estróbilos y madera quemada de *Pinus pinea-pinaster*, acompañados por *Juniperus*, *Quercus*, *Arbutus unedo*, *Fraxinus*, Fabaceae, Cistaceae y *Pistacia lentiscus*.

La palinología de sedimentos (Fig. 5) ofrece para el nivel IV altas frecuencias de *Juniperus*, *Pinus*, Ericaceae, Poaceae, Asteraceae, Cistaceae y, en menor medida, *Ilex aquifolium*, *Artemisia* y Chenopodiaceae. Entre los componentes de AP destacan *Olea*, *Pistacia*, *Betula*, *Corylus*, *Fraxinus*, *Quercus* y *Salix*. El nivel III incluye algo más de polen de pino y gramíneas, menos de *Juniperus*

Tabla 1. Fechas de los niveles estratigráficos de la Cueva de Gorham (Gibraltar). Finlayson *et al.* (2006)

Ref. Lab.	Años BP (2σ)	Años cal. BP	Método
<b>Horizonte magdalenense (nivel III)</b>			
Beta-185343	10880 ± 80	12840	AMS
Beta-181895	12460 ± 100	14790	AMS
Beta-184047	12640 ± 100	15120	AMS
<b>Horizonte solutrense (nivel III)</b>			
Beta-181893	16420 ± 120	19700	AMS
Beta-184042	18440 ± 160	22120	AMS
<b>Horizonte tardío musteriense (nivel IV)</b>			
Beta-185345	23780 ± 540	28740	AMS
Beta-196775	24010 ± 320	28920	AMS
Beta-196773	26400 ± 440	31160	AMS
Beta-185346	27280 ± 420	31980	AMS
Beta-196770	28170 ± 480	32710	AMS
Beta-196791	28570 ± 480	33050	AMS
Beta-184048	29210 ± 380	33610	AMS
Beta-184049	29240 ± 380	33630	AMS
Beta-196792	30310 ± 620	34540	AMS
Beta-196776	30560 ± 720	34770	AMS
Beta-184045	31110 ± 460	35130	AMS
Beta-196768	31290 ± 680	35370	AMS
Beta-196772	31780 ± 720	36220	AMS
Beta-196769	31850 ± 760	36320	AMS
Beta-196771	32560 ± 780	37000	AMS
<b>Horizonte basal musteriense (nivel IV)</b>			
Beta-184044	44090 ± 2200	—	AMS
Beta-181894	46540 ± 3600	—	AMS
Beta-184040	>47410	—	AMS

y máximos de ericáceas. Por lo demás, se constata una diversidad polínica que incluye, entre otros, *Asphodelus*, *Olea*, *Lamiaceae*, *Salix*, *Quercus*, *Abies*, *Acer*, *Alnus*, *Betula*, *Cedrus*, *Corylus*, *Fraxinus*, *Ilex*, *Juglans*, *Populus*, *Quercus*, *Hedera*, *Thymelaeaceae*, *Ephedra*, *Lonicera*, *Phillyrea* y *Viburnum*.

La palinología de coprolitos sitúa los resultados en el contexto de un paisaje en mosaico y complementa los datos anteriores (Figs. 6, 7 y 8). Los tipos dominantes de los espectros polínicos son *Pinus*, *Poaceae*, *Quercus* y *Juniperus*. Otros taxones que alcanzan eventualmente porcentajes importantes son *Artemisia* (Figs. 6 y 7) (Goc-18, Goc-6, GORc-3), *Cyperaceae* (Fig. 7) (Goc-4), *Cistaceae* (Figs. 6 y 7) (GORc-8), *Plantago* (Fig. 7) (GORc-7), *Ericaceae* (Figs. 6 y 7) (Goc-11) y *Asteraceae* (Fig. 6) (GORc-6). Aparte de los anteriores, hay que mencionar la presencia de *Taxus*, *Pinus pinaster*, *Corylus*, *Alnus*, *Betula*, *Castanea*,

*Ulmus*, *Fraxinus*, *Acer*, *Salix*, *Arbutus*, *Olea*, *Phillyrea*, *Buxus*, *Viburnum*, *Rhamnus*, *Maytenus*, *Myrtus*, *Calicotome*, *Genisteae*, *Asphodelus*, entre otros.

Integrando estas tres fuentes de información paleobotánica y teniendo en cuenta que: (a) el carbón arqueológico permite sobre todo reconstruir la composición del componente leñoso, (b) el polen del relleno sedimentario muestra la composición y abundancia de la vegetación local, y (c) el polen de coprolitos representa la vegetación regional, se puede deducir que la vegetación del Musteriense en la península gibraltareña estuvo caracterizada por bosquetes de pinos con gramíneas en el estrato basal, así como un buen número de plantas leñosas adicionales que pudieron formar bosques en determinados enclaves. A nivel regional, la diversidad de tipos de vegetación fue considerable, incluyendo bosques de quercíneas y pinos, bosques mixtos, sabanas, bosques riparios, matorrales



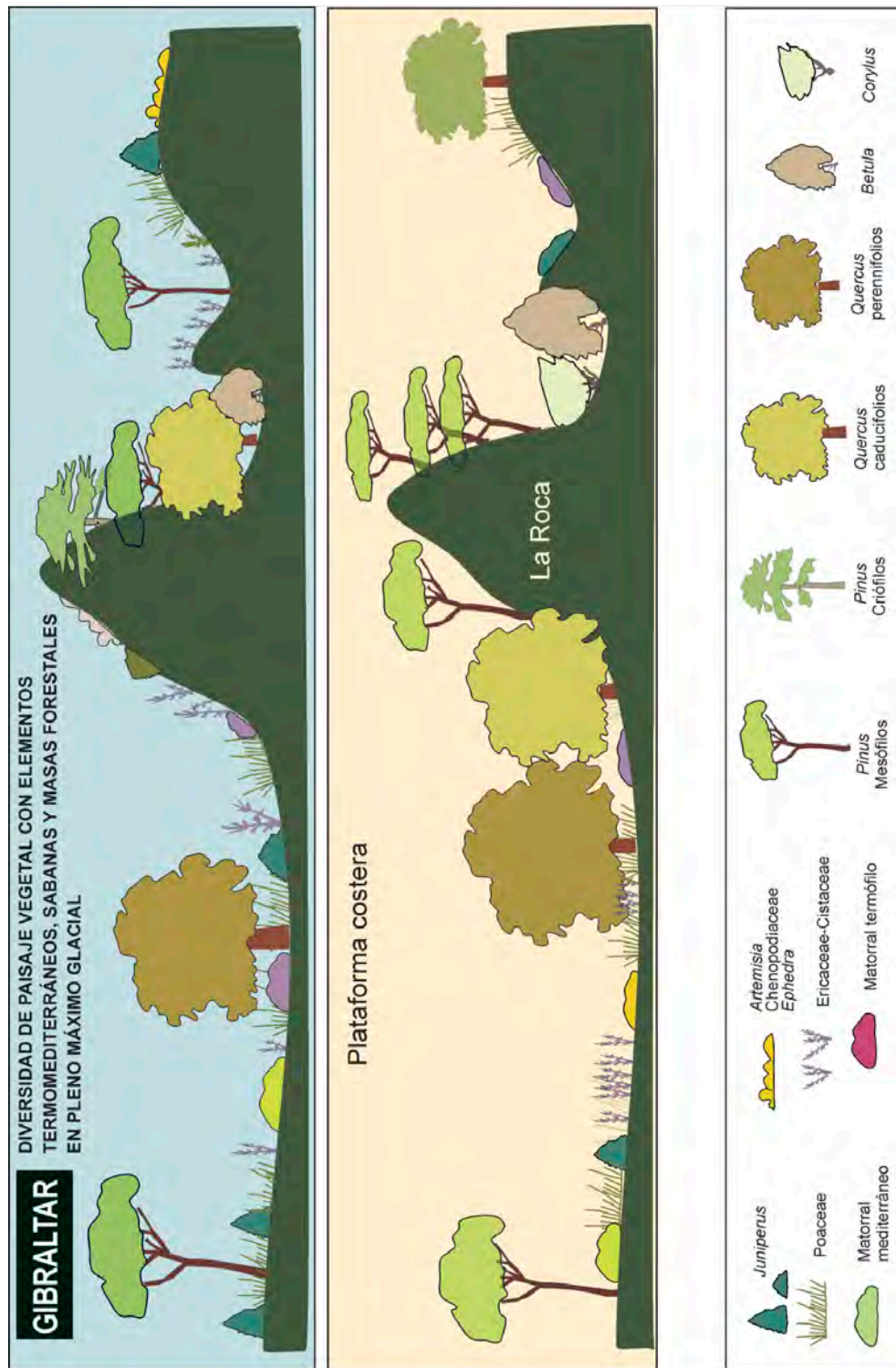


Figura 4. Representación de la vegetación en la zona de Gibraltar durante el Último Máximo Glacial y período interglacial, a partir de datos procedentes del análisis polínico de sedimentos y coprolitos, así como de muestras de carbón vegetal. Modificado de Finlayson & Carrion (2007)

heliofíticos y chaparrales con muchos caméfitos y hemicroptófitos, praderas y áreas de vegetación esteparia, halofítica y litoral (Fig. 4). Las sabanas pueden haber sido importantes a lo largo de las plataformas costeras.

Estas incluirían en el estrato arbóreo especies como *Pinus pinea*, *Juniperus phoenicea*, *Q. ilex-rotundifolia*, *Q. coccifera*, *Q. suber*, *Erica arborea*, *Arbutus unedo* y *Pistacia terebinthus*.

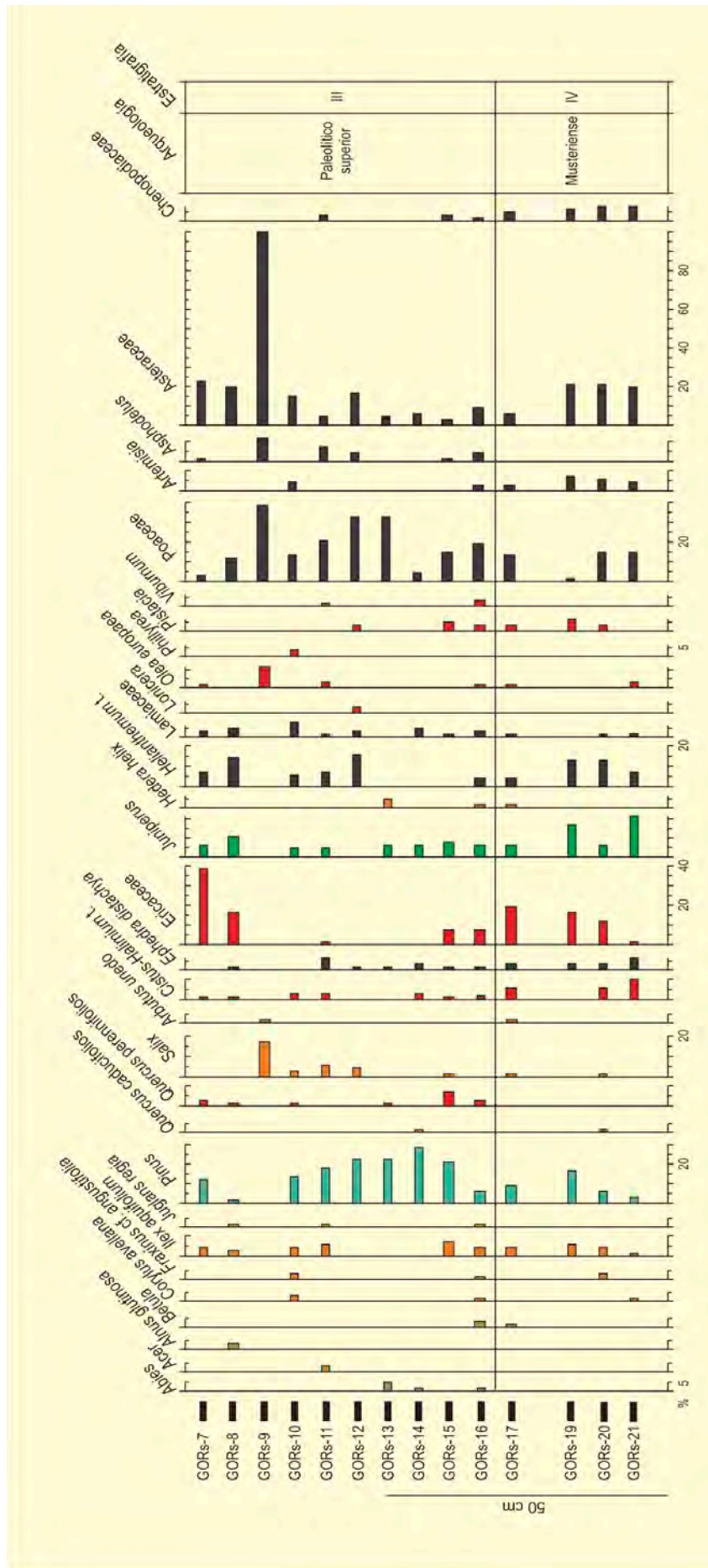


Figura 5. Diagrama polínico de la sección litoestratigráfica de la Cueva de Gorham. Redibujado de Carrión *et al.* (2008)





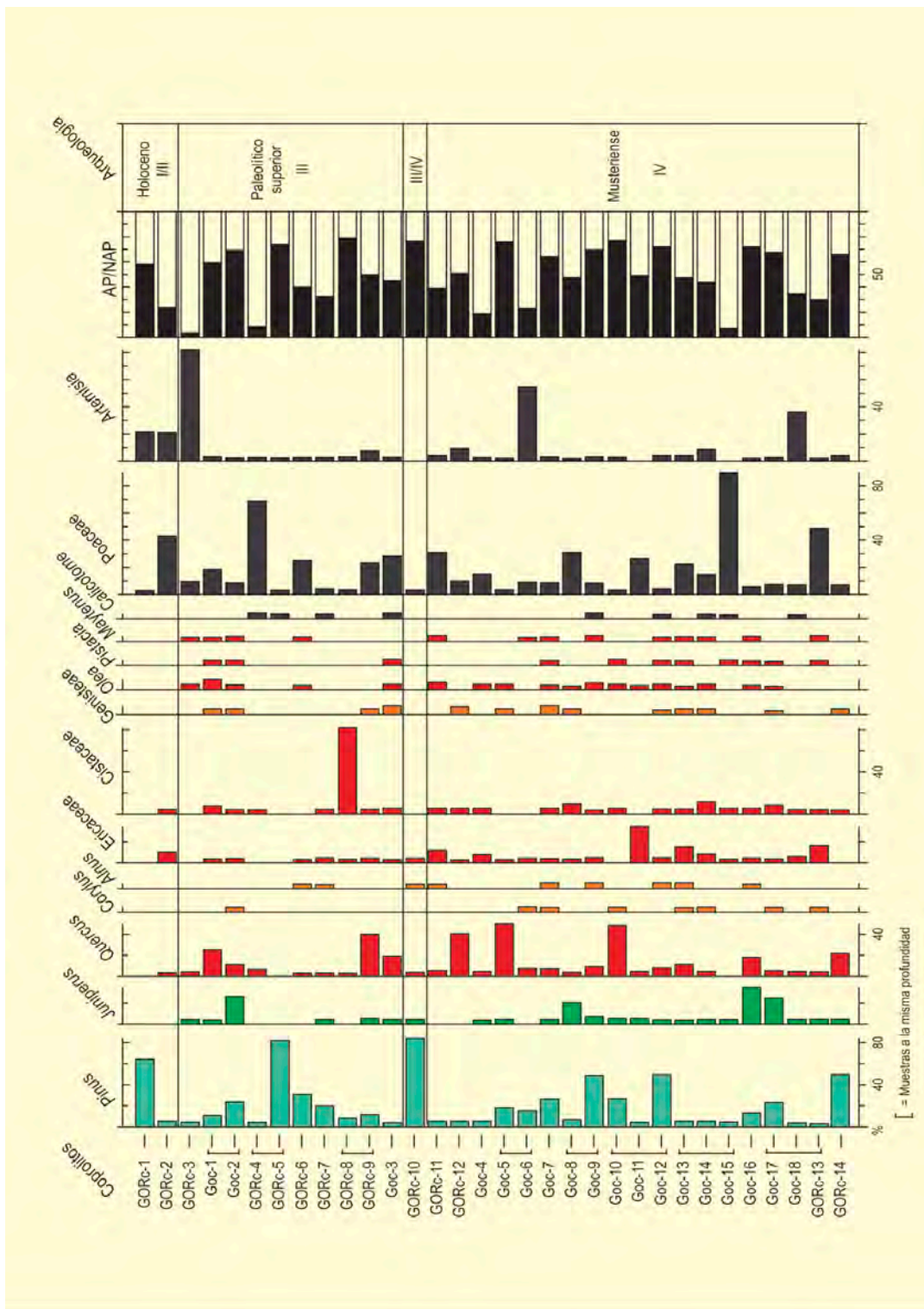
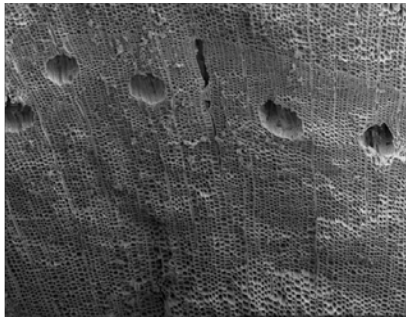


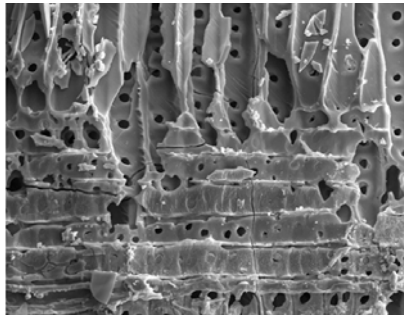
Figura 7. Diagrama polínico sintético a partir de coprolitos de la Cueva de Gorham. Redibujado de Carrión et al. (2008)

Durante el período coetáneo del Paleolítico superior de Gorham la vegetación no cambió mucho, aunque hay una tendencia general a la apertura del paisaje forestal, pero manteniendo altos niveles de fitodiversidad. Cabe resaltar la supervivencia de taxones como *Maytenus*, *Myrtus* y *Cal-*

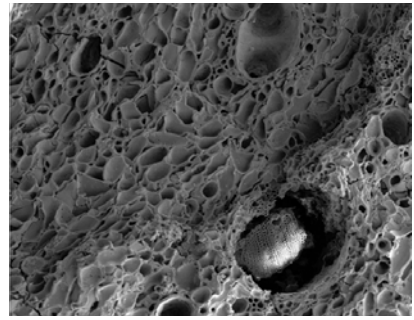
*cotome*, típicos del matorral xerotérmico costero (Fig. 6). En su conjunto, los estudios paleobotánicos en Gorham sugieren el papel del extremo sur peninsular como refugio glacial de caducifolios, bosque mediterráneo y formaciones xeroesclerófilas y termófilas con iberoafricanismos.



**Figura 8.** Imagen a MEB de la sección transversal de carbón de *Pinus pinea* de la Cueva de Gorham (nivel IV) mostrando la distribución de los canales resiníferos (Foto: Ethel Allué)



**Figura 9.** Imagen a MEB de la sección radial de carbón de *Pinus pinea* del nivel IV mostrando los cruces entre los pozos pinoides-paredes delgadas y lisas de traqueadas radiales (Foto: Ethel Allué)



**Figura 10.** Imagen a MEB en la que se observa la estructura celular de un fragmento de piña de *Pinus* sp. del nivel IV de la cueva de Gorham (Foto: Ethel Allué)

#### Más información

Finlayson *et al.* (1999, 2006, 2008), Finlayson & Carrión (2007), Bailey *et al.* (2008), Carrión *et al.* (2008)





# HOYOS DE IREGUA

Sierra de La Cebollera, Villoslada de Cameros, La Rioja  
Pleistoceno final – Holoceno (16856 – <5802 años cal BP)

El registro de Hoyos de Iregua, localizado en la provincia de La Rioja (42° 01' 26" N, 02° 45' 00" O; 1780 m s.n.m.) (Fig. 1), es un depósito de turba de origen glaciar ubicado en la Sierra de la Cebollera, en el sector noroccidental del Sistema Ibérico. Esta turbera se emplaza en el piso oromediterráneo en un área en donde las formaciones arbustivas de arándanos (*Vaccinium myrtillus*) con enebros rastreros (*Juniperus communis* subsp. *nana*) son importantes y en donde pueden encontrarse de manera más o menos habitual pinos, tanto *Pinus sylvestris* como *P. uncinata*. A altitudes menores, en los pisos supra y mesomediterráneo, conviven otras formaciones arbóreas, algunas en buen estado de conservación, como los pinares, ha-

yedos (*Fagus sylvatica*) y melojares (*Quercus pyrenaica*), mientras que otras se encuentran más degradadas, como es el caso de los quejigares (*Quercus faginea*) y carrascales (*Quercus ilex*).

El estudio palinológico de esta secuencia ha sido realizado por Gil-García *et al.* (2002), quienes extrajeron un testigo de 400 cm, en el que efectuaron tres dataciones radiocarbónicas (Tabla 135). La fecha basal del depósito se sitúa en torno a 16800 años cal BP. El registro polínico se divide en siete zonas polínicas, de las cuales las tres primeras se corresponderían con el final del Pleistoceno, mientras que el resto se ubicarían en el Holoceno (Fig. 2).



Figura 1. Hoyos de Iregua, La Rioja (Foto: A. Mediavilla Barral)

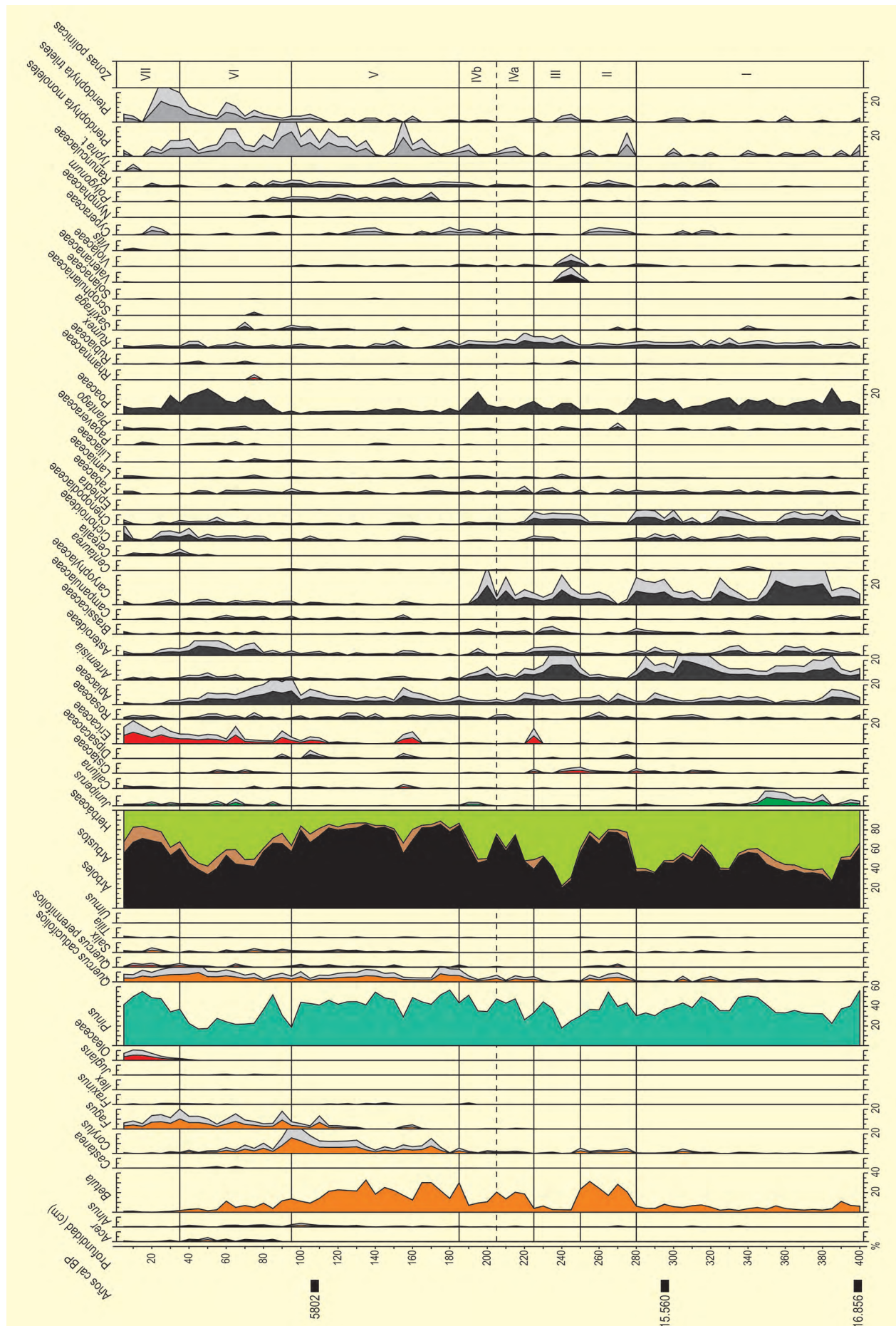


Figura 2. Diagrama polínico de Hoyos de Iregua. Redibujado de Gil-García et al (2002)



**Tabla 1.** Dataciones radicarbónicas de Hoyos de Iregua. Gil-García *et al.* (2002)

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP (Intervalos)	Años cal. BP	Método
Beta-76860	100-105	5060 ± 90	5606-5987	5802	Convencional
Beta-83915	285-190	12970 ± 70	15096-16279	15560	AMS
Beta-76861	395-400	13730 ± 60	16687-17037	16856	AMS

La zona polínica I (16856-15560 años cal BP) está caracterizada por representar un paisaje abierto en el que los taxones herbáceos tales como Poaceae, Caryophyllaceae, *Artemisia* y Chenopodiaceae serían los elementos dominantes de la cubierta vegetal. Aun así, pese a la escasa presencia de taxones de carácter arbóreo, los porcentajes de *Pinus* son importantes (cercaos al 40%). Las autoras relacionan esta zona con el evento frío conocido como Dryas antiguo.

En la zona polínica II (280-250 cm, c. 15560-13000 años cal BP), correspondiente con el Interestadio Tardiglacial, se observa la disminución en importancia del elemento herbáceo, los altos valores que alcanzan *Pinus* y *Betula*, y la presencia con mayores porcentajes de ciertos tipos arbóreos de características mesotermófilas como *Quercus caducifolia*, *Corylus* y *Quercus perennifolia*. En cambio, en la zona III (250-225 cm, c. 13000-11600 años cal BP) se reduce la importancia de los taxones arbóreos comentados para la zona II y se recuperan valores bajos cercanos a los descritos para el Dryas antiguo, además de expandirse la vegetación herbácea de ecología estépica como *Artemisia* y Chenopodiaceae/Amaranthaceae. Esta última fase del Pleistoceno se correspondería con el Dryas reciente.

Lo interesante de estas tres zonas polínicas de cronología pleistocénica es, primero, que en ellas se puede constatar la presencia importante de *Pinus* como configurador del paisaje durante esta época y, segundo, que se detecta la presencia de taxones mesotermófilos, por lo que esta zona montañosa del Sistema Ibérico debió de actuar como zona de refugio para quercíneas, avellanos, abedules, etc.

Las zonas polínicas IV-VII se ubican dentro del Holoceno, correspondiente a los últimos once mil años. En esta cronología se observa una rápida proliferación del componente arbóreo, que sigue estando dominado por

*Pinus*. Durante el Holoceno inicial se observa la expansión de mesófilos como el abedul y el roble; en cambio, durante el Holoceno medio se observa la expansión del avellano y el comienzo de la proliferación de *Fagus*, durante el óptimo climático, que culminará en el Holoceno final. De hecho, desde el último tercio del registro post-glacial se observa (zonas VI y VII) la señal del inicio del impacto de las actividades antrópicas. Este impacto queda patente con la disminución de la presencia de la mayor parte de los taxones arbóreos (incluso de *Pinus*) que formaban las masas forestales, a excepción de *Fagus*, con el aumento de taxones herbáceos relacionados con actividades antrópicas y creación de pastos, con el aumento del componente arbustivo y, por último, con la aparición de cultivos en la zona como los de cereal, olivo y vid.

Para finalizar, dos hechos significativos son las dinámicas de *Pinus* y *Fagus*. Primero, tras la deforestación que sufrió el pinar en la zona en consonancia con la regresión arbórea detectada para casi todos los taxones arbóreos durante el último tramo del Holoceno, al final del diagrama se observa el incremento de sus porcentajes; este aumento estaría relacionado con las repoblaciones forestales con pinos realizadas en la zona, aunque este hecho no debería de enmascarar el carácter autóctono del pinar en la zona desde hace más de 16000 años. Segundo, la expansión del hayedo aún produciéndose la regresión del resto de las masas forestales. López-Merino *et al.* (2008) han estudiado esta característica en el Sistema Ibérico septentrional demostrando que la expansión del haya se produjo a partir de poblaciones autóctonas, pero que ésta ha estado favorecida por las actividades antrópicas que, aunque nefastas para otras especies arbóreas, han sido apropiadas para el establecimiento reciente de los hayedos de la zona.

#### Más información

Gil-García *et al.* (2002)





# JM17 JARAMA-MANZANARES

Madrid

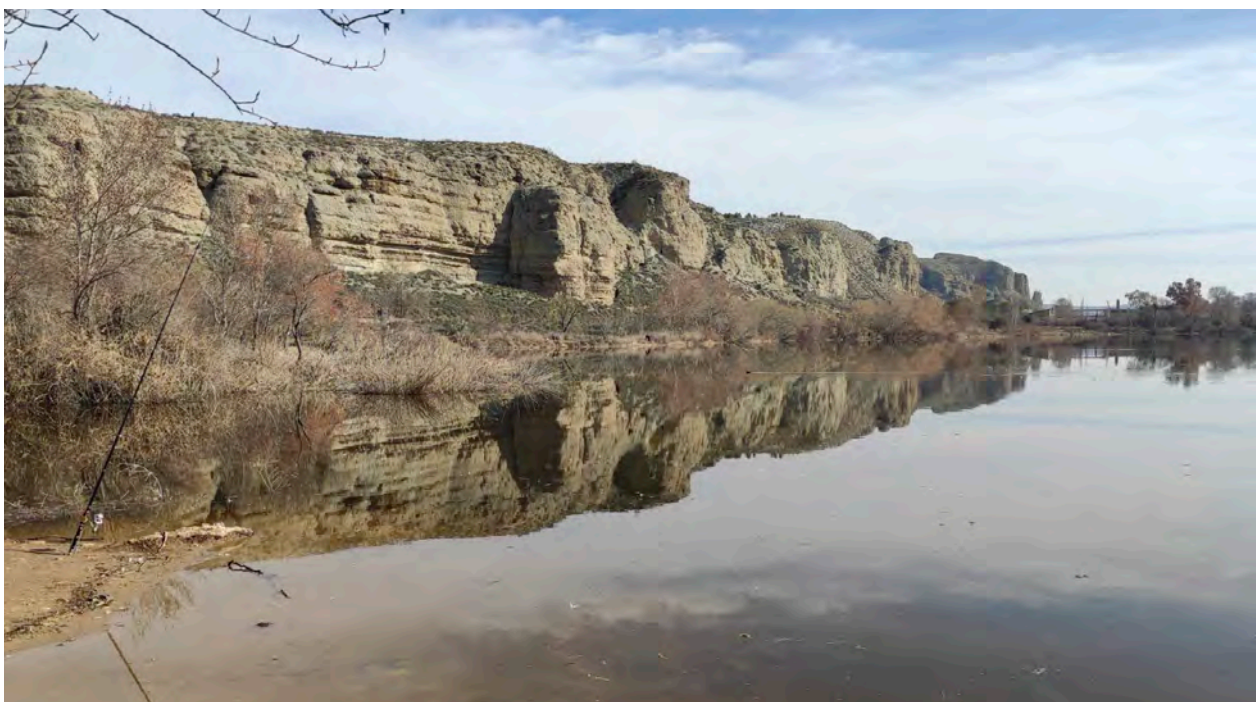
Pleistoceno medio – Holoceno (MIS 11-1)

Las ocho secuencias de polen seleccionadas se obtuvieron de yacimientos arqueológicos identificados en depósitos fluviales en la zona donde confluyen los ríos Manzanares y Jarama (Fig. 1). En esta área, los valles fluviales desarrollados por esos ríos son disimétricos y muestran varias terrazas de geometría y espesor variables. El subsuelo consiste en yesos margosos terciarios evaporíticos, que cuando se disolvieron dieron lugar al apilamiento y superposición de varias terrazas, denominado Complejo Terraza de Butarque ( $48^{\circ} 18' 13''$  N,  $3^{\circ} 37' 26''$  O) (en adelante CTB), en el valle del río Manzanares, y al Complejo Terraza de Arganda ( $40^{\circ} 19' 52''$  N,  $3^{\circ} 27' 26''$  O) (en adelante CTA), en el valle del río Jarama.

CTB probablemente está formado por terrazas de entre 25-30 a 18-20 m, superpuestas entre sí, dominando los depósitos de llanuras aluviales. Estos consis-

ten en barras de arena que se alternan con depósitos de lodo asociados con una llanura aluvial. Cuatro unidades litoestratigráficas se han identificado en el CTA: Arganda I, II, III y IV. Las tres primeras unidades podrían estar relacionadas respectivamente a terrazas 30-32 m, 23-24m y 18-20m, mientras que la última corresponde a depósitos laterales al río Jarama. Se han identificado macrovertebrados en las barras de arena; macro y micromamíferos, moluscos, peces, anfibios, reptiles y aves en la inundación facies llana, donde el polen está bien conservado (Manzano *et al.* 2010, Ruiz Zapata *et al.* 2017).

La datación numérica (Panera *et al.* 2011) es consistente con los datos bioestratigráficos publicados (Sesé & Sevilla 1996, Sesé & Soto 2000). Ambos proporcionan un marco cronológico sólido para los yacimientos de los valles de los ríos Manzanares y Jarama entre la segunda



**Figura 1.** Cantiles de yesos en las inmediaciones de Rivas-Vaciamadrid, próximo a la desembocadura del Manzanares en el Jarama, bosque de ribera (Foto: Susana Rubio Jara)

mitad del Pleistoceno medio y el primer tercio del superior. Con base en estos datos y con la finalidad de establecer la estructura y evolución del paisaje vegetal, la llamada secuencia de polen JM-17 se ha producido uniendo las secuencias parciales obtenidas de los yacimientos arqueológicos identificados en CTA y CTB. Los siguientes yacimientos están asociados con CTB: ETB (Estanque de Tormentas de Butarque), ECUL (Estación en Depuradora de Aguas Residuales de la Cuenca Baja del Arroyo Culebro), ESTRG (Estragales) y PRERS (PRERESA) (Fig. 1). La etapa evolutiva de *Microtus brecciensis* en el yacimiento Ho2 de ETB, data esta unidad al Pleistoceno medio, posterior a Valdocarros. ECUL está fechado entre  $133 \pm 28$  y  $105 \pm 10$  ka BP, por AAR, a partir de una muestra de molar de *Equus*. ESTRG tiene dataciones obtenidas por luminiscencia, un TL de  $107+39-22$  ka BP y otro OSL de  $122,1 \pm 11,1$  ka BP. Por último, en CTB, el sitio PRERS (PRERESA) proporciona por OSL una fecha de  $84,1 \pm 5,6$  ka BP, que es consistente con la presencia de *Microtus cabreræ*, aunque los datos recientemente publicados de ESR sugieren que podría ser más antigua (Gil-García *et al.* 2019).

Las ocho secuencias analizadas, excepto las de PRERS (CTB), son ricas en polen bien conservado y muestran valores más razonables en diversidad taxonómica. En la secuencia JM-17, se han identificado un total de 44 taxones, de los cuales 12 son arbóreos y 29 herbáceos, junto a 8 elementos acuáticos, así como esporas. La relación AP-NAP determina una clara superioridad del componente arbóreo, debido al desarrollo de los pinares y, en menor medida, de Cupressaceae; además, la presencia de un bosque local poco desarrollado y constituido por taxones mediterráneos (*Quercus perennifolia* y Oleaceae), mesófilos (*Betula*, *Castanea*, *Corylus* y *Quercus caducifolia*), así como un bosque de ribera (*Alnus*, *Salix* y *Ulmus*). La continua presencia de varios tipos de matorrales (Ericaceae, Rosaceae y Cistaceae) se puede observar en todas las secuencias. El conjunto herbáceo llega a ser ocasionalmente dominante en parte de algunas secuencias o en el conjunto, como en ESTRG, aunque en general se muestra una composición similar, definida por la superioridad de Asteraceae, Poaceae y Amaranthaceae. El desarrollo de Poaceae es notable en ESTRG, así como en ETB. Más específicamente, la presencia de *Artemisia*, *Plantago* y *Rumex*, junto con un relativo variado conjunto de taxones más ubiquistas. Dos grandes grupos de plantas her-

báceas se han definido sobre la base de los taxones predominantes: xerófitos (Asteraceae y Poaceae), y esteparios (*Artemisia*, Amaranthaceae y *Ephedra*), cuyo desarrollo responde a una mayor o menor disponibilidad de agua.

El sustrato geológico está dominado por materiales evaporíticos terciarios, que proporciona condiciones óptimas al agua y al entorno para el desarrollo de plantas gipsófilas. Esto podría explicar los bajos niveles de diversidad detectados en el análisis de polen. Taxones acuáticos (Cyperaceae, *Epilobium*, Juncaceae, *Myriophyllum*, Nymphaeaceae, Ranunculaceae y *Typha*), se registran en casi todas las secuencias, aunque en porcentajes bajos, lo que sugiere la presencia de áreas sujetas a acumulación de agua asociada con ambientes de llanura aluvial. Dichos taxones acuáticos, están ausentes en la secuencia de VALC, probablemente al hecho de que los depósitos analizados fueron el resultado de la sedimentación de un meandro abandonado. Sin embargo, en el caso de la secuencia PRERS, esta falta de taxones acuáticos podría sugerir cierta escasez en la disponibilidad de agua líquida, como indica la baja diversidad del paisaje vegetal del contenido de polen (Fig. 2).

La baja representación del conjunto herbáceo nitrófilo (*Plantago*, Rubiaceae, *Rumex*, *Urtica* y Polygonaceae) es digna de mención, teniendo en cuenta que la paleontología de las secuencias revela la presencia y la naturaleza de los elementos responsables de aportar nitrógeno al suelo. Por último, cabe destacar el desigual desarrollo, tanto cuantitativo como cualitativo, de plantas herbáceas ubiquistas, virtualmente ausentes en las secuencias PRERS y HAT, ya que su diversidad podría apuntar al establecimiento de condiciones adversas.

Evaluando la secuencia en su conjunto, el desarrollo del bosque de pino y su cambio a Cupressaceae es notable, así como su mayor representación en las secuencias MQ-Ar1, MQ-Ar1b y HAT. Los porcentajes más bajos se muestran en las secuencias ECUL, ESTRAG y PRERS, mientras que en VALC y ETB, las Cupressaceae están prácticamente ausentes. El desarrollo del bosque local mesófilo, se puede ver en las secuencias MQ-Ar1, MQ-Ar1b, VALC, ETB y ESTRG, mientras que está ausente en ECUL, PRERS y HAT. Por el contrario, el bosque mediterráneo se vuelve especialmente importante





en VALC y ECUL. En conjunto, la composición revela el establecimiento de condiciones mediterráneas, con fluctuación de temperatura y tasas de humedad. Esto se define por el desarrollo de los bosques de ribera y, en menor medida, por el desarrollo de las especies acuáticas.

Se ha realizado un análisis de componentes principales con todas las muestras con el fin de establecer el patrón de los cambios que ocurrieron. *Pinus* y Cupressaceae se han agregado al análisis debido a su representación en el paisaje y los conjuntos que definen la bosques locales mesófilos, mediterráneos y ribereños. Se han obtenido seis componentes (Fig. 3), de los cuales los dos primeros explican el 47,10 % de la variabilidad de los datos, y han resultado ser muy significativos al agrupar las muestras, en cada cuadrante definido por un grupo de vegetación específico. A partir de los datos extraídos, se puede resumir que el componente 1 discrimina según la tasa de humedad (baja en valores positivos y alta en valores negativos), como opuesto al componente 2, cuya discriminación se basa principalmente en temperatura (más cálida en valores positivos que en valores negativos). Así, cada cuadrante implica ciertas condiciones climáticas, que son definidas por las muestras (Fig. 3a). Para mostrar el peso de cada componente de las muestras, el valor de dicho peso a lo largo de la secuencia total obtenida se ha representado mediante curvas (Fig. 3b), lo que facilita la localización de cada muestra, que se identifica por el valor positivo o negativo de cada componente dentro de su cuadrante, y permite borrar el número en el gráfico original.

Cada secuencia se ha identificado con un color y una figura geométrica, que se refiere a su edad. El cuadrante o cuadrantes donde se ubican las muestras de cada perfil son identificados con el símbolo apropiado (Fig. 3c). Así, con la distribución global de las muestras de cada secuencia en los cuadrantes, se ha determinado la evolución climática. Se ha visto que durante el Pleistoceno medio más antiguo identificado en el área (MIS 11-9), las muestras de secuencias MQ-Ar1 y MQ-Ar1b fluctúan en ambos casos sobre los valores positivos del componente 1: es decir, bajo condiciones secas. Sin embargo, con respecto al componente 2, la ubicación está distribuida entre valores positivos y negativos, lo que apunta a una transición de las condiciones cálidas

iniciales a un enfriamiento posterior en la secuencia MQ-Ar1. Consecutivamente, se produce un nuevo aumento de temperatura observado en secuencia MQ-Ar1b.

Las muestras de la secuencia VALC, que se ha definido como interestadial dentro de la etapa fría de transición MIS-8 o MIS 8/7, fluctúan entre valores positivos y negativos del componente 1. En otras palabras, las fluctuaciones en la tasa de humedad son marcadas. Sin embargo, todas las fluctuaciones se ubican dentro de valores en el componente 2, que revela condiciones cálidas. Esto también prueba la identificación del cuadrante (II) como el clima más cercano estadio óptimo.

Todas las muestras de la secuencia ETB (Terraza Compleja de Butarque), datan del Pleistoceno medio, se ubican dentro del cuadrante (I), que indica una pérdida progresiva de humedad.

La secuencia ECUL, que data del Pleistoceno tardío, se ubica dentro de los cuadrantes II y III, y, además ESTRG, también está presente en cuadrante I. Posiblemente en respuesta a una gran humedad, que evolucionó hacia condiciones más cálidas y secas, heredando el modelo definido hasta el final del Pleistoceno medio y con una tendencia hacia 80 ka. Esto se refleja en la secuencia PRERS, dado que sus muestras se ubican dentro del cuadrante III, caracterizado por frío húmedo, al final de MIS-5. El Holoceno (HAT) se distribuye en los cuadrantes II, III y IV. Es consistente con el orden temporal que prueba la transición a condiciones relativamente más secas.

Finalmente, los cambios paleoambientales ocurridos en la secuencia JM-17, durante el Pleistoceno medio y tardío, se evalúan con más detalle. La representación de datos porcentuales de Cupressaceae, así como los conjuntos de taxones de estepa, y bosques mesófilos y mediterráneos se ha utilizado para este propósito, expresado a través de curvas y ordenado por pares (Fig. 4). Se ha mantenido la misma escala gráfica para todas las figuras. Esta escala expresa el porcentaje máximo alcanzado, elevando así el peso y dejando inalterado el valor numérico. Estas curvas son comparadas con la curva  $dO_{18}$  de los foraminíferos bentónicos de la perforación del Atlántico Norte ODP-980 (de la

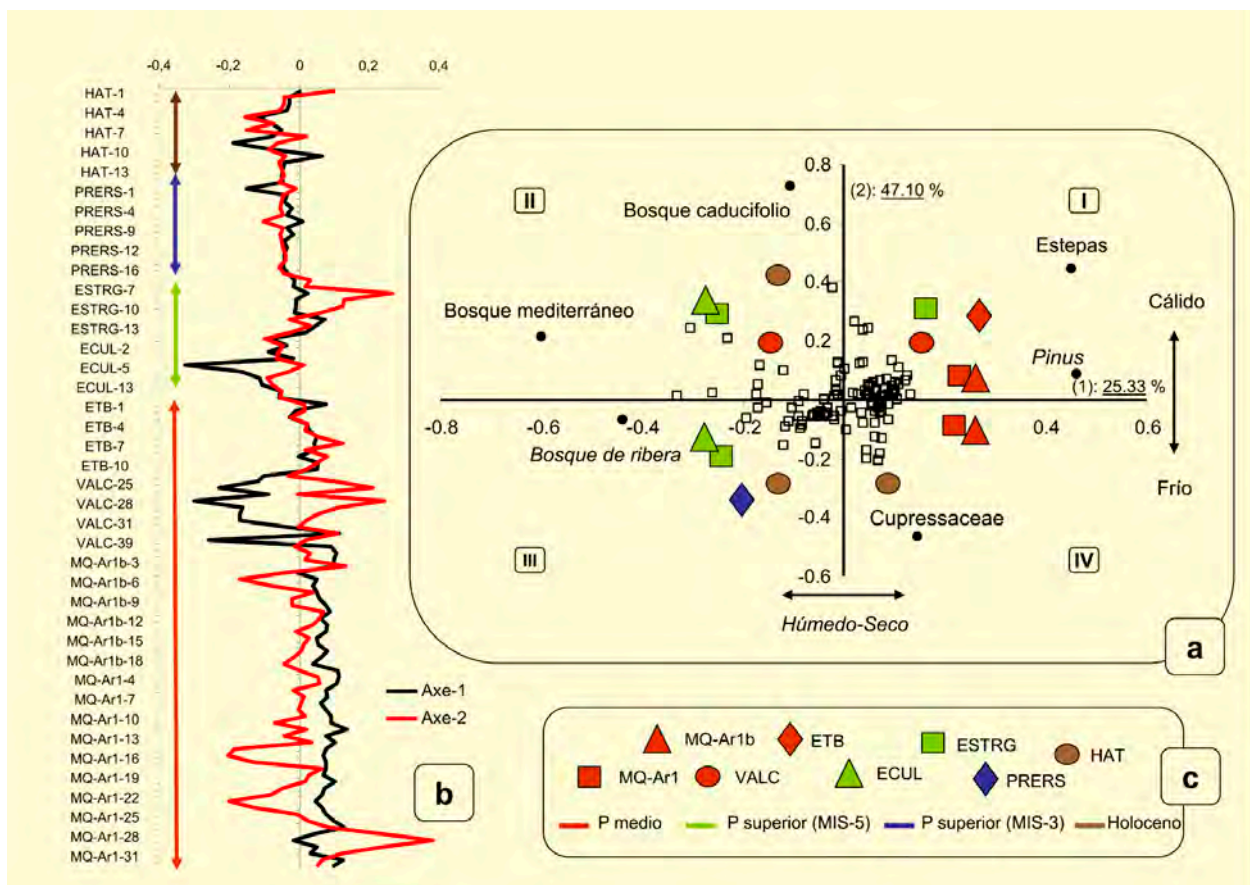


Figura 3. ACP de las muestras y grupos de taxones seleccionados. Modificado de Gil-García et al. (2019)

NOAA Paleoclimatology Program y McManus et al. 1999), con el fin de establecer la relación entre paisaje vegetal y clima.

Así, tenemos un ambiente relativamente seco, cálido o fresco, dominado por plantas de estepa alternando con Cupressaceae. Sin embargo, en la secuencia temprana MQ-Ar1, se pueden observar fluctuaciones en la vegetación debido a las variaciones climáticas. Al principio, el desarrollo de *Betula*, *Quercus* caducifolios y *Alnus* revelan condiciones cálidas. Más tarde, estos tres taxones se retiran y desaparecen, mientras que un aumento de los niveles de Cupressaceae sugiere condiciones más frías. Seguidamente, un aumento de temperatura permite un desarrollo limitado de Oleaceae. Se puede ver un espectro similar en la secuencia MQ-Ar1b (332±38 ka), sin embargo, en esta ocasión los porcentajes de plantas esteparias y cupresáceas no son demasiado altas. Esto prueba que las condiciones no eran extremas, y la presencia del bosque mesófilo era constante.

Alrededor de 254±47–262±6,8 ka (VALC), el espectro de polen muestra un cambio importante en el desarrollo y la composición de la vegetación, materializado en primer lugar por una notable caída del bosque de pino (Fig. 2) y el desarrollo de plantas esteparias (Figs. 2 y 3), durante el final de MIS 8. Posteriormente, una expansión de bosque local prospera con elementos mediterráneos como Oleaceae y *Quercus* perennifolios que se alternan con elementos mesófilos. La expansión del *Quercus* caducifolios (que alcanza el valor máximo de toda la secuencia) se destaca como resultado del establecimiento de condiciones más cálidas y relativamente húmedas, probablemente relacionado con MIS 7.

Antes de 125 ka BP (ETB), el paisaje vegetal sigue un patrón similar al de la secuencia anterior, aunque las plantas de estepa se extienden y dominan. Se puede observar una regresión de los bosques y taxones como Cupressaceae, *Quercus* caducifolios, Oleaceae y *Quercus* perennifolios incluso desaparecen, apuntando a un descenso de temperatura. El bosque mediterráneo co-

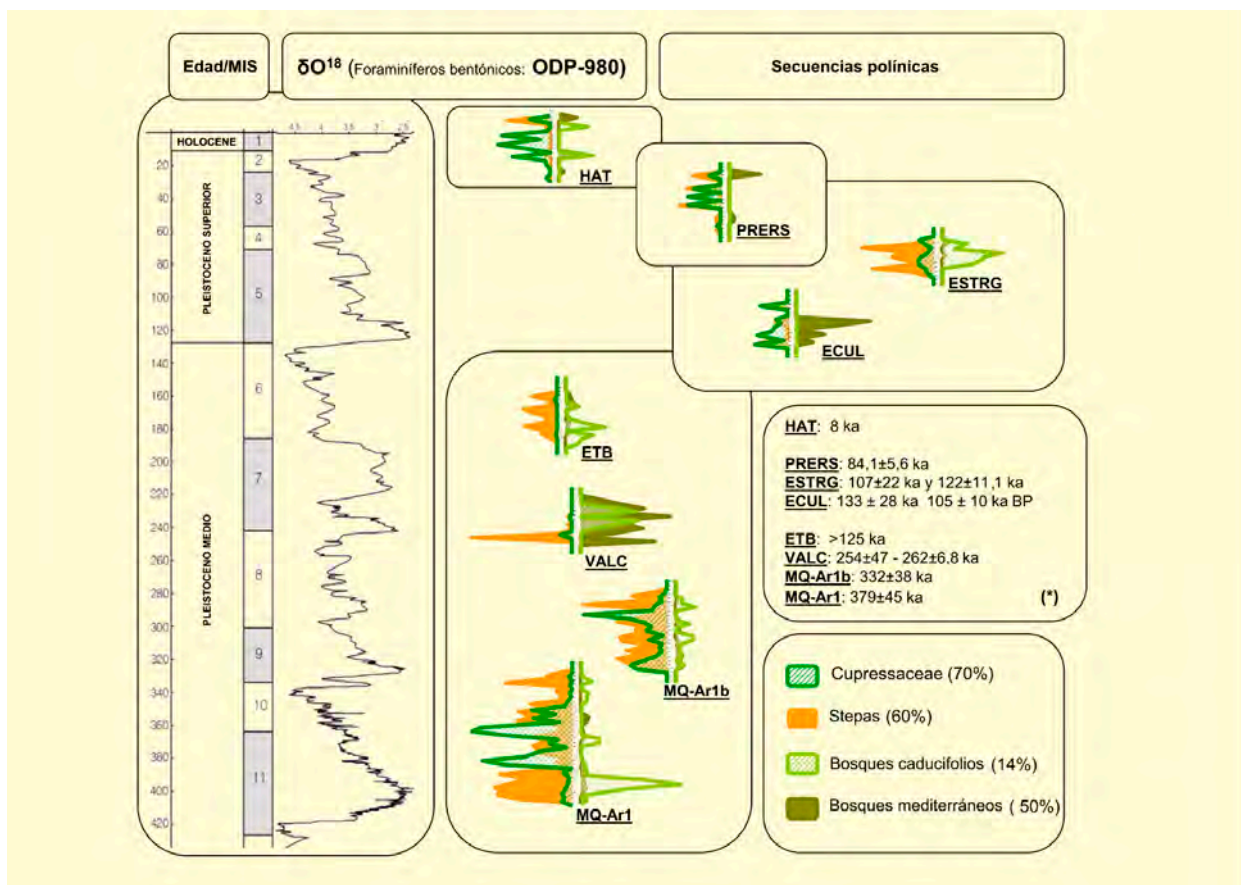


Figura 4. Información sintética de la secuencia JM17. Modificado de Gil-García et al. (2019)

mienza a retroceder debido a la caída de temperatura, ya que se registra solo en la parte superior de la secuencia. Esta secuencia se encuentra en MIS-6 y refleja la respuesta de las plantas a un evento corto considerablemente frío.

Las secuencias del Pleistoceno superior se caracterizan por una notable variabilidad climática, definida por fluctuaciones de calor, fases secas / húmedas y frías. Comienzan en la secuencia ECU (133±28 – 105±10 ka BP) con presencia de Cupressaceae y bosque mediterráneo, junto con una virtual falta del bosque mesófilo, aunque *Ulmus* está identificado. La composición de la vegetación y los porcentajes de taxones dominantes parecen estar lejos de lo que debería esperarse en un período interglacial como MIS 5. Además, las plantas de estepa están bien desarrolladas, lo que confirma la caída en la tasa de humedad.

La tasa de humedad se recupera durante la secuencia ESTRG (107±22 ka – 122±11,1 ka BP), cuyo espectro de polen se caracteriza por la expansión del bosque mesófilo. Sin embargo, no se encuentran *Quercus* de tipo caducifolio, mientras que Cupressaceae y los taxones acuáticos aumentan. Esta recuperación se interrumpe en la secuencia PRERS (84,1 ± 5,6 ka BP), cuyo espectro de polen es caracterizado por las fluctuaciones de las plantas xéricas y Cupressaceae, así como por una ausencia casi total de bosque local, con los porcentajes más bajos de *Pinus*, así como la menor diversidad, revelando el establecimiento de condiciones frías y secas. Esta es la tendencia ~80 ka BP, como se representa en la secuencia PRERS por condiciones de frío húmedo hasta el final de MIS-5.

Finalmente, la secuencia HAT (Holoceno) refleja la transición desde un dinamismo cálido-húmedo-frío a



un clima cálido y seco, que indica el establecimiento de condiciones mediterráneas en el área.

Los resultados obtenidos de las secuencias de los ríos Manzanares y Jarama apuntan a una alta variabilidad del polen durante ~379000 años de la historia paleoambiental de la zona. En general, los datos

registrados hasta ahora son consistentes con los cambios climáticos registrados a escala milenaria y multimilenaria con particularidades locales y/o regionales.

**Más información**

Gil-García *et al.* (2019)

---



# KEB 25 DELTA DEL EBRO

Delta del Ebro, Tarragona  
Pleistoceno superior – Holoceno

**K**EB 25 es la denominación dada a uno de los testigos marinos recuperados durante las campañas oceanográficas llevadas a cabo entre los años 1978 y 1980 en la plataforma continental frente al delta del Ebro (Figs. 1 y 2). Se han estudiado palinológicamente los 670 cm superiores y está situado a 88 metros de profundidad, a unos 16 km al noreste de la costa del delta ( $40^{\circ} 48' 12''$  N,  $00^{\circ} 59' 30''$  E, Fig. 1).

La región del bajo Ebro posee un clima litoral seco y cálido con un fuerte déficit hídrico estival. La temperatura media anual es de  $16,6^{\circ}\text{C}$  y la precipitación media anual es de  $548,5$  mm. En la llanura deltaica se caracterizan los ambientes fluviales, palustres, fluvio-



Figura 1. Localización del punto de muestreo



Figura 2. Vista aérea del Delta del Ebro (Foto: F. Villanueva)

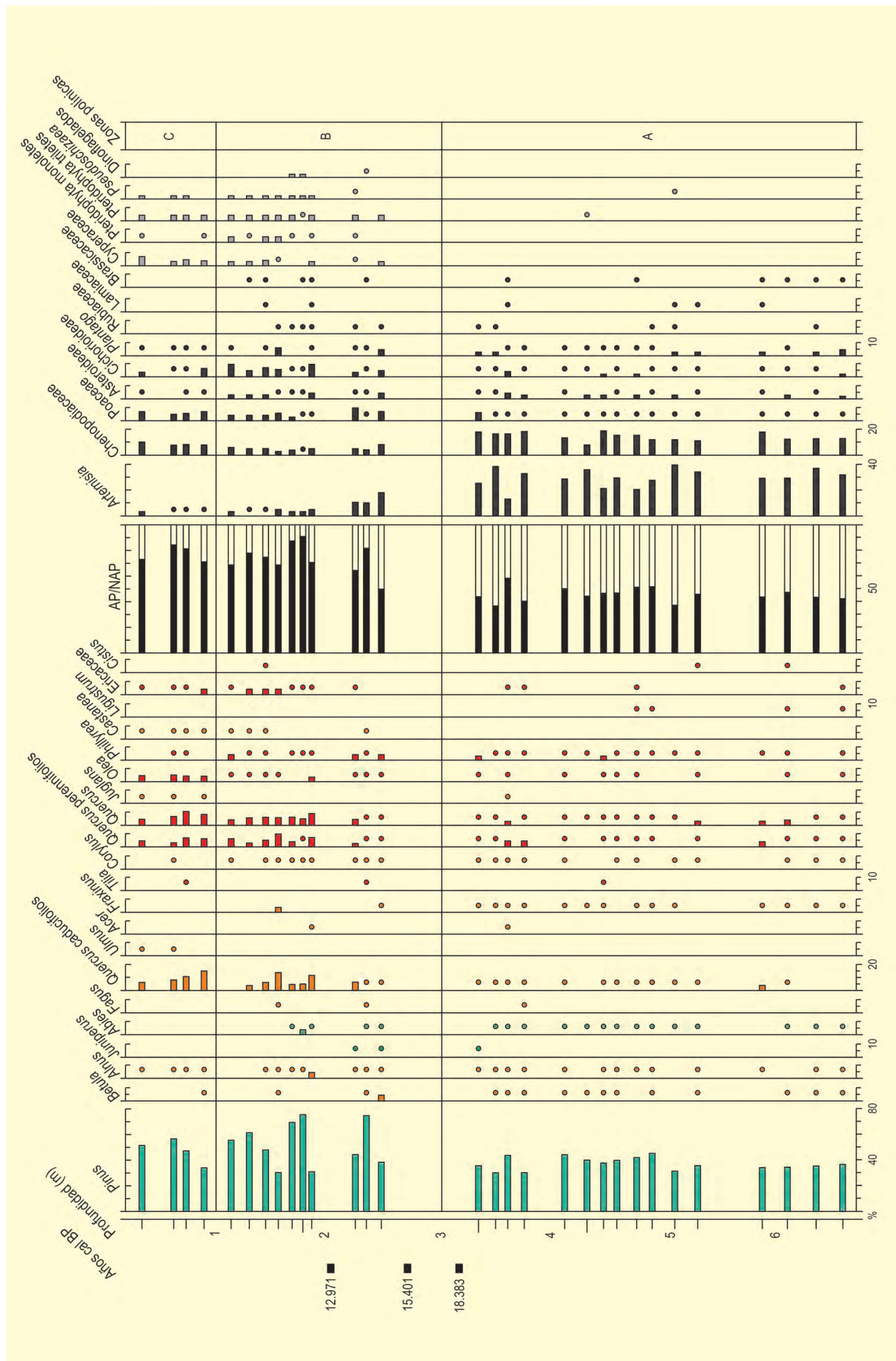


Figura 3 Diagrama polínico del KEB 25. Redibujado de Yll (1995)



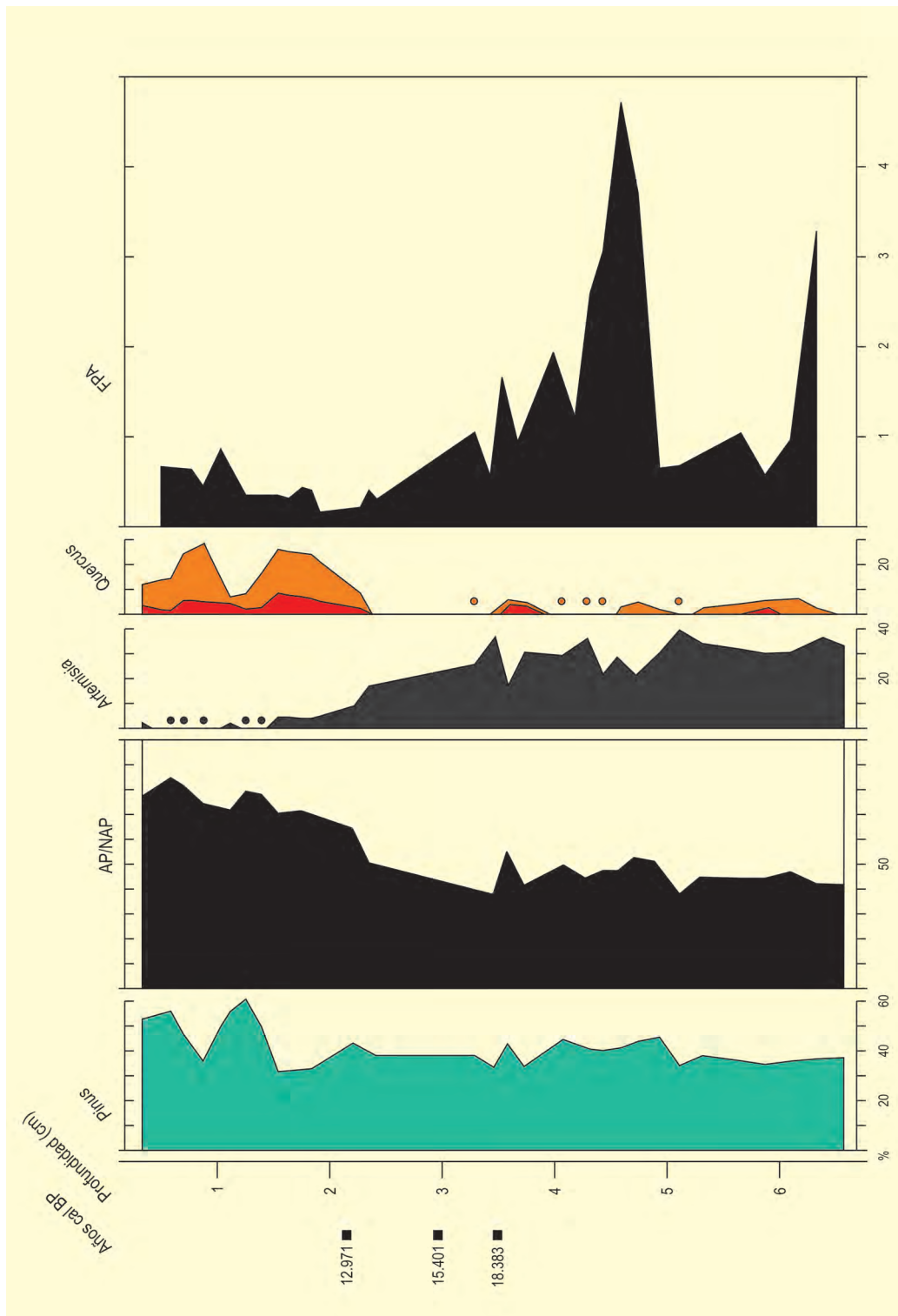


Figura 4. Diagrama resumido de KEB 25. Colonización de *Quercus* (*Q. perennifolia* -rojo-, *Q. caducifolia* -naranja-) y disminución de los valores de *Artemisia* a partir de 13000 cal BP. A la derecha valores de la frecuencia polínica absoluta (FPA) expresados en número de granos por gramo de sedimento (x1000). Redibujado de Yll & Pérez-Obiol (1992)

marinos y holomarineros. Esta diversidad se ve reflejada en un amplio conjunto de dominios de vegetación. Los bosques de ribera, la vegetación helofítica (presidida por *Phragmites*), la vegetación halófila (con *Arthrocnemum*, *Salicornia*, *Juncus*, etc.) y la vegetación psammófila (*Ammophiletea*) quedan fragmentados y reducidos por la gran expansión actual de los cultivos de arroz. La

comunidad dominante a nivel regional es la maquia litoral de *Quercus coccifera* y *Pistacia lentiscus* sometida a distintas fases de degradación y donde aparece abundantemente *Erica multiflora*.

En la secuencia KEB 25 quedan claramente definidas tres unidades sedimentarias formadas mayoritaria-

**Tabla 1.** Dataciones radiocarbónicas de la secuencia marina KEB 25 de la plataforma continental del delta del Ebro. La edad calibrada (CALIB 6.0; Stuiver *et al.* 1998, Stuiver *et al.* 2005) se ha tomado en el punto medio del intervalo de probabilidad (95,4%, 2  $\sigma$ ). El material datado es mayoritariamente *Cardium*, aunque se encuentran también lamelibranquios y diversa malacofauna marina. Yll (1995)

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP	Material	Método
MC-2325	195-210	11100 $\pm$ 200	12971	Cardium	Convencional
MC-2326	262-273	12500 $\pm$ 200	15401	Cardium	Convencional
MC-2327	320-328	14300 $\pm$ 300	18383	Cardium	Convencional

mente por limos y arcillas con restos de materia orgánica y de malacofauna marina. La unidad intermedia (entre 3,8 y 2,0 m) está datada entre 19000 y 13000 cal BP (Tabla 1) y es la más compleja, con un conjunto de facies retrabajadas que se superponen entre sí.

En el diagrama polínico (Fig. 3) se distinguen claramente tres zonas (Yll 1995). En la zona inferior (Zona A), hasta los 3 m y una fecha de 15000 cal BP aproximadamente, el ambiente es frío y seco, de tipo pleniglacial, con algunas oscilaciones que se reflejan en las pulsaciones de *Quercus*. Si exceptuamos el componente local de quenopodiáceas, el 90% del polen corresponde a la suma de *Pinus* y *Artemisia*.

La Zona B (zona intermedia, hasta los 80 cm) corresponde a la expansión de los taxones forestales, asociable al Tardiglacial y momentos más antiguos del Holoceno. Aunque los valores de *Pinus* se mantienen e incluso aumentan hasta valores del 75 %, se evidencia la drástica disminución de *Artemisia* y la aparición de una curva continua de *Quercus*, especialmente de tipo caducifolio. El aumento de la frecuencia polínica de Cyperaceae en el momento en que descienden bruscamente *Artemisia* y Chenopodiaceae indicaría la formación de un sistema lagunar en el delta, que persiste en la fase siguiente, relacionado con el aumento del nivel eustático y con la disminución de superficies ocupadas por la vegetación halófila. Asimismo, la sincronía de este fenómeno con el aumento de *Pseudoschizaea* refuerza la idea del inicio de una aportación masiva de sedimentos a la zona deltaica propiciada por un aumento de las precipitaciones. Similar dinámica se aprecia en el estudio de Yll & Pérez-Obiol (1992) (Fig. 4).

Los registros polínicos marinos, aunque en ocasiones no tienen una gran definición, representan unas condiciones ambientales mucho más amplias ográ-

ficamente que las de los registros continentales, por lo que su interpretación a escala de variaciones climáticas y dinámicas de la vegetación resulta confiable. Es por ello que resulta interesante constatar cómo en la secuencia KEB 25 la colonización de *Quercus*, tanto de tipo caducifolio como perennifolio, se inicia anteriormente a 13000 cal BP y se mantiene de forma continua a excepción de apreciables descensos correlacionables con las pulsaciones frías del Tardiglacial.

La palinología arqueológica fue la primera en reconocer, durante el final del Würm en el sur de Europa, distintos interestadios en los que durante momentos de clima templado se describen etapas de instalación de especies mesófilas y termófilas. Esto no es impedimento para que la presencia de algunos de los taxones determinados en la secuencia KEB 25 pueda responder también o alternativamente a una aportación polínica procedente de lugares refugio situados más o menos lejos o a la presencia de algunos ejemplares aislados en el cauce final del Ebro, como se refleja en otras secuencias. Curiosamente en esta secuencia las frecuencias polínicas absolutas más elevadas las encontramos en la fase pleniglacial y no en el Holoceno y van asociadas a repuntes en los valores de los mesófilos, especialmente de *Quercus* (Fig. 4).

Es conocido que existe un favorecimiento antrópico de *Castanea*, *Juglans*, *Fagus*, *Olea* y otros taxones desde diferentes momentos del Holoceno. La presencia de algunos de estos taxones en momentos anteriores va unida también a la discusión sobre su carácter autóctono. Algunos autores consideran también la posibilidad de la existencia de esas zonas refugio, que hubieran podido permitir su sedimentación.

#### Más información

Yll & Pérez-Obiol (1992), Yll (1995)



# L'ARBREDA

Serinyà, Pla d'Usall, Girona  
Pleistoceno superior (~90000 años BP – <20000 años cal BP)

Esta cueva se abre en un acantilado de travertinos que existe en el borde occidental del Pla d'Usall (42° 09' 36" N, 02° 44' 49" E), dentro del término municipal de Serinyà (Girona), a 200 m s.n.m. Este llano está compuesto por calizas pliopleistocenas, que forman parte de la cuenca lacustre de Banyoles-Besalú. La temperatura media anual de la zona es de 14,8 °C y la pluviometría de unos 795 mm anuales. La vegetación actual corresponde al encinar típico mediterráneo, aunque muy degradado por la presión urbana, agrícola y forestal. Aparte de las típicas especies (*Quercus ilex*, *Viburnum tinus*, *Erica arborea* y *Ruscus aculeatus*) y a esta escasa altitud, en las umbrías, se encuentran especies como *Acer campestre* y *Juniperus communis*. Junto al riachuelo que ha modelado el acan-

tilado crece una vegetación de ribera integrada básicamente por *Fraxinus angustifolia*, *Sambucus nigra*, *Ulmus minor*, *Salix atrocinerea*, *Populus alba* y *P. nigra*.

A pesar de la denominación de este yacimiento, actualmente ya no se trata de una cueva propiamente dicha, pues su techo fue derrumbándose paulatinamente con los grandes fríos de la última glaciación (Figs. 296 y 297). Este depósito, que se excava desde el año 1972, ha proporcionado niveles de ocupación de distintas épocas del Paleolítico superior (Tabla 1), encontrándose en excavación hoy en día los niveles que corresponden al Paleolítico medio. El primer estudio palinológico de esta cueva se debe a Geurts (1977, 1979), quien analizó una secuencia comprendida entre el Mus-



**Figura 1.** Detalle de la excavación en septiembre de 1981. Obsérvese la columna de muestreo para palinología (flecha) con la cinta métrica vertical pegada al perfil (Foto: Francesc Burjachs)



**Tabla 1.** Dataciones obtenidas del yacimiento de la Cova de l'Arbreda (Serinyà, Girona). \*Dataciones de  $^{14}\text{C}$  consideradas rejuvenecidas respecto a las de AMS obtenidas en los niveles contemporáneos del yacimiento vecino de Reclau Viver. +Dataciones consideradas erróneas por mezcla de carbones de dos niveles arqueológicos distintos, sin tener conocimiento cuando se muestreó. Cabe considerar que las dataciones que no son de  $^{14}\text{C}$  fueron experimentales y hay que tomarlas con precaución. Actualmente están en curso nuevas dataciones de AMS, y U/Th sobre travertinos y estalagmitas

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP	Arqueología/Nivel	Material	Método
Gif-6418	303-315	17320 ± 290 *	20764 ± 428	Solutrense / C nivel superior	Carbón	Convencional
-	-	23400 ± 5000	-	Solutrense / C nivel superior	Hueso	ESR
-	-	10300 ± 3200	-	Solutrense / C nivel superior	Hueso	$^{231}\text{Pa} / ^{235}\text{U}$
-	-	12500 ± 6900	-	Solutrense / C nivel superior	Hueso	$^{226}\text{Ra} / ^{234}\text{U}$
-	-	17300 ± 4200	-	Solutrense / C nivel superior	Hueso	$^{226}\text{Ra} / ^{234}\text{U}$
-	-	10700 ± 3100	-	Solutrense / C nivel superior	Hueso	$^{226}\text{Ra} / ^{234}\text{U}$
Gif-6419	325-350	17720 ± 290 *	21225 ± 514	Solutrense / D nivel inferior	Carbón	Convencional
-	-	21000 ± 5000	-	Solutrense / D nivel inferior	Hueso	ESR
-	-	17800 ± 4600	-	Solutrense / D nivel inferior	Hueso	$^{231}\text{Pa} / ^{235}\text{U}$
-	-	16600 ± 10500	-	Solutrense / D nivel inferior	Hueso	$^{230}\text{Th} / ^{234}\text{U}$
-	-	17600 ± 6200	-	Solutrense / D nivel inferior	Hueso	$^{226}\text{Ra} / ^{234}\text{U}$
Gif-6420	380-395	20130 ± 220 *	24052 ± 374	Gravetiense / E nivel superior	Carbón	Convencional
-	-	20600 ± 4400	-	Gravetiense / F nivel inferior	Hueso	ESR
-	-	24300 ± 4400	-	Gravetiense / F nivel inferior	Hueso	$^{231}\text{Pa} / ^{235}\text{U}$
-	-	18100 ± 8700	-	Gravetiense / F nivel inferior	Hueso	$^{230}\text{Th} / ^{234}\text{U}$
-	-	30600 ± 9400	-	Gravetiense / F nivel inferior	Hueso	$^{230}\text{Th} / ^{234}\text{U}$
-	-	16700 ± 5300	-	Gravetiense / F nivel inferior	Hueso	$^{226}\text{Ra} / ^{234}\text{U}$
Gif-6421	485-495	22590 ± 290 *	27237 ± 508	Auriñaciense / G evolucionado	Carbón	Convencional
Beta-B5551	-	>28800	-	Auriñaciense / G evolucionado	Carbón	Convencional
Gif-6422	505-540	25830 ± 400 +	30841 ± 460	Auriñaciense / H arcaico	Carbón	Convencional
Beta-46690	-	>33500	-	Auriñaciense / H arcaico	Carbón	Convencional
AA-3779	550-555	37700 ± 1000	42381 ± 763	Auriñaciense / H arcaico	Carbón	AMS
AA-3780	550-555	37700 ± 1000	42381 ± 763	Auriñaciense / H arcaico	Carbón	AMS
AA-3782	550-555	38700 ± 1200	43071 ± 907	Auriñaciense / H arcaico	Carbón	AMS
AA-3781	550-555	39900 ± 1300	43813 ± 1025	Auriñaciense / H arcaico	Carbón	AMS
OxA-3729	-	37340 ± 1000	42078 ± 686	Auriñaciense / H arcaico	Hueso	AMS
OxA-3730	-	35480 ± 820	40276 ± 1089	Auriñaciense / H arcaico	Hueso	AMS
AA-3777	575-580	34100 ± 750	39226 ± 1260	Musteriense / I	Carbón	AMS
AA-3776	575-580	39400 ± 1400	43490 ± 1015	Musteriense / I	Carbón	AMS
AA-3778	575-580	41400 ± 1600	45105 ± 1573	Musteriense / I	Carbón	AMS
OxA-3731	-	44560 ± 2400	48451 ± 2841	Musteriense / I	Hueso	AMS
-	-	+10700 83000- -8700	-	Musteriense / nivel inferior	Hueso	$^{231}\text{Pa} / ^{235}\text{U}$
-	-	+38200 85100- -26700	-	Musteriense / nivel inferior	Hueso	$^{230}\text{Th} / ^{234}\text{U}$
-	-	+36800 89100- -24300	-	Musteriense / nivel inferior	Hueso	$^{226}\text{Ra} / ^{234}\text{U}$

teriense y el Gravetiense, sin que se conozcan sus coordenadas de muestreo. En esta misma época Loublier (1978) realizó distintos muestreos en la estratigrafía del pozo del sondeo arqueológico, centrándose sus análisis en un supuesto pasaje del Würm II al III, pues en este momento aún no habían sido datados los niveles ar-

queológicos. Los últimos análisis realizados proceden de una secuencia muestreada en la sección norte del cuadro Eo de la excavación en extensión (Burjachs 1987, Burjachs & Renault-Miskovsky 1992). El diagrama que presentamos corresponde a 53 muestras analizadas y a una cronología entre 44000 BP e inicios del Holoceno.

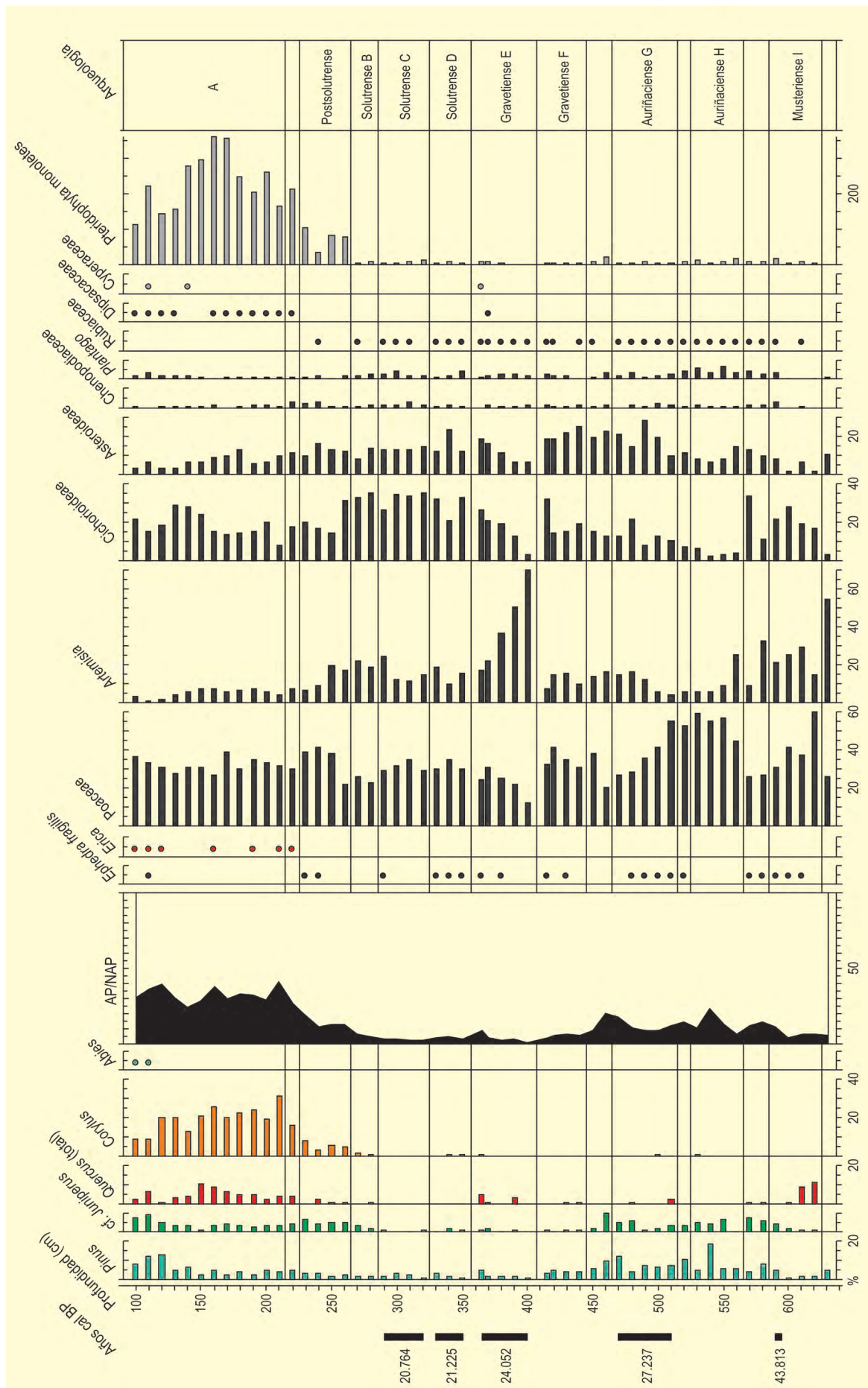


Figura 2. Diagrama polínico de Cova de l'Arbreda . Redibujo de Burjachs (1987), Burjachs & Renault-Miskovsky (1992)

El registro palinológico de l'Arbreda se ajusta a las típicas secuencias del Pleistoceno final en su transición al Holoceno del nordeste peninsular. Así, en los momentos más fríos dominan Poaceae, Asteraceae, *Artemisia* y *Ephedra*, con bajos porcentajes de AP. Así sucede durante los niveles gravetienses, solutrenses y postsolutrenses. Por otra parte, en las etapas interestadiales del OIS-3 (67000-31000 BP) se extienden los pinares con acompañamiento de *Juniperus*, junto a taxones mesotermófilos (*Quercus* y *Tilia*). Esto corresponde con los niveles auriñacienses H y G.

El comienzo de la expansión de la vegetación arbórea corresponde al Tardiglacial e inicios del Holoceno, momento en que los bosques empiezan a extenderse de manera definitiva gracias a la fase interglacial actual. Esta fase se caracteriza por la proliferación de *Corylus*, *Erica* y *Abies* en la parte

alta de la secuencia, así como por el retroceso de *Artemisia*.

En general, estos resultados afirmaron en su época la existencia de ciclos interestadiales en el seno del LGM (los cuales hoy en día son confirmados por las curvas isotópico-climáticas de los hielos polares) e interestadiales que corresponden a los niveles auriñaciense y gravetiense inferior y que, a pesar de los escasos indicadores polínicos, son respaldados por los resultados antracológicos (Ros 1987). Por otra parte, cabe resaltar el dominio de Poaceae por encima de *Artemisia* y Asteraceae, sobre todo durante los niveles auriñacienses, fenómeno plausiblemente ligado a un clima frío pero no excesivamente árido durante el OIS-3 en el nordeste peninsular.

#### Más información

Geurts (1977,1979), Loublie (1978), Burjachs (1987), Ros (1987), Burjachs & Renault-Miskovsky (1992)





# LA PILA

Estuario del Saja-Besaya, Miengo, Cantabria  
Pleistoceno final – Holoceno (c. 15000 – <11000 años cal BP)

La cueva de La Pila (Cuchía) se encuentra en el litoral occidental de Cantabria a unos 30 km de Santander en el estuario del Saja-Besaya ( $43^{\circ} 25' 40''$  N,  $04^{\circ} 01' 20''$  O). Se abre con orientación norte a 25 m s.n.m. sobre un macizo kárstico costero ya desaparecido debido a los trabajos de la cantera Solvay (Fig. 1). La distancia al mar es de apenas 1 km. La vegetación actual se encuentra fuertemente degradada debido a los trabajos de la cantera. El macizo kárstico desaparecido albergaba una formación de encinar cantábrico costero.

La secuencia de La Pila comprende dos niveles culturales, IV y III, subdivididos a su vez en 4 capas, correspondientes al Magdaleniense final y Aziliense (Bernaldo de Quirós *et al.* 1992) y fechados entre 12500 y 11000 años BP (11700 años BP nivel III-3).

Antracológicamente, *Juniperus* experimenta un descenso gradual pasando de ser dominante (>40%) en la base de la secuencia hasta prácticamente desaparecer hacia 11000 años BP (nivel III-1). La presencia de *Betula*, registrada desde la base de la ocupación (IV-4), experimenta por el contrario un aumento gradual a lo largo de las ocupaciones humanas a expensas de *Juniperus*, convirtiéndose hacia el final de la ocupación en el taxón dominante (Fig. 2).

Entre 14300 y 13610 años cal. BP (IV-2/III-3 niveles de transición al Aziliense) *Juniperus* y *Betula* registran un brusco descenso en favor de *Cytisus*, que se convierte en el taxón dominante (45%) en el nivel IV-1 (12000 años BP), donde *Juniperus* y *Betula* registran sus valores más bajos. Estos datos estarían en relación con la existencia de alguna breve fluctuación paleoambien-



Figura 1. Estuario del Saja-Besaya. La flecha indica la cantera en la que se obtuvo la secuencia de La Pila (Foto: A. Diego Gutiérrez)

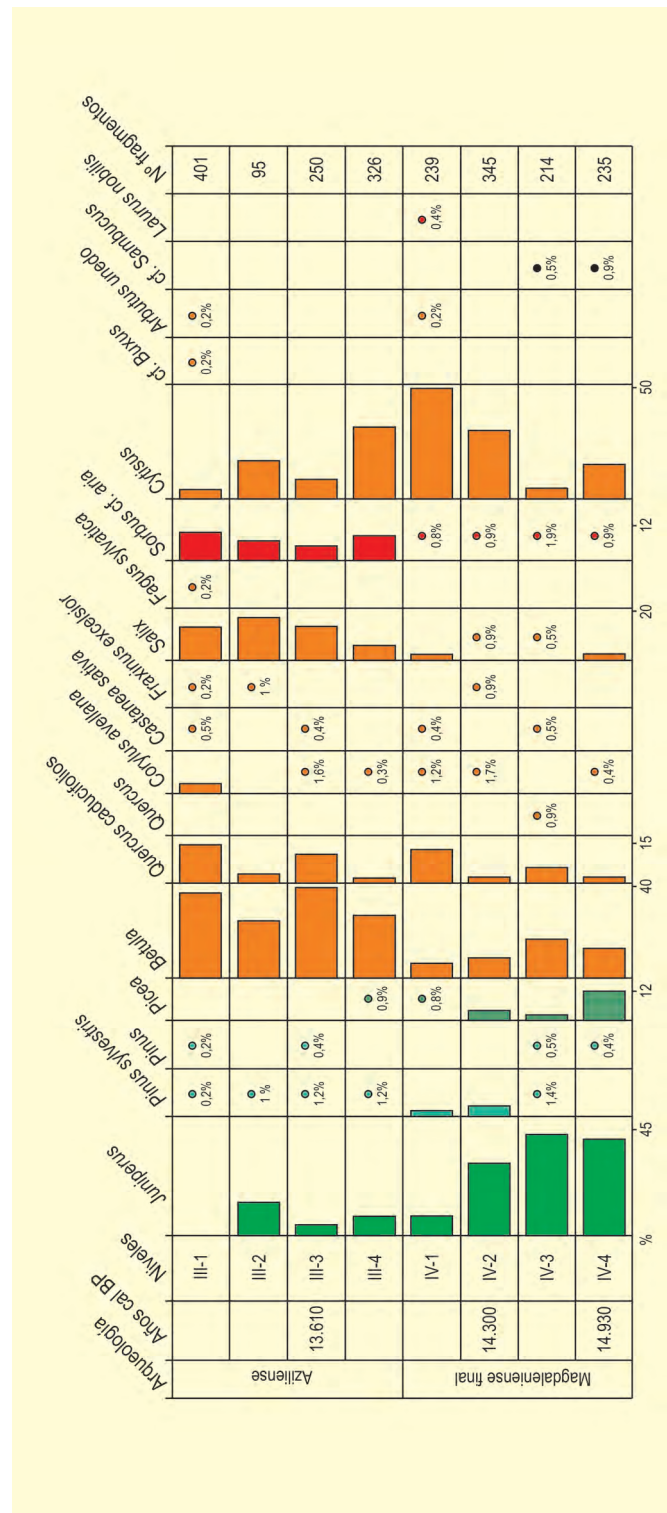


Figura 2. Histograma antracológico de la Cueva de la Pila. Redibujado de Uzquiano (1992a, b, c, 1995, 1998)

tal (de alrededor de 300 años teniendo en cuenta las dataciones radiocarbónicas) de signo desfavorable coincidiendo a su vez con el cambio cultural que de manera gradual conduce hacia el Aziliense (Uzquiano 1992, 1998).

Antes de este episodio, *Picea* aparece con valores decrecientes (entre 12500 y 11700 años BP) (Uzquiano 1995). La presencia de otros taxones mesotermófilos como *Corylus*, *Fraxinus* y *Castanea* es discontinua y puntual. El espectro antracológico de todo el nivel IV, do-

minado primero por *Juniperus* y después por *Cytisus*, es en su conjunto menos diverso con respecto al nivel suprayacente.

Desde 11700 en adelante *Betula* se convierte en el taxón dominante y el espectro antracológico obtenido en el nivel III es mucho más diverso, sobre todo en las dos últimas capas (III-2 y III-1), claramente azilienses. *Quercus*, *Salix* y *Sorbus* aumentan, *Picea* desaparece del área

de captación de recursos y las evidencias discontinuas y discretas de *Corylus*, *Castanea*, *Fraxinus* y *Fagus* se mantienen. El roble está presente a lo largo de todo el registro. Los valores de *Pinus*, a pesar de que han quedado registrados a lo largo de la secuencia, son muy bajos.

#### **Más información**

Bernaldo de Quirós *et al.* (1992), Uzquiano (1992, 1995, 1998)





# LA RIERA

Costa cantábrica, Llanes, Asturias  
Pleistoceno superior – Holoceno (20860-6500 años BP)

La cueva de La Riera se sitúa en flanco sur de la montaña de La Llera, próxima a la aldea de la Quintana, en el concejo asturiano de Llanes ( $43^{\circ} 25' 27''$  N,  $04^{\circ} 50' 54''$  O; 30 m s.n.m.). Forma parte del complejo de cuevas de Cueto de la Llera, y está protegida bajo la denominación Bien de Interés Cultural.

La proximidad al mar de este territorio implica veranos e inviernos suaves dentro del clima Atlántico, con una temperatura media anual de  $15-16^{\circ}\text{C}$  y precipitaciones anuales entre 1100-1300 mm. Las formaciones arbóreas más importantes que dominan el paisaje son plantaciones de eucalipto en mosaico con pastizales y pequeñas manchas de vegetación natural constituidas por encinas, castaños, robles, hayas, avellanos, pinos..., así como choperas y saucedas en el cauce del río Calabres (Fig. 1).

Las primeras excavaciones de la cueva de La Riera fueron realizadas durante los años 1917-18 por su descubridor, Ricardo Duque de Estrada (conde de la Vega del Sella). A partir de entonces, posteriores excavaciones han puesto de manifiesto una cronología de la cueva en torno a 20860-6500 años BP que cubren desde el Solutrense superior hasta el Asturiense.

El estudio polínico de la cueva fue realizado por Leroi-Gourhan (1986), obteniendo un registro palinológico muy rico en taxones polínicos con algunos hitos en los niveles magdalenenses (Fig. 2).

El espectro polínico muestra un porcentaje muy bajo en los elementos arbóreos durante el Solutrense superior-Magdalenense inferior (20860-12360 años BP), representado puntualmente por *Pinus*, *Quercus* y



**Figura 1.** Típico paisaje en la cornisa cantábrica con formaciones vegetales constituidas por pastizales y formaciones arbóreas de caducifolios y pinares (Foto: José Antonio López-Sáez)

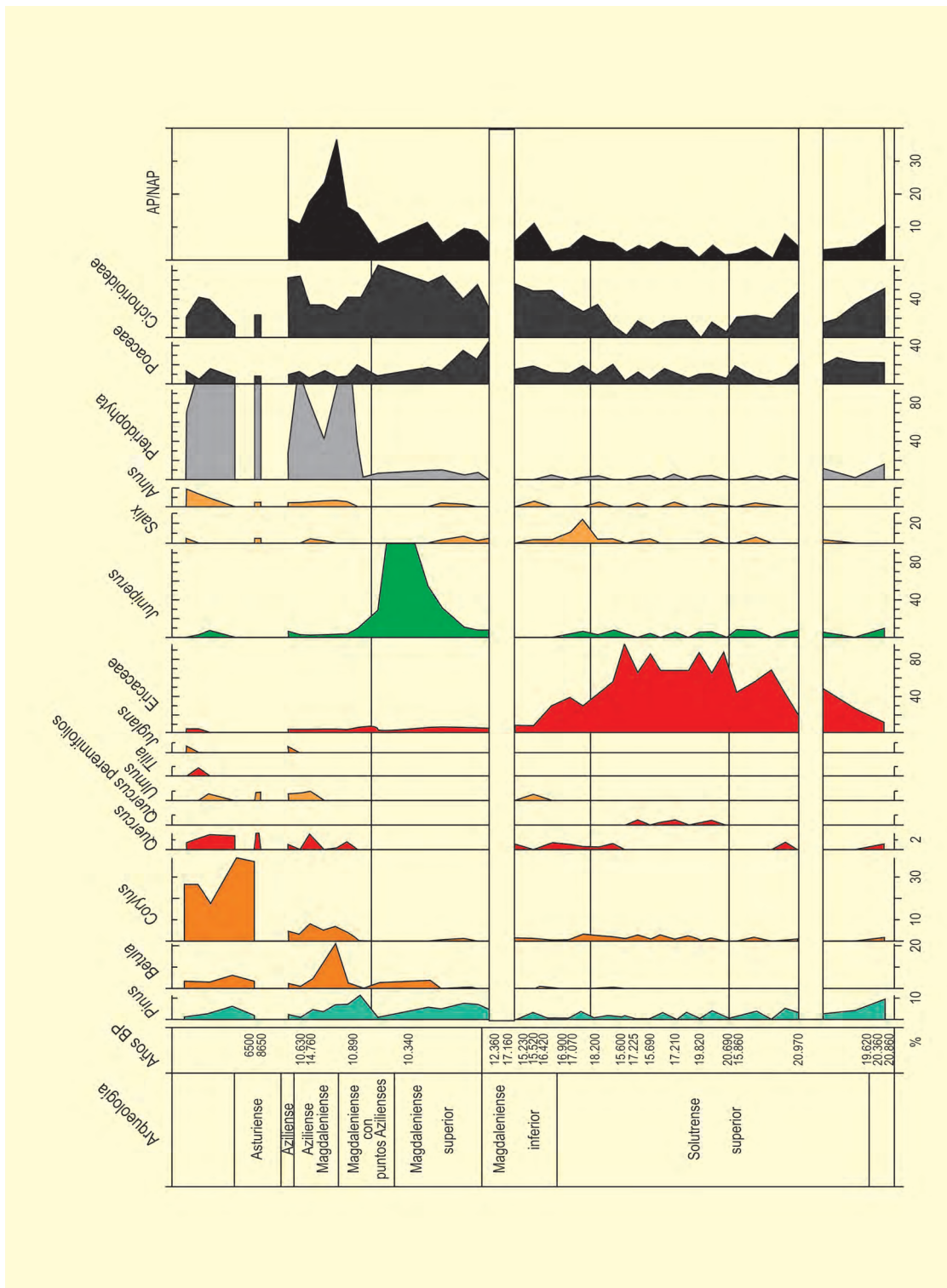


Figura 2. Diagrama polínico de la cueva de La Riera, Asturias. Redibujado de Leroi-Gourhan (1986)

*Corylus*, con valores inferiores al 5%, así como la presencia de *Quercus perennifolios*, que podría indicar un episodio menos frío dentro del último máximo glacial. El paisaje en este momento está dominado por las herbáceas, estepas con altos porcentajes en Ericaceae, Poaceae y Cichorioideae. La presencia puntual de *Salix*

y *Alnus*, pone de manifiesto la proximidad del río Calabres.

Tras un hiato en el registro polínico se observa un cambio de la formación vegetal durante el Magdaleniense superior (12306 años BP), desaparecen práctica-

mente los brezales y solo quedan las compuestas Cichorioideae y las gramíneas como representantes herbáceos y sin elementos termófilos. *Juniperus* reaparece con altos porcentajes para bajar nuevamente a valores mínimos en torno a 10890 años BP, con un ligero aumento de *Pinus* y *Betula*, que junto a *Salix* y *Alnus* constituyen la masa arbórea en este momento.

En torno al Magdaleniense-Aziliense (~10760-10630 años BP) se observa un aumento significativo de la formación arbórea dado por un acrecentamiento en *Pinus*, y altos porcentajes de *Betula* junto *Corylus*, *Ulmus* y *Quercus* caducifolios, que indican unas condiciones climáticas más favorables hacia el Holoceno. Los helechos también son indicativos de esta transición hacia condiciones más húmedas. Finalmente a partir de 6500

años BP *Corylus* representa lo mayores porcentajes en AP, continuándose la tendencia de elementos termófilos, con la aparición de *Tilia* y *Juglans*.

Según la autora, la relación entre la fauna y la flora del depósito sedimentario de la cueva es muy coherente, pues a partir del interestadio Allerød, el aumento de AP reflejado en el espectro polínico con robles, olmos y nogales, y una diversificación de la flora, favoreció el hábitat para una fauna que está presente en dichos niveles, tales como el corzo (*Capreolus*), jabalí (*Sus*), cabra montés (*Capra pyrenaica*), etc., debido al rápido retroceso de los glaciares a partir de este periodo.

#### **Más información**

Leroi-Gourhan (1986)





# LA ROYA

Comarca de Sanabria, Porto, Zamora  
Pleistoceno final – Holoceno (15510 – <1190 años cal BP)

La Laguna de la Roya ( $42^{\circ} 08' 02''$  N,  $06^{\circ} 47' 28''$  O; 1608 m s.n.m.) pertenece al conjunto de depósitos lacustres de origen glaciar localizado en la comarca zamorana de Sanabria. Con una superficie de 15 ha, se trata de una laguna de pequeño tamaño que se extiende sobre la altiplanicie situada en la convergencia de las Sierras de Cabrera y de la Segundera (Fig. 1). El contexto sedimentario subyacente a la laguna está constituido principalmente por capas turbosas sobre roca madre granítica. La zona donde se localiza se caracteriza por un clima atlántico frecuentado por sistemas frontales procedentes del norte que alimentan el régimen de precipitaciones. La temperatura media anual se sitúa en torno a  $9^{\circ}$  C. En la actuali-

dad, la vegetación está fundamentalmente constituida por matorrales de *Cytisus scoparius* y *Genista florida* acompañados de otras genisteas, ericáceas, cistáceas y enebros. Las principales formaciones arbóreas son de *Quercus pyrenaica*. En menor proporción y de forma dispersa se observan bosquetes mixtos de *Betula pubescens*, *Sorbus aucuparia*, *Corylus avellana*, *Ilex aquifolium* y *Taxus baccata*. En zonas riparias es frecuente la presencia de *Alnus glutinosa* y *Fraxinus angustifolia*.

Los resultados derivados del estudio palinológico (Allen *et al.* 1996) (Fig. 2) proporcionan una secuencia temporal cuyo inicio se sitúa en el Interstadial Tardi-glacial, llegando hasta la actualidad. La estratigrafía



Figura 1. Laguna de la Roya en la Sierra de la Segundera (Foto: MA. Miguel López)

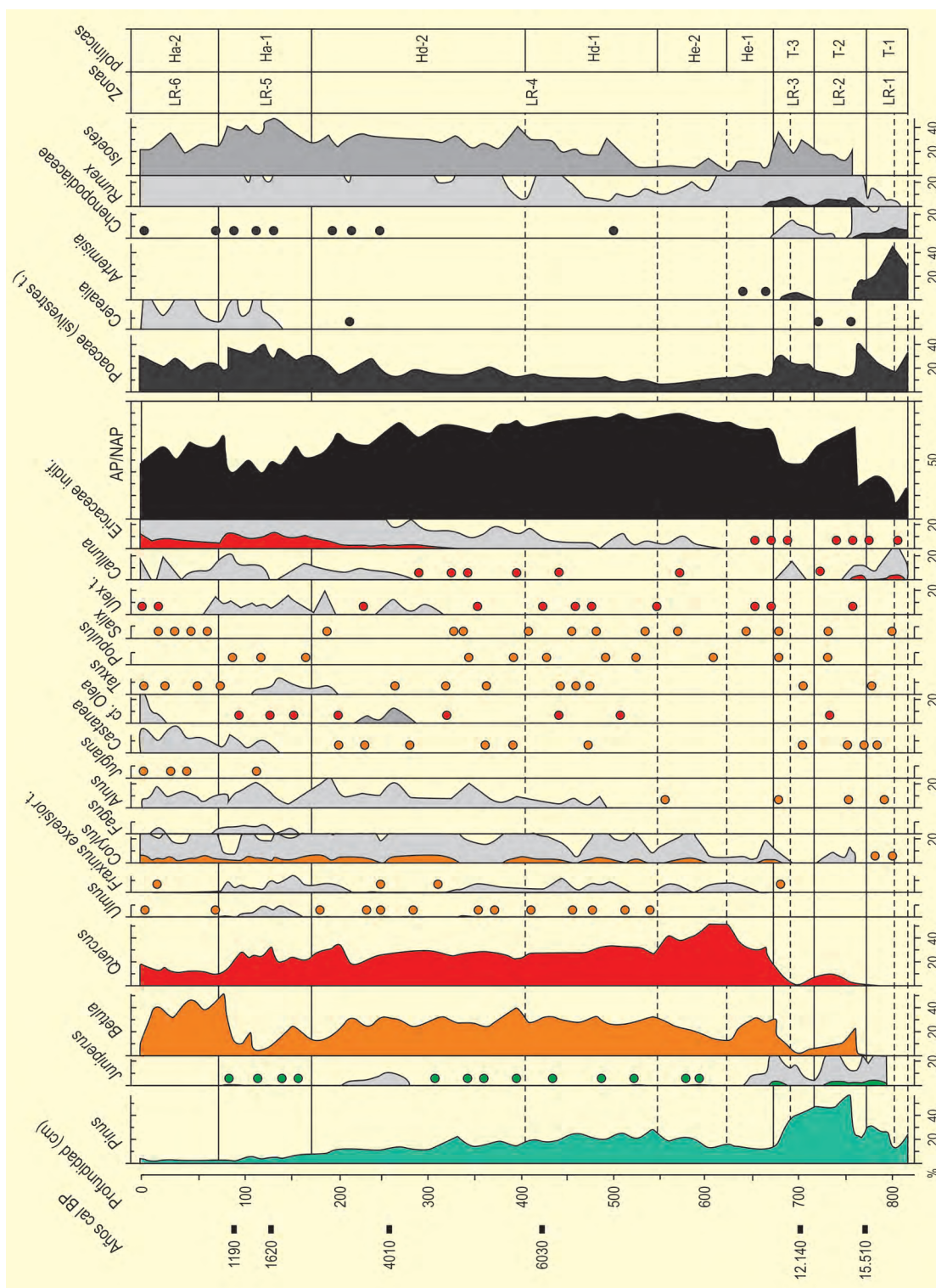


Figura 2. Diagrama polínico de la Laguna de la Roya. Redibujado de Allen et al. (1996)

polínica permite diferenciar seis zonas. La más antigua (LR1), se sitúa entre 14559 y 12940 años BP, intervalo en el que *Pinus* junto con *Artemisia* y *Poaceae* constituyen los taxones más abundantes, seguidos de *Juniperus* y *Chenopodiaceae*. A lo largo de esta fase se observan

porcentajes de polen arbóreo por debajo del 40%. De forma puntual, se detecta la presencia de *Corylus*, *Alnus*, *Castanea*, *Taxus* y *Salix*. En la fase siguiente (LR2) (12940-10732 años BP) aumenta la cobertura arbórea, alcanzándose valores de AP próximos al 80%. *Pinus* al-

Tabla 1. Datos de radiocarbono de la Laguna de la Roya (Allen *et al.* 1996)

Muestra	Prof. (cm)	Material	Años BP	Años cal. BP	Método
12613	90–94	Briófitos ( <i>Sphagnum</i> spp.)	1260 ± 60	1190	AMS
12614	122–126	Briófitos ( <i>Sphagnum</i> spp.)	1690 ± 70	1620	AMS
12615	252–256	Briófitos ( <i>Sphagnum</i> spp.)	3670 ± 60	4010	AMS
12616	420–424	Briófitos ( <i>Sphagnum</i> spp.)	5230 ± 50	6030	AMS
12617	698–702	Briófitos (indefinido)	10290 ± 60	12140	AMS
12618	770–774	Briófitos (indefinido)	12940 ± 60	15510	AMS

canza un máximo cercano al 60% y se acompaña de la expansión de *Betula* y *Quercus*. El olivo hace su primera aparición, simultánea a la de *Populus* y aumenta la presencia de *Corylus*. Con respecto a las comunidades herbáceas son las gramíneas junto a *Rumex*, los componentes principales. Se detecta también la presencia de esporas de *Isoetes*.

La tercera fase (LR3) (10732–9853 años BP) se ha correlacionado con el Dryas reciente. A lo largo de este período se registra un descenso continuo en el porcentaje de pino. Se produce también una caída en *Betula* y *Quercus* hasta alcanzar valores mínimos en 10217 años BP. Superada esta fecha comienzan una recuperación, algo más acusada en el caso de *Quercus*. El paisaje se encuentra ahora fundamentalmente dominado por gramíneas. Tras esta xerofitización eventual, el comienzo del Holoceno (LR4) (9853 años BP) aparece marcado por un cambio brusco en la abundancia relativa de polen de *Quercus* y *Pinus*, que registran tendencias opuestas. El abedul muestra una curva similar a la de *Quercus* y se detecta una pequeña subida en los porcentajes de avellano y de

enebro. Durante los dos primeros tercios del Holoceno, el porcentaje de polen arbóreo se mantiene por encima del 60% siendo las quercíneas y abedules los componentes mayoritarios. Es durante esta fase cuando los mesófitos comienzan a adquirir mayor protagonismo.

Entre 2726 y 1232 años BP (LR5) se percibe un retroceso del abedul y del pino, mientras que las quercíneas mantienen su extensión. Al mismo tiempo, aumenta *Castanea* y aparecen *Fagus* y *Juglans*. El paisaje se hace más heliofítico, con prevalencia de brezos y gramíneas. En una fase ulterior, la proporción de polen arbóreo asciende, pero ahora se incrementan los abedules. Es importante resaltar la presencia de polen de cereal antes de 10290 años BP, aunque no es hasta el último tercio del Holoceno cuando aparece de forma constante, y siempre por debajo del 5%. Es entonces, cuando podría considerarse como un indicador del establecimiento de actividades agrícolas en la región.

**Más información**  
Allen *et al.* (1996)





# LABEKO KOBIA

Mondragón, Guipúzcoa  
Pleistoceno superior (34215-30615 años BP)

**E**sta cueva ( $43^{\circ} 03' 45''$  N,  $02^{\circ} 29' 21''$  O; 246 m s.n.m.), parcialmente destruida en la actualidad, se sitúa en pleno recorrido de la carretera GI-627 a su paso por la localidad de Mondragón (Guipúzcoa).

Se enclava en los valles interiores de dicha provincia, dominados por el clima templado y húmedo, influido por la cercanía al Cantábrico. La vegetación actual es prácticamente inexistente, debido a que se trata de un entorno urbano, por lo tanto, intensamente antropizado.

Descubierta en 1972, fue sometida a una excavación de urgencia entre 1987 y 1988, debido a la construcción

de una carretera que afectaba parcialmente al yacimiento. Las investigaciones arqueológicas (Arrizabalaga & Altuna 2000) documentaron varios niveles pertenecientes al Paleolítico superior final (Castelperroniense, Protoauriñaciense y Auriñaciense antiguo), cuyas dataciones figuran en la tabla 1.

En este depósito, uno de los más antiguos yacimientos estratificados del País Vasco, se han realizado dos estudios palinológicos que resultan complementarios. Uno de ellos a cargo de Sánchez Goñi (1991, 1993a, b) (Fig. 2) y el otro realizado por Iriarte (2000) (Fig. 3). En ambos encontramos elementos comunes, como la constatación de la mala conservación esporopolínica y la existencia de numerosos hiatos polínicos.



Figura 1. Montes guipuzcoanos desde el Erlu, Azpeitia (Foto: Santiago Fernández)

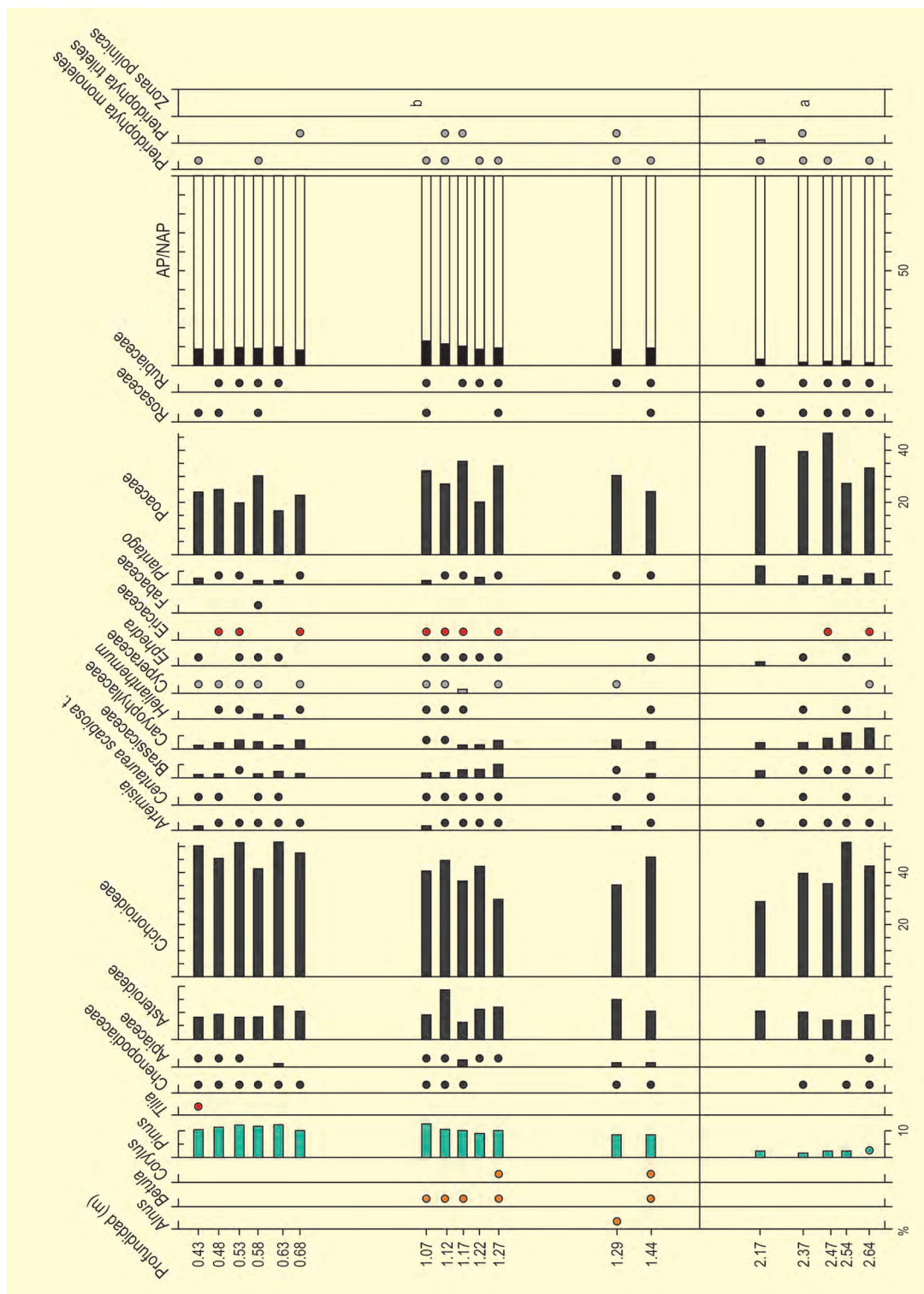


Figura 2. Diagrama polínico de la secuencia de Labeko Koba. Redibujado de Sánchez-Goñi (1991)

Para el nivel arqueológico más antiguo, el Castelperroniense, no tenemos información paleobotánica directa. En el estudio realizado por Iriarte (Fig. 3) se refieren datos procedentes de un nivel paleontológico superpuesto al Castelperroniense, en el que las condiciones eran lo suficientemente óptimas como para que

se desarrollaran pinares, así como otros taxones mesotermófilos como *Corylus*, *Alnus* y *Betula*.

Posteriormente, durante la ocupación protoauriñaciense los registros de ambos estudios no parecen coincidir. Sánchez-Goñi (1991, 1993a, b) caracteriza este





**Tabla 1.** Dataciones radiocarbónicas de la secuencia de Labeko Koba. Arrizabalaga & Altuna (2000)

Ref. Lab.	Nivel	Años BP	Años cal. BP	Arqueología
Ua. 3322	V	30615 ± 820	35245	Auriñaciense
Ua. 3321	VII	31455 ± 915	35989	Protoauriñaciense
Ua. 3324	IX Inferior	34215 ± 1265	39093	Castelperroniense

climáticas severas. Ambos estudios coinciden en la existencia de una formación abierta, documentándose el descenso de los taxones mesotermófilos. Las herbáceas estaban dominadas por Asteraceae-Poaceae, esta vez acompañadas de un contingente herbáceo de ca-

rácter más estépico (*Artemisia*, *Ephedra*, *Thalictrum* y *Helianthemum*).

#### Más información

Sánchez-Goñi (1991, 1993a, b), Iriarte (2000)

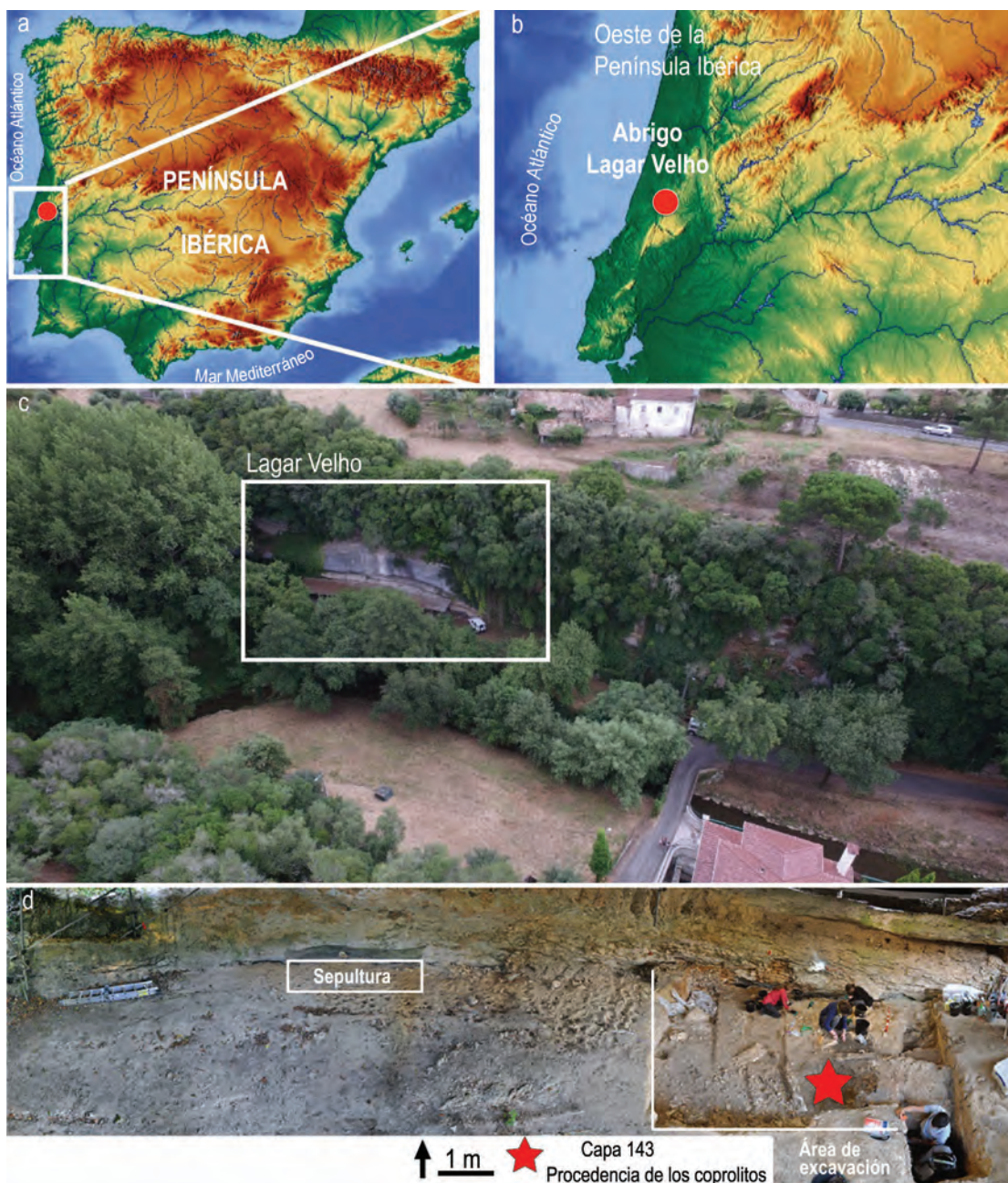


# LAGAR VELHO

Leiria, Portugal  
Pleistoceno superior (MIS 3-2)

Lagar Velho es un abrigo rocoso situado en el Valle de Lapedo ( $39^{\circ} 45' 25''$  N;  $8^{\circ} 43' 58''$  O, 85 m sobre el nivel del mar), en el municipio de Leiria, a unos

135 km al norte de Lisboa, Portugal (Fig. 1). El abrigo se sitúa en el desfiladero de Lapedo, en el margen izquierdo del arroyo Caranguejeira, presentando una



**Figura 1.** Abrigo do Lagar Velho. A y B: Ubicación del sitio. C: Vista aérea del abrigo, © Pedro Souto D: Zona de excavación y procedencia de los coprolitos. Mapa extraído de OpenStreetMap © con licencia de ODDL 1.0 (<https://www.openstreetmap.org/copyright>) de la Fundación OpenStreetMap (OSMF). ©Colaboradores de OpenStreetMap. Modificado de Ochando *et al.* (2022b)

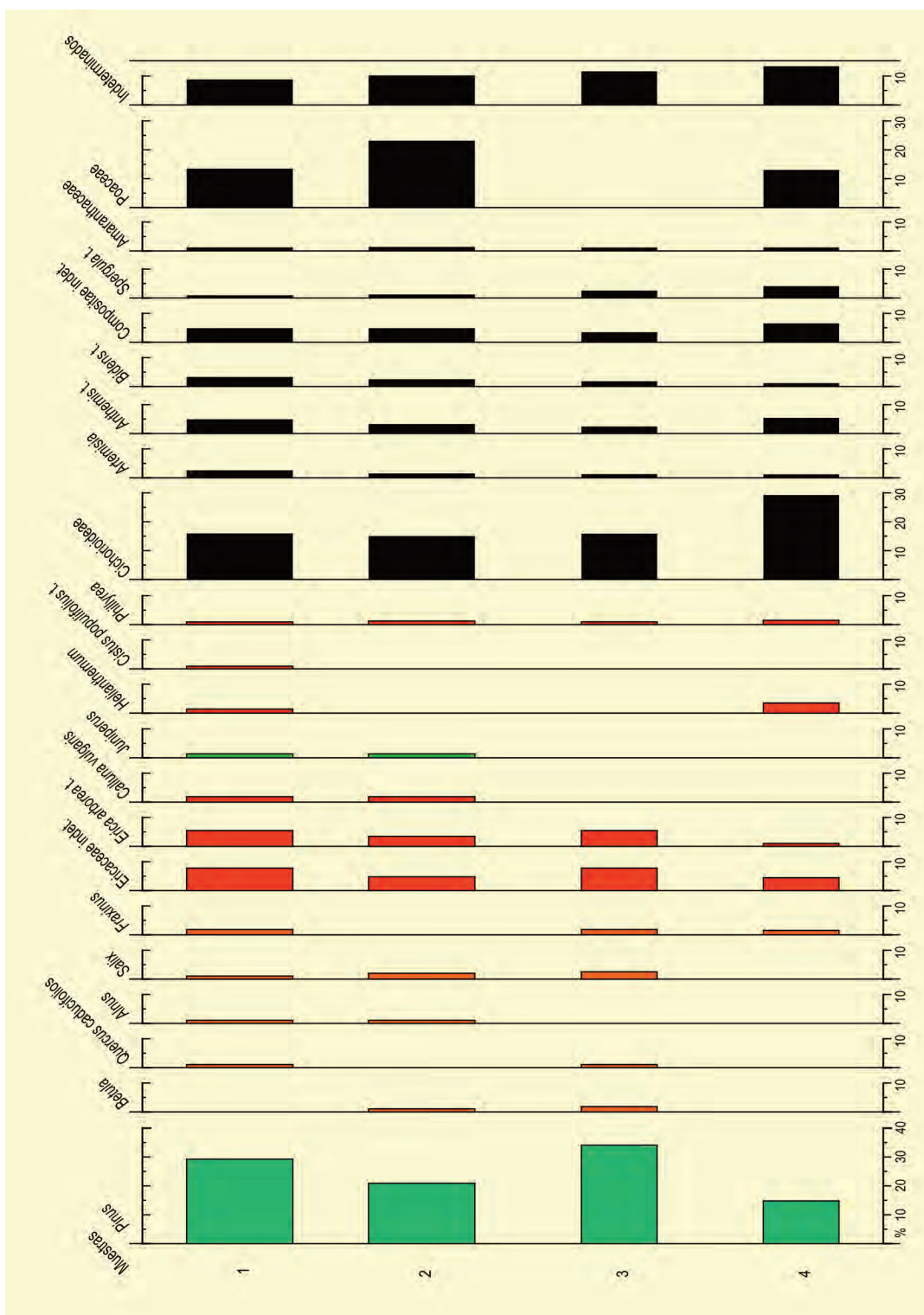


Figura 2. Diagrama polínico de los depósitos subyacentes al enterramiento, recuperado del perfil norte del cuadrado L20. Modificado de Ochando *et al.* (2022b) y Queiroz *et al.* (2002)

forma alargada abierta hacia el Norte (Fig. 1). El sitio fue descubierto y excavado por primera vez a finales de 1998, poco después de identificar el enterramiento infantil LV1 (Duarte *et al.* 1999, Zilhão *et al.* 2000).

El relleno sedimentario corresponde a una gruesa secuencia vertical de más de 8 m. La dinámica sedi-

mentaria es espacialmente variable, según la estratigrafía, los componentes y rasgos pedosedimentarios, así como la ocupación humana. Las unidades sedimentarias superiores están compuestas principalmente de sedimentos gravitacionales, mientras que los depósitos fluviales se conservan debajo de los anteriores en la parte occidental del abrigo, el cual contiene restos de



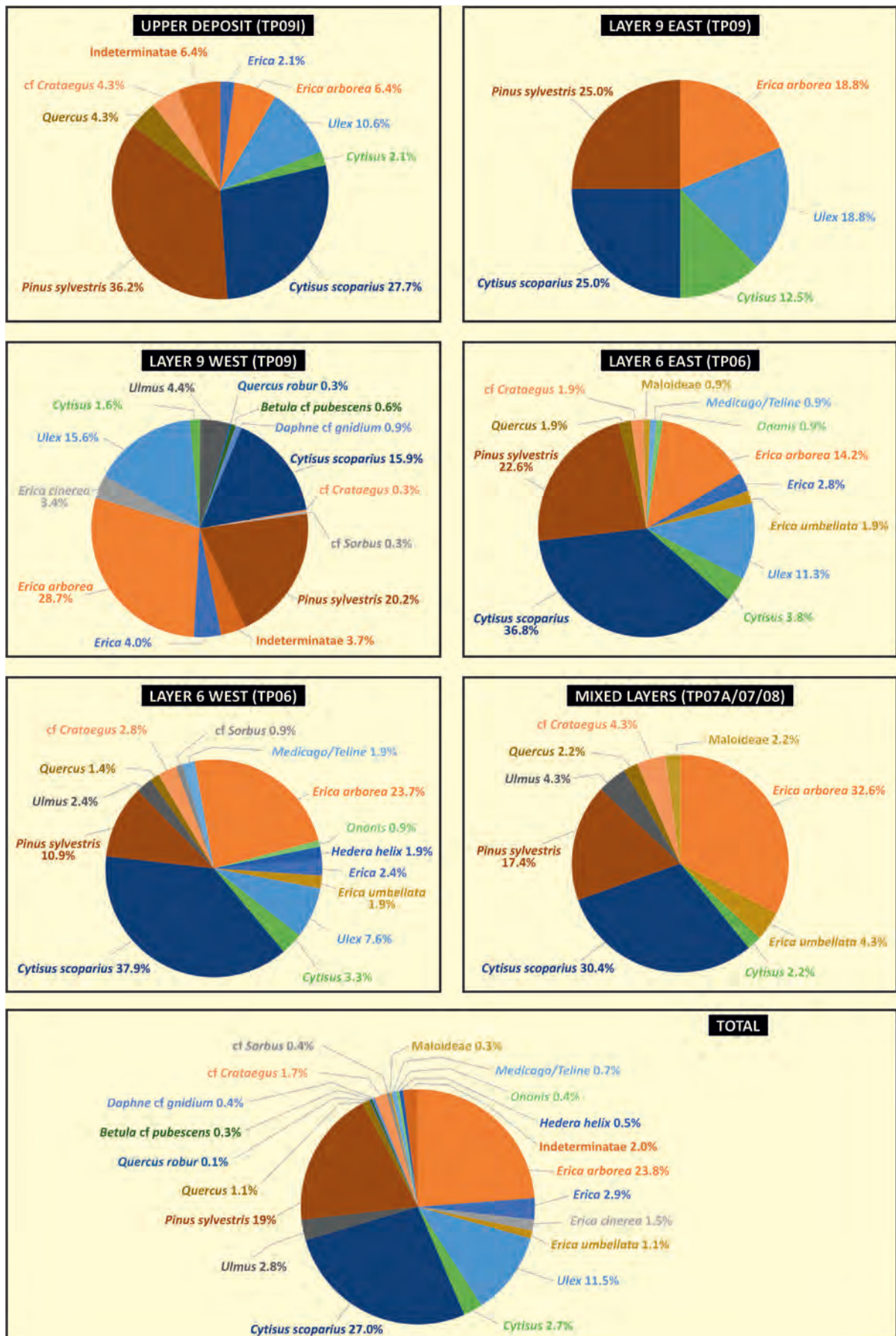


Figura 3. Resultados antracológicos que corresponden al depósito superior, Capa 9 Este y Capa 9 Oeste de TP09, Capa 6 Este y Capa 6 Oeste de TP06, Capas Mixtas de TP07a, TP07 y TP08 y Total. Modificado de Ochando *et al.* (2022b) y Queiroz *et al.* (2002)

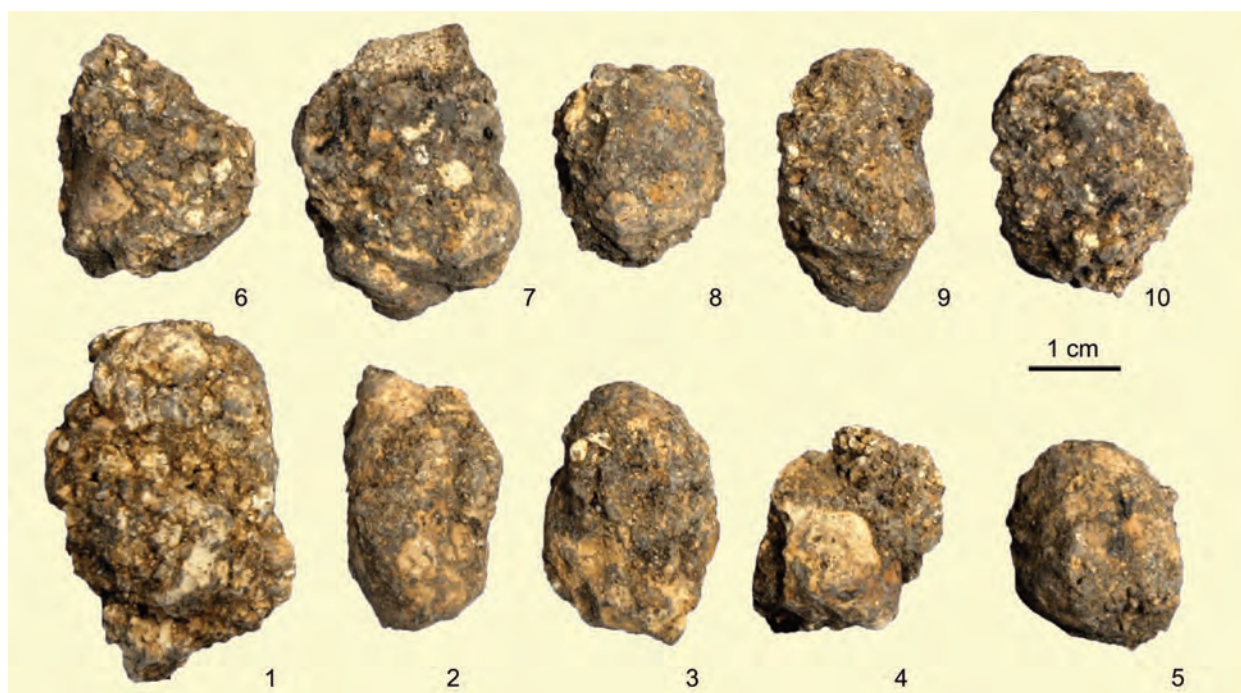


Figura 4. Coprolitos estudiados del abrigo do Lagar Velho (ALV-1 a ALV-10) de la capa 143, cuadrado G6. Ochando *et al.* (2022b)

fauna que datan de 39 a 29 ka cal BP. Entre los sedimentos fluviales y los impulsados por la gravedad, se describió una unidad sedimentaria de transición que contiene ocupaciones de carnívoros sin actividad humana que datan de ca. 29,0-27,5 ka cal BP. Las unidades sedimentológicas superiores contienen ocupaciones del Paleolítico Superior fechadas en el Gravetiense Terminal (ca. 27 ka cal BP) y en el Solutrense Medio (24,3 ka cal BP).

El sitio se encuentra en una zona de clima mediterráneo, cerca de la costa atlántica (aprox. 30 km) (Fig. 1). La cercana estación meteorológica de Leiria muestra una temperatura media anual de 14,9-16,0 °C y una precipitación anual de 749-1000 mm. El valle de Lapedo se encuentra dentro de la frontera occidental meso-cenozoica de la Península Ibérica, que constituye la mayor parte del cinturón litoral y perilitoral del centro de Portugal, con un eje general NNE-SSO, favoreciendo las precipitaciones principalmente durante el invierno y el otoño. Fitoclimatológicamente hablando, el área se en-

cuentra en el Mesomediterráneo con un ombroclima subhúmedo-húmedo. Biogeográficamente, el área pertenece a la Provincia Luso-Extremadurensis, Sector Litoral Beirense.

Fue realizado un estudio polínico previo en Lagar Velho (Queiroz *et al.* 2002) a partir de 4 muestras de sedimentos recolectadas en el perfil subyacente al enterramiento del niño LV1 (Fig. 2). Los autores concluyeron que estos espectros de polen de sedimentos estaban sesgados y, por lo tanto, no eran adecuados para realizar una reconstrucción paleoambiental. Queiroz (2002) también estudió cinco fragmentos de carbón recolectados en el contexto del enterramiento del niño, justo debajo de los huesos del pie, y fechados en ca. 29,1 ka cal BP. Todos estos fragmentos fueron identificados como pino silvestre (*Pinus sylvestris* t.). Además, se analizaron un total de 747 fragmentos de madera carbonífera (Queiroz *et al.* 2002), que incluye las ocupaciones Gravetiense Terminal y Solutrense Medio. No se detectaron diferencias importantes entre las muestras con

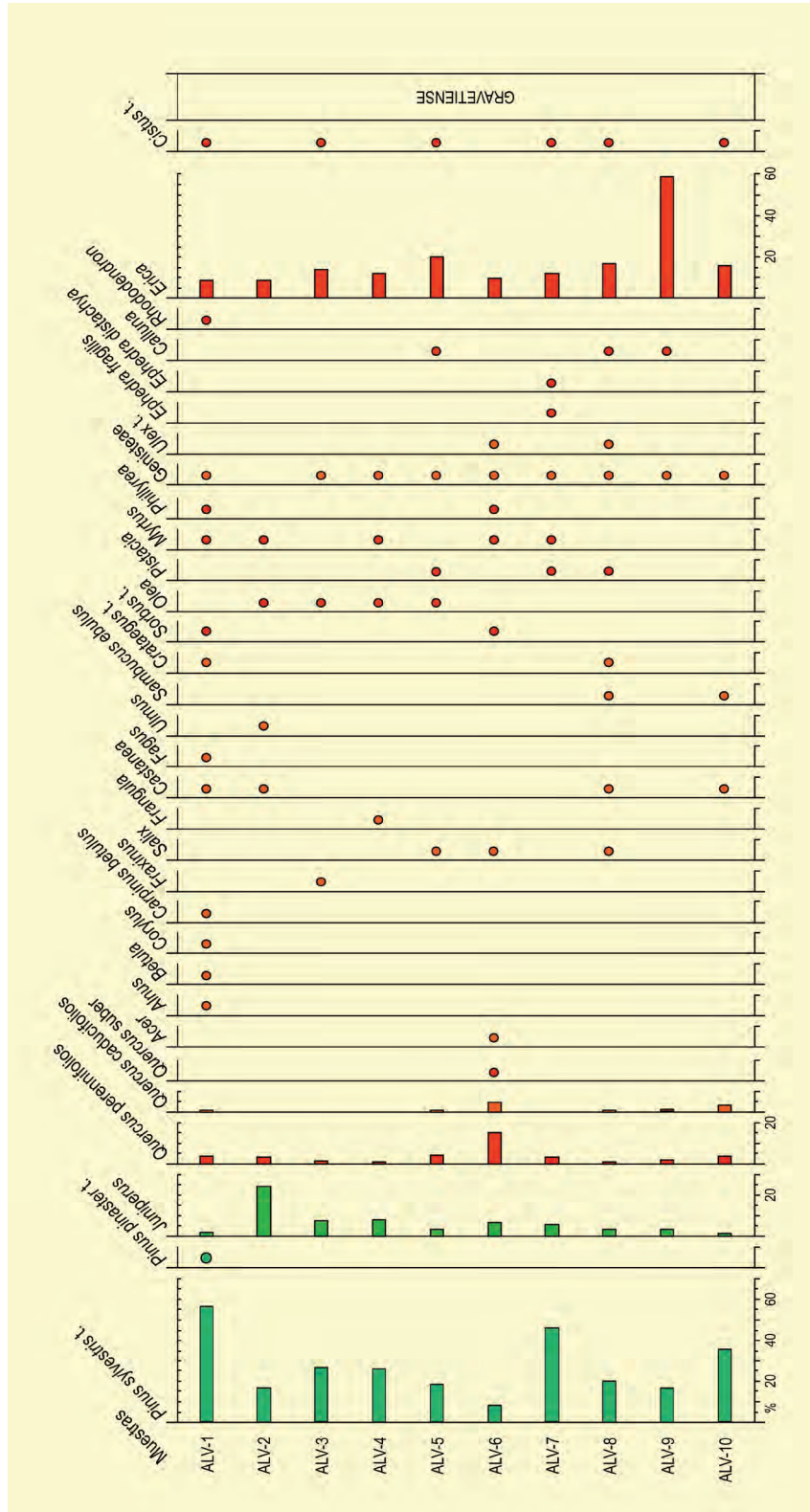
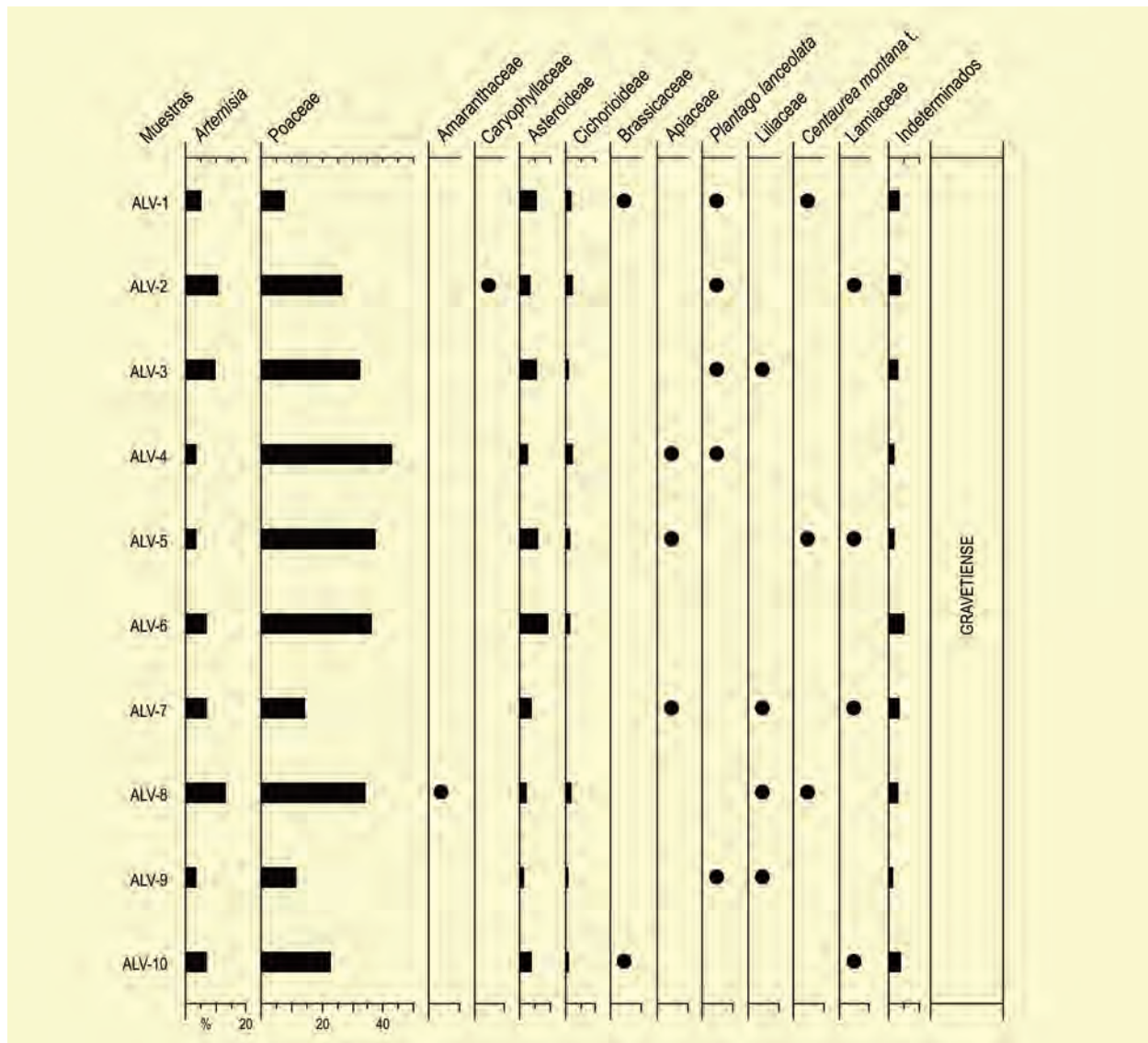


Figura 5. Diagrama de polen de Lagar Velho incluyendo el componente leñoso. Asteroidae, Cichorioideae y Centaurea montana están fuera de la suma total de polen. Los puntos de color representan porcentajes por debajo del 3%. Los puntos azules representan árboles mesofíticos y los puntos amarillos representan bosque/matorral mediterráneo (igual que en la Fig. 7). Modificado de Ochando et al. (2022b)





**Figura 6.** Diagrama de polen de Lagar Velho incluyendo elementos no arbóreos. Asteroidae, Cichorioideae y *Centaurea montana* están fuera de la suma total de polen. Los puntos negros representan porcentajes inferiores al 3%. Modificado de Ochando *et al.* (2022b)

respecto a los espectros de carbón, con 4 taxones dominando el registro: *Pinus sylvestris*, *Erica arborea*, *Cytisus scoparius* y *Ulex*. Otros taxones menores incluyen *Betula cf. pubescens*, *Medicago/Teline t.*, *Ononis t.*, *Daphne cf. gnidium*, *Erica cinerea*, *Erica umbellata*, *Hedera helix*, *Quercus robur*, Rosaceae y *Ulmus* (Fig. 3; Tabla 1).

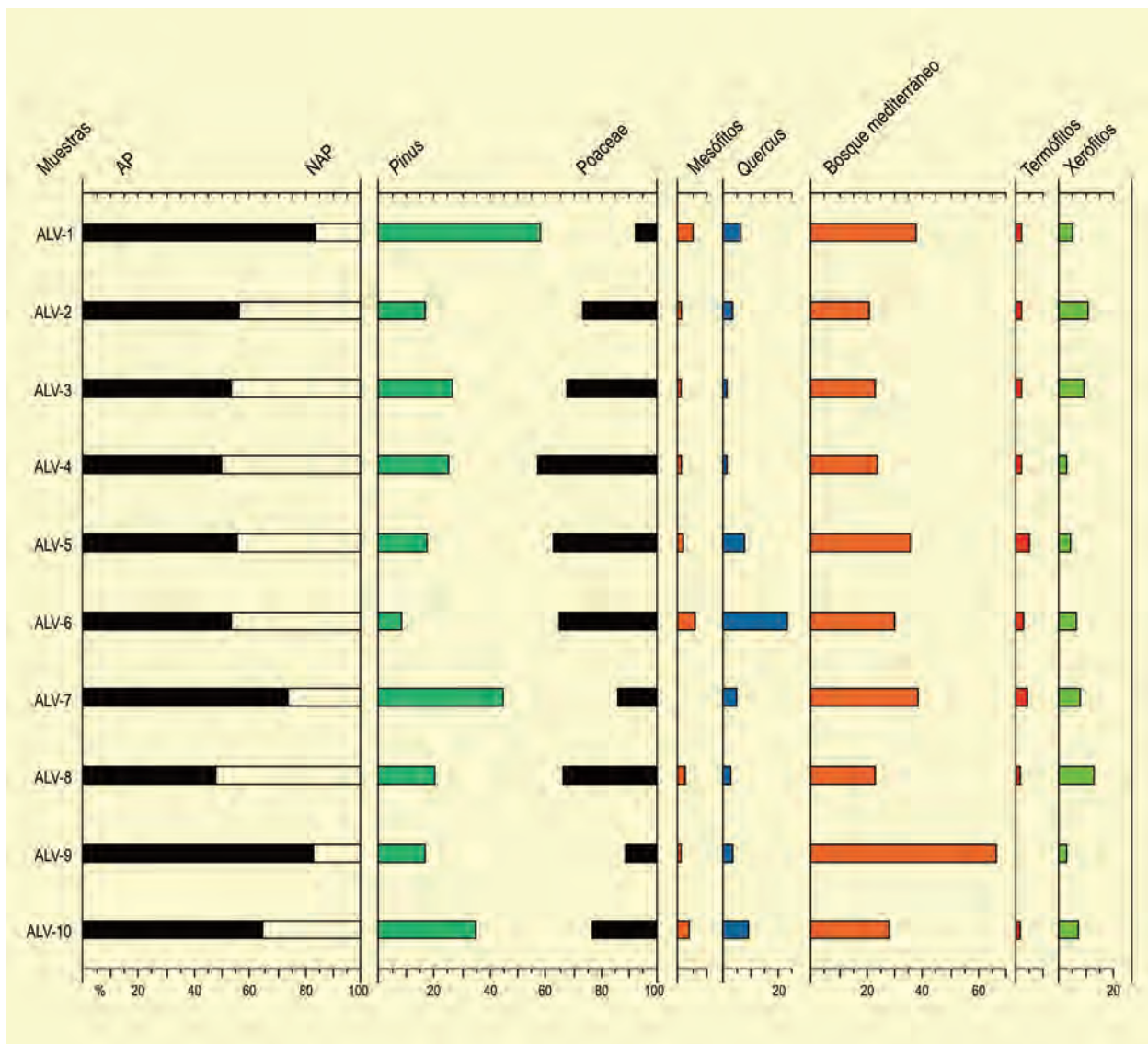
El conjunto de coprolitos analizados fue recuperado en el sitio durante la campaña de trabajo de campo de 2018, en la capa 143 e incluye un total de 10 fragmentos (muestras ID ALV-1 a -10) (Figs. 1 y 4). Su morfología general es cilíndrica o tubular con extremos redondeados. No se observaron huesos ni inclusiones dentarias en sus superficies externas. Los coprolitos coinciden con ca-

racterísticas diferentes a los de las hienas y corresponden a otras especies de medianas a pequeñas. El rango cronológico de la capa 143 se sitúa entre el límite del MIS 3 y MIS 2 y podría estar relacionado con el final de D-O (Dansgaard-Oeschger) 4 y el comienzo de HE (Heinrich Event) 3.

Todos los coprolitos analizados contenían granos de polen (Figs. 5, 6 y 7). El polen arbóreo (AP) es predominante en todas las muestras, alcanzando valores >83%, excepto en el coprolito ALV-8, en el que se alcanza el menor porcentaje de AP (48%). La suma de *Pinus* oscila entre 8 y 58%. *Pinus sylvestris* es muy fluctuante, variando entre ca. 57% y <9% como en la muestra ALV-6. *Juniperus* alcanza porcentajes entre 2% y

**Tabla 1.** Análisis de carbones. Las capas contienen restos líticos del Gravetiense medio y el Solutrense terminal y el Solutrense medio, las cuales fueron fechadas por radiocarbono entre ca. 24,3 y 27 ka cal BP. Datos de Queiroz *et al.* (2002)

Taxones	Solutrense medio			Gravetiense terminal		Canal de relleno		Fragmentos totales de carbones
	Depósito superior (TPo9)	Capa 9 este (TPo9)	Capa 9 oeste (TPo9)	Capa 6 este (TPo6)	Capa 6 oeste (TPo6)	Mezcla de capas (TPo7a/07/08)		
<i>Betula cf. pubescens</i>			2					2
<i>Cytisus</i>	1	2	5	4	7	1		20
<i>Cytisus scoparius</i>	13	4	51	39	80	14		201
<i>Ulex</i>	5	3	50	12	16			86
<i>Medicago/Teline</i>				1	4			5
<i>Ononis</i>				1	2			3
<i>Daphne cf. gnidium</i>			3					3
<i>Erica arborea</i>	3	3	92	15	50	15		178
<i>Erica cinerea</i>			11					11
<i>Erica umbellata</i>				2	4	2		8
<i>Erica</i>	1		13	3	5			22
<i>Hedera helix</i>					4			4
<i>Pinus sylvestris</i>	17	4	65	24	23	8		141
<i>Quercus</i>	2			2	3	1		8
<i>Quercus robur</i>			1					1
Rosaceae Maloideae cf. <i>Crataegus</i>	2			2	6	2		13
Rosaceae Maloideae cf. <i>Sorbus</i>			1		2			3
Rosaceae Maloideae				1		1		2
<i>Ulmus</i>			14		5	2		21
Indeterminable	3		12					15
Total	47	16	321	106	211	46		747



**Figura 7.** Diagrama sintético de Lagar Velho que incluye grupos ecológicos y los principales contribuyentes de polen. Las coníferas incluyen *Pinus* y *Juniperus*. Los árboles mesofíticos incluyen *Quercus caducifolia*, *Quercus suber*, *Acer*, *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Carpinus*, *Fraxinus*, *Salix*, *Frangula*, *Castanea*, *Fagus*, *Ulmus*, *Crataegus* y *Sorbus*. Otros mesófitos comprenden árboles mesofíticos menos *Quercus caducifolia* y *Quercus suber*. El bosque/matorral mediterráneo incluye *Quercus perennifolia*, *Pinus pinaster*, *Sambucus ebulus*, *Olea*, *Pistacia*, *Myrtus*, *Phillyrea*, *Ephedra fragilis*, *Ephedra distachya*, *Erica* y *Cistus*. Otros elementos mediterráneos comprenden bosque/matorral mediterráneo menos *Quercus perennifolia* y *Pinus pinaster*. Los termófitos incluyen *Olea*, *Pistacia*, *Myrtus*, *Phillyrea*, *Ephedra fragilis*, *Ephedra distachya*, *Cistus* y *Asphodelus*. Los xerófitos incluyen *Artemisia*, *Amaranthaceae*, *Asphodelus*, *Ephedra fragilis*, *Ephedra distachya*, *Lamiaceae*. Modificado de Ochoa et al. (2022b)

24%. *Quercus perennifolia* está representado por un 1% a un 15%, *Quercus caducifolia* alcanza el 5% y el *Quercus* indeterminado no supera el 2%. Sorprendentemente, *Erica* fluctúa entre el 9% y el 58%. La aparición de *Salix*, *Castanea*, *Sambucus ebulus*, *Olea*, *Pistacia*, *Myrtus*, *Genisteae* y *Cistus* t. es significativa, así como la presencia de *Pinus pinaster*, *Quercus suber*, *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Carpinus betulus*, *Fraxinus*, *Fagus*, *Ulmus*, *Ephedra fragilis*, *Ephedra distachya* y *Rhododendron*. Entre NAP (Fig. 6), destacan Poaceae (7-43%) y *Artemisia* (3-13%). También son frecuentes

Asteroidae y Cichorioideae (ambas fuera de la suma polínica), Brassicaceae, Apiaceae, *Plantago lanceolata*, Liliaceae y Lamiaceae.

Los espectros polínicos de los coprolito están codominados por cinco o seis de los principales contribuyentes de polen, a saber, *Pinus*, *Quercus*, *Juniperus*, Poaceae, *Erica* y *Artemisia* (Figs. 5 y 6). Las excepciones incluyen ALV-1 y ALV-9 dominadas exclusivamente por *Pinus* y *Erica*, respectivamente. Paleoecológicamente, los espectros de polen incluyen la ocurrencia de diver-



Grupos ecológicos	Taxones	Polen de coprolito	Polen de sedimento (Queiroz 1999, Queiroz et al. 2002)	Carbones (Queiroz et al. 2002)
	<i>Pinus</i>	●	●	●
	Ericaceae	●	●	●
	Poaceae	●	●	●
	<i>Juniperus</i>	+	+	-
	<i>Quercus perennifolia</i>	+	-	+
	<i>Quercus caducifolia</i>	+	+	+
	<i>Quercus suber</i>	+	-	-
Caducifolios	<i>Acer</i>	+	-	-
	<i>Alnus</i>	+	+	-
	<i>Betula</i>	+	+	+
	<i>Corylus</i>	+	-	-
	<i>Carpinus betulus</i>	+	-	-
	<i>Fraxinus</i>	+	+	-
	<i>Salix</i>	+	+	-
	<i>Frangula</i>	+	-	-
	<i>Castanea</i>	+	-	-
	<i>Fagus</i>	+	-	-
	<i>Ulmus</i>	+	-	+
	<i>Crataegus</i>	+	-	+
	<i>Sorbus</i>	+	-	+
Termófitos	<i>Olea</i>	+	-	-
	<i>Pistacia</i>	+	-	-
	<i>Myrtus</i>	+	-	-
	<i>Phillyrea</i>	+	+	-
	<i>Cistus</i>	+	+	-
Xerófitos	<i>Artemisia</i>	+	+	-
	Amaranthaceae	+	+	-
	<i>Ephedra</i>	+	-	-
	Asphodelus	+	-	-
	Lamiaceae	+	-	-
Otros	Genisteae	+	+	+
	<i>Ulex</i>	+	-	+
	Thymelaeaceae	+	-	+
	<i>Hedera helix</i>	-	-	+

● Dominancia      + Presencia  
 ● Abundancia      - Ausencia

Figura 8. Resultados comparativos entre los taxones polínicos de los coprolitos (Ochando et al. 2022b), polen de sedimento (Queiroz 199, Queiroz et al. 2002) y carbón vegetal (Queiroz et al., 2002)

sos árboles, arbustos y hierbas, con árboles mesófilos, elementos mediterráneos, coníferas, especies xeroteratófitas, indicadoras de sustratos salinos y heliófitas como *Erica*, Asteroideae, Cistaceae, *Ephedra fragilis* y *E. distachya*. Así, se infiere un paisaje en mosaico, con pastizales arbustivos y brezales, bosques mixtos de *Pinus-Quercus*, pinares, manchas de bosque ribereño, matorrales heliófitos y matorral rocoso con chamaefitas, hemicriptófitas y estepas de *Artemisia* con sabinas. La abundancia de *Quercus* y la presencia de *Acer*, *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Carpinus betulus*, *Fraxinus*, *Salix*, *Frangula*, *Castanea*, *Fagus*, *Ulmus*, *Sorbus*, *Olea*, *Pistacia*, *Myrtus*, *Phillyrea*, *Cistus*, *Calluna* y *Rhododendron* sugieren la persistencia de bosques de angiospermas durante el último máximo glacial.

En general, los espectros de polen de los coprolitos y sedimentos, y el registro de carbón vegetal, parecen compatibles con la última fase glacial mostrando un paisaje irregular, boscoso a semiboscoso, con abundancia de arbustos y una gran diversidad de plantas, incluidas especies adaptadas a altas temperaturas y ribereñas, bosques en galería (Fig. 8). La presencia de *Artemisia*, *Ephedra distachya*, Amaranthaceae y Poaceae está en concordancia con la existencia de estepas regionales en el oeste de Iberia y el clima generalmente frío que caracterizó el MIS2.

#### Más información

Queiroz (1999, 2002), Queiroz et al. (2002), Ochando et al. (2022b)



# LAGO DE AJO

Parque Natural de Somiedo, Somiedo, Asturias  
Pleistoceno superior – Holoceno (20000 años BP – actualidad)

**E**l Lago de Ajo o Lago del Valle ( $43^{\circ} 02' 36''$  N,  $06^{\circ} 08' 11''$  O; 1570 m s.n.m.) (Fig. 1) se localiza en el piso montano del Parque Natural de Somiedo en Asturias, en la parte central de la Cordillera Cantábrica, bajo un ombroclima húmedo. Este lago forma, junto con los lagos Negro, Cerveriz, de la Cueva y otros pequeños lagos, los llamados Lagos de Salencia. En este Parque, los bosques ocupan casi la cuarta parte del territorio. En la zona son frecuentes los hayedos (*Fagus*

*sylvatica*), robledales (*Quercus robur* y *Q. petraea*) y todo un elenco de mesófitos como fresnos, arces y tilos. En las zonas menos húmedas y/o más expuestas a insolación abundan acebos (*Ilex aquifolium*), tejos (*Taxus baccata*), abedules (*Betula alba*), encinas (*Quercus ilex*) y quejigos (*Quercus faginea*). Además, existen zonas abiertas de pastos ganaderos junto con numerosas extensiones de ericáceas (*Erica vagans*, *E. arborea*, *Calluna vulgaris*, *Vaccinium myrtillus*, etc). En las zonas



Figura 1. Vista del Lago de Ajo (Lago del Valle) en el Parque Natural de Somiedo (Foto: José Antonio López-Sáez)



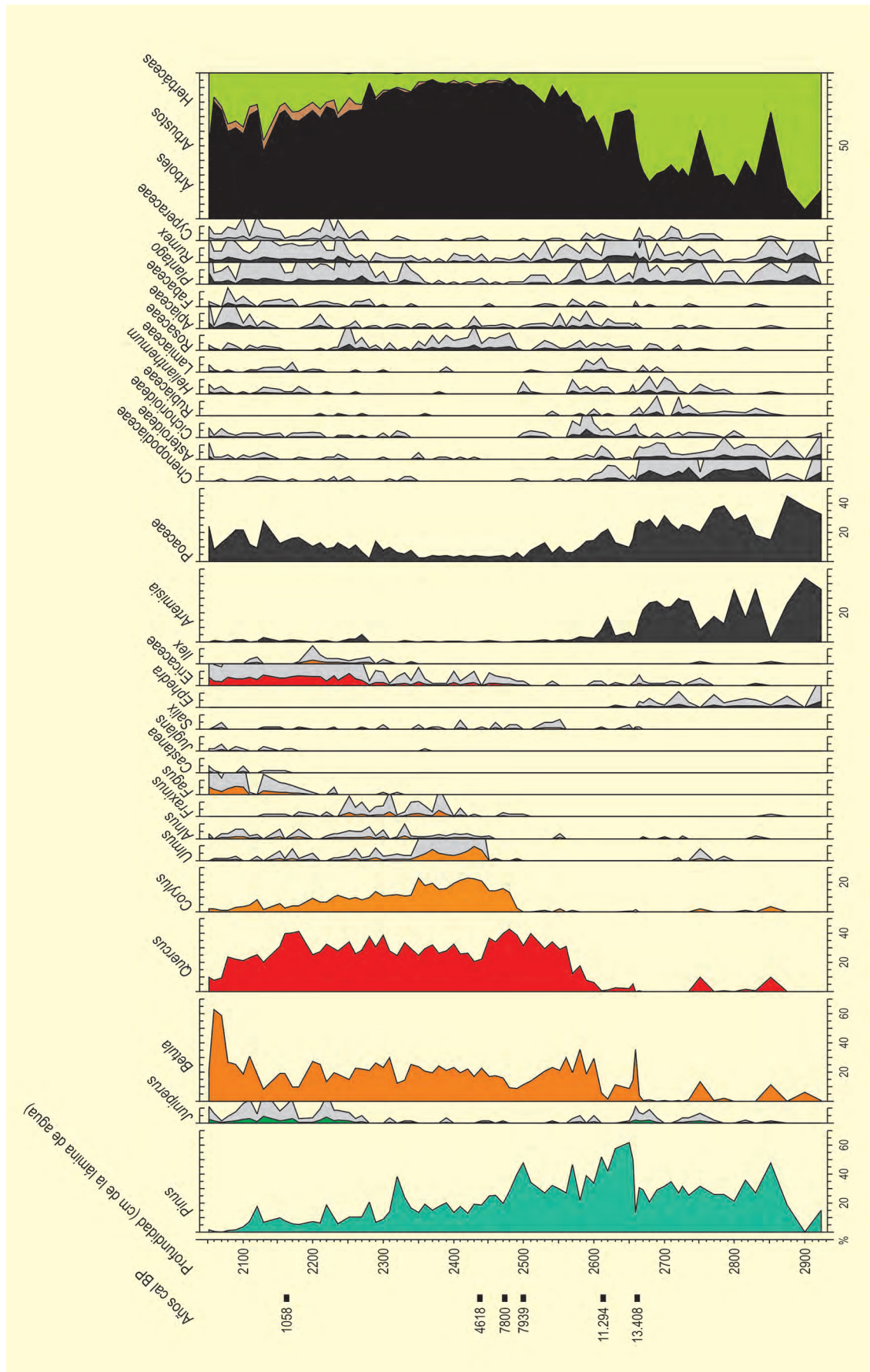


Figura 2. Diagrama palinológico del Lago de Ajo o Lago del Valle. Redibujado de Allen et al. (1996) gracias a los datos de la European Pollen Database



**Tabla 1.** Dataciones radiocarbónicas del Lago de Ajo (Asturias). Las dataciones son las originales de McKeever (1984), mientras que la corrección de las mismas debido al efecto reservorio detectado se ha extraído de Allen *et al.* (1996)

Ref. Lab.	Prof. (cm lámina de agua)	Años BP	Años cal. BP
Beta-9154	2155-2165	3840 ± 110	1058
Beta-9155	2430-2440	6800 ± 900	4618
Beta-9156	2465-2475	9650 ± 120	7800
Beta-9739	2475-2485	9780 ± 80	7939
Beta-9157	2605-2615	12610 ± 90	11294
Beta-9740	2655-2665	14270 ± 180	13408

más alpinas, en cambio, crecen matorrales de enebro rastrero (*Juniperus communis* subsp. *alpina*), gayuba (*Arctostaphylos uva-ursi*), laureola (*Daphne laureola*), arándano, brecina y genciana.

El registro polínico del Lago de Ajo (Fig. 2) es, sin lugar a dudas, uno de los referentes en la bibliografía palinológica de la Península Ibérica y en general de Europa Occidental. Esto es debido a que, cuando se publicó, era uno de los pocos registros que albergaba una secuencia continua desde finales del Pleistoceno y durante todo el Holoceno. El analista pionero fue McKeever (1984) a través de su tesis doctoral. No obstante, el trabajo que normalmente se referencia es el posterior de Allen *et al.* (1996), en el que además se realizaron reconstrucciones paleoclimáticas usando la técnica

de los análogos modernos. En la tesis de McKeever (1984) se presentaron varias dataciones de radiocarbono, que resultaron estar envejecidas al no tener en cuenta el factor de corrección debido al efecto reservorio producido por el origen dolomítico de la cuenca lacustre (Peñalba 1989), por lo que se creó un debate sobre la cronología de los eventos asociados y su correlación con otras secuencias cercanas como la de Quintanar de la Sierra (Peñalba 1989). En el trabajo de Allen *et al.* (1996) se efectúa la corrección de las dataciones radiocarbónicas teniendo en cuenta el envejecimiento derivado del efecto reservorio (Tabla 1). Con esta nueva cronología, admitiendo el modelo de edad-profundidad de Allen *et al.* (1996), se acepta que el inicio de la secuencia tiene lugar en torno a 20000 años antes del presente.



**Figura 3.** Valle del Lago en el Parque Natural de Somiedo (Foto: JA. Suárez González)

Durante el Último Máximo Glacial (~22000-18000 años) se produjo un desarrollo de la vegetación estépica (*Artemisia*, Chenopodiaceae, Poaceae, *Ephedra* y *Pinus*) indicando una pronunciada estacionalidad y un déficit en la humedad edáfica. La reconstrucción paleoclimática de este período muestra unas condiciones mucho más secas y frías que en la actualidad, y también más secas que las condiciones posteriores, en donde se observa un cambio muy rápido hacia un aumento de la humedad cuando el polen de taxones arbóreos empieza a incrementar su abundancia. Por lo tanto, durante el interestadio Tardiglacial (~18000-11500 años cal BP) se constata el desarrollo de masas arbóreas, incluso de formaciones boscosas, formadas primordialmente por *Pinus*, *Betula* y *Juniperus*, donde posiblemente el pinar ocuparía las zonas con menores elevaciones mientras que el abedul sería característico a mayores altitudes, al igual que las formaciones rastreras de *Juniperus*.

Este típico espectro tardiglacial del norte de la Península Ibérica está, además, acompañado por pequeñas presencias de todo un elenco de mesófilos (*Quercus*, *Ulmus*, *Alnus* y *Corylus*) que, como en otras secuencias, pone de manifiesto la existencia de zonas de refugio que posibilitaron la rápida colonización holocena de los bosques por parte de las especies planocaducifolias. Las reconstrucciones paleoclimáticas de este período ponen de manifiesto unas condiciones todavía frías, pero más húmedas y con una importante reducción del anterior déficit hídrico, características que apuntan a un incremento notable de las precipitaciones, aunque no de la misma manera de las temperaturas.

Un hecho significativo es la detección, durante la fase final del Tardiglacial (~13000-11500 años cal BP), del Dryas reciente en el registro polínico del Lago de Ajo. Este evento se manifiesta con la caída de los valores de *Betula* y la nueva abundancia de los valores de polen de taxones herbáceos (fundamentalmente *Artemisia* y Poaceae). Estos hechos, en las reconstrucciones paleoclimáticas, se relacionan con unas condiciones de nuevo más secas y áridas, y quizás algo más frías.

El inicio del Holoceno en esta zona del Parque Natural de Somiedo se constata con el rápido desarrollo y extensión de las formaciones mesófilas a expensas de *Pinus*. Estas formaciones se caracterizan en primer lugar por la proliferación de *Betula* para, en momentos posteriores, pasar a dar importancia a los bosques de *Quercus* y, más tarde ya durante el Holoceno medio, formaciones mixtas con *Corylus* y todo un elenco de caducifolios como *Ulmus*, *Alnus* y *Fraxinus*.

Durante el Holoceno final se observa el inicio de la antropización mostrado por el incremento de Ericales y al aumento de *Plantago*, *Rumex*, Asteraceae y Apiaceae derivados de la apertura del paisaje para la creación de pastos de vocación ganadera. Este cambio afectó también a los pinares, facilitando la proliferación de *Fagus* y la disminución del resto de caducifolios excepto *Betula* que, debido a su carácter heliófilo, prosperaría en los claros. En sincronía con la curva de *Fagus* aparecen las de *Castanea* y *Juglans*, que ponen de manifiesto ese impacto antrópico.

#### Más información

McKeever (1984), Peñalba (1989), Allen *et al.* (1996)



# LAGO ENOL

Picos de Europa, Cangas de Onís, Asturias  
Pleistoceno final – Holoceno (12600-2500 años cal BP)

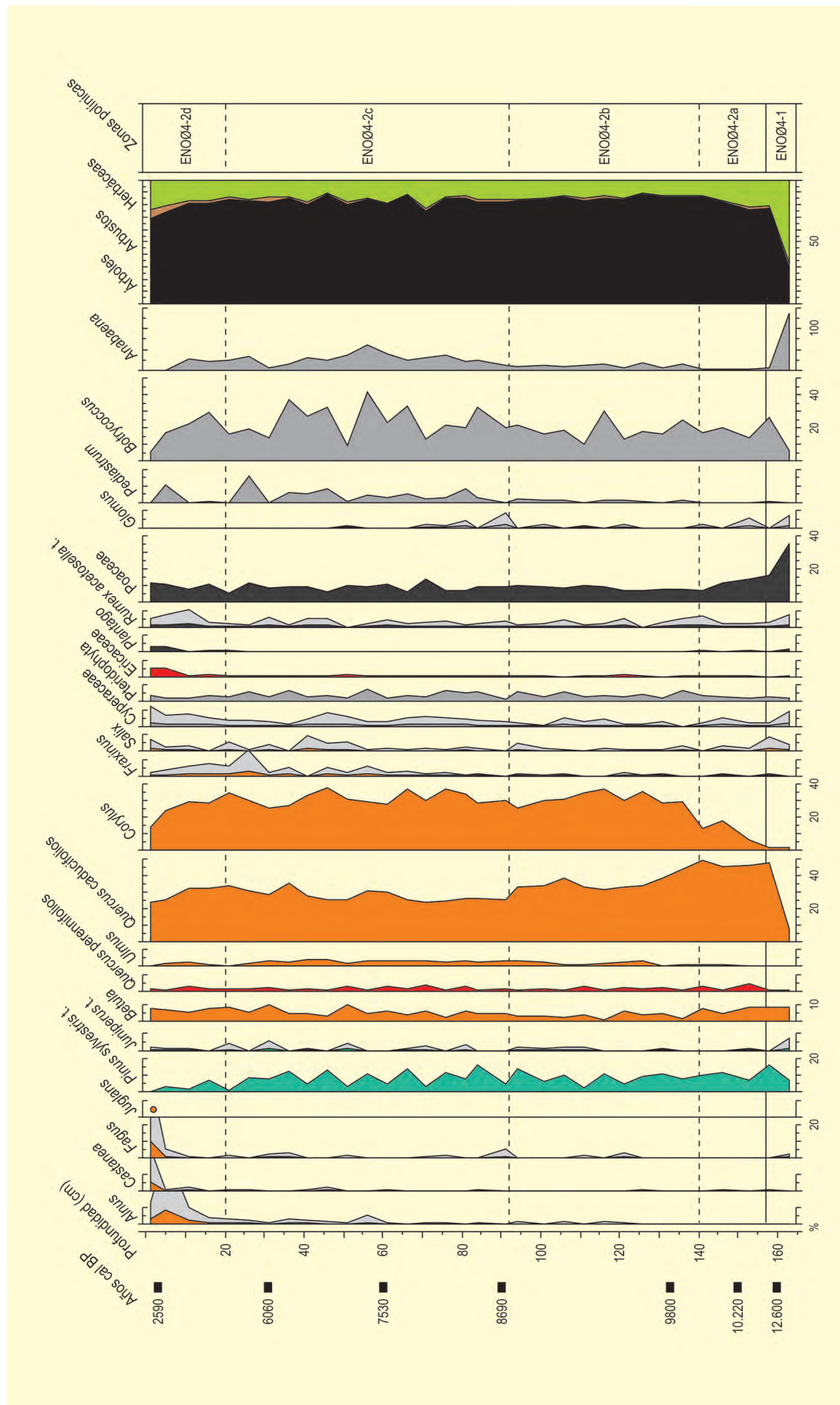
**E**l Lago Enol ( $43^{\circ} 16' 20''$  N,  $04^{\circ} 59' 32''$  O; 1070 m s.n.m.) (Fig. 1) se localiza en el piso montano del Parque Nacional de los Picos de Europa, al este de la Cordillera Cantábrica, dentro de un ombroclima entre húmedo e hiperhúmedo. El paisaje actual donde se ubica es el resultado de un relieve creado durante la orogenia alpina y en las partes más elevadas de éste se han preservado características glaciares visibles hoy día. Concretamente, el Lago Enol se localiza en la parte occidental del macizo de los Picos de Europa, rodeado por crestones calcáreos. En la parte norte, estos crestones lo separan de la depresión de Comella, que fue un lago en el pasado.

Perteneciendo a la Región Eurosiberiana, con características climáticas templado-húmedas, se favorece el desarrollo de densas formaciones de bosque planocaducifolio, principalmente en las laderas expuestas a los vientos oceánicos, donde, además, las turberas son abundantes. Las zonas boscosas están dominadas por *Quercus caducifolios*, principalmente por *Quercus robur*, con *Betula alba*, *Corylus avellana*, *Fraxinus excelsior*, *Alnus glutinosa* y *Acer*; junto con matorral de ericáceas y leguminosas y amplias zonas herbáceas con pastizales, en su mayoría, graminoides. En los lugares más húmedos, *Fagus sylvatica* es la especie dominante. Formaciones de perennifolios esclerófilos con *Quercus*



Figura 1. Vista del Lago Enol desde una de sus orillas (Foto: Lourdes López-Merino)





**Figura 2.** Diagrama polínico sintético del Lago Enol (López-Merino 2009). La columna de taxones estépicos es la suma de *Artemisia*, Caryophyllaceae, Chenopodiaceae/Amaranthaceae y Asteraceae. La columna de Ericaceae es la suma de *Erica* t. y *Calluna vulgaris*. Pteridófitos hace referencia a *Asplenium*, Fícales monoletes y triletes, *Osmunda regalis*, *Polypodium vulgare* y *Pteridium aquilinum*



Figura 3. Sondeo del Lago Enol en mayo de 2004 con una plataforma flotante del *Limnological Research Center* (Foto: P. González-Sampérez)

*ilix* subsp. *ballota*, *Laurus nobilis*, *Rhamnus alaternus*, *Arbutus unedo*, *Ruscus aculeatus*, *Ligustrum vulgare*, *Phillyrea media*, *Rubia peregrina* y *Smilax aspera* se desarrollan en las zonas más soleadas sobre los crestones calcáreos. Estas formaciones de esclerófilos y termófilos se interpretan como relictas de los períodos más cálidos y secos que ocurrieron durante el Pleistoceno, estando ahora restringidas a determinados enclaves con topografía favorable o condiciones edáficas apropiadas.

Desde épocas protohistóricas e históricas la cuenca y toda la región circundante han sido sometidas a una intensa actividad antrópica, que ha llevado a la deforestación de los bosques y a la creación de un paisaje de pastizales alpinos.

Menéndez-Amor (1975) estudió polínicamente sedimentos turbosos de los márgenes de los lagos Enol y Ercina. En el Lago Enol, en un sondeo de 80 cm de pro-

fundidad del que no se posee diagrama polínico, la autora cita el dominio del estrato herbáceo en toda su secuencia, mientras que el estrato arbóreo estaría dominado por *Pinus*.

Recientemente se han estudiado sedimentos lacustres de una manera multidisciplinar, contando con datos tanto de indicadores abióticos (sedimentología y geoquímica) como bióticos (polen, diatomeas y ostrácodos). Para este nuevo estudio en total se efectuaron seis sondeos largos en el Lago Enol por medio de una sonda de pistón *Kullenberg* modificada sobre una plataforma flotante del *Limnological Research Centre* (LRC), *University of Minnesota* (Fig. 3). Uno de ellos (ENOØ4-1 D-1K) se seleccionó para su estudio palinológico debido a su localización en la parte central y más profunda de la cuenca lacustre (21,5 m por debajo de la lámina de agua del lago). Este nuevo sondeo posee una profundidad de casi 6 m, de los cuales se han estudiado hasta el momento sólo los primeros 165 cm, correspon-

**Tabla 1.** Dataciones radiocarbónicas de los sedimentos lacustres del Lago Enol (Asturias). 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 medio del intervalo de probabilidad (95,4%, 2  $\sigma$ )

Ref. Lab.	Prof. (cm lámina de agua)	Años BP	Años cal. BP
Beta-9154	2155-2165	3840 ± 110	1058
Beta-9155	2430-2440	6800 ± 900	4618
Beta-9156	2465-2475	9650 ± 120	7800
Beta-9739	2475-2485	9780 ± 80	7939
Beta-9157	2605-2615	12610 ± 90	11294
Beta-9740	2655-2665	14270 ± 180	13408

dientes a la transición Pleistoceno/Holoceno y al Holoceno (López-Merino 2009, Moreno *et al.* 2011). En total se han estudiado palinológicamente 33 muestras, a intervalos de unos 5 cm (Fig. 2); y se han realizado 7 dataciones radiocarbónicas (Tabla 1).

En la secuencia polínica se observan dos zonas bien diferenciadas. La primera de ellas corresponde con el final del Tardiglacial (ENOØ4-1), concretamente con el Dryas reciente, mientras que la segunda abarca desde inicios del Holoceno hasta hace unos 2590 años (ENOØ4-2). Durante el final del Tardiglacial (ENOØ4-1) se observa un paisaje dominado por taxones estépicos (*Artemisia*, diversos tipos de *Asteraceae*, *Juniperus*, *Caryophyllaceae* o *Chenopodiaceae/Amaranthaceae*), mientras que las formaciones arbóreas apenas estarían desarrolladas, llegando a tener los valores mínimos de toda la secuencia.

El escaso componente arbóreo estaría dominado por pinos y abedules, pero la presencia de elementos planocaducifolios como *Quercus caducifolio*, *Corylus*, *Fagus* y otros mesófilos (*Ulmus*, *Salix* y *Fraxinus*), además de termófilos como *Quercus perennifolios*, apunta a la existencia de zonas de refugio en la región de Picos de Europa. Por otro lado, las curvas polínicas asociadas a taxones riparios, como son *Cyperaceae* y *Salix*, sugieren la existencia de un área palustre bien desarrollada en las orillas del lago que podría estar relacionada con un bajo nivel lacustre y, por lo tanto, una eutrofización del mismo como indicarían los altísimos valores de *Anabaena*.

La zona de cronología holocena (ENOØ4-2) se caracteriza por un intenso desarrollo de las formaciones

boscosas mesófilas desde su inicio, en concordancia con unas condiciones climáticas más benignas y probablemente en relación con la proximidad de áreas refugio comentadas anteriormente, hecho que se constata de manera general en casi todos los registros montañosos del norte de la Península Ibérica. Adicionalmente, estas condiciones más benignas se expresan en el sistema lacustre con las mayores presencias de *Botryococcus* y *Pediastrum* y el brusco descenso de *Anabaena*. Además, la mayor parte de la secuencia muestra un bosque mixto relativamente estable y bien desarrollado que, sin embargo, recoge algunas tendencias climáticas o antrópicas, siendo útil la diferenciación de la zona en subzonas.

Aunque el inicio del Holoceno, en términos de mejores condiciones de temperatura y humedad, se ubica claramente en la frontera entre ENOØ4-1 y ENOØ4-2a y se caracteriza por la rápida proliferación de *Quercus caducifolio*, se identifica un mayor aumento de la humedad a lo largo de ENOØ4-2b (>9800-8600 años cal BP), indicado a partir de los altos porcentajes de *Corylus*, que hablan de una codominancia con *Quercus caducifolio* en las formaciones boscosas.

Durante el Holoceno medio (8600-4650 años cal BP) se observa un patrón que estaría relacionado con condiciones algo más secas (ENOØ4-2c). En este sentido, especialmente significativo es el nuevo incremento de los porcentajes de *Anabaena* y la mayor presencia de *Glomus*, lo que indicaría una bajada del nivel lacustre debido a las condiciones más secas y una fase erosiva. El aumento de los porcentajes de *Juniperus*, de taxones ribereños (*Fraxinus*, *Salix* y *Alnus*), de hidrohigrófilas como *Cyperaceae* y los helechos, corroboraría la exis-



tencia de esta tendencia hacia condiciones más secas durante el Holoceno medio y de un mayor desarrollo de la zona palustre debido al descenso del nivel del lago. A pesar de la disminución de humedad, se constatan altos porcentajes arbóreos, indicando el mantenimiento de temperaturas favorables y la existencia de una formación boscosa muy estable.

La parte correspondiente al Holoceno final (ENOØ4-2d) sólo cubre el intervalo entre 4650 y 2590 años cal BP. Desde entonces se produce una disminución general de los porcentajes arbóreos en la secuencia. Especialmente significativo es el descenso de *Pinus*, *Corylus* y *Quercus* caducifolio; hecho que se acentúa desde 2700 años cal. BP. Sin embargo, otros taxones como *Alnus*, *Castanea* y *Fagus*, incrementan su presencia.

Asociados, por lo tanto, a este descenso general de los porcentajes arbóreos totales, se desarrollaron estos taxones arbóreos tradicionalmente favorecidos y potenciados por las actividades humanas; además, se observa un claro aumento de las formaciones arbustivas (principalmente *Erica* y *Calluna vulgaris*, que habían sido muy escasas anteriormente), y el aumento de los porcentajes de *Plantago lanceolata*, *P. major/media* y

*Rumex acetosella*. Estos hechos están relacionados, por lo tanto, con el establecimiento de un paisaje más abierto resultado de actividades ganaderas. Tales actividades pueden adscribirse al final del Calcolítico, acentuándose desde finales de la Edad del Bronce y el comienzo de la Edad del Hierro.

Aunque los últimos 2590 años del sondeo del Lago Enol no se recuperaron, el estudio palinológico de la cercana depresión de Comella puede ayudar a conocer qué pasó hasta la actualidad en el área (Ruiz-Zapata *et al.* 2001). Los espectros polínicos de Comella presentan características similares a las de Enol desde 4650 años cal BP: la apertura del paisaje y el aumento de los porcentajes tanto de formaciones arbustivas como de taxones favorecidos por el impacto antrópico tales como *Fagus*, *Castanea*, *Juglans*, *Alnus* y *Plantago lanceolata* y *P. major/media*. Todas estas evidencias hacen referencia a un fuerte impacto de las actividades humanas durante el Holoceno final.

#### Más información

Menéndez-Amor (1975), Ruiz-Zapata *et al.* (2001), López-Merino (2009), López-Merino *et al.* (2011b), Moreno *et al.* (2011)



# LAGO GRANDE DE ESTAÑA

Pirineo aragonés, Benabarre, Huesca

Pleistoceno superior – Holoceno (c. 20000 años cal BP – Actualidad)

**E**l Lago Grande de Estaña, Huesca ( $42^{\circ} 02' N$ ,  $0^{\circ} 32' E$ , 670 m s.n.m.), se localiza en las Sierras exteriores del Pirineo aragonés, y forma parte de un complejo kárstico con varias dolinas, algunas de ellas colmatadas, emplazado sobre materiales calcáreos y yesíferos. La laguna es una úvala compuesta por dos dolinas interconectadas, de 20 m y 12 m de profundidad respectivamente (Fig. 1, 4 y 5), separadas por un umbral actualmente sumergido a 2-3 m de profundidad (Figs. 1, 4 y 5). La cuenca de recepción es pequeña (2,45 km<sup>2</sup>) y la superficie del lago de unas 19 ha. La laguna no tiene arroyos afluentes superficiales ni emisarios permanentes; la recarga es subterránea y la pérdida por evaporación.

El clima de la región es Mediterráneo continental, con un verano largo y seco, una temperatura media anual de  $14^{\circ} C$  (Tm de  $4^{\circ} C$  en el mes más frío, enero, y  $24^{\circ} C$  en el más cálido, julio) y una precipitación media anual de 470 mm. El paisaje actual está formado por un mosaico de vegetación natural y cultivos cerealistas, en un área de transición submediterránea en la que alternan formaciones esclerófilas (*Quercus ilex* subsp. *ballota*, *Q. coccifera*, *Buxus sempervirens*, *Juniperus oxycedrus*, *Pistacia terebinthus*, *Rhamnus lycioides*, *Rosmarinus officinalis*, *Crataegus monogyna*); pinares de *Pinus halepensis* o *Pinus sylvestris* a mayor altitud; y comunidades pubescentes con *Quercus faginea*, *Q. cerroides*, *Acer*, *Viburnum lantana*, *Amelanchier ovalis* o



Figura 1. Plataforma de sondeos del IPE-CSIC sobre el Lago Grande de Estaña (Huesca), en enero de 2006 (Foto: Penélope González-Sampérez)

**Tabla 1.** Dataciones radiocarbónicas del registro de Riera *et al.* (2004) en el Lago Grande de Estaña Dataciones radiocarbónicas del abrigo de El Esplugón (Berdejo *et al.* 2018)

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Material	Años BP	Años cal. BP	Años cal. AD/BC
Beta-122106	43	Carbonatos	890 ± 40	830	1020-1240 AD
Beta-122107	90	Carbonatos	1550 ± 50	1460	410-620 AD
Beta-122108	129	Materia orgánica	1150 ± 50	1080	770-1000 AD
UBAR-227A	151-157	Carbonatos	2460 ± 45	2550	770-400 BC
UBAR-227B	151-157	Materia orgánica	2460 ± 45	1990	180 BC-90 AD

*Sorbus aria*, entre otros. Además, en el entorno de la laguna se desarrolla un extenso cordón litoral con, esencialmente, *Phragmites*, *Juncus*, *Typha* y *Scirpus*.

En Estaña se han realizado diversos estudios paleoambientales en los últimos años. El primero de ellos fue llevado a cabo por Riera *et al.* (2004), y recogía una secuencia de 157 cm de longitud que abarcaba los últimos 2000 años de historia vegetal (Tabla 1), e incluía análisis sedimentológicos, ostrácodos (composición y geoquímica de valvas), microcarbones y palinomorfo no-palínicos (Riera *et al.* 2004, 2006), además del polen.

Posteriormente, y dentro de la campaña limnogeológica LIMNOCLIBER 2004, un equipo del Instituto Pi-

renaico de Ecología (IPE-CSIC), en colaboración con el Limnological Research Center (LRC- Universidad de Minnesota), tomó nuevos sondeos. Adicionalmente, se obtuvo en el 2006 un sondeo de 11 m de longitud con una plataforma y sondeador UWITEC del IPE, conformando un registro continuo desde hace 20000 años hasta la actualidad (Fig. 2).

Previamente, se había realizado una campaña sísmica con la que se pudo reconstruir la estructura general del relleno de las dos cubetas del Lago Grande de Estaña (Tabla 2), revelando una secuencia sedimentaria de más de 15 metros de potencia (Morellón *et al.* 2009), por lo que el registro potencial de Estaña es aún mayor.

**Tabla 2.** Dataciones AMS <sup>14</sup>C obtenidas en el sondeo largo del Lago Grande de Estaña por el equipo del IPE-CSIC (a partir de Morellón *et al.* 2009)

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP	Fase	Material
Poz-24749	35,5	155 ± 30	160	I	Resto <i>Phragmites</i>
Poz-12245	61,5	405 ± 30	460	I	Carbón
Poz-12246	177	895 ± 35	840	II	Resto Vegetal
Poz-15972	196,5	2120 ± 30	1210	II	Sedimento total
Poz-12247	240	3315 ± 35	3550	III	Hoja de <i>Salix</i>
Poz-12248	337,5	5310 ± 60	6100	III	Semilla Poaceae
Poz-15973	350	6230 ± 40	6180	III	Sedimento total
Poz-15974	390	8550 ± 50	8600	III	Sedimento total
Poz-9891	439,5	8510 ± 50	95100	IV	Fragmento madera
Poz-17190	478,6	8830 ± 50	9940	IV	Macrorresto vegetal
Poz-17191	549,6	10.680 ± 60	11.380	IV	Sedimento total
Poz-20138	614,6	11.820 ± 60	12.980	V	Sedimento total
Poz-17192	659,6	11.710 ± 60	13.570	VI	Macrorresto vegetal
Poz-20139	680,1	12.700 ± 70	13.730	VI	Sedimento total
Poz-20067	704,1	13.280 ± 60	14.550	VI	Sedimento total
Poz-17283	767,6	14.830 ± 90	16.730	VI	Sedimento total
Poz-20140	957,5	15.130 ± 100	18.420	VII	Resto vegetal











Figura 4. a. Vista aérea. b. Panorámica de la Laguna Grande de Estaña (Huesca) (Fotos: Penélope González-Sampérez)

El sondeo de Riera y colaboradores (2004), fue realizado en 1990 en un sector litoral del lago, y se caracteriza por registrar una clara intervención humana en el paisaje desde la base de la secuencia, con cultivos de olivo, vid, cereales y cáñamo (Fig. 2). Con posterioridad a un momento de incendios, la zona inferior (EST-8 entre 160 y 850 cal AD) pone en evidencia una relativamente elevada cubierta forestal con bosques mixtos de encinas y robles y presencia más limitada de pinares. Cabe destacar la presencia de especies arbóreas caducifolias como *Corylus*, *Fagus* y *Betula*. Este recubrimiento se ve afectado entre los años 820 y 1075 cal AD por una corta fase de deforestación, coincidente con un pico de microcarbones indicadores de mayor frecuencia de los incendios. En esta zona polínica se expanden Poaceae, *Artemisia*, Cichorioideae y hay una mayor presencia de *Plantago lanceolata* tipo, *Sanguisorba minor* tipo, Brassicaceae, *Galium* tipo, aunque los taxones cultivados como olivo y cáñamo se reducen. Con posterioridad, el bosque mixto de encina y roble se regenera y reaparecen *Corylus* y *Fagus*. La zona EST-5 (entre 1220 y 1360 cal AD) significa el inicio de un proceso de deforestación progresivo del bosque mixto de encinas y robles, paralelamente a un ligero desarrollo del pinar con extensión de *Juniperus* y *Buxus*. La fase es coincidente con un desarrollo de la agricultura (aumentos de *Olea* y *Cerealia* t.) que se acentúa entre 1360 y 1470 cal AD (EST-4), con un nuevo aumento de *Artemisia*, *apophytes* (Amaranthaceae, *Plantago lanceolata* t., *Rumex*), olivo, centeno y cáñamo, principalmente. Sin embargo, durante la zona EST-3 (entre 1470 y 1600 cal AD) se aprecia una retracción de las actividades agropecuarias que favorece una regeneración forestal, principalmente de *Quercus ilex* tipo, *Pinus* y *Juniperus*. La zona EST-2

(entre 1600 y 1820 cal AD) (Fig. 3) muestra un nuevo proceso de deforestación que afecta principalmente encinares y pinares y que favorece la extensión de boj y un fuerte desarrollo agrícola con la expansión de cultivos como el olivo, el cáñamo, los cereales (entre ellos el centeno), el nogal y la vid. La última zona de la secuencia evidencia el progresivo abandono agrícola del sector durante los siglos XIX y XX, hecho que favorece la recuperación de *Juniperus* en un primer momento, y posteriormente también del pinar.

En cuanto al estudio paleoambiental del sondeo largo tomado por el IPE-CSIC, incluye análisis palinológicos (González-Sampérez *et al.* 2017, Morellón *et al.* 2011), sedimentológicos y geoquímicos (Morellón *et al.* 2009), además de identificación de diatomeas para la secuencia Tardiglacial (Vegas-Vilarrúbia *et al.* 2013) y un modelo de edad actualizado en las sucesivas publicaciones, que cubre los últimos 20000 años.

Los análisis de polen se realizaron en 120 muestras con una resolución de 10 cm a lo largo de un registro sedimentario de 12 m. El diagrama de la figura 6, en el que se observan las 8 zonas polínicas diferenciadas en la secuencia, solo incluye taxones seleccionados para mostrar los principales cambios en la vegetación.

En la base de la secuencia, entre hace 19,7 y 18,0 cal BP (GS-2, final del LGM), el lago de Estaña registra una intensa variabilidad hidrológica intercalando niveles de fuerte oxidación con incluso exposición aérea (y, por tanto, esterilidad polínica de algunas muestras), en un paisaje vegetal muy abierto dominado por herbáceas estépicas (Poaceae y *Artemisia* principalmente) y





Figura 5. Localidad oscense de Estaña con vista parcial del lago (Foto: S. Riera)

escaso polen arbóreo (con *Pinus*, *Juniperus* y *Betula* como principales taxa). Durante el conocido como "Mystery Interval" (MI: 17,0-14,5 ka cal BP) y el Bølling-Allerød (14,5-12,9 ka cal BP), aumenta la proporción de coníferas y de polen arbóreo en general, con fluctuaciones, destacando durante el MI, el registro de curvas o presencias continuas de *Quercus* caducifolios y perennifolios, así como mesofitos probablemente reflejando la proximidad de ciertas áreas refugio que, en periodos fríos, se localizarían en cotas medias-bajas de la cordillera pirenaica en torno a los 600 m de altitud (como Estaña). Inversamente a esta situación, en los periodos templados los taxa caducifolios ascenderían en altura y, como consecuencia, disminuye su presencia en los espectros polínicos de la secuencia de Estaña. De hecho, durante el Dryas Reciente o Younger Dryas (YD: 12,9-11,7 ka cal BP) se registra un pequeño descenso en el contenido de polen arbóreo y re-expansión de herbáceas estépicas, pero *Betula*, *Corylus*, *Quercus* caducifolios y perennifolios están presentes en el registro, así como importantes frecuencias de helechos y plantas acuáticas. Tanto la secuencia palinológica como los indicadores sedimentológicos apuntan a un periodo de mayor humedad durante el YD que al inicio del Holoceno.

Hasta hace unos 10500 años, *Juniperus* domina el paisaje arbóreo y arbustivo en el entorno del lago de

Estaña, y tanto pinares como caducifolios solo registran proporciones bajas. Las herbáceas estépicas vuelven a estar bien representadas y la reconstrucción del nivel del lago muestra sus valores más bajos de la secuencia. La situación cambia rápidamente durante el resto del Holoceno temprano y, hasta el 8,2 ka cal BP, se registra una importante expansión de *Corylus*, seguido de *Pinus* y ambos tipos de *Quercus*, mientras las gramíneas y herbáceas estépicas muestran una persistente tendencia descendente.

Durante el Holoceno medio, y hasta hace unos 6000 años, el paisaje forestal cambia de protagonista y el avellano (y las coníferas) dejan paso al dominio de *Quercus* caducifolios, perennifolios y arbustos mediterráneos. La sedimentología y la geoquímica indican el establecimiento de un lago salino, de aguas permanentes y relativamente profundas que, conforme nos acercamos al 4,2 ka cal BP, irá disminuyendo como resultado de unas condiciones climáticas más secas.

Con el inicio del Holoceno reciente, se registra la expansión regional del haya y la presencia de los primeros granos de cereal, concretamente hace 3000 años. Durante la Anomalía Climática Medieval (ACM: 900-1300 AD), el paisaje vegetal vuelve a estar dominado por *Juniperus* y taxa mediterráneos, así como por heliófitas y *Artemisia*, a la par que el bosque caducifolio registra

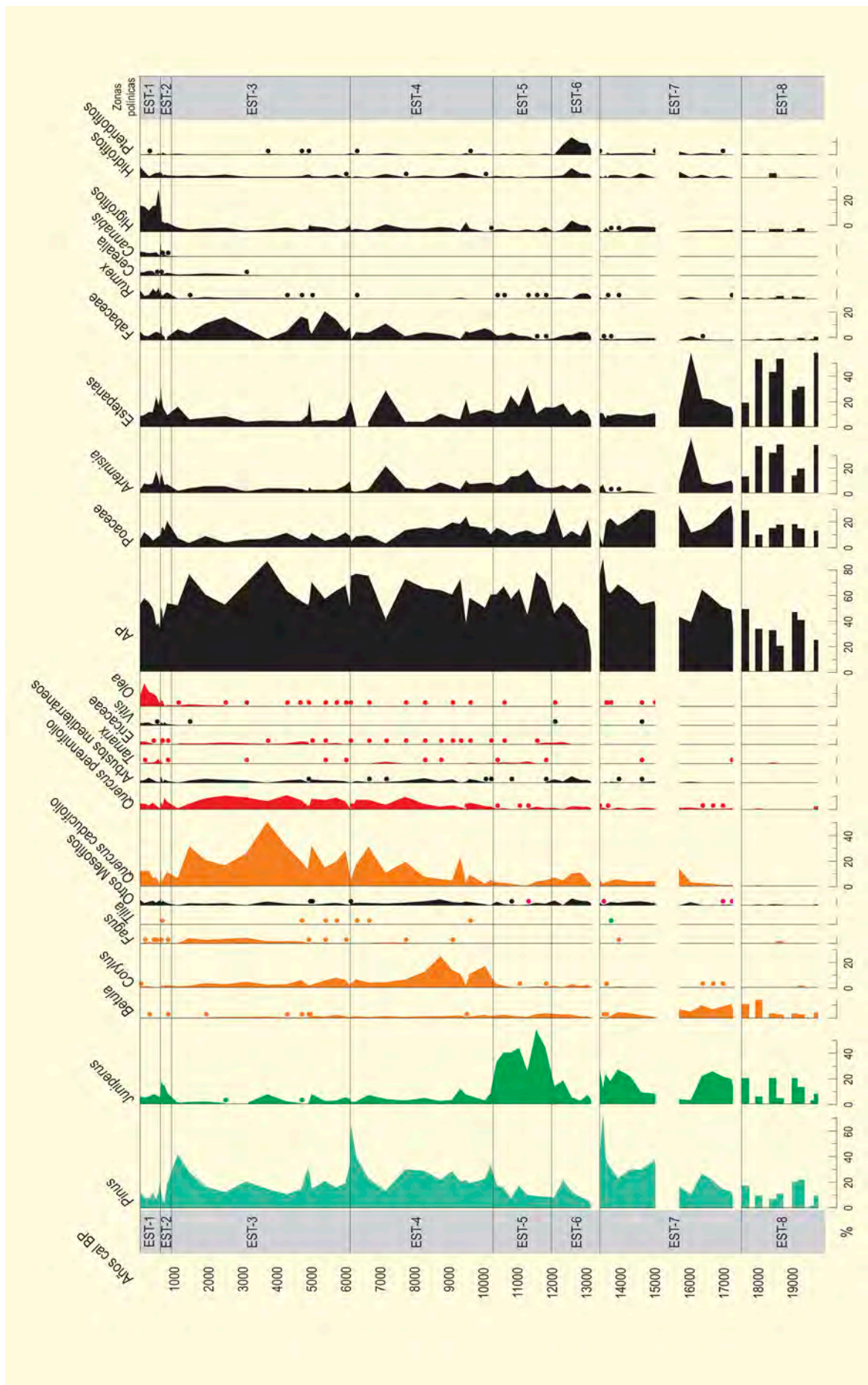


Figura 6. Diagrama polínico con selección de taxones del registro completo del Lago Grande de Estaña. Modificado de González-Sampériz et al. (2017)

bajas proporciones. El olivo, el cereal y el cáñamo están bien representados, mientras que la baja presencia de plantas acuáticas y el desarrollo de nuevos depósitos de yeso en las facies sedimentarias, sugieren la existencia de niveles de agua muy bajos en el lago. Con la llegada de la Pequeña Edad del Hielo (PEH: 1300-1850 AD), se registra un importante desarrollo de actividades agrícolas paralelo a una intensa deforestación. El aumento de la disponibilidad hídrica se deduce de la existencia de facies laminadas y el incremento de higrofitas e hidrofitas en el componente polínico de carácter acuático. Desde el año 1900, se observa un descenso de plantas cultivadas (especialmente olivos) y cierto repunte de caducifolios, además de una caída del nivel del lago que se asocia, principalmente, con actividades humanas.

Durante el Holoceno reciente, y especialmente durante los últimos milenios y siglos, la secuencia de Estaña pone de manifiesto la compleja interacción existente entre los cambios climáticos y las actividades productivas humanas, y su repercusión sobre las comunidades vegetales. En este sentido, ciertos eventos polínicos observados en la secuencia pueden ser

correlacionados con procesos históricos conocidos. Así, por ejemplo, el episodio de deforestación ocurrido entre los siglos VIII y IX coincide con la instalación de la frontera entre territorio islámico y reinos cristianos, mientras la expansión agrícola medieval entre los siglos XIII y XVI está bien documentada historiográficamente. Cabe destacar también que la recuperación forestal del s. XVI es coincidente con un período de crisis económica en la región. Un aspecto especialmente destacable del registro es la evidencia de la importancia de la producción de cáñamo en el sector partir del siglo XIV, con un máximo productivo durante la primera mitad del XVIII. En este sentido, evidencias paleoambientales como los elevados valores de polen de *Cannabis* tipo (>25%) registrados en el sondeo litoral (Riera *et al.* 2004), podrían ser consecuencia de la práctica de "cocer" cáñamo en el interior del lago, una actividad que es conocida históricamente en la región (Riera *et al.* 2006).

#### Más información

Morellón *et al.* (2009, 2011), Riera *et al.* (2004, 2006), Vegas-Vilarrúbia *et al.* (2013), González-Sampériz *et al.* (2017)





# LAGUILLÍN

Cordillera Cantábrica, Riello, León  
Pleistoceno superior – Holoceno (18692 – <4194 años cal BP)

El depósito lacustre de Laguillín (42° 52' 51" N, 06° 02' 25" O) se encuentra a unos 1850 m s.n.m., en la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica (Fig. 1), al norte de la provincia de León. El depósito se emplaza al noroeste de la localidad de Salce, al sur del Alto de las Lagunas y al oeste de Peña Blanca. Se enmarca entre materiales paleozoicos y su origen es debido a sobreexcavación glaciar. A esta elevada altitud, las formaciones arbóreas más comunes son los abedulares de *Betula alba*. Pero, debido al aclaramiento antropogénico de la alta montaña, en la mayor parte de esta zona es muy importante el desarrollo de formaciones arbustivas, como piornales (*Genista obtusiramea*, *G. florida* y *Cytisus scoparius*) y brezales (*Erica australis* y *Daboecia cantabrica*), así como herbáceas utilizadas, como prados de diente. Descendiendo en altitud aparecen quercíneas, tanto marcescentes como perennifolias, hecho que pone de manifiesto una de las características fundamentales de la vegetación de este

área, ya que se sitúa en la transición entre las zonas biogeográficas mediterránea y eurosiberiana.

El estudio palinológico ha sido realizado por García-Rovés (2007). El sondeo alcanzó una potencia de 785 cm, en donde desde el techo hasta 450 cm de profundidad hay una intercalación entre niveles turbosos y limoarcillosos, mientras que por debajo de esa profundidad pasan a intercalarse niveles de *gyttja* con limos y arcillas gruesas. La contextualización cronológica de la secuencia se ha establecido mediante tres dataciones radiocarbónicas, siendo la antigüedad del registro de unos 18700 años cal BP (Tabla 1).

En el registro palinológico de Laguillín se han diferenciado 10 zonas polínicas comprendidas entre el Tardiglacial y el Holoceno (Fig. 2). Según la autora del estudio, la etapa tardiglacial se correspondería con las zonas 1-3 y en ella se identificarían distintos episodios



Figura 1. Cordillera Cantábrica, al fondo Peña Cafetera en sus estribaciones meridionales (Foto: JJ. Gago Sandoval)

**Tabla 1.** Dataciones radiocarbónicas del depósito lacustre de Laguillín (León). La edad calibrada se tomó como el punto medio del intervalo de probabilidad (95,4%, 2  $\sigma$ )

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP (2 $\sigma$ )	Años cal. BP	Método
Beta-207074	205-210	3800 $\pm$ 90	4424-3926	4194	Convencional
Beta-207075	745-750	13150 $\pm$ 40	15897-15251	15.559	AMS
Beta-208786	775-780	15300 $\pm$ 60	18803-18576	18.692	AMS

climáticos como el Dryas I, el Interstadial Tardiglacial y el Dryas reciente. Como en otras secuencias cantábricas tratadas en este volumen (Dolina de Polvaredo, Puerto de Leitariegos, Lago de Ajo, etc.) se observan características similares durante estos períodos de finales del Pleistoceno.

El paisaje durante el Dryas I (zona 1) estaba constituido principalmente por formaciones arbustivas y herbáceas (40-80% de NAP), destacando *Artemisia*, Poaceae, Chenopodiaceae y Asteraceae, mientras que entre las arbustivas tenemos *Erica*, *Calluna* y *Helianthemum*. El escaso componente arbóreo estaría formado, fundamentalmente, por *Pinus sylvestris* y *Betula*.

De este paisaje prácticamente desarbolado se pasa a otro (zona 2 del diagrama polínico) en el que el componente arbóreo se hace importante (80% de AP). Durante esta rápida colonización y estabilización arbórea el taxón mayoritario es *Pinus sylvestris*, mientras que *Betula* y *Quercus* caducifolios tienen papeles secundarios. Por el contrario, se produce una regresión de las comunidades herbáceas y arbustivas características de la etapa anterior, por lo que las condiciones climáticas debieron de ser más benignas y la autora adscribe esta fase al Interstadial Tardiglacial.

La vuelta a unas condiciones más desfavorables se detecta en la zona 3 mediante una regresión arbórea unida al aumento de *Artemisia*, Poaceae y Chenopodiaceae que sin embargo, no alcanzan los valores que se detectan para el Dryas I. Aunque se produzca una regresión arbórea, los valores de *Pinus sylvestris* siguen siendo importantes (~40%), por lo que las condiciones climáticas, aunque más desfavorables que durante la recuperación detectada en el Interstadial Tardiglacial, debieron de ser menos extremas que durante el Dryas I. Esta fase, justo anterior al Holoceno, se identifica con el Dryas reciente. Durante estas tres fases de finales del Pleistoceno se hace patente la importancia de las for-

maciones pinariegas en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica.

La zona holocena del registro (zonas 4-10) se caracteriza a su inicio por una nueva expansión arbórea. Durante el Holoceno inicial (zonas 4-6) *Pinus sylvestris* continúa teniendo porcentajes similares a los detectados durante el Dryas reciente, siendo la expansión arbórea debida, principalmente, a *Betula* y, en menor medida, a *Quercus*, *Corylus* y *Alnus*. Los elementos herbáceos pierden importancia a lo largo de todo este intervalo, mientras que las microalgas como *Pediastrum* adquieren mayor presencia en el sistema lacustre, sugiriendo, junto con la expansión arbórea, una recuperación de las condiciones climáticas que, por otro lado, son las típicas de los primeros milenios del Holoceno.

La fase siguiente, el Holoceno medio (zonas 7-9), se caracteriza por ser una etapa de estabilización del componente arbóreo (zonas 7 y 8), que llega a alcanzar los porcentajes más elevados de toda la secuencia palinológica (80-90%). En esta fase se produce una bajada de los valores de *Betula* y un incremento de los porcentajes de *Pinus sylvestris*. Estos hechos, junto con la disminución de los valores de *Pediastrum*, el incremento de Cyperaceae y el paso de unos sedimentos lacustres dominados por *gyttja* con limos y arcillas gruesas a otros de características turbosas y palustres, podrían apuntar a unas condiciones más secas durante el Holoceno medio, tal y como se ha detectado en otras secuencias regionales comentadas en este volumen como, por ejemplo, la de Lago de Enol.

La hegemonía arbórea detectada en este período se ve reducida durante el final del Holoceno medio (zona 9). La deforestación está focalizada en el pinar, que debió formar los bosques adyacentes al depósito hasta el momento, y, además, está contextualizada cronológicamente mediante una datación que indica que este proceso se inició hace unos 4200 años. El acla-



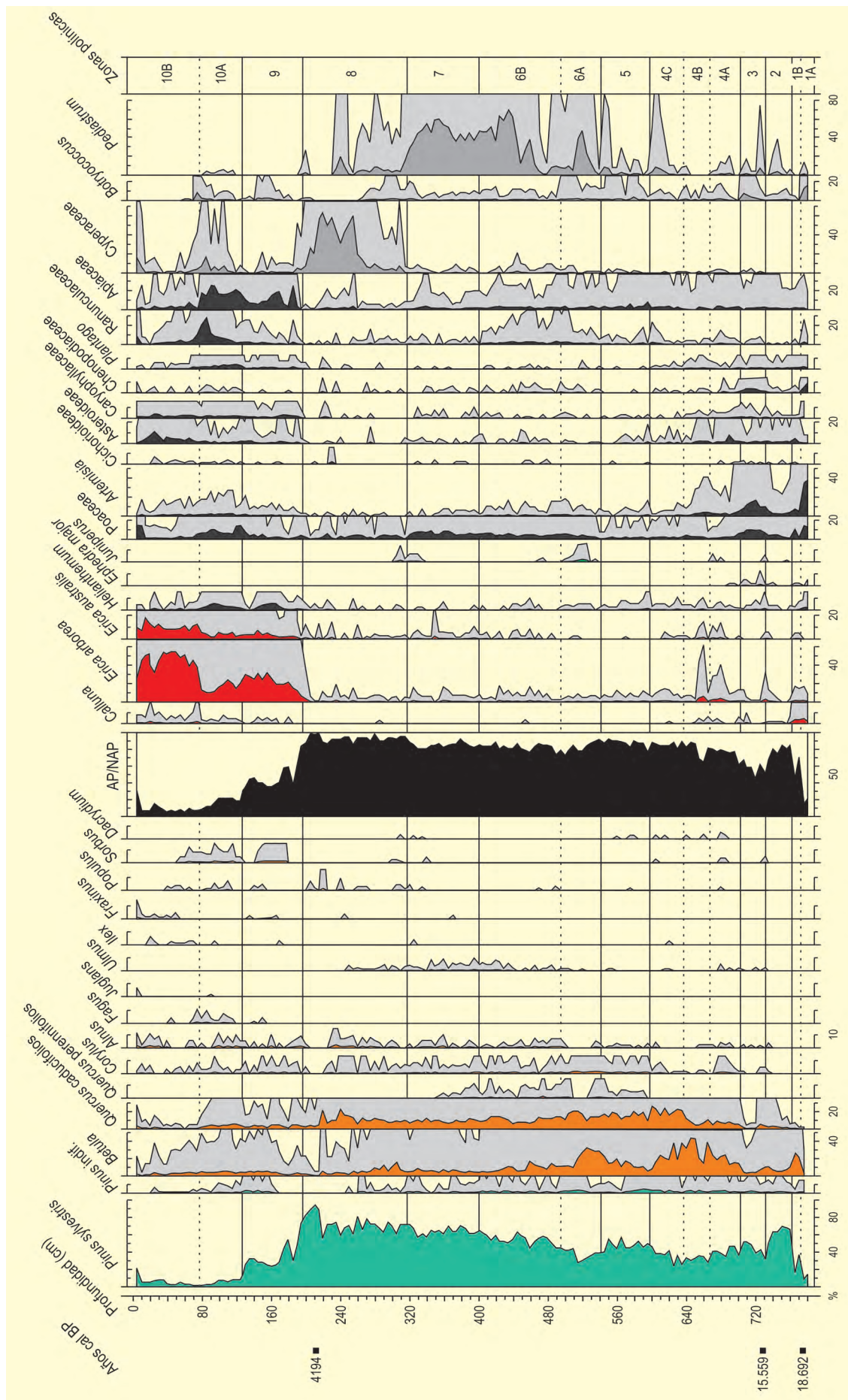


Figura 2. Diagrama polínico sintético del depósito lacustre de Laguillín. Redibujado de García-Rovés (2007)



rado de las formaciones boscosas coincide con la expansión del brezal y un mayor desarrollo del estrato herbáceo, que estaría dominado por Apiaceae, Poaceae, Caryophyllaceae, *Plantago*, Asteraceae, etc. Estos hechos pueden relacionarse con las primeras manifestaciones antrópicas.

Durante el último tercio del Holoceno (zona 10), continúa la tendencia deforestadora encontrada ya a finales del Holoceno medio, con la práctica desaparición de los pinares hace unos 2300 años, según datos de macrorrestos botánicos aportados por Rubiales *et*

*al.* (2008). Para finalizar, cabe resaltar que en este estudio se pone de manifiesto la importancia del pinar en la zona meridional de la Cordillera Cantábrica desde hace más de 18000 años, aportando una evidencia paleobotánica muy robusta sobre el carácter autóctono de las formaciones pinariegas dentro del debate establecido sobre la existencia o no de pinares naturales en estas montañas.

#### **Más información**

García-Rovés (2007)



# LAGUNA DE VILLENA

Cuenca alta del río Vinalopó, Alicante  
Pleistoceno superior – Holoceno (>47450 años BP – ~3000 años cal BP)

**E**l primer sondeo ( $38^{\circ} 36' 49''$  N,  $00^{\circ} 55' 20''$  O, 487 m s.n.m.) analizado, de 31 m de profundidad, se ubica en el borde meridional del espacio denominado Laguna de Villena, en la cuenca alta del río Vinalopó, cerca de la Casa de la Torreblanca. Se trata de una comarca que destaca por la abundancia de espacios endorreicos situados entre los glacis, que orlan sierras y cerros y los abanicos aluviales generados por cauces, que se pierden entre sus propios aluviones antes de confluir en el río Vinalopó. La superficie de la laguna es de 4,5 km de longitud y de 2 km en su punto más ancho, estando ubicada en una depresión generada por la falla tectónica del Vinalopó. Recibe aguas de fuentes saladas y dulces, así como de barrancos estacionales que se activan durante los períodos de lluvias. El segundo sondeo estudiado ( $38^{\circ} 37' 46,8''$  N,  $0^{\circ}$

$55' 11,6''$  O; 487 m s.n.m.) se corresponde con uno (VL3; 9,3 m de profundidad) de los tres realizados en abril de 2014 (Figs. 1,2 y 3).

El Alto Vinalopó se considera climáticamente como una comarca de transición entre la continental Meseta y el sureste semiárido. El clima de la zona presenta una gran oscilación térmica, con temperaturas extremas de  $-8^{\circ}\text{C}$  y  $+40^{\circ}\text{C}$ . La temperatura media de enero es de  $5,9^{\circ}\text{C}$  y la de agosto de  $22,6^{\circ}\text{C}$ , siendo la media anual de unos  $15^{\circ}\text{C}$ . Las precipitaciones varían entre 350-550 mm, con una media anual de 373 mm, siendo los meses de primavera y otoño los más lluviosos. En 1803 el lago fue drenado artificialmente; sin embargo, durante los períodos de lluvias muy intensas, la cuenca puede inundarse.



Figura 1. Vista parcial de la paleolaguna de Villena colonizada por halófitas (Foto: S. Jones)



**Tabla 1.** Tabla de dataciones para los sondeos de Yll *et al.* (2003) (sondeo suroeste) y Jones *et al.* (2018) (sondeo central) en la Laguna de Villena, con probabilidad 95,4 %,  $2\sigma$  (Jones *et al.* 2018). Calibraciones Intcal13, según Reimer *et al.* (2013)

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP	Método	Sondeo
UBA-28204	43-46	2914 ± 54	3212-2888	AMS	central
UBA-28205	1,16-1,18	4658 ± 75	5588-5068	AMS	central
UBA-30066	1,33	5114 ± 65	5994-5665	AMS	central
UBA-28206	1,57	7902 ± 73	8993-8564	AMS	central
UBA-28207	2,04-2,05	6798 ± 54	7738-7570	AMS	central
UBA-28208	2,17	7632 ± 91	8598-8212	AMS	central
UBA-30067	2,63	9409 ± 61	10.062-10.438	AMS	central
UBA-26817	2,65	10.107 ± 79	12.024-11.386	AMS	central
UBA-26818	2,8	10.361 ± 53	12.415-12.004	AMS	central
UBA-26819	3,15	10.555 ± 56	12.680-12.394	AMS	central
UBA-30068	3,23	10.401 ± 65	12.406-12.040	AMS	central
UBA-30070	3,65	10.001 ± 74	11.798-11.245	AMS	central
UBA-28209	3,98	9556 ± 74	11.168-10.677	AMS	central
UBA-26820	4,70	9676 ± 52	11.216-10.790	AMS	central
UBA-28210	5,15	15.115 ± 94	18.608-18.092	AMS	central
UBA-30071	5,38	16.924 ± 89	20.652-20.134	AMS	central
UBA-26823	9,3	42.258 ± 1787	49.145-42.773	AMS	central
Beta-129338	120	6260 ± 40	7018-7265	AMS	suroeste
Beta-129339	275	96.80 ± 50	10.793-11.213	AMS	suroeste
Beta-129340	280	10.960 ± 60	12.764-13.063	AMS	suroeste
Beta-129341	500	11.210 ± 40	13.086-13.173	AMS	suroeste
Beta-129342	776	> 47.450	> 47.000	CONV	suroeste



**Figura 2.** Vista parcial de la paleolaguna de Villena de una zona arada para su cultivo (Foto: S. Jones)





Figura 3. Sondeo realizado en 2014 (Foto: F. Burjachs)

La vegetación potencial se correspondería con bosques de *Quercus ilex* del piso mesomediterráneo continental. Sin embargo, desde hace décadas esta formación se fue degradando hacia una maquia continental de *Pinus halepensis* y matorrales de *Quercus coccifera*, *Ulex parviflorus*, *Pistacia lentiscus*, *Rosmarinus officinalis*, etc.; así como espartales de *Stipa tenacissima*. La vegetación que crece actualmente alrededor del lago se compone principalmente de halófitas (Amaranthaceae) (Fig. 1); sin embargo, las riberas del lago estuvieron pobladas por árboles de hoja caduca (*Ulmus*, *Salix*, *Populus*) y *Nerium oleander* antes de su drenaje en 1803. Desde los años cincuenta del siglo XX, toda la antigua laguna se destina al cultivo de regadío, básicamente hortalizas y frutales.

Las secuencias polínicas (Figs. 4, 5) han permitido elaborar la historia vegetal desde hace unos 47450 años BP hasta los 3500 años cal BP (Tabla 1). La zona A pleistocena (Fig. 4) está caracterizada por altos porcentajes de *Artemisia* (a menudo entre el 40-50 %) y valores relativamente altos de *Ephedra*. Durante la subzona A2 Poaceae y *Juniperus* aumentan a expensas de *Artemisia*. La zona B representa un hiato palinoestratigráfico. En la zona C, correspondiente al Tardiglacial, los porcentajes de *Artemisia* continúan siendo elevados, pero en tendencia descendente, al tiempo que *Pinus* aumenta

progresivamente. Los valores de Poaceae han descendido de manera importante respecto a los que caracterizaban la subzona A2. A pesar de la incertidumbre cronológica, el Dryas reciente tal vez esté representado por una señal geoquímica de alto contenido en azufre y yeso que representa un marcado período de aridez. También se caracteriza por altos porcentajes de *Artemisia* (34 %), *Ephedra* (2-3 %), Amaranthaceae (14,6 %) y *Pinus* (34 %) (Fig. 5). Sin embargo, la presencia de *Quercus* (tanto de hoja perenne como caduca) durante el Pleistoceno (Fig. 4) y el Dryas reciente (Fig. 5) sería representativo de que estamos en un área de refugio, sobreviviendo alrededor del lago gracias a los acuíferos de agua dulce.

Los inicios del Holoceno se muestran en la zona 2a (Fig. 5), entre 11700 y 10000 años cal BP, donde se observan cambios bruscos en la curva de *Pinus* (descendiendo hasta un 5 %) y una expansión notable de los bosques, que incluyen taxones tales como *Quercus* (26-60 %), *Corylus* (0-6 %), *Pistacia* (0-4 %). La presencia de Cyperaceae-Juncaceae y *Typha/Sparganium* serían representativas de las comunidades ribereñas de agua dulce; mientras que *Lygeum cf. spartum*, *Cistus*, *Helianthemum*, *Ephedra*, Asteraceae y Amaranthaceae marcarían la presencia de comunidades esteparias. Tanto los registros de Yll (Fig. 4) como los de Jones (Fig. 5) iden-





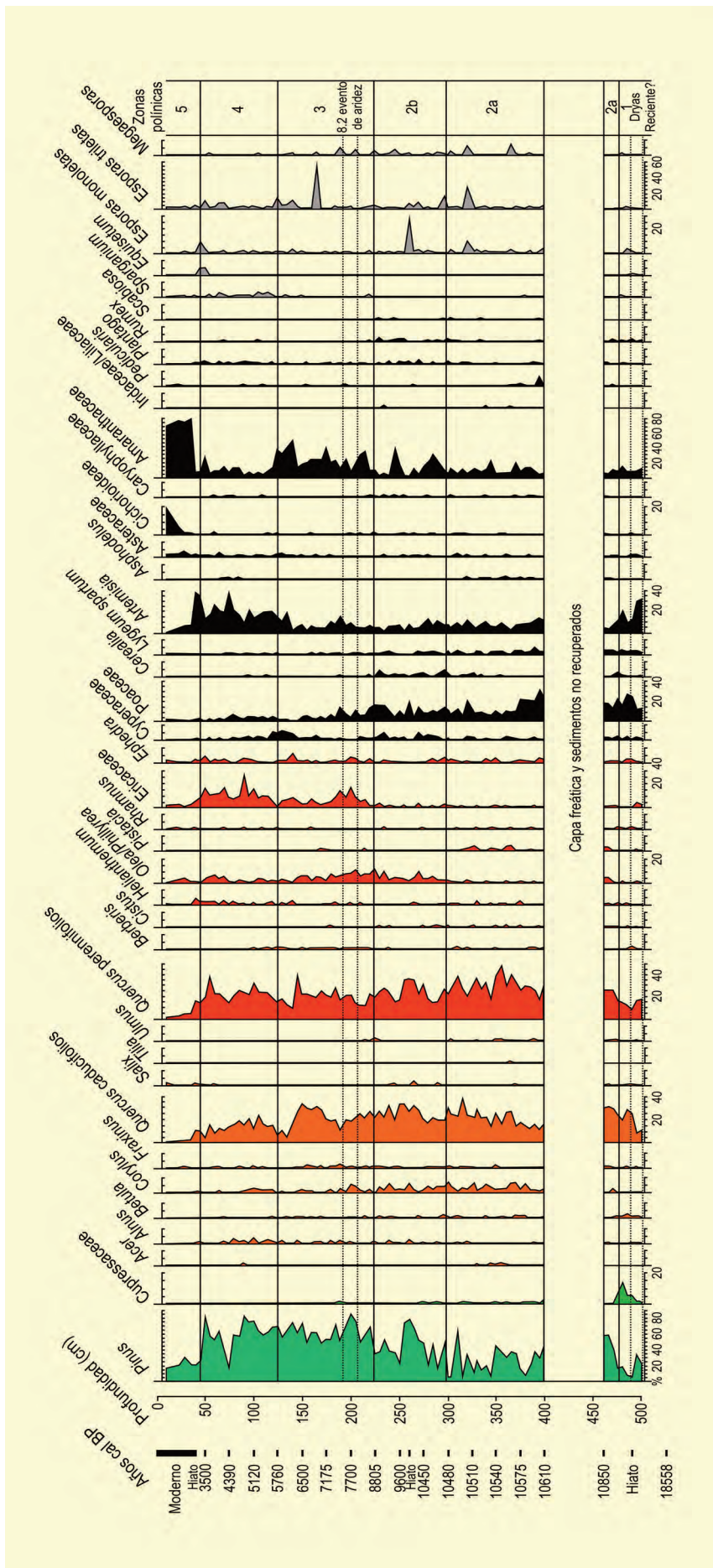
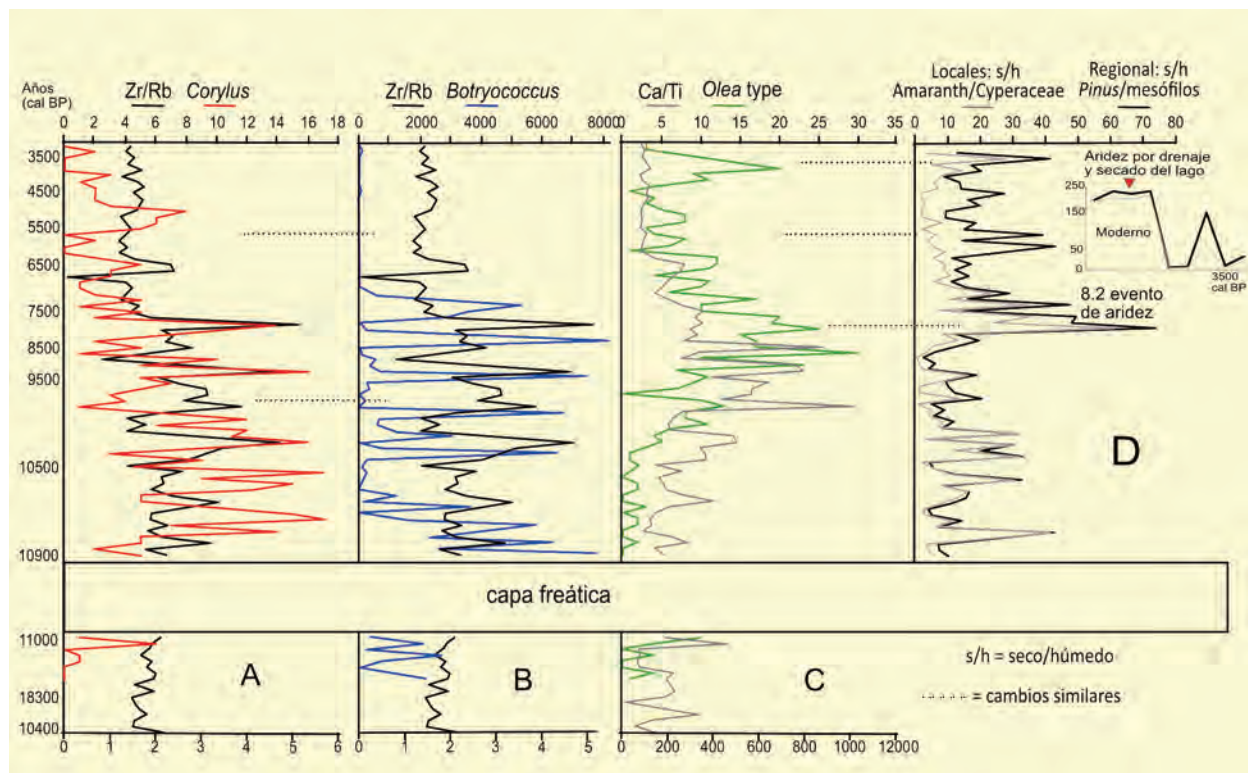


Figura 5. Diagrama polínico de la Laguna de Villena, correspondiente al sondeo VL3 de 2014, según Jones et al. (2018)





**Figura 6.** A y B muestran la correlación positiva entre Zr/Rb, *Corylus* y *Botryococcus*. En C la relación entre *Olea/Phillyrea* y Ca/Ti. Obsérvese como *Olea/Phillyrea* muestra fluctuaciones similares a las ratios de aridez del polen (D). Las curvas en D representan taxones áridos/mesófilos (*Amaranthaceae/Cyperaceae* locales) y *Pinus*/mesófilos regionales. El evento de aridez 8.2 está claramente representado, aunque la aridez más fuerte se encuentra en los sedimentos superiores después del drenaje del lago. Redibujado de Jones *et al.* (2018)

tifican oscilaciones en la vegetación asociadas a cambios en la hidrología local y oscilaciones estacionales, incluso fluctuaciones en *Quercus*, *Plantago*, *Ephedra*, *Artemisia*, *Amaranthaceae*, *Asteraceae* y *Pseudoschizaea*. En el registro de Jones, *Corylus* y el alga *Botryococcus* muestran una correlación positiva con la relación Zr/Rb (Fig. 6), que representa una entrada de detríticos en la laguna y, por lo tanto, una aportación de nutrientes, que favorece la proliferación de algas, tales como *Botryococcus*. Yll *et al.* (2003), en esta fase, también registra la presencia continua de taxones mesotermófilos (*Quercus*, *Carpinus*, *Corylus*, *Betula*, *Alnus*, *Salix*, *Ulmus*, *Acer* y *Tilia*) y esclerófilos (*Quercus*, *Olea*, *Phillyrea*, *Buxus*, *Pistacia*, *Cistus* y *Rhamnus*).

La zona 2b (Fig. 5) muestra la vegetación entre ~10000 y 9000 años cal BP, época en que se intensifican las precipitaciones, con una presencia continua de árboles mesófilos, tales como *Quercus caducifolia*, *Corylus* y *Alnus*, así como de las higrófitas *Cyperaceae*. Después de 9000 años cal BP, los porcentajes crecientes

de *Olea/Phillyrea* y *Pinus* pueden reflejar un aumento de la insolación solar (Figs. 3 y 4).

Entre 8300 y 5800 años cal BP (zona 3; Fig. 5) el alto valle del Vinalopó fue testigo de un cambio en la humedad hacia condiciones más secas. El aumento de la aridez está representado por una disminución gradual de taxones arbóreos mesófilos y de *Poaceae*, por la estabilización de los pinares (*Pinus*) que se mantienen hasta la actualidad, por un aumento de *Helianthemum* y *Asteraceae*, por un marcado aumento de *Ericaceae*, y por pequeños aumentos en *Olea/Phillyrea*, *Ephedra* y *Amaranthaceae*. Los sedimentos consecuencia de la aridez están representados por arcillas limosas de color gris pálido, que contienen grandes cristales de yeso diagenético (alta evaporación en escasa lámina de agua o incluso sequías temporales). La crisis de aridez más fuerte coincide con el evento 8.2. Este evento parece estar enmarcado por oscilaciones de aridez más pequeñas, que abarcan el período de 8800-7100 años cal BP, lo que significa un período prolongado de

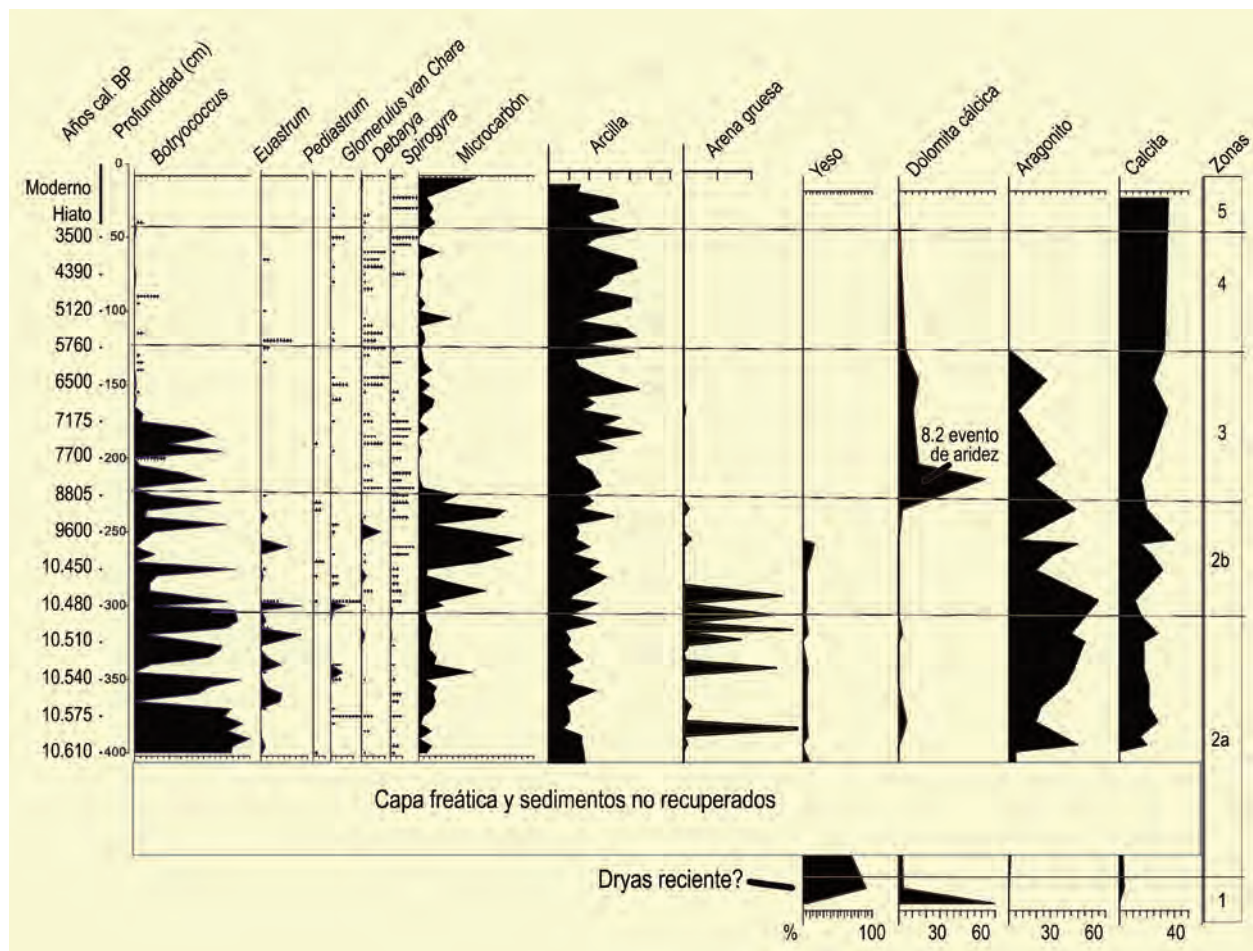


Figura 7. Diagrama resumen de algas, sedimentos y minerales. Redibujado de Jones *et al.* (2018)

inestabilidad ambiental. Estos hechos están soportados por los cocientes de aridez entre *Amaranthaceae/Cyperaceae* y *Pinus*/mesófilos (Fig. 6), pico más fuerte a 2,05 m, en la que la vegetación registra una disminución en los taxones mesófilos, aumento en *Ericaceae*, *Amaranthaceae* y *Pinus*, y en los registros de dolomita cálcica y estroncio. Alrededor de 7000 años cal BP hay una caída permanente en *Corylus*, cuya disminución es sincrónica con una disminución en *Botryococcus*, y en la relación *Zr/Rb* (Fig. 6) probablemente debido a una reducción en los flujos de agua terrestre (arroyadas) causada por el aumento de la aridez regional.

Sin embargo, a pesar de la crisis climática del episodio 8.2, los niveles de la laguna aumentaron. Esto se evidencia en la tendencia a desaparecer del aragonito, la disminución paulatina de dolomita (Fig. 7) y por la re-

lación *Ca/Ti* (Fig. 6), aunque también por la presencia constante del ribereño *Alnus*. Podemos asociar esta cierta estabilidad del nivel de agua en la laguna, gracias a las fuentes y manantiales que la alimentaban y que actualmente aún funcionan, más que por los flujos de agua superficial, que no debían funcionar a causa de la crisis climática de aridez.

La zona 4 (5800-3000 años cal BP) atestigua un cambio hacia una vegetación más abierta, esclerófila, de connotaciones áridas. Los indicadores son una mayor representación de *Quercus* perennifolios sobre *Quercus* caducifolios. También, aumentan arbustos y hierbas: *Ericaceae*, *Plantago* y *Rumex*. A pesar del aumento de la vegetación esclerófila, un aumento de la humedad también es evidente por la disminución pronunciada de *Amaranthaceae* y *Olea*, y por un aumento de *Sparganium-Typha*. Esta zona coincide con la Edad

del Bronce, cuando en esta región surgió una nueva cultura, constituida por pequeños y permanentes asentamientos. Es por ello que un aumento de la ganadería y de los cultivos habría abierto el paisaje boscoso, provocando un aumento de la sequedad regional y de la vegetación esclerófila.

Finalmente, la zona 5 muestra como después de unos 3000 años cal BP existe un hiato sedimentario antrópico. La adecuación de la laguna para zona de cultivo provocó una remoción de la parte superior de este depósito lagunar, siendo, por tanto, los sedimentos superiores, subrecientes. Así, a partir del drenaje y adecuación de la laguna se observa un drástico cambio en la vegetación local, visualizado por un aumento en los porcentajes de *Amaranthaceae*, anteriormente nunca registrados. Las asteráceas también aumentan, mientras que taxones algales y arbóreos, incluido *Pinus*, disminuyen o desaparecen (*Ericaceae*, *Artemisia* y

*Cyperaceae*). Estos resultados son consecuencia de la perturbación del paisaje lagunar producida por el hombre.

Aparte de los cambios descritos, este registro polínico permite hacer algunas apreciaciones de carácter general. Se confirma la importancia del pino en la dinámica vegetal de las secuencias glaciales del Levante peninsular. La presencia de taxones mesotermófilos (*Quercus caducifolios*, *Carpinus*, *Corylus*, *Betula*, *Alnus*, *Salix*, *Ulmus*, *Acer*, *Tilia*) y esclerófilos (*Quercus perennifolios*, *Olea*, *Phillyrea*, *Buxus*, *Pistacia*, *Cistus*, *Rhamnus*) durante el intervalo glacial, sugiere la existencia de refugios adyacentes para la flora templada y mediterránea.

#### Más información

Yll *et al.* (2003), Fernández-López de Pablo *et al.* (2011), Jones *et al.* (2018)





# LAS DELICIAS-MANZANARES

Valle del Manzanares, Madrid  
Pleistoceno superior – Pleistoceno final (18-11,5 ka cal BP)

El yacimiento arqueológico de Las Delicias se conoce desde la excavación realizada por H. Obermaier y P. Wernert a finales de 1917 (Obermaier & Wernert 1918) en el centro de la ciudad de Madrid, y último tramo del Valle de Manzanares (Fig. 1). El río Manzanares es un afluente de segundo orden del río Tajo, y el tramo donde se ubica Las Delicias se encuentra en el sector central de la cuenca neógena de Madrid. Este último es parte de la cuenca del Tajo, y corresponde al sur de la cuenca de antepaís de la Cordillera del Sistema Central, ubicada al norte y noroeste.

Debido a la expansión urbana de Madrid, la mayoría de los yacimientos que fueron excavados en el valle de

Manzanares a finales del siglo XIX y principios del XX ahora están destruidos. Por tanto, sorprende que la topografía del entorno de Las Delicias haya sobrevivido con pocas modificaciones hasta la actualidad. Esto ha permitido la preservación de sus depósitos del Pleistoceno, y de ahí las nuevas excavaciones en el yacimiento. Inicialmente se realizaron 12 pozos de prueba de 3x2 m a lo largo del área (Fig. 1). Estos permitieron evaluar la extensión de los depósitos del Pleistoceno y obtener la primera información sobre la estratigrafía y procesos de formación de los yacimientos. La localización de la industria lítica en algunos de esos pozos de prueba justificó extenderlos y desarrollar un proyecto de excavación sistemática en dos áreas diferentes (Sec-

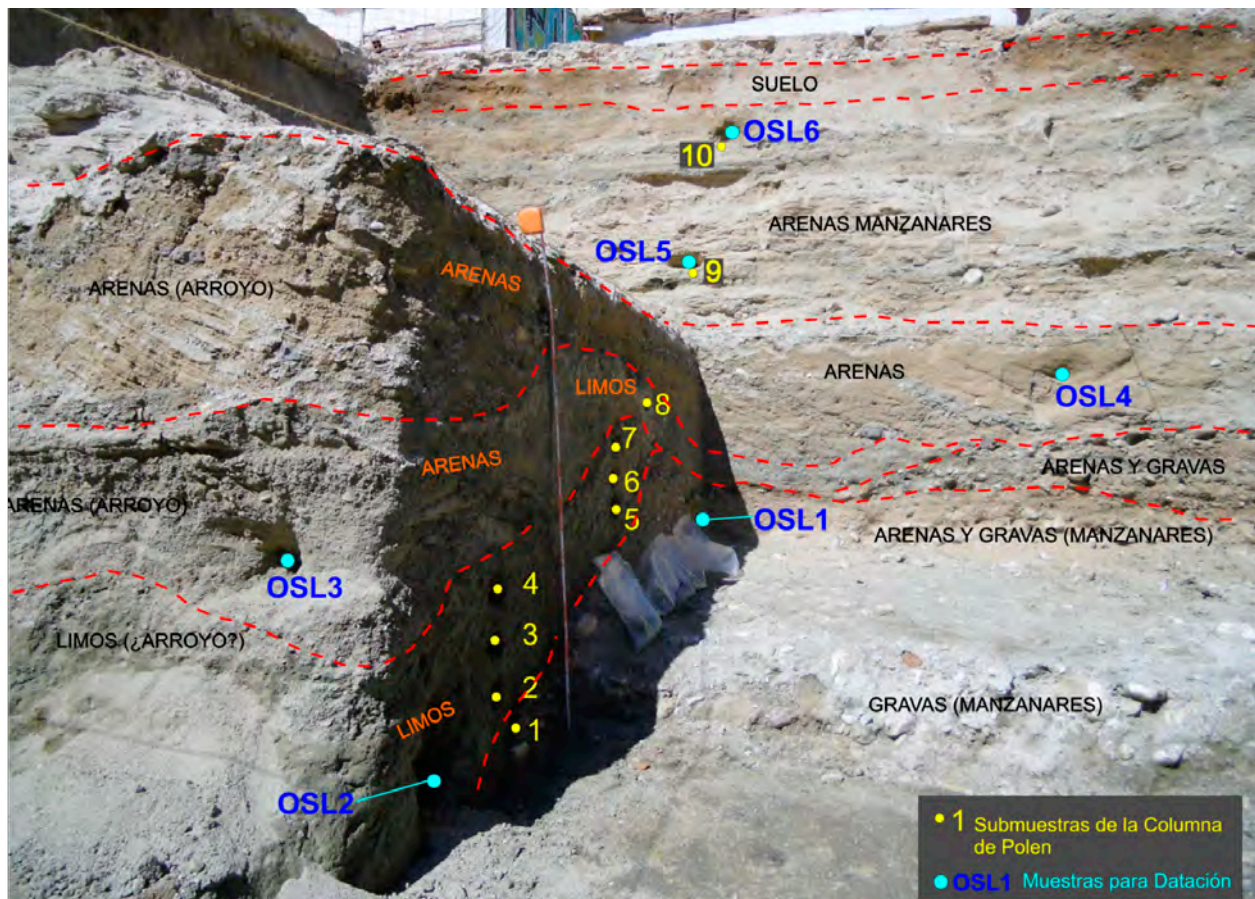


Figura 1. Vista de Laguna de las Salinas, Lagunas de Villafáfila, Zamora (Foto Antonio López-Sáez)

tores I y II) (Alcaraz-Castaño *et al.* 2017c). Estos trabajos se llevaron a cabo en tres temporadas sucesivas entre diciembre de 2008 y julio de 2009.

Los sectores excavados en Las Delicias se encuentran en una pequeña área en la periferia de la depresión semi-endorreica que se extiende entre la llanura aluvial del Manzanares y una superficie estructural de sílex orientada de NW-SE, localizándose el Sector I en una topografía más externa y posición superior al Sector II (Alcaraz-Castaño *et al.* 2017c).

El Sector I, situado bajo un primer nivel que contiene restos contemporáneos (nivel I), consta de varios niveles y subniveles cuaternarios. Estos alcanzan una profundidad máxima de 0,6 m y se componen principalmente de limos arcillosos, conteniendo también un pequeño porcentaje de fracción arenosa, gravas y concreciones carbonatadas de origen edáfico que permite distinguir los subniveles IIa y IIb. Bajo el IIb hay una delgada capa de grava fina soportada por matriz (IIc) que fue depositado en un ambiente aluvial con fuerte cementación carbonatada. Por último, se ha documentado un limo arenoso subnivel (IIId) con continuidad limitada. Los subniveles IIc y IIId presentan un contacto erosivo con el sustrato arcilloso verdoso del Neógeno (nivel T). Aunque se ha registrado industria lítica a lo largo de los niveles cuaternarios, la mayoría de los productos provienen de los subniveles IIb y, especialmente, IIc (Alcaraz-Castaño *et al.* 2017c).

El Sector II está adyacente al área excavada por Obermaier y Wernert en 1917. Aquí se ha documentado varias capas estratigráficas que pueden correlacionarse directamente con las descritas por los investigadores antes mencionados (Alcaraz-Castaño *et al.* 2012). La profundidad estratigráfica de este sector varía de 1,85 a 0,8 m en una longitud de 3 m. Los niveles basales se encuentran en un pequeño arroyo drenado hacia el suroeste. Por debajo de un primer nivel de rellenos antrópicos (nivel 1), encontramos una primera unidad cuaternaria que consta de varios niveles de limos arcillosos con concreciones carbonatadas (2a, 2b y 2d), y ocasionalmente delgadas capas de gravas finas con poca continuidad (2c). Una tercera unidad se encuentra bajo de ellos, en la que se distingue un nivel de limo muy arcilloso (3a) y un nivel de limo arcilloso (3b), con ocasionales capas de grava fina entre y dentro de ellos.

Las evidencias de la industria lítica se constatan en el nivel 3b, que consiste en limos arcillosos (5 y 5/3) con alguna fracción arenosa. Este nivel muestra cierto grado de compactación y también algunas fracturas ranuradas (Alcaraz-Castaño *et al.* 2012).

La falta de continuidad estratigráfica entre los dos sectores de Las Delicias, junto con la importante alteración topográfica que esta zona ha sufrido debido a la actividad humana durante los últimos siglos, plantea un problema para la comprensión morfoestratigráfica del yacimiento. Sin embargo, considerando los datos topográficos y composicionales obtenidos, se interpreta que los sedimentos están dispuestos en dos niveles de depósitos escalonados con diferencia altimétrica de 3 m. Por tanto, podemos concluir que la parte superior los niveles (Sector I) son más antiguos que los inferiores (Sector II). La datación cronométrica apoya esta interpretación.

Aunque hasta ahora no se han podido fechar los conjuntos solutrenses más significativos de Las Delicias, los resultados obtenidos de las capas IIb (Sector I) y 3b (Sector II), proceden de niveles directamente superpuestos, con industria Solutrense. Los resultados de las dataciones, del Laboratorio de Datación y Radioquímica de la Universidad Autónoma Universidad de Madrid (UAM) por el método de datación de grano fino para OSL (sistema TL-DA-10), corresponden a  $18,2 \pm 1,3$  ka BP para el nivel IIb del Sector I, y  $12 \pm 0,8$  ka BP para el nivel 3b del Sector II. Estos datos son consistentes con los análisis geomorfológicos e interpretación del yacimiento y confirman que los niveles superiores (Sector I) son más antiguos que los inferiores (Sector II) (Alcaraz-Castaño *et al.* 2012, 2017c).

Se tomaron muestras de sedimentos para análisis palinológico en los perfiles previamente limpiados en ambos sectores de Las Delicias, utilizando técnicas estandarizadas para sitios arqueológicos.

Como en el caso de las dataciones OSL, es importante tener en cuenta que el polen encontrado en el sitio se relaciona con la formación de los sedimentos, y no a la producción o abandono de la industria lítica. Por tanto, no es posible proponer una correlación directa entre la información ambiental y climática derivado de los datos de polen y los comportamientos humanos inferidos de los conjuntos solutrenses. Sin embargo, la secuencia de Sector I todavía dentro de los límites cro-



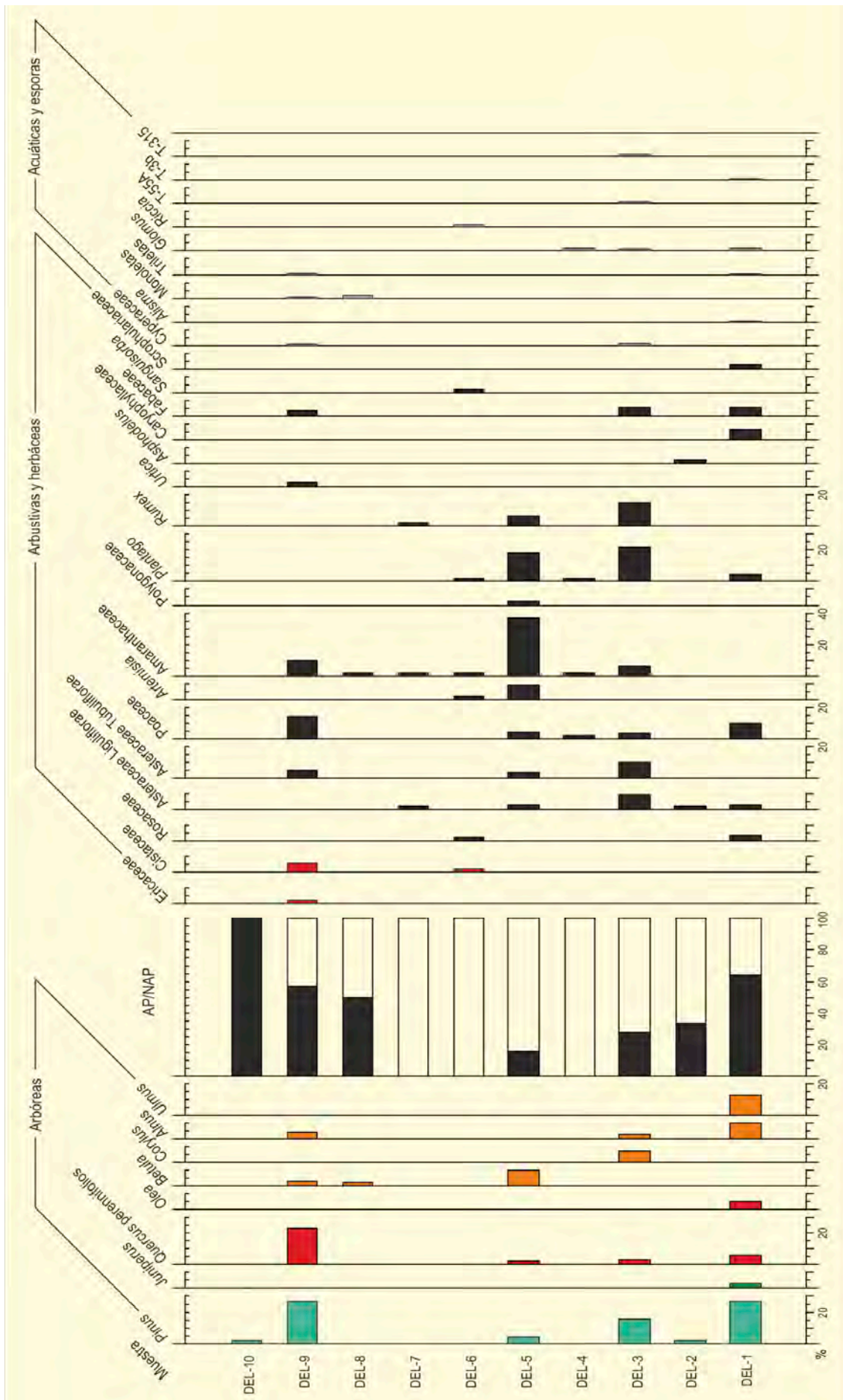


Figura 2. Diagrama polínico de la secuencia del Sector I del yacimiento de las Delicias (Madrid). Redibujado de Alcaraz-Castaño et al. (2017)



nológicos de MIS 2, es incluso posible, si asumimos el error positivo de la fecha OSL para el subnivel 1Ic (es decir, alrededor de 19,5 ka BP), que sus capas basales podrían estar relacionadas a las etapas finales del Último Máximo Glacial, alrededor de 19 ka cal BP. La secuencia del Sector II es más joven y, por lo tanto, está totalmente fuera del rango de tiempo solutrense. Según la fecha obtenida en el nivel 3b, esta secuencia corresponde a las fases finales de MIS 1, cayendo dentro de los límites del Evento Younger Dryas, que actualmente está fechado entre 12,8 y 11,5 ka cal BP.

### Registro polínico del Sector I

Sus datos son especialmente relevantes, ya que la información correspondiente al MIS 2 es escasa en el conjunto de la Meseta española y totalmente desconocida en la cuenca de Madrid. Los taxones identificados en el Sector I, y su cantidad relativa, quedan representados en el histograma (Fig. 2). La secuencia está dominada por un paisaje abierto compuesto por taxones herbáceos esteparios (Asteraceae liguliflorae, Asteraceae tubuliflorae y Poaceae) y xéricos (Amaranthaceae, *Artemisia* y *Ephedra*), que sugieren un ambiente frío. Además, la presencia de *Pinus* y *Juniperus* apuntan a vegetación regional en consonancia con un clima frío.

La alternancia de taxones a lo largo de la secuencia y los resultados obtenidos en el análisis de correspondencia (Fig. 2), define las siguientes fases para el Sector I:

Zona II: (Muestras 1-3). Las muestras 1 y 3 están definidas solo por presencias, lo que complica su interpretación climática. Sin embargo, los altos valores de *Pinus*, junto con la presencia de *Quercus* caducifolios, Asteraceae liguliflorae y Amaranthaceae, apuntan a un probable ambiente frío y seco. En la muestra 2 hay un aumento en los porcentajes polínicos, mostrando un desarrollo del bosque mixto local (*Quercus* caducifolios, *Quercus* perennifolios, *Corylus* y *Ulmus*), lo que sugiere una mejora térmica y un aumento de la disponibilidad de agua. Taxones nitrófilos como *Plantago* y *Rumex* se desarrollan junto a plantas herbáceas características de toda la secuencia.

Zona I: se caracteriza por altos valores de polen y el desarrollo de taxones herbáceos. Según la composición del bosque, se pueden distinguir tres subzonas:

- Subzona Ic (muestras 4 y 5): Se define por la presencia de *Pinus* y *Juniperus*, la expansión de taxones xerófilos y esteparios, y una disminución de la diversidad.
- Subzona Ib (muestras 6 y 7): El aumento de bosques locales (*Betula*, *Corylus*, *Fraxinus* y Ericaceae), y el desarrollo de las plantas acuáticas sugieren una mejora del clima. Bajo estas condiciones observamos un aumento de taxones de nitrofilos, y también de NPPs coprófilos y mesoeutrófilos.
- Subzona Ia (muestras 8 y 9): el predominio de elementos xéricos y de los taxones de herbáceas esteparias muestran una disminución progresiva de la humedad. El desarrollo de *Quercus* perennifolios y Oleaceae apunta a un cierto aumento en las temperaturas.

La presencia a lo largo de la secuencia del microfósil no polínico *Glomus fasciculatum* indica paisajes abiertos. Esto ha sido documentado en otras zonas de la meseta ibérica durante diferentes períodos del Pleistoceno tardío.

En resumen, aunque todavía escasos, los datos palinológicos recogidos en Las Delicias en el Sector I suponen un primer acercamiento a la reconstrucción paleoecológica del valle del Manzanares durante la segunda mitad de MIS 2, probablemente incluyendo las etapas finales del LGM. Estos datos señalan un período general seco y frío dominado por paisajes esteparios abiertos, que coincide con las características ambientales de la Europa mediterránea durante MIS 2.

La cantidad de polen recolectada en esta área es muy baja y muestra un bajo grado de diversidad. Debido a la escasez de datos, hemos elegido agrupar muestras de los mismos niveles estratigráficos. La representación gráfica de los datos no es significativa por lo que no se ha realizado.

### Registro polínico del Sector II

En general, este sector muestra un predominio de *Pinus* como taxón principal del bosque regional, junto con un bosque abierto local compuesto por Oleaceae y *Quercus* caducifolio, que junto con la presencia de Amaranthaceae y el hongo *Pleospora* (nivel 3b), apuntan a la existencia de un paisaje mediterráneo seco y típico. A grandes rasgos, el polen del Sector II de Las Delicias

apunta a condiciones climáticas y ambientales menos severas que las inferidas del Sector I. De abajo hacia arriba, la secuencia puede ser interpretada de la siguiente manera:

Nivel 4 (muestra 1): Los valores bajos de *Quercus* caducifolios sugieren la existencia de un paisaje abierto dominado por *Amaranthaceae*. Estas condiciones, junto con la presencia de *Pleospora* sugieren un ambiente relativamente seco.

Nivel 3b (muestras 2-6): la aparición de *Oleaceae*, junto con taxones presentes en la fase anterior, apunta a una ligera mejora, detectándose un bosque de *Pinus*.

Nivel 3a (muestras 7- 12): el aumento del bosque de *Pinus* y la consolidación del bosque mediterráneo local (*Quercus* caducifolios y *Oleaceae*) junto con *Amaranthaceae* y *Glomus fasciculatum*, sugieren la permanencia de un paisaje mediterráneo seco.

Nivel 2 (muestras 13e-7): Los únicos taxones detectados son *Pinus* y *Rosaceae*, apuntando así a la desaparición del bosque local.

Estos datos, aunque más escasos que los del Sector I, son consistentes con la atribución de parte de esta secuencia, al menos los niveles 3a y 3be, con el Younger Dryas (YD). Este evento también frío y seco, fue un período dominado en la Europa mediterránea por una reexpansión de ambientes esteparios, que anteriormente fueron ocupados por bosques mediterráneos en los inicios del MIS 1. La comparación de ambas secuencias de Las Delicias también confirman que el declive de las poblaciones arbóreas fue mucho menos marcado durante el YD que durante el LGM.

Aunque históricamente subestimado y sujeto a problemas de preservación típicos de los yacimientos al aire libre ubicados en las zonas urbanas actuales, los tramos medios y bajos del valle del Manzanares actualmente muestran datos que sugieren la existencia de un importante foco de asentamiento humano en Iberia Central durante el Solutrense. Por primera vez en la historia de las investigaciones del Paleolítico español, Las Delicias muestran datos sólidos que respaldan la ocupación del valle de Manzanares durante MIS 2, incluido el LGM. Estos datos exigen la reconsideración de Iberia central como mera zona de paso en las etapas más frías del Paleolítico superior, y apuntan a aproximarse a esta región en sus propios términos culturales y ecológicos. Si Iberia funcionara como refugio humano durante la LGM, los refugios no se limitarían a las zonas costeras de la península. Al menos algunos territorios de las regiones de las tierras altas de la meseta también formaban parte de refugios humanos, a pesar de sus condiciones ambientales y climáticas menos favorables.

Los datos culturales, y especialmente cronométricos y paleoecológicos del centro de Iberia, son aún insuficientes para construir modelos específicos sobre las interacciones entre seres humanos y el medio ambiente a nivel local y regional. Por lo tanto, son necesarias más investigaciones sobre esta y otras regiones del centro de Iberia para desarrollar nuevas perspectivas sobre la dinámica de la población durante MIS 2 en la Península Ibérica y el suroeste de Europa.

#### **Más información**

Alcaraz-Castaño *et al.* (2012, 2017c)



# LAS LAMAS-PRADA

Sierra de Queixa-Manzaneda, Manzaneda, Orense  
Pleistoceno final – Holoceno (12790 años BP – actualidad)

**E**l trabajo que se presenta constituye una síntesis de los resultados y conclusiones más destacadas de la tesis doctoral de Javier Maldonado Ruiz, defendida en el año 1994 y que lamentablemente no pudo ver publicada por su desgraciado y temprano fallecimiento. Sus codirectores de tesis, autores de este extracto (Mercedes García-Antón & Carlos Morla Juaristi), consideramos que su trabajo no puede permanecer en el olvido y que sus valiosos resultados deben quedar a disposición de la comunidad científica. Queremos hacer a la vez con ello un merecido y emocionado homenaje a la memoria de nuestro querido amigo y compañero, que siempre fue, Javier.

La Sierra de Queixa-Manzaneda, el mayor macizo montañoso de Galicia, ha estado afectada por un im-

portante aparato glaciar que ha modelado el paisaje dejando numerosas y aparentes manifestaciones. Las huellas del hielo son más evidentes en las vertientes sur y sureste del macizo, lo que hace suponer una predominancia de vientos del norte y noroeste durante el último periodo glacial. Se trata de un glaciario de tipo casquete que cubriría las partes más altas del macizo desbordándose por diferentes lenguas glaciares hacia los valles periféricos. Uno de ellos es el denominado valle de las Lamas o de Requeixo, según las diferentes cartografías, objeto del estudio que se presenta (Fig. 1). El ámbito climático en este valle es de tipo marítimo fresco con temperatura media anual inferior a los 8°C. Los veranos presentan temperaturas medias mensuales inferiores a los 15°C y media de las máximas por debajo de 20°C. Las precipitaciones, que se



Figura 1. Valle glaciar del Arroyo de las Lamas (Foto: Miguel A. Casado)



**Tabla 1.** Cronología de los registros de la Laguna de las Lamas. Maldonado Ruiz (1994)

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP
β-74716	225-230	2.550 ± 50	2.680-2.467
β-50815	342-360	5.620 ± 100	6.679-6.279
β-74717	500-505	7.770 ± 70	8.765-8.385
β-67509	665-670	9.820 ± 130	
β-67508	700-705	10.840 ± 100	
β-67507	755-760	11.580 ± 110	
β-49284	780-790	12.790 ± 150	

concentran en otoño e invierno, son superiores a los 1000 mm anuales, alcanzando los 2000 mm en las zonas más elevadas. El marco geológico de todo el valle está constituido por materiales graníticos alcalinos. Para el estudio paleobotánico se seleccionaron dos emplazamientos susceptibles de sondeo para el análisis polínico: la Laguna Grande o Laguna das Lamas y Prada. Ambas localidades se encuentran en el tramo altitudinal del valle afectado por el fenómeno glaciar que dejaría sus efectos hasta cotas próximas a los 1000 m (Pérez Alberti *et al.* 1993, Vidal Romaní *et*

*al.* 1994).

La Laguna de las Lamas (1360 m s.n.m., 42° 15' 12" N, 7° 16' 32" O) se encuentra en un replano situado en la ladera de orientación sur del arroyo del mismo nombre (Fig. 2, 3 y 4). Su localización en un emplazamiento recóndito de la parte alta del valle glaciar hace difícil su acceso. Se trata de una laguna de origen glaciar prácticamente colmatada. Es de tipo estacional con una profundidad máxima de 50 cm en los periodos húmedos. Con su forma elíptica, ocupa una superficie apro-

**Figura 2.** Laguna de las Lamas, perspectiva desde el NO (Foto: Miguel A. Casado)

**Tabla 2.** Cronología de los registros del yacimiento de Prada. Maldonado Ruiz (1994)

Ref. Lab.	Prof. (cm)	Años BP	Años cal. BP
β-67512	112-116	1.950 ± 90	2.021 - 1.819
β-69381	164-168	4.030 ± 80	4.657 - 4.400

ximada de media hectárea. Su posición, en un resalte de unos 50 m por encima del valle principal, ha condicionado una cuenca de recepción excepcionalmente pequeña, sin estar alimentada por corriente permanente alguna. En los alrededores de la laguna domina un matorral de *Erica arborea*, *E. australis*, *Calluna vulgaris*, *Halimium lasianthum* subsp. *alyssoides*, *Pterospartum tridentatum* y *Erica umbellata*. Toda la zona ha tenido un uso ganadero, con la utilización del fuego como práctica habitual para la obtención de pastos y brotes tiernos para el ganado. Entre los arbustos se aprecia también un fuerte rebrote de cepa de *Quercus pyrenaica*, que, bajo la protección contra incendios que ofrecen las rocas, puede llegar a formar pequeños bosquetes. Ya en la laguna, la vegetación higrófila y acuática se estructura en bandas en función de la profundi-

dad. En los bordes e isletas del interior aparece un brezal higrófilo dominado por *Erica tetralix* y *Calluna vulgaris*. En las zonas más húmedas se enriquece con *Eriophorum angustifolium*. Algunas isletas con mayor encharcamiento están ocupadas por macollas de *Molinia coerulea*. A profundidades de hasta 10 cm el brezal es substituido por una comunidad de *Carex nigra* y *Carex echinata* con abundancia de *Sphagnum palustre*. A mayor profundidad, entre 10 y 30 cm, dominan *Eriophorum angustifolium* y *Carex rostrata*. Por último en las zonas más profundas (50 cm) se instala una comunidad de *Ranunculus ooleucos*, *Juncus bulbosus*, *Antinoria agrostidea* y *Glyceria fluitans*.

El sondeo realizado con sonda rusa (Fig. 5) se efectuó en la parte central de la laguna, alcanzándose una

**Figura 3.** Laguna de las Lamas, perspectiva desde el SO (Foto: Miguel A. Casado)



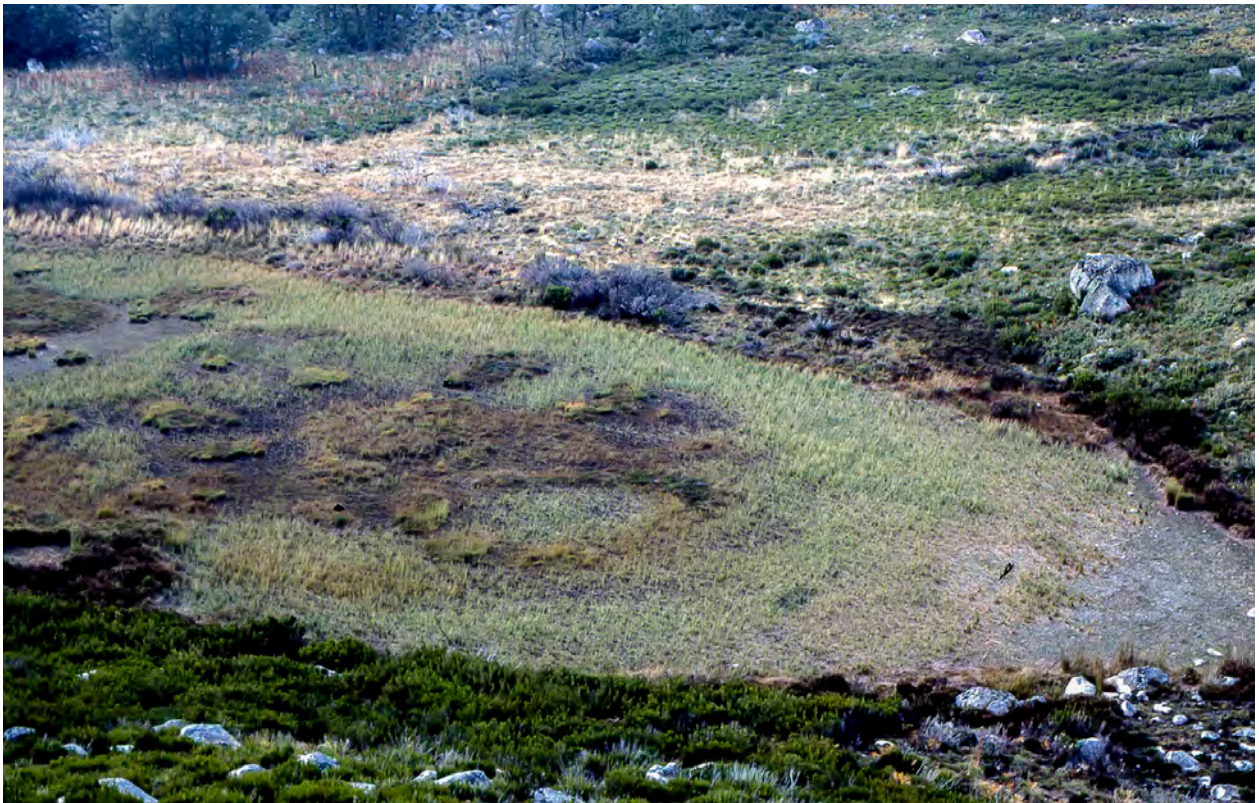


Figura 4. Laguna de las Lamas, detalle (Foto: Miguel A. Casado)

profundidad de 810 cm. En términos generales la secuencia consta de sedimentos orgánicos, limos y turba con un alto grado de retención hídrica (superior al 80%) en los casi ocho metros superiores del depósito. Únicamente en la base del mismo existe un nivel de 20 cm de "harinas" glaciares grises, masivas en la parte inferior y laminadas en la superior. Por último, en la parte superior, desde los 223 cm hasta la superficie, aparecen niveles turbosos con distintos grados de descomposición.

En la actualidad el estado de conservación de la laguna colmatada, encajada entre cantiles rocosos, es óptimo, no habiéndose visto afectada por la intensa actividad turística que se desarrolla en torno a la muy próxima cumbre del macizo: Cabeza de Manzaneda (1782 m s.n.m.).

El yacimiento de Prada (1100 m s.n.m. 42° 15' 41" N, 7° 14' 31" O) es una pequeña planicie herbosa localizada en la confluencia de los valles glaciares de las Lamas y de Prada. Se trata de un prado que se inunda en los periodos húmedos. La superficie susceptible de encharcamiento es de aproximadamente 1000 m<sup>2</sup> y

está recorrida por varios hilos de agua que drenan hacia el arroyo. Se encuentra situado en el fondo del valle principal, por debajo de la morrena que cierra el valle glaciar de Prada. En los linderos del prado, así como en la morrena, se mantienen ejemplares de *Quercus pyrenaica* y en los lugares con alta humedad freática cobra mayor importancia *Betula alba*. El matorral que se extiende por las laderas es muy semejante al del entorno de la Laguna de las Lamas ya descrito. La vegetación higrófila que aparece en esta localidad está dominada por ciperáceas, gramíneas y juncáceas, entre las que dominan *Carex nigra*, *Nardus stricta*, *Festuca rothmaleri*, *Luzula multiflora* y *Juncus effusus*.

En el sondeo de este yacimiento se profundizó hasta los 180 cm presentando en la base un nivel detrítico de 40 cm. Le siguen un nivel arcilloso de 20 cm y otro orgánico-arcilloso de un metro. En este último se intercala un nivel turboso de 10 cm (entre 60 y 70 cm). Los primeros 20 cm del sondeo fueron desechados para el análisis polínico, ya que presentaban escasa consolidación.

En el sondeo de la Laguna das Lamas el intervalo





**Figura 5.** Sondeo en la Laguna de las Lamas (Foto: Miguel A. Casado)

entre muestras fue de 2 cm para el tramo correspondiente al Tardiglacial y de 5 cm para el resto de la secuencia. En el caso del sondeo de Prada las muestras se distribuyeron cada 4 cm.

El número de tipos polínicos identificados en este estudio es elevado: 121 taxones. Para el análisis numérico empleado en el establecimiento de zonas se seleccionaron sólo los taxones presentes en más del 10 % de las muestras y que superaron, en algún momento, el valor del 10 %. Esos mismos taxones son los incluidos en los 5 diagramas polínicos que se presentan (Figs. 6 a 10).

Para el registro sedimentario de la Laguna de las Lamas se han obtenido 7 dataciones  $^{14}\text{C}$  sobre sedimentos orgánicos (Tabla 1). Se ha realizado la calibración de las dataciones menores de 8000 años BP, aunque la comparación con anillos dendrocronológicos sólo ha sido verificada convenientemente para edades inferiores a 7200 años BP.

Los resultados polínicos correspondientes a este yacimiento se describen en dos apartados. El primero engloba las muestras pertenecientes al Tardiglacial, cuyo

análisis más detallado (cada 2 cm), ha permitido realizar un nuevo análisis numérico para esta sección del registro, con el fin de caracterizar mejor los cambios ocurridos en esta cronología del diagrama.

En el sondeo de Prada se han obtenido dos dataciones (Tabla 2). La homogeneidad en el sedimento y los escasos cambios palinológicos observados hace suponer que no se hayan producido grandes cambios en las condiciones hidrodinámicas de la cuenca. Las dos dataciones son compatibles con las de la Laguna de las Lamas, enmarcándose en un periodo de amplia deforestación por acción antrópica.

El conjunto de información obtenida en ambos yacimientos y su valoración integrada ha permitido obtener los modelos de evolución de la cubierta vegetal en este espacio montañoso desde el inicio del Tardiglacial hasta el final del Holoceno. A continuación, se destacan sus aspectos fundamentales.

La transición desde las condiciones plenamente glaciales del final del Würm a las típicas interglaciales del Holoceno tiene lugar a través del Tardiglacial. Las eda-

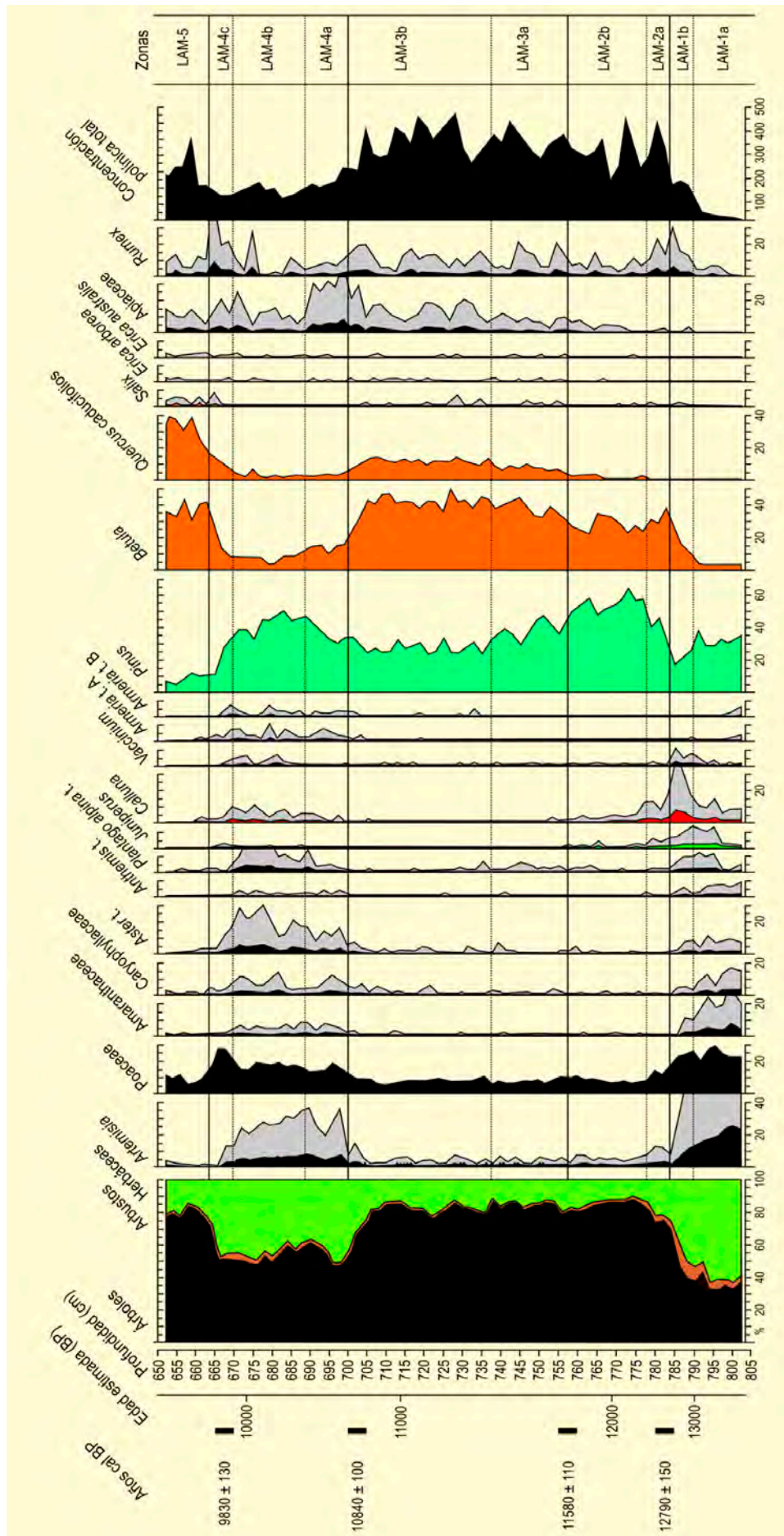


Figura 6. Diagrama resumido de porcentajes de la sección Tardiglaciaria de la Laguna de las Lamas. Redibujado de Maldonado Ruiz (1994)



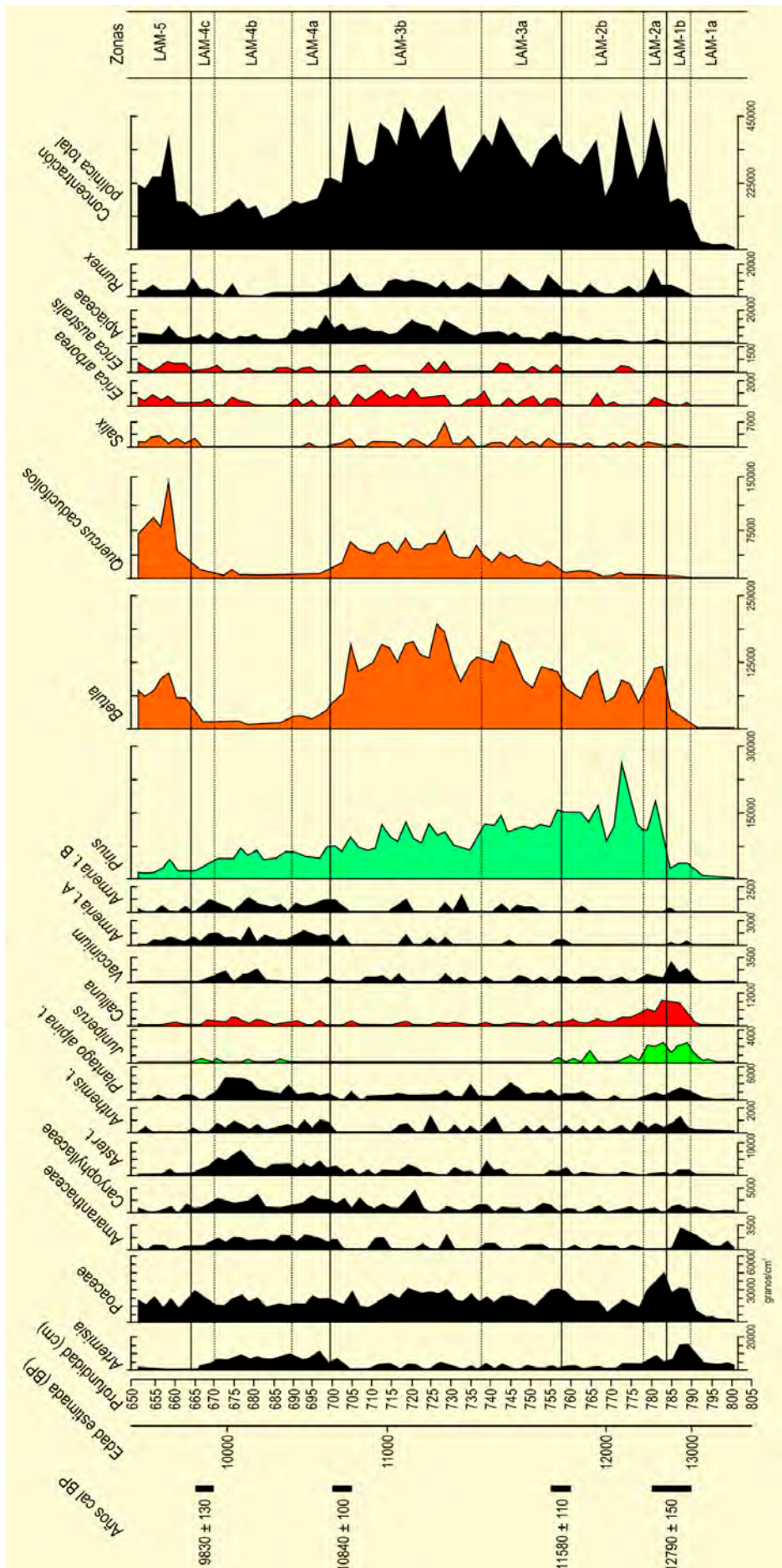


Figura 7. Diagrama de concentraciones polínicas de la sección Tardiglaciár de la Laguna de las Lamas. Redibujado de Maldonado Ruiz (1994)



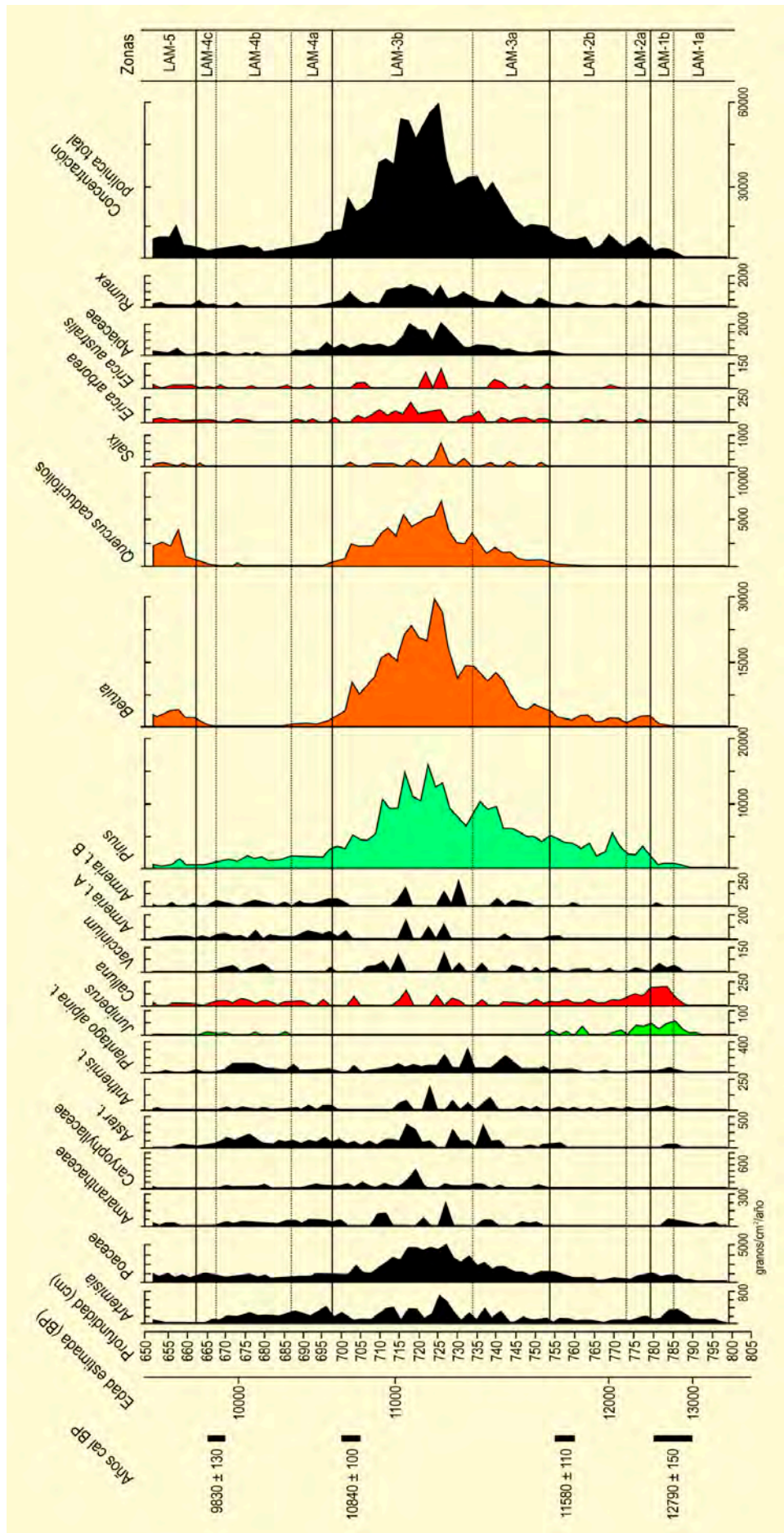


Figura 8. Diagrama de tasa de sedimentación de la sección Tardiglacial de la Laguna de las Lamas. Redibujado de Maldonado Ruiz (1994)





des obtenidas para este periodo en la Laguna de las Lamas (12790-9280 años BP) concuerdan de manera satisfactoria con las cronologías obtenidas en el resto de Europa y con las existentes, en el momento de la realización de este trabajo, para la Península Ibérica. La obtención de esta secuencia, relativamente larga y bien datada, permite su empleo como secuencia de referencia para otros registros sin dataciones y su comparación con localidades cercanas.

Con anterioridad a 13000 años BP el paisaje dominante en la sierra de Manzaneda-Queixa era muy abierto y el suelo prácticamente desnudo, con unas pocas plantas resistiendo las frías condiciones. La baja riqueza polínica y las concentraciones absolutas muy pobres (zona LAM-1a; Fig. 6, 7 y 8), reflejan sin duda la escasa cubierta vegetal presente tras la retirada, al menos estacional, de los hielos. El aumento de la temperatura y la precipitación al inicio del interestadio conllevan una respuesta inmediata de la vegetación. La riqueza polínica aumenta considerablemente, lo que sugiere un aumento de la cubierta vegetal (zona LAM-1b; Fig. 6, 7 y 8). Pero antes de la expansión de los taxones arbóreos se produce un incremento de formaciones arbustivas y de matorral, entre cuyos taxones destacan *Juniperus*, *Calluna*, *Vaccinium*, *Erica arborea* y *Cytisus* (Fig. 6).

Ya alrededor de 12800 años BP (zona LAM-2) se produce la expansión de los taxones arbóreos y un nuevo aumento de la cubierta vegetal, hecho corroborado por el aumento de la riqueza polínica. Sin embargo, los bajos valores de sedimentación polínica (Fig. 8), aunque en aumento, indicarían que el límite altitudinal arbóreo se encontraría aún por debajo de la Laguna de las Lamas (1360 m s.n.m.). *Betula* y *Pinus* son los taxones arbóreos protagonistas de esta fase y aunque los porcentajes de polen arbóreo son muy elevados, la cubierta arbórea no debía ser muy cerrada, ya que ambos son grandes productores de polen. La rápida reinstalación de los bosques que se produce durante el Tardiglacial en la sierra de Queixa indica la existencia de refugios para taxones arbóreos en las proximidades del área estudiada, probablemente en los valles encajados que la circundan.

Aunque la primera mitad del interestadio (zona LAM-2) está dominada por *Pinus*, pronto (entre 11550

y 10800 años BP, zona LAM-3) se aprecia la pérdida de importancia del pinar frente al abedul, lo que parece deberse a una menor continentalidad, con veranos algo más húmedos. En esta fase, en la que los robles se expanden por las zonas bajas, se alcanzan los valores de sedimentación polínica más elevados de todo el diagrama (Fig. 8). El límite altitudinal del bosque debió superar la altitud de la laguna al inicio de este periodo.

Tras la expansión de los bosques del interestadio Tardiglacial en la sierra de Queixa-Manzaneda se produce un fuerte retroceso de la cubierta vegetal en el periodo comprendido entre 10840 y 9820 años BP (Fig. 6). El descenso en los porcentajes de taxones arbóreos que se produce en la zona LAM-4 va acompañado de una caída de la concentración polínica (Fig. 7) y de la tasa de sedimentación polínica (Fig. 8), por lo que se puede suponer que el límite altitudinal del bosque descendió de nuevo por debajo de la altitud de la Laguna de las Lamas. Este periodo desarbolado es claramente atribuible a la última fase del Tardiglacial: el Dryas reciente. La vuelta a unas condiciones climáticas frías y secas es muy brusca en estas sierras, provocando un retroceso de los árboles, mientras que las especies de alta montaña, que se habrían refugiado en zonas superiores o claros rocosos, recuperan parte del espacio perdido. Aunque los pinos vuelven a dominar porcentualmente (Fig. 6), los valores absolutos (Figs. 7 y 8) indican una baja representación, quizás tan sólo pies aislados en las solanas.

Los datos obtenidos para el Tardiglacial en la Laguna de las Lamas confirman con claridad no sólo la existencia, sino también la importancia que el Dryas reciente tuvo en el noroeste de la Península Ibérica. Debe descartarse por tanto la hipótesis de Turner & Hannon (1988) según la cual, para este territorio, no se observa un empeoramiento climático al final del Tardiglacial debido a su fuerte influencia atlántica. Finalmente, en líneas generales, debe decirse que el Dryas reciente en el noroeste de la Península se caracteriza por un descenso de porcentajes de taxones arbóreos, una caída de la concentración polínica y la expansión de plantas heliófilas. El retroceso arbóreo fue más acusado en zonas de montaña como la que nos ocupa en esta sierra orensana.

La retirada definitiva hacia latitudes septentrionales



del frente de aguas polares del Atlántico Norte permite la instalación de unas condiciones climáticas típicamente interglaciales durante los últimos 10000 años (Holoceno). La transición Dryas reciente-Holoceno tuvo lugar de manera brusca, provocando cambios rápidos y radicales en la vegetación. El nuevo desarrollo de los bosques se produce de forma generalizada por toda Europa.

En la Laguna de las Lamas, antes de la definitiva expansión arbórea, se aprecia hace 9820 años BP un breve aumento de gramíneas y otras herbáceas (Fig. 9). Pero destaca ante todo la expansión del abedul (zona polínica LAM-5) que dominaría esta primera fase del Holoceno. El robledal inicia durante este periodo su expansión por las zonas más bajas o protegidas. Los pinares pierden protagonismo desde esta temprana fase aunque *Pinus* aparezca representado, testimonialmente, en el resto del diagrama. Estos resultados coinciden con los de otras zonas de montaña del norte peninsular donde en las primeras fases del Holoceno el abedul es el árbol con mayor representación.

Un ascenso de las temperaturas en un ambiente progresivamente más húmedo, especialmente en verano, provoca en la sierra Queixa-Manzaneda la sustitución del abedul, que se refugiaría en las cotas más elevadas, por un denso robledal (subzona LAM-6a), amo y señor en este periodo en las sierras noroccidentales ibéricas. Los pinos debieron ascender allí donde la altura de las montañas lo permitía o refugiarse en zonas continentales de condiciones favorables.

Posteriormente se aprecia un ligero aumento de *Corylus* y *Alnus*, provocado probablemente por las condiciones climáticas húmedas y templadas de esta fase del Holoceno. Hasta hace aproximadamente 6500 años BP (subzona LAM-6b), los bosques que cubrían los alrededores de la Laguna de las Lamas estaban formados por robles, mientras que en los fondos de los valles, con suelos más profundos y mayor humedad, debieron desarrollarse formaciones mixtas de árboles caducifolios, como abedules, avellanos, sauces, alisos, fresnos, olmos y arraclanes.

En la zona polínica LAM-7 se aprecia una nueva expansión del abedul, probablemente permitida por unas condiciones más frescas y quizás favorecido por un

aclarado del robledal. Los brezales, todavía sobre suelos ricos en los que domina *Erica arborea*, comienzan a extenderse por los claros. Todo ello parece indicar unos primeros efectos de la influencia antrópica mediante el empleo del fuego con el fin de crear espacios abiertos que favorecieran el desarrollo de pastizales. En el diagrama polínico de Prada (Fig. 10), que se inicia justo durante este periodo (zona PRA-1), *Castanea* aparece de forma regular desde hace al menos 4000 años. El mismo patrón ocurre en la Laguna de las Lamas, aunque este taxón ya aparecía de forma puntual hace 7000 años aproximadamente.

En los últimos 2500 años ambos diagramas (zonas LAM-8 y PRA-2, 3 y 4) ponen de manifiesto un mismo fenómeno: la constante deforestación de la región, patrón generalizable a la práctica totalidad del territorio ibérico. En la sierra Queixa-Manzaneda el taxón más afectado es *Quercus caducifolia*, mientras que *Betula*, quizás por su condición de árbol ripario y colonizador, pudo verse, al menos momentáneamente, beneficiado por la extensiva influencia humana. En esa tendencia general de esta fase final del Holoceno sorprende la casi desaparición del abedul en la zona LAM-9 (Fig. 9), entre aproximadamente 1200 y 800 años BP. La escasez de polen de este árbol provoca un aumento de los porcentajes de *Quercus*, aunque en el diagrama de valores absolutos se aprecia que los únicos taxones que realmente aportan más polen que en fases anteriores son las ericáceas. Cabe también la posibilidad de que los límites de las zonas LAM-7, LAM-8 y LAM-9 se hayan producido hiatos sedimentarios. La deforestación es progresiva durante estos últimos milenios coincidiendo con la expansión de los brezales. *Calluna* presenta un tremendo desarrollo al final del Holoceno en el diagrama de la Laguna de las Lamas, pero hay que contemplar aquí su probable sobrerrepresentación por la abundancia actual de este taxón en la orilla e isletas de la laguna

#### **Los pinares en el noroeste ibérico**

Los datos existentes sobre el Tardiglacial en la Península Ibérica indican la extensión generalizada de los pinares en amplias zonas de la misma. En la actualidad en las montañas del norte y noroeste ibérico no son muchas las manifestaciones de pinar que pueden recibir la calificación de naturales. En la sierra portuguesa de Geres, Font i Quer (1954) siguiendo a diversos auto-

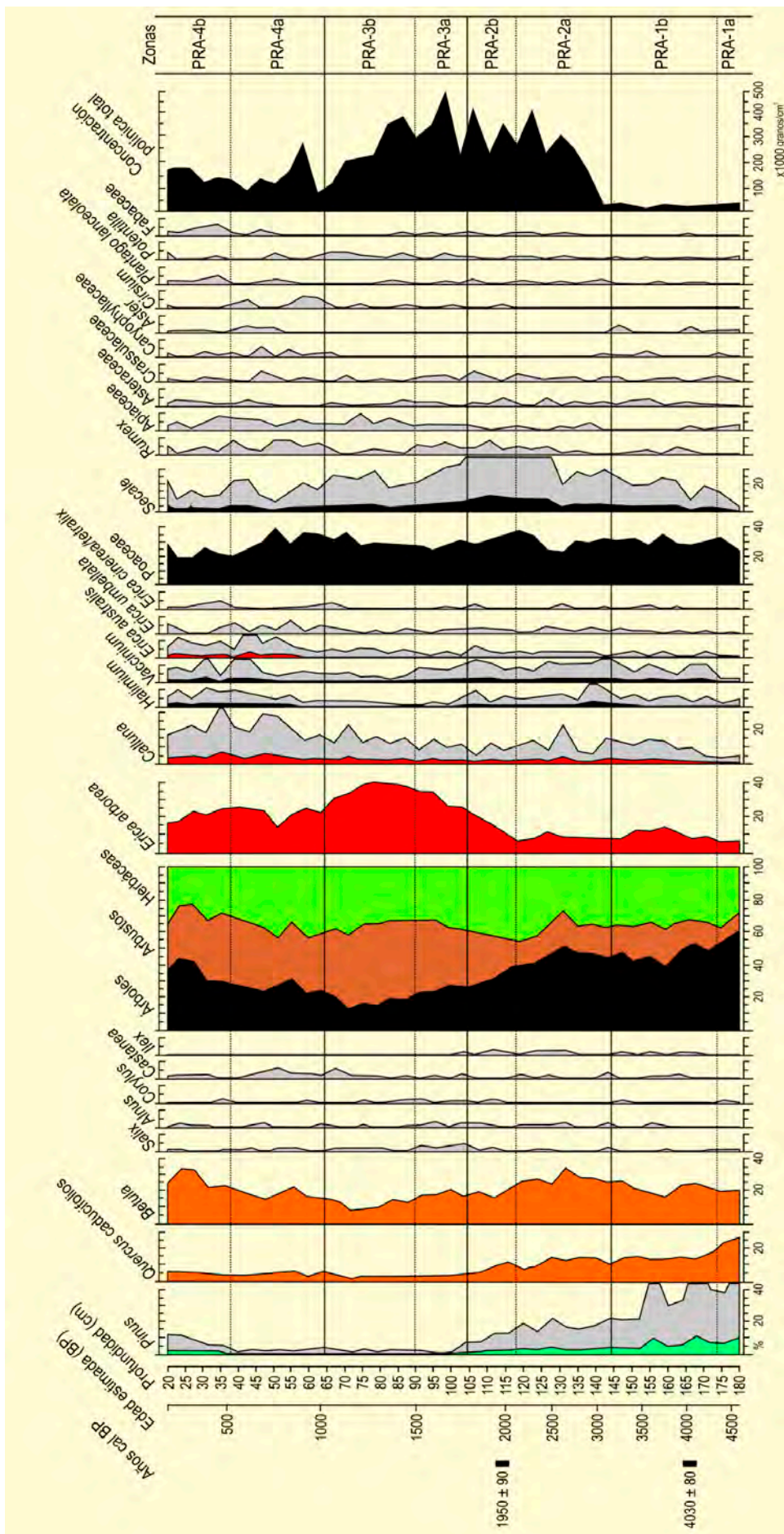


Figura 10. Diagrama de porcentajes del yacimiento de Prada. Redibujado de Maldonado Ruiz (1994)

res, reconoce como autóctonos los restos de *Pinus sylvestris* que en situación precaria todavía persisten. La presencia de esta misma especie en Puebla de Lillo (León) y en Velilla de Río Carrión (Palencia), junto con la presencia de sabinas albares en calizas de la vertiente meridional de la cordillera Cantábrica, constituyen vestigios de bosques tardiglaciares integrados por coníferas (Costa Tenorio *et al.* 1990). La mayoría de los registros polínicos de las montañas del norte reflejan la persistencia de pinares a lo largo del Holoceno. En las zonas con mayor influencia oceánica o relieves más suaves, como Queixa-Manzaneda, O Caurel, Somiedo y Covadonga, los pinares van cediendo importancia, a la vez que se incrementa la presencia de árboles de hoja plana. En estas montañas occidentales, en toda la vertiente norte de la Cordillera Cantábrica y, desde luego, en las tierras bajas litorales, los pinares tienden a desaparecer por causas climáticas con la llegada del Holoceno. Esto se refleja claramente en el diagrama de la Laguna de las Lamas presentado en este trabajo. La escasa adaptación de los pinares a las condiciones oceánicas que ya se produjeron en estas montañas en una fase media del Tardiglacial y que se acentuaron a lo largo de todo el Holoceno podría ser la causa de la progresiva pérdida de importancia de los pinares en el noroeste de la Península (Costa Tenorio *et al.* 1990).

Teniendo en cuenta lo anterior así como la actual distribución de los pinares, se puede distinguir un doble gradiente, Norte-Sur y Oeste-Este, que responde a la mayor oceanicidad de las vertientes septentrionales y de las montañas occidentales, y por tanto, a una mayor influencia mediterránea y continental en las vertientes meridionales de la Cordillera Cantábrica. Por ello la evolución de los pinares en los últimos 10000 años podría resumirse:

- Temprana pérdida de importancia en las sierras noroccidentales y en la vertiente septentrional de la Cordillera Cantábrica (tras una considerable importancia durante el Tardiglacial)
- Mantenimiento de los pinares en las vertientes meridionales de la Cordillera Cantábrica, donde contactarían con los actuales del Sistema Ibérico Norte, a causa de la mayor continentalidad.
- Desaparición reciente -menos de 1000 años- por acción antrópica de la mayor parte de estos pinares que se mantuvieron en la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica.

### **Deforestación antrópica**

La vegetación de la sierra Manzaneda-Queixa en los tiempos presentes sólo puede interpretarse como consecuencia de una intensa acción antrópica encaminada a la creación de espacios abiertos, bien con fines ganaderos, bien agrícolas, usando el fuego como instrumento deforestador.

En los dos diagramas presentados en este trabajo, especialmente en el de Prada, situado a menor altitud, la actividad humana se deja sentir durante los últimos 4000 años. En esta localidad la deforestación es acusada en todo el diagrama. Tan solo la muestra más profunda (hace 4500 años) alcanza un 60% de polen arbóreo. Durante toda la secuencia aparece polen de cereal, en concreto *Secale*, alcanzando en ocasiones hasta un 10 %, lo que indica la cercanía de los cultivos a las zonas llanas que rodean este prado encharcado. Por el contrario, en la Laguna de las Lamas, a mayor altitud, la curva de *Secale* se inicia hace unos 1000 años. Debido a su baja dispersión, el polen de cereal no aparece en los registros de mayor altitud hasta un momento de máxima extensión de los cultivos. Otros indicadores de actividad humana, como *Plantago t. lanceolata* o *Rumex*, también están presentes a lo largo de todo el diagrama de Prada. El castaño, sin duda favorecido por el hombre, también esta presente en todo el perfil de Prada, aumentando sus valores en el último milenio. También en la Laguna de las Lamas está mejor representado en la parte más reciente del diagrama, si bien aparecen algunos granos de polen aislados desde antes de 7000 años, apoyando la presencia prerromana de este árbol en las zonas bajas de Galicia.

La deforestación se acentúa en Prada hace unos 2000 años, momento en que la curva de *Secale* alcanza su máximo. La expansión de los brezales culmina con el mínimo de polen arbóreo poco antes de 1000 años BP. En el último milenio se produce una recuperación de la cubierta arbórea, en concreto de *Betula*, que a la altitud de esta localidad ocuparía situaciones ribereñas. Se consolida en esta fase la curva de *Castanea*.

La acción antrópica en la Laguna de las Lamas se manifiesta más tarde que en Prada. Aunque la deforestación es ya aparente a partir de 2550 años BP la presión antrópica se intensifica hace unos mil años, cuando



en zonas bajas se alcanzaba el mínimo arbóreo, con el consiguiente desarrollo de brezales. Salvo que existan hiatos sedimentarios, el retraso altitudinal observado entre ambas secuencias es de unos 1000 años. Coincidiendo con la máxima presión antrópica en la sierra Manzaneda-Queixa se produce una fuerte caída de porcentajes de *Betula* y la casi total desaparición de *Pinus*. Simultáneamente, los porcentajes de *Quercus* caducifolios aumentan. La creación de pastos en las zonas más elevadas pudo afectar negativamente al abedul. Esta fase coincide con la primera gran expansión de los brezales, especialmente de *Erica arborea*, y en menor medida de *E. australis*, *E. umbellata* y *Calluna*.

El paisaje actual de esta sierra queda perfectamente reflejado en las muestras más recientes de los diagra-

mas de la Laguna de las Lamas y Prada. El dominio de los matorrales, brezales y sexteiras es patente, mientras que el ligero aumento de *Pinus* que se produce en superficie podría ser reflejo de las repoblaciones más antiguas de este territorio. Las escasas manifestaciones arbóreas actuales se reducen a la presencia de masas muy reducidas, rodales o ejemplares aislados en zonas rocosas (rebollos) y bordes de arroyos (abedules), donde han encontrado refugio frente al fuego, o bien por ser áreas colonizadas por formaciones arboladas tras periodos más o menos largos de abandono agrario.

#### **Más información**

Maldonado Ruiz (1994)