

Eduardo García-Prieto Fronce

Dinámica paleoambiental durante
los últimos 135.000 años en el Alto
Jiloca: el registro lacustre de El
Cañizar

Departamento
Ciencias de la Tierra

Director/es
Gil Romera, Graciela María
González Sampériz, Penélope

<http://zaguan.unizar.es/collection/Tesis>

© Universidad de Zaragoza
Servicio de Publicaciones

ISSN 2254-7606



Tesis Doctoral

**DINÁMICA PALEOAMBIENTAL DURANTE LOS
ÚLTIMOS 135.000 AÑOS EN EL ALTO JILOCA: EL
REGISTRO LACUSTRE DE EL CAÑIZAR**

Autor

Eduardo García-Prieto Fronce

Director/es

Gil Romera, Graciela María
González Sampériz, Penélope

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA

Ciencias de la Tierra

2015



Grupo de Paleoambientes Cuaternarios

Departamento de Procesos Geoambientales y Cambio Global

Instituto Pirenaico de Ecología

Consejo Superior Investigaciones Científicas

Avda. Montañana 1005 CP 50059

Zaragoza - España



Departamento de
Ciencias de la Tierra
Universidad Zaragoza

Departamento de Ciencias de la Tierra

Facultad de Ciencias

Universidad de Zaragoza

C/ Pedro Cerbuna, 12, CP 50018

Zaragoza - España

DINÁMICA PALEOAMBIENTAL DURANTE LOS ÚLTIMOS 135.000 AÑOS EN EL ALTO JILOCA: EL REGISTRO LACUSTRE DE EL CAÑIZAR

PALEOENVIRONMENTAL DYNAMICS DURING THE LAST 135.000 YEARS AT THE UPPER JILOCA BASIN AREA: THE LACUSTRINE RECORD OF “EL CAÑIZAR”

Eduardo García-Prieto Fronce

Tesis Doctoral

Directora 1:

Dra. Penélope González-Sampériz

Científica Titular del Instituto Pirenaico
de Ecología - CSIC

Directora 2:

Dra. Graciela Gil-Romera

Investigadora Postdoctoral del Instituto
Pirenaico de Ecología – CSIC

Programa doctorado RD 1393/2007

Doctorado en Geología

Beca FPI del ministerio de Economía con
referencia BES-2010-038593

A Lara,
a mis padres
y a mi hermana

Índice

1	RESUMEN/ABSTRACT	1
2	INTRODUCCIÓN.....	11
2.1	EL PASADO ES LA CLAVE DEL FUTURO	13
2.1.1	<i>El cambio global actual.....</i>	13
2.1.2	<i>La Investigación de la Paleoclimatología: Leyendo los registros naturales.....</i>	15
2.1.3	<i>Los cambios climáticos del pasado (en largas escalas de tiempo, orbital suborbital o histórica).....</i>	17
2.1.4	<i>Los lagos como archivos paleoambientales (importancia, ventajas, limitaciones).....</i>	26
2.2	HERRAMIENTAS DE RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL	28
2.2.1	<i>Palinología</i>	28
2.2.2	<i>Calibración polen-vegetación</i>	29
2.3	LOS DOS ÚLTIMOS CICLOS DE GLACIACIÓN	32
2.3.1	<i>El desarrollo forestal del Eemíense</i>	38
2.3.2	<i>El fin del Eemíense</i>	42
2.4	PRESENTACIÓN DE LAS APORTACIONES DE LA TESIS	46
3	OBJETIVOS.....	50
4	CONTEXTO GEOGRÁFICO.....	56
4.1	LOCALIZACIÓN DE LA LAGUNA	58
4.2	GEOLOGÍA	59
4.2.1	<i>Origen de la cuenca lacustre</i>	63
4.3	CLIMA	64
4.4	VEGETACIÓN	66
5	METODOLOGÍA.....	71
5.1	EXTRACCIÓN DE SONDEO LACUSTRE, MUESTREO Y ALMACENAJE.....	73
5.2	SEDIMENTOLOGÍA.....	76
5.3	INDICADORES BIOLÓGICOS	78
5.3.1	<i>Polen</i>	78
5.3.2	<i>Palinomorfos No Polínicos (NPP)</i>	79
5.4	CRONOLOGÍA, MÉTODOS DE DATACIÓN Y MODELOS DE EDAD.....	80
5.4.1	<i>Radiocarbono ^{14}C</i>	80
5.4.2	<i>IRSL y OSL</i>	80
5.4.3	<i>U-Th</i>	82
5.4.4	<i>Tefrocronología</i>	83
5.4.5	<i>Paleomagnetismo</i>	84

5.4.6	<i>Construcción del Modelo de edad.....</i>	86
5.5	CALIBRACIÓN POLEN-VEGETACIÓN	90
5.5.1	<i>Métodos de trabajo de campo:</i>	90
5.5.2	<i>Bases de la dispersión y deposición polínica: Modelo de Prentice-Sugita.....</i>	97
5.5.3	<i>Análisis sitio a sitio. La productividad polínica de cada taxón en cada comunidad vegetal (RPPr)</i> 99	
5.5.4	<i>Representación gráfica de los datos.....</i>	99
5.5.5	<i>Modelo REVEALS (Regional Estimates of VEgetation Abundance from Large Sites)</i> 100	
6	MODELO DE EDAD.....	103
6.1	DATAZIONES DE RADIOCARBONO (^{14}C AMS)	107
6.2	U-TH	109
6.3	TEFROCRONOLOGÍA	110
6.4	PALEOMAGNETISMO	113
6.5	DATAZIONES DE LUMINISCENCIA (OSL/IRSL)	113
6.5.1	<i>Resultados alícuota multi-grain IRSL (InfraRed Stimulated Luminiscence)</i>	113
6.5.2	<i>Resultados OSL (Optical Stimulated Luminiscence) single-grain.....</i>	114
7	RECONSTRUCCIÓN DE LOS AMBIENTES SEDIMENTARIOS	119
7.1	RESULTADOS SEDIMENTOLOGÍA:.....	121
7.1.1	<i>Tipos de litologías:.....</i>	121
7.1.2	<i>Asociaciones de facies:.....</i>	124
7.1.3	<i>Unidades sedimentarias.....</i>	125
7.2	DISCUSIÓN DE LA RECONSTRUCCIÓN DE LOS AMBIENTES SEDIMENTARIOS	129
7.3	FACTORES CONDICIONANTES CLIMÁTICOS DEL RELLENO SEDIMENTARIO	129
7.4	PROCESOS DE FORMACIÓN DE LOS SUBAMBIENTES Y SUS POSIBLES CAUSAS CLIMÁTICAS	131
7.4.1	<i>Lago somero carbonatado</i>	131
7.4.2	<i>Humedal higroturboso.....</i>	134
7.4.3	<i>Lago clástico.....</i>	135
7.4.4	<i>Llanuras de barros o planicies lodosas.....</i>	137
7.5	OTROS CONTROLADORES DE LA SEDIMENTACIÓN LACUSTRE: HIDROLOGÍA, NEOTECTÓNICA Y KARSTIFICACIÓN.	139
7.6	RECONSTRUCCIÓN DEL NIVEL DEL LAGO	143
7.7	SUCESIÓN DE TIPOS DE LAGO DETERMINADA POR PATRONES ORBITALES	148
7.8	COMO HUBIESE EVOLUCIONADO LA LAGUNA DURANTE EL ANTROPOCENO Y COMO EVOLUCIONARÁ (PERSPECTIVAS EN EL FUTURO)	154
8	CALIBRACIÓN POLEN-VEGETACIÓN	161
8.1	RESULTADOS DE LA CALIBRACIÓN	163
8.1.1	<i>RPP_{Poaceae} y RSAP para los taxa considerados.....</i>	165

8.2	DISCUSIÓN CALIBRACIÓN	171
8.2.1	<i>Comparación de las estimaciones de productividad polínica con otras zonas</i>	171
8.2.2	<i>RPPE de los seis taxa y su papel en el paisaje.....</i>	172
8.2.3	<i>RPPE “sitio a sitio”: RPPr.....</i>	179
8.2.4	<i>Los sesgos causados por la estrategia de muestreo y el enfoque del modelo.....</i>	180
9	DINÁMICA DE LA VEGETACIÓN DURANTE LOS DOS ÚLTIMOS CICLOS GLACIALES	189
9.1	RESULTADOS PALINOLÓGICOS:	191
9.2	DISCUSIÓN: DINÁMICA DE LA VEGETACIÓN EN EL PENÚLTIMO CICLO GLACIAL/INTERGLACIAL	202
9.2.1	<i>Final de la glaciaciación Riss/MIS6 (Z1.1, Unidad VII-B.3, 73.6-70.2m, 133.6-130.2 ka BP)...</i>	202
9.2.2	<i>Refugios glaciales durante el Riss (Z1, Unidad VII-B, 73.6-68.3m, 133.6-127.7 ka BP):.....</i>	208
9.2.3	<i>Zeifen: Inicio árido del MIS5e (Z1.2 y 1.3, Unidad VII-B.2 y VII-B.1, 70.2-68.3m, 130.2-127.7 ka BP) 211</i>	
9.2.4	<i>Eemíense: aumento de la disponibilidad hídrica y energética fluvial (Z2.1, Unidad VII-A, 68.3-65m, 127.7-122.7 ka BP).....</i>	214
9.2.5	<i>Eemíense: Alto grado de continentalidad y resiliencia (Z2.1, Unidad VII-A, 68.3-65m, 127.7-122.7 ka BP).....</i>	217
9.2.6	<i>El Eemíense en otras secuencias europeas y Mediterráneas.....</i>	219
9.2.7	<i>Sabinares y/o enebrales.....</i>	223
9.2.8	<i>El pulso árido del final del Eemíense (LEAP) (Z2.2, Unidad VII-A, 65-63.8m, 122.7-120 ka BP) y final del MIS5e (Z2.3, Unidad VII-A, 63.8-60.6m, 120-113 ka BP).....</i>	225
9.3	EL INICIO DE LA ÚLTIMA GLACIACIÓN: EARLY WÜRM/WEICHSELIAN (Z3-Z6, UNIDAD VII-A Y VI, 60.6-39M, 113.3-71 KA BP).....	228
9.3.1	<i>Melisey I (Z3, Unidad VII-A, 60.6-59m, 113.3-109.6 ka BP) (correlacionable con MIS5d y C25 o C24, ó GS25 y GS24)</i>	229
9.3.2	<i>St. Germain I (Z4, Unidad VII-A y VI, 59-50.5m, 109.6-92 ka BP) (correlacionable con MIS5c, D/O24 y D/O23 ó GI24 y GI23).....</i>	230
9.3.3	<i>Melisey II (Z5, Unidad VI, 50.5-45.5m, 92-83 ka BP) (correlacionable con MIS5b, C22, GS22)</i>	235
9.3.4	<i>St. Germain II/Ognon complex (Z6, Unidad VI, 45.5-39m, 83-71 ka BP) (correlacionable con MIS5a, D/O21 y GI21, y Ognon con D/O y GI-20 y 19).....</i>	237
9.3.5	<i>(Pleniglacial Würm/MIS4 (Z7, Unidad V, 39-34m, 71-65 ka BP) (correlacionable con MIS4, C19 y GS19).....</i>	239
9.3.6	<i>Pinares</i>	242
10	SÍNTESIS GENERAL.....	247
10.1	RECONSTRUCCIÓN DE LA DISPONIBILIDAD HÍDRICA.....	249
10.2	RECONSTRUCCIÓN DE LA VEGETACIÓN MEDIANTE REVEALS	254
10.3	CAMBIOS DE VEGETACIÓN Y BIOMAS:.....	258

10.4	COMPARATIVA DE LOS ÚLTIMOS INTERGLACIARES: EEMIENSE Y HOLOCENO	266
11	CONCLUSIONES/CONCLUSIONS.....	271
12	REFERENCIAS.....	285

Lista de Figuras

Figura 2.1: Cambio de la temperatura global promedio en todos los Modelos CMIP5 (en relación a 1986-2005) para los cuatro escenarios de RCP. Mapas ilustrativos de cambio de temperatura superficial al final del siglo XXI. Pachauri et al., 2014.....	14
Figura 2.2: Gráfico promedio de 57 registros de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentónicos representados a escala de miles de años, incluyendo la escala de tiempo paleomagnética. Basado en Lisiecki & Raymo (2005)	16
Figura 2.3: A: Variación isotópica de foraminíferos bentónicos a partir de Lisiecki & Raymo, 2005. B, C y D: Excentricidad, oblicuidad y precesión. Datos obtenidos de NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, y IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology. Modificado a partir de Lebreiro (2013).	19
Figura 2.4a: Variación de $\delta^{18}\text{O}$ y Ca en los últimos 60 ka en los sondeos de hielo de Groenlandia. A partir de Blockley et al., 2014.	20
Figura 2.4b: Variación de $\delta^{18}\text{O}$ y Ca entre 60 y 130 ka en los sondeos de hielo de Groenlandia. A partir de Blockley et al., 2014.	20
Figura 2.5: Secuencias paleoclimáticas marina y terrestre MD95-2042 y SU81-18 (SW margen Ibérico) en los últimos 138 ka BP comparados con la variación de temperaturas de Groenlandia. Datos de Turon et al., 2003 y Sánchez-Goñi et al., 2008.	23
Figura 2.6: Circulación Termohalina. Línea roja: Aguas cálidas más superficiales. Línea azul: Aguas frías más profundas. Círculos indican sumideros de aguas superficiales. Extraído de essayweb.net.	25
Figura 2.7: Número Ri de manchas solares internacionales en los últimos 65 años. Media mensual en azul. En rojo curva suavizada de media de 13 meses. Se puede apreciar la ciclicitud de 11 años aproximadamente. Extraído de Royal Observatory of Belgium http://sidc.be	26
Figura 2.8: Fotografías de pólenes con microscópio óptico a 1000x de registro de El Cañizar de Villarquemado o de la colección de referencia del IPE-CSIC.....	28
Figura 2.9: Paradojas de la representatividad polínica en distintos escenarios y diseño de trampa polínica tipo Tauber utilizadas.	31
Figura 2.10: Variación de los parámetros orbitales astronómicos y de insolación en el MIS1 y el MIS5. Extraído de Yin & Berger 2015	34
Figura 2.11: Correlación tentativa de registros del último interglacial. Figura extraída de Hunt (2009). .	35
Figura 2.12: Duración del Evento Blake. Registro $\delta^{18}\text{O}$ bentónico del LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005) desde 140-100 ka BP, y $\delta^{18}\text{O}$ bentónico del registro marino MD95-2042 (Sánchez-Goñi et al 1999) usando la escala temporal de Ziegleretal (2010).Extraído de Sier et al (2015)	39
Figura 2.13: Composición y sucesión de taxa característicos de los registros polínicos del Eemiano de Europa central. Mmodificado a partir de Müller et al., 2005.....	40
Figura 2.14: Comparación de registros polínicos del Mediterráneo. A: Lago Grande di Monticchio (Allen et al., 2000; Allen & Huntley 2009; Brauer et al., 2007); B: Ioannina (Tzedakis et al., 2004); C: Tenaghi Philippon (Tzedakis et al., 2006); D: Lago Van (Pickarski 2014), E: Lago Urmia (Djamali et al., 2008;	

Pickarski 2014); F: δ18O (‰) de sondeos de hielo de NorthGRIP de Groenlandia y GLT_Syn de la Antártida (Barker et al., 2011; Wolff et al., 2010). Límites de Estadios Isotópicos Marinos (MIS) y subestadio a partir de Lisiecki & Raymo (2004).	41
Figura 2.15: Reconstrucción del volumen del hielo a partir de isótopos de Oxígeno de registros marinos (Imbrie et al., 1984) y de sondeos de hielo (NGRIP members, Andersen et al., 2004). Representación de flujos térmicos extraído de National Marine Weather Guide (www.ec.gc.ca)	45
Figura 4.1: Mapa de localización en la Península Ibérica. Mapa topográfico con los principales enclaves colindantes. Estrella marca el lugar del sondeo.	58
Figura 4.2: Ortofoto PNOA modificada en 3D con Modelo Digital de Elevaciones ASTER GDEM.....	59
Figura 4.3: Mapa geológico 1:200.000 del IGME en 3D con MDT05 LIDAR CNIG.	61
Figura 4.4: Mapa geohidrológico. Rubio (2004).....	62
Figura 4.5: Mapas climáticos del entorno de la Fosa del Jiloca. Fuente: Imágenes del Atlas climático de Aragón (López 2007).....	65
Figura 4.6: Mapa extraído del 3 ^{er} Inventario Forestal Nacional (2004) señalando las áreas de distribución de los principales taxa arbóreos predominantes en la actualidad.	67
Figura 5.1: Diagrama de flujo con el resumen de la metodología utilizada en este trabajo.....	74
Figura 5.2: Fotos del trabajo de campo y gabinete.	76
Figura 5.3: Imagen tomada con microscópio con puente de comparación	79
Figura 5.5.1: A: Mapa de localización. B: Mapa de vegetación mostrando las especies dominantes (con Modelo Digital de elevaciones con exageración vertical x4), topónimos, reconstrucción del área paleolacustre y localización de trampas polínicas. C: Diagrama del porcentaje direccional de viento anual. D: Dirección de la media anual de velocidad del viento.	91
Figura 5.5.4: Muestreo de vegetación a tres escalas diferentes en cada trampa. Ejemplo de trampa TPV1 en la comunidad “Quejigar y encinar abierto”.....	95
Figura 6.2: Representación del modelo de edad-profundidad y los parámetros de iteración, tasa de acumulación y memoria utilizados.	116
Figura 7.1: Secuencia sedimentaria indicando dataciones, litología, unidades de facies y delimitaciones de unidades y subunidades sedimentarias.....	122
Figura 7.2: Análisis elemental: Representación de los principales componentes en profundidad. Detríticos (Fe: Hierro, Si: Silicio, Ti: Titanio), de productividad carbonática (TIC: Carbono Inorgánico Total, Ca: Calcio), y de anóxia en negro (TOC: Carbono Orgánico Total, S: Azufre).	123
Figura 7.3: Diagrama de flujo que resume las posibles causas, factores y procesos que promueven el tipo de ambiente sedimentario en la laguna de El Cañizar.....	133
Figura 7.4: Indicadores sedimentológicos representados en edad para toda la secuencia de El Cañizar. Se muestra a la izquierda el periodo climático correspondiente, las unidades sedimentarias, las unidades de facies, y la simplificación de los tipos de lago en base a la composición de TOC, Si, Ca y TIC.	138
Figura 7.7: Representación de edad del nivel del lago en las Unidades sedimentarias V, VI y VII, juto al tipo de lago, Zonas HH y polínicas de CONISS y el periodo climático.....	147

Figura 7.8: Parámetros orbitales entre 136 y 64 ka BP. Extraído mediante PAST 3.04 basado en los cálculos de Lasckar et al., 2004.....	149
Figura 7.9: Correlación tentativa de parámetros orbitales con indicadores sedimentológicos. A: TOC. B: Detriticos. C: Ca y TIC.....	151
Figura 7.10: Sucesión lacustre acontecida en el MIS5, y la propuesta del patrón teórico que sigue dependiente de los patrones orbitales que a su vez condicionan el nivel del lago.....	155
Figura 8.1: Relación real polen-vegetación. A: Diagrama de sectores presentando las abundancias de cada tipo polínico en las trampas polínicas (%). B: Diagrama de sectores presentando la cobertura de vegetación en las tres escalas de muestreo.....	164
Figura 8.3: Representación de la función de máxima verosimilitud (L_{fs}) con respecto a la distancia. Se presentan tres submodelos ERV diferentes y el método de regresión moving-window.....	167
Figura 8.5: A: Valores RPPr en cada trampa. B: Valores de RPPr sin Pinus.....	170
Figura 8.6: Valores de RPPr de cada taxón en cada comunidad vegetal.....	182
Figura 9.1.1: Palinograma de taxa arbóreos representados en profundidad.....	198
Figura 9.1.2: Palinograma de taxa no arbóreos: Arbustivos a la izquierda, herbáceos-caméfitos a la derecha.....	199
Figura 9.1.3: Palinograma de taxa hidrófitos e higrófitos representados en profundidad.....	200
Figura 9.2: Mapa de localización de los registros mencionados en la discusión.....	204
Figura 9.3: Diagrama polínico de taxa seleccionados del Cañizar durante el penúltimo periodo interglacial.....	206
Figura 9.5: Fotografía de polen de tipo <i>Pterocarya</i> encontrado en la secuencia de El Cañizar.....	211
Figura 9.6: Comparación de registros polínicos del Mediterráneo y sondeos de hielo.....	222
Figura 9.7: Diagrama polínico de taxa seleccionados	232
Figura 9.8: Correlación tentativa de las fases climáticas en Europa a partir de Behre 1989, añadiendo El Cañizar. Modificado de Wohlfarth 2013. Porcentajes de polen de El Cañizar comparados con los conteos polínicos del sondeo marino del margen ibérico MD95-2042. Sánchez-Goñi 2014.....	244
Figura 10.1: Síntesis de resultados de El Cañizar mostrando periodos climáticos, zonas polínicas, zonas Hidro-Higrófitas, Unidades sedimentarias, Asociaciones de facies, tipo de lago y nivel del lago. Se muestran periodos húmedos y secos reconstruidos a partir de n-alkenonas en los registros de Fuentillejo (Ortiz et al., 2013) y Padul (Ortiz et al., 2010). Temperatura superficial del mar de Alborán (SST) reconstruida en el sondeo ODP-977 (Martrat et al., 2004).....	253
Figura 10.2.1: Aplicación del modelo REVEALS a la base del sondeo lacustre (MIS6-MIS5-MIS4).....	256
Figura 10.2.2: Aplicación del modelo REVEALS al Holoceno.....	257
Figura 10.3.0: Mapa bioclimático global de alta resolución. Extraído de Metzger et al. (2013).....	259
Figura 10.3.1: Delimitación de los biomas terrestres en base a la precipitación y temperatura propuesto por Whittaker (1970) y modificado por Ricklefs (2010), y por nosotros a partir de aportaciones de Costa et al. (1987), Quezel (1999) y Sainz-Ollero & Sánchez de Dios (2011).....	260

Figura 10.3.2: Ampliación del diagrama de los paisajes bioclimáticos, y aproximación tentativa del lugar que ocuparon en las distintas fases climáticas del penúltimo ciclo glacial. Abajo: Representación de esta asignación relativa de disponibilidad hídrica y termicidad en la linea temporal.....	261
Figura 10.3.3: Curvas interpretativas a partir de la información de la secuencia de El Cañizar sobre el diagram polínico sintético.....	265
Figura 10.4.1: Resumen de indicadores paleoambientales significativos durante el Tardiglacial y Holoceno. A: Nivel del lago. B: Algunas acuáticas. C: XRF: Detritico: Hierro (Fe) y lago carbonatado: Calcio (Ca). D: Tipo de vegetación. E: Palinograma sintético. F: Insolación a 40ºN.....	268
Figura 10.4.2: Resumen de indicadores paleoambientales significativos durante el penúltimo Tardiglacial Riss y el penúltimo interglacial Eemíense. A: Nivel del lago. B: Algunas acuáticas. C: XRF: Detritico: Hierro (Fe) y lago carbonatado: Calcio (Ca). D: Tipo de vegetación. E: Palinograma sintético. F: Insolación a 40ºN.....	269

Lista de Tablas

Tabla 5.4.5: Listado de muestras extraídas para datar mediante análisis paleomagnético.....	85
Tabla 5.5.2: Coordenadas de localización de las trampas polínicas, altitud, orientación y descripción de la comunidad vegetal.....	92
Tabla 5.5.3: Velocidad de caída del polen de los taxa seleccionados para Estimar su Productividad Polínica Relativa (RPPE).	94
Tabla 5.5.5: Componentes de la Ecuación 1.	97
Tabla 5.5.6: Asunciones submodelos ERV.....	98
Tabla 6.1: Relación de dataciones realizadas	108
Tabla 7.1.3: Unidades sedimentarias.	125
Tabla 7.5: Descripción de los tipos de lago evidenciados en la secuencia de El Cañizar.....	145
Tabla 7.6: Indicadores que han permitido determinar el nivel del lago.....	146
Tabla 8.2: Valores de RPPE ($RPP_{Poaceae}$) obtenidos para los tres submodelos diferentes de ERV.....	166
Tabla 8.4: Comparativa de RPPE de los 6 taxa de este estudio con aquellos obtenidos en otras regiones	169
Tabla 9.4: Tipo de vegetación de cada periodo y su interpretación ambiental.....	209

1 RESUMEN/ABSTRACT

La presente Tesis Doctoral aborda la reconstrucción paleoambiental en el Alto Jiloca (Sistema Ibérico, Teruel) durante el anterior periodo interglacial Eemiente y el inicio de la última glaciación a partir del estudio de la secuencia lacustre de El Cañizar próximo a la localidad de Villarquemado (40°30'N, 1°18'W, 990 m s.n.m). Pretende reconstruir mediante el estudio multiproxy (análisis sedimentológico, geoquímico, y palinológico) la dinámica de la vegetación y de los ambientes de depósito e hidrológicos a las fluctuaciones climáticas.

El modelo de edad, basado en 15 dataciones radiocarbónicas y 15 dataciones de luminiscencia ha sido realizado aplicando un enfoque bayesiano, resultando satisfactoriamente robusto a la luz de las comparativas de los resultados.

Por las características geomorfológicas de la fosa del Jiloca, la laguna de El Cañizar de Villarquemado está caracterizada por su escasa profundidad (máximo 3 m) y una extensión máxima de 1100 ha. Las diferentes facies sedimentarias y los ambientes de depósito que se han dado en la laguna están controlados fundamentalmente por el balance hídrico (fluctuaciones del nivel del lago), los aportes clásticos y el estado trófico (productividad) y anóxico que se puede producir por estratificación por densidad o exadesarrollo vegetal que reduce el oleaje con niveles bajos del nivel del lago.

Se han delimitado 7 unidades sedimentarias con 4 asociaciones principales de facies sedimentarias que representan diferentes ambientes de depósito a lo largo de la secuencia. La base de la secuencia (Unidad VII) y los 3 últimos metros del techo (Unidad I) están caracterizados por el predominio de fases de lago carbonatado y humedal higroturboso evidenciando condiciones de más productividad biológica (periodos más húmedos y menos fríos), que (apoyados por el modelo de edad) corresponden a los periodos interglaciales MIS5 y MIS1 (Eemiente y Holoceno). A lo largo del MIS5 (Unidades VII y VI) se ha observado una intercalación recurrente de hasta siete fases de anóxia (menor nivel del lago), que a partir del modelo de edad se asocia a una ciclicidad orbital relacionada con la precesión.

En la laguna de El Cañizar durante los periodos estiales y glaciales Würmienses (Unidades VI, V, III y II) predominan fases de lago clástico con variable progradación de abanicos aluviales distales sobre la cuenca, que llegaron a formar planicies lodosas o llanuras de barros durante el MIS3 (Unidad IV), que representan las condiciones más someras experimentadas en la historia de la cuenca y se infiere que fue el periodo más

árido.

A partir de la interpretación de las etapas limnológicas y otros indicadores se ha realizado la reconstrucción del nivel del lago en los últimos 135.000 años, y se proporcionan bases científicas para la gestión y potencial restauración del desaparecido humedal de El Cañizar de Villarquemado en el marco del cambio global actual.

En esta cuenca existen evidencias previas de eventos tectónicos y rebajamiento kárstico subsuperficial que son las que han creado el espacio de acomodación de la laguna de El Cañizar. Estos procesos han debido crear desequilibrios deposicionales a lo largo de la historia de la cuenca, incrementando los procesos de erosión y determinando las facies sedimentarias y los ambientes de depósito de la laguna, pero en base a la información disponible de este estudio multiproxy, existen posibles evidencias en el registro, pero no se pueden discernir de los mismos procesos causados por factores climáticos.

Con el objetivo de realizar una reconstrucción paleoambiental más precisa, este trabajo también pretende establecer la relación entre el polen y la vegetación. Para ello se ha realizado la estimación de la productividad polínica (RPPE) de algunos taxa con un papel importante en la secuencia fósil mediante el modelo de Prentice-Sugita, para cuantificar la relación entre la lluvia polínica y la cobertura real de vegetación, y de esta manera realizar una mejor interpretación de la respuesta de la vegetación a los cambios climáticos del pasado.

El submodelo ERV 1 resultó ser el más adecuado para los sitios seleccionados en este estudio. La RSAP se establece en 550 m. La productividad polínica ($RPP_{Poaceae}$) del género *Pinus* y *Quercus* (perennifolio y marcescente) es muy alta con respecto a géneros de la familia de las Poaceae, que se utiliza como taxón de referencia. *Pinus* es 38.91 veces más productor que Poaceae; *Quercus* perennifolio 19.39 y *Quercus* marcescente 8.86 veces más productor que Poaceae. La productividad polínica de *Juniperus* y *Artemisia* es similar a la productividad de Poaceae.

La productividad polínica en cada comunidad vegetal (RPPr) para un taxón determinado es generalmente más alta cuando su cobertura en una comunidad particular es reducida.

Poaceae parece no ser un buen taxón referencia en los biomas Mediterráneos. Esta metodología que ha sido utilizada de manera exitosa en otras regiones (sobretodo noreuropeas) muestra sesgos y limitaciones en el Mediterráneo occidental

continentalizado que perjudican a su aplicabilidad en esta región y que se discuten en este trabajo. A pesar de las limitaciones, se han utilizado estos resultados para la calibración de interpretación del registro fósil aplicando el modelo REVEALS obteniendo los valores de cobertura de vegetación estimada para cada taxón.

El trabajo presentado aquí constituye la primera investigación científica profunda sobre la dinámica climática y ambiental durante el penúltimo interglaciar en el Sistema Ibérico. La secuencia muestra una variabilidad ambiental en esta región desde el penúltimo interglacial (últimos 135.000 años) y pone de manifiesto la resiliencia del paisaje vegetal del altiplano turolense. Una de las características más destacables en esta región es cómo las condiciones climáticas del pasado interglacial, de alta continentalidad y evapotranspiración, así como la variabilidad climática que se dio durante el Würm reciente, favorecieron el desarrollo de sabinares.

El final del Riss (MIS6) (133.6-130 ka BP) tuvo condiciones climáticas poco adversas evidenciadas por la presencia en el registro de pólenes de mesófitas procedentes de los refugios cercanos. El inicio del MIS5 (Zeifen y Kategat) (130-126 ka BP) se caracterizó por un incremento de termicidad reflejado en el respuesta sedimentológica, pero unas condiciones de alta aridez que no permitían aun el desarrollo de la vegetación. El Eemíense en esta región (126-113 ka BP) se caracterizó por el desarrollo de sabinares estepicos debido a la ocurrencia de una alta continentalidad, caracterizada por inviernos muy fríos y veranos muy cálidos, con alta evapotranspiración que mermaban la disponibilidad hídrica aunque fuese relativamente más alta. Se registra un periodo árido entre 122.8-120 ka BP con desarrollo de estepa y depósitos detriticos que se relaciona con el Pulso Árido del Final del Eemíense (LEAP). Se ha constatado la presencia (en el MIS5) de especies relictas del terciario como *Pterocarya* que se consideraba extinta previamente en la península Ibérica. En la región del Alto Jiloca la hegemonía de sabinares fue sustituida por la hegemonía de pinares a partir del MIS4 hasta nuestros días.

Dentro de este paisaje resiliente a los cambios, mediante el estudio de los grupos florísticos y toda la información de los demás indicadores, se ha realizado una aproximación cualitativa de la variación de la temperatura y la disponibilidad hídrica, y cómo esta variación ha modificado el tipo de bioma establecido.

Se ha comparado la velocidad de los cambios ambientales y la respuesta de los ecosistemas en los dos últimos interglaciales (con y sin acción humana, Holoceno y Eemienense), reflejando patrones análogos pero con diferente tipo de vegetación debido a las diferentes condiciones de continentalidad e insolación y a la casuística de fitodistribución de las formaciones boscosas promovida por la última glaciación Würmiense.

ABSTRACT

This PhD Thesis addresses the paleoenvironmental reconstruction at Alto Jiloca (a basin within the Iberian range, in the province of Teruel, Aragón, Spain) during the last interglacial period, Eemian and the beginning of the last ice age Würm/Weichselian, on the lacustrine sequence of El Cañizar de Villarquemado (40°30'N, 1°18'W, 990 m asl). Aims to reconstruct the vegetation dynamics, depositional environments and hydrology to the climate fluctuations which have occurred in this region applying a multiproxy study (sedimentological analysis, geochemical and palynological).

The age model is based on 15 radiocarbon dates and 15 of luminescence dating, applying the Bayesian approach, resulting in satisfactorily robust results.

Due to the geomorphological features of the Jiloca basin, El Cañizar paleolake is characterized by shallow water level (maximum 3 m) with a maximum extension of 1100 ha (not usual in this region). The different sedimentary facies and depositional environments that have taken place in the paleolake are mainly controlled by the water balance (fluctuations in the lake level), clastic input, trophic status (productivity) and anoxic status which can be produced by density stratification or water plant extradevelopment that reduce surf mixing with low lake level.

We have identified 7 sedimentary units with 4 main sedimentary facies associations representing different depositional environments along the sequence. The base of the sequence (Unit VII) and the first 3 meter of the top (Unit I) are characterized by the predominance of carbonated lake phases and wetland phases, which (supported by the age model) correspond to the interglacial periods MIS5 and MIS1 (Eemian and Holocene), characterized by more biological productivity (wetter and warmer

conditions). Throughout the MIS5 (Units VII and VI) it has been observed a recurrent intercalation of seven phases of anoxia (lower lake level), which are associated with orbital cyclicity forcing related to precession.

During stadial and glacial periods of Würm (Units VI, V, III and II) predominate clastic lake phases, with variable distal alluvial fan progradation on the basin, which reaches to form mudflats during MIS3 (Unit IV) representing the driest period with the shallowest conditions experienced in the history of the basin.

Based on the interpretation of limnological states and other proxies, we have reconstructed the lake level history and we propose the scientific basis for the management and potential restoration of the disappeared Cañizar de Villarquemado wetland under the context of global change.

There are evidences of tectonic paleoevents and subsurface karst lowering (polje-like) in Jiloca basin. Those are the responsibles that have created the accommodation space by subsidence, corrosional lowering or both for the Villarquemado lake. Those processes have had to create depositional imbalances throughout the history of the basin, increasing erosion and determining the sedimentary facies and depositional environments of the lake. Based on available information about this multiproxy study, we can not discern the same processes caused by climatic factors.

This work also aims to establish quantitative landscape-scale reconstruction of past vegetation from pollen records, studying the relationship between pollen and vegetation to make more accurate paleoenvironmental reconstruction. This has been achieve Estimating the Pollen Productivity (RPPE) of some taxa with an important role in the fossil record by using Prentice-Sugita model, in order to quantify the relationship between pollen rain and actual vegetation cover, and thus make a better interpretation of the vegetation response to climate changes of the past.

Sub-model ERV-1 was the most suitable for the sites selected in this study. The RSAP is set at 550 m. The Relative Pollen Productivity ($RPP_{Poaceae}$) for *Pinus* and *Quercus* (evergreen and marcescent) is very high compared to Poaceae, used as reference taxon. *Pinus* produce four times more than *Quercus*, and *Quercus* produce eight times more than Poaceae. *Juniperus* and *Artemisia* pollen productivities are similar to the pollen productivity of Poaceae reference taxon.

The Pollen Productivity was calculated in each plant community (RPPr) for the 6 given taxa, it can be observed that RPPr is generally higher when the coverage of this taxon in a particular community is reduced.

Poaceae seems not to be a good reference taxon in Mediterranean biomes. This methodology that has been used successfully in other regions (especially in Northern Europe) shows biases and limitations in the Western Mediterranean, diminishing their applicability in this region as have been discussed in this Thesis. Despite these limitations, we used these results to calibrate our interpretation, applying the REVEALS model to the fossil record, obtaining estimations of vegetation cover percentages for each taxon.

The work presented here is the first scientific research on climate and environmental dynamics during the penultimate interglacial in the Iberian Range. The sequence shows the environmental variability in the Iberian region from the penultimate interglacial (last 135.000 years) and highlights the resilience of the plant landscape of Teruel plateau. One of the highlights in this region is how the last interglacial climate conditions, with high continentality and evapotranspiration, as well as the climate variability that occurred during the Early Würm favored the development of great juniper forests (not present nowadays with this magnitude).

The end of Riss penultimate glacial period (MIS6) (133.6-130 kyr BP) had little adverse weather conditions, evidenced by the presence in the pollen record of mesophytes from nearby refugia. The begining of MIS5 (Zeifen and Kategat) (130-126 kyr BP) was characterized by an increase in warmer conditions reflected in the sedimentological response, but high arid conditions do not even allowed the development of forest vegetation. The Eemian in this region (126-113 kyr BP) was characterized by the development of open juniper forest and steppe due to the occurrence of high continentality, characterized by warm summers and cold winters, with high evapotranspiration. A dry period is recorded between 122.8-120 kyr BP with development of steppe vegetation and detrital deposits, that we related to the Late Eemian Arid Period (LEAP). We noted the presence (in the MIS5) of tertiary relict species as *Pterocarya* that was considered extinct in the Iberian Peninsula previously in time. In the region of Alto Jiloca, juniper forest hegemony during previous interglacial was replaced by pine forest hegemony since MIS4 until today.

This landscape is very resilient to changes, but by studying floristic assemblages and the information given by the other proxies of the Cañizar de Villarquemado record, we had made an approach to the variation of temperature and water availability, and how this variation has changed the type of biome established.

We have compared the speed of environmental changes and ecosystems responses occurred in the last two interglacial (with and without human action, the Holocene and the Eemian), reflecting similar patterns but with different types of vegetation due to the different conditions, specially the continentality and insolation, and the casuistry of the forest formations distribution that the last glacial Würm had promoted.

2 INTRODUCCIÓN

2.1 El pasado es la clave del futuro

2.1.1 El cambio global actual

El término cambio global define el impacto de la actividad humana sobre el funcionamiento de la biosfera, incluyendo actividades que, a pesar de ser ejercidas localmente, tienen efectos que trascienden el ámbito local o regional y afectan al funcionamiento global del sistema Tierra (Duarte et al., 2006). La principal y más visible característica de este cambio es el cambio climático actual, con un aumento generalizado de las temperaturas globales a lo largo del siglo XX y lo que llevamos de XXI (McCarroll 2015a) y que afecta a su vez, a otros procesos fundamentales del funcionamiento de nuestro planeta (figura 2.1). Pero no solo el cambio global actúa sobre los motores del clima. Algunos ejemplos recurrentes de los fenómenos que se manifiestan dentro del Cambio Global afectan al ciclo del agua, cambios en los patrones de precipitación y procesos de desertificación, la extensión de la criósfera, los ciclos de los elementos (por ejemplo Carbono o Nitrógeno), el incremento de los fenómenos extremos debido al calentamiento de los océanos, el aumento de las olas de calor, la reducción de la biodiversidad, la fragmentación del territorio, la destrucción de hábitats, la migración de ecotonos y cambios de distribución de los organismos (Neilson 1993; Xiubin 1996; Brown 1996; Dirnböck et al., 2003; Rull y Vegas-Vilarrúbia 2006), afectando directamente a la economía y las sociedades humanas (Houghton et al., 2001; Bulkeley & Newell 2015).

Está claro que el clima cambia de manera natural, y ha cambiado numerosas veces a lo largo de la historia, debido a mecanismos que pueden manifestarse en el tiempo de una forma periódica o casi periódica, como por ejemplo las variaciones en la radiación solar, o no periódica, como las erupciones volcánicas. La Tierra ha experimentado cambios muy intensos, pero la palabra cambio en el término “Cambio Global” no se refiere a que los distintos componentes del funcionamiento de la biosfera hayan sufrido o estén sufriendo variaciones (como pueden ser el clima o el ciclo del nitrógeno), sino que la palabra cambio hace referencia a que son los propios mecanismos de regulación de la biosfera los que han cambiado. Esto supone un desafío de proporciones colosales, pero que debemos afrontar aprendiendo de las perturbaciones pasadas en la historia de la Tierra, y esperando que ese conocimiento sea útil para predecir lo que nos espera en el futuro (McCarroll 2015b). ¿Los cambios serán graduales, permitiendo que los sistemas naturales y la infraestructura social se ajusten en el tiempo adecuado? ¿O habrá

algunos cambios más abruptos, que superen el umbral o "punto de inflexión" sin tiempo suficiente para realizar las acciones necesarias y sin posibilidad de adaptación?

El principio del actualismo utiliza la sentencia “entender el pasado a partir del presente”, esperando que ese conocimiento sea útil para predecir lo que nos espera en el futuro por lo que se podría aplicar también para afirmar: “el pasado es la clave del futuro”. Aunque la introducción de nuevos mecanismos y procesos de regulación antropogénicos dificulta la infalibilidad de este principio. Suena extraño, pero el presente actual es nuevo, y en la historia del planeta no hay precedente en el que una única especie sea el motor de tantos cambios, máxime teniendo en cuenta la rapidez con la que están ocurriendo los cambios (Bernstein et al., 2007).

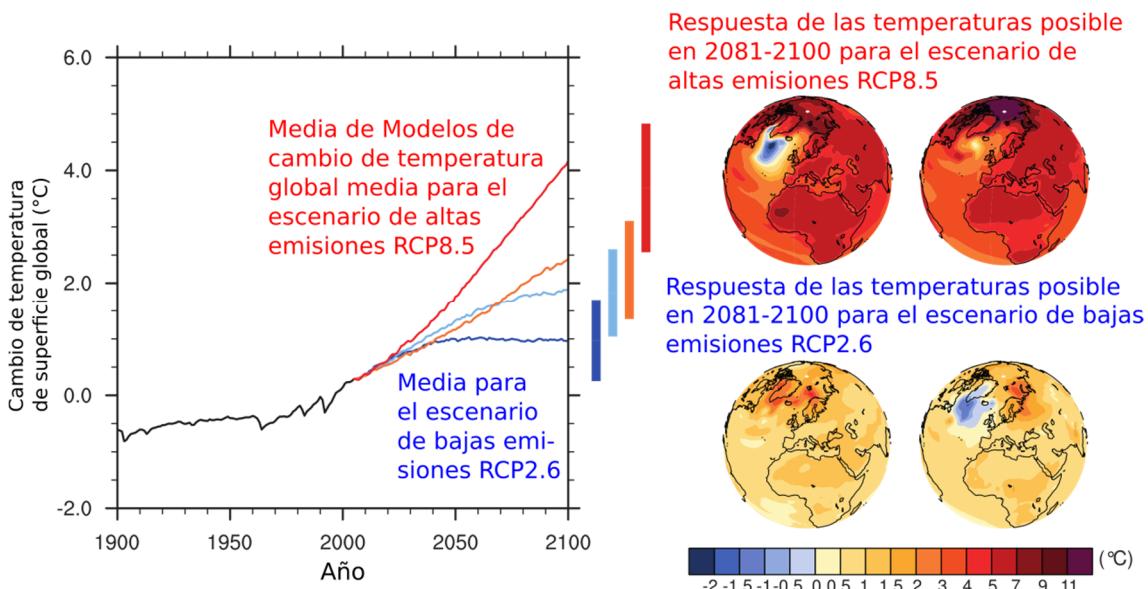


Figura 2.1: Cambio de la temperatura global promedio en todos los Modelos "Coupled Model Intercomparison Project Phase 5" (CMIP5) (en relación a 1986-2005) para los cuatro escenarios de Representative Concentration Pathway (RCP): RCP2.6 (azul oscuro), RCP4.5 (azul claro), RCP6.0 (naranja) y RCP8.5 (rojo); usando los modelos 32, 42, 25 y 39 respectivamente. Barras verticales indican los intervalos probables de cambio de la temperatura global a finales del siglo XXI. Mapas ilustrativos de cambio de temperatura superficial al final del siglo XXI para el escenario de más bajas emisiones (RCP2.6) y el de más altas (RCP8.5). Pachauri et al., 2014.

Comprender las causas y consecuencias del Cambio Global y las interacciones sinérgicas del sistema climático, se ha convertido en uno de los principales retos científicos de nuestra sociedad. Estos esfuerzos se han traducido en reacciones gubernamentales, en cuantiosas inversiones, tanto económicas como de capital humano, y en diversos Programas Internacionales en relación al cambio climático y al cambio global (Mergenthaler 2015). La comunidad científica coincide en que el incremento en las emisiones de gases de efecto invernadero (dióxido de carbono, metano) (Matthews

et al., 2009; Allen & Stocker 2014) como consecuencia de la actividad humana es el principal responsable de la mayor parte del actual calentamiento (IPCC, Collins et al., 2013; Pachauri et al., 2014).

Las concentraciones actuales de CO₂ (400 ppm) son las más altas de los últimos 650.000 años (Lüthi et al., 2008; Martínez-Botí et al., 2015) y su incremento durante los últimos 150 años es de un alcance similar a una transición glacial/interglacial (Yin & Berger, 2015) (figura 2.2).

2.1.2 La Investigación de la Paleoclimatología: Leyendo los registros naturales

El clima es un sistema complejo, el resultado final de las interacciones entre los distintos subsistemas que conforman nuestro planeta (atmósfera, océanos, biosfera, litosfera y criósfera) y de la influencia de los cambios en la radiación solar sobre los mismos (Bradley, 1999). Para entender y evaluar el cambio global, es preciso disponer de indicadores que informen de la variabilidad del sistema climático y los efectos de las actividades humanas sobre los ecosistemas, a escalas temporales mayores que las que se pueden obtener de la observación directa, la documentación histórica o los datos arqueológicos. Necesitamos ir más allá de la memoria colectiva humana y esa información nos la proporcionan los registros de cambio global en el pasado. Durante el siglo XIX, el estudio de los sedimentos transportados por los glaciares en Europa y Norteamérica sentó las bases para comprender que la Tierra había sufrido grandes cambios climáticos con alternancia de fases glaciales e interglaciales durante un pasado relativamente reciente (los últimos 2,6 millones de años, el Cuaternario) (figura 2.2). Pero ha sido durante las últimas décadas, cuando la diversificación de archivos paleoclimáticos, unida al desarrollo de métodos precisos de datación, ha permitido reconstruir con distinta resolución temporal, los principales cambios sucedidos en, por ejemplo, (i) la composición atmosférica y el volumen de hielo existente en los casquetes polares (sondeos de hielo), (ii) las temperaturas de la superficie del mar y los patrones de circulación oceánica (sondeos de sedimentos marinos y corales), (iii) la disponibilidad hídrica en zonas continentales (espeleotemas y registros lacustres) y (iv) el impacto en la vegetación (registros lacustres y de turberas), entre otros (Bradley 1999).

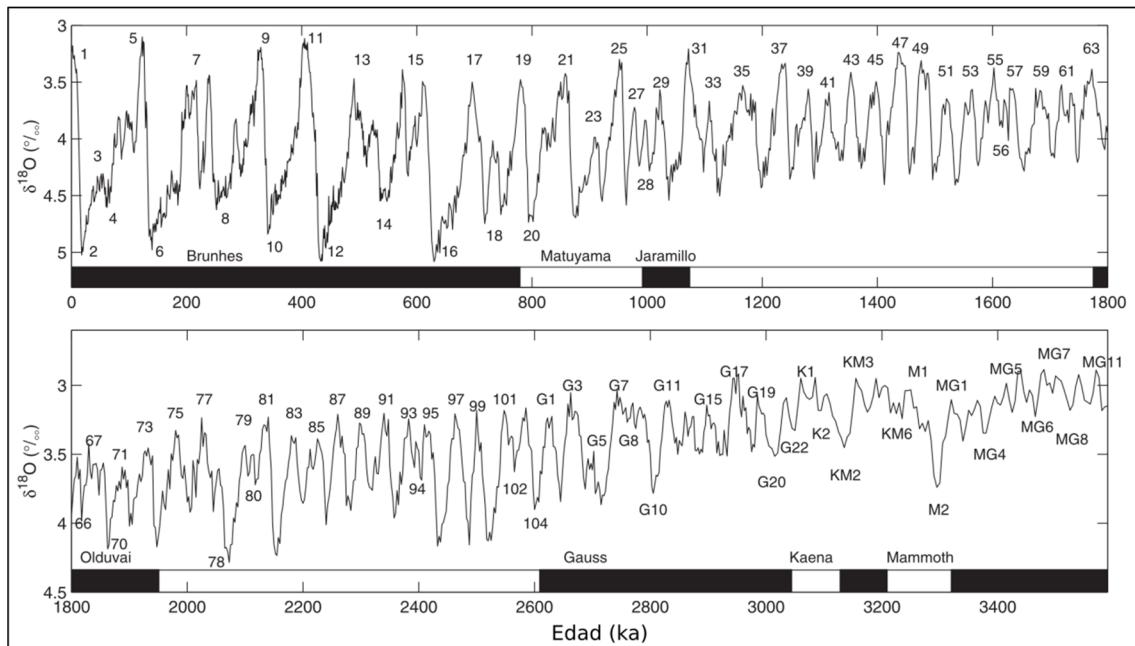


Figura 2.2: Gráfico promedio de 57 registros de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentónicos representados a escala de miles de años, incluyendo la escala de tiempo paleomagnética. Se aprecia una tendencia decreciente subyacente a largo plazo que no está dirigido por forzamientos orbitales, si no que puede representar la lenta disminución del efecto invernadero planetario. El comienzo de los ciclos glaciares, con grandes masas de hielo en el Hemisferio Norte marcan el inicio del Pleistoceno hace 2.6 M.a. El Pleistoceno Inferior está dominado por ciclos de oblicuidad de ca. 41 ka, mientras que el Pleistoceno Superior está dominado por glaciaciones más largas e interglaciales más cortos con ritmos de ca. 100 ka. Apreciar el cambio en la escala vertical. Basado en Lisiecki & Raymo (2005).

Estos archivos, junto con el avance en el conocimiento de los mecanismos que controlan los cambios climáticos, han desvelado la existencia de una importante variabilidad natural en el sistema, que opera a distintas escalas temporales (Mitchell, 1976; deMenocal, 2000; Ruddiman, 2001; Battarbee, 2004; Mayewski et al., 2004; Duplessy et al., 2005; Goosse et al., 2005; Nederbragt y Thurow, 2005; Crowley y Hyde, 2008; Fletcher y Sánchez-Goñi 2008; Rodrigo-Gámiz et al., 2013; Margari et al., 2014; Benito et al., 2015), además de la geológica, como son la orbital (~ 100.000 años), la suborbital (~ 10.000 años) y la histórica (~ 1.000 -100 años) (Köhler et al., 2010). La escala de tiempo principal de preocupación social en la actualidad, es la relacionada con los cambios abruptos (años o décadas). Una característica fundamental de estos cambios es que pueden venir más rápido de lo esperado, planeado o previsto, lo que forzaría modos más reactivos en lugar de proactivos en nuestro comportamiento (Duarte et al., 2006; Diamond 2005).

2.1.3 Los cambios climáticos del pasado (en largas escalas de tiempo, orbital suborbital o histórica)

En la escala geológica (millones de años), la variabilidad climática está influida por la posición de los continentes, la cual condiciona el movimiento de las corrientes oceánicas y atmosféricas, auténticas responsables de la distribución de la energía en la superficie terrestre (Ruddiman, 2013). El registro geológico parece indicar que el comienzo de las glaciaciones periódicas al pasar del Terciario al Cuaternario (2,6 M.a.), se debe a que los continentes se dispusieron en ese momento en una posición (la actual), que bloquea o reduce el flujo de agua cálida del ecuador a los polos (cierre del istmo de Panamá, Raymo et al., 1988; Maier-Reimer et al., 1990; Haug & Tiedemann 1998, aunque estudios recientes indican que ésta disposición pudo ser 10 M.a. más antigua y se tendrían que buscar nuevas causas para explicar el gran cambio climático (Montes et al., 2015), que permitió la formación de casquetes glaciares . En este escenario, las capas de hielo aumentan el albedo de la Tierra, reduciendo la absorción de radiación solar. Esta reducción de la absorción de radiación, enfriá la atmósfera; este enfriamiento hace crecer los casquetes de hielo, retroalimentando de nuevo el aumento del albedo (Mix et al., 2001).

A escala orbital, existen variaciones en la distribución estacional y latitudinal de la radiación solar provocados por cambios en la geometría de la configuración orbital del Sol y de la Tierra, que son esenciales para comprender las variaciones climáticas en la historia de nuestro planeta (Kutzbach y Webb, 1993).

Las teorías orbitales sobre los cambios climáticos en el Cuaternario tienen su origen en el físico escocés James Croll, que anticipó la relación existente entre dichos cambios y las glaciaciones responsables de la expansión y retirada de los grandes manto de hielo del Pleistoceno, ya en el año 1867 (Croll, 1867a y 1867b). Estas teorías fueron rechazadas por sus contemporáneos y las investigaciones sobre el tema no se retomaron hasta los 1920s, año en el que el astrofísico serbio Milutin Milankovitch publicó su teoría astronómica (Milankovitch, 1923), no completada hasta 1941 (Milankovitch, 1941).

Según ésta, la influencia gravitatoria de otros planetas del Sistema Solar provoca la modificación cíclica de diversos parámetros astronómicos de la órbita y del eje de la Tierra, como son la precesión de los equinoccios, la inclinación del eje del planeta

(oblicuidad) y la excentricidad de la órbita terrestre (Figura 2.3), que modulan a su vez cambios cíclicos en la insolación (o sea la energía total que recibe el planeta desde el sol a las capas altas de la atmósfera) y su distribución geográfica según la latitud. Estos cambios cíclicos ocurren cada ~23.000, ~41.000 y ~100.000 años, respectivamente (Berger 1982, Ruddiman, 2001) (Fig. 2.3).

La órbita de la Tierra alrededor del Sol no es exactamente circular (0-5% de elipsicidad) variando en ciclos de ~100 ka y ~400 ka, lo que significa que hay periodos en los que la tierra es más equidistante al sol durante todo el año y otros periodos en los que está un poco más cerca del sol en algunas épocas del año que en otras (Fig. 2.3B). El momento de máxima aproximación de la Tierra al Sol se llama perihelio (Fig. 2.3D), y actualmente se produce en enero, haciendo los inviernos del hemisferio norte ligeramente más suaves. Estos cambios de coincidencia con el perihelio debidos a los cambios de orientación del eje de la tierra se conocen como precesión de los equinoccios, y se producen en ciclos de ~23 kilo años antes del presente (ka BP de ahora en adelante en este texto) (a veces ~19 ka) (Fig. 2.3D). Hace 11 ka BP (al comienzo del actual interglacial Holoceno), el perihelio ocurría en julio, por lo que la estacionalidad (diferencia entre el verano y el invierno) era mayor que en la actualidad.

Estos cambios climáticos globales influenciados por los parámetros orbitales, han quedado registrados en las fluctuaciones del ratio de isótopos estables de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) de los organismos fósiles depositados en la profundidad de los océanos (Pisias et al., 1975). El océano se enriquece en oxígeno pesado ^{18}O porque el isótopo ligero ^{16}O se acumula preferentemente en los glaciares continentales (Bradley 1999). A más hielo y nivel del mar más bajo, más ^{18}O en el océano. Los organismos marinos (diatomeas, foraminíferos, etc.) absorben el oxígeno en la proporción isotópica disponible en cada momento y, cuando mueren, sus esqueletos calcificados conservan el registro de la abundancia relativa de cada uno de los isótopos de oxígeno, y así es posible deducir la evolución térmica marina y atmosférica cuando estos exoesqueletos son recuperados del fondo marino. Por lo tanto la relación $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ ($\delta^{18}\text{O}$) se interpreta como un indicador en las variaciones en el volumen de hielo acumulado en los casquetes glaciares (Imbrie & Imbrie 1979; Imbrie et al., 1984). Valores altos $\delta^{18}\text{O}$ indican más hielo acumulado (figura 2.2). En base a estas fluctuaciones de temperatura, Cesare Emiliani (1955) asignó números impares para los períodos cálidos (interglaciales) y número pares para los períodos fríos (glaciales) (figura 2.2), que se numeraron de forma consecutiva y

comenzando desde el presente interglacial (1). Estas grandes divisiones se conocen como Estadíos Isotópicos Marinos (MIS por sus siglas en inglés). Posteriormente se han definido subdivisiones de estos estadíos, Nicholas Shackleton y Neil Opdyke (1973) definieron cinco subdivisiones dentro del MIS5 (MIS5e, d, c, b y a). También hay autores que se refieren a estos subestadíos en formato decimal (ej: MIS5.1, MIS5.2, etc.) (Mélières & Maréchal 2015).

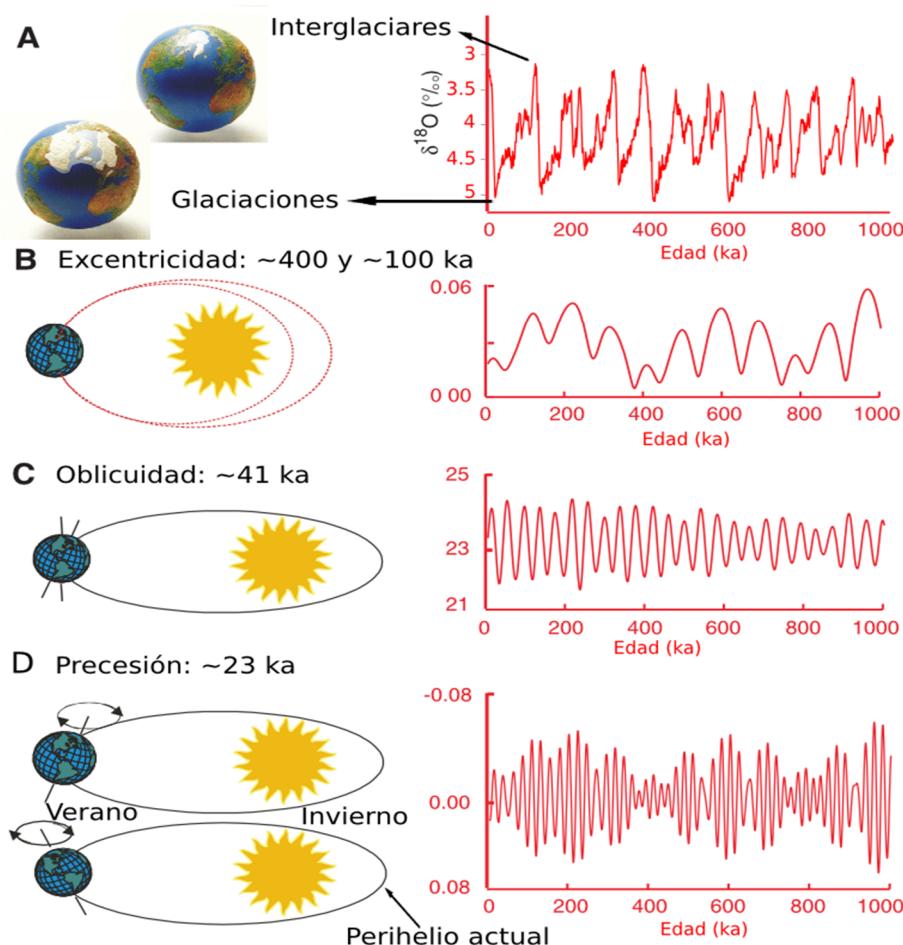


Figura 2.3: A: Variación isotópica de foraminíferos bentónicos a partir de Lisiecki & Raymo, 2005. B, C y D: Excentricidad, oblicuidad y precesión. Las fuerzas gravitacionales de los cuerpos celestes afectan a estos parámetros de la órbita de la Tierra, que dan como resultado las oscilaciones temporales en la cantidad y distribución de la radiación solar entrante que determina las fases climáticas frías y cálidas. Datos obtenidos de NOAA/NGDC Paleoclimatology Program (<ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/>), y IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology. Modificado a partir de Lebreiro (2013).

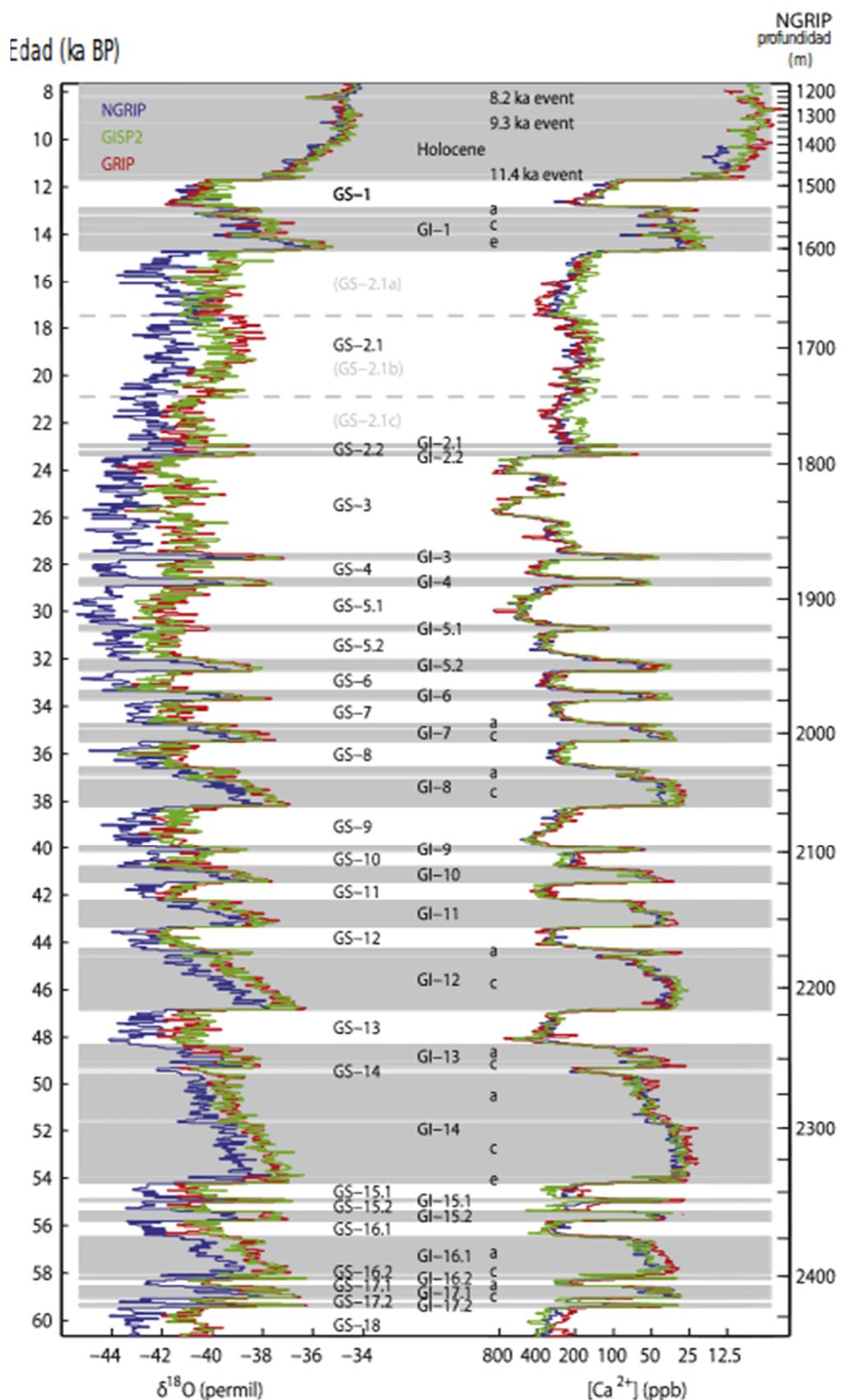


Figura 2.4a: Variación de $\delta^{18}\text{O}$ y Ca en los últimos 60 ka en los sondeos de hielo de Groenlandia NGRIP (azul), GISP2 (verde) y GRIP (rojo) marcando los períodos Estadiales en blanco, y los Interestadiales en gris, A partir de Blockley et al., 2014.

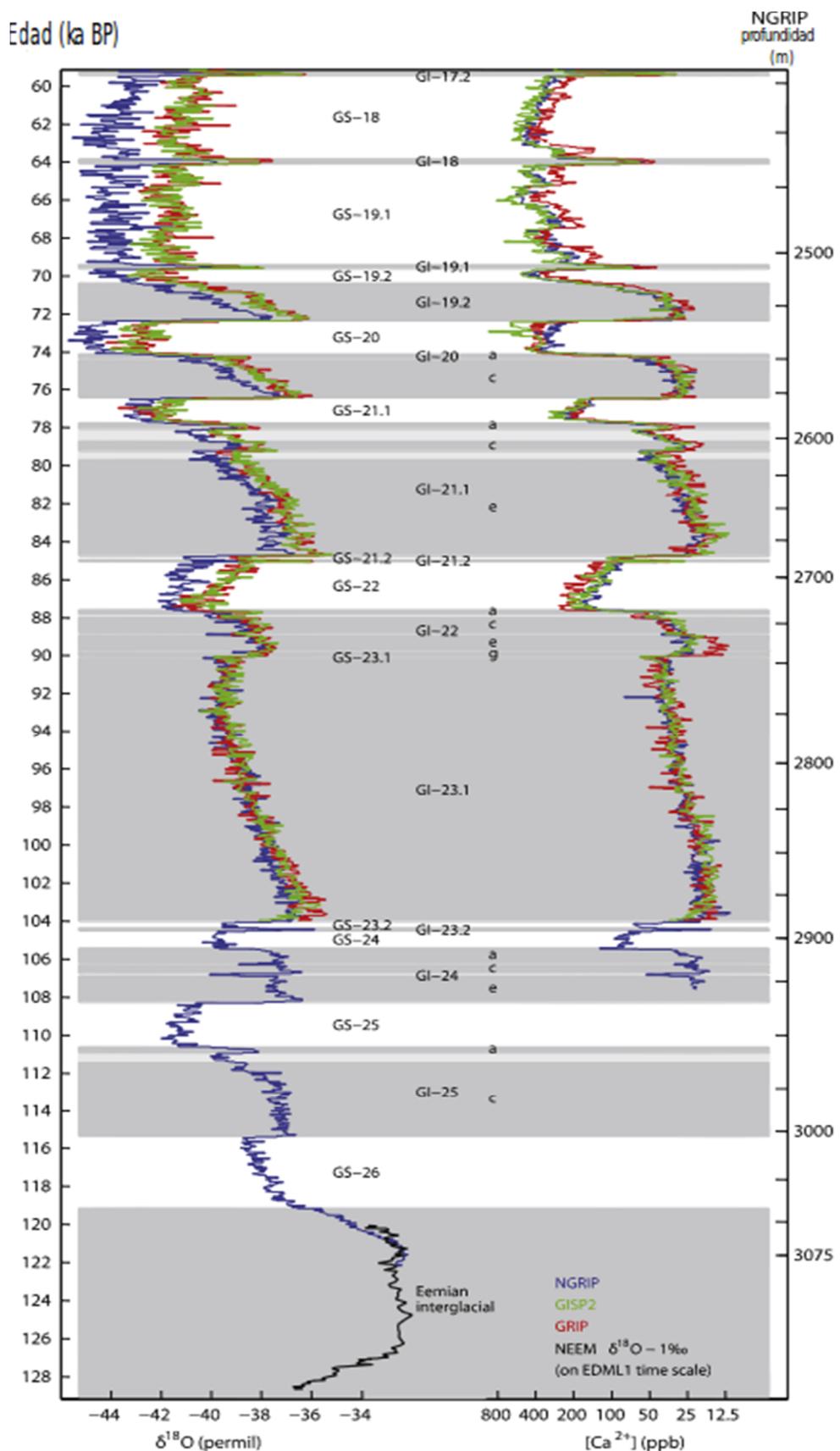


Figura 2.4b: Variación de $\delta^{18}\text{O}$ y Ca entre 60 y 130 ka BP en los sondeos de hielo de Groenlandia NGRIP (azul), GISP2 (verde), GRIP (rojo) y NEEM (negro) marcando los periodos Estadiales en blanco, y los Interestadiales en gris, A partir de Blockley et al., 2014.

La ciclicidad orbital es esencial para comprender la distribución temporal de los ciclos glaciales/interglaciales del Cuaternario, pero son insuficientes para explicar en su totalidad todos los cambios climáticos del Cuaternario, como por ejemplo las variaciones en los gases de efecto invernadero o el albedo. Las glaciaciones están caracterizadas por fases de crecimiento largas (90 ka) y terminaciones rápidas (10 ka), que indican un patrón de respuesta no lineal a las variaciones en la insolación (Bradley, 1999; Barker et al., 2011).

A escala suborbital existen otros cambios climáticos abruptos con una duración de decenas a centenares de años, que se desarrollan con una periodicidad muy inferior, de varios milenios y dentro de etapas de configuración orbital constante. El estudio detallado de la relación $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ en las burbujas de aire atrapadas en los sondeos de hielo recuperados en el casquete polar de Groenlandia (GRIP) durante los años 70 y 80 confirmó la presencia de ciclos glacial/interglacial de escala orbital y además, la de otras oscilaciones rápidas de escala milenaria (Imbrie and Imbrie, 1979). Estas últimas fluctuaciones se relacionaron con cambios bruscos en la temperatura atmosférica (Dansgaard & Johnsen 1969; Dansgaard et al., 1982, 1993) y se observó una alternancia de períodos fríos y cálidos (figura 2.4a y 2.4b). A los períodos fríos se les denomina estadiales (del inglés “stadials”, GS de Greenland Stadial) y a los cálidos, interestadiales (del inglés “interstadials”, GI), y se numeraron igual que los MIS, con cifras pares e impares (Blockley et al., 2014) (figura 2.4a y 2.4b). A estas grandes oscilaciones milenarias en la temperatura del aire sobre Groenlandia se las llamó ciclos de Dansgaard-Oeschger (D/O), en honor a sus descubridores (Wolff et al., 2010).

Actualmente, son numerosos los estudios realizados en registros de hielo, como por ejemplo GISP2 (Grootes et al., 1993) (figura 2.4a y 2.4b linea verde), NGRIP (NorthGRIP Comm. Members, en Andersen et al., 2004) (figura 2.4a y 2.4b linea azul) y NEEM (NEEM Comm. Members, 2013, Chappellaz et al., 2013) (figura 2.4b linea negra), y todos ellos muestran los mismo patrones.

Los avances paralelos en el campo de la paleoceanografía durante los años 80 permitieron correlacionar los cambios registrados en los océanos y en los casquitos polares. Heinrich (1988) descubrió niveles de arenas con fragmentos líticos de origen continental, procedentes mayoritariamente de formaciones rocosas de Norteamérica en los sedimentos del Atlántico Norte (figura 2.5d).

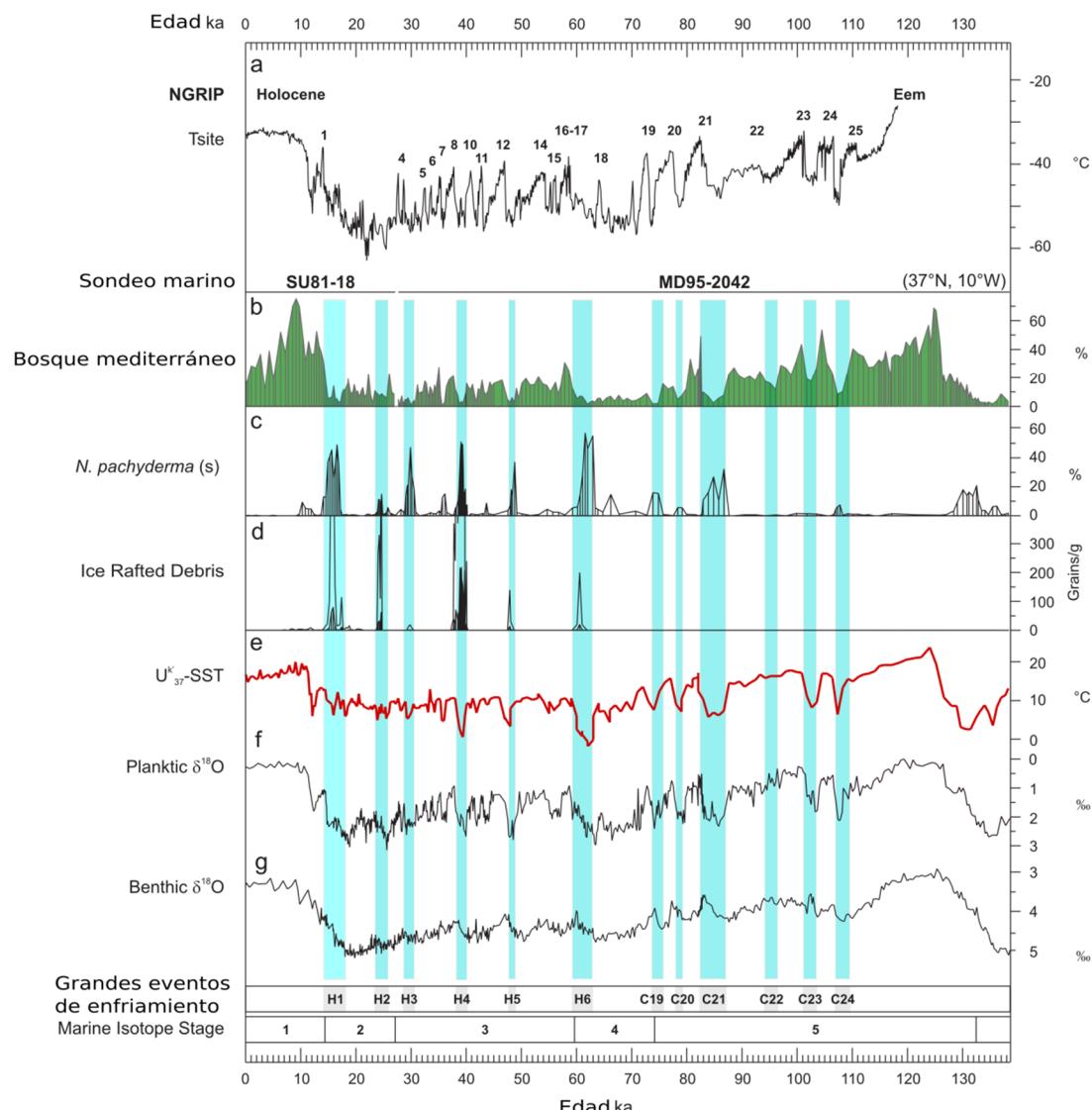


Figura 2.5: Secuencias paleoclimáticas marina y terrestre MD95-2042 y SU81-18 (SW margen Ibérico) en los últimos 138 ka BP (Sánchez-Goñi et al., 1999, 2000, 2006; Shackleton et al., 2000, 2002; Pailler & Bard 2002) comparados con la variación de temperaturas de Groenlandia (Masson-Delmotte et al., 2005; Huber et al., 2006). a) Curva de temperatura de Groenlandia. Números 1-25 se refieren a los interestadias D-O. b) curva porcentaje de polen de bosque Mediterráneo (*Quercus* perenne y caduco, *Olea*, *Phillyrea*, *Pistacia* y *Cistus*). c) Porcentaje de foraminífero planktónico polar *Neogloboquadrina pachyderma*. d) Concentración de IRD (en granos/g en sedimento seco) mostrando los episodios principales de descarga de icebergs al margen ibérico. e) Curva de alkenonas y temperatura superficial del mar (SST). f) Curva de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos plákticos *Globigerina bulloides*. G) Curva de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentónicos. Intervalos azules muestran los eventos de descarga de hielo del último ciclo climático: H1-H6 y C19-C24. (Bond & Lotti, 1995; Chapman & Shackleton, 1999). Datos de Turon et al., 2003 y Sánchez-Goñi et al., 2008.

Estas acumulaciones se conocen en inglés como “Ice Rafted Debris (IRD)” (detritos transportados por el hielo) y representan episodios de colapso de los mantos de hielo del Hemisferio Norte, coincidentes con eventos de entrada de aguas polares en el

Atlántico Norte, como indican la abundancia de foraminíferos polares (*N. pachyderma*) (fig 2.5c), isótopos de oxígenos en foraminíferos planctónicos y alquenonas (Broecker et al 1992). Estos episodios se conocen como “Eventos de Heinrich”, en honor a su descubridor, y se producen después de episodios de enfriamiento continuado de unos 10.000 años (formados a su vez por varios ciclos D/O), a los que les suceden cambios abruptos hacia condiciones más cálidas.

Un patrón similar se repite con una menor frecuencia, dando lugar a los llamados Ciclos de Bond, identificables tanto en los testigos de hielo como en los sondeos marinos de muchos lugares del mundo (Voelker, 2002, Clement and Peterson, 2008) e incluso en algunos registros continentales (Genty et al., 2003; Veres et al., 2007; Wohlfarth et al., 2008). La rápida transmisión de esta señal climática a escala planetaria, sugiere que está desencadenada por un mecanismo global y que existe una fuerte interrelación entre la atmósfera y los océanos.

Los cambios en la intensidad de la circulación termohalina parecen ser uno de los principales responsables de estas fluctuaciones (Clark et al., 2002; Mokeddem et al., 2014). Las aguas del Atlántico Norte, más frías y densas, se hunden y viajan en profundidad hasta el Pacífico, donde vuelven a ascender. Por otra parte, el afloramiento de aguas cálidas en el Golfo de México, responsable de la formación de la llamada Corriente del Golfo, transporta vientos húmedos y cálidos a Europa Occidental, dando lugar a condiciones climáticas templadas y húmedas en esta zona del planeta. A este sistema de circulación oceánica global, se le ha denominado cinta transportadora oceánica, (Oceanic Conveyor Belt, en inglés), y tiene un papel esencial en el transporte de calor por todo el planeta (Berger et al., 1994; Jouzel et al., 1994; Blunier et al., 1998; Blunier and Brook, 2001; Jouzel et al., 2007). A la del Atlántico Norte en concreto, se le llama AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation) (figura 2.6).

Según esta hipótesis, la ralentización y/o el eventual cese en la formación de agua profunda en el Atlántico Norte debido a la fusión glaciar de mantos y casquetes de hielo, habrían detenido esta cinta transportadora de calor, provocando los enfriamientos oceánicos asociados a los Eventos Heinrich y los estadios fríos de los ciclos D/O. El carácter más gradual y antifásico de estos cambios abruptos a escala milenaria en el Hemisferio Sur (Blunier y Brook, 2001), se explicaría también por su transmisión oceánica a través de la circulación termohalina, cuyo debilitamiento detendría el transporte de calor hacia el Atlántico Norte dando lugar así a un calentamiento relativo

en el sur (Rind et al., 2001; Vellinga y Wood, 2002; Schmittner et al., 2003). Este mecanismo, responsable de la inversión térmica Norte-Sur durante estos eventos, recibe el nombre de “Bipolar seesaw” (“Balancín Bipolar”, en su traducción al castellano) (Crowley, 1992; Broecker, 1998; Barker et al., 2009, Margari et al., 2010, 2014; Capron et al., 2014; Landais et al., 2015).

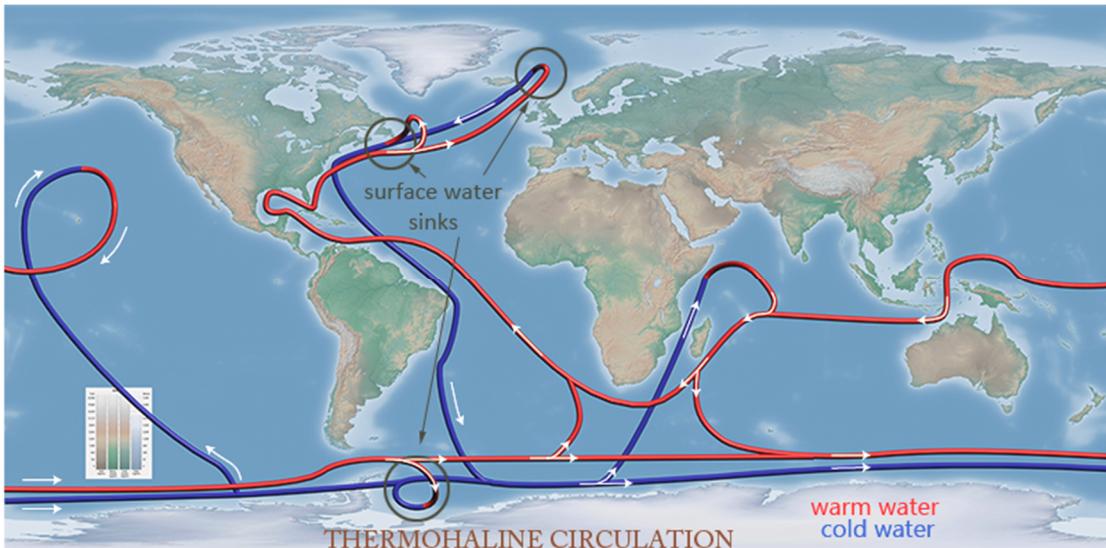
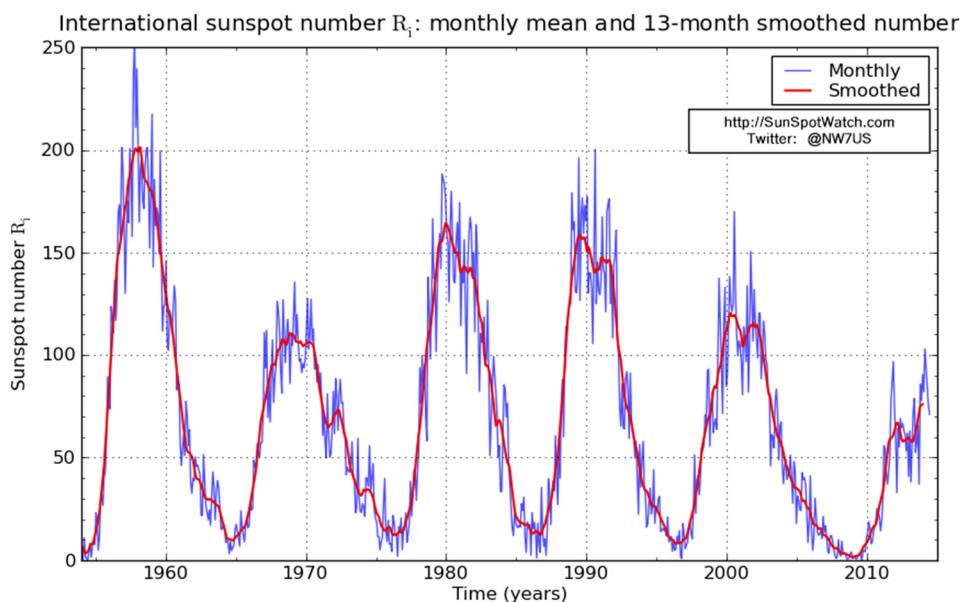


Figura 2.6: Circulación Termohalina. Línea roja: Aguas cálidas más superficiales. Línea azul: Aguas frías más profundas. Círculos indican sumideros de aguas superficiales. Extraido de essayweb.net.

Muchos de los episodios de enfriamiento abrupto ocurridos en el Hemisferio Norte se han explicado como consecuencias de aportes extraordinarios de agua de fusión glaciar procedentes de los mantos de hielo Laurentino, Fenoscandinavo y de Groenlandia (Menviel et al., 2014), así como de grandes lagos proglaciares próximos como el Agassiz (en Norteamérica), que produjeron el colapso de la circulación termohalina, provocando de esta forma retornos esporádicos a condiciones glaciales en el Hemisferio Norte (Ganopolski & Rahmstorf, 2001; Liu et al., 2009; Kageyama et al., 2010; Roche et al., 2010).

Estos eventos carecen de ciclicidad alguna y coinciden con una elevada insolación estival, por lo que no pueden explicarse como resultado de los cambios orbitales y demuestran la existencia de una importante componente lineal en el clima de la Tierra, que se manifiesta de una forma abrupta y global (Ruddiman, 2001; Landais et al., 2015). Estos fenómenos también ponen de relieve la importancia de la estabilidad de los casquetes polares en el contexto del actual Cambio Global (IPCC, Pachauri et al., 2014; Mergenthaler et al., 2015).

Además, existe una variabilidad a escala histórica (plurianual o decadal) como por ejemplo la oscilación del Atlántico Norte (NAO) (Hurrell 1995; Hurrell et al., 2003; Hurrell & Deser 2010). Esta oscilación es de gran importancia en la Península Ibérica porque es la que mayoritariamente afecta al N y NW de Iberia (Morán-Tejeda et al., 2011), y está interrelacionada con otras oscilaciones como la la oscilación de El Niño (ENSO) (ciclicidad 3-7 años) (Pozo-Vázquez et al., 2005; Vicente-Serrano, 2005) , la oscilación del Mediterráneo (Rodó et al., 1997; Rodríguez-Puebla et al., 1998; Martín-Vide and López-Bustins, 2006), la del Ártico o la del Monzón asiático (Deser 2000; Ambaum et al., 2001), y posiblemente también con la radiación solar y las manchas solares (Bard et al., 2000; Beer et al., 2000; Vaquero et al., 2002) que tiene una ciclicidad de 11 años (Chowdhury et al., 2015) (fig 2.7).



SILSO graphics (<http://sidc.be>) Royal Observatory of Belgium 01/07/2014

Figura 2.7: Número R_i de manchas solares internacional en los últimos 65 años. Media mensual en azul. En rojo curva suavizada de media de 13 meses. Se puede apreciar la ciclicidad de 11 años aproximadamente. Extraído de Royal Observatory of Belgium <http://sidc.be>.

2.1.4 Los lagos como archivos paleoambientales (importancia, ventajas, limitaciones)

Dentro de los registros continentales que actúan como paleoarchivos, los lagos son excelentes contenedores de información paleoambiental (Last y Smol, 2001; Cohen 2003; Masson-Delmotte et al., 2013). Los sondeos de hielo y los testigos de sedimentos marinos han proporcionado una información amplia y coherente sobre la evolución de

los océanos a lo largo de los últimos ciclos glaciales, mientras que la información proporcionada por otros archivos paleoclimáticos en zonas continentales (espeleotemas, sondeos de lagos y turberas, depósitos glaciares, aluviales y coluviales, etc.) es comparativamente menor, más heterogénea y se caracteriza por una, generalmente, menor amplitud temporal, aunque la resolución es mayor y poseen una extraordinaria sensibilidad a los cambios externos, variada distribución geográfica, geológica y ecológica (Bradley 1999).

Los sistemas lacustres constituyen ambientes de sedimentación elevada en los que predomina un aporte casi constante de sedimento, determinado por las condiciones hídricas de cada cuenca (Last y Smol, 2001), lo que genera secuencias que permiten reconstruir con precisión los cambios en el medio de depósito mediante el estudio de las facies sedimentarias (Anadón et al., 1991). En función de su origen y contexto geomorfológico, los lagos pueden ser de origen glacial, kárstico, volcánico, tectónico, costero, etc. La extensión temporal de estos archivos es variable, y aunque en el caso de los lagos y turberas glaciales y de montaña no suelen alcanzar más de 25.000 años (sedimentos barridos por el último avance glaciar), salvo excepciones (González-Sampériz et al., 2006); en otros contextos más estables, por ejemplo lagos volcánicos (Ortiz et al., 2013), o grandes lagos de origen tectónico (Scholz et al., 2007), se han obtenido registros más largos, que albergan sedimentos lacustres de hasta varios millones de años, como el Lago Baikal, (Colman et al., 1995).

La continuidad de las secuencias sedimentarias está obviamente favorecida por la persistencia de una lámina de agua a lo largo de todo el ciclo hidrológico, por lo que los lagos profundos suelen proporcionar secuencias más continuas que los someros (González-Sampériz et al., 2008). La característica más importante de los registros lacustres es su idoneidad para registrar distintos tipos de indicadores paleoambientales (proxies), que proporcionan información relevante sobre cambios geomorfológicos, hidrológicos y modificaciones en la vegetación asociadas a cambios climáticos (Cohen, 2003). Con muchos de estos indicadores se pueden interpretar e inferir también cambios en los parámetros paleolimnológicos como el pH, la salinidad, el nivel de eutrofización o paludificación, las fluctuaciones del nivel hídrico, la fluvialidad, la productividad y la contaminación.

Además, los lagos recogen el polen de la vegetación circundante, a escala local y/o regional, dependiendo del tamaño de la cuenca lacustre y las características orográficas

de su localización (Moore et al., 1991). Este polen se deposita en la superficie del lago y poco a poco va sedimentándose en el fondo del mismo y pasa a formar parte de los sedimentos lacustres. La identificación taxonómica de los granos de polen permite reconstruir la evolución de la vegetación del entorno, tanto a escala regional como local, mostrándonos distintas “fotografías” en un formato encriptado que hay que aprender a entender para revelar su contenido: esto es la Palinología.

2.2 Herramientas de reconstrucción paleoambiental

2.2.1 Palinología

Etimológicamente, la palabra palinología hace referencia a la función del polen, la de propagarse, ya que proviene del griego Palē que designa polvo muy fino, la flor de la harina, y el verbo griego palynein, que significa arrojar a lo lejos, esparcir. Cada año, millones de toneladas de polen son dispersadas a la atmósfera por las plantas con flores -y esporas en el caso de la clase Pteridophytas (actualmente renombradas Monilophyta) (Smith et al., 2006)- en su esfuerzo por reproducirse. Sólo una ínfima parte alcanza el receptáculo femenino de la flor de un ejemplar de la misma especie. El resto de la producción polínica se dispersa y deposita, y si se preserva adecuadamente, será el material aislado e identificado en la reconstrucción paleoambiental.



Figura 2.8: Fotografías de pólenes con microscopio óptico a 1000x de registro de El Cañizar de Villarquemado o de la colección de referencia del IPE-CSIC. A: Chenopodiaceae (Periporado). B: Poaceae (gramínea) (Monoporado). C: *Olea europaea* (olivo) (Tricolpado). D: *Corylus avellana* (avellano) (Triporado). E: *Juniperus* (sabina o enebro) (Inaperturado). F: *Quercus rotundifolia* (encina) (Tricolpado).

La palinología es una de las técnicas paleoecológicas más eficaces, y hasta ahora más extendida, para lograr reconstrucciones de la vegetación del pasado (Moore et al., 1991; Faegri & Iversen 1975). Gracias a diversos factores, la presencia de polen en un lugar concreto se puede asociar a unas condiciones climáticas, edafológicas y ambientales determinadas que las plantas productoras de ese polen necesitan para

sobrevivir. Aunque algunas tienen una amplia tolerancia (nichos muy amplios), ésta es finita, y otras muchas se dan en condiciones ambientales específicas (Blanco Castro et al., 2005). Por tanto, de una asociación vegetal determinada se pueden deducir las características ambientales del medio en el que se desarrollan, en la mayoría de los casos. Esta afirmación se basa en la premisa de que la vegetación se encuentra en equilibrio con el clima y que los intervalos de tiempo de respuesta de la vegetación a los cambios ambientales no son muy largos (Webb, 1986; Huntley y Webb, 1989).

Otro de los factores que hacen de la palinología una herramienta muy útil es la gran producción de polen y su ubicuidad. El polen de cada especie posee unas características morfológicas específicas (forma, tamaño, textura, número y tipo de aperturas) (figura 2.8), que se preservan en el tiempo gracias a la capa externa, y extremadamente resistente, que recubre los granos de polen: la exina. Ésta está constituida por esporopolenina, invulnerable a la biodescomposición, y que se preserva excepcionalmente bien cuanto más anóxicas sean las condiciones en el ambiente de sedimentación. Esta exina toma formas variadas, con un significado funcional aún enigmático (Ernstman 1986, Flenley 2011), y permite diferenciar distintos taxones vegetales que predominan en ambientes diferentes, y por tanto inferir mediante la interpretación de su abundancia una aproximación al clima que imperaba cuando el polen fue depositado (Davis 2000).

2.2.2 Calibración polen-vegetación

Como ya hemos apuntado, el polen se dispersa mucho y muy fácilmente, por lo que se puede acabar depositando en muchos tipos de sedimentos distintos, que pueden ser recuperados para análisis paleoambientales. Sin embargo, la palinología, como cualquier disciplina experimental, no está exenta de asunciones. Tenemos que saber que muchos factores afectan a la relación polen-vegetación, factores que dependen de variables que no pueden ser controladas a priori por el palinólogo, pero que deben tenerse muy presentes en las interpretaciones. Algunos de estos factores son: (i) la cantidad de polen producido por unidad de área de cobertura de los diferentes tipos de plantas, (ii) los procesos tafonómicos de transferencia del polen al medio sedimentario, (iii) la relación entre el polen acumulado y la vegetación circundante, (iv) la reconstrucción espacial de la vegetación y (v) la distancia a la que se dispersa el polen.

hasta su lugar de deposición (Davis 2000). Ya incluso desde que el padre de la Palinología Lennart Von Post (1916) presentó por primera vez diagramas polínicos en la 16^a convención de naturalistas escandinavos, en la discusión generalizada se argumentaban estas cuestiones o limitaciones, que han permanecido sin respuesta durante muchos años. Y es que estas variables son difíciles de medir, pero resultan esenciales para una correcta interpretación de los paisajes vegetales del pasado. Como la relación cuantitativa entre la presencia y abundancia de vegetación real y las asociaciones de pólenes en los sedimentos no siempre son precisas (Janssen 1970, Prentice 1985, Sugita 1994, Davis 2000), debemos considerar: (i) la productividad polínica y dispersión de cada especie o taxón, (ii) la velocidad y dirección del viento de la zona de estudio, que limita la cantidad de polen que finalmente alcanza la cuenca de sedimentación, (iii) la topografía del entorno, que puede representar barreras geográficas a la dispersión, y (iv) el tamaño del área de captación de lluvia polínica, que determina la relación entre la distancia desde el origen del polen y la cantidad de polen capturada por el sedimento (figura 2.9).

Una manera de controlar algunos de estos factores limitantes de la reconstrucción cuantitativa del paisaje es establecer las relaciones entre la lluvia polínica y la vegetación actual (Jackson & Lyford 1999; Gaillard et al., 2008). Para ello, se han utilizado distintas aproximaciones teóricas basadas en modelos. Por ejemplo, Davis (1963), denominó a la relación entre la cantidad de un tipo polínico presente en una muestra y la cantidad de plantas productoras de ese tipo polínico en la vegetación circundante como “valor R” (R-values en inglés), y al mismo tiempo, señaló que aunque los R-values absolutos de cada taxón varían entre los sitios, el ratio entre los R-values de dos taxa debería mantenerse siendo el mismo. Por otra parte, Andersen (1970), seleccionó un único taxón (el “taxón de referencia”), para ser siempre el denominador en el cálculo de este ratio, de manera que fue capaz de presentar unos “factores de corrección” para traducir los porcentajes de polen a estimaciones de abundancia de la vegetación.

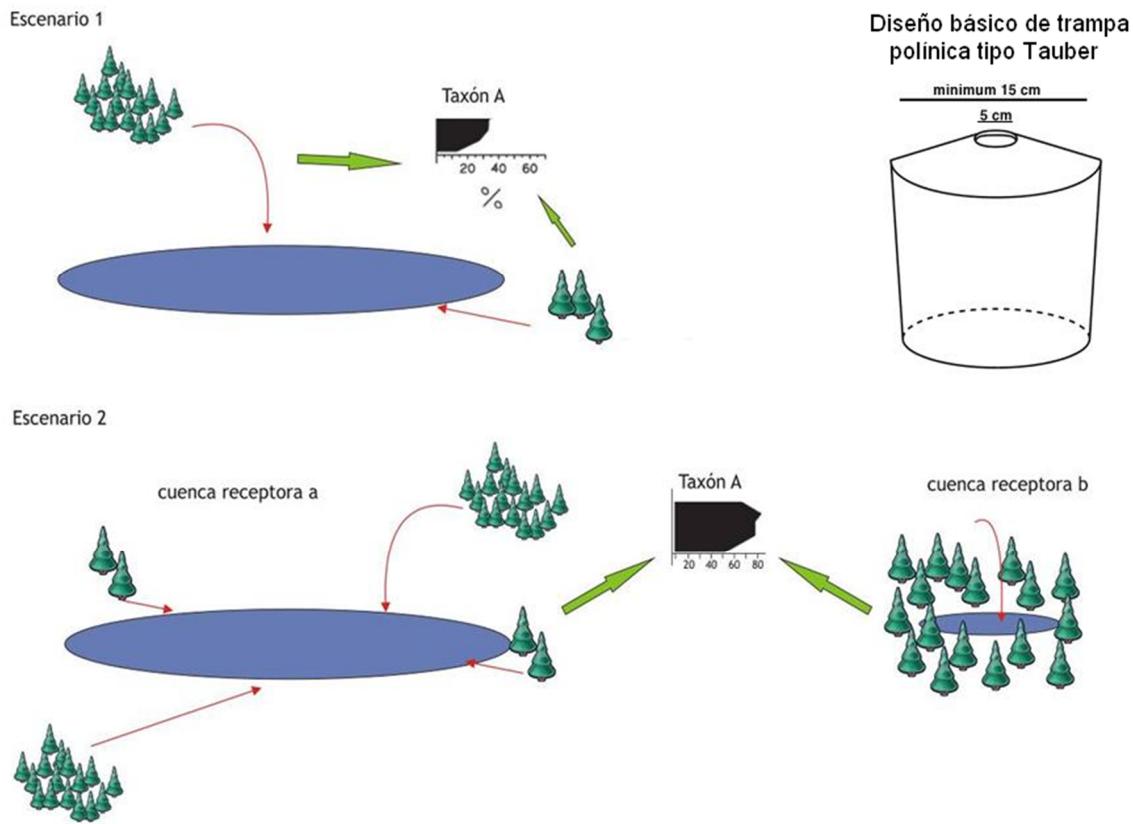


Figura 2.9: Paradojas de la representatividad polínica: El **escenario 1** representa dos posibles formaciones del taxón A alrededor de un lago, que darían lugar a la misma proporción polínica tras el análisis del sedimento lacustre. De modo similar, el **escenario 2** muestra dos cuencas receptoras de distinto tamaño, con formaciones del taxón A distribuidas espacialmente de diferentes formas, pero que dan lugar al mismo perfil polínico. Arriba a la derecha diseño de trampa polínica tipo Tauber utilizadas.

A partir de aquí se profundizó en la investigación de los condicionantes de esa relación polen-vegetación. En los años 80 se estableció el marco teórico para realizar esos cálculos mediante los modelos ERV (Extenden R-Value analysis) por Parsons & Prentice (1981), Prentice & Parsons (1983), Prentice (1985), y después en los 90 por Sugita (1994), construyendo el denominado “Modelo Prentice-Sugita”, que demostraba las diferencias entre los distintos taxa en cuanto a productividad polínica, su capacidad de dispersión, y cómo influye la estructura de la vegetación que rodea el lugar de captación de polen. Evidenciaron que había taxa sobre-representados y otros sub-representados, si bien estos hechos ya eran conocidos por los palinólogos, que intuitivamente lo integraban en sus interpretaciones de la señal procedente del polen. Fue entonces cuando se sentaron las bases de la formulación matemática necesaria para proponer los siguientes avances teóricos hacia lo que se denominó el Algoritmo de Reconstrucción del Paisaje (LRA por sus siglas en inglés, Landscape Reconstruction

Algorithm) (Sugita 2007a, b), y el Enfoque de Escenario Múltiple (MSA por sus siglas en inglés, Multiple Scenario Approach) (Bunting and Middleton, 2009). Para aplicar estas teorías, basándose en el LRA, se desarrollaron REVEALS (Regional Estimates of VEgetation Abundance from Large Sites) (Sugita 2007a) y LOVE (LOcal Vegetation Estimates) (Sugita 2007b), enfocados a escalas regional y local, respectivamente.

A partir de aquí, se ha realizado un gran esfuerzo por parte de científicos de varios países integrándose en el LANDCLIM project, la red POLLANDCAL, el Pollen Monitoring Program (PMP), o el proyecto Crackles, con varios trabajos conjuntos (Hicks et al., 2001; Gaillard et al., 2008; Broström et al., 2008; Bunting et al., 2013) y organización de congresos y cursos para profundizar en la mejora de estas estimaciones estableciendo estrategias de muestreo estandarizadas por ejemplo.

Para poder utilizar estas herramientas, se necesitan Estimaciones de la Productividad Polínica Relativa (RPPE=Relative Pollen Productivity Estimates), y en combinación con el método de máxima verosimilitud se puede también estimar el Área Fuente Relevante de Polen (RSAP=Relevant Source Area of Pollen), una información crucial para establecer la señal de polen local y la de fondo.

En las regiones centro y noreuropeas, muchos estudios han producido estimaciones de la productividad polínica de varios taxa exitosamente (Broström et al., 2008 y sus referencias), así como en Norteamérica (Delcourt et al., 1983; Calcote 1995), Sudáfrica (Duffin and Bunting, 2008), Australia (Newsome, 1999) y Asia (Li et al., 2011).

Sin embargo, esta aproximación nunca ha sido realizada en ecosistemas Mediterráneos, por lo que resulta esencial extender esta iniciativa y metodología a nuestras latitudes, no sólo para entender mejor las interpretaciones paleoclimáticas de esta región, sino también para saber cómo cambia la productividad polínica a lo largo de la latitud y en diferentes biomas.

2.3 Los dos últimos ciclos de glaciación

Durante los últimos ~65 millones de años, la Tierra se ha ido enfriando gradualmente, dando lugar a un clima caracterizado por las grandes masas de hielo (de Green House a Ice House), que cubren periódicamente las altas latitudes de los continentes (Zachos et al., 2001). Estas glaciaciones aumentaron en amplitud y duración

hace alrededor de 2,6 M.a. BP, como ya hemos comentado previamente (Raymo et al., 1988), y más aún desde ~780 ka BP (Pleistoceno Medio o Ioniense, coincidiendo con la inversión magnética Brunhes-Matuyama), cuando se empezó a acumular permanentemente capas de hielo en la Antártida (Barker et al., 2011). Desde entonces, los períodos glaciales duran aproximadamente 100 ka (no 41 ka como en el Pleistoceno Inferior: Hays et al. (1976), Paillard (1998)), y son interrumpidos por interglaciales relativamente cortos ~10-30 ka (Feng & Bailer-Jones 2015, Shakun et al., 2015).

El Pleistoceno superior o Tarantiense, comprende el penúltimo interglacial Eemiense ~130-116 ka BP (Kukla et al., 2002) y la glaciación Würmiense ~116-11.7 ka BP. Esta última glaciación comprende el Early Würm ~116-70 ka BP (MIS5d, MIS5c, MIS5b, MIS5a) (Wohlfarth 2013) y el pleniglacial Würm ~70-11.7 ka BP (MIS4, MIS3 y MIS2).

El Eemiense se define, por lo general, como un periodo más cálido que el presente interglacial a escala global (hasta +3-5°C en altas latitudes del norte (Lea et al., 2000; Martrat et al., 2004; Pelejero 2003; Overpeck 2006) y hasta 2°C en latitudes medias (van Andel & Tzedakis 1996; Otto-Bliesner et al., 2013; Lunt et al., 2013; Bakker et al., 2014)), y también más húmedo que el Holoceno (+100mm) (Dahl-Jensen et al., 2013; NEEM, 2013; NGRIP en Andersen et al., 2004) (figura 2.10). Entender la dinámica climática y sus implicaciones medioambientales en el comienzo y conclusión del Eemiense es clave, ya que constituye el último análogo natural del actual Holoceno. Debido a las mayores temperaturas que se registraron durante el Eemiense, había menos hielo acumulado en los polos (Dutton et al., 2015), y los océanos estaban más dilatados (McKay et al., 2011) por lo que el nivel del mar estaba 4-6 m por encima de la cota actual (Bard et al., 2002; Zazo 2006; Bardají et al., 2009; Kopp et al., 2009; García 2011). Esto convierte al Eemiense en un escenario idóneo para apreciar cómo podrían reaccionar los subsistemas planetarios al cambio climático global actual (Cuffey & Marshall 2000). También es interesante estudiar la dinámica durante un periodo sin impacto humano (Cheddadi et al., 1998), con condiciones climáticas análogas, y además la última transición interglacial-glacial (Kukla et al., 1997, Kukla 2000), que nos puede ayudar a predecir la dinámica de la terminación del actual interglacial y cuánto tiempo nos queda para que vuelva el siguiente periodo glacial (Kukla et al., 2002). La configuración orbital que precedió a la glaciación posterior al Eemiense, es similar a la actual configuración orbital (Kukla & Gavin, 1992), sin embargo, la amplitud del

cambio de insolación actualmente es más débil, y es esperable que la duración del periodo interglaciar sea diferente (Berger & Loutre, 2002) (figura 2.10).

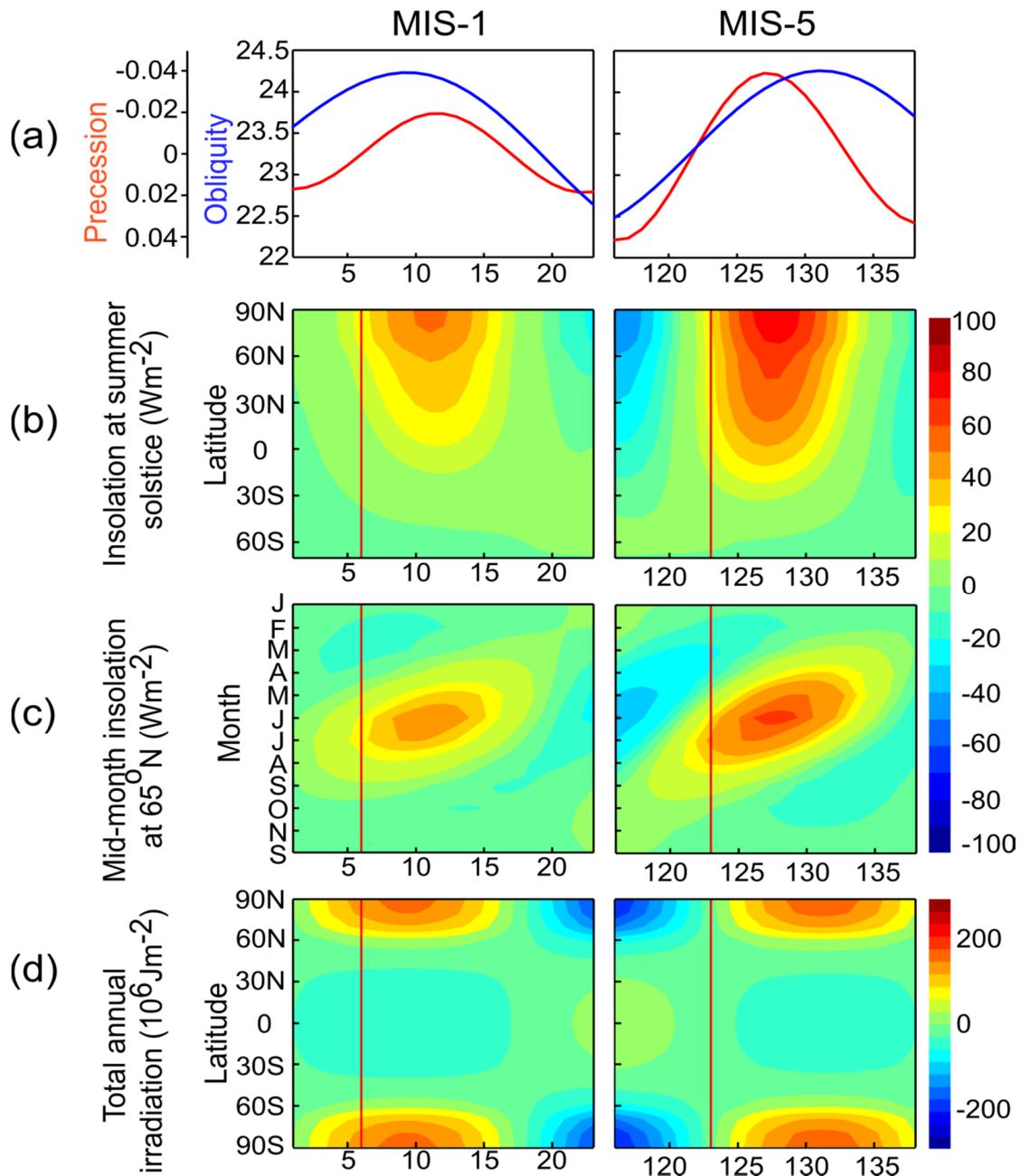


Figura 2.10: Variación de los parámetros orbitales astronómicos y de insolación en el MIS1 y el MIS5. A) Precesión y oblicuidad. B) Insolación (Wm⁻²) en el solsticio de verano para todas las latitudes. C) Media mensual de insolación (Wm⁻²) a 65°N, D) Irradiación total anual (10⁶ Jm⁻²) para todas las latitudes. La línea roja vertical indica el pico de $\delta^{18}\text{O}$ marino. Extraído de Yin & Berger 2015.

Los límites cronológicos exactos del final de la glaciación Riss (MIS6) y el comienzo del Eemíense en Europa, han sido y están siendo todavía sometidos a debate (Shackleton, 1969; Woillard and Mook, 1982; Guiot et al., 1989; Tzedakis et al., 1997; Kukla et al., 1997; Chapman & Shackleton, 1999; Forsström, 2001; Tzedakis et al.,

2003; Spötl et al., 2002; Gallup et al., 2002; Shackleton et al., 2003; Cannariato & Bennet 2005; Drysdale et al., 2005, 2009; Brauer et al., 2007; Muñoz-García et al., 2007; Helmens 2014; Sier et al., 2015), debido a la distinta velocidad de migración de las formaciones forestales, así como a las variaciones que los gradientes climáticos suponen para la vegetación. El estratotipo del límite sedimentológico está fijado a 63,5 m de profundidad, cerca de Amsterdam. Es el estratotipo aceptado desde 2008 por la Comisión Internacional de Estratigrafía (ICS), pero el punto delimitador estratigráfico global (GSSP) no se ha definido todavía, y está pendiente de ratificación por la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS). El Eemíense se corresponde aproximadamente con el MIS5e (fig. 2.11), pero según la resolución de la INQUA SEQS (Sección de Estratigrafía Cuaternaria Europea de la Unión Internacional de Investigación del Cuaternario), el término “Eemíense” se refiere a la entera expansión de las fases forestales desarrolladas después de la penúltima glaciación (Riss), lo que no resulta exactamente equivalente al “último interglacial”, por lo que se utiliza como un concepto clima-estratigráfico global (van Kolfschoten, 2000) y una unidad bioestratigráfica terrestre (Turner & West 1968).

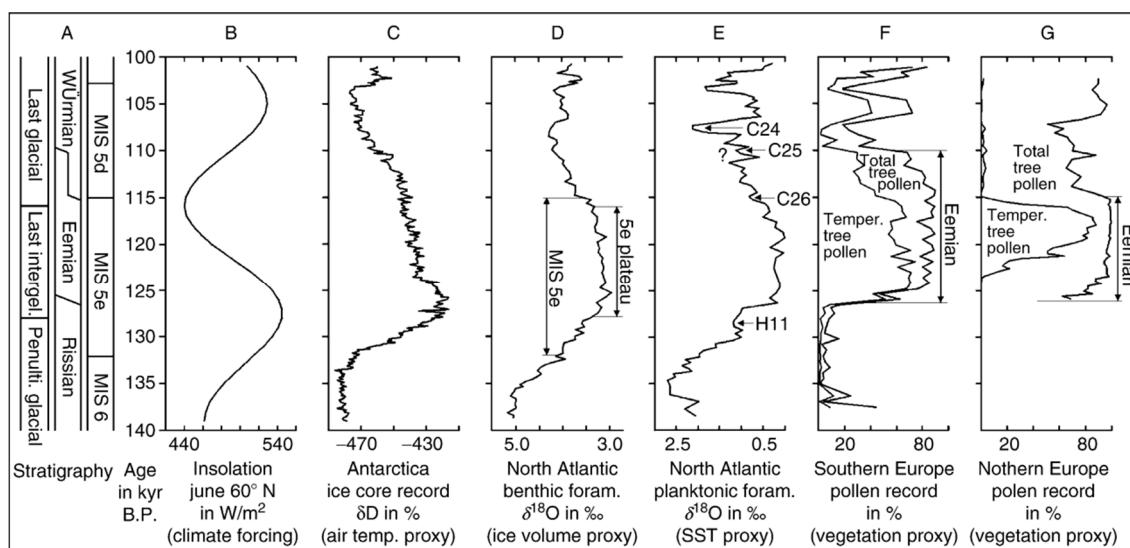


Figura 2.11: Correlación tentativa de los registros del último interglacial: (a) estratigrafía, (b) variación en la insolación de junio a 60°N (Berger & Loutre, 1991) (c) registro dD del sondeo de hielo de Vostok (Petit et al., 1999), (d) registro $\delta^{18}\text{O}$ bentónico del MD95-2042 (Shackleton et al., 2003) (e) registro $\delta^{18}\text{O}$ planktonico de MD95-2042 (Shackleton et al., 2003), (f) registro polínico simplificado de Tenaghi Phillippon, Grecia. Wijmstra (1969), (g) registro polínico simplificado de Gröbern, Alemania, a partir de Litt (1994). Figura extraída de Hunt (2009).

Para comprender mejor cómo se ha llegado hasta el conocimiento actual sobre el Eemíense, resulta necesario describir brevemente el sumatorio histórico de investigaciones.

La primera evidencia de este periodo cálido fue constatada por Harting, que encontró en 1875 un conjunto de moluscos marinos en unos pozos situados cerca del río Eem en Amersfoort, Holanda (Cleveringa et al., 2000), que eran diferentes a los de la fauna actual del Mar del Norte. Harting constató que ese tipo de organismos mostraban actualmente una distribución mucho más meridional, encontrándose desde el estrecho de Dover hasta Portugal, o incluso en el Mediterráneo (Bosch et al., 2000).

Después de esto, el análisis de polen de sedimentos daneses, reveló que durante el Eemíense hubo una expansión generalizada de bosques de *Quercus*, *Corylus*, y *Carpinus* (Jessen y Milthers, 1928). En 1961, Zagwijn mostró una expansión similar de bosque caducifolio en Alemania, y proporcionó una subdivisión palinoestratigráfica del Eemíense. van Voorthuysen (1958) describió los foraminíferos de Amersfoort, y durante la segunda mitad del siglo XX se han ido publicando numeroso datos de diversos proxies (quistes de dinoflagelados, diatomeas, nanoplankton calcáreo, mamíferos, glaciotectónicos, hidrográficos, etc: Litt et al., 1996; Zagwijn 1996; Tzedakis 2007; Sanchez-Goñi et al., 1999; Müller et al., 2003; Moreno et al., 2010; Kukla 2000; Klotz et al., 2003, 2004; Dansgaard & Duplessy 2008; Bosselin 2003; Binka et al., 2011), y en múltiples lugares de todo el globo, lo que ha permitido elaborar las primeras síntesis bibliográficas de este periodo (Sirocko, 2007, Montoya, 2007).

En cuanto a la cronología, después de que Emiliani (1955) estableciese los Estadios Isotópicos Marinos, Shackleton (1969) asignó que el MIS5e era el periodo equiparable al Eemíense. El MIS5 duró desde hace 132 ka hasta hace 75 ka BP (Imbrie et al., 1984; McManus et al., 1994), y está compuesto por el MIS5e, seguido por dos periodos fríos en el océano (MIS5d y MIS5b), alternándose con dos periodos cálidos (MIS5c y MIS5a).

La duración del MIS5e se establece desde ~132.5-128 ka BP hasta ~118-114 ka BP, pero el desarrollo forestal del Eemíense duró alrededor de 16.4 ka, desde 126.1 ka BP hasta 109.7 ka BP (Shackleton et al., 2002), correspondiéndose cronoestratigráficamente con el estadío ya empezado MIS 5e y una parte del 5d, al menos en el Sur de Europa, como se comprueba con el ajuste cronológico basado en

varvas lacustres en Lago Grande di Monticchio (Brauer et al., 2007). Pero también hay desfases dentro del Sur de Europa, dependiendo de la latitud, altura y grado de continentalidad de los registros. En Lago Grande di Monticchio el rápido incremento de mesófilas y esclerófilas mediterráneas empieza \sim 127.2 ka BP (Allen & Huntley, 2009). En Grecia, en los registros de Tenaghi Philippon, Kopais y Ioannina, se documenta la expansión de caducifolios simultáneamente a elementos mediterráneos como *Pistacia*, *Olea* y *Phillyrea*. Desde \sim 129 ka BP en Tenaghi Philippon (Milner et al., 2013) y desde 127.3 ka BP en Ioannina (Tzedakis et al., 2002), al igual que en Kopais (Okuda et al., 2001). En el lago Van (Turquía) también se expanden *Quercus* y *Pistacia* al mismo tiempo, \sim 130.8 ka BP (Pickarski 2014). Por lo que es imposible establecer un momento único de inicio del Eemiense.

La datación más refinada que marca el Termination II de la glaciación Riss es de 132.5 ± 2.5 ka, y está basada en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de una estalagmita de “Antro del Corchia,” en los Apeninos (Drysdale et al., 2009). Anteriormente, había datos a partir de dataciones muy precisas de Urano-Thorio en corales, que establecían que el máximo nivel global del océano ocurrió entre 128 y 116 ka BP (Muhs, 2002), y se asumía que esta cronología se correlacionaba con el “plateau” del MIS5e (“equivalente” supuesto al Eemiense) (fig. 2.11). Este “plateau” térmico se dató en los sondeos marinos entre 132 y 115 ka BP (Shackleton et al., 2003). En este mismo sondeo marino, el MD95-2042, se realizó una correlación directa entre los valores isotópicos y los valores polínicos a alta resolución, y mostraban que en Europa occidental, el MIS 5 (basado en $\delta^{18}\text{O}$) comenzaba en 132 ka BP (Shackleton et al., 2002), pero la expansión de mesófitas no comenzaba hasta \sim 126,1 ka BP (Sánchez-Goñi et al., 1999), ya que este periodo MIS5 incluía un interstadial denominado Zeifen y un evento estadial corto (Kattegat) antes del Eemiense, que podría estar relacionado con las desfases que se observaban previamente (Sánchez-Goñi et al., 1999, 2005). El Eemiense (forestal) en este sondeo duraba hasta \sim 110 ka BP (bien entrado el MIS5d, que sin embargo mediante $\delta^{18}\text{O}$ se marcaba en \sim 115 ka BP en el mismo sondeo (Shackleton et al., 2002)). Además, el Eemiense forestal es seguido de cuatro ciclos palinoestratigráficos de transiciones de frío a cálido, que siguieron la nomenclatura establecida en la Grande Pile (Woillard 1978): (i) Melisey I/Saint Germain Ia, (ii) Montaigu/Saint Germain Ic, (iii) Melisey II/Saint Germain II y (iv) estadial I/Ognon (Sánchez-Goñi et al., 1999, 2005).

Según Shackleton et al. (2003), el inicio temprano de la última etapa interglacial en el registro Ibérico, basado en datos isotópicos, implica que los casquetes de hielo se habrían derretido por completo antes de que las condiciones climáticas interglaciales comenzasen a ser evidentes en los registros de polen europeos terrestres. Por lo que Sánchez-Goñi et al. (2005), establece que el inicio de las condiciones interglaciales continentales, deducido a partir de los datos palinológicos, comenzó 6000 años más tarde que el inicio del MIS5e en el SW de Europa, y retardándose en un gradiente latitudinal hasta ~120 ka BP en ambientes boreales del NW de Europa (Helmens 2014).

Para establecer el inicio del Eemise también se ha recurrido a la utilización de métodos de cronología paleomagnéticos. Hace ~120 ka BP ocurrió el evento Blake, que coincidía con el comienzo del Eemense en el NW de Europa, pero como se acaba de comentar, la cronología del inicio del Eemense en el Sur de Europa ocurrió aproximadamente 5 ka antes (Fig. 2.12), por lo que este evento no puede establecerse a nivel global como marcador del principio del Eemense.

2.3.1 El desarrollo forestal del Eemense

Varios estudios relativos a la sucesión de vegetación durante el Eemense han recibido mucha atención, ya que demuestran una secuencia de vegetación más o menos completa a lo largo del interglacial. Uno de estos estudios es el de la Grande Pile, en los montes Vosgos en Francia (Woillard, 1975; De Beaulieu y Reille, 1992), que no sólo reveló una sucesión forestal completa durante todo el Eemense, sino también, por primera vez, una correlación convincente con el registro marino de isótopos de oxígeno, proporcionando claramente la equivalencia del Eemense con el MIS 5e de la estratigrafía marina. La composición y sucesión de elementos forestales tipificada durante el Eemense en Europa central se muestra en la figura 2.13.

Después de una fase pionera con *Juniperus*, *Betula* y *Pinus*, el Eemense centroeuropeo se caracteriza por la expansión temprana de mesófitos: *Ulmus*, *Quercus* y *Fraxinus*, y la posterior propagación de *Corylus*. Dentro de la fase de *Corylus*, hay un pico de *Taxus* (a veces doble). Posteriormente, se registra una propagación de *Carpinus* y *Abies*. La cantidad máxima de *Carpinus* y *Abies* varía en relación a la altitud y la proximidad a las cadenas montañosas (Müller, 2000). La mayor extensión de *Picea*, se produce en la fase de enfriamiento. La fase final del Eemense muestra la propagación y el predominio de *Pinus*, antes del declive de los bosques de coníferas. Esta sucesión tipo

se evidencia en Holanda (Cleveringa et al., 2000; Van Leeuwen et al., 2000), Norte de Alemania (Hahne et al., 1994; Litt, 1990), Dinamarca o Polonia (Andersen, 1965, 1966; Mamakowa, 1989), y finalizó hace 115 ka BP, 5 ka antes que en el Sur de Europa (Tzedakis et al., 2002; Müller et al., 2003; Klotz et al., 2004).

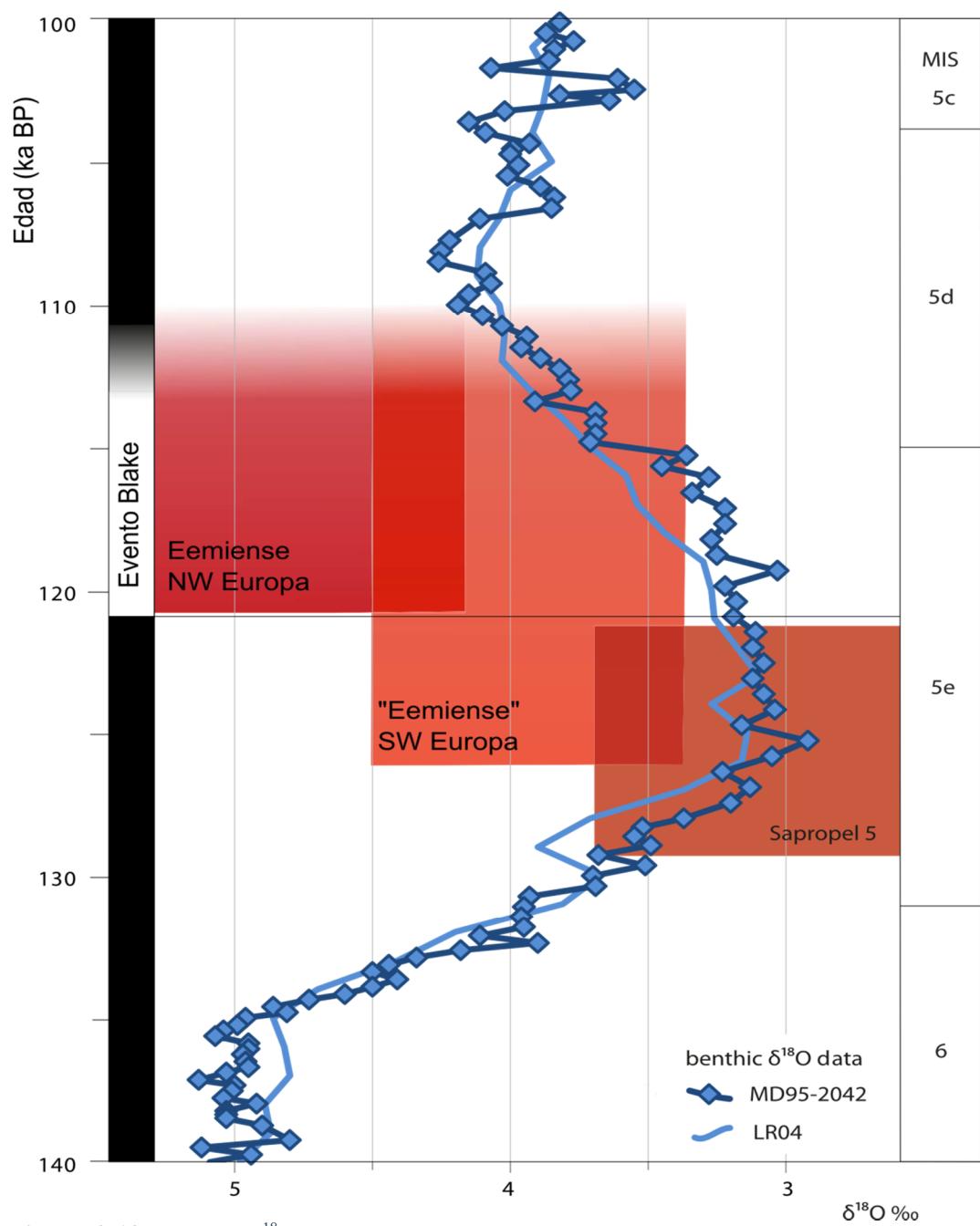


Figura 2.12: Registro $\delta^{18}\text{O}$ bentónico del LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005) desde 140-100 ka BP, y $\delta^{18}\text{O}$ bentónico del registro marino MD95-2042 (Sánchez-Goñi et al 1999) usando la escala temporal de Ziegleretal (2010), posición del sapropel S5 y duración del Evento Blake en cada sitio. El Eemiente Noroccidental europeo se muestra en naranja marcando el intervalo con laminación anual en los registros terrestres que proveen estimaciones cronológicas precisas, y desvaneciéndose cuando hay más incertidumbre. Extuido de Sier et al (2015).

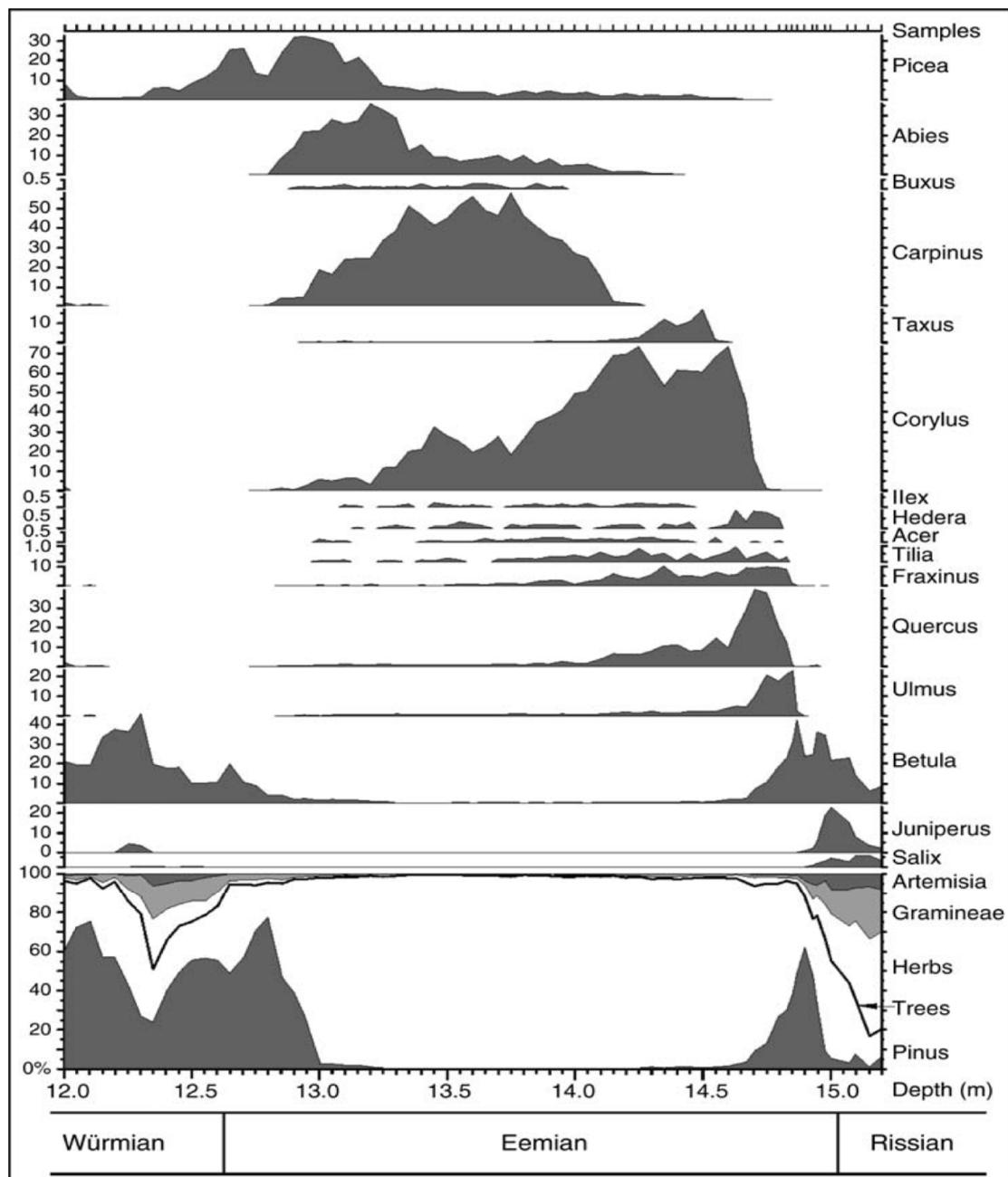


Figura 2.13: Composición y sucesión de taxa característicos de los registros polínicos del Eemiente de Europa central (datos de Jammertal al SW de Alemania modificado a partir de Müller et al., 2005).

Los taxa boreales *Betula* y *Picea* están ausentes al sur de los Alpes y de los Pirineos, o no juegan un papel importante en el los registros disponibles (Lavrova 1961; Kupryjanowicz et al., 2015; Mangerud et al., 1981; Helmens 2014). El inicio del Eemiente en el sur de Europa, comienza directamente con la expansión de mesófitos como *Quercus*, *Ulmus*, *Corylus*, y posteriormente *Carpinus* y *Quercus* perennifolio (Sánchez-Goñi 2007). Los taxa mediterráneos como *Pistacia*, *Olea* y *Phillyrea* contribuyen al registro polínico durante la primera mitad del Eemiente (Tzedakis and Bennett 1995). *Quercus* caducifolios y *Carpinus* son los taxa dominantes durante la fase

templada tardía del Eemíense. *Abies* suele tener poca importancia. No se registra ninguna fase de bosque boreal tardío como en Europa Central, y por lo tanto los bosques caducifolios del final persistieron hasta alrededor ~111-110 ka BP (Tzedakis et al., 2002) (fig 2.14A, B y C). *Fagus* se ha encontrado al sur de los Alpes, en Italia, y en Austria (Pini et al., 2009).

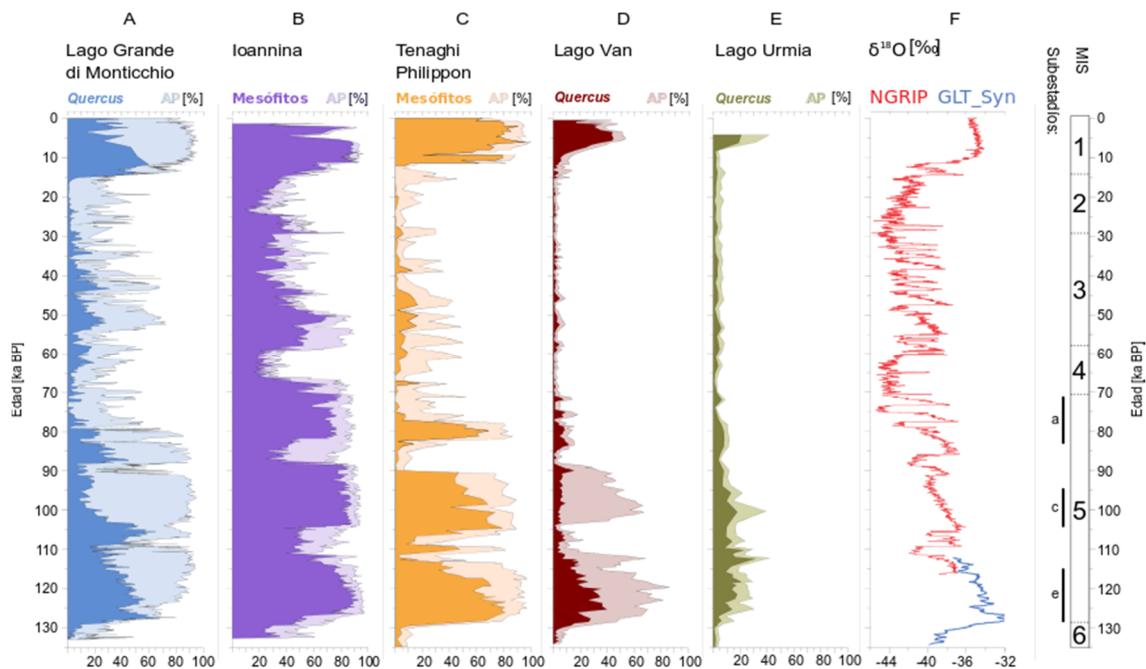


Figura 2.14: Comparación de registros polínicos del Mediterráneo y la secuencia de oxígeno isotópico de sondeos de hielo de los polos. Se han utilizado para la correlación el polen arbóreo total (AP) y las curvas de *Quercus*. Excepcionalmente se han utilizado en los registros de Ioannina y Tenaghi Philippon las curvas de mesófitos. **A:** Lago Grande di Monticchio (Allen et al., 2000; Allen & Huntley 2009; Brauer et al., 2007); **B:** Ioannina (Tzedakis et al., 2004); **C:** Tenaghi Philippon (Tzedakis et al., 2006); **D:** Lago Van (Pickarski 2014), **E:** Lago Urmia (Djamali et al., 2008; Pickarski 2014); **F:** $\delta^{18}\text{O}$ (‰) de sondeos de hielo de NorthGRIP de Groenlandia y GLT_Syn de la Antártida (Barker et al., 2011; Wolff et al., 2010). Límites de Estadios Isotópicos Marinos (MIS) y subestadio a partir de Lisiecki & Raymo (2004).

En regiones orientales del Mediterráneo con una mayor influencia continental, como Ohrid (Albania), Van (Turquía), Urmia (Irán) (fig 214D, E), no hay tanto desarrollo de mesófitos y se empiezan a expandir directamente *Quercus* y *Pistacia* (Lézine et al., 2010; Pickarski 2014; Djamali et al., 2008).

En el SW europeo se tiene información sobre el Eemíense a partir de los sondeos marinos del margen ibérico, y escasos registros continentales como el de la cueva de Carihuella en Granada, con una zona polínica datada en 117 ka BP donde hay altos valores de *Quercus*, *Olea*, mesotermófilos y valores relativamente bajos de *Pinus*,

Artemisia y *Poaceae* (Carrión et al., 1999; Carrión 1992; Fernández et al., 2007). Además, la mítica turbera de Padul, también en Granada, presenta en el supuesto Eemíense un bosque abierto de *Quercus*, *Ilex*, *Ericaceae* y *Olea* con *Fagus* y *Abies* (Florschütz et al., 1971; Pons & Reille 1988), pero sin dataciones que constriñan cronológicamente esta sección, actualmente se está realizando el estudio palinológico de la turbera de Padul nuevamente con mejor resolución y metodologías de datación (Gonzalo Jiménez Moreno, comunicación personal). Otro importante registro de la iberia continental se ha extraído en el maar de Fuentillejo, en Ciudad Real, con una secuencia sedimentaria que abarca hasta 780 ka BP (Vegas et al., 2008), donde los datos polínicos preliminares muestran para el Eemíense una alta diversidad de taxa con alto contenido en componentes mediterráneos y mesófilos (*Quercus perennifolio*, *Oleaceae*, *Quercus caducifolio* y *Corylus* esencialmente), y un bajo contenido en *Artemisia*, *Pinus* y *Juniperus*, que asignan a condiciones relativamente húmedas comparadas con otros periodos (Gil-García et al., 2013, Ruiz-Zapata et al., 2010, 2012).

2.3.2 El fin del Eemíense

La transición a la última glaciación fue provocada inicialmente por una disminución de la radiación solar durante el verano en las latitudes altas del norte. Este cambio en la configuración orbital, posteriormente dio lugar a una serie de cambios (la sustitución paulatina de la vegetación, cambios en la temperatura superficial del mar, en la salinidad, en la fuerza de la Corriente del Atlántico Norte), que a su vez potenciaron el desencadenamiento de un periodo glacial. A medida que las capas de hielo del hemisferio norte empezaron a crecer y expandirse, estos cambios se hicieron cada vez más pronunciados, por lo que al concluir el periodo interglacial MIS5e, suceden una serie de estadias (MIS5d y MIS5b) e interestadias (MIS5c y MIS5a), que anuncian la llegada de una glaciación.

El término 'interestadial' se define como un intervalo de mejora temporal de las condiciones climáticas dentro de una fase glacial, que ha sido demasiado corto para permitir la plena expansión de árboles termófilos, o demasiado frío para alcanzar el clima óptimo de un período interglacial en la misma región (Jessen & Milthers, 1928). Estos subestadios se pueden correlacionar con periodos con reducción de polen arbóreo (Melisey I y II), o expansión de polen arbóreo (St.Germain I y II) (Helmens 2014), antes de adentrarse en el pleniglacial MIS4. A estos periodos se les han dado nombres distintos, siendo Herning stadial (Melisey I), Amersfoort interstadial (St.Germain Ia),

Brørup interstadial (St.Germain Ic), Redestall stadial (Melisey II) y Odderade interstadial (St.Germain II) los más difundidos y que a veces se nombran en esta Tesis.

Durante el MIS5, las tendencias de enfriamiento gradual comienzan hace ~122 ka BP según la reconstrucción de temperatura registrada en Groenlandia (NEEM, 2013; NGRIP Andersen et al., 2004; Sirocko et al., 2005), pero el grosor de los casquetes polares no se había incrementado todavía (Dahl-Jensen et al., 2013). El final del óptimo climático Eemiente es denominado en los sondeos marinos “evento de enfriamiento C26” (~119 ka BP). También se le denominó “pulso árido de final del Eemiente”, LEAP por sus siglas en inglés, en el norte de Alemania (Sirocko et al., 2005). Según este mismo trabajo y el de Seelos & Sirocko (2007), el evento de enfriamiento fue probablemente producido por una reducción de la circulación termohalina del Atlántico Norte, como consecuencia del repentino desplazamiento hacia el sur de la corriente cálida del Atlántico Norte.

Durante estas transiciones de cálido a frío, el Atlántico Norte ha estado marcado por el descenso rápido de la temperatura superficial del mar, indicadas por un aumento de IRD. Sin embargo, el evento de enfriamiento C26, poco pronunciado, difícilmente puede explicarse por el aumento de hielo, ya que se produce cuando las capas de hielo están empezando a crecer (inician su crecimiento en ~118 ka BP; Sirocko et al., 2005; Seelos y Sirocko, 2007). Según la descripción de Chapman & Shackleton (1999) y Kukla et al. (2002), el evento C26 sólo refleja una reducción de la temperatura del agua superficial de aproximadamente 2°C durante la acumulación gradual de capas de hielo continentales.

Parece que en el norte de Europa, la vegetación empieza a responder tempranamente al enfriamiento del final del Eemíense (hace 122-120 ka BP), al decrecer la insolación (Wohlfarth, 2013). Sin embargo, como ya hemos comentado anteriormente, los indicadores forestales registrados en los sondeos marinos del margen ibérico se prolongan después del Eemíense hasta hace, por lo menos, 109.7 ka BP (Sánchez-Goñi et al., 2005). Pero se comienzan a ver cambios significativos hace 115 ka BP, cuando las temperaturas superficiales del Atlántico Norte muestran los primeros signos de enfriamiento (Sánchez-Goñi et al., 2005), durante el denominado “evento C25”, que fue el primer evento de enfriamiento a gran escala (McManus et al., 1994) y define la transición entre el MIS5e/5d. El evento C25 constituyó un descenso de la

temperatura estimado en alrededor de 7°C (Chapman y Shackleton, 1999; Kukla et al., 2002).

La transición al pleniglacial (~80-70 ka BP)

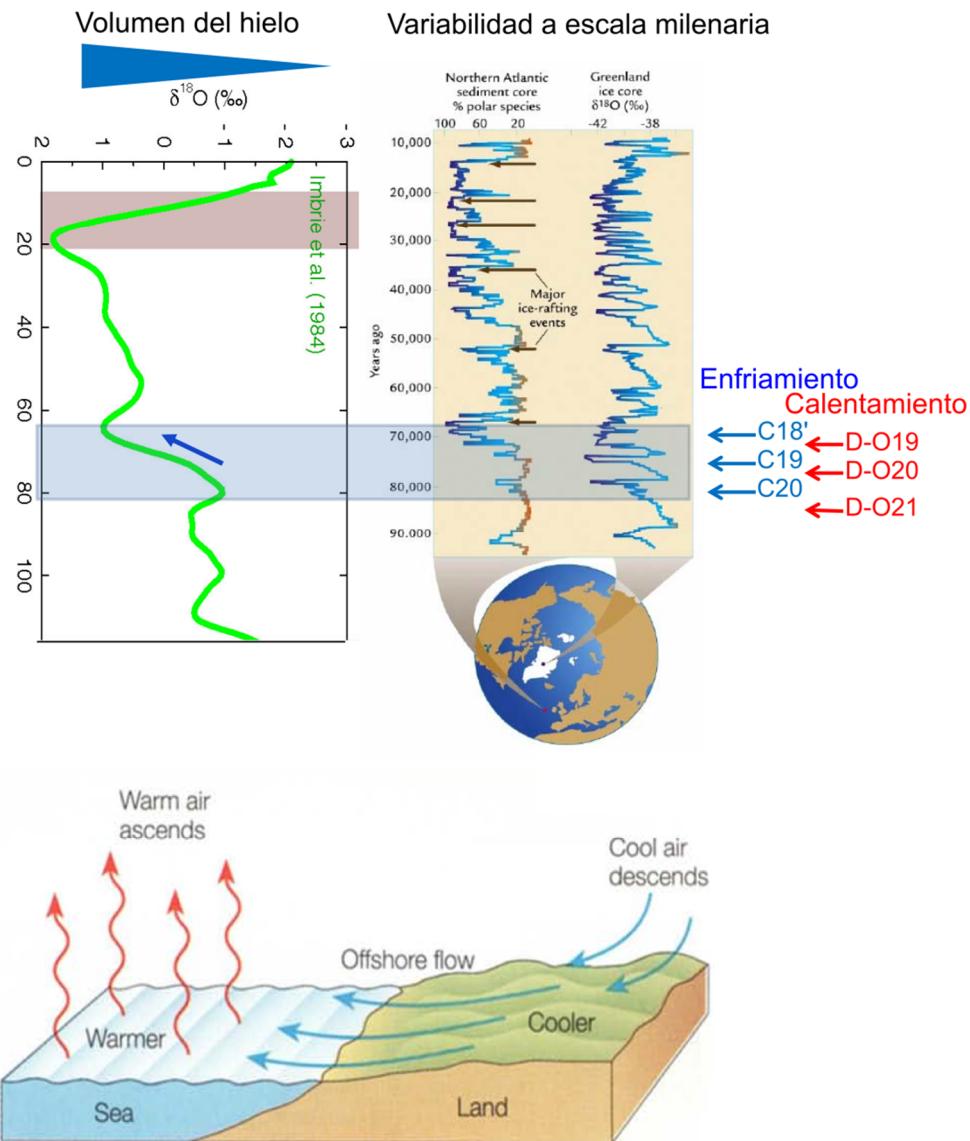


Figura 2.15: Reconstrucción del volumen del hielo a partir de isótopos de Oxígeno de registros marinos (Imbrie et al., 1984) y de sondeos de hielo (NGRIP members, Andersen et al., 2004). Representación de flujos térmicos extraído de National Marine Weather Guide (www.ec.gc.ca)

En los registros palinológicos de Ioannina (a ~118,2 y 114,2 ka BP), Tenaghi Philippon (en ~119 y 112 ka BP), Lago Grande di Monticchio (~119 y 115,8 ka BP) y lago Van (~119 y 115 ka BP), se aprecia una respuesta a los eventos de enfriamiento del Atlántico Norte C26 y C25 (Brauer et al., 2007; Frogley et al., 1999; Milner et al., 2013; Tzedakis et al., 2003; Pickarski 2014, respectivamente).

El final del Eemiense, como expansión máxima de bosques, ocurre en el lago Van ~110.9 ka BP (Pickarski 2014), en Ioannina ~111.8 ka BP (Tzedakis et al., 2003), 111 ka BP en Tenaghi Philippon (Milner et al., 2013) y ~109.5 ka BP en Lago Grande di Monticchio (Allen and Huntley, 2009) (figura 2.14).

El límite MIS5a/MIS4 fue delimitado por Lisiecki & Raymo (2005) alrededor de ~71 ka BP a partir de registros marinos, y tiene su origen en el descenso en la insolación de verano ocurrido a partir de 80 ka BP (Ruddiman & McIntyre 1979), lo que unido a un Atlántico Norte subpolar todavía caliente (Mokeddem et al., 2014), creó un gran gradiente térmico (mar cálido/continente frío) que produjo un ambiente húmedo y más precipitación en forma de nieve (figura 2.15). En este periodo, se registran en Groenlandia oscilaciones climáticas muy marcadas. En primer lugar el evento C20 (muy frío) hace 80 ka BP, seguido por dos acontecimientos Dansgaard-Oeschger prominentes (DO20 y DO19, ó GI-19 y GI-20), antes de entrar en el Pleniglacial MIS4 hace 71 ka BP con el evento denominado C18' (GS-19.2) (figura 2.4b). Estas oscilaciones frías y cálidas antes del Pleniglacial, se supone que están correlacionados con el “Ognon complex” que se registra en la señal polínica de algunas secuencias europeas (Woillard, 1978; Sánchez- Goñi et al., 1999).

2.4 Presentación de las aportaciones de la Tesis

La secuencia paleoambiental objeto de esta Tesis Doctoral, el registro del Cañizar de Villarquemado, comprende cronológicamente la secuencia temporal más larga estudiada hasta el momento en el NE de Iberia, y supone un hito para la investigación del interior continental y sus implicaciones paleoclimáticas desde el final del estadio glacial MIS6 hasta el MIS1 actual. En concreto, este trabajo versa sobre el periodo cronológico comprendido entre hace 130-65 ka BP, es decir, investiga sobre: i) el final de la penúltima glaciación (MIS6) y la transición al Pleistoceno superior; ii) el periodo interglacial Eemiense (MIS5e); la compleja variabilidad climática del Early Würm (MIS5d,c,b,a); y por último, iv) la entrada en el Pleniglacial Würm (MIS4).

Además, incrementa el conocimiento sobre interesantes aspectos de gran debate en la literatura científica actual, como la importancia de la intensificación de la continentalidad en las condiciones climáticas asociadas a un periodo interglacial como el Eemiense y sus efectos en la resiliencia de la vegetación, o la existencia de refugios

glaciales continentales y la pervivencia de especies arctoterciarias en el interior de Iberia, confirmando que tanto la complejidad de la dinámica vegetal como la proliferación de nichos microclimáticos resultan factores esenciales para comprender las contingencias históricas que han devenido en nuestro paisaje actual.

Por último, hay que destacar que el Mediterráneo ha sido definido como un “*hotspot*” de biodiversidad (Mittermeier et al., 1999; Myers et al., 2000), y un ecosistema vulnerable al Cambio Global (Benito Garzón et al., 2008; Solomon et al., 2007), donde una gran cantidad de estudios paleoambientales se han llevado a cabo (Tzedakis et al., 2003; Carrión et al., 2010; González-Sampériz et al., 2010; Sánchez-Goñi et al., 2002; Robinson et al., 2006; Brauer et al., 2007; Fletcher et al., 2010 entre muchos otros), pero sin considerar la relación cuantitativa polen-vegetación actual. Este trabajo pretende dar un paso más allá en la reconstrucción paleoambiental de secuencias palinológicas fósiles, proporcionando los primeros datos procedentes de biomas Mediterráneos en los que se considera la producción y dispersión polínicas de taxa clave, recuperados en la propia zona de estudio, para llegar a establecer posibles factores de corrección de las proporciones fósiles habitualmente consideradas en las reconstrucciones palinológicas.

Así, esta memoria de Tesis Doctoral constituye un trabajo pionero tanto por el marco cronológico considerado, hasta el momento inédito para el interior continental del sur de Europa, como por la metodología empleada para mejorar cualquier tipo de aproximación paleoambiental procedente de ambientes Mediterráneos.

3 OBJETIVOS

El trabajo presentado aquí constituye la primera investigación científica profunda sobre la dinámica climática y ambiental durante el penúltimo interglaciar en el Sistema Ibérico. Formando parte de la gran labor investigadora que lleva a cabo el grupo de “Paleoambientes Cuaternarios” del Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC que se centra en la obtención de datos precisos sobre el clima y la respuesta hidrológica y del paisaje a los cambios ambientales en el pasado, como el estudio de la dinámica de la vegetación y el impacto de las actividades humanas para aportar y comprender mejor como van a reaccionar los sistemas al reciente Cambio Global.

Este estudio pretende incrementar nuestro conocimiento de cómo los cambios climáticos acaecidos en los últimos 130.000 años han influenciado en el paisaje de esta región del altiplano turolense, particularmente en la fosa del Jiloca. El anterior periodo interglacial Eemiense y MIS5 es un periodo escasamente registrado y difícil de encontrar en la Península Ibérica. La dinámica de los ecosistemas en aquella época no estaba influenciada por la acción antrópica por lo que sirve de referente para estudiar la variabilidad de respuesta a los cambios climáticos y con este conocimiento intentar afrontar las consecuencias del abrupto y actual cambio global. La laguna de El Cañizar aporta un registro continuo que con una resolución temporal adecuada que constriña la situación cronológica de los indicadores paleoambientales, y aplicando técnicas pioneras en esta región de calibración polen-vegetación nos permitirá entender mejor la dinámica paleoambiental.

En este contexto de investigación se concretan en los siguientes objetivos principales:

- Reconstrucción de la dinámica de la vegetación en respuesta a las fluctuaciones climáticas
- Reconstruir la variabilidad sedimentológica de los subambientes lacustres así como los cambios hidrológicos.
- Establecer la relación entre el polen y la vegetación para realizar una reconstrucción paleoambiental más precisa.

Y profundizando en ellos los siguientes objetivos secundarios:

- Establecer la respuesta de los diferentes subsistemas a la variabilidad climática.
- Comparar la velocidad de los cambios ambientales y la respuesta de los ecosistemas en los dos últimos interglaciares (con y sin acción humana).
- Evaluar la metodología para la calibración polen-vegetación aplicada al suroeste mediterráneo continentalizado, la estrategia de muestreo, los tipos de captadores polínicos o el enfoque y asunciones de los modelos.
- Generar de modelo de edad fiable a partir de distintas técnicas de datación disponibles y aplicar el enfoque bayesiano más realista para la variación de tasa de sedimentación.
- Comparar la variabilidad hidrológica en MIS5 con otros registros paleoclimáticos globales y regionales
- Interpretar paloambientalmente los factores condicionantes climáticos del relleno sedimentario, sus causas, sus procesos, y los patrones orbitales que los determinan.
- Evaluar el posible impacto que pudieron tener los condicionantes geomorfológicos como neotectónicos o de karstificación en la hidrología y la respuesta sedimentológica lacustre.
- Indagar sobre la paleodistribución de las formaciones forestales durante la penúltima glaciación.
- Buscar la presencia de especies relictas en la región.
- Analizar las tasas temporales de cambio, la variabilidad espacial, los gradientes climáticos y el impacto en los ecosistemas o su resiliencia, y observar el tempo de respuesta de la vegetación a la variabilidad climática rápida y abrupta para mejorar nuestro conocimiento de la posible respuesta ecosistémica al actual cambio global.
- Integrar los cambios y variabilidad climática que se obtengan en el marco cronológico conocido, y correlacionar diversos tipos de registros (continentales, marinos, testigos de hielo, etc.). A partir de estos estudiar la simultaneidad o no de respuestas climáticas entre ambientes continentales y marinos de diferentes latitudes y las teleconexiones entre ellos.
- Aplicar los factores de corrección de proporción de la vegetación de los datos polínicos del pasado a partir de los datos estimados de productividad polínica.

- Iniciar un estudio paleoclimático pionero y único en la región Mediterránea, a partir de la lluvia polínica y su relación con la vegetación, que cuando sea más amplio nos permitirá elaborar un modelo paleobiogeográfico regional continuo y completo.
- Proporcionar las bases científicas para la gestión y potencial restauración del desaparecido humedal.

En resumen, este trabajo analiza la información aportada por el registro paleoambiental de El Cañizar y los principales factores que la controlan y en particular, su relación con los cambios. La investigación pretende reconstruir la dinámica de la vegetación de este paisaje, las principales fluctuaciones hidrológicas experimentadas en la laguna a lo largo de los últimos 130.000 años y la correlación con registros próximos y otros archivos paleoclimáticos del ámbito europeo y el Mediterráneo para entender mejor la extensión local o regional de estos eventos y explorar su relación con los cambios climáticos experimentados en la cuenca Mediterránea durante este período de tiempo.

4 CONTEXTO GEOGRÁFICO

4.1 Localización de la laguna

La laguna del Cañizar está situada entre las localidades turolenses de Villarquemado y Cella, en el valle del Alto Jiloca, a $40^{\circ}30'$ de latitud N y $1^{\circ}18'$ de longitud W. Dentro del ámbito geográfico-geológico de la Cordillera Ibérica (o Sistema Ibérico), se localiza en la unidad geomorfológica conocida como “fosa o depresión del Jiloca”, a una altitud de 987 m s.n.m. (Peña et al., 1984), entre las parameras de la Sierra de Albarracín al O y la crestería de Sierra de Palomera al E, al Noroeste de la capital de la provincia de Teruel (Figura 4.1). El Cañizar era un gran humedal que llegaba a alcanzar 11 km² (1100 ha) de extensión, y tenía una profundidad media de entre 1,7 m y 2,8 m de lámina de agua, lo que le confería una capacidad de 18,8 hm³ (Rubio, 2004).

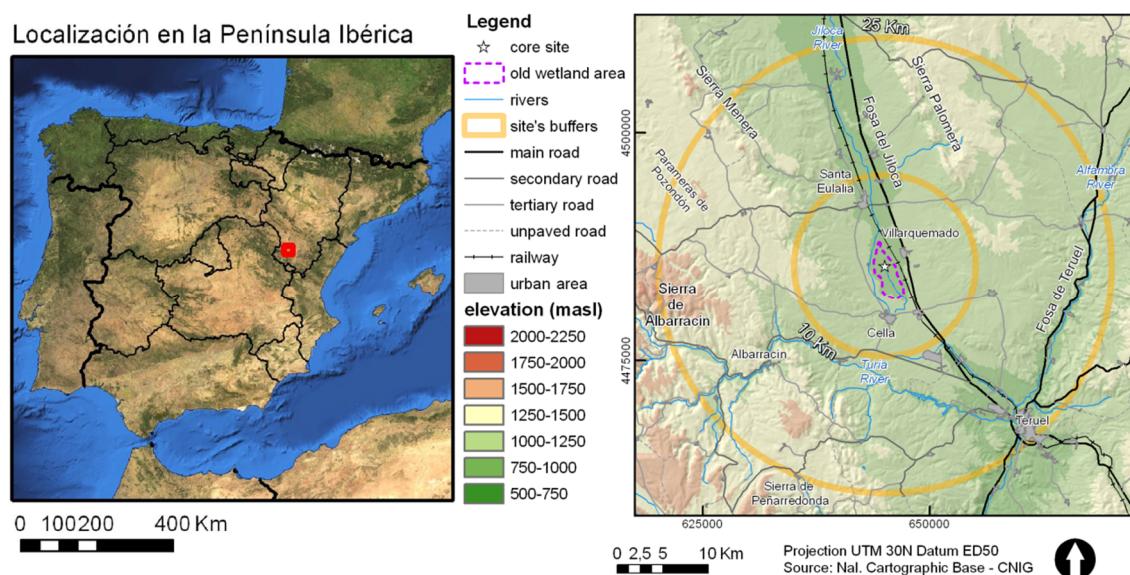


Figura 4.16: A la izquierda mapa de localización en la Península Ibérica. A la derecha mapa topográfico con los principales enclaves colindantes. En línea morada discontinua se representa el área de extensión del paleohumedal. Estrella marca el lugar del sondeo.

Fue drenado sistemáticamente durante siglos, consiguiendo su desecación completa en el siglo XVIII aduciendo razones de higiene y de salud pública (principalmente por las fiebres palúdicas) (Rubio 2004). La desecación se realizó, principalmente, mediante la construcción de un canal de drenaje aún existente llamado “Aequia Madre”. Este canal tiene 45 km de largo y une Cella con el Alto de Singra, que es el límite de la cuenca endorreica del humedal (fig. 4.2).

En los últimos tiempos, el esfuerzo de muchos vecinos intentando que se recupere el humedal, consiguieron la recuperación de gran parte de la superficie que ocupaba antiguamente, y en muy poco tiempo se convirtió en un paraje singular, lleno de vida y

muy agradable para visualizar aves y vegetación. Pero en la actualidad la falta de consenso con otros agentes de la región, con intereses que consideran antagónicos han producido una carencia de figura de protección y las compuertas del antiguo drenaje se encuentran abiertas impidiendo la inundación y el desarrollo del humedal que correspondería naturalmente.

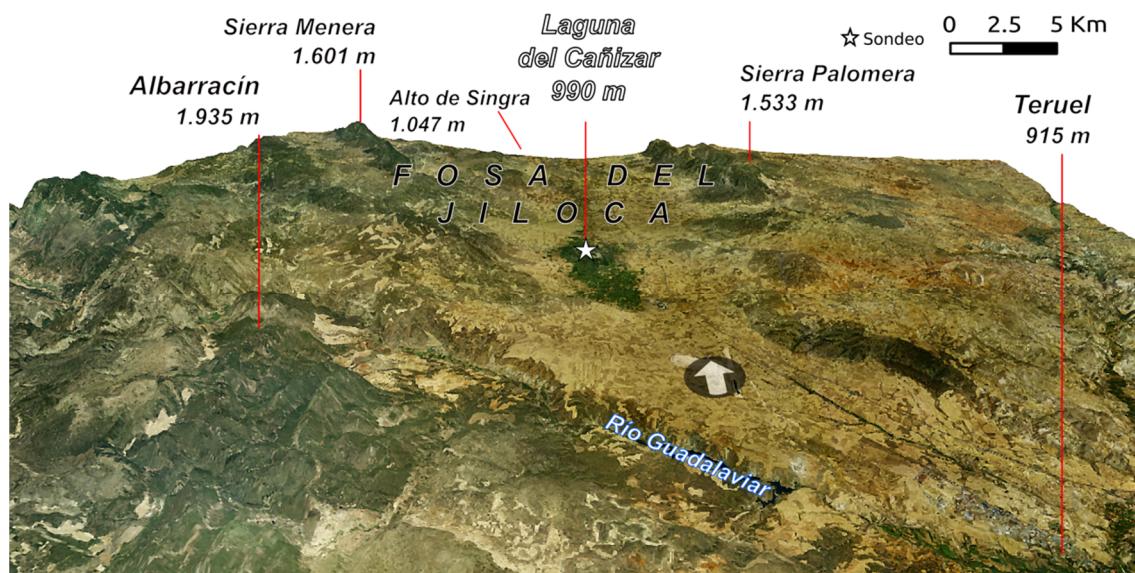


Figura 4.17: Ortofoto PNOA modificada en 3D con Modelo Digital de Elevaciones ASTER GDEM, con exageración de la elevación x3. Flecha indica el Norte. Extensión del humedal marcado intuitivamente por los verdes pastos y otros cultivos en torno al símbolo de la estrella.

4.2 Geología

La fosa del Jiloca es una fosa asimétrica de orientación general NNO-SSE, con unas dimensiones de unos 60-80 km de longitud y 6-10 km de anchura. Está en contacto con las cuencas de Calatayud y de Teruel. El desarrollo de estas cuencas neógenas se encuentra ligado al *rifting* del Golfo de Valencia, en el que pueden identificarse dos episodios extensionales principales: el primero con trayectorias de σ 3 ONO-ESE durante el Mioceno, que dio lugar a la formación de las cuencas de Teruel y del Maestrazgo oriental; el segundo, a partir del Plioceno superior, de extensión aproximadamente multidireccional, que originó la reactivación de las cuencas neógenas previamente formadas y la formación de la fosa del Jiloca (Capote et al., 2002; Arlegui et al., 2005; Rubio y Simón, 2007).

La Cordillera Ibérica está caracterizada por la presencia de fallas de zócalo subverticales con orientaciones preferentes NO-SE y NE-SO heredadas de la orogenia hercínica o varisca (Calvo, 1993; Capote et al., 2002). Durante esta orogenia, dichas estructuras tectónicas actuaron como fallas direccionales, que posteriormente fueron reactivadas durante el *rifting* mesozoico. Este *rifting* mesozoico generalizado en toda la Cordillera Ibérica presenta dos ciclos principales: el primero de ellos desarrollado entre el Pérmico superior y el Jurásico medio, y el segundo desarrollado entre el Jurásico superior y el Cretácico superior (Capote et al., 2002). Durante el Jurásico inferior, se activó la falla Ateca-Castellón de dirección NO-SE condicionando la localización del gran depocentro en el actual fondo de la fosa del Jiloca (Calvo, 1993; Gómez y Goy, 2005). En el límite entre el Jurásico inferior y medio, esta estructura tectónica de Ateca-Castellón se vuelve inactiva (Fernández-López et al., 1985; Fernández-López y Gómez, 1990; Gómez y Goy, 2005).

Posteriormente, durante la orogenia alpina en el Paleógeno, consecuencia de la colisión entre Euroasia y África, se produce la inversión tectónica positiva de todas estas estructuras heredadas, produciéndose el plegamiento de toda la cobertura mesozoica favorecido por un nivel de despegue plástico constituido por la facies Keuper del Triásico superior (Calvo, 1993). Esta compresión daría lugar a los pliegues de dirección NO-SE identificados en las fallas de la zona del alto Jiloca, así como otras estructuras compresivas de menor entidad.

Conforme progresó la deformación compresiva alpina, se produce la fracturación de la cobertura dando lugar a importantes cabalgamientos asociados a los pliegues principales (Calvo, 1993) como evidencia la desviación del campo de esfuerzos compresivo durante el Eoceno superior-Oligoceno superior (Liesa y Simón, 2009).

Finalmente, durante la extensión neógena asociada al *rifting* del Golfo de Valencia, se produce la inversión tectónica negativa del cabalgamiento paleógeno generado en el flanco oriental de la fosa del Jiloca, dando lugar a las fallas extensionales, que condicionan la formación de la fosa del Jiloca en el Plioceno superior. Toda la estructuración en *horsts* y *grabens* asociada a las fallas principales se desarrolla durante el Cuaternario con la formación de fallas normales sintéticas y antitéticas a las fallas principales. El fondo de la fosa aparece modelado casi en su totalidad por una superficie de glacis desarrollada sobre los depósitos de piedemonte del Plioceno Superior-Cuaternario. Los signos de actividad neotectónica son abundantes en la Fosa del Jiloca

(Simón, 1983; Lafuente et al., 2014), apareciendo algunos depósitos basculados y fracturados.

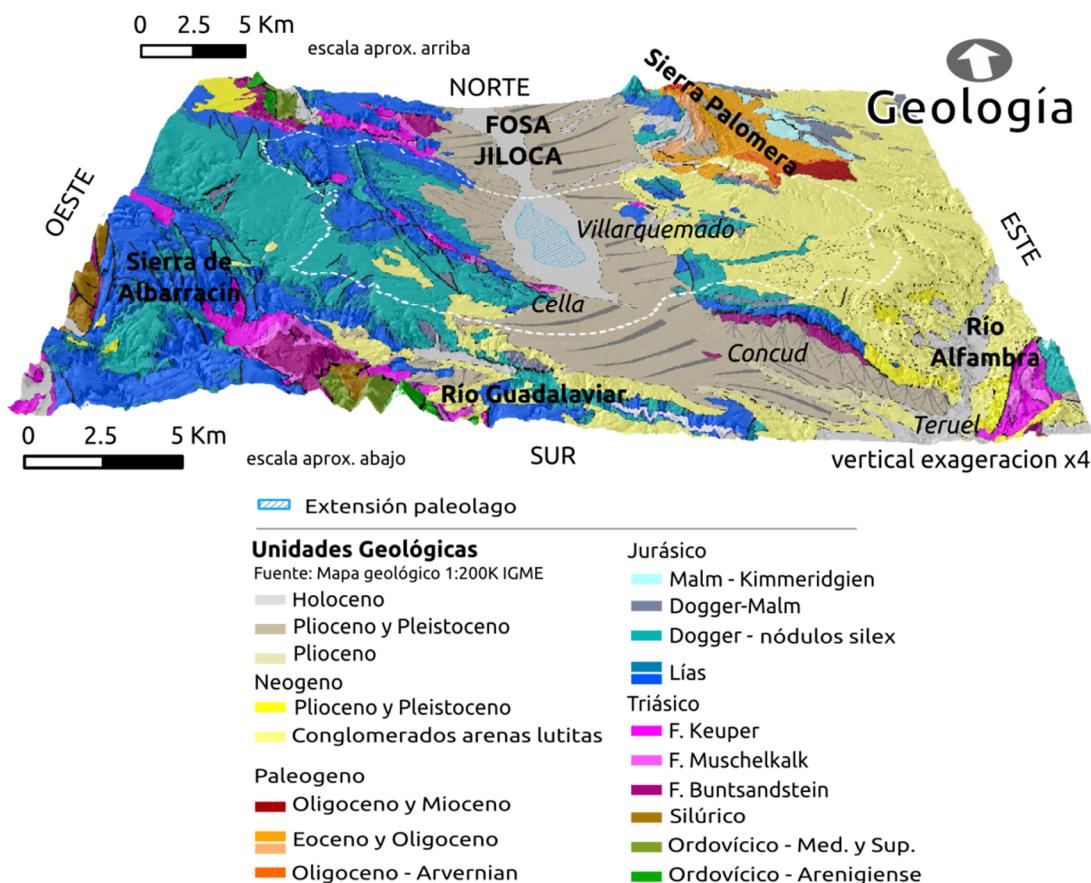


Figura 4.18: Mapa geológico 1:200.000 del IGME en 3D con Modelo Digital del Elevaciones MDT05 LIDAR CNIG, con exageración de la elevación x4. Flecha indica el Norte.

El cambio en las condiciones de endorreísmo a exorreísmo en estas depresiones, se produjo durante el Neógeno y el Plio-Cuaternario (Gutiérrez-Elorza y Gracia, 1997), cuando las cuencas fueron capturadas por la red de drenaje externa y se erosionaron las cabeceras. El río Jiloca capturó en primer lugar el semi-graben de Daroca, y posteriormente la depresión del Jiloca. Sin embargo, el sector centro-sur de esta depresión se mantuvo como una cuenca endorreica en la que se desarrolló la Laguna del Cañizar, hasta que fue drenada artificialmente en el siglo XVIII (Rubio, 2004). La laguna está situada sobre depósitos Cuaternarios lacustres afectados por aportes de grandes abanicos aluviales con materiales procedentes del Sistema Ibérico. Estos materiales son esencialmente Mesozoicos (calizas y dolomías del Jurásico que forman el gran acuífero que nutre la zona endorreica), con algunos restos de afloramientos del Ordovícico y del Silúrico al SO y NO (formados por pizarras, areniscas, grauvacas y cuarcitas), y del Permo-Tráns (con lutitas, areniscas, brechas y conglomerados,

dolomías, margas y limolitas), circundando al Ordovícico y Silúrico y cubriendo las litologías Mesozoicas predominantes (Figura 4.3).

El dispositivo estratigráfico y estructural controla la hidrogeología de la cuenca. Una unidad de margas neógenas constituye un acuíclido que separa el acuífero kárstico principal confinado (Jurásico) y un acuífero libre superficial (Plio-cuaternario). El acuífero jurásico está compartimentado lateralmente por núcleos anticlinales formados por materiales impermeables del Triásico superior, aunque su superficie piezométrica está habitualmente entre 30–60m por encima del límite Mesozoico-Neógeno (fig. 4.4).

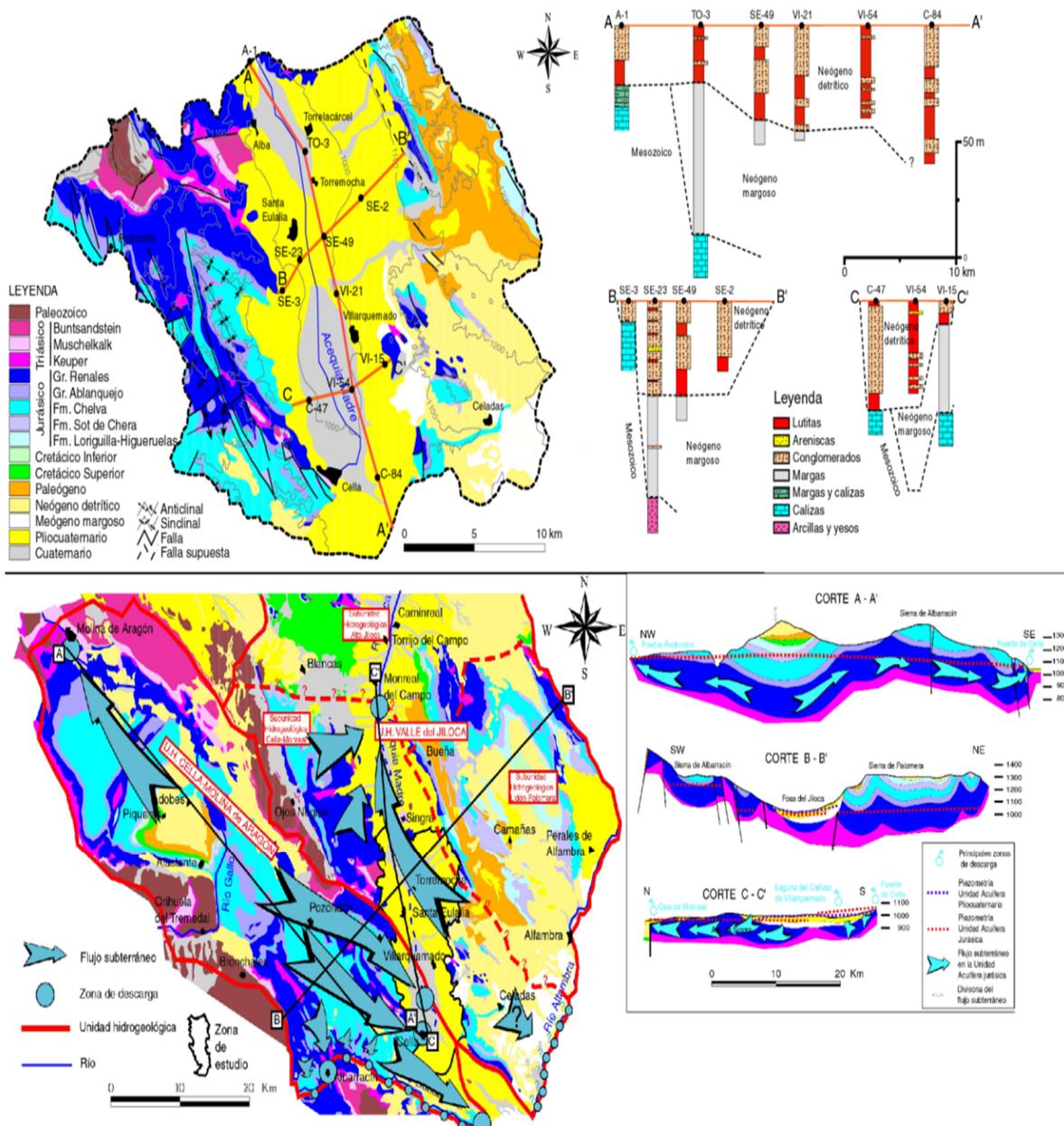


Figura 4.19: Mapa geohidrológico que sirvió de prospección al realizar el sondeo. Rubio (2004).

4.2.1 Origen de la cuenca lacustre

Existen tres modelos morfogenéticos principales propuestos para explicar la formación de la fosa del Jiloca en función de la importancia relativa de los procesos erosivos frente a los procesos tectónicos extensionales neógenos, y que se pueden considerar muy importantes para entender su influencia en el origen de la cuenca lacustre del Cañizar.

4.2.1.1 Superficies de erosión fundamental

Cortés y Casas (2000) y Casas y Cortés (2002) defienden el origen exclusivamente erosivo que comenzaron con el levantamiento orogénico alpino dando lugar a grandes estructuras compresivas (pliegues y cabalgamientos vergentes al NE) entre el Oligoceno y el Mioceno, localizándose la fosa del Jiloca en un gran sinclinal desarrollado durante el Paleógeno. Finalmente, durante el régimen extensional que afecta a toda la Cordillera Ibérica a partir del Plioceno, se reactivaron algunas de las estructuras tectónicas preexistentes, fundamentalmente por mecanismos de *flexural-slip* de los flancos de los pliegues principales, originando fallas normales de poca continuidad lateral y de salto decamétrico paralelas a la dirección general de dichos pliegues. Serían cubetas residuales neogenas (también la de Teruel) localizadas en áreas sinclinales, en continuidad evolutiva con las cuencas paleógenas. Su topografía no sería consecuencia de la subsidencia tectónica, sino del progresivo rebaje producido por episodios de encajamiento erosivo en respuesta al levantamiento orogénico. Para estos autores la escasa continuidad lateral y el salto en la vertical de unas decenas de metros. Consideraría las fallas normales originadas por mecanismos de *flexural-slip* sobre el flanco oriental invertido y que apenas alteraría la estructura mesozoica infrayacente. Recientes estudios (Scotti et al., 2014) sobre el estado evolutivo del grado de incisión de los ríos que parten desde el interior del Sistema Ibérico con pendientes todavía lejos del equilibrio, adaptándose aún al *input* tectónico dominante apoyan esta hipótesis.

4.2.1.2 Rebajamiento subkárstico tipo Polje

Gracia et al. (2003) y Gutiérrez et al. (2008, 2012) defienden un modelo genético mixto, considerando la fosa del Jiloca como un polje controlado estructuralmente en sus etapas iniciales de formación por las fallas de Sierra Palomera, de Conud y de Calamocha, pero en el cual dominan los procesos de erosión diferencial posteriores, con

un rebajamiento kárstico de 300 m debido a la disolución de los materiales carbonatados mesozoicos, fundamentalmente jurásicos, que conforman el sustrato de la fosa del Jiloca y considerarían el salto vertical de la falla principal de Sierra Palomera inferior a 100 m.

4.2.1.3 *Origen neotectónico*

Rubio y Simón (2007), Rubio et al. (2007) y Simón et al. (2010) defienden el origen tectónico de la fosa del Jiloca, controlada por fallas neógeno-cuaternarias con saltos hectométricos e importantes escarpes morfológicos, coherentes con el campo de esfuerzos reciente de la fosa del Jiloca en relación con el *rifting* del Golfo de Valencia.

La falla de Calamocha tiene un salto de falla de 140-250m y 17 km de largo (Hernández et al. (1983), Simón (1983), Gracia (1990), Gutiérrez et al. (2008)). La falla más estudiada *in situ* y mediante trincheras hasta la fecha es la de Concud (Lafuente 2011; Lafuente et al., 2014) tiene más de 250m de salto de falla y 24 km de largo (Moissenet (1983), Simón & Soriano (1993), Gutiérrez et al., (2008, 2012), Lafuente et al. (2010b, 2011)). En un reciente trabajo (García Lacosta 2013) de la falla de Palomera se ha estimado un salto máximo post-Plioceno medio a partir de la deformación que presenta la Superficie de Erosión Fundamental de entre 430 y 460 m, significativamente superior al propuesto por los modelos morfogenéticos erosivos. Tiene 16 km de largo. Además la morfología trapezoidal junto con las elevadas pendientes son indicadoras de la actividad tectónica reciente de la falla de Palomera (García Lacosta 2013). Las morfologías que presentan los abanicos aluviales localizados en el piedemonte del frente montañoso reflejan las variaciones en los procesos tectónicos respecto a los procesos erosivos y deposicionales llevados a cabo por la red de drenaje, siendo indicadores asimismo de la actividad tectónica reciente (Keller y Rockwell, 1984; Bull, 2008).

De modo que el origen de la cuenca lacustre del Cañizar es todavía un dilema, pudiendo tener influencias de las tres hipótesis planteadas, se necesitan nuevos estudios para esclarecer esta incógnita.

4.3 Clima

La cuenca del humedal del Cañizar presenta un clima Mediterráneo con gran influencia continental, con una temperatura media anual de 10º con grandes oscilaciones diurnas y estacionales (rango anual de temperatura máxima a mínima de 15°C) (figura 4.5).

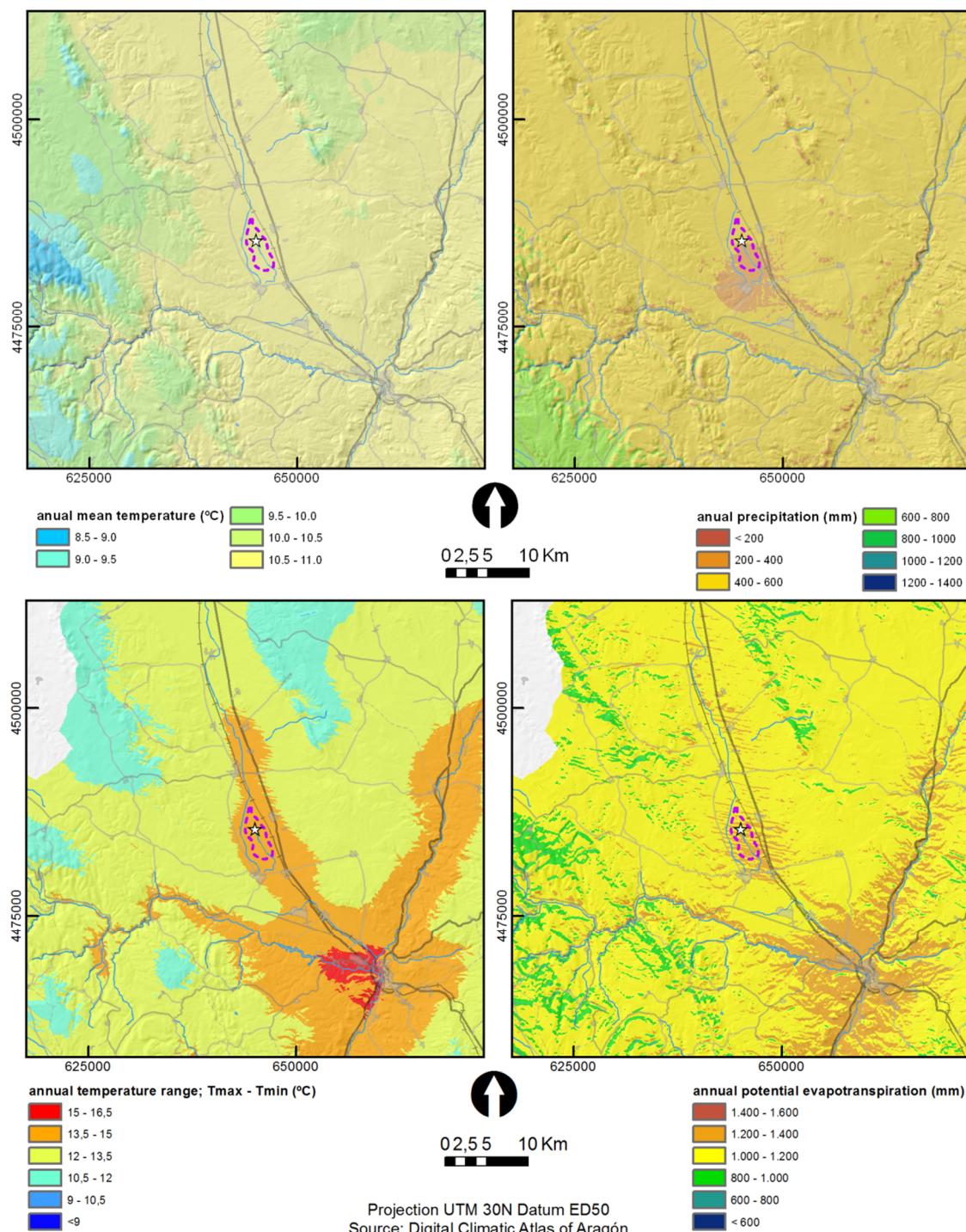


Figura 4.20: Mapas climáticos del entorno de la Fosa del Jiloca que muestran media anual de temperaturas (arriba izquierda), de precipitación (arriba derecha), y para apreciar los rasgos de influencia continental, el rango de temperaturas anual (abajo izquierda) y la evapotranspiración potencial (abajo derecha). Fuente: Imágenes del Atlas climático de Aragón (López 2007).

El invierno es largo, se producen hasta 90 noches de heladas al año. La precipitación también es muy variable, la media anual supera ligeramente los 400 mm en Santa Eulalia (418 mm/año), aumentando algo en los márgenes del valle (figura 4.5) y

disminuyendo en el extremo meridional (Cella: 385 mm/año). Mientras que en las tierras altas colindantes de 1100-1500m snm, alcanza 1000 mm/año (Lopez, 2007). Esta escasez de precipitaciones se explica por su localización interior y la presencia de áreas montañosas del Sistema Ibérico en su perímetro. Ambos hechos dificultan la llegada de masas de aire húmedo y frentes que aporten precipitación. Las perturbaciones de origen Atlántico que vienen desde el NW llegan muy desgastadas, y las sierras de Gúdar y Maestrazgo frenan las masas húmedas de procedencia mediterránea.

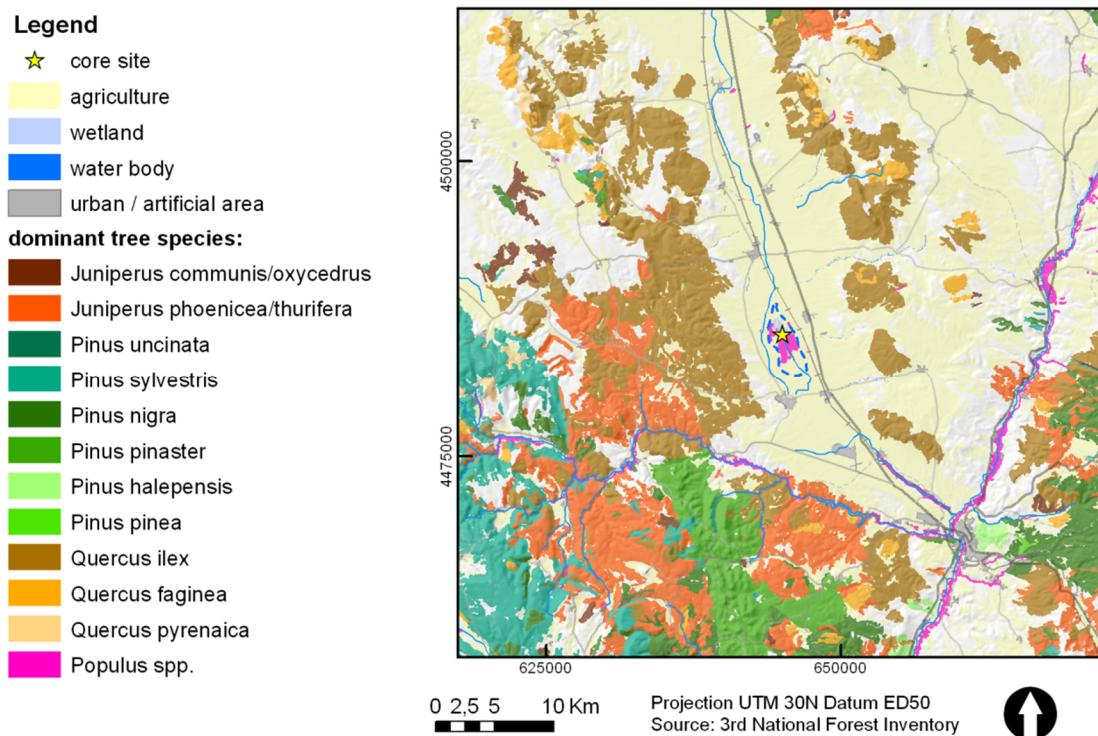
Por su parte, los temporales del SO se ven obligados a atravesar casi toda la Península y dejan abundantes precipitaciones en el sector occidental del Sistema Ibérico, pero cuando alcanzan las tierras del Jiloca también han sufrido un fuerte proceso de desgaste reforzado por el conjunto montañoso de las Sierras de Albarracín, Montes Universales y Sierra Menera, que provoca un efecto de «sombra pluviométrica» (del Valle 1993). En general, es un régimen de precipitación de influencia mediterránea, pero la continentalidad y las fuertes y numerosas tormentas de verano, entre mayo y septiembre mayoritariamente (Atlas Climático Ibérico de la Agencia Estatal de Meteorología, 2011), hacen que los rasgos típicos de los regímenes mediterráneos queden notablemente enmascarados. Este hecho se manifiesta directamente en el caudal de la Acequia Madre, aguas abajo del humedal, ya que con un caudal medio de 268 l/s, registra sin embargo un máximo de 1081 l/s y un mínimo de 64 l/s.

4.4 Vegetación

Las mencionadas condiciones climáticas y los condicionantes antrópicos han determinado en la actualidad unas formaciones vegetales distribuidas en función de la altitud, exposición y tipo de suelo (figura 4.6). Este área pertenece biogeográficamente al piso bioclimático Mesomediterráneo (Rivas-Martínez, 1983; Körner et al., 2011). Las zonas bajas no ocupadas por cultivos estarían compuestas principalmente de carrascas (*Quercus ilex*) y quejigares (*Q. faginea*), con matorral xerofítico (*Thymus vulgaris*, *Rhamnus alaternus*, *Genista scorpius*, *Ephedra fragilis*, etc.). En las zonas más altas encontraríamos sabinares (*Juniperus phoenicea*, *Juniperus thurifera*), pino laricio (*Pinus nigra*) y roble marojo (*Q. Pyrenaica*). En las parameras calcáreas de extrema continentalidad encontramos sabinares (Sainz Ollero & van Staalanden 2012).

Sobre areniscas se pueden observar formaciones de pino de rodeno (*P. pinaster*) con jaras (Cistaceae) y Ericaceae, y por encima de 1200 m en el piso Supramediterráneo

pinos rojos (*P. sylvestris*) como árboles dominantes, con boj (*Buxus sempervirens*), sabina rastrera (*J.sabina*). El sotobosque arbustivo está compuesto por gayuba (*Arctostaphylos uva-ursi*), coscoja (*Q.coccifera*) o enebro (*J.communis*), y dispersos en zonas altas piornos azules (*Erinacea anthyllis*), agracejos (*Berberis vulgaris*), o guillomos (*Amelancher ovalis*). Los pastos en los claros de los bosques son principalmente de *Festuca gauthieri* en zonas relativamente sombrías, y de *Koeleria vallesiana* y *Festuca hystrrix* (Poaceas/gramíneas) en las zonas más soleadas (Blanco



Castro 2005).

Figura 4.21: Mapa extraído del 3^{er} inventario Forestal Nacional (2004) señalando las áreas de distribución de los principales taxa arbóreos predominantes en la actualidad.

Como hecho destacable se puede señalar la presencia de pino negro (*Pinus uncinata*) en las cumbres de Gúdar, en torno a los 1900-2000 m snm, bien adaptado a la fuerte innivación y fríos invernales y que se considera una especie relictiva de etapas más frías del Cuaternario (ref. web Naturaleza de Aragón).

En zonas expuestas semiáridas y con suelos esqueléticos encontramos innumerables herbáceas y estepicas entre las que predominan labiadas como tomillos (*Thymus spp.*), romero (*Rosmarinus officinalis*) espliego (*Lavandula latifolia*) y ajedreas (*Satureja spp.*), además de aliagas (*Genista scorpius*), efedras (*Ephedra spp.*), ontinas (*Artemisia herba-alba*, *Santolina chamaecyparissus* de la familia de las Asteraceae), espertos

(*Stipa tenacissima* de la familia Poaceae), capitanas (*Salsola kahli* de la familia de las Chenopodiaceae) y sisallos (*S.vermiculata*), milenramas y otras compuestas (Mateo 2008).

Por último, acompañando a los ríos, existen las típicas formaciones de ribera, formadas por álamos, chopos (*Populus spp.*), olmos (*Ulmus spp.*), fresnos (*Fraxinus spp.*) y sauces y mimbreras (*Salix spp.*), de mayor o menor extensión en función de la importancia de los valles. La ladera W de la sierra de Palomera está catalogada como “Enclave Singular de Flora”, con endemismos iberolevantinos como *Linaria repens subsp. blanca*, *Aster willkommii*, *Helianthemum origanifolium subsp. molle*, *Dianthus turolensis* y *Silene mellifera*.

Actualmente, cuando se permite la inundación de la laguna del Cañizar desarrolla una vegetación lacustre típica dominante de humedales integrada en la alianza *Phragmition communis* W. Koch 1926 (Orden Phragmitetalia, Clase Phragmitio-Magnocaricetea), cañaverales y espadañales de aguas más o menos profundas, propia de márgenes de lagunas. Desde el nivel del mar a los 900 m. Sus especies características son *Phragmites australis*, *Typha latifolia*, *Scirpus lacustris subsp. lacustris* y *Typha dominguensis*. Esta alianza es indicadora de alcalinidad y riqueza de nutrientes, de suelos encharcados ricos en bases; con un pH 5.5-8 (Hrvnák et al., 2011). Se pueden encontrar también muchas Cyperaceae (*Carex spp.*, *Bolboschoenus maritimus*, *Scirpus holoschoenus*), *Juncus*, Ranunculaceae, *Agrostis stolonifera*, *Poa cf. Pratensis*, Chenopodiaceae (*Atriplex prostata*, *Salicornia ramosissima*), Malvaceae (*Potentilla reptans*, *Althaea officinalis*), Fabaceae (*Tetragonolobus maritimus*, *Lotus pedunculatus*), *Myriophyllum*, etc. Encontramos también especies típicas riparias: *Salix fragilis*, *S.atrocinerea*, *Tamarix*, *Fraxinus*, *Alnus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Populus*, *Acer*, *Crataegus monogyna* muchos de ellos plantados por el hombre. (Rubio, 2004, Mateo 2008, y nuestros propios inventarios). Y ya con carácter exclusivamente antropogénico, existen cultivos de *Populus canadensis* y se desarrollan en la zona numerosos cultivos de secano (cereal 1000 ha) y regadío (patata 10 ha), acompañados por las habituales plantas ruderales nitrófilas (malvas, verónicas, amapolas, senecios, *Chenopodium*). Antiguamente se explotó el cáñamo y la remolacha azucarera en esta zona.

Como se acaba de exponer con anterioridad, este completo y complejo mosaico vegetal existente en la zona, y distribuido en diversos pisos bioclimáticos, hacen que la

localización de la laguna del Cañizar sea un particular ecotono transicional y un enclave idóneo para el estudio paleoclimático y paleoambiental (Neilson, 1993).

5 METODOLOGÍA

Con el objetivo de estudiar y caracterizar los factores ambientales que determinan la sedimentación en la cuenca se realizó la extracción de un sondeo tras una campaña de prospección, para conocer la estructura del relleno sedimentario de la cuenca y seleccionar el punto de perforación. Con el fin de abordar los objetivos planteados (apartado 3) se ha realizado un análisis multidisciplinar del sondeo a través de la utilización de diferentes técnicas físicas, sedimentológicas, geoquímicas, mineralógicas y palinológicas, capaces de detectar cambios en el balance hídrico, composición química, evolución vegetal y otros parámetros limnológicos (ver figura 5.1). En las secciones del sondeo se midieron distintos parámetros físicos y geoquímicos mediante técnicas no destructivas de alta resolución, gracias al uso de un escáner de fluorescencia de rayos X (XRF). Además, se realizaron análisis convencionales en muestras de tipo composicional, geoquímico y biológico. El uso de esta metodología “*multiproxy*” (o “multi-indicador”), combinada con un estudio sedimentológico de detalle, pretende registrar el mayor número posible de variables ambientales para reconstruir con la máxima precisión, la evolución del sistema lacustre durante los últimos ciclos climáticos. La aplicación de técnicas datación proporciona un control cronológico preciso a esta serie de eventos mediante un modelo de edad-profundidad. Y la correlación de la lluvia polínica actual con la vegetación que produce ese polen proporciona mejorar la interpretación de paleovegetación y la reconstrucción paleoambiental que nos permite conocer las condiciones climáticas (ver figura 5.1).

5.1 Extracción de sondeo lacustre, muestreo y almacenaje

En el año 2005, el equipo de “Limnogeología y Cambio Global” (actualmente llamado “Paleoambientes Cuaternarios”) del Instituto Pirenaico de Ecología (IPE-CSIC), en colaboración con la Asociación de Amigos de las Lagunas del Cañizar (ASALCA), solicitó la realización de un sondeo de investigación en la localidad de Villarquemado, dentro del Monte de Utilidad Pública nº 276 “El Prado”.

A finales de septiembre de 2005, se llevó a cabo una campaña de extracción de sondeos por parte del grupo de “Paleoambientes Cuaternarios” dentro del departamento de “Procesos geoambientales” del IPE-CSIC en la que se recuperó un testigo de sedimento de 74 m de longitud, en unos campos de cultivo cerca de la localidad de Villarquemado (Teruel).

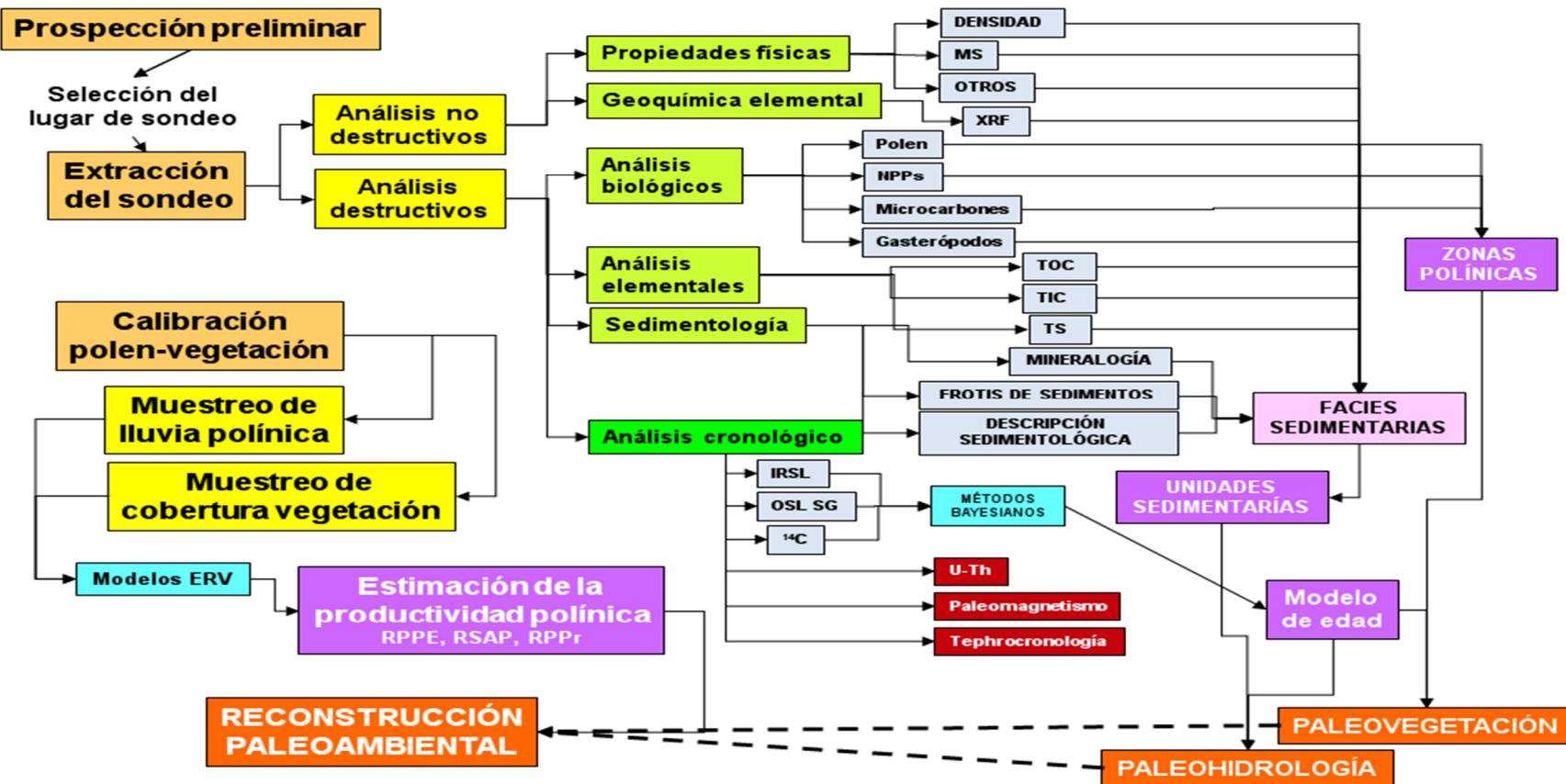


Figura 5.22: Diagrama de flujo con el resumen de la metodología utilizada en este trabajo. Abreviaturas: MS=Susceptibilidad Magnética, XRF=Fluorescencia de Rayos X. NPPs=Palinomorfos No Polínicos. TOC=Carbono Orgánico Total, TIC=Carbono Inorgánico Total, TS=Azufre Total, IRSL= Luminiscencia Estimulada por Infrarojos. OSL SG= Luminiscencia Estimulada Opticamente *Single-Grain*. U-Th=Uranio-Torio. AMS ^{14}C : Radiocarbono ampliado con espectrómetro de masas. ERV=Extended R-Value. RPPE=Estimación de Productividad Polínica Relativa. RSAP=Relevant Source Area of Pollen. RPPr. Productividad Polínica Relativa en cada sitio r.

El lugar elegido resultó de una serie de estudios históricos, geomorfológicos e hidrológicos llevados a cabo por José Carlos Rubio para su Tesis Doctoral (2004), en los que se había demostrado la presencia de una laguna en la antigüedad. Como existían propuestas para la recuperación del humedal, se decidió sondear el lugar previamente a la inundación del terreno. En primera instancia se acudió a la campaña con un extractor manual, pero a la vista del potencial y la complejidad de las maniobras de extracción, se contrató un camión de sondeos (figura 5.2d) de la empresa RED CONTROL SL de Massanassa (Valencia), que entre el 26 de septiembre y el 5 de octubre de 2005 logró extraer los mencionados 74 m de sedimento vertical en 149 secciones. La extracción del sondeo debió interrumpirse por colapso cuando capas de arenas se introdujeron en el orificio del sondeo e impidieron más maniobras, por lo que existen probabilidades de que el relleno sedimentario de la cuenca sea mayor.

La campaña fue financiada por fondos procedentes de proyectos de investigación del IPE-CSIC y por el Departamento de Medio Ambiente de la Diputación General de Aragón. El diámetro del sondeo era de 12 cm en maniobras simples y 53 mm en maniobras inalteradas con tubo de PVC (figura 5.2a).

Para el estudio de esta secuencia se ha empleado la habitual estrategia multiproxy llevada a cabo por el equipo del IPE-CSIC (Valero-Garcés et al., 2010; González-Sampériz et al., 2009; Moreno et al., 2009; Morellón et al., 2008; Corella et al., 2013, Oliva-Urcia et al., 2013; Barreiro-Lostres et al., 2014, 2015). En el diagrama de flujo de la figura 5.1 se muestra el resumen de la metodología utilizada por nuestro grupo de investigación.

Una vez extraído el sondeo, fue transportado al IPE-CSIC, donde se almacenó en condiciones adecuadas de refrigeración hasta que se procedió a su apertura longitudinal. Una mitad está almacenada intacta en el repositorio de sondeos del IPE-CSIC como material de archivo en previsión de futuras necesidades o técnicas, y la otra mitad (material de trabajo), ha sido descrita, fotografiada (usando un DMT Core Scanner con cámara GEOTEK), analizada con un XRF (escáner con fluorescencia de rayos X) y muestrada para distintos análisis: i) granulometrías; ii) contenido en S, TIC y TOC; iii) mineralogía; iv) geoquímica en ICP en intervalos seleccionados; v) descripción litológica y sedimentológica a partir de frotis; vi) indicadores biológicos (principalmente polen y NPPs).

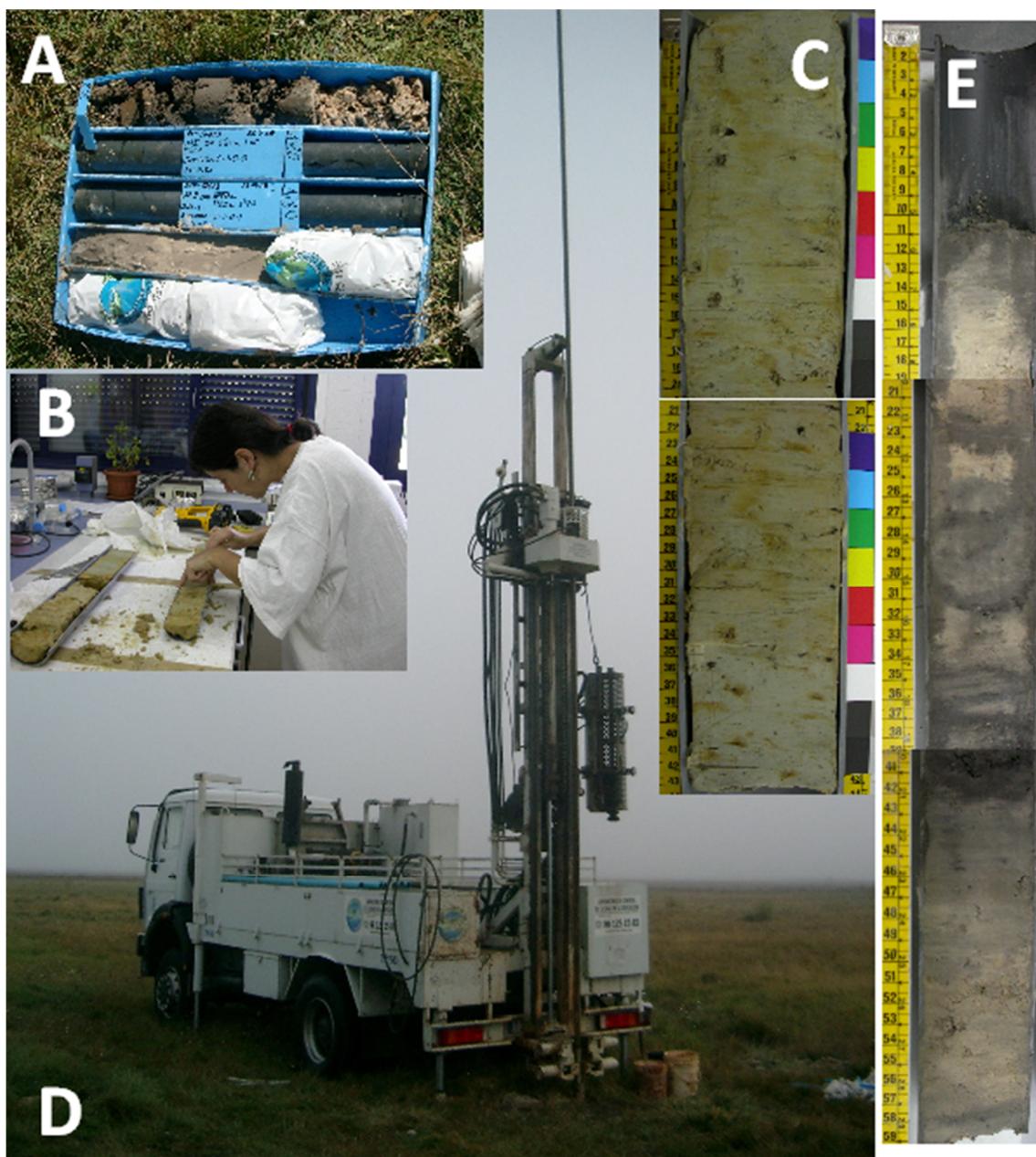


Figura 5.23: Fotos del trabajo de campo y gabinete. A: Cajas de sondeos con maniobras simples e inalteradas en tubos de PVC. B: Muestreando el sondeo para distintos análisis en el laboratorio. C: Imagen del sondeo con barros carbonatados bioturbados y con huellas de raíces. D: Camión de geotecnia realizando la obtención del sondeo. E: Imagen del sondeo con bandeados orgánicos.

5.2 Sedimentología

Un aspecto esencial en el estudio de sondeos lacustres es la descripción detallada e interpretación paleolimnológica de las facies sedimentarias. Un análisis sedimentológico detallado y completo es el mejor medio para resolver las ambigüedades de otros paleoindicadores y para crear un marco global de interpretación. Las facies sedimentarias

lacustres definidas por parámetros texturales, composicionales, biológicos y estructuras sedimentarias pueden adscribirse a medios de depósitos litorales o profundos, permitiendo estimar la paleobatimetría o el nivel del lago. El estudio sedimentológico incluyó una descripción detallada del color, estructuras y texturas sedimentarias, litología, tipo de secuencias presentes y análisis microscópico de frotis de sedimentos. Para la interpretación final de las facies sedimentarias se utilizan todos los indicadores posibles además de los obtenidos mediante la descripción visual: parámetros texturales (granulometrías) propiedades magnéticas (MS), carbono orgánico (TOC) e inorgánico total (TIC), azufre total (TS), mineralogía y geoquímica elemental. Por lo tanto, el análisis sedimentológico final incluye los resultados de estos indicadores en la interpretación ambiental e hidrológica de las facies sedimentarias.

- La resolución escogida para estos análisis ha sido:
- Muestreo para carbono orgánico e inorgánico y azufre (TOC, TIC, TS) cada 10 cm aproximadamente (678 muestras) en el analizador LECO-CS del IPE;
- Descripción de granulometría cada 20 cm;
- Mineralogía cuando se detectaban minerales;
- La susceptibilidad magnética a una resolución de 2 mm; adquiridas mediante un GEOTEK multisensorial en el LIRC, Universidad de Minnesota.
- El XRF a 5 mm de resolución de los 35 m superiores del sondeo y a 1 cm de resolución del resto; realizado con iTrax en el LLO, Duluth, Universidad de Minnesota.
- El análisis polínico se proyectó realizar cada 10cm, debido a las regiones estériles o imposibles de analizar por ser muestras para datar se ha conseguido una resolución media de 23.7 cm entre muestras (mediana=16.4 cm).
- Las facies fueron descritas basándose en la composición de sedimentos, texturas, color y observaciones de frotis de sedimentos, en cada unidad sedimentológica diferente.

Mediante el análisis con escáner de fluorescencia de rayos X (XRF) se obtuvieron las mediciones de las cuentas por segundo (cps) de los siguientes elementos: Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, As, Se, Rb, Sr, Y Zr, Ba y Pb.

5.3 Indicadores biológicos

5.3.1 Polen

La toma de muestras para el análisis palinológico consistió en la extracción de 5 cm³ de sedimento cada 10 cm o menos de profundidad a lo largo de todo el sondeo (fig. 5.2b). De entre todas las muestras procesadas se han seleccionado un total de 180 para la realización de este trabajo. Obteniendo muestras de la parte inferior (34,5-73,6m, 66-133,3 ka BP) del sondeo con intención de caracterizar el anterior periodo interglaciar MIS5, por su gran interés comparativo con su homólogo actual Holoceno pero sin la acción antrópica.

5.3.1.1 Procesamiento de extracción y aislamiento del polen.

Las muestras se prepararon en el Laboratorio de Palinología y Paleoindicadores Biológicos del IPE-CSIC de Zaragoza y otras en el Departamento de Biología Vegetal de la Facultad de Biología en la Universidad de Murcia. Se ha seguido el denominado Método Químico Clásico establecido por Delcourt et al.; 1959, Dimbleby 1985, modificado de acuerdo con Dupré (1988), González-Sampériz (2004) y Girard (1969), y adaptado a las características particulares de los sedimentos analizados. Para el cálculo de la concentración polínica se ha añadido un marcador en concentración conocida, esporas de *Lycopodium clavatum* (20848 esporas por pastilla) siguiendo la metodología diseñada por Stockmarr (1971).

5.3.1.2 Identificación del polen al microscopio.

El análisis microscópico consistió en el recuento de los granos de polen presentes en una lámina, asignándoles su correspondiente tipo taxonómico. Los taxones fueron identificados con la ayuda de las claves de Moore et al. (1991) y del atlas polínico de (Reille y Lowe, 1995). Para que el recuento polínico pueda considerarse estadísticamente válido, debe haber una variedad mínima de 20 taxones diferentes y un número mínimo de 300 granos de polen terrestre total. La identificación de base se realizó con microscopía óptica convencional en campo claro con un microscopio Leica DM750 y mediante microscopio con puente de comparación Leica FS CB que permite la comparación del espécimen fósil con el polen caracterizado de la colección de referencia en el mismo campo de visión (figura 5.3). Las fotos se han realizado con la cámara Leica DFC295 y con el software Leica Application Suite.

5.3.1.3 Representación de los diagramas polínicos

Una vez realizado el recuento, los datos obtenidos se representan gráficamente con ayuda del programa Psimpoll 4.27 (Bennett, 2009) y un software de dibujo habitual (*Inkscape*, *Corel Draw*, *Adobe Illustrator*, etc). La representación consiste en construir series de gráficas con las curvas porcentuales de cada taxón o grupo de taxones, ya sea frente a la profundidad o a la edad de cada muestra, para poder comparar la evolución de cada grupo a lo largo de la secuencia estudiada y observar los distintos cambios. Se ha realizado un análisis de Cluster tipo CONISS en el mismo programa Psimpoll 4.27 (Grimm, 1987)

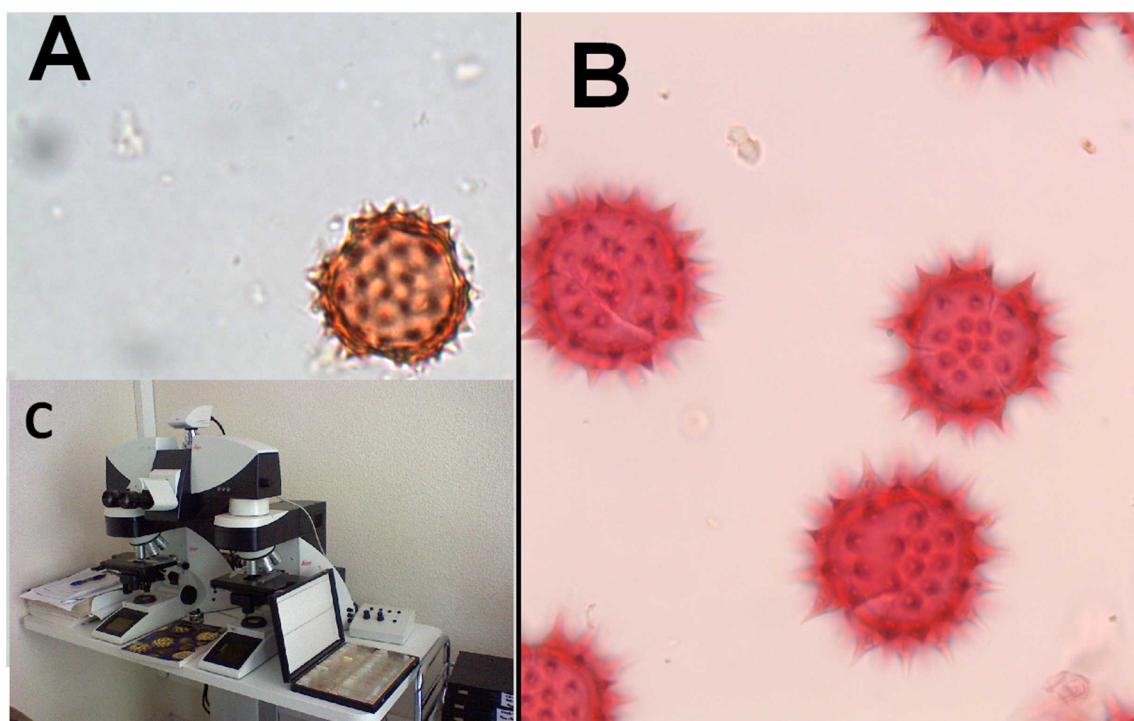


Figura 5.24: Imagen tomada con microscópio con puente de comparación (C). Se visualiza en el mismo campo de visión la pletina A con el polen fósil incógnita y la pletina B que vamos probando de nuestra colección de referencia hasta alcanzar su correcta identificación

5.3.2 Palinomorfos No Polínicos (NPP)

Además se han considerado la identificación y recuento no sólo de granos de polen, sino también de esporas de criptógamas y otros microfósiles de origen animal o de afinidad biológica desconocida, denominados elementos no polínicos (NPPs = *Non Pollen Palynomorphs*) que aportan información sobre aspectos ambientales o hidrológicos (Van Geel 2002).

5.4 Cronología, métodos de datación y modelos de edad.

Se han aplicado varios tipos de técnicas de datación en la secuencia del Cañizar con el objetivo de obtener el mejor modelo de edad posible. A continuación se describe cada técnica de datación, la metodología detallada de muestreo (número de muestras, criterio de selección de las muestras, etc.), los procedimientos químicos y el equipamiento necesario.

5.4.1 Radiocarbono ^{14}C

Un total de 24 dataciones de radiocarbono se utilizaron para la cronología (Tabla 6.1). Tres de ellos fueron analizados en el laboratorio Beta Analytic (Florida, EE.UU.) y todas las demás mediciones se llevaron a cabo en el Laboratorio de Radiocarbono Poznan (Polonia). Todas las muestras de sedimentos se analizaron mediante Acelerador de Espectrometría de Masas (AMS). Todas las muestras datadas corresponden a sedimentos con materia orgánica en bruto debido a la ausencia de macro-restos orgánicos terrestres. Las muestras para analizar fueron extraídas en conjuntos de capas sedimentarias de 1 cm de espesor en intervalos caracterizadas por relativamente alto contenido orgánico como se indica por los valores de carbono orgánico total (TOC) y de facies sedimentarias (Fig 7.1). Fueron necesarios análisis y descripciones macroscópicas detalladas de las secciones del registro, y la observación microscópica de frotis de sedimento con el fin de elegir los intervalos que probablemente contuviesen más restos terrestres. Tres dataciones se realizaron en el sondeo manual VIL05-1A, y todas las demás en el sondeo largo extraído con camión VIL05-1B-1T (Tabla 6.1).

5.4.2 IRSL y OSL

En capas de siliciclásticas se utilizó la técnica de Luminiscencia Ópticamente Estimulada, OSL por sus siglas en inglés (*Optically Stimulated Luminescence*), y Luminiscencia Estimulada por Infrarrojos, IRSL (*Infra-Red Stimulated Luminescence*). Este método calcula el tiempo que lleva un mineral (grano de cuarzo o feldespato) sin estar expuesto a la luz, midiendo los electrones emitidos por algunos elementos del sedimento circundante que han quedado atrapados en imperfecciones de la ultraestructura cristalina del mineral. El mineral, al transportarse, quedó expuesto a la luz de modo que los electrones que tenía atrapados se liberaron (blanqueo o reseteamiento). El número de electrones atrapados aumenta con el tiempo, por lo que puede calcularse el momento en el que estuvo expuesto a la luz por última vez. Ya en el laboratorio, en condiciones

controladas (Bøtter-Jensen and Duller 1992), y teniendo en cuenta la tasa de radiación específica del sedimento (de fondo) y otros parámetros como la saturación de agua del material, se estimula con luz de longitud de onda determinada y se mide la intensidad de luminiscencia "natural", que es proporcional a la energía de radiación iónica absorbida desde el enterramiento. Se tomaron dieciséis muestras, de las cuales dos aportaron resultados nulos (Tabla 6.1). Se extrajeron a partir de secciones sin abrir y abiertas que previamente habían permanecido envueltas y almacenadas en cámara fría desde la extracción en el campo. El muestreo se centró en las capas sedimentarias más homogéneas, entre 18 y 74 m, con el fin de minimizar las incertidumbres en la estimación de la tasa de dosis gamma y seleccionando horizontes sedimentarios que contenían cantidades suficientes de minerales de silicato de tamaño limo o arena. Se seleccionaron bloques de 5-15 cm de longitud vertical cortadas a partir de secciones de 60 cm de largo con cuchillo y fueron envueltos en bolsas a prueba de luz para su transporte. Además, se extrajeron muestras de sedimento en bruto colindantes de cada una para determinar y tasar la dosis de fondo y realizar análisis del contenido de agua para calibrar las mediciones. Después de transferir las muestras a los laboratorios de dataciones de luminiscencia sin recibir luz, se retiraron los dos primeros centímetros de capa externa de cada bloque de sedimento para su posterior procesamiento. Para la estimación de dosis de entierro se prepararon granos gruesos (212-250 micras o 180-250 micras) de cuarzo y de granos finos (2-10 mM) de fracciones poliminerales usando procedimientos estándar (Aitken, 1998). Se utilizó ácido fluorhídrico al 48% durante 40 minutos para eliminar las capas externas de alfa-irradiados de los granos de cuarzo.

Cinco de las muestras fueron datadas usando luminiscencia estimulada por infrarrojo (IRSL) con métodos de alícuotas multi-grano tradicional, en un laboratorio de datación comercial (Universidad Autónoma de Madrid). Los resultados de estas muestras se publicaron previamente (Moreno et al., 2012).

Las dosis de fondo fueron calculadas a partir de la media ponderada de 10 replicas estimadas por muestra. Las edades IRSL finales se han calculado dividiendo los valores medidos por sus respectivas tasas de dosis ambiental.

La información disponible sobre los procedimientos analíticos utilizados para obtener estas edades IRSL *multi-grain* es relativamente limitada, por lo que es difícil evaluar su idoneidad general. Para cotejar la validez de estas cronologías, y para extender

la cobertura temporal, posteriormente se analizaron nueve muestras adicionales, utilizando una técnica más precisa de datación con luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) a granos individuales de cuarzo (*Single-Grain*).

Para las dataciones OSL *Single-Grain* se midieron entre 900 y 1300 granos individualizados de cuarzo por muestra. Del 6 al 9% de estos granos se consideraron adecuados para la determinación de la edad después de aplicar los criterios de control de calidad de cada grano descritos en Arnold et al. (2012). Se calculó la sobredispersión para evaluar el grado de blanqueamiento de las muestras (Olley et al., 2004; Arnold & Roberts de 2009; Arnold et al., 2011) y se determinó la dosis de fondo usando MAM-4 (Galbraith et al., 1999) teniendo en cuenta la saturación hídrica de cada muestra.

Se ha generado el modelo de edad tan solo a partir de los resultados de las técnicas de datación de radiocarbono y luminiscencia, además incorporando nuevos enfoques con el fin de intentar completar y constreñir las incertidumbres producidas sobretodo por la luminiscencia. La metodología para la generación del modelo de edad se comentará más adelante, sin embargo se han intentado otras técnicas de datación que no han ofrecido resultados satisfactorios y útiles para el modelo de edad. Estas se describen en profundidad para contribuir al conocimiento para la comunidad científica de las dificultades que pueden surgir con estas técnicas en sondeos con estas características.

5.4.3 U-Th

Ocho muestras se seleccionaron para ser procesadas, de las cuales dos no pudieron finalizar todo el proceso para la obtención de la datación. Por lo que seis muestras de sondeo se utilizaron para dataciones de U-Th donde los sedimentos presentaban la composición geoquímica más adecuada para esta técnica, es decir carbonatos puros, ya sean biológicos o autigénicos (Tabla 6.1). Aunque datar carbonatos de conchas (como gasterópodos o bivalvos) es posible, el desarrollo de un modelo de edad de estas dataciones es problemático debido a que muchos factores controlan la absorción o pérdida de U del material biológico (Bischoff y Cummins 2001; Placzek et al., 2006). Además, el normalmente alto contenido ^{232}Th indica la presencia de partículas detríticas, por lo tanto las muestras no son suficientemente puras y limpias, y no pueden garantizar totalmente que el ^{230}Th utilizado para calcular la edad viene sólo de la desintegración de ^{238}U ya que puede proceder también de minerales de arcilla asociados a las fracciones detríticas. Se priorizó entonces en los sedimentos donde los pequeños clastos de

carbonatos parecían precipitados alrededor de las hojas o tallos de plantas que vivieron en los márgenes del lago, ya que estos podrían derivarse de pequeños fragmentos de carbonato cementado de Characeae fósiles. Además, se seleccionaron gasterópodos bien conservados de diferentes profundidades del registro (Tabla 6.1). Desafortunadamente, el número de gasterópodos o de "revestimiento de carbonato" nunca fue suficiente para alcanzar el peso mínimo necesario para un buen análisis de U-Th por ICP-MS (ca. 100 mg) y varias muestras tuvieron que ser mezcladas (Tabla 6.1). Con esa decisión se perdía claramente resolución y precisión en la cronología, pero era la única opción para obtener, a pesar de una alta incertidumbre, la edad de algunas de las muestras.

El procedimiento químico utilizado para separar el Urano del Torio es similar al descrito en Edwards et al. 1987 y se llevó a cabo en laboratorios de la Universidad de Minnesota (EE.UU.). Se limpiaron los restos de carbonato y gasterópodos eliminando físicamente cualquier detrito adherido. Se tritura la muestra. El polvo de calcita se disuelve con ácido nítrico, se añade una mezcla de marcadores $^{229}\text{Th}/^{233}\text{U}/^{236}\text{U}$, y se seca la muestra. Después de la adición de una solución de cloruro de Hierro, se añade NH₄OH gota a gota hasta que el Hierro precipita. La muestra se centrifuga a continuación para separar el Hierro del resto de la solución y el líquido sobrenadante se elimina. Después de cargar la muestra en las columnas que contienen resina aniónica, se añade HCl para diluir el Torio y se añade agua para diluir el Urano. Con el Urano y el Torio separados, cada muestra se seca hacia abajo y se añade ácido nítrico diluido para la inyección en el ICP-MS. Los análisis se realizaron por medio de espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS *inductively coupled plasma mass spectrometry*) en un Finnigan-MAT Element equipado con un imán de campo sectorial de enfoque doble en geometría invertida Nier-Johnson (*double focusing sector-field magnet in reversed Nier-Johnson geometry*) y un solo multiplicador MASCOM de laboratorios de la Universidad de Minnesota. El instrumento se programó a baja resolución y en el modo de salto de picos electrostáticos (*electrostatic peak hopping mode*). Más detalles sobre los procedimientos instrumentales se explican en Shen et al., 2002.

5.4.4 Tefrocronología

Mediante la detección y caracterización geoquímica de *cryptotephra* depositados en el registro se puede correlacionar con el mismo *cryptotephra* depositado en otro registro con una constricción temporal establecida y asignar esa datación a la profundidad del depósito volcánico.

Se tomaron muestras de forma contigua y se analizó el contenido en *cryptotephra* en el intervalo de 4 a 23m de profundidad del sondeo.

Numerosas técnicas han sido empleadas para detectar *cryptotephras* en registros sedimentarios. Estas técnicas utilizan enfoques tanto directos (por ejemplo, extracción de vidrio volcánico) como indirectos (por ejemplo, señales magnéticas). En el registro del Cañizar hemos recurrido al método propuesto por Turney et al. (1997), Turney (1998) y Blockley et al. (2005), que implica una separación por densidad escalonada (*stepped density separation*) utilizando líquido pesado inerte de politungstato de sodio (SPT). En primer lugar una 'limpieza' de fragmentos flotantes (gravedad específica de 1,98 g/cm⁻³) se realizó para eliminar las sustancias orgánicas y diatomeas, y posteriormente una «extracción» de fragmentos flotantes (peso específico de 2,55 g/cm⁻³) para separar los fragmentos tefra de material minerogénico más pesado. Este método tiene desventajas inherentes, tales como la no extracción de fragmentos de vidrio con una gravedad específica mayor que las densidades SPT utilizadas, tales como vidrio basáltico, que tienen alto contenido en hierro. A pesar de esta limitación los valores de gravedad específica antes citados han sido cuidadosamente probados por Blockley et al. (2005) para mostrar la extracción óptima de la mayoría de los fragmentos de tefra encontrados en varias fuentes volcánicas europeas (por ejemplo, islandesas, italianas y Eifel).

Hemos elegido para analizar la fracción de sedimento entre 15µm y 125µm. 25µm se utiliza comúnmente para estudios *cryptotephra* como el tamaño del tamiz más pequeño (Blockley et al., 2005), aunque algunos investigadores utilizan fracciones de tamizado más pequeños para maximizar el número de fragmentos (por ejemplo Kuehn y Froese, 2010) en particular cuando los sitios son muy distales del origen volcánico y de los ejes de dispersión usuales.

5.4.5 Paleomagnetismo

La inversión del campo paleomagnético de la Tierra a lo largo del tiempo se establece en la escala geomagnética global (GPTS, Gradstein et al., 2004) y se utiliza como una herramienta geo-cronológica (Opdyke y Channel, 1996). Además, para el último cron normal (cron Brunhes: ~780 ka BP) se han encontrado hasta 5 excursiones del campo magnético (Channell, 2006). Recientemente, una de estas excursiones, la excusión Blake (~120 ka BP) ha sido datada radiométricamente en un espeleotema entre 112 a 116,5 ka BP (Osete et al., 2012). Con el fin de limitar mejor la edad en la secuencia

del Cañizar, se llevó a cabo un estudio paleomagnético en el intervalo donde la sedimentología cambiaba de Unidad VII a VI (desde 53 a 56.5 m) y nos sugería encontrarnos en ~120 ka BP.

Muestra Pmag	Número sección	Profundidad sección (cm)	Profundidad compuesta (m)	Características
VI01	102	6-8.5	53,01	limo gris (clindro)
VI02	102	16-18	53,10	limo gris, cubo tallado
VI03	102	26-28	53,18	limo gris, cubo tallado
VI04	102	36-38	53,27	limo gris, cubo tallado
VI05	102	46-48	53,35	limo gris, cubo tallado
VI06	102	56-58	53,43	limo gris, cubo tallado
VI07	103	5-7	53,51	limo gris, cubo tallado
VI08	103	15-17	53,59	limo gris, cubo tallado
VI09	103	25-27	53,68	limo gris, cubo tallado
VI10	104	2-4	53,80	limo gris, caja plástico
VI11	104	12-14	53,89	limo gris, cubo tallado
VI12	104	22-24	53,97	limo gris, cubo tallado
VI13	104	32-34	54,06	limo gris, cubo tallado
VI14	105	6-8	54,17	limo gris, cubo tallado
VI15	105	16-18	54,25	limo gris, cubo tallado
VI16	105	26-28	54,33	limo negro, cubo tallado
VI17	105	36-38	54,42	limo negro, cubo tallado
VI18	105	46-48	54,50	lutita negra, cubo tallado
VI19	105	56-58	54,59	lutita negra, cubo tallado
VI20	106	5-7	54,67	lutita negra, cubo tallado
VI21	107	6-8	55,02	Caja algo removida, negra
VI22	107	17-19	55,12	limo ocre, cubo tallado
VI23	107	27-29	55,22	limo ocre, cubo tallado
VI24	107	37-39	55,31	negro, caja pl.
VI25	107	53-55	55,45	negro, caja pl.
VI26	106	26-28	54,86	negro, caja pl.
VI27	108	10-12	55,63	ocre, cubo tallado
VI28	108	20-22	55,73	negro, caja pl.
VI29	108	29-31	55,81	ocre-negro limoso, c tallado
VI30	108	40-42	55,91	ocre arenoso, caja pl.
VI31	108	46-48	55,97	ocre arenoso, caja pl.
VI32	109	11-13	56,17	ocre arenoso, c. Tallado
VI33	109	42-43	56,45	ocre arenoso, c. Tallado

Tabla 1.4.5: Listado de muestras extraídas para datar mediante análisis paleomagnético.

El objetivo del estudio paleomagnético fue determinar la profundidad donde se encuentre una polaridad inversa consistente. Debido al hecho de que el registro del

Cañizar no está orientado, sólo se puede tener en consideración la inclinación paleomagnética (no la declinación). Además, es de esperar que la declinación paleomagnética es similar para las muestras de la misma sección si el componente paleomagnético estable calculado es primario; es decir, que se adquiere en el momento de la deposición de los sedimentos (magnetización detrítico remanente DRM).

Treinta y tres muestras fueron tomadas cada 10 a 20 cm a lo largo del intervalo de profundidad desde 53 a 56. 5 m (Tabla 5.4.5), cortando en la hemisección del sondeo con un cuchillo de cerámica en cubos de 2 cm. La mayoría de las muestras eran limos grises (19 muestras), también hay arenas marronáceas de grano fino (4 muestras) y arcillas negras (10 muestras). Los análisis se realizaron en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Burgos, España. Se utilizaron 2-G criogénico con bobinas automatizadas de desmagnetización de campo alterno para medir la remanencia y para llevar a cabo paso a paso el procedimiento de desmagnetización. Tres muestras fueron desmagnetizadas térmicamente pero los resultados fueron buenos en la desmagnetización AF, por lo tanto, se prefirió este procedimiento. El cálculo de los componentes paleomagnéticos se hizo con Remasoft (Chadima et al., 2009), que sigue el análisis de componentes principales de Kirsvink (1981).

5.4.6 Construcción del Modelo de edad

5.4.6.1 Modelos de edad preliminares

Se obtuvo una cronología preliminar para toda la secuencia considerando nueve dataciones ^{14}C y cinco IRSL obtenidos en la Universidad Autónoma de Madrid (Moreno et al., 2012). El modelo de edad fue desarrollado utilizando la interpolación lineal entre todas las dataciones de radiocarbono y IRSL. La base de la secuencia fue datada en ca. 120 ka BP, teniendo en cuenta la datación OSL basal de 120808 ± 8209 años BP. Las dataciones U/Th no se incluyeron en el modelo ya que no eran coherentes con las fechas OSL y otros inconvenientes (mirar capítulo 6). La robustez de este modelo de edad se vio reforzada por la coherencia entre la datación AMS ^{14}C en 19.12 m (40241-42937 cal años BP) con la OSL en 18.33 m (40421±3.468 cal años AP).

Un segundo modelo agregó tres dataciones AMS más (12 en total) para los primeros 20 m de la secuencia y utilizó las cinco dataciones IRSL previas para los restantes 54 m (González-Sampériz et al., 2013). Las dataciones ^{14}C AMS fueron calibradas con Calib 6.11 (Stuiver y Reimer, 1993) utilizando la curva IntCal09 (Reimer et al., 2009) y el

modelo de edad se construyó siguiendo Heegard et al. (2005). Aunque la resolución para el Holoceno mejoró, el modelo de la edad para el resto de la secuencia era similar. La base de la secuencia podría datarse entre finales del MIS6 y MIS5 (130-110 ka BP), debido a los grandes errores asociados a las dataciones basales IRSL.

Un modelo de edad más detallado para el Holoceno se obtuvo con estas cinco dataciones AMS ^{14}C en el sondeo VIL-05-1B y tres más AMS ^{14}C en el sondeo paralelo más corto VIL-05-1A. De nuevo fueron calibrados usando Calib 6.11 (Stuiver y Reimer, 1993) utilizando los conjuntos de datos de calibración IntCal09 (Reimer et al., 2009) y en esta ocasión la interpolación lineal para la composición del modelo de edad-profundidad se obtuvo utilizando el paquete de software Clam para modelados clásicos no bayesianos (Blaauw, 2010). El modelo cronológico mostraba una tasa de acumulación bastante constante, ca. 0.049 cm/a, que abarca desde ca. 13600 a aproximadamente 470 años cal BP.

5.4.6.2 *Enfoque Bayesiano para el modelo de edad-profundidad.*

Los modelos de edad preliminares mostraron claramente la falta de linealidad en las relaciones edad-profundidad. Esta es una característica común en las secuencias terrestres, donde muy a menudo, las dataciones de radiocarbono calibradas presentan distribuciones de probabilidad irregulares. A partir de nueve nuevas dataciones OSL *single-grain* (14 de luminiscencia en total), decidimos generar un nuevo modelo de edad-profundidad combinándolo con las trece dataciones ^{14}C AMS aplicando metodologías de inferencia Bayesiana (Blockley et al., 2008; Ramsey, 2009; Blaauw et al., 2010; Blaauw y Christen, 2011; Hogg et al., 2011; Goring et al., 2012). El calibrado de dataciones de radiocarbono se realiza automáticamente utilizando la curva de INTCAL13 (Reimer et al., 2013) con el software BACON v2.2 para el enfoque bayesiano (Blaauw & Christen 2013). Este procedimiento se basa en métodos de integración Monte Carlo, que utilizan un esquema de actualización de Markov (Markov Chain Monte Carlo o MCMC) (Heaton et al., 2009). El fundamento de este método implica la construcción de un modelo deposicional que refleje unas relaciones edad-profundidad más realistas. De hecho, el proceso de acumulación puede ser en realidad modelado teniendo en cuenta que la tasa de sedimentación en cada profundidad es un promedio ponderado de las profundidades anteriores (Blaauw y Christen, 2011). El análisis cronológico Bayesiano considera la información previa sobre el comportamiento de la tasa de acumulación, que sirve para

calcular la función de probabilidad principal que modelará la relación edad-profundidad a lo largo de cada tramo de la secuencia.

El modelo cronológico del Cañizar se obtuvo utilizando el software Bacon (Blaauw y Christen, 2011). Este software controla las tasas de acumulación utilizando un modelo semi-paramétrico autorregresivo gamma con un número arbitrario de subdivisiones a lo largo de la secuencia sedimentaria. Esto implica añadir el conocimiento previo sobre la evolución (α) de las tasas de acumulación, que sirve como un factor de suavizado para las series de edad, seguido de un ajuste automático del MCMC con el fin de construir los rangos de robustez y valores atípicos del modelo edad. Esto último implica un algoritmo adaptativo que aprende del proceso de modelado para ajustar automáticamente la simulación MCMC (Blaauw y Christen, 2011). Por lo tanto, el modelo incluye como prerequisito el hecho conocido de que las diferentes secciones de la secuencia tienen diferentes tasas de acumulación. Esto significa que reducidas variaciones en las tasas de acumulación a lo largo del depósito implica una alta "memoria", o la dependencia interna entre las secciones de la secuencia. Por lo tanto, este procedimiento exige la introducción de la tasa de acumulación media esperada (β) y la previa para la variabilidad de la tasa de acumulación, o "memoria". Además, es necesario definir el número de secciones del sondeo en el que se repetirá el proceso de MCMC.

Carecemos de información a priori precisa sobre las tasas de acumulación de la secuencia, y dada la longitud de la secuencia y la variabilidad en facies sedimentarias (ver capítulo 7), generar el modelo cronológico es un reto ya que la velocidad de sedimentación sin duda ha cambiado a lo largo de la secuencia. Hemos establecido el número de divisiones en la secuencia del Cañizar en 98 lo que implica que el proceso MCMC es más o menos renovado cada 75 cm y que la variabilidad del proceso de sedimentación es relativamente alta (resistencia de "memoria"=450; correlación media=0,9). Fijamos nuestra tasa de acumulación previa con una distribución gamma con forma 2 (α) y media 20 (tasa de acumulación=20 años/cm).

5.4.6.3 Establecimiento de edad con los parámetros orbitales.

Ante la escasez de restricción cronológica en el intervalo entre 30 y 50 metros de profundidad con dos dataciones nulas (ver tabla 6.1) y tres dataciones de luminiscencia con resultados similares en torno a 72 ka BP (71.7 ± 9.5 a 31.6m, 73.3 ± 6.4 a 36.55m y 72.4 ± 5.1 a 48.9m ver tabla 6.1) en estos 20 metros, se decidió realizar un anclaje manual

(tuning) asignando a la profundidad compuesta de 37m el valor de 70 ka BP de edad, que es la fecha generalmente asignada a la transición al Pleniglacial Würm (MIS4), ya que en la secuencia del Cañizar se registra un gran cambio de unidad sedimentaria de Unidad VI a V que se caracteriza por la retirada de los humedales y la progradación de los lago clástico y abanicos aluviales sobre las zonas distales de la cuenca lacustre (ver capítulo 7) y un cambio brusco en el espectro polínico al desaparecer *Juniperus*, *Quercus perennifolio* y *Artemisia*, así como todos los taxa arbóreos, menos *Pinus sylvestris* y *Quercus caducifolios*, así como Brassicaceae (ver capítulo 9), que suponemos que se relaciona con la entrada al pleniglacial global (ver capítulo 2.3). Este anclaje cronológico manual se encuentra dentro de las probabilidades del trazado bayesiano, por lo que el modelo apenas se modifica del creado con el método bayesiano (fig. 6.2).

5.5 Calibración polen-vegetación

5.5.1 Métodos de trabajo de campo:

5.5.1.1 *Recopilación del polen y selección de taxa*

Hemos elegido seis taxa para Estimar la Productividad Polínica Relativa (RPPE=Relative Pollen Productivity Estimates) ya que son elementos característicos del Sistema Ibérico, buenos indicadores paleoambientales y han estado constantemente presentes a lo largo del registro paleoambiental del Cañizar (González-Sampériz et al., 2013, Aranbarri et al., 2014). Los taxa seleccionados son *Pinus spp* (mayoritariamente correspondiente a *P.sylvestris*, *P.pinaster*, *P.nigra*), *Quercus perennifolio* (*Q.ilex*, *Q.coccifera*), *Quercus marcescente* (*Q.faginea*), *Juniperus spp.* (*J.thurifera*, *J.phoenicia*, *J.communis*, *J.sabina*, *J.oxycedrus*), *Artemisia spp.* (*A.assoana*, *A.campestris*, *A.absinthium*) y Poaceae como taxón de referencia ya que encontramos esta familia en todas las comunidades del paisaje. Las especies mayoritarias de Poaceae en esta región son *Koelleria vallesiana*, *Brachipodium retusum*, *Festuca hystrix*, *Avenula bromoides*, *Festuca glauca*, *Brachypodium phoenicoides* y en la llanura de inundación paleolacustre encontramos *Phragmites australis*, *Agrostis stolonifera* y *Poa pratensis*.

La vegetación parcheada estépica-sabanoide, condicionada por el régimen climático semiárido continental y las restricción edáficas (Vicente-Serrano et al., 2012) implican la escasez de “colectores naturales de polen” apropiados como podrían ser los cepellones de musgos utilizado en numerosos estudios en biomas temperados, por ello hemos instalado trampas o captadores polínicos de tipo Tauber modificados con 5cm de diámetro de apertura (Tauber 1965 as Hicks & Hyvarinen 1986) situadas en diferentes comunidades que incluyesen alguno de los taxa involucrados. Se instalaron 12 trampas polínicas, el doble de trampas que de taxa que van a ser estimados (6), que es el mínimo recomendado con el fin de obtener RPPEs válidos mediante el método ERV (Mazier et al., 2008). Las trampas fueron distribuidas en puntos aleatorios dentro de 6 comunidades vegetales diferentes identificadas en el paisaje donde los taxa seleccionados eran representativos (figura 5.5.1 y tabla 5.5.2).

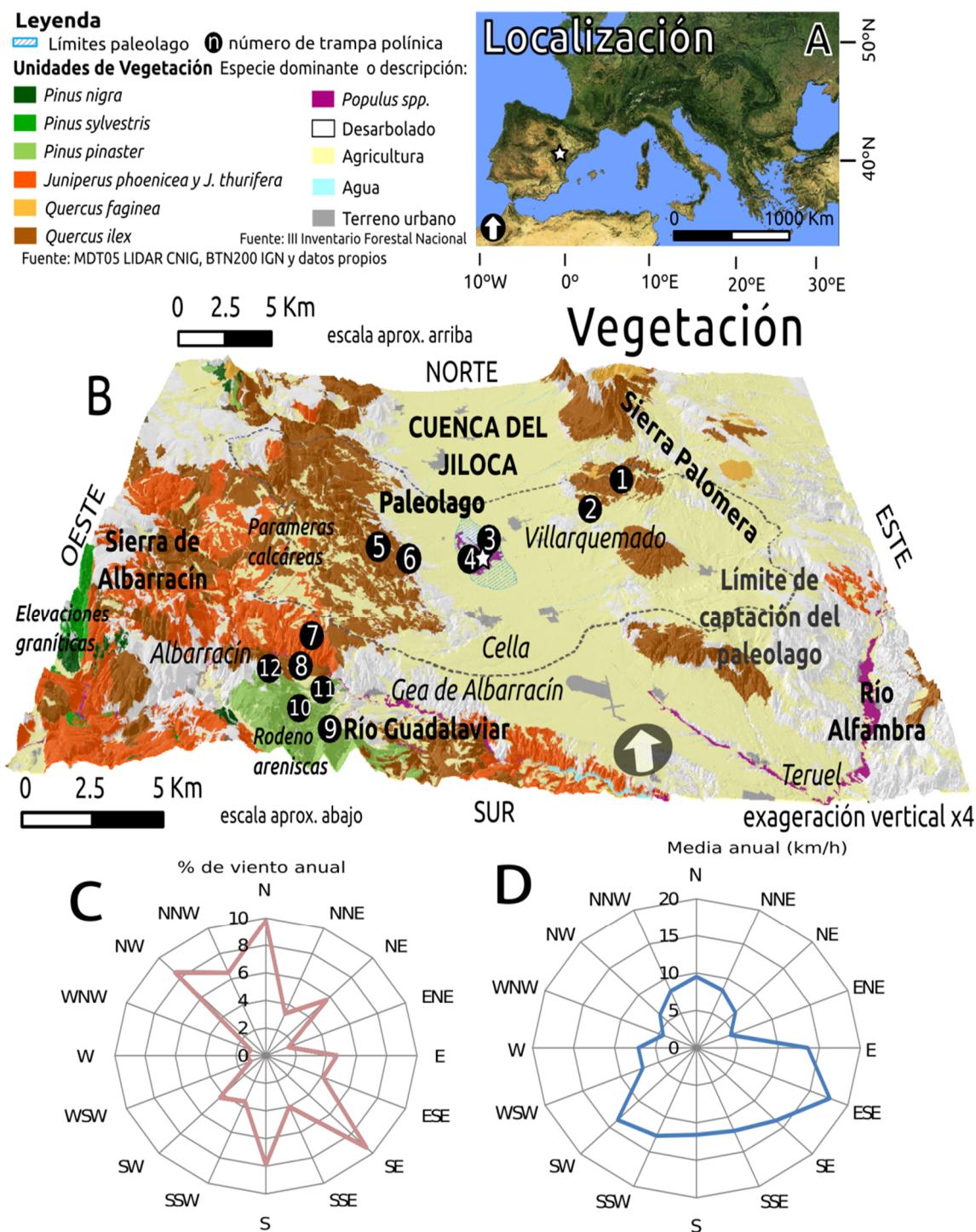


Figura 5.25: A: Mapa de localización. B: Mapa de vegetación mostrando las especies dominantes (con Modelo Digital de elevaciones con exageración vertical x4), topónimos, reconstrucción del área paleolacustre y localización de trampas polínicas. C: Diagrama del porcentaje direccional de viento anual. D: Dirección de la media anual de velocidad del viento.

Nº de trampa	Altitud m s.n.m.	Latitud Norte	Longitud Oeste	Orientación	Descripción de la comunidad vegetal (toponímia)
1	1152	40°32'40.5"	1°12'11.5"	NW	Quejigar y encinar (cerca de Sierra Palomera)
2	1124	40°31'44.2"	1°12'58"	W	Encinar (cerca de Sierra Palomera)
3	986	40°30'40.4"	1°17'0.9"	En llano	Llanura de inundación del paleolago del Cañizar (Este)
4	990	40°30'27.3"	1°17'38.7"	En llano	Llanura de inundación del paleolago del Cañizar (Oeste)
5	1178	40°30'10.5"	1°20'57.1"	E	Encinar (Cerro banderas)
6	1098	40°30'4.3"	1°20'14.9"	E	Encinar limitando con campos de cultivo (Cerro banderas)
7	1184	40°26'32.9"	1°22'32.8"	S	Sabinar-encinar en ladera de solana y calcárea (La Sabinosa)
8	1091	40°25'37.5"	1°22'48.5"	S	Sabinar-encinar en ladera de solana y calcárea (Peña Gotero)
9	1093	40°24'6.7"	1°22'16.5"	E	Pinar de Pinus pinaster (Rodeno de Albarracín)
10	1144	40°24'44.9"	1°23'12.3"	SE	Límite del pinar con sabinas y encinas (Peña Montadero)
11	1132	40°25'7.8"	1°22'21.8"	NE	Sabinar-encinar en ladera de umbría y areniscas (Barranco de Llanojera)
12	1088	40°25'52.9"	1°23'48.3"	N	Sabinar-encinar en ladera de umbría y areniscas (Barranco de Llanojera)

Tabla 5.5.2: Coordenadas de localización de las trampas polínicas, altitud, orientación y descripción de la comunidad vegetal.

Las trampas polínicas fueron instaladas en octubre de 2011 y recogidas en septiembre de 2012, recolectando un año de lluvia polínica. Las trampas se siguen manteniendo en su sitio para extender la serie temporal y obtener medias de múltiples años de influjo polínico, lo que reducirá los efectos de la meteorología interanual en la ecología de floración (Hicks 2001). Las 12 muestras de polen fueron procesadas siguiendo los procedimientos estándar modificados por Faegri and Iversen (1975), incluyendo acetolisis estándar (Moore et al., 1991) y separación con líquido denso Thoulet.

Se les añadió un marcador en concentración conocido, esporas de *Lycopodium clavatum* (20848 esporas por pastilla) siguiendo la metodología diseñada por Stockmarr (1972) por si necesitábamos calcular concentraciones. Los restos de polen fueron montados en glicerina e identificados a 630x aumentos. La identificación polínica fue llevada a cabo usando las claves de Moore et al. (1991) y las imágenes de Reille (1998) y la colección de referencia del Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC. Una suma total de 1000 pólenes terrestres identificados se tiene que obtener de cada muestra.

5.5.1.2 Muestreos de vegetación

La abundancia de cobertura de vegetación es medida en porcentaje alrededor de cada trampa polínica; para obtener relaciones polen-vegetación precisas necesitamos añadir el factor distancia a nuestra estimación de la cobertura de la vegetación. O sea, los porcentajes de vegetación necesitan ser transformados en distancia ponderada de abundancia de vegetación, DWPA (=Distance Weighted Plant Abundance) a través de la ecuación de Sutton – una simulación matemática de como las partículas son dispersadas en el atmósfera -, ponderando la presencia de cada taxón de acuerdo a su comportamiento aerodinámico estimado mediante la velocidad de caída del polen Pollen Fall Speed (PFS) (Prentice, 1985). PFS se obtuvo de la literatura académica (tabla 5.5.3) que obtuvieron aplicando la ley de Stoke (Gregory 1961) usando la medida del diámetro del grano de polen asumiendo que eran esféricos, o usando la corrección de Flack para partículas elipsoidales (Gregory 1961). De acuerdo con el modelo de Prentice-Sugita (explicado más adelante), la aportación de polen en la trampa polínica está relacionada linealmente con el DWPA que rodea la cuenca sedimentaria. Como los árboles fuente de polen alejados de la Cuenca tienen mucha menos influencia que los árboles fuente cercanos a la Cuenca, la correlación entre la aportación de polen y DWPA debería aproximarse a una

asíntota mientras el área de muestreo de vegetación se incrementa. El RSAP puede entonces ser definido como el área más allá de la cual esta correlación no mejora (Sugita 1994).

Taxa polínico	Familia	Velocidad caída (m/s)	Referencia	Especies en la región
<i>Pinus</i>	Pinaceae	0,031	Dyakowska (1936)	<i>P.sylvestris</i> , <i>P.pinaster</i> , <i>P.nigra</i>
<i>Quercus perennifolio</i>	Fagaceae	0,035	Eisenhut (1961)	<i>Q.ilex</i> , <i>Q.coccifera</i>
<i>Quercus marcescente</i>	Fagaceae	0,035	Eisenhut (1961)	<i>Q.faginea</i> , <i>Q.pyrenaica</i>
<i>Juniperus</i>	Cupressaceae	0,016	Eisenhut (1961)	<i>J.thurifera</i> , <i>J.phoenicia</i> , <i>J.communis</i> , <i>J.sabina</i> , <i>J.oxycedrus</i>
<i>Artemisia</i>	Asteraceae	0,01	Li et al. 2012	<i>A.assoana</i> , <i>A.campestris</i> , <i>A.absinthium</i>
Poaceae	Poaceae	0,035	Sugita et al. 1999	Mirar capítulo 4.4 Contexto geográfico – vegetación

Tabla 5.5.3: Velocidad de caída del polen de los taxa seleccionados para Estimar su Productividad Polínica Relativa (RPPE).

Por lo que el muestreo de vegetación debe cubrir un área más grande que el RSAP (Broström et al., 2004, 2005; Mazier et al., 2008) para obtener RPPE válidos. Previamente a los muestreos de vegetación se realizó una simulación (Sugita 1994; Sugita et al., 1999) usando paisajes hipotéticos introduciendo aproximaciones de la estructura y cobertura de vegetación del área de estudio (Hellman et al., 2009). Esta simulación aportó un RSAP de ~700 m de radio desde el centro del área de captación. Por lo que de cada trampa polínica hemos estimado la cobertura de la vegetación de cada taxón existente hasta un radio de 1500 m, (el doble de la simulación de RSAP calculada) utilizando una estrategia de muestreo anidada (Bunting et al., 2013) en tres escalas de resolución diferentes: de 0-10m, 10-100m y 100-1500m para obtener DWPA (Broström et al., 2008). Para los primeros 0-10m la cobertura de vegetación fue medida en detalle, registrando la cobertura dentro de anillos concéntricos de 1 m de ancho (Fig 5.5.4).

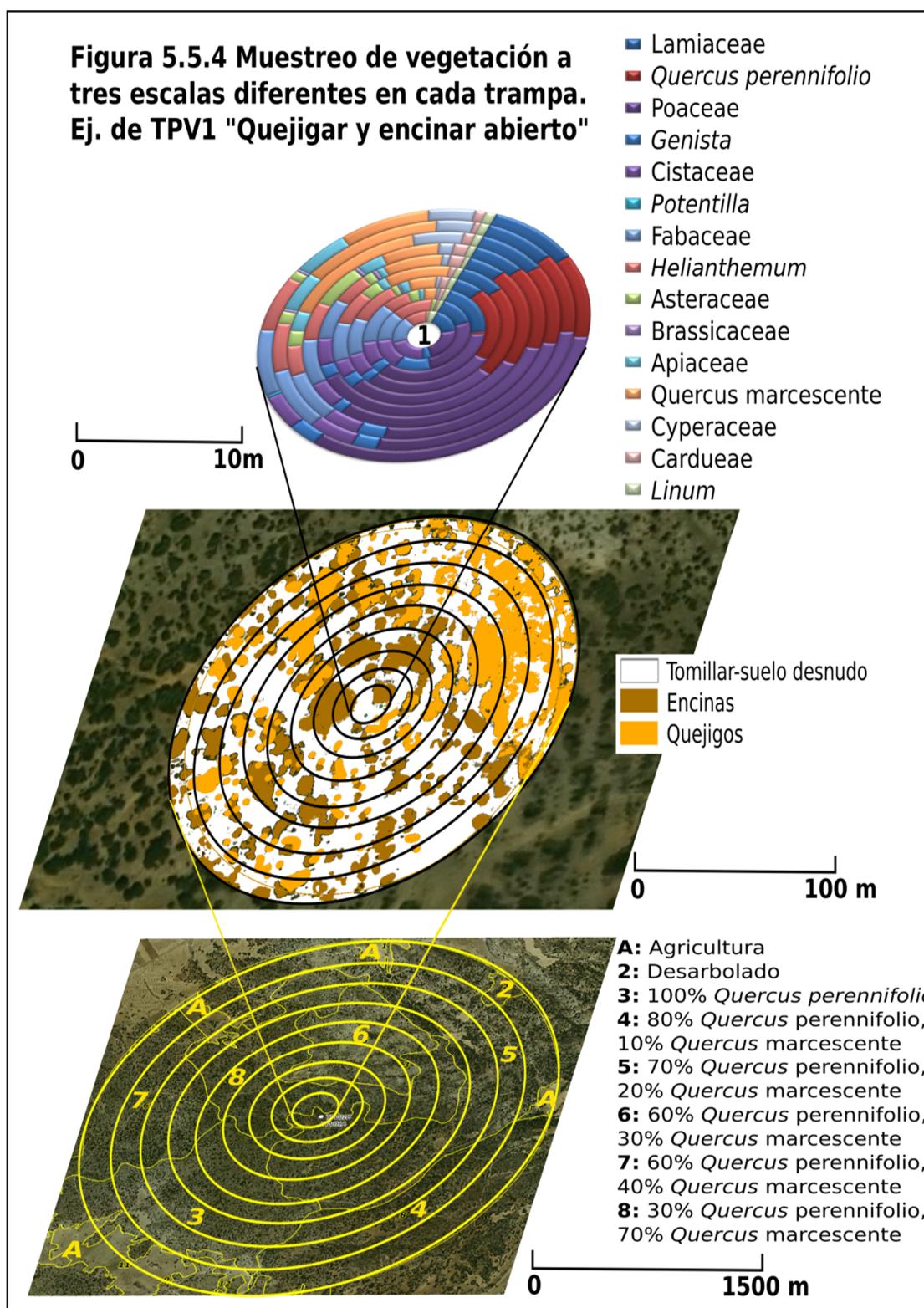


Figura 5.26: Muestreo de vegetación a tres escalas diferentes en cada trampa. Ejemplo de trampa TPV1 en la comunidad “Quejigar y encinar abierto”.

Las comunidades vegetales entre 10-100m fueron mapeadas en el campo marcando cada árbol y arbusto individualmente reconocible en la ortofoto. Los sketches de campo fueron escaneados y asignados a cada taxón mediante el software CommunityMap, que genera un archive que procesado mediante los programas Polflow y PolLog (incluidos en la Suite Humpol Software (Bunting & Middleton 2005)) permiten la obtención de las coberturas en anillos escalados necesarias para obtener los DWPA de estos árboles y arbustos. El estrato herbáceo y criptófito en la escala 10-100m fue realizado muestreando mediante tres mediciones aleatorias de cuadrados de 1 m² de cada comunidad distinta presente en los 100 m, extrapolando la media de estos porcentajes con los más precisos cálculos de los muestreos de estrato subarbóreo de los diez primeros metros. Desde 100-1500m se digitalizaron las capas poligonales del Tercer Inventario Forestal Nacional (2004) transformando los datos del mosaico a porcentajes de cobertura de árboles y arbustos en anillos concéntricos, y teniendo en cuenta la desidad de vegetación con respecto a suelo desnudo validándolo en observaciones de campo. Los sketches fueron escaneados y transformados a formato IDRISI utilizando CommunityMap software (Middleton sin publicar), después se utilizó PolFlow (dentro de HUMPOL Suite) para extraer los porcentajes de los anillos concéntricos. Todos estos datos fueron procesados en el formato adecuado utilizando PolERV (dentro de HUMPOL Suite) (<http://www.herb.hull.ac.uk/HUMPOL/>).

5.5.2 Bases de la dispersión y deposición polínica: Modelo de Prentice-Sugita.

La primera aproximación a la cuantificación de la relación polen-vegetación fue el modelo R-value por Davis (1963), que evolucionó al modelo extended R-value (ERV) de Parsons and Prentice (1981) y otros que lo siguieron (Prentice and Parsons, 1983; Prentice et al., 1987; Sugita, 1994), además del activamente aplicado Landscape Reconstruction Algorithm (LRA; Sugita, 2007a y b) y el Multiple Scenario Approach (MSA, Bunting and Middleton, 2009). Nosotros hemos aplicado el modelo ERV, combinado con el método de máxima verosimilitud (Lfs) (Prentice and Parson 1983; Bunting et al., 2004) para estimar el RSAP (Sugita 1994). Este modelo basado en iteraciones lineales, generalmente referido como Prentice-Sugita model, lineariza la relación entre la lluvia polínica y la vegetación que la produce usando la siguiente ecuación propuesta por Prentice (1985) y Sugita (1994)

$$y_{ik} = \alpha_i \psi_{ik} = \alpha_i x_{ik} + \omega_i$$

y_{ik}	Aportación polínica del taxón i en el sitio k
α_i	Productividad polínica de plantas del taxón i
ψ_{ik}	Término de dispersión del transporte de polen del taxón i al sitio k en el paisaje circundante
x_{ik}	Contribución del taxón i al conjunto de pólenes formados en el sitio k
ω_i	Contribución del taxón i al conjunto de pólenes formados en el sitio k

[Ecuación 1]

Tabla 5.4.5: Componentes de la Ecuación 1.

La variable dependiente (y_{ik}) se refiere a la abundancia del taxa en la lluvia polínica. La variable independiente (X_{ik}) corresponde a la abundancia de vegetación actual estimada en los muestreos, ponderándolo utilizando el modelo apropiado. Nosotros transformamos los porcentajes polínicos en DWPA (Prentice 1985) y obtenemos valores acumulativos a lo largo de todos los anillos concéntricos. Eligiendo Poaceae como taxón de referencia de productividad polínica, el software computa el proceso iterativo ERV (fijado en 200 iteraciones) relacionando las variables de la ecuación e intentando corregir la relación no lineal entre ellas (Fagerlind, 1952 and Prentice and Webb, 1986). Poaceae ha sido usado como taxón de referencia en la mayoría de los estudios hasta la fecha y fue sugerido por consenso como un buen taxón de referencia por el equipo POLLANDCAL (Gaillard et al., 2008). Elegir Poaceae como taxón de referencia de productividad polínica implica que el modelo asigna el valor 1 a la pendiente de la ecuación de Prentice-Sugita (α) a Poaceae y calcula todos los demás productividades polínicas de los otros taxa (α)

relativas a este valor de referencia (de aquí en adelante llamaremos a los RPPE con Poaceae de taxón de referencia como $RPP_{Poaceae}$). La bondad del ajuste es evaluada a través del Likelihood function score (Lfs), por lo que cuanto más bajo sea Lfs mayor será la bondad del ajuste del modelo. Con estos datos podemos definir el radio delimitante del área del componente de fondo (ω), por lo que el RSAP es estimado representando los valores Lfs en las abscisas y la distancia a la trampa en las ordenadas (fig. 8.3 en resultados), de manera que la distancia a la cual el Lfs alcanza una asíntota y deja de mejorar determina el RSAP. Es esencial que el RSAP sea definido y esta distancia sea incorporada en el muestreo de vegetación como la distancia máxima para calcular estimaciones de productividad robustas (Sugita, 1994, Bunting et al., 2004). El polen procedente de más allá de este área se denomina polen de fondo (ω), la intersección de la ecuación (Andersen, 1970 y Prentice, 1985).

La distancia exacta de RSAP fue estimada usando el método de regresión lineal moving-window (Bunting et al., 2004 y Sugita, 2007b) con una ventana de 300 m de largo. Este método evalúa el momento el que la linea de regresión de la pendiente es estadísticamente diferente a cero (Gaillard et al., 2008) (Fig. 8.3 en resultados).

El modelo ERV tiene tres submodelos que difieren en los datos entrantes y en la definición del componente de fondo (Sugita, 1994).

Submodelo	Datos introducidos	Asunciones
ERV1	Utiliza proporciones de polen y vegetación	Porcentaje de polen de fondo para cada taxón es constante entre los sitios
ERV2	Utiliza proporciones de polen y vegetación	La deposición de polen de fondo en cada sitio es una proporción constante entre la abundancia de vegetación total alrededor de cada sitio y la aportación total del polen de todos los taxa
ERV3	Usa proporciones de polen y composición de vegetación en valores absolutos	Constante aportación de polen de fondo en todos los sitios

Tabla 5.5.6: Asunciones submodelos ERV.

5.5.3 Análisis sitio a sitio. La productividad polínica de cada taxón en cada comunidad vegetal (RPPr)

Podemos observar la contribución de productividad polínica de cada taxón en cada trampa polínica y comparar entre contextos para explorar los efectos de las diferencias ambientales. Para llevarlo a cabo, necesitamos la composición de la vegetación a escala grande (decenas a cientos de km). Como tenemos acceso a los mapas de vegetación, podemos realizar asunciones razonables sobre la composición de la vegetación a escala grande. Como hemos mostrado en la “Ecuación 1” modelizamos la productividad de polen como $y_{ik} = \alpha_i \psi_{ik}$. Para convertir alpha en un ratio RPP sin unidades, dividimos por

la misma ecuación del taxón de referencia, nombrado con subíndice r. $\frac{y_{ik}}{y_{rk}} = \frac{\alpha_i \psi_{ik}}{\alpha_r \psi_{rk}}$,

reescribiendo $\frac{\alpha_i}{\alpha_r}$ como $RPP_r(i)$; $RPP_r(i) = \frac{y_{ik} \psi_{rk}}{y_{rk} \psi_{ik}}$. Como $p_{ik} = \frac{y_{ik}}{y_{rk}}$ es el porcentaje de

polen del taxón i en el sitio k expresado como una proporción y y_{rk} es el influjo de polen en la suma de polen en el sitio k que podemos escribir como

$$RPP_r(i) = \frac{\psi_{rk} \frac{y_{ik}}{y_{rk}}}{\psi_{ik} \frac{y_{rk}}{y_{rk}}} \Rightarrow RPP_r(i) = \frac{\psi_{rk} p_{ik}}{\psi_{ik} p_{rk}}$$

La estimación de RPP en cada sitio individualizado (RPPr) puede ser calculada como

$$\hat{RPP}_r(i_k) = \frac{Q_{rk}(z) p_{ik}}{Q_{ik(z)} p_{rk}} \quad [\text{Ecuación 2}]$$

Donde $Q_{ik}(z)$ es la distancia ponderada de abundancia de polen del taxón i al rededor del sitio k a la distancia z, donde z es una distancia “muy grande” (50km en nuestro caso). $\hat{RPP}_r(i_k)$ es la estimación de la productividad polínica del taxón i relativo al taxón r obtenido en el sitio k. Este procedimiento nos permite estimar RPP de cada taxón en cada trampa polínica.

5.5.4 Representación gráfica de los datos

Las representaciones gráficas de los datos del capítulo 8 se han realizado mediante LibreOffice 4.4.3.2 Calc, Inkscape 0.48.4, Grapher 9. A partir de los archivos (output files) derivados de los programas integrados en el software Humpol Suite, y REVEALS.

Los mapas se han realizado con QuantumGIS 2.8.1-Wien. Las curvas de parámetros orbitales precesión, excentricidad e insolación se han extraído mediante PAST 3.04 basado en los cálculos de Lasckar et al., 2004.

5.5.5 Modelo REVEALS (Regional Estimates of VEgetation Abundance from Large Sites)

Se ha utilizado el modelo REVEALS (Regional Estimates of VEgetation Abundance from Large Sites) (Sugita 2007a), basado en LRA (Landscape Reconstruction Algorithm). Permitiendo aplicar en la práctica las teorías de dispersión a escala regional y local (utilizando LOVE, Sugita 2007b). De modo que el LRA se divide en dos pasos. El primero tiene como objetivo reconstruir composición de la vegetación regional mediante el modelo REVEALS en áreas de aproximadamente 100 ha. El segundo aplica el modelo LOVE que requiere para determinar el "polen de fondo" de los resultados de la primera etapa con el fin de eliminar la influencia regional del total "Polen Loading". Por lo tanto, los resultados del modelo LOVE representan la cubierta vegetal local dentro de áreas más pequeñas (≤ 100 ha) utilizando los registros de polen de los sitios de menor tamaño (Sugita 2007b).

En este trabajo sólo aplicamos el primer paso del LRA, el modelo REVEALS, para estimar la cobertura vegetal regional de nuestra área de estudio. Los datos requeridos para la utilización del modelo REVEALS son: (i) los conteos de polen (ii) la estimación de la productividad polínica relativa (RPPE), (iii) una estimación de la velocidad de caída de polen (FSP en m/s que ya hemos utilizado para el modelo ERV), (iv) el radio de las cuencas de sedimentación (y su variación a lo largo del tiempo que hemos reconstruido en el capítulo 7), (v) una estimación de la extensión máxima de la región de la que se deriva de polen (Zmax en Km, en nuestro caso hemos elegido 200 km por consejo de expertos en la materia), y (vi) un modelo de dispersión de polen de cada taxón basado ya sea en Prentice (1985) para turberas o Sugita (1994) para lagos. En este caso hemos elegido para lagos por haber fases turbera solo en momentos puntuales.

La escala de la cobertura vegetal regional reconstruida puede variar, dependiendo de la estructura homogénea o parcheada de la vegetación. De modo que se pueden encontrar en la literatura diferentes valores Zmax, de 50 a 400 km. Algunos se basan en simulaciones (Sugita 2007a; Sugita et al., 2010) y otros se corresponden satisfactoriamente en las estimaciones de REVEALS y la cubierta vegetal real dentro de

una región de tamaño determinado (Gaillard et al., 2010; Hellman et al., 2008; Soepboer et al., 2010). Mazier et al. (2012) mostraron que los diferentes valores de Zmax (es decir, 50, 100 y 200 km) no afectaban a las estimaciones de REVEALS. Nosotros utilizamos 50 km basados en las recomendaciones de Bunting (comunicación personal), Sugita 2007a y David 2014.

6 MODELO DE EDAD

Los avances principales en la investigación paleoclimática durante las últimas décadas se han logrado mediante la mejora de los métodos de datación absoluta y la capacidad de precisión de correlación con los registros de sondeos de hielo, marinos y terrestres para evaluar los denominados “*leads & lags*”, desencadenantes y demoras en las respuestas teleconectadas entre la atmósfera, el medio marino, el terrestre y los hielos de la criósfera (Hoek et al., 2008). Este objetivo es fundamental para entender los patrones espaciales y mecanismos detrás de las fluctuaciones climáticas bruscas registradas en los últimos ciclos glaciales e interglaciales (Broecker, 2000). Por lo tanto, las estrategias de datación exitosas para obtener cronologías robustas e independientes en secuencias paleoclimáticas largas es uno de los principales desafíos a los que se enfrenta la investigación paleoclimática y paleoambiental.

Durante las últimas décadas la comunidad científica ha realizado un esfuerzo importante para extraer secuencias continentales largas, extendiéndose más allá del último ciclo glacial. Varias de ellas se han obtenido gracias a iniciativas internacionales como el “Intercontinental Continental Drilling Project” (ICDP) (por ejemplo en el Lago Titicaca (Fritz et al., 2007); Potrok Aike (Zolitschka et al., 2006); Mar Muerto (Stein et al., 2011); lago Van (Litt et al., 2009); Petén Itzá (Anselmetti et al., 2006); El'gygytgyn (Melles et al., 2012)). Estas largas secuencias abarcan varios ciclos glaciales y contienen una historia detallada de los cambios ambientales, climáticos y de la vegetación. Sin embargo, en todos los casos, la obtención de una cronología robusta ha sido uno de los principales retos. Se han utilizado combinadas varias técnicas de datación para resolver la cronología de los eventos ambientales del pasado, y cada técnica tiene un nivel de exactitud diferente dependiendo de la antigüedad o el tipo de material que se ha datado en cada caso particular.

Los registros terrestres anualmente laminados largos y continuos capaces de producir una cronología varvada absoluta no son comunes. Además el gran problema de las secuencias lacustres largas en comparación con los registros marinos es la mayor variabilidad temporal y espacial de facies sedimentarias y ambientes de depósito. En una misma cuenca sedimentaria y en el mismo sondeo, incluso si se encuentra en la parte más profunda de la cuenca, la dinámica de deposición ha cambiado durante los últimos ciclos glaciales y las tasas de sedimentación varían a veces en órdenes de magnitud. La extrapolación lineal de las tasas de sedimentación sin tener en cuenta estos cambios en facies sedimentarias produce modelos edad irreales ya que las tasas de sedimentación

raramente son lineales (Blaauw, 2012).

La datación por radiocarbono es el método más utilizado en los registros terrestres. A pesar de que han estado disponibles curvas de calibración más largas durante la última década (Reimer et al., 2013) que proporciona una mayor precisión, esta técnica está limitada por la actividad de radiocarbono, es decir, hasta los últimos 30-40 cal ka BP, y a menudo implica incertidumbres con errores de más de cien años, en especial más allá del último máximo glacial (LGM). Otra limitación de la datación por radiocarbono es la presencia limitada de los restos terrestres orgánicos adecuados para datar, sobre todo en las zonas semiáridas (Lionello et al., 2006; Luterbacher et al., 2004).

Las dataciones con series de U/Th, comúnmente aplicadas a espeleotemas, también se han utilizado en las secuencias lacustres (McGee et al., 2012) pero su aplicabilidad depende de la presencia de carbonato endogénico altamente puro, que a menudo no es el caso en los sedimentos lacustres (Bischoff y Cummins, 2001; Placzek et al., 2006a, b). Las dataciones paleomagnéticas (mediante inclinación y/o declinación) requieren una cantidad mínima de partículas minerales que porten la señal magnética.

La tephrocronología proporciona dataciones puntuales absolutas, de alta precisión basándose en las capas de tefra producidas después de las erupciones volcánicas (por ejemplo, Zanchetta et al., 2011). Sin embargo capas de cenizas discretas no siempre se conservan en lugares terrestres, por lo que a pesar de las mejoras en la identificación y análisis de estas capas de cenizas volcánicas hasta microscópicas y *cryptotephras* que han sido transportados a través de distancias muy largas (Blockley et al., 2005), el uso de esta técnica está limitada espacialmente a las regiones donde se deposita el material derivado de erupciones preservadas conocidas y datadas con anterioridad.

Otras técnicas, como la luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) no tienen limitaciones técnicas para data en el Cuaternario tardío, y además sólo requieren una cantidad relativamente pequeña de material siliciclástico, que probablemente esté presente en la mayoría de las secuencias terrestres disponibles. A pesar de los desarrollos recientes y el aumento significativo en el uso de esta técnica en los últimos años, la precisión obtenida para materiales relativamente antiguos no es todavía satisfactoria para los estudios de alta resolución en muchos casos.

Por tanto la mayoría de los métodos de datación disponibles en los registros terrestres requieren la presencia de componentes específicos en los sedimentos. Por lo tanto,

ninguna técnica puede ser aplicada únicamente en una secuencia continental larga, y se deberá realizar la integración de varios métodos para establecer una cronología absoluta robusta. Además, se deben tener en cuenta las peculiaridades de la evolución de la secuencia deposicional, por ejemplo mediante un detallado análisis de facies sedimentológicas para limitar mejor el modelo de edad.

El objetivo principal de este apartado de la tesis es describir el enfoque multi-técnica llevado a cabo para generar un modelo de edad para una secuencia larga lacustre excepcional: el registro de El Cañizar. Secuencia con gran potencial para evidenciar cambios hidrológicos y de vegetación producidos en la región del alto Jiloca durante los últimos ca. 130 ka BP. Se presenta y discute el enfoque multidisciplinar de dataciones (incluyendo Radiocarbono, luminiscencia, U/Th, paleomagnetismo y tefrocronología) utilizadas para la construcción y desarrollo de un modelo de edad robusto para la secuencia del Cañizar, y de esta manera exponer su aplicabilidad en secuencias similares.

Como se ha detallado en el apartado 5.4.6 del capítulo de Metodología se ha detallado la evolución en la construcción de los modelos de edad preliminares, y a continuación se presentan y discuten los resultados que han llevado a la construcción del modelo de edad definitivo.

6.1 Dataciones de radiocarbono (^{14}C AMS)

Siete dataciones de un total de veintiuna se han excluido para la construcción del modelo de edad definitivo (tabla 6.1). Tres de ellos, que se encuentran a 135, 638,2 y 989,5 cm de profundidad del sondeo tienen edades mayores de lo esperado de acuerdo a sus niveles estratigráficos. Sus ratios de TOC/TN relativamente bajos y valores $\delta^{13}\text{C}$ indican un contenido de materia orgánica superior de algas en estas muestras. Aunque no se han realizado estimaciones de la contribución de carbono envejecido en el humedal del Cañizar, es plausible que exista un efecto reservorio y que su contribución sea más intensa en las unidades ricas en algas. Por el contrario, las muestras situadas en 325,4, 370,4, 417 y 2177,3 cm se caracterizan por edades más jóvenes que las que corresponderían a estos niveles. Los datos obtenidos de sedimentología, geoquímica y la reconstrucción de vegetación validan el modelo basado en la edad de las dataciones de ^{14}C (Aranbarri et al., 2014). Por ejemplo, la abrupta transición entre las unidades I y II que marca el inicio del Holoceno claramente caracterizada desde el punto de vista sedimentológico.

Código muestra	Profundidad (m)	Tipo datación	Tipo de material	[$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$] ppmd	Edad años BP	Error
VIL05-1A, 11cm	0,11	AMS ^{14}C	Sedimento total		470	30
VIL05-1A, 132 cm	1,32	AMS ^{14}C	Sedimento total		8275	40
VIL05-1A, 220 cm	2,2	AMS ^{14}C	Sedimento total		13890	70
VIL05-1B-1T-2, 2-3cm	0,62	AMS ^{14}C	Sedimento total		1970	30
VIL05-1B-1T-2 36-37	0,965	AMS ^{14}C	Sedimento total		4111	40
VIL05-1B-1T-3, 6-7	1,35	AMS ^{14}C	Sedimento total		13809	70
VIL05-1B-1T-3 39-40	1,735	AMS ^{14}C	Sedimento total		8279	50
VIL05-1B-1T-4 41-42	2,33	AMS ^{14}C	Sedimento total		11232	50
VIL05-1B-1T-5, 55	3,07	AMS ^{14}C	Sedimento total		13461	60
VIL05-1B-1T-6, 15	3,25	AMS ^{14}C	Sedimento total		6560	60
VIL05-1B-1T-7, 25	3,7	AMS ^{14}C	Sedimento total		7218	40
VIL05-1B-1T-7 55-56.5	4,17	AMS ^{14}C	Sedimento total		9162	50
VIL05-1B-1T-8 32-35	4,514	AMS ^{14}C	Sedimento total		18640	100
VIL05-1B-1T-10, 15	5,495	AMS ^{14}C	Sedimento total		21830	110
VIL05-1B-1T-11, 28	5,9	Cryptotephra	<5 shards/g		NULO	
VIL05-1B-1T-12 16-17	6,38	AMS ^{14}C	Sedimento total		27633	280
VIL05-1B-1T-14, 5	7,347	AMS ^{14}C	Sedimento total		25077	140
VIL05-1B-1T-16, 5	8,61	AMS ^{14}C	Sedimento total		27511	160
VIL05-1B-1T-18 13-14	9,89	AMS ^{14}C	Sedimento total		31352	450
VIL05-1B-1T-20, 57	11,39	AMS ^{14}C	Sedimento total		30325	380
VIL05-1B-1T-22, 42	12,3	Cryptotephra	<5 shards/g		NULO	
VIL05-1B-1T-24, 12	13,22	AMS ^{14}C	Sedimento total		32100	300
VIL05-1B-1T-28, 7	14,879	AMS ^{14}C	Sedimento total		38009	800
VIL05-1B-1T-34	18,328	IRSL	Sedimento siliciclástico		40421	3468
VIL05-1B-1T-35, 44	19,122	AMS ^{14}C	Sedimento total		41687	800
VIL05-1B-1T-39, 56	21,77	AMS ^{14}C	Sedimento total		27624	360
VIL05-1B-1T-40, 51-59	22,35	IRSL	Sedimento siliciclástico		NULO	
VIL05-1B-1T-3-40	4-23	Tefrocronología	Capas arenoso-arcillosas		NULO	
VIL05-1B-1T-49	27	OSL	Single-grain		49000	8000
VIL05-1B-1T-58	31,6	OSL	Single-grain		71700	9500
VIL05-1B-1T-61, 40-60	33	U/Th	Carbonato clástico	79.8±2.3	NULO	
VIL05-1B-1T-67	36,55	OSL	Single-grain		73300	6400
VIL05-1B-1T-83	43,6	OSL	Single-grain		NULO	
VIL05-1B-1T-92	48,89	IRSL	Sedimento siliciclástico		72457	5152
VIL05-1B-1T-99	51,5	OSL	Single-grain		84700	11500
VIL05-1B-1T-103	53,591	IRSL	Sedimento siliciclástico		93551	6816
VIL05-1B-1T-102-109	53-56,5	Palomagnet.	Sedimento total		NULO	
VIL05-1B-1T-110	56,8	OSL	Single-grain		104500	14100
VIL05-1B-1T-112, 10-12	57,7	U/Th	"Travertino"	88.1±0.9	NULO	
VIL05-1B-1T-117	59,8	OSL	Single-grain		126500	16500
VIL05-1B-1T-118, 40	60,38	U/Th	"Travertino"	17.8±1.3	NULO	
VIL051B1T-119,33-49x2	60,82	U/Th	Gasterópodos	31.8±0.9	NULO	
VIL05-1B-1T-127	63,9	OSL	Single-grain		128000	9500
VIL05-1B-1T-135	67,5	OSL	Single-grain		134200	13200
VIL051B1T-142, 0-30 x3	69,89	U/Th	Gasterópodos	614.3±10.5	NULO	
VIL051B1T-144, 0-33 x3	70,6	U/Th	Gasterópodos	840.5±16.2	NULO	
VIL05-1B-1T-144, 24	70,84	U/Th	Gasterópodo/"Travertino"	NULO	NULO	
VIL05-1B-1T-145	71,118	IRSL	Sedimento siliciclástico		115890	8996
VIL05-1B-1T-148	72,7	OSL	Single-grain		137100	11400
VIL05-1B-1T-149	73,4	IRSL	Sedimento siliciclástico		120808	8209

Tabla 6.1: Relación de dataciones realizadas. Válidas en tipografía negra. En rojo dataciones descartadas (justificación del descarte en metodología y resultados (capítulo 5.4 y 6.1).

6.2 U-Th

De las seis muestras pudieron ser analizadas mediante la técnica de datación por U-Th, sólo tres produjeron una fecha (VIL-2, VIL-3 y VIL-4, Tabla 6.1). Nos encontramos con una serie de problemas, comunes cuando se trata de datar muestras lacustres (Placzek et al., 2006a). En primer lugar, incluso después de largos procesamientos, la cantidad de material recuperado era siempre demasiado pequeña, lo que provoca una alta incertidumbre en los resultados. Además, eran difíciles de obtener muestras con bajo Th inicial. Incluso después de una limpieza muy cuidadosa, la concentración ^{232}Th en todas las muestras era muy alta. En la tabla 6.1 se muestra la relación $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$, que fue sólo por encima de 100 para VIL-3 y VIL-4, las dos dataciones con errores inferiores en la determinación de la edad. La razón principal que impedía conseguir una datación para las muestras VIL-1, VIL-5 y VIL-6 y para los grandes errores en VIL-2 era el alto contenido detrítico. Las tres muestras que no fueron capaces de obtener una fecha eran a partir de "carbonato de revestimiento", más difíciles de limpiar que las muestras de gasterópodos y con partículas detríticas que podrían ser observadas bajo la lupa binocular. Las técnicas Isochron para intentar obtener una datación de esas muestras después de la proporción inicial de $^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$ que se pudo determinar de los detritos no carbonatados. Sin embargo, el requisito de obtener múltiples submuestras con diferente grado de contaminación de la misma profundidad del sondeo (misma edad) fue imposible de aplicar en el Cañizar porque incluso la recogida de material para una única muestra era muy difícil.

Los errores en las tres muestras (VIL-2, -3 y -4) son altos, sobre todo para la muestra VIL-2. Aunque varias razones pueden proponerse, el alto contenido de detritos y el bajo peso de la muestra son, probablemente, los más significativos. La variabilidad potencial en cualquier asunción del ratio $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ inicial suele ser alta en muestras lacustres porque la proporción de "Th detrítico" y "Th sin soporte" puede no ser constante (Placzek et al., 2006a). Por lo tanto, las correcciones de edad con una ratio $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ inicial constante introducen errores aún mayores que presentan por lo tanto algunas dudas sobre la exactitud de las muestras datadas VIL-2, VIL-3 y VIL-4. Además, se debe esperar un error adicional puesto que se recogieron las tres muestras después de tamizar el material en intervalos relativamente gruesos.

La fecha más joven (VIL-2) debe ser rechazada, ya que tiene el error más grande y

también representa una edad invertida en comparación con las otras dos (VIL-3 y VIL-4). Por lo tanto, después del número inicial de 9 muestras para datar (carbonatos endógenos y biogénicos) con análisis U-Th, sólo dos muestras biogénicas (gasterópodos) podían ser consideradas para el modelo de edad de la secuencia de El Cañizar. Puesto que estas dos muestras (VIL-3 y VIL-4) se obtuvieron cerca de la base del sondeo (profundidad: 69,9-70,6 m) deberían proporcionar una edad basal para la secuencia. Sin embargo, cuando se compara con las edades aportadas por otras técnicas (OSL, apartado 6.5), la edad U-Th es mucho más antigua (240 ka BP en U-Th frente a 140 ka en OSL). Los efectos biológicos pueden ser responsables de esta discrepancia. Un requisito previo para las dataciones de U-Th es que el sistema radiactivo sea químicamente cerrado: que no haya ganancia o pérdida de isótopos salvo los relacionados con la desintegración radiactiva *in situ*. Desgraciadamente, esto es raramente el caso de los carbonatos biogénicos, como las conchas de gasterópodos que estamos considerando aquí, donde la movilidad de algunos elementos de Urano a menudo prevalece en particular durante las etapas diagenéticas tempranas (Alonso-Zarza & Tanner 2009).

6.3 Tefrocronología

En el intervalo entre 4 a 23 m de profundidad se detectaron sólo unos pocos fragmentos de tefra (<5 shards/g) en el análisis microscópico óptico de los residuos extraídos. Estos fueron a profundidades de 5,90 a 6,00 y de 12,30 a 12,50 m, sin embargo éstos no pudieron ser replicados a mayor resolución de 1 cm a pesar de grandes esfuerzos, y por lo tanto su integridad como capas de ceniza primaria no pudo ser confirmada ni se pudieron llevar a cabo análisis geoquímico. Estos resultados reflejan los mismos resultados que los obtenidos en otros de paleoregistros a lo largo de la Península Ibérica realizados como parte del proyecto RESET (*RESpone of humans to abrupt Environmental Transitions*), que no detectó criptotefras o, al igual que en el Cañizar, dio evidencia mínima de entrada de tefra y era insuficiente para el análisis geoquímico.

Los estudios de *Cryptotephra* de Europa y el Atlántico Norte han demostrado que pequeñas concentraciones de cenizas volcánicas se pueden encontrar a más de varios miles de kilómetros de distancia de su fuente (Lane et al., 2011), por lo tanto, vale la pena considerar por qué la ceniza volcánica no parece haber llegado a El Cañizar y a otras partes de Iberia.

Al norte y al este de Iberia yacen los sistemas volcánicos islandés, macizo central e italianos, todos ellos activos y que han generado depósitos de tefra que han viajado lejos durante el último ciclo glacial. Una razón probable de que la ceniza de estas fuentes volcánicas no llegase a Iberia puede deberse a que los patrones de circulación de aire estaban dominados por un fuerte componente oeste y noroeste durante el último Glacial (Moreno et al., 2005), como lo están hoy en día (Barry y Chorley, 1992). Esto bloquearía esencialmente las rutas de transporte atmosférico necesarios para la llegada de las cenizas desde el este lejano hasta el oeste. Alrededor de 2000 km al oeste de El Cañizar se encuentra el sistema volcánico Azores, el cual tuvo gran actividad durante el último Glacial produciendo múltiples erupciones formadoras de caldera (Moore, 1990). No está claro por qué los tefra de esas erupciones no llegaron a Iberia, aunque es posible que la distancia sea demasiado grande o que los patrones de circulación atmosférica que prevalecen en el Atlántico Norte simplemente no eran favorables.

Otra consideración importante a la falta de ceniza en Iberia puede ser la alta aridez que se cree que ha existido durante largos intervalos durante el último glacial en Iberia (Moreno et al., 2012). Aunque aún son poco conocidos los mecanismos, se cree que la precipitación puede ser crítica en la promoción de la deposición de tefra, como observó Thorarinsson (1967) en el caso de una erupción en Islandia. De modo que las condiciones muy áridas en una gran parte de la Península Ibérica durante el periodo glacial pueden haber reducido significativamente el potencial de deposición de tefra. En futuros estudios tefrocronológicos por lo tanto, se debe tener preferencia por regiones que hayan experimentado mayores precipitaciones (por ejemplo, NW y NE de Iberia).

A pesar de la distancia entre los volcanes de origen islandés y El Cañizar Blockley et al., (2007) y Lane et al., (2011) han demostrado que los tefra de origen islandés pueden alcanzar el centro de Europa y el Mediterráneo. A pesar de esto no hay ninguna evidencia de transporte de cenizas de Islandia en el registro estratigráfico de El Cañizar. Esto es relevante para nuestra futura comprensión de las vías de transporte de ceniza islandesa. Durante el transcurso de este estudio, el volcán islandés Eyjafallajökull estalló durante 39 días con dos fases más eruptivas entre el 14 a 18 abril y 5-6 mayo de 2010 (Stevenson et al., 2012). Esta relativamente pequeña (aunque si prolongada) erupción causó estragos en la actividad de la aviación y se observó y estudió con gran detalle en Europa. En particular, la distribución atmosférica de ceniza volcánica fue modelada a lo largo de la erupción permitiendo una información valiosa sobre cómo la dispersión de cenizas puede

cambiar con el cambio de condiciones eruptivas y atmosféricas. Estos resultados tienen implicaciones para modelizar el potencial de que los tefra alcancen y sean depositados en Iberia. La mayor parte del período eruptivo activo se caracterizó por columnas eruptivas bajas y la dispersión troposférica de cenizas. En estas condiciones, la dispersión de cenizas era multi-direccional desde el Este de Europa a Groenlandia y más allá, pero no alcanzó a la Península Ibérica entre el 14 y el 21 de abril. Sin embargo, según la columna eruptiva se elevó y alcanzó la corriente en chorro, las direcciones de dispersión se hicieron más unidireccionales y pasó sobre la Península Ibérica entre el 7 y el 10 de mayo. Esta modelización de la distribución de las nubes de cenizas se confirmó sobre el terreno en España por Revuelta et al., (2012) que informó de grandes elevaciones de dióxido de azufre y sulfato entre el 6 y el 15 de mayo, que eran tres veces más altos que el nivel promedio de 2010 de Madrid. El 7 y 8 de mayo a medida que la principal nube de cenizas de baja altitud pasó a través de España y se confirmó la detección de partículas volcanogénicas a nivel del suelo en Madrid (Revuelta et al., 2012). Estas partículas eran de diámetro muy pequeño (0.1 a $0.7\mu\text{m}$), mucho más pequeño que los fragmentos de tefra de Eyjafallajökull encontrados en el noroeste de Europa, que eran de aproximadamente ~ 25 micras (Stevenson et al., 2012).

La erupción del Eyjafallajökull de 2010 fue pequeña en comparación con muchas erupciones cuaternarias tardías (Davies et al., 2010), sin embargo, proporciona evidencia de que la ceniza volcánica puede ser depositada en Iberia, al menos en muy pequeñas cantidades y en tamaño. Erupciones más explosivas en el pasado podrían haber transportado fragmentos de tefra más grandes, tal vez en concentraciones más altas, que pueden explicar la aparición ocasional de fragmentos de tefra $>15 \mu\text{m}$ dentro de los sondeos de El Cañizar.

En esta investigación $15 \mu\text{m}$ fue el tamaño de la malla más pequeña utilizada, pero si la mayoría de tefra que caerían en Iberia estarían dentro de un rango mucho más pequeño, se deberían utilizar en investigaciones futuras de criptotefra tamices con diámetros de malla más pequeños. Esto tiene implicaciones no triviales, tanto para la identificación óptica de tefra a esta escala de tamaño y en la adquisición de datos geoquímicos para su caracterización. Concluimos que es necesaria una evaluación más completa y robusta de las secuencias sedimentarias cuaternarias en Iberia para establecer concluyentemente la ausencia o presencia de capas de ceniza no visibles.

6.4 Paleomagnetismo

Los resultados paleomagnéticos no han sido concluyentes. Las muestras se desmagnetizaron por debajo de 90 mT, con promedios de magnetización naturales remanentes en 6.2 e-4 A/m (desviación estándar 7.6 e-4 A/m). Casi todas las secciones (menos 103, 106 y 109 por el bajo número de muestras) mostraron polaridades normales e inversas, pero la declinación era distinta entre las muestras de la misma sección (o antípoda en el caso de polaridad opuesta). Por lo que las muestras adquirieron una remagnetización remanente secundaria después de la deposición de los sedimentos. Puede que durante la extracción del sondeo o durante su almacenaje donde las reacciones redox pueden imprimir una remagnetización retardada, las arcillas negras al tener bajo NRM su comportamiento paleomagnético es inestable (destruye los minerales ferromagnéticos por las reacciones redox de la materia orgánica).

Se eligió esta sección en base a los modelos de edad preliminares con menor número de dataciones de luminiscencia, en el futuro si se dispusiese de recursos económicos y humanos se elegiría otra sección entre los 56 y 64 metros de profundidad para intentar localizar el evento Blake.

6.5 Dataciones de luminiscencia (OSL/IRSL)

6.5.1 Resultados alícuota *multi-grain* IRSL (InfraRed Stimulated Luminiscence)

La tabla 6.1 resume las edades con siglas “MAD” de IRSL obtenidas para las cinco muestras del Cañizar, y la errónea con valor nulo a 22 m de profundidad. La primera datación de alícuotas multigrain IRSL es estratigráficamente consistente, resultando una edad de la muestra MAD-5172SDA (40.4 ± 3.4 ka) acorde con las dos dataciones AMS ^{14}C colindantes de 36,3 a 40,2 ka y 40,2-42,9 ka BP.

Las pruebas de almacenamiento de alícuotas múltiples (multiple aliquot storage tests) realizados sobre estas muestras sugieren que la señal IRSL de sus poliminerales (dominados por feldespato) no se ven afectados de manera significativa por el blanqueamiento anómalo. Sin embargo, hay una serie de dificultades prácticas asociadas al evaluar el desvanecimiento fiable utilizando procedimientos tradicionales (no normalizados) de dosis aditivas de alícuotas múltiples (Aitken, 1998). No se llevaron a cabo en estas muestras los test de blanqueamiento anómalo corrigiendo la sensibilidad

SAR, ya que siguieron los procedimientos adoptados de Huntley y Lamothe (2001) y Auclair et al., (2003). Por lo tanto, no se puede excluir la posibilidad de subestimación de la edad más baja. Esta interpretación tomada con precaución parece apropiada dadas las bajas temperaturas de precalentamiento utilizados para la estimación De (180°C durante 10 segundos) y el hecho de haber utilizado ultravioleta en lugar de emisiones IRSL azules para medir mediante el procedimiento MAAD (Clarke y Rendell, 1997; Preußen et al., 200; Lee Arnold, comunicación personal).

Por tanto la información disponible sobre los procedimientos analíticos utilizados para obtener estas edades IRSL *multi-grain* es relativamente limitada, por lo que es difícil evaluar su idoneidad general. Para cotejar la validez de estas cronologías, y para extender la cobertura temporal, posteriormente se analizaron nueve muestras adicionales, utilizando una técnica más precisa de datación con luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) a granos individuales de cuarzo (*Single-Grain*).

6.5.2 Resultados OSL (Optical Stimulated Luminescence) *single-grain*

La tabla 6.1 resume las edades finales obtenidas para las muestras OSL-SG del Cañizar. Las muestras V67, V127, V135 y V148 mostraron distribuciones homogéneas y muestran valores relativamente bajos de sobredispersión de ~13-22%. Estos valores de sobredispersión son consistentes con el valor medio de ~20% comúnmente asignado a muestras bien blanqueadas que no han sido afectadas por retrabajamientos post-deposicional (Olley et al., 2004, Arnold & Roberts de 2009, Arnold et al., 2011). Las muestras V49, V58, V99, V110 y V117 mostraban más sobredispersión y se determinó su dosis de fondo con cautela usando MAM-4 (Galbraith et al., 1999). Con estos parámetros y la fiabilidad de esta técnica se puede asegurar la validez de las dataciones (accuracy) aunque los grandes márgenes de error no permiten una gran precisión (Lee Arnold comunicación personal). Las nueve edades OSL *single-grain* son coherentes internamente y correctas en el orden estratigráficamente, proporcionando apoyo adicional para nuestra selección del tipo de procedimiento para construir el modelo de edad. Las edades OSL *single-grain* y de alícuota *multi-grain* IRSL son también ampliamente coherentes entre sí en sus rangos de error, y proporcionan un conjunto de datos cronológico combinado estratigráficamente consistente. Esta coherencia cronológica es relativamente inesperada ya que varias de las muestras de *single-grain* muestran sobredispersión evidenciando que

parece probable el blanqueo parcial. Por lo que la inclusión de mediciones de granos parcialmente blanqueados puede conducir a sobreestimación de la edad (Arnold & Roberts, 2009). Además en las mediciones de alícuotas *multi-grain* IRSL no se realizó un análisis de la presencia de poblaciones de granos aberrantes, y esas muestras podrían haber sido rechazadas para el análisis *single-grain* (Demuro et al., 2008, Arnold et al., 2012). Hay signos de una desviación sistemática emergente entre las edades OSL *single-grain* y *multi-grain* IRSL, hacia la base del sondeo (entre el rango de profundidad de 59 a 74 m). Esta desviación podría nuevamente estar reflejando inexactitudes compensatorias por ser calculados en varios granos, muchos de ellos posiblemente con blanqueos parciales. Por lo tanto, otorgamos una mayor confianza a las edades OSL *single-grain* para el modelo de edad-profundidad final, ya que se han evaluado de forma individual las características de luminiscencia de cada grano con criterios objetivos y sólo los granos que se consideraron fiables contribuyen a la determinación de la edad final.

El modelo de edad-profundidad final realizado mediante el método bayesiano aparece representado en la figura 6.2.

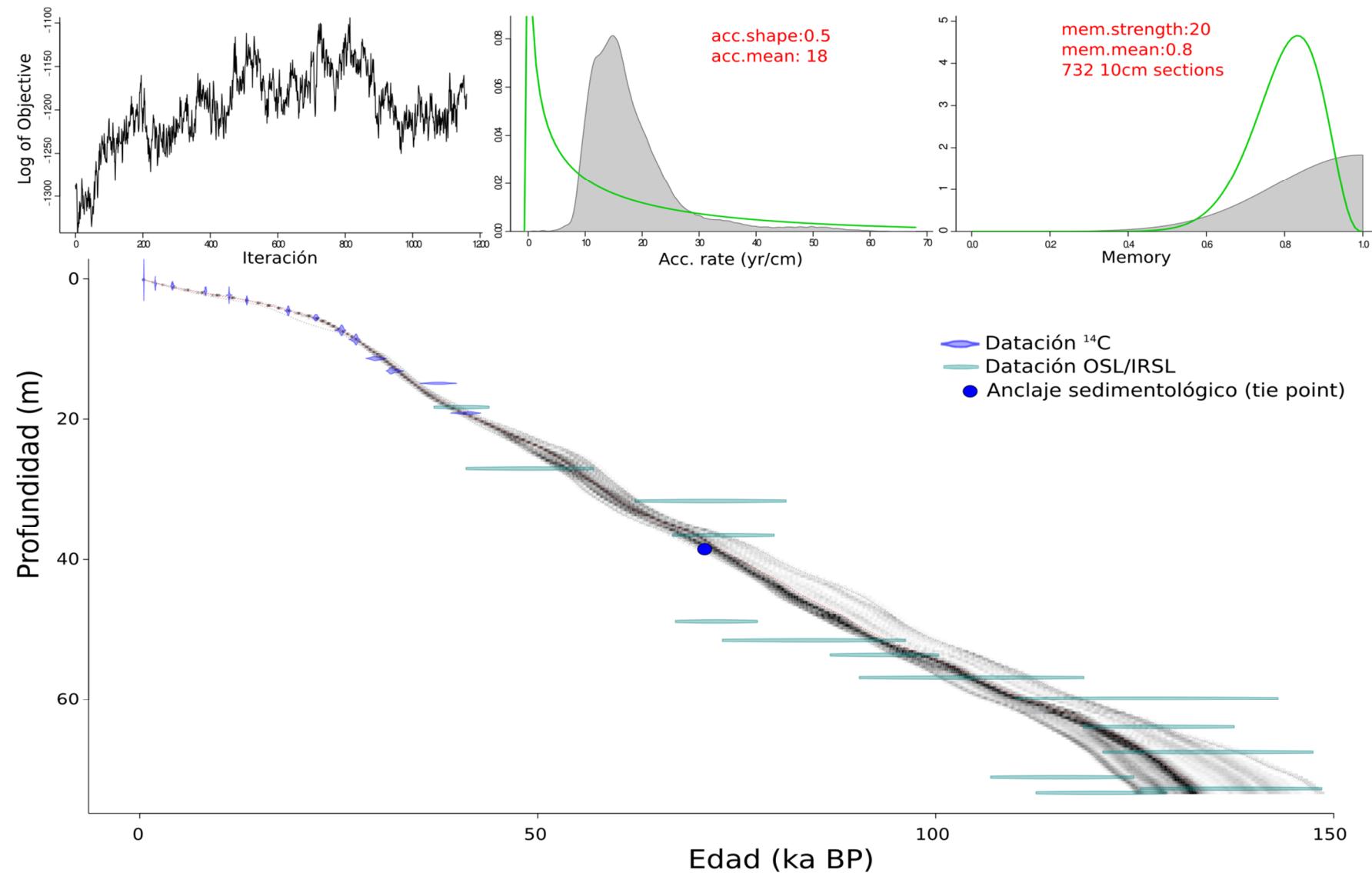


Figura 6.27: Representación del modelo de edad-profundidad y los parámetros de iteración, tasa de acumulación y memoria utilizados.

7 RECONSTRUCCIÓN DE LOS AMBIENTES SEDIMENTARIOS

7.1 Resultados sedimentología:

En la laguna de El Cañizar nos encontrarnos asociaciones de facies que se pueden relacionar con cuatro estadios o subambientes deposicionales.

- Lago somero carbonatado productivo (con más o menos influencia fluvial)
- Lago clástico con influencia fluvial
- Encharcamientos anóxicos tipo turbera o humedal higroturboso (que puede tener distinta variabilidad, lumaquelas, limos turbosos o masivos con materia orgánica o restos vegetales en distinto estado de maduración)
- Planicies lodosas (colmataamiento detrítico)

Los factores principales que influyeron en la sedimentación se discutirán en el apartado 7.3 en profundidad, pero se mencionan ahora sucintamente: el balance hidrológico y los cambios del nivel del lago, la composición química del agua y los aportes clásticos. La interacción de estos procesos durante la historia deposicional aporta una compleja alternancia de las diferentes facies sedimentarias, indicando su diferente subambiente deposicional.

Las facies y las unidades sedimentarias definidas a partir de datos de textura, composición y geoquímicos fueron los siguientes: 20 facies sedimentarias agrupadas en cuatro tipos de textura (arena, limo grueso, limo fino, y rico en compuestos orgánicos) e integrados en cuatro asociaciones de facies (A, B, C y D) que describimos más adelante (sección 7.1.2).

7.1.1 Tipos de litologías:

Las facies de arena incluyen arenas grises (A1) y marrones (A2) ambas de composición siliciclástica, arenas amarillas (A3) de naturaleza de carbonatada, arenas turbosas (A4) y bioclástica (A5). Limos gruesos siliciclásticos (LG4) y carbonatados (LG 1), rojizos y moteados (LG2) o grises (LG3). Los limos finos son los más abundantes e incluyen limo gris (LF1), con moteado negro (LF4), abigarrados (LF6), de color cremoso y carbonatado (LF2), negros (LF3), rojizos (LF5) y laminados de color gris-verdoso (LF7). Las facies orgánicas incluyen, capas masivas homogéneas (T1), turba limosa (T2), turba gruesa de grava (T3) y de capa superior del suelo (T4) (figura 7.1).

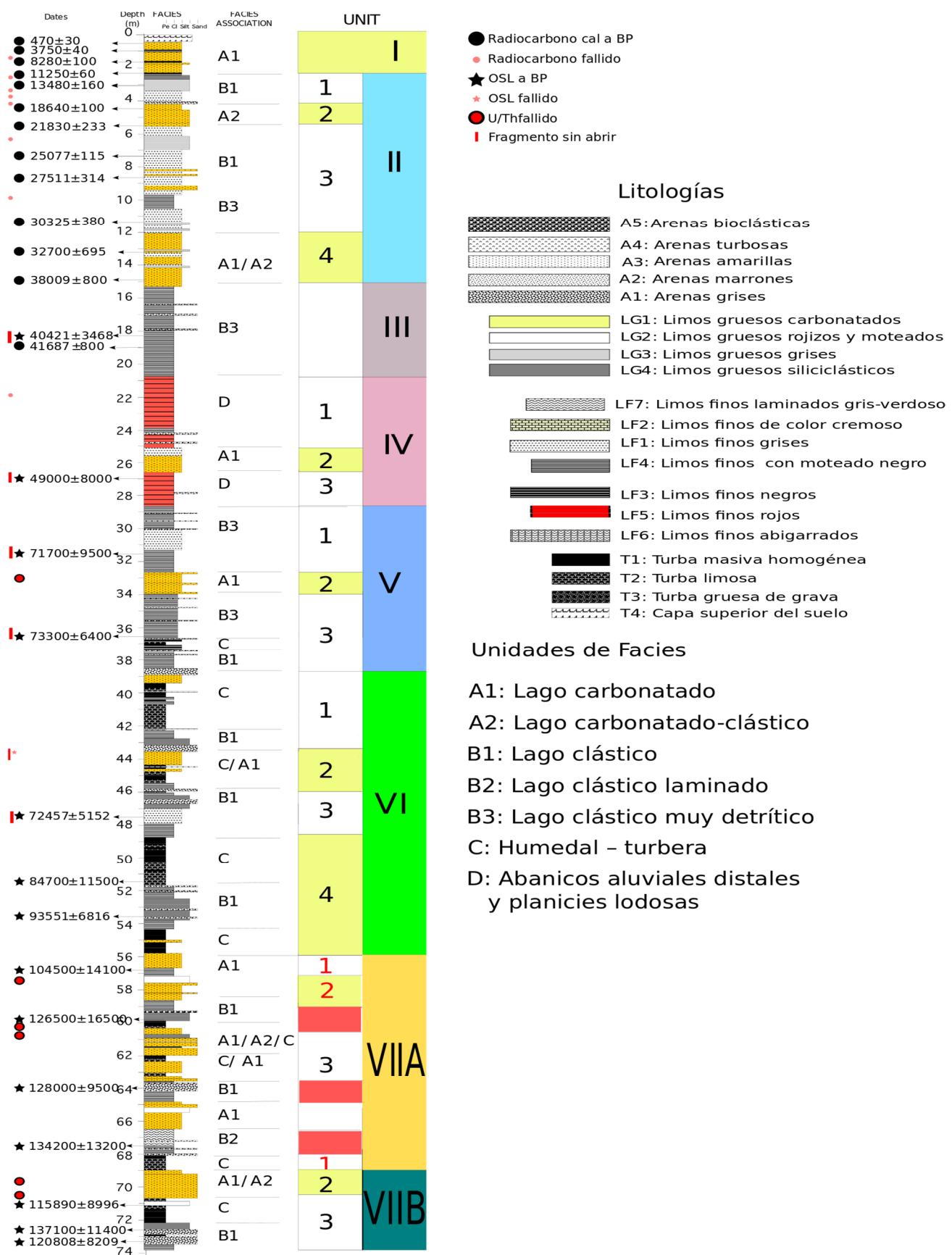


Figura 28: Secuencia sedimentaria indicando dataciones, litología, unidades de facies y delimitaciones de unidades y subunidades sedimentarias.

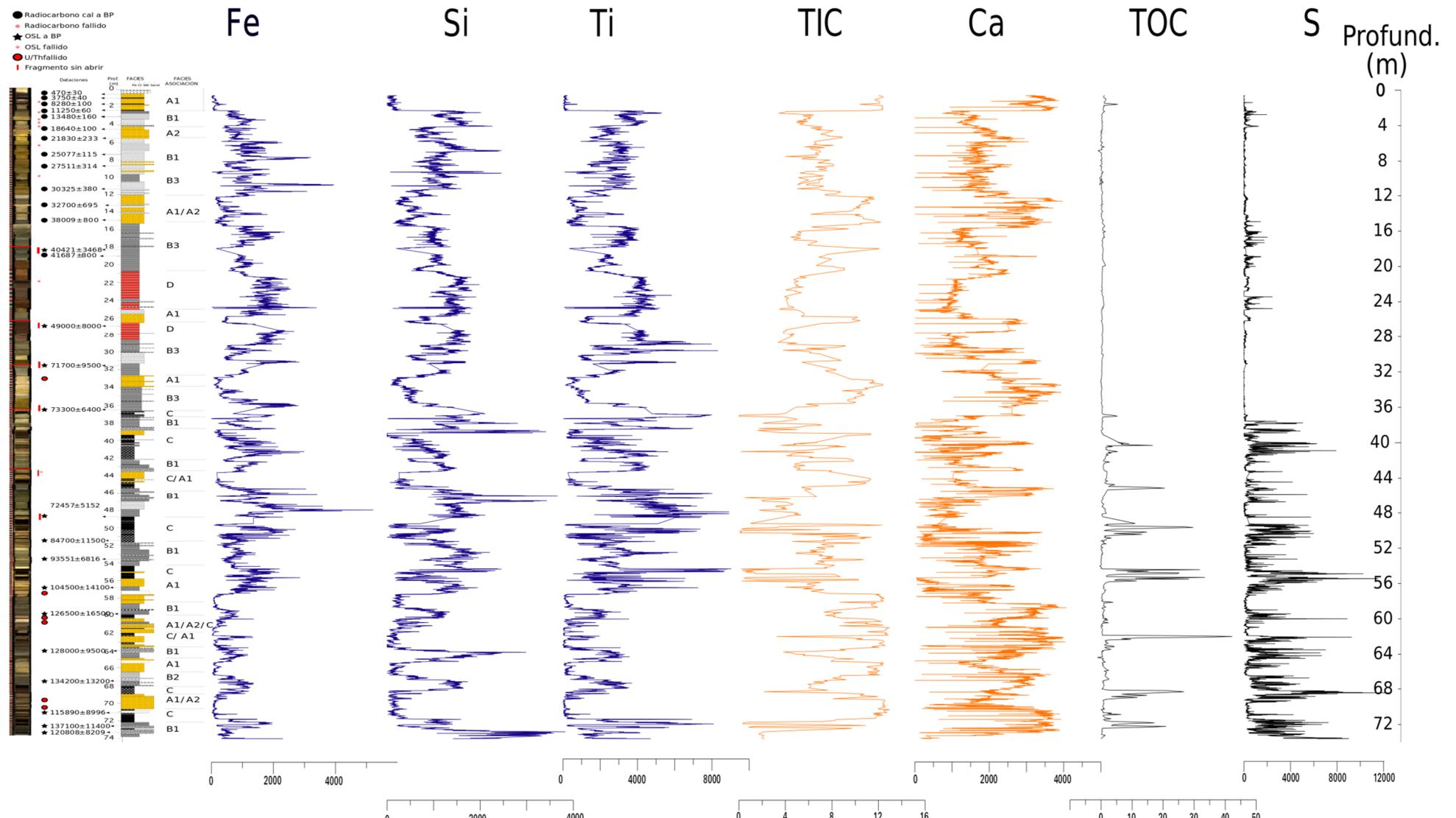


Figura 29: Análisis elemental: Representación de los principales componentes en profundidad. Detríticos en azul (Fe: Hierro, Si: Silicio, Ti: Titanio). Indicadores de productividad carbonática en naranja (TIC: Carbono Inorgánico Total, Ca: Calcio). Indicadores de anóxia en negro (TOC: Carbono Orgánico Total, S: Azufre).

7.1.2 Asociaciones de facies:

- Asociación de facies A: Lago carbonatado. Incluye arenas (A2, A3, A5), limos gruesos (LG1) y limos finos (LF1, LF2, LF6), con turba limosa ocasional (T2) y limos orgánicos negros (LF3). Esta asociación es característica de ambientes sedimentarios lacustres someros con mucho litoral, con una alta productividad de carbonato debido al desarrollo de prados carófitos y ambientes en transición entre lago poco profundo, humedales y abanicos aluviales distales.
- Asociación de facies B: Lago clástico. Incluye arena (A1), limo siliciclástico grueso (LG2, LG3, LG4) y fino (LF1, LF4, LF6, LF7). El ambiente sedimentario es litoral y distal, normalmente relativamente más profundo que la asociación A. Encontramos tres tipos distintos de asociación de facies B: B1 es el predominante, evidenciando un lago clástico detrítico. B2 sería un lago clástico profundo laminado. B3 sería lago muy detrítico con influencia de potentes abanicos aluviales distales.
- Asociación de facies C: Humedal – turbera (encharcamientos higroturbosos alcalinos). Incluye capas de turba masiva (T1), suelos encharcados o anegados (T4), facies de turba retrabajada (A4, T2, T3), arenas bioclásticas (A5) y limos finos ricos en materia orgánica (LF3). Constituiría un nivel de lago muy bajo
- Asociación de facies D: Abanicos aluviales distales / planicie lodoso. Incluye limo fino de color rojo (LF5), alternando con limos grises (LF4) y arenas grises (A1). Constituiría un lago efímero con colmatamientos y desecaciones recurrentes.

7.1.3 Unidades sedimentarias

Unidades sedimentarias	Profundidad	Descripción
Unidad VII-B	74-68m	Grupos de facies de lago efímero muy detrítico con colmatamientos a veces anóxicos y fases de lago carbonatado en transición a mejora climática.
Unidad VII-A	68-56m	Grupos de facies de ambientes de depósito caracterizados como un mosaico de lago profundo laminado, lagos carbonatados, humedales de praderas higroturbosas y pocos lagos clásticos.
Unidad VI	56-37m	Contiene asociaciones de facies de lagos clásticos y humedales de praderas higroturbosas con pocos lagos carbonatados.
Unidad V	37-29m	Se caracteriza por la retirada de los humedales y lagos carbontados, y la progradación de lagos clásticos y abanicos aluviales sobre las zonas distales de la cuenca lacustre.
Unidad IV	29-21m	Está dominado por potentes abanicos aluviales distales y entornos de planicies de barros lodosas.
Unidad III	21-15m	Consiste en facies de lago clástico y abanicos aluviales distales.
Unidad II	15-3m	Contiene facies lacustres tanto clásticas como carbonatadas.
Unidad I	3-0m	Representa un lago carbonatado con puntuales desarrollos de entornos de humedales turbosos.

Tabla 7.1.3: Unidades sedimentarias.

Unidades detalladas: Unidad VII-B (73'6-68'1m de profundidad, 133641,8-127581,4 años BP)

VII-B-3 (73'6-70'7m de profundidad, 133641,8-130800,6 años BP). La secuencia comienza con facies de lago siliciclástico de abanico aluvial, arenas grises y limos gris oscuro con grandes aportes

detríticos de Si, K, Fe y Ti; y facies de turba fina con condiciones anóxicas preservándose carbono orgánico (TOC) y S (TS).

VII-B-2 (70'7-69'2m de profundidad, 130800,6-128875,1 años BP) se empieza a desarrollar un lago clástico carbonatado con limos amarillentos y arenas en las que se incrementa el ratio Ca/Ti, carbono inorgánico (TIC) y Sr, que finaliza con condiciones de anoxia (TOC, TS).

VII-B-1 (69'2-68'1m de profundidad, 128875,1-127581,4 años BP) una facies anóxica de limo turboso que finaliza con aportes detríticos de Si, K, Fe, Ti y Mn que antes no aparecía.

Unidad VII-A (68'1-55'8m de profundidad, 127581,4-103365,5 años BP)

VII-A-3 (60-68'1m de profundidad, 111840,3-127581,4 años BP) En esta subunidad encontramos una sucesión de lago clástico, humedal de lago carbonatado y fases de turbera. De 68 a 66'5m descienden los aportes detríticos del lago clástico con deposición de limos moteados hasta la formación de un humedal de lago carbonatado de 66'5 a 65m con deposición de Ca y mucho TIC. Facies de abanico aluvial evidencian un lago clástico desde 65 a 63'5m en los que se depositan elementos detríticos y mucho Mn. De 63'5 a 60 metros tenemos fases carbonatadas con pequeños aportes detríticos alguna fase anóxica de turbera.

VII-A-2 (58'8-60m de profundidad, 108983,15-111840,3 años BP) Constituido por limos grises oscuros y abanicos aluviales que dan comienzo a una fase de mayores aportes detríticos.

VII-A-1 (55'8-58'8m de profundidad, 103365,5-108983,15 años BP). Es una asociación de facies de lago carbonatado sin aportes detríticos, que a los 57m de profundidad prograda un abanico aluvial, se interrumpe la sedimentación de carbonato y carbono orgánico y se empieza a colmatar con aportes detríticos y ascendiendo la susceptibilidad magnética hacia anoxia en la siguiente fase.

Unidad VI (55'8m-38'7m de profundidad, 103365,5-73261,05 años BP).

VI-4 (48'6-55'8m de profundidad, 89056,1-103365,5 años BP). Facies de turbera y lago clástico de influencia fluvial con constantes aportes detríticos Si, K, Fe, Ti, Mn. Y dos grandes eventos de preservación de carbono orgánico

VI-3 (46-48'6m de profundidad, 84966,2-89056,1 años BP). Gran aporte detrítico con altos valores de susceptibilidad magnética, y valores de K, Si, Fe, Ti en su máximo de la secuencia, y también Mn.

VI-2 (43'3-46m, 80745,4-84966,2 años BP). Los detríticos desaparecen y ocurre una transición desde una turbera a lago carbonatado con gran cantidad de precipitación de Ca y TIC.

VI-1 (38'7-43'3m de profundidad, 80745,4-73261,05 años BP). Deposición de arenas y abanicos aluviales con K, Si, Ti y pico de susceptibilidad magnética antesala de facies de turba con altos valores de detríticos K, Sr, Si, Fe, Ti, con algo Carbono orgánico y un poco de Ca, pero mucho TS.

Unidad V (38'7-28'7m de profundidad, 73261,05-56782,1 años BP). Representa la desaparición del humedal, y la progradación de abanicos aluviales hacia la cuenca, está subdividida en 3

V-3 (38'7-34m de profundidad, 73261,05-64484,5 años BP). Abanicos aluviales con altos valores de detríticos K, Si, Ti, con una facies de turba intercalada con un pico en los valores de Ti y K y un poco de TOC. La siguientes facies ganan en Sr, Mn, TIC y Ca tendiendo hacia lago carbonatado de la siguiente fase.

V-2 (34-32'9m de profundidad, 64484,5-62291,1 años BP). Lago carbonatado con Sr, Mn, Ca y TIC.

V-1 (32'9-28'7m de profundidad, 62291,1-56782,1 años BP). Limos y arenas bandeados que van perdiendo sus características de lago carbonatado y ganando en componente detrítico (K, Si, Fe, Ti).

Unidad IV (28'7-21'2m de profundidad, 56782,1-44800,9 años BP). La fase más árida de toda la secuencia. Está subdividida en 3.

IV-3 (28'7-26'4m de profundidad, 56782,1-53816,65 años BP).

IV-2 (26'4-25m de profundidad, 53816,65-51718 años BP)

IV-1 (25-21'2m de profundidad, 51718-44800,9 años BP)

IV-1 y IV-3 son abanicos aluviales rojizo agranatado con altos valores de susceptibilidad magnética, altos valores de Si, Fe, Mn, Ti y los máximos valores de K.

Entre ellas se intercala IV-2 a 26'4-25m que constituye un periodo de lago con interrupción de los aportes detríticos y deposición de carbonato, TIC y Sr.

Unidad III (21'2-15'1m de profundidad, 44800,9-36190,5 años BP). Lago clástico con deposición de grandes abanicos aluviales con K, Si, Fe, Mn y los máximos valores de Sr, así como un poco de Ca, Ti y TIC, y con picos de TS en las deposiciones turbosas.

Unidad II (15'1m-2'3m de profundidad, 36190,5-11240 cal a BP). Alternancia de facies de ambientes de lago carbonatado somero con lago clástico de influencia fluvial. Está subdividida en 4 unidades

II-4 (15,1-12m, 36190,5-30685,7 cal a BP). Lago carbonatado con Sr, Mn, Ca y TIC.

II-3 (12-5'5m, 30685,7-22069 cal a BP). Abanicos aluviales con Si, K, Fe, Ti, Mn también, pero sin Sr en esta ocasión. Y también TIC y Ca.

II-2 (5'5-4'1m, 22069-17119 cal a BP). Un poco más carbonatados pero se reducen muy poco los detríticos.

II-1 (4'1-2'3m, 17119-11240 cal a BP). Detríticos con turba TS.

Unidad I (2'3-0'6m de profundidad, 11240-1940 cal a BP). Transición abrupta de sedimentos siliciclásticos a ricos en carbonatos. Encontramos una alternancia de limos carbonatados color crema bandeados finos y medios con limos ricos en materia orgánica y limos carbonatados masivos, moteados y gris oscuro.

7.2 Discusión de la reconstrucción de los ambientes sedimentarios

Mediante el estudio y análisis de las características de sedimentación de este registro podemos reconstruir la evolución de los procesos sedimentarios de la cuenca de la Laguna de El Cañizar y los distintos subambientes de depósito durante los últimos 140.000 años y relacionarlos con la historia hidrológica y climática de la Cordillera Ibérica durante el Cuaternario Superior (Pleistoceno y Holoceno). La secuencia de la Laguna de El Cañizar también puede contribuir a resolver algunas de las controversias sobre la evolución tectónica, la recurrencia de la actividad de las fallas principales y el papel relativo de la karstificación frente a la subsidencia tectónica como agentes de formación de la cuenca. El registro de El Cañizar además proporciona una excelente oportunidad para investigar los roles de la tectónica y clima en cuencas lacustres.

7.3 Factores condicionantes climáticos del relleno sedimentario

Los procesos geomorfológicos que dieron lugar a la formación de la cuenca y al funcionamiento del sistema hidrogeológico para la instauración de la laguna de El Cañizar ocurrieron con anterioridad a la escala de tiempo aquí abordada, definida por la cronología del sondeo estudiado (últimos 140.000 años). Sin embargo, sabemos que la formación inicial del lago debió estar directamente relacionada con la generación por actividad tectónica del semigraben del Jiloca, el rebajamiento kárstico subsuperficial asociado (hace aproximadamente 3 M.a., ver capítulo 4), y el posterior aislamiento de la zona central como cuenca hidrológica cerrada. Una vez instaurada una cuenca endorreica, la Laguna de El Cañizar seguramente experimentó distintas fases de subsidencia más o menos activa y con variables tasas de colmatación, durante el Pleistoceno Superior y el Holoceno. Durante los últimos 140.000 años, las características sedimentológicas de la secuencia demuestran que la lámina de agua no sufrió grandes variaciones, siendo siempre un humedal de aguas someras (máximo 3m) aunque con grandes fluctuaciones del área inundada y de la disponibilidad hídrica, generando probablemente un mosaico de subambientes aluviales y lacustres.

La sedimentación en un sistema lacustre-aluvial de estas características responde a factores ambientales diversos que, afectados por umbrales internos y diferentes y complejos mecanismos de retroalimentación, conllevan fluctuaciones en el nivel del lago y los consiguientes cambios de facies laterales o verticales abruptos (Valero-Garcés & Kelts, 1995). Así, consecuentemente, la evolución de la cuenca está controlada por la hidrología que a su vez depende de factores internos o externos al sistema. Entre los factores asociados a la cuenca, destacan los procesos tectónicos y kársticos que

generan la subsidencia necesaria para acumularse el depósito. Entre los factores dependientes de las condiciones climáticas locales y globales que controlan la hidrología en la cuenca del alto Jiloca destacan (i) los aportes clásticos al lago, (ii) la temperatura, (iii) la salinidad del agua (iv) y el desarrollo biótico. Así, el relleno sedimentario es el resultado fundamentalmente de (1) procesos climáticos que actúan a nivel regional modificando la disponibilidad hídrica tanto de aguas subterráneas como de los flujos superficiales y los aportes de sedimentos y (2) factores condicionantes de estos como son cambios en las temperaturas, la continentalidad o estacionalidad y la evapotranspiración potencial (figura 7.3).

En base a la cronología del depósito (ver capítulo 6) y a las unidades sedimentarias definidas a partir del análisis sedimentológico (ver apartado resultados 7.1), podemos reconstruir las características generales del lago a lo largo de los diferentes períodos definidos por el modelo cronológico y que se corresponden con episodios climáticos desde la penúltima glaciación (figura 7.8):

- Desarrollo de un lago efímero al final de la glaciación Riss (MIS6) (Unidad VII-B-3 7.8).
- Lago productivo carbonatado ante el aumento de temperaturas al comienzo del MIS5 (Unidad VII-B-2)
- Instauración de un lago clástico con facies laminadas (Unidad VII-A facies B2 7.8) al comenzar el periodo húmedo Eemense, como consecuencia del aumento de la disponibilidad hídrica y energética fluvial tras una serie de fluctuaciones hidrológicas en la cuenca.
- Dominio de ambientes lacustres carbonatados con desarrollo menor de humedales palustres con acumulación de materia orgánica durante la primera parte del MIS5 (Unidad VII-A) con tendencia a disminuir durante la segunda mitad del MIS5 (Unidad VI).
- Brusca progradación de los abanicos aluviales distales con reducción de la extensión superficial de los humedales y los ambientes de lago carbonatado al inicio del MIS4 (Unidad V).
- Durante el periodo MIS3 dominan las planicies lodosas de ambientes distales de abanicos aluviales asociados a una laguna muy somera y efímera con frecuentes intervalos de desecación y oxidación. Este intervalo (MIS3) es el más árido registrado en la secuencia (Unidad IV).
- Desarrollo de un lago siliciclástico con aportes detríticos de abanicos aluviales distales

durante el MIS2 (Unidad III y II) con su variabilidad milenaria característica.

- Restitución de un lago carbonatado permanente con alternancia de pequeños intervalos de sedimentación orgánica o detrítica durante el MIS 1 (Holoceno) (Unidad I).

7.4 Procesos de formación de los subambientes y sus posibles causas climáticas

La cuenca de El Cañizar es un ejemplo de la gran variabilidad temporal y espacial de subambientes que se dan en cuencas lacustres poco profundas (Valero-Garcés et al., 2010). En este contexto, podemos encontrar desde abanicos aluviales distales, ambientes de lago somero carbonatado con praderas de carófitas, zonas palustres con frecuentes procesos de retrabajamiento, depósitos turbosos en humedales orgánicos, y otros ambientes dominados por la entrada de material clástico. Algunos ejemplos actuales de estos sistemas lacustres son las Tablas de Daimiel (Valdeolmillos-Rodríguez 2005), o las Lagunas de Ruidera en España (Ordóñez et al., 2005).

Los dos parámetros principales que controlan la distribución de los sedimentos en este lago son, por una parte, la relación entre elementos alóctonos de origen detrítico y elementos autóctonos de origen biogeoquímico y, por otra parte, la naturaleza de la sedimentación biogeoquímica. En función de estos parámetros, se han definido las diferentes facies y asociaciones de facies (ver capítulo anterior de resultados) que resultan en cuatro ambientes principales:

1. Lago somero carbonatado
2. Humedal higroturboso
3. Lago clástico
4. Llanuras de barros o planicies lodosas

Pasamos a discutir a continuación cuales han sido sus factores y causas, y los procesos para que se hayan formado:

7.4.1 Lago somero carbonatado

Las facies de este tipo se evidencian con altos valores de Calcio (Ca) y Carbono Inorgánico total (TIC) (fig. 7.3 y 7.4). En los sistemas lacustres someros, con características geomorfológicas similares a las de la laguna de El Cañizar, los carbonatos aparecen en áreas someras, con márgenes con poco gradiente y poca energía (Platt and Wright, 1991) y también en encarramientos aislados por abanicos aluviales (Nickel, 1985 y Sanz et al., 1995).

Para la formación de carbonatos se requieren altos valores de pH y de alcalinidad en las aguas, parámetros generalmente determinados por la composición del substrato. Además, influye la actuación de los procesos externos (ej. suelos ricos en bacterias y plantas) que aumentan el CO₂ de las aguas de escorrentía superficial facilitando la disolución de los minerales de carbonatos (Alonso-Zarza 2003). Sin embargo, aunque el agua del lago se encuentre sobresaturada de carbonato cálcico, en algunos casos no ocurre precipitación masiva hasta que no se produce un mecanismo desencadenante, tal como la presencia de abundantes superficies de nucleación proporcionadas por el fitoplankton o la actividad de algas calcificantes como las carófitas.

La formación de los carbonatos lacustres es, por tanto, sensible a la hidrología y al clima (Alonso-Zarza 2003). Por un lado, se favorece con el desarrollo de vegetación, formación de suelos y aumento suficiente de precipitación para aportar solutos ricos en carbonato y, por otro lado, se favorece dicha formación con temperaturas elevadas. Así, los climas muy áridos o muy húmedos no dan lugar a la deposición significativa de carbonatos lacustres (Cecil, 1990) mientras que los climas semiáridos y subhúmedos, con marcada estacionalidad, son los más apropiados (Platt and Wright, 1991, Sanz et al., 1995 y Gierlowski-Kordesch, 1998). Dichas condiciones de humedad y estacionalidad fueron frecuentes en los estadios isotópicos MIS5 y MIS1 en la laguna de El Cañizar (Unidades I, VI y VII. fig 7.3). Por otro lado, el clima también afecta a la tasa de precipitación de carbonato, ya que la mayoría es producido biogénicamente, asociado a fotosíntesis algal y microbiana (Platt and Wright, 1991). Por lo tanto, la temperatura juega un papel en la producción de carbonato biogénico, e incluso algunos carbonatos pueden precipitar inorgánicamente como resultado de las fluctuaciones de la temperatura estacional y diurna (Kelts and Hsü, 1978). Además, el clima no solo controla esta deposición de carbonato, si no también la actividad de los procesos erosivos y deposicionales siliciclásticos, y por tanto el tipo sedimentario que nos encontramos (Vázquez-Navarro et al., 2014). Así, la extensión superficial del lago carbonatado, como ocurre en El Cañizar en las Unidades VII más que en la VI, se ve favorecida por la llegada de menos aportes detríticos al lago (fundamentalmente condicionado por la escorrentía reducida por colonización vegetal de suelos al mismo tiempo que aumenta la productividad por más temperatura). La falta de aporte detrítico significativo al lago carbonatado puede estar relacionada con el desarrollo denso de vegetación a lo largo de los márgenes del lago que protegen la entrada de los sedimentos (Platt & Wright, 1991).

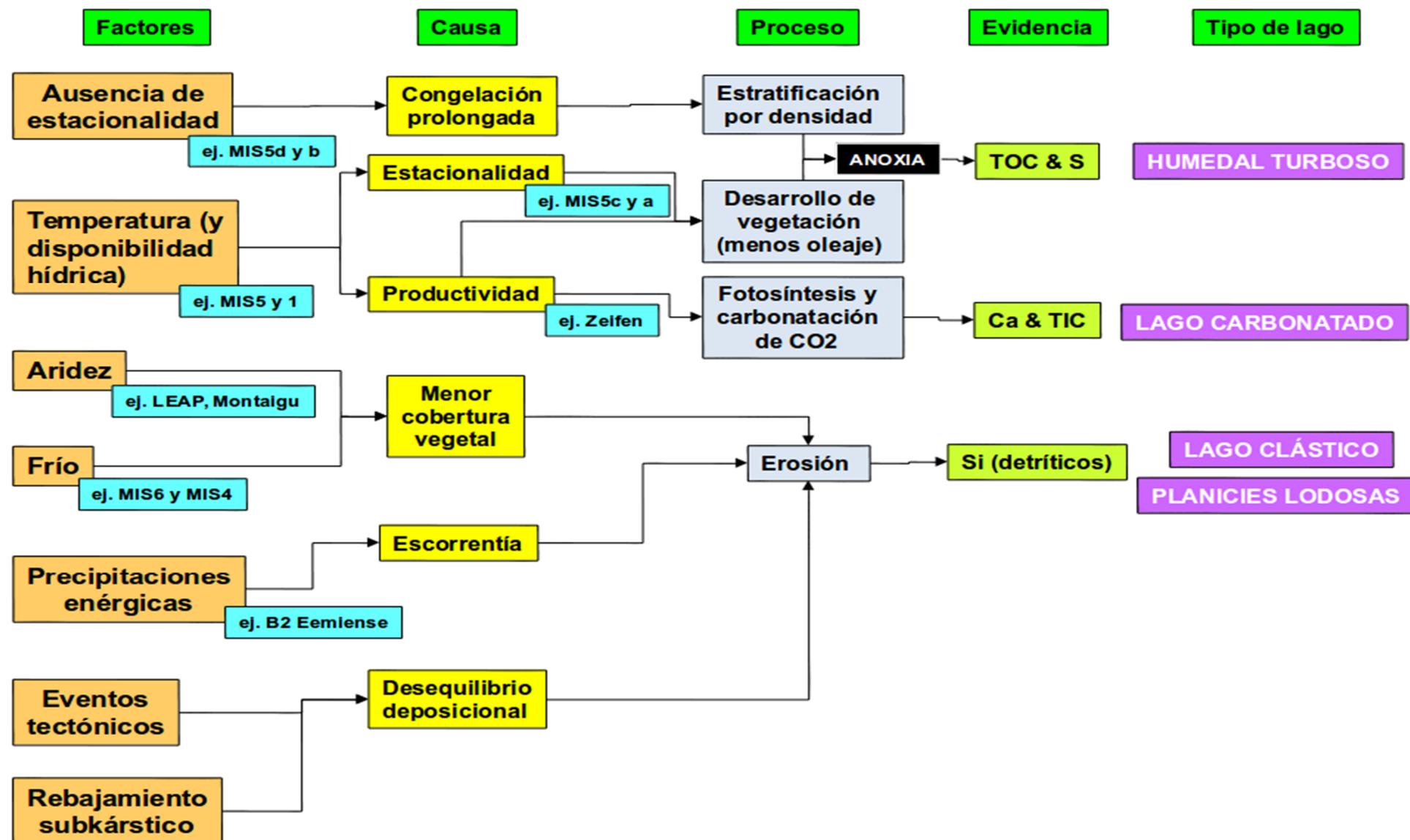


Figura 7.30: Diagrama de flujo que resume las posibles causas, factores y procesos que promueven el tipo de ambiente sedimentario en la laguna de El Cañizar.

La alcalinidad y la composición química del agua en general varían inversamente con el nivel del lago, como resultado fundamentalmente del balance hidrológico (Street-Perrott y Harrison, 1985), pero también han podido suceder cambios químicos en el agua sin haber cambiado el nivel del lago, por ejemplo un incremento de temperatura que aumenta la actividad biótica la cual modifica la composición química. En El Cañizar, seguramente, esos cambios de salinidad y alcalinidad han controlado la precipitación de las diferentes fases carbonatadas y el desarrollo de diferentes biota adaptadas a las condiciones ambientales particulares de cada periodo.

7.4.2 Humedal higroturboso.

Los sedimentos de carácter turboso presentes en la secuencia de El Cañizar en las Unidades VII, VI y I (MIS5 y 1) son característicos de ambientes de depósito muy someros, en áreas palustres, donde domina la sedimentación de materia orgánica (TOC). Para su preservación necesitan una baja concentración de oxígeno en las aguas (ambiente subóxico-anóxico) y grandes aportes de materia orgánica, originada en el propio ambiente o transportada. Además, esta turba al encontrarse sobre substrato calcáreo e interaccionar con substrato de lago carbonatado, se produce la característica turbera minerotrofica alcalina (García-Rodeja 2009).

La concentración de oxígeno en el agua de un lago está en función de la productividad lacustre, la respiración, la temperatura, la mezcla de la columna de agua (estratificación) y la variación estacional y diurna. En otros sistemas lacustres más profundos y que están sujetos a cambios drásticos en el nivel del lago (ej. Malawi (Scholz et al., 2007)) las condiciones anóxicas se alcanzan cuando aumenta el nivel del lago y la columna de agua se estratifica. Otros registros lacustres muestran fuertes oscilaciones en el contenido de TOC en gran medida coincidentes con los cambios en los ciclos climáticos globales glaciares/interglaciares (Smith & Bischoff, 1997), donde condiciones más cálidas y secas produjeron una disminución de las tasas de sedimentación minerogénica y el aumento de las concentraciones de TOC (Beierle & Smith, 1998). En el caso de los sistemas lacustres someros como El Cañizar, las fases de mayor acumulación orgánica se desarrollan en ambientes donde los aportes detriticos están muy restringidos y con dominio del desarrollo de la vegetación litoral y palustre. Dado que El Cañizar siempre ha sido un lago somero y polimictico, no es adecuado asociar la anoxia del fondo a la estratificación de la columna de agua y, por lo tanto, los procesos que condujeron al depósito de facies turbosas fueron seguramente otros, relacionados con la distribución espacial de las áreas con dominio de vegetación palustre

(topografía local, red de drenaje, etc) tal y como sucede en sistemas someros actuales (Alonso-Zarza et al., 2006) y del pasado (Valdeolmillos-Rodríguez et al., 2011; Martin-Puertas et al., 2009).

Además de la estratificación de la columna de agua, la productividad o estado trófico del lago, también influye en la concentración de oxígeno. Bajo condiciones de extrema productividad y altas temperaturas del agua, incluso en lagos muy someros se puede producir anoxia en el fondo, particularmente con abundante vegetación emergida que proteja la superficie del oleaje (Cohen 2003). Beuning et al., (1997) observa que el aumento de la evapotranspiración y el secado de grandes áreas del fondo, exponen el lago a las condiciones de formación de suelo, oxidándose y degradándose rápidamente la materia orgánica lacustre formada previamente, por lo que las fases turbosas de El Cañizar han debido producirse bajo láminas de agua muy pequeñas, pero no llegando a estar secas, sin aportes detriticos, y en condiciones donde se desarrolle vegetación hidro-higrófita a descomponer y actividad microbiana reductora para la preservación de la materia orgánica (fig. 7.3). Procesos similares a éstos, produjeron condiciones anóxicas en las Tablas de Daimiel (Valdeolmillos-Rodríguez 2005).

Por último, también hay que considerar que se pueden desarrollar humedales turbosos en periodos del pasado tanto fríos como cálidos. En el sistema ibérico Julià et al. (1998) achaca ambientes parecidos con más disponibilidad de nutrientes en periodos fríos a la mayor erosión y aportación, y menor actividad descomponedora que promueve la acumulación (Frey 1955, Hutchinson 1957). También por ejemplo en los Junius Ponds (Norteamérica), se produce estratificación de la columna de agua por diferente densidad en invierno, bajo la capa de hielo, que no llega a mezclarse ante la ausencia de oleaje (Pendl & Stewart 1986, Likens 2010). Esas condiciones frías, por tanto, pueden también producir anoxia en el fondo. Así, en El Cañizar que ha sido siempre una laguna somera y polimictica, las condiciones adecuadas para la formación de turba pueden haber ocurrido en periodos climáticos con temperaturas más bajas que el actual, con menor estacionalidad y con inviernos más fríos. Dichas características climáticas se producen durante los periodos estacionales MIS5d y 5b, donde esperaríamos que la congelación de la laguna, que ocurre de forma normal actualmente cada invierno con hasta 90 noches de heladas al año (ver capítulo 4.3), pudo ser mucho más prolongada y así favorecer condiciones anóxicas en el fondo (fig 7.3).

7.4.3 Lago clástico.

Los sedimentos propios de un ambiente lacustre dominado por procesos clásticos aparecen en El Cañizar en las unidades II.1, II.3, III, V.1, V.3, VI y VII-B correspondientes a los MIS2, MIS3,

MIS4, segunda parte del MIS5 y en el MIS6, así como con presencias puntuales en la Unidad VII-A y I. Ese subambiente se caracteriza por un importante aporte de detríticos al lago por un mayor desarrollo de los abanicos aluviales de las zonas más externas de la cuenca como consecuencia de la intensificación de la meteorización (Cohen 2003, Fuller et al., 1998) o por movimientos tectónicos (pero esto lo discutiremos más adelante en la sección 7.3). El mayor aporte de sedimentos a la cuenca lacustre queda marcado no solo por las facies y la composición mineralógica, sino por la composición geoquímica (Si, Al, Ti, Rb, K, Fe). En particular, hemos seleccionado el Silicio, elemento poco reactivo y asociado a todos los silicatos, para ilustrar la variabilidad del aporte clástico a la laguna. Los aumentos de detríticos pueden ser causados principalmente, por un aumento de los procesos de escorrentía en la cuenca como se refleja en la unidad I y VII-A durante el Óptimo Climático Holoceno y el Eemense (facies B2 en fig. 7.2).

La laminación y bandeados en lagos someros nos da información sobre el nivel del lago. Cuando el fondo del lago se encuentra dentro de la zona aeróbica de la columna de agua durante largos períodos del año como ocurre en interglaciares en El Cañizar, la bioturbación tiende a destruir las láminas estacionales o episódicas que se hayan formado. Las cuencas centrales de grandes lagos poco profundos, como fue El Cañizar, pueden estar habitualmente constituidas por limos bandeados homogéneos. Las discontinuidades en el bandeados tienen más probabilidades de representar acontecimientos de resuspensión episódica muy fuertes como tormentas, más que por depósitos estacionales (Cohen 2003). Durante el Eemense en El Cañizar se produjo sedimentación detrítica laminada, lo que indica más disponibilidad hídrica, más nivel del lago y menos bioturbación.

Otros autores como Harvey et al. (1999) han observado que la cobertura de vegetación juega un papel fundamental en la respuesta de los abanicos aluviales durante una transición glacial o estadal. Así, el desarrollo de los abanicos aluviales que se encuentran en la cuenca de El Cañizar estaría influenciado por factores climáticos: en períodos relativamente húmedos con gran desarrollo de vegetación y suelos, se desarrollan menos los abanicos, frente a períodos de acumulación vinculados a máximos glaciares, con menor cobertura vegetal y mayor erosividad de las precipitaciones (fig 7.3), como ocurre en el maar de Fuentillejo donde se registran los ciclos Dansgaard-Oeschger entre 12 y 47 ka BP mediante indicador geoquímico de TiO_2 para eventos fríos, y CaO para eventos cálidos (Vegas et al., 2013). Las facies siliciclásticas en la secuencia lacustre se producen por aumento de aportes detríticos por progradación de las partes distales de los abanicos aluviales de la cuenca. Sin embargo, en épocas de aridez con reducida disponibilidad hídrica, los abanicos pueden ser poco activos, pero las zonas distales de estos abanicos colonizan los ambientes lacustres, emergidos y sometidos a una dinámica aluvial, e incluso eólica. Este sería

el caso de los periodos LEAP y Montaigu en las Unidades VI y VII, donde la cuenca del Jiloca habría constituido un captador idóneo de sedimentos eólicos (fig 7.3).

7.4.4 Llanuras de barros o planicies lodosas.

En condiciones de aridez más extrema con el continuo aporte de detríticos (sedimentos eólicos y de abanicos aluviales distales) la cuenca puede llegar a colmatarse y manifestar texturas propias de exposición subaérea, procesos edáficos con marcas de oxidación en los sedimentos como ocurre en la unidad IV (MIS3).

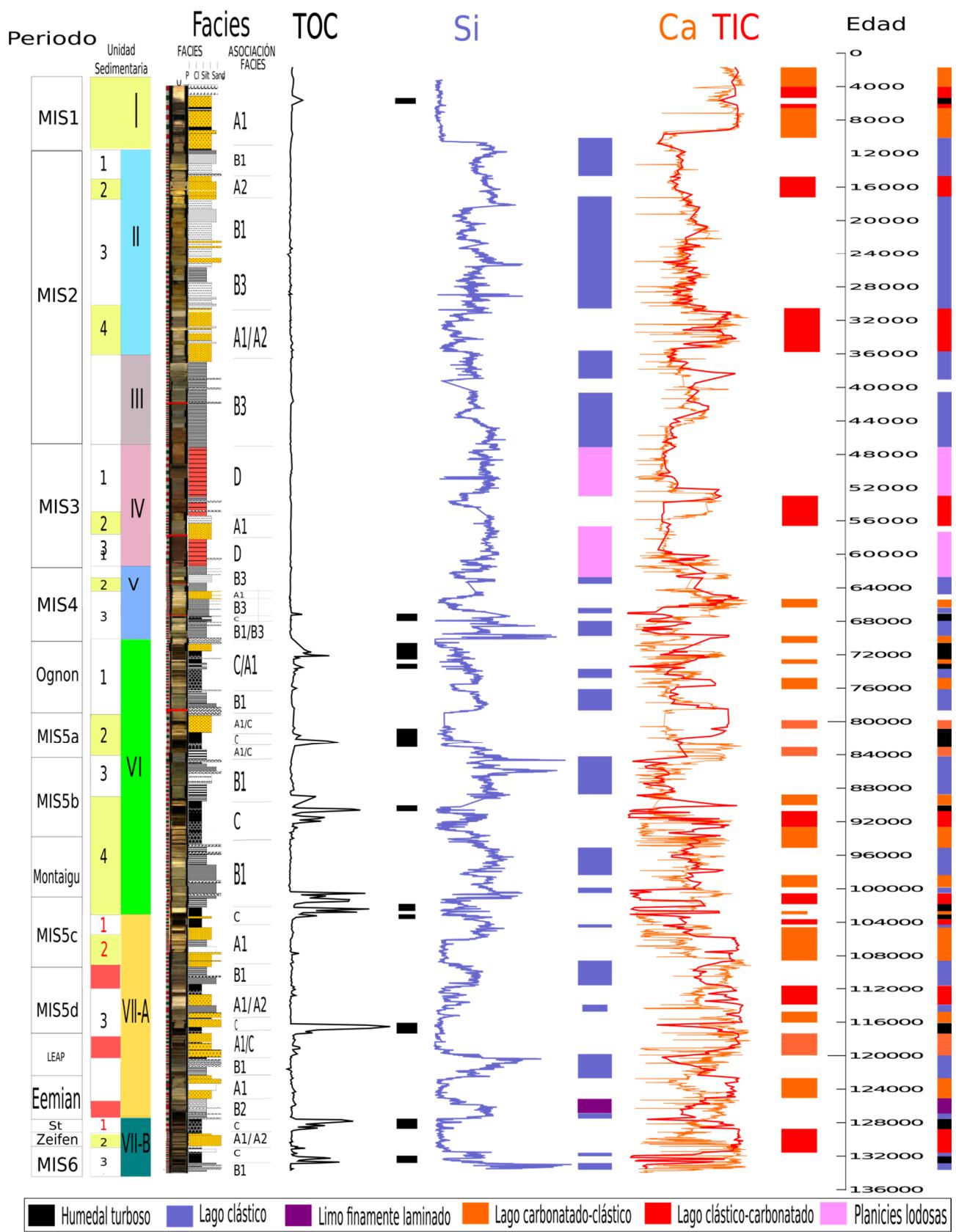


Figura 31: Indicadores sedimentológicos representados en edad para toda la secuencia de El Cañizar. Se muestra a la izquierda el periodo climático correspondiente, las unidades sedimentarias, las unidades de facies, y la simplificación de los tipos de lago en base a la composición de TOC, Si, Ca y TIC.

7.5 Otros controladores de la sedimentación lacustre: Hidrología, neotectónica y karstificación

La interacción entre el clima y la tectónica ha sido utilizada por diversos autores que han establecido un marco geoquímico-estratigráfico completo de cuencas lacustres, usando una aproximación integrada de la estratigrafía secuencial (Bohacs et al., 2000 y referencias incluidas). En esta línea, se han diferenciado tres tipos de cuenca: i) sobre-rellenada, que se caracteriza por asociaciones de facies fluviales y lacustres; ii) en equilibrio de relleno, dominada por asociaciones de facies fluctuantes profundas; iii) e infra-rellenada, caracterizada por asociaciones de facies evaporíticas (Bohacs et al., 2000). La interacción entre el clima y la tectónica se debe evaluar con cuidado, ya que operan a escalas temporales a veces similares y a veces distintas, y sus efectos en la sedimentación lacustre pueden ser difíciles de diferenciar. Cuando se producen eventos sísmicos, y aumenta la subsidencia de la cuenca, se puede incrementar el espacio de acomodación del lago y – si las características hidrológicas son adecuadas - subir el nivel, pero se produce un desequilibrio deposicional que promueve más erosión en la cuenca, y más sedimentación, lo que puede llegar incluso a colmatar el lago. Además, existen numerosos ejemplos, sobretodo en grabens, en los que los abanicos aluviales represan los ríos o lagos permitiéndoles incrementar su nivel del lago (Tiercelin et al., 1987; Gawthorpe et al., 1994; Scholz 1995; Nelson et al., 1999; Atwater et al., 1986). A escala del Cuaternario, la presencia de facies de abanicos aluviales suele reflejar cambios importantes en el paisaje en el pasado. El gran problema es determinar si estos cambios en los procesos aluviales, han sido causados por actividad tectónica, cambios climáticos, o incluso por las condiciones geomorfológicas intrínsecas de los propios abanicos aluviales (Harvey et al., 1999).

En la Península Ibérica existen ejemplos a distintas escalas temporales y espaciales (Nickel 1982, Alonso-Zarza & Calvo 2000, Abels et al., 2009), donde las transiciones entre ambientes de depósito muy diferenciados - carbonatos palustres y lacustres, yesos y arcillas, gravas y arenas - responden más a la dinámica tectónica (reactivación o inhibición del relieve, reactivación de la conexión hidráulica-hidrogeológica, endorreísmo, exorreísmo, etc.) que a cambios climáticos o ambientales. No obstante, son más numerosos los registros que muestran evidencias de evolución asociada a variaciones climáticas que a procesos tectónicos (Abels et al., 2009, Valero et al., 2014, Abdul Aziz et al., 2003a, 2003b, Street-Perrott & Harrison 1985, Harrison et al., 2002, Valero-Garcés et al., 2008, Moreno et al., 2012, Hernández et al., 2015), con correlación con secuencias a nivel global, que dan fiabilidad espacial y temporal a los eventos registrados.

En el caso de la secuencia de El Cañizar se ha observado una clara respuesta sedimentaria a la variabilidad climática global a escala orbital y milenaria (sección 7.2 y 7.7). Sin embargo, algunos eventos sedimentarios también pueden haber sido desencadenados por eventos paleosísmicos. Por ejemplo, algunos niveles de gravas, límites erosivos o evidencias de cambios abruptos del nivel del lago, que se han producido tanto en ambiente deposicional más profundo como somero, pueden haber tenido un componente climático o tectónico. Este tipo de niveles y eventos son comunes en lagos con cuencas muy escarpadas (Chapron et al., 2004; Girardclos et al., 2007; Strasser et al., 2007) siendo asociados a procesos tectónicos. En una cuenca como la de El Cañizar, somera y sin márgenes escarpados, el origen de eventos análogos puede ser debido a eventos geomorfológicos puntuales principalmente tectónicos, o puede tener un origen diferente como cambios climáticos abruptos o eventos meteorológicos excepcionales, y no se puede estar seguro, con la metodología aquí abordada, de discernir entre un origen u otro.

Se han realizado varios estudios de la actividad neotectónica en las fallas de Calamocha, Palomera y Concud, las fallas responsables de la creación del semigraben de la cuenca del Jiloca (Simón et al., 2012, Rubio & Simon 2007), que señalan saltos de falla desde 150 a 460 m (ver capítulo 4.2.1.3), con actividad Plio-Pleistocena desde hace aproximadamente 3.6 Ma, con tasas de deslizamiento de 0.06-0.07 mm/a en Calamocha y 0.11-0.15 mm/a en Palomera. En la falla de Concud, la mejor estudiada se calcula una tasa media de deslizamiento de 0.26 mm/a, llegando en algunos sectores a ~0.53 mm/a entre 75 y 58 ka BP. Simón et al. (2012) realizaron dataciones OSL pre-evento y post-evento sísmico (con errores desde ± 1.3 a ± 8.2 ka) en las trincheras del Hocino y Los Baños de la falla de Concud, y Lafuente et al. (2014) calcularon la edad más probable de hasta nueve eventos paleosísmicos, ocurridos entre hace 74 y 15 ka BP, con una recurrencia aproximada de 7.4 ± 2.8 ka. En la zona de relevo entre la falla de Concud y Teruel hubo una cuenca endorreica durante el Plio-Pleistoceno (Ezquerro et al., 2012) en la que se han observado recientemente en los sedimentos palustres la influencia de los eventos paleosísmicos (Ezquerro et al. in press, 2015). Existen posibilidades de que los desplazamientos en la falla de Concud tengan su influencia o repercusión en la sismicidad de toda la cuenca y en el ambiente sedimentario de El Cañizar aunque esta falla está alejada 17 km desde el lugar donde se realizó el sondeo de El Cañizar, y su escorrentía actual pertenece hidrográficamente al Turia. La influencia de los eventos paleosísmicos en el registro lacustre de El Cañizar podrían ser de varios tipos: (i) deformaciones en la estructura de los sedimentos lacustres (Rodríguez-Pascua et al., 2010; Moretti et al., 2001), (ii) aumento de sedimentos detríticos, (iii) episodios de deposición de capas clásticas gruesas, (iv) subida brusca del nivel del lago, (v) límites erosivos o (vi) procesos edáficos, que podrían asociarse con respuestas

sedimentarias a los desequilibrios deposicionales promovidos por los eventos paleosísmicos. Con la información disponible no se puede afirmar la correlación entre cambios de facies y eventos paleosísmicos que puede ser objeto de investigaciones futuras. De hecho actualmente se está profundizando con este grupo de investigación de la Universidad de Zaragoza para tratar de descubrir movimientos verticales de sedimentos por licuefacción derivada de la presión ejercida durante un evento sísmico (Seilacher, 1969; Moretti et al., 1999; Montenat et al., 2007; El Taki & Pratt 2009; Rodriguez-Pascua et al., 2010; Moretti et al., 2001; Brandes & Winsemann 2013; He et al., 2014; Ezquerro et al. in press, 2015), pero aun las observaciones son preliminares y se debe revisar profundamente otras posibles causas que expliquen estas estructuras sismitas, como por ejemplo la ejecución de las maniobras de extracción para descartar que pudiesen estar producidos por perturbaciones metodológicas (Stow & Aksu 1978; He et al., 2014).

En cuanto al aumento de sedimentos detríticos como hemos discutido en el apartado 7.2.3 estos pueden haber sido ocasionados también por varios factores climáticos (figura 7.3). Además, el periodo entre 74 y 15 ka BP corresponde con los estadios isotópicos MIS4-MIS3-MIS2, periodos climáticos caracterizados por la sucesión de rápidas oscilaciones de fases frías a cálidas (los denominados ciclos Dansgaard-Oeschger, con una duración de 1000 a 3000 años, y los derivados eventos Heinrich), registradas en múltiples archivos climáticos a escala global (Dansgaard et al., 1993; Cacho et al., 1999; Heinrich, 1988; Broecker et al., 1992; Bond et al., 1992; y Bond et al., 1993) y que tienen importante influencia en el Mediterráneo occidental (Sanchez-Goñi et al., 2008). Por lo que los eventos registrados en El Cañizar, e incluso el aumento de deposición detrítica en el labio hundido de la falla, podrían ser producto de la instauración brusca de periodos estadiales y ser, por tanto, de origen climático. Por lo que las sinergias entre ambos procesos son también posibles, y después de un evento paleosísmico se incrementa el salto de falla y aumenta el espacio de acomodación en el lago, pero la tasa de sedimentación para llenar el desequilibrio tectónico sería más significativa durante periodos fríos como los estadiales, cuando hay menos cubierta vegetal y más procesos de gelificación y erosión.

Si, tal como se acaba de exponer, es realmente complejo diferenciar la actividad tectónica de la climática en abanicos aluviales y en el sedimento lacustre, más difícil puede llegar a ser detectar limnológicamente el rebajamiento kárstico subsuperficial tipo polje propuesto por Gracia et al. (2003) y Gutiérrez et al. (2008, 2012), para el caso concreto de la laguna de El Cañizar. Lo poco que podemos aportar a este respecto es que si extrapolamos la tasa de sedimentación lacustre

registrada durante los últimos 133 ka (0.55mm/yr), a los 7-2.5 Ma que se considera de evolución de la cuenca, los cálculos resultan compatibles con el rebajamiento kárstico subsuperficial propuesto para explicar el relieve. Durante periodos húmedos, el supuesto incremento de precipitaciones existente a nivel regional promovería un aumento de la erosión kárstica subsuperficial, provocando finalmente una agradación de sedimentos (y al contrario durante periodos secos) (Gutiérrez et al., 2012), viéndose incrementado además con la temperatura ya que se estimula la producción de CO₂ en el suelo por la vegetación (Moreno et al., 2013, Stoll et al., 2013). Aunque en general, durante estos periodos se reduciría la tasa de erosión y sedimentación por mayor cobertura vegetal, en El Cañizar el momento que interpretamos como de máxima disponibilidad hídrica y precipitaciones enérgicas (y por lo tanto de máxima disolución kárstica según la mencionada hipótesis), sería la primera parte del anterior interglacial, el Eemíense. En este periodo sin embargo, y a pesar de que la tasa de sedimentación no es desdeñable porque constituye 1,5 m de sedimento detrítico laminado para un total de 2 ka, no se puede confirmar la existencia de un rebajamiento kárstico subsuperficial y la alta erosividad se relaciona con los suelos poco vegetados debido al periodo árido anterior y la alta evapotranspiración y continentalidad debido a la insolación del Eemíense (apartado 9.2.4). Según nuestro modelo de edad, la tasa de sedimentación ha sido más o menos constante a lo largo del tiempo, y si levemente ha variado, a pesar de no poder precisarlo con seguridad por las incertidumbres y márgenes de error implícitos a la cronología disponible, ha sido para aumentar durante los periodos fríos (final del Riss, MIS5d, MIS5b, MIS4, inicio de MIS2 y LGM), lo que no sería coherente con la mencionada hipótesis. Benito et al. (2010) a partir del estudio de las terrazas que ha ido depositando e incidiendo el río Gállego al atravesar la roca madre evaporítica en la cuenca del Ebro, observaron que la disolución de la roca madre evaporítica dio lugar a una subsidencia inducida de la cuenca deposicional rellenándose con sedimentos aluviales. Este hundimiento del paleokarst y la agradación fluvial acelerada ocurrieron durante períodos de tiempo discreto, el más reciente entre 140 y 155 ka BP (final de MIS 6). Esta subsidencia afectó a las terrazas pero también a los abanicos aluviales. La disponibilidad hídrica aumentada que promovía el mayor lavado de sales era proporcionado por las cabeceras del Gállego, y correlacionan los depósitos aluviales afectados por hundimientos kársticos (140-150 ka BP) con depósitos fluvio-glaciales en la cuenca superior (156±10 y 155±24 ka) que indican que prevalecen condiciones de frío y derretimientos contemporáneos a la sedimentación asociada con subsidencia en el tramo inferior. Este episodio de subsidencia también se correlaciona con proxies hidrológicos que indican una prolongada (141-149 ka BP) caída de la salinidad en el mediterráneo occidental interpretado anteriormente como relacionada a un evento Heinrich (Martrat et al., 2004), pero en cambio puede

estar reflejando un periodo largo de descarga del río por la fusión de las montañas glaciadas (Benito et al., 2010; Lewis et al., 2009). Mecanismos similares pudieron tener lugar en este mismo periodo en el alto Jiloca que podrían haber creado el espacio de acomodación de la laguna de El Cañizar y generado los abanicos aluviales que reforzaron el endorreísmo. De momento, debido a que son escasas las relaciones entre los cambios a escala milenaria y orbital en este periodo con los cambios climáticos reflejados en los registros (Margari et al., 2010, 2014; Kallel et al., 2000), se requieren más estudios en el futuro.

De manera que con todo esto el espacio de acomodación del lago de El Cañizar en la cuenca del Alto Jiloca ha debido estar creado por procesos geomorfológicos (tectónicos y/o kársticos) activos, recientes y persistentes, que sin duda han podido quedar registrados en la secuencia lacustre, pero se trata de evidencias difícilmente abordables con la metodología aplicada, que está especialmente adaptada para conocer la influencia del clima en la sedimentación. Estos procesos (tectónicos y/o kársticos) han conformado las características hidrológicas y geomorfológicas de la cuenca que ha mantenido un balance hidrológico generalmente positivo (desarrollo de laguna en la zona central más profunda, excepto durante la unidad IV), con un equilibrio entre subsidencia y relleno. Por lo que la suma entre los cambios en las tasas de sedimentación y los cambios térmicos han producido el desarrollo de los distintos subambientes de depósito (zonas distales de abanicos aluviales, zonas palustres, de turbera, etc) reflejando los cambios hidrológicos importantes, la productividad de carbonatos y materia orgánica, y la llegada de sedimentos detríticos (Colman et al., 1995; Karabanov et al., 1998), como se ha documentado en la variabilidad registrada durante el MIS5 (apartado 7.2, 7.4).

7.6 Reconstrucción del nivel del lago

A partir de las asunciones discutidas que definen el ambiente sedimentario, y con toda la información de las características del sedimento disponible (ver tabla 7.6) se ha inferido el nivel del lago relativo a lo largo de toda la secuencia (fig. 7.7 y ANEXOS). Esta Tesis se centra en los 30m inferiores de la secuencia, por lo que se profundiza en la discusión en este tramo en las variaciones del nivel del lago (fig. 7.7) y se han definido los tipos de lago (tabla 7.5) que se suceden.

Por norma general hemos deducido que el nivel más bajo del lago se evidencia con la deposición de facies de humedal higroturboso (7.2.2). El nivel más alto del lago se evidencia cuando se depositan facies laminadas de lago clástico (7.2.3), pero existen umbrales de transición

entre los distintos tipos, por lo que debemos tener en cuenta otras señales en los sedimentos que nos permitan inferir el nivel. Las señales edáficas, de oxidación, límites erosivos y sedimentos retrabajados o precipitación de yesos y sulfuros indican exposición aérea y por tanto niveles de lago efímero colmatado (Hammer 1986, Digerfeldt 2008). Niveles muy bajos del lago pero sin llegar a desaparecer la lámina de agua en las condiciones concretas que hemos discutido en el apartado 7.2.2 promueven la sedimentación de materia orgánica reducida. El moteado de sedimentos por bioturbación, los restos de raíces y presencia de bivalvos también indican niveles bajos (Scholz et al., 2007). Los niveles someros típicos de lago productivo carbonatado se evidencian con la presencia de Carófitas, pero también son frecuentes los restos vegetales y moteado de raíces (Alonso-Zarza & Tanner 2009). Los conchas de gasterópodos encontradas son mayoritariamente pertenecientes a Planorbidea que indican ambiente más fluvial (Currás et al., 2012) alternándose con Hydrobiidae que prefieren las aguas tranquilas sin corrientes (Dillon 2000). Sedimentos bandeados y laminados indican mayores niveles de lámina de agua (Cohen 2003). Cuando encontramos niveles de gravas o clastos evidencian eventos puntuales de cambio de nivel, dependiendo de los niveles indicados por los sedimentos contiguos anteriores y posteriores, puede ser subida del nivel del lago o colmatamiento en otras ocasiones (tabla 7.6).

Este trabajo se ha centrado con más profundidad en la variabilidad de las unidades sedimentarias V, VI y VII, el periodo correspondiente al MIS6, MIS5 y MIS4, ya que es donde se ha focalizado fundamentalmente el estudio palinológico de esta tesis. Corresponden a este periodo los 19 primeros tipos de lago, descritos en la tabla 7.5. Se puede apreciar que los mínimos niveles de lago los encontramos en la base del sondeo al principio de la Unidad VII-B y en la Unidad V (fig. 7.7), que corresponden con periodos estadiales donde se reduce la precipitación a nivel global y aumenta la erosión por reducción de la vegetación lo que conlleva mayor aporte detrítico y posibilidades de colmatación. Los máximos niveles del lago se producen en la base de la Unidad VII-A, durante el Eemense (fig. 7.7). Niveles someros fluctuantes se suceden a lo largo de las Unidades VII-A y VI, dependiendo de los subestadios climáticos globales y las condiciones regiones a lo largo del MIS5 (fig. 7.7).

Que tengamos registrada una alternancia de tipos de lago a lo largo de la secuencia no tiene que significar únicamente que se produzcan cambios de un tipo a otro en el tiempo ocasionados por cambios climáticos o tectónicos, sino que también pueden deberse a desplazamientos del sistema lacustre en horizontal (Morellón 2008). Además, como se ha discutido anteriormente, a veces es complicado inferir cambios en el nivel del lago cuando hay cambios en el tipo de lago (ej. entre lago clástico y lago carbonatado) que suponen un ambiente de depósito muy distinto. Una dificultad

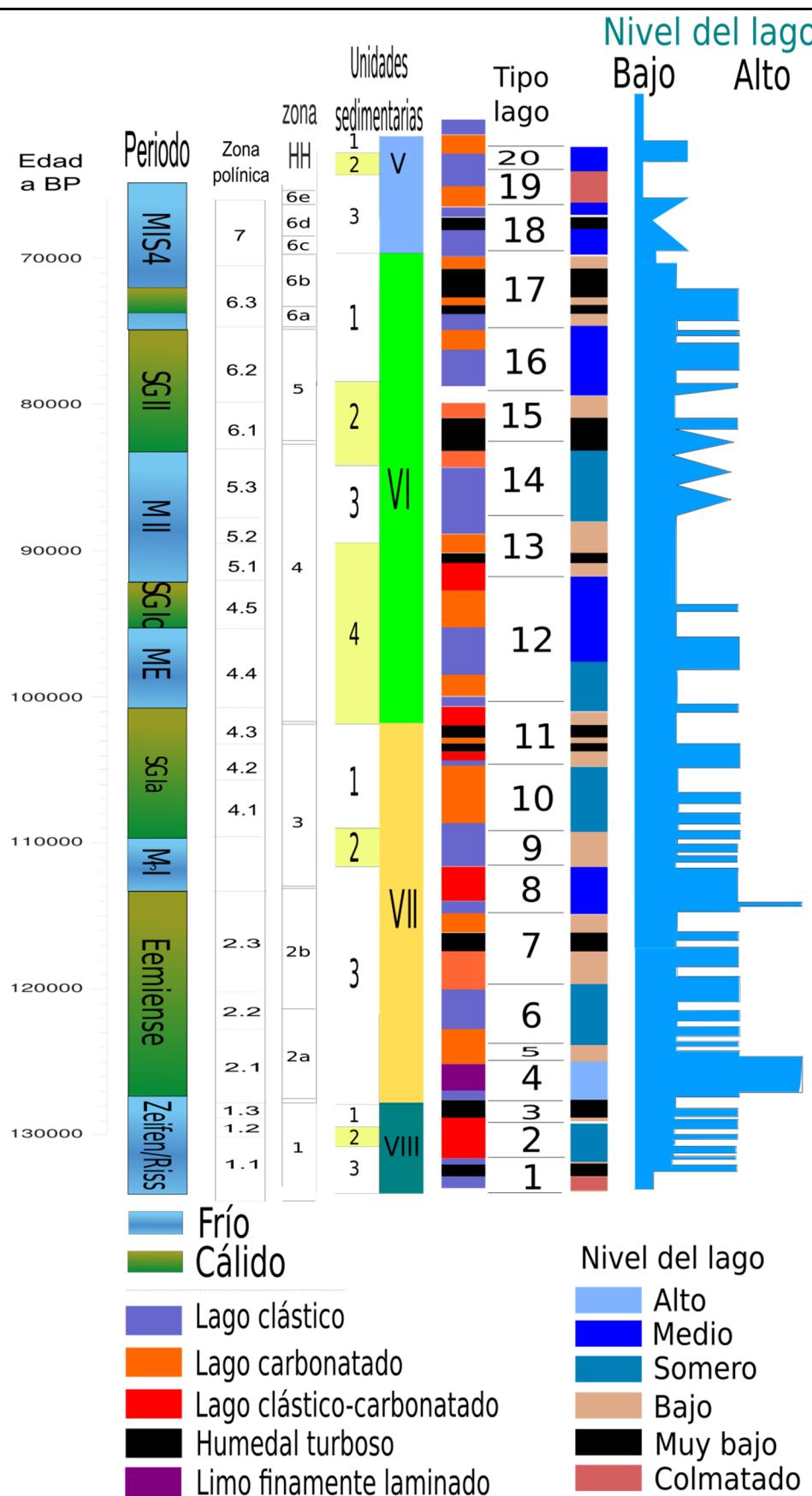
añadida para inferir niveles relativos del lago es contar tan solo con un sondeo vertical, sin réplicas para correlacionar. Por lo tanto, esta reconstrucción del lago no se debe considerar un estudio pormenorizado, sino un ejercicio que sirve para entender mejor globalmente la secuencia de El Cañizar y útil para comparar posteriormente con la información obtenida de la reconstrucción a partir del estudio palinológico.

Tipo lago	Descripción
L30	Lago carbonatado con algún evento turboso
L29	Lago efímero clástico a veces carbonatado
L28	Lago clástico a veces colmatado
L27	Lago efímero muy somero clástico-carbonatado
L26	Lago clástico somero
L25	Lago clástico muy somero
L24	Lago clástico
L23	Planicie lodosa
L22	Lago carbonatado somero
L21	Planicie lodosa
L20	Lago clástico-carbonatado
L19	Lago clástico-carbonatado a veces colmatado
L18	Lago clástico muy detrítico a veces colmatado
L17	Humedal higroturboso detrítico y carbonatado
L16	Lago clástico muy detrítico a veces somero
L15	Humedal turboso y lago carbonatado
L14	Lago clástico muy detrítico a veces somero
L13	Lago carbonatado-clástico con fase anóxica madura
L12	Lago clástico muy detrítico a veces somero
L11	Humedal turboso
L10	Lago somero carbonatado-clástico
L9	Humedal clástico oligoturboso
L8	Lago carbonatado-clástico medio
L7	Lago somero carbonatado con fase anóxica madura
L6	Progradación de lago clástico
L5	Lago somero carbonatado
L4	Lago clástico profundo muy detrítico que transiciona a fino laminado
L3	Humedal anóxico de colmatamiento
L2	Lago carbonatado-clástico
L1	Lago efímero muy detrítico con colmatamientos anóxicos

Tabla 8.5: Descripción de los tipos de lago evidenciados en la secuencia de El Cañizar.

Nivel del lago	Colmatado	Muy bajo	Bajo	Somero	Medio	Alto
Señales edáficas	++					
Oxidación	++					
Límite erosivo	++					
Sedimentos retrabajados	++					
Yesos, sulfuros	++	+				
Materia orgánica reducida		++				
Bivalvos (fragmentados)			++			
Bivalvos			+			
Moteado y bioturbación			++	+		
Raíces			++	+		
Restos vegetales			+	+		
Carófitas				+		
Gasterópodos (fragmentados)				++	+	
Gasterópodos (enteros)					++	+
Bandeado				+	++	
Laminado					+	++
Clastos, gravas	depende contiguo					

Tabla 9.6: Indicadores que han permitido determinar el nivel del lago. Clastos y gravas indican cambios, pero la inferencia del tipo de cambio depende de los sedimentos contiguos a base y a techo.



7.7 Sucesión de tipos de lago determinada por patrones orbitales

La comprensión de la evolución histórica de la sedimentación en un lago no sólo requiere una interpretación de las facies, sino también una comprensión a escala más grande de los vínculos entre la deposición y los factores que influyen en la sedimentación. Los modelos de facies a escala de cuenca lacustre se centran en las principales interacciones entre el clima o actividad tectónica y la sedimentación, tratando de explicar por qué determinados tipos de facies se desarrollan en determinadas zonas o en determinados momentos de la historia de un lago (Cohen 2003). A partir de únicamente la información sedimentológica es imposible deducir si estas variaciones han sido causadas por cambios de precipitación, evaporación, estacionalidad y/u otros factores climáticos (Abels et al., 2009). La integración del modelo deposicional de facies sedimentarias junto al modelo de edad permite asociar los distintos subambientes deposicionales y de nivel del lago con la evolución de los parámetros orbitales, como pueden ser la precesión, la excentricidad, la oblicuidad o la suma de las tres en la insolación a lo largo del tiempo (ver capítulo 2.1.3). De manera que permite realizar una mejor reconstrucción de la historia deposicional, ya que se conocen los patrones orbitales, como por ejemplo la insolación de verano y de invierno que determina la continentalidad y estacionalidad (fig 7.8).

Los perfiles de TOC han sido de gran utilidad para documentar la ciclicidad climática a largo plazo en otros registros. La correlación de los ciclos de anoxia con curvas orbitales calculadas requiere un conocimiento de la relación entre los factores y procesos que producen anoxia con los procesos que desencadenan ciertos parámetros orbitales. Por consiguiente, se deben descifrar la influencia climática en la disponibilidad hídrica o temperatura en los parámetros orbitales y, además, las condiciones climáticas necesarias para el desarrollo de los ambientes de depósito anóxico (Abels et al., 2009). Esta lógica se denomina relación de fase (“phase relationship”) entre sedimentología y parámetros orbitales. En el hemisferio norte, mínimos de precesión climática (veranos en perihelio) causan pleno verano y baja insolación de invierno, resultando una mayor estacionalidad. Numerosos estudios han demostrado la influencia de la precesión en zonas circum-mediterráneas (Magri y Tzedakis, 2000; Rossignol-Strick, 1983; Hilgen et al., 1999; Foucault & Mélières, 2000; Steenbrink et al., 1999; Abdul Aziz et al., 2000).

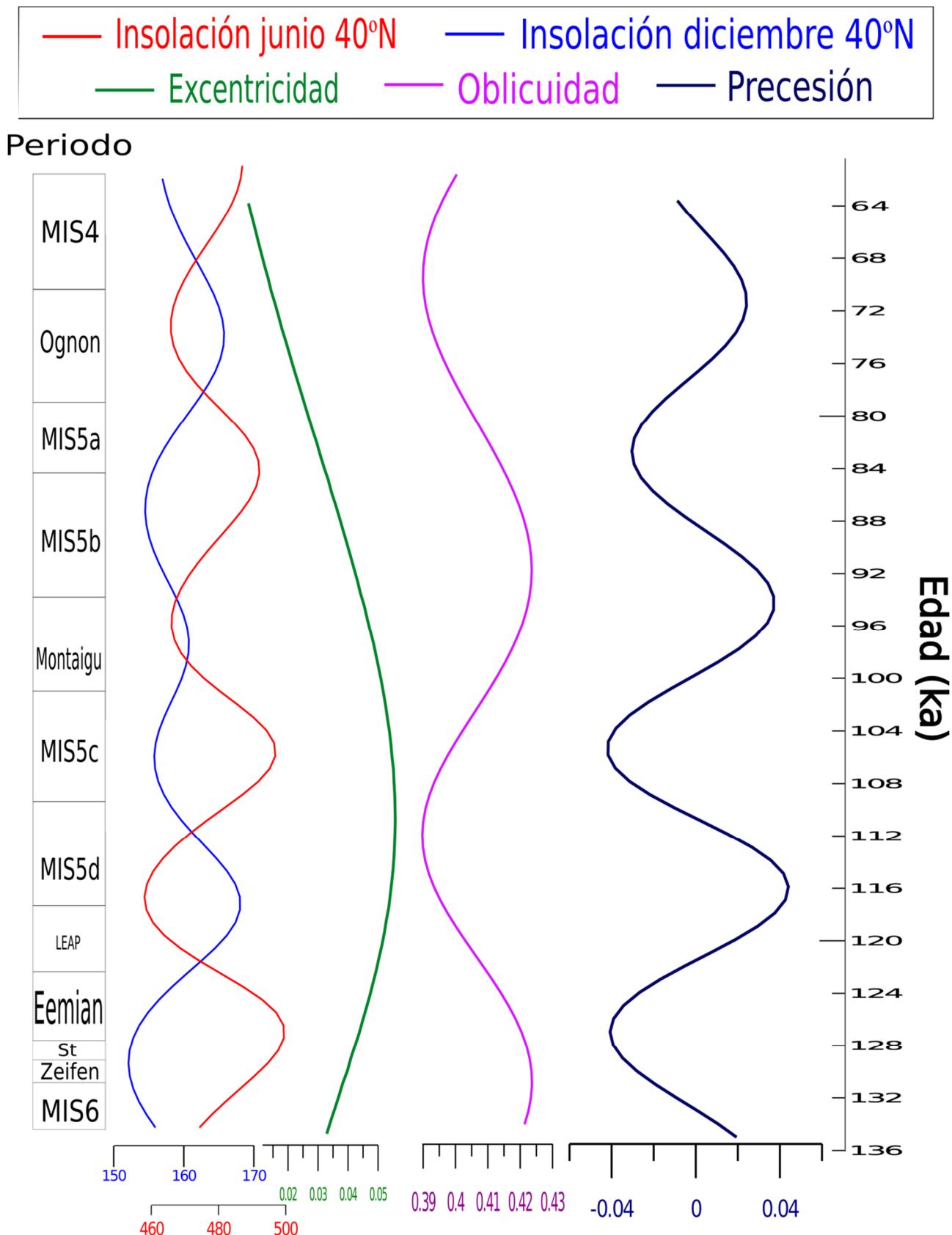


Figura 33: Parámetros orbitales entre 136 y 64 ka BP. Extraido mediante PAST 3.04 basado en los cálculos de Lasckar et al., 2004.

Más regionalmente encontramos ejemplos, a escalas temporales distintas, en Teruel, la cuenca del Ebro y Calatayud (Abels et al., 2009; Valero et al., 2014; Abdul Aziz et al., 2003a, 2003b), donde las fluctuaciones del nivel del lago están determinadas por los ciclos climáticos precesionales, mientras que la presencia de humedales carbonatados a largo plazo está relacionado con la ciclicidad de la excentricidad. En El Cañizar se aprecia que los picos de TOC de la primera mitad de la secuencia (74-34m) coinciden con las crestas de máximos y mínimos de la curva sinusoidal de precesión (fig. 7.9A), por lo que los procesos de anóxia se producen por causa de aumento de estacionalidad (en mínimos de precesión) o reducción de estacionalidad (máximos de precesión) donde se producen niveles bajos del lago y procesos que limitan el oleaje como hemos discutido en el apartado 7.2.2 (fig. 7.3). Además la magnitud de los valores de carbono orgánico (TOC) sigue una tendencia que se podría relacionar con la curva de excentricidad orbital (fig. 7.9A). En otros lugares cuando las concentraciones de TOC se pueden convertir en flujo se toma como un indicador de la productividad. Las hipótesis subyacentes son que la productividad original se refleja cuantitativamente en la cantidad de biomasa que se hunde en el fondo del lago, y que esta biomasa es proporcionalmente degradada después de su entierro. Este uso cuantitativo de TOC como indicador de la productividad surgió a partir de los estudios que mostraban los cambios en la concentración de TOC asociados con avances glaciares (decrecimiento de TOC) o retrocesos (incremento de TOC) (Levesque et al., 1994). Sin embargo bajo condiciones de productividad moderada o alta, otros factores como la estratificación, la degradación de materia orgánica o los aportes clásticos son reguladores más importantes, y la interpretación TOC se debe ajustar consecuentemente (Katz, 1990), por lo que no descartamos la hipótesis planteada anteriormente, el carbono orgánico acumulado en los picos y valles precesionales es proporcional a los valores de excentricidad orbital (fig. 7.9A).

Del mismo modo se puede apreciar la predominancia del tipo de lago clástico, evidenciado por el aumento de detriticos como el Silicio (Si), en los nodos de la curva sinusoidal que representa la precesión orbital, en las transiciones entre las crestas y los valles que coinciden con el perihelio en primavera y en otoño (figura 7.9B). También se puede apreciar como con la reducción de la excentricidad aumenta la predominancia de lagos clásticos a partir de 54 m en la Unidad VI (fig 7.9B) como sucede en otros registros (Smith et al., 2014).

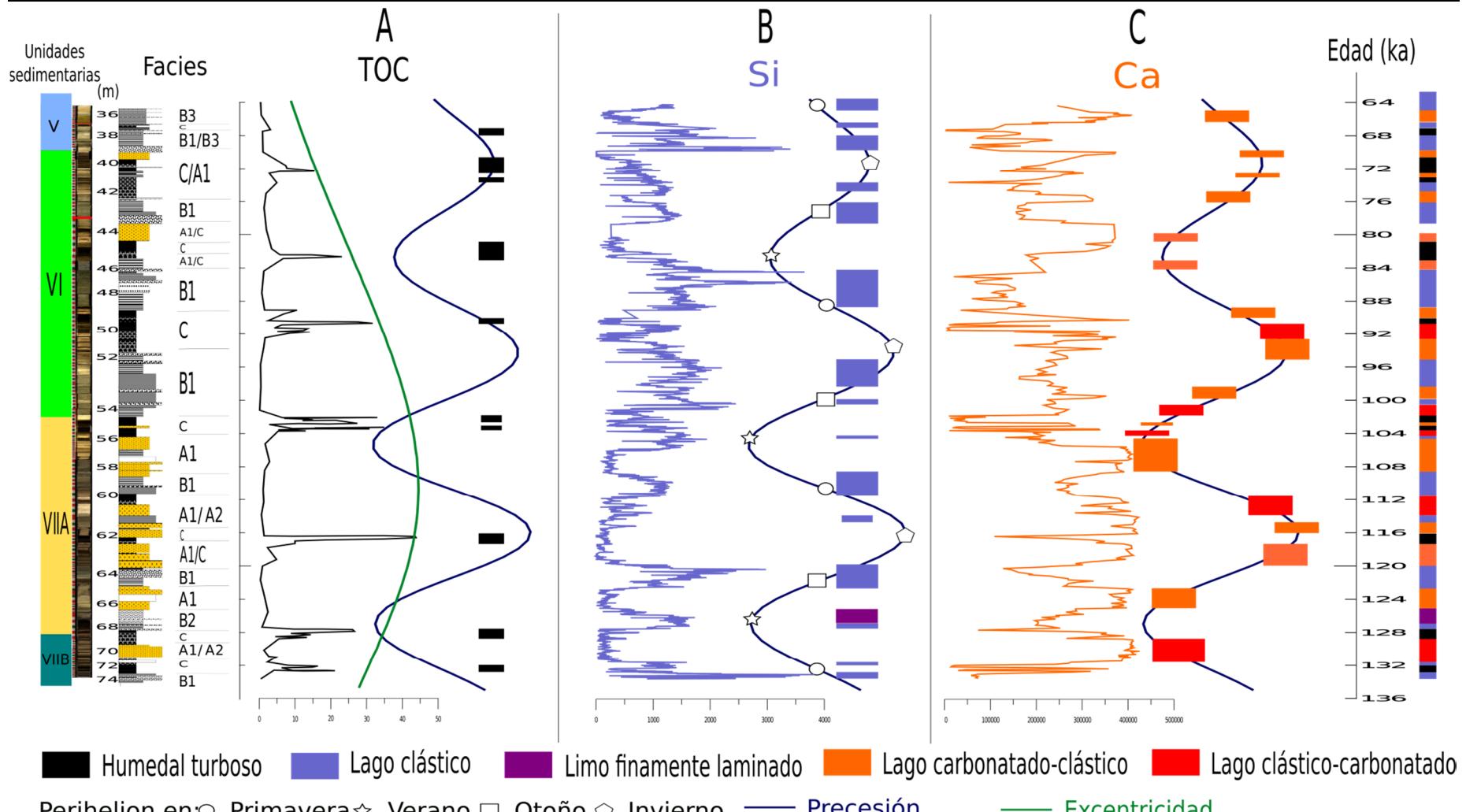


Figura 34: Correlación tentativa de parámetros orbitales con indicadores sedimentológicos. A: Se aprecia que TOC coincide con máximos y mínimos de precesión. Y su magnitud es proporcional a la excentricidad. B: Detríticos coinciden con perihelio en los equinoccios de primavera y otoño. Y a menor excentricidad más detríticos. C: Lago carbonatado con deposición de Ca y TIC ocurre en momentos estables cuando no ocurre lo anterior. Valores altos y más predominancia cuando la excentricidad está en su máximo.

Para las fases de lago carbonatado evidenciadas por los valores altos de Calcio (Ca) entre otros, se puede apreciar como se ciñen a ocupar los espacios temporales precedentes y posteriores a los picos de TOC, con preferencia también por las crestas y los valles precesionales (fig 7.9C). Este tipo de lago se forma fundamentalmente como transición de un tipo clástico a tipo turboso y viceversa, existiendo excepciones en los que se producen cambios abruptos entre un tipo de lago y otro. La precipitación de carbonato cálcico, especialmente de la calcita, parece estar controlada por procesos bioquímicos, fundamentalmente por la acción fotosintética de algas y vegetación litoral (como hemos comentado en el apartado 7.2.1) y los altos valores hegemónicos de Ca de la unidad VII disminuyen cuando disminuye la excentricidad a partir del metro 54 (fig 7.9C).

Esta variabilidad y cambio de tipos de lago observada a lo largo del MIS5 se colapsa y ancla en tipo de lago clástico (Smith et al., 2014) durante las glaciaciones, ya que no se produce la suficiente actividad biótica para el desarrollo de las facies carbonatadas y sobretodo higroturbosas. Por lo que a lo largo del MIS4, MIS3 y MIS2 debido a la ausencia de desarrollo de vegetación en la cuenca los procesos erosivos son dominantes y se sedimentan básicamente facies de lago clástico colmatado, con cierta variabilidad con fases de lago carbonatado, y durante el MIS3 facies que muestran planicies lodosas con mucha oxidación evidenciando el periodo más árido de toda la secuencia (fig 7.8).

Por otra parte la influencia de la oblicuidad se observa en otros registros durante periodos con bajada de excentricidad, por ello es menos efectiva a bajas latitudes (J-Van Woerkom, 1953; Berger, 1978). Desde 100 a 90 ka BP se produce un periodo sin “definir orbitalmente”, donde a la insolación total no lo pronuncian ni la oblicuidad ni la precesión que se anulan en antifase a partir del metro 54 cuando empieza a bajar la excentricidad (fig. 7.8). Estos patrones alternantes que se pueden superponer a la ciclicidad básica originada por la precesión se les denomina “patrones de interferencia precesión-oblicuidad” (Abels et al., 2009) que se han visto también en otros registros continentales próximos como en Calatayud (Abdul Aziz et al., 2003). Estos patrones de interferencia pueden jugar papeles muy importantes, por ejemplo en el MIS11 Desprat et al. (2005) propone que el desarrollo de vegetación en estos periodos sin cambios de insolación pronunciados se deben considerar como factores desencadenantes de los mecanismos de retroalimentación para iniciar la glaciación a nivel planetario. En esta

época conllevó la entrada en la glaciaciación Würmiense con dos grandes ciclos estadiales/interestadiales (MIS5d, MIS5c, MIS5b y MIS5a) como se ha explicado en el capítulo 2 de introducción y se discute ampliamente en el apartado 9.3. Durante este periodo en El Cañizar hay un cambio de unidad sedimentaria (de VII a VI) con predominio de facies de lago clástico y disminución de los humedales higroturbosos y lagos carbonatados que predominaban anteriormente cuando la excentricidad orbital era alta. Entre 54 y 52 m se deposita una gran cantidad de sedimentos con alto contenido detrítico, y en los sedimentos de este intervalo todas las muestras son estériles polinínicamente, por lo que la inferencia paleoambiental se complica. En la interpretación palinológica de esta tesis (capítulo 9) se ha relacionado cronológicamente este episodio con el evento Montaigu visto en otros registros terrestres (Reille et al., 1992) correlacionable con el C23 en sondeos marinos (McManus et al., 1994), pero en los demás registros nunca tiene tal entidad proporcional, por lo que se podría achacar a estos “patrones de interferencia precesión-oblicuidad” que influirían en la sedimentación lacustre en esta región más que en otras (Abdul Aziz et al., 2003).

A partir del análisis de sucesiones de facies de esta variabilidad de tipos de lago relacionada con los factores ambientales intrínsecos a cada periodo climático, podemos intentar entender mejor la causa de estas respuestas del sistema limnológico de El Cañizar. Hasta la fecha, sin embargo, no se han definido modelos de facies detallados ya que la variabilidad geográfica, geológica, biológica, histórica, etc. de cada lago no permite una síntesis generalizada (Kelts & Hsu, 1978; Dean, 1981; Dean & Fouch, 1983; Eugster & Kelts, 1983; Wright, 1990; Talbot & Allen, 1996). Para descifrar la información paleoambiental registrada en estas secuencias lacustres, se requieren modelos de deposición para proporcionar un marco dinámico para la integración de todos los datos paleolimnológicos (Valero-Garcés y Kelts, 1995).

Si confluimos estos estadios lacustres a lo largo de la curva de insolación de verano a 40ºN (o con la curva de precesión) podemos atisbar una sucesión general que sigue un modelo teórico simplificado dependiente de las condiciones orbitales (fig 7.10), con las excepciones ya discutidas en este apartado. Durante el periodo MIS5 podemos observar que el lago ha ido cambiando su estado de lago carbonatado, lago clástico y a humedal higroturboso sucediéndose y cambiando de un tipo a otro dependiendo de las condiciones

climáticas que están determinadas fundamentalmente por los patrones orbitales entre otros factores. El nivel más bajo del lago se evidencia con la deposición de facies de humedal higroturboso. El nivel más alto del lago se evidencia cuando se depositan facies de lago clástico. Pero puede haber momentos en los que los aportes detríticos provoquen la colmatación del lago por progradación de abanicos aluviales distales y la reducción del nivel del lago. El estadio intermedio los representarían las facies de lago somero carbonatado productivo. La tendencia de sucesiones de estos tipos de lago sigue un patrón cílico como se puede observar en la figura 7.10.

7.8 Como hubiese evolucionado la laguna durante el Antropoceno y como evolucionará (perspectivas en el futuro)

Como disponemos de los valores de precesión, oblicuidad y excentricidad orbital hasta el presente y se pueden calcular los que habrá en el futuro, podemos plantear y proponer en base al modelo de sucesión de facies mostrado anteriormente cómo hubiese evolucionado la laguna de El Cañizar si no hubiese sufrido el impacto antropogénico a partir de la romanización y sobretodo, su drenaje definitivo en el siglo XVII. Y también proponer como evolucionaría la laguna en el futuro en el caso de ser recuperada en la actualidad.

El impacto humano, mediante los cambios de usos de suelo, conjugado con la reducción de disponibilidad hídrica a partir de la Pequeña Edad de Hielo, seguramente promovieron la lucha por el terreno cultivable a la laguna, aumentado con las necesidades alimenticias de la edad media y el miedo a las fiebres palúdicas asociadas a este tipo de humedales, que terminó con su drenaje definitivo en el siglo XVII (Rubio2004). Si no hubiese habido interés en reducir o hacer desaparecer la laguna durante los últimos 500 años seguramente hubiese constituido un humedal extenso, muy somero y fluctuante hasta haber sentido la tendencia hacia la reducción de precipitaciones que está promoviendo el cambio global actual sobretodo en la península ibérica y que está haciendo desaparecer antiguos lagos a nivel mundial. Además con la revolución verde y la utilización generalizada de maquinaria agrícola y fertilizantes químicos seguramente habrían producido algún problema de eutrofización como otros numerosos lagos afectados. A pesar de la sensibilidad de estos ecosistemas a los múltiples factores actuales que les afectan, su capacidad de regeneración es digna de mención y con buenos

programas que regulasen las actividades humanas en el entorno como puede ser la explotación de acuíferos, el tipo de cultivos, etc. habría habido un excelente nicho para fauna y flora en un magnífico humedal como el que se logró recuperar entre los años 2009 y 2013 gracias al esfuerzo de las personas afines a la fundación El Cañizar.

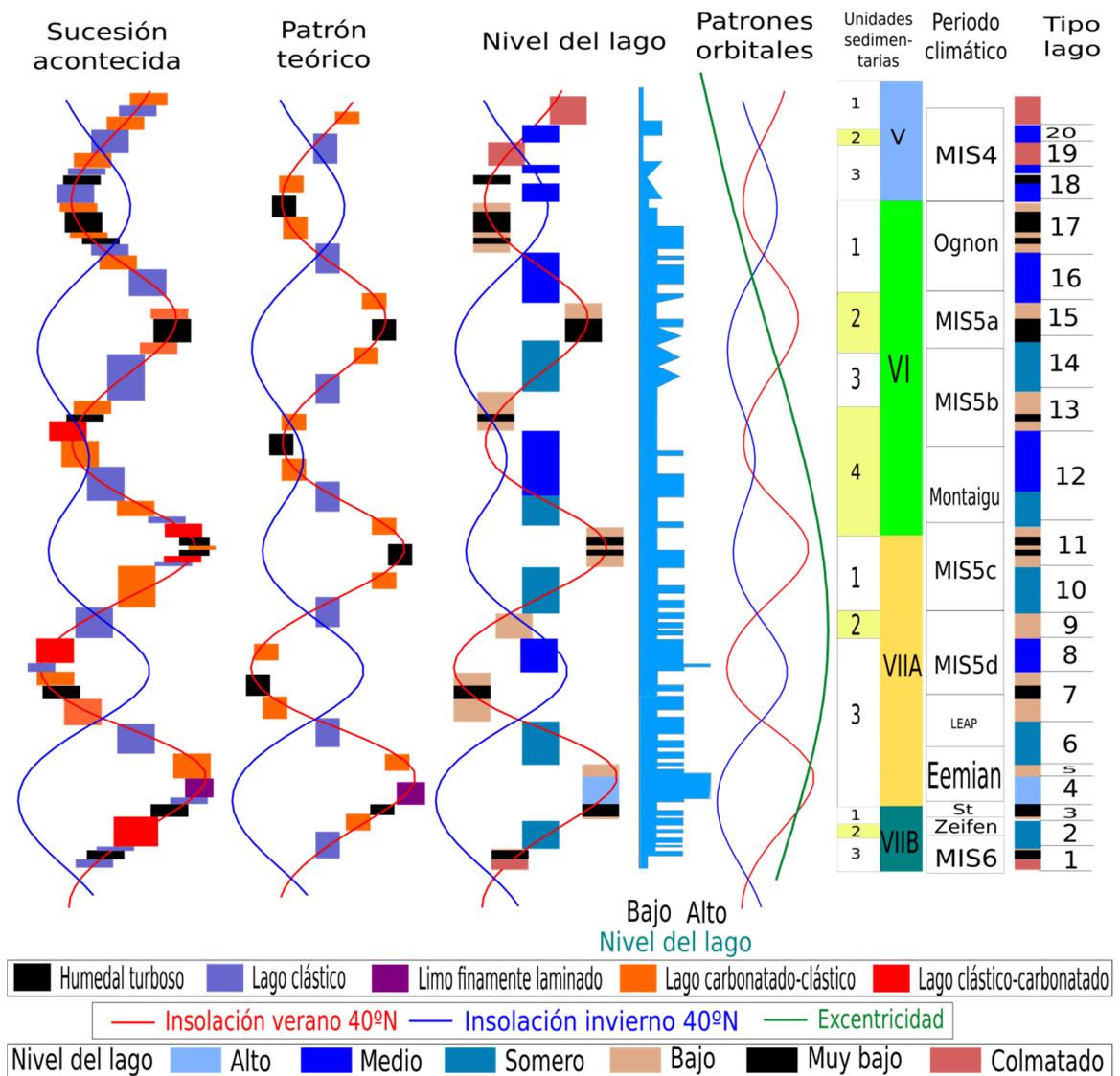


Figura 35: Sucesión lacustre acontecida en el MIS5, y la propuesta del patrón teórico que sigue dependiente de los patrones orbitales que a su vez condicionan el nivel del lago.

A otra escala, basándonos en parámetros orbitales que mayoritariamente determinan las condiciones climáticas, podemos señalar que el periodo interglacial Holoceno se ha caracterizado por su estabilidad, aunque como todos los periodos se puede apreciar cierta variabilidad. La entrada en la neoglaciación se produjo con la Pequeña Edad de Hielo hacia mediados del siglo XIV. Y aunque existen innumerables hipótesis sobre cómo el cambio global va a influenciar o ralentizar la entrada en el último periodo glacial, la inexorable definición de los parámetros orbitales de los ciclos de Milankovitch (1923)

promulgará los procesos de retroalimentación que inician la glaciación. La excentricidad está bajando desde el comienzo del Holoceno y va a seguir bajando por lo menos durante los próximos 26 ka, llegando a su mínimo del último millón de años. Por lo que la tendencia general desde el comienzo de la neoglaciación tendería hacia la reducción de las fases de lago carbonatado y eventos turbosos, y la predominancia de lagos clásticos por la progradación de abanicos aluviales distales sobre la cuenca (Smith et al., 2014). Si bien a más corto plazo la acción de la oblicuidad y la precesión pueden producir cierta variabilidad dentro de esta tendencia general marcada por la excentricidad. La oblicuidad bajara hasta dentro de 10 ka y volverá a subir, y tendrá momentos en que se sitúe en fase con la onda de precesión que aunque amplía su longitud de onda y reduce sus oscilaciones, podría potenciar y promocionar largos períodos (a escala humana) con predominancia de lago carbonatado productivo.

A partir de los datos sedimentológicos representados en edad y comparándolos con los patrones orbitales (ciclos de Milankovich), sobretodo la precesión y la excentricidad orbital. Relacionamos los picos de precesión, con las fases de menor nivel del lago donde se producen condiciones anóxicas de preservación de Carbono orgánico, sin detríticos ni precipitación carbonatada. La precesión tiene una ciclicidad de 25.8 ka (el eje de la Tierra completa su ciclo de precesión cada 25.800 años), por lo que sus fases mínimas y máximas están separadas por 12.9 ka, que es aproximadamente la ciclicidad de las fases anóxicas en el registro de El Cañizar (fig. 7.9). Además se puede observar que la magnitud de los valores de TOC es directamente proporcional a los valores de excentricidad (fig. 7.9). Durante el máximo de precesión, cuando el perihelio coincide con el invierno, la reducción de la disponibilidad hídrica para que se registren depósitos turbosos está relacionada con la reducción de la estacionalidad y la reducción de precipitación a nivel global. Y durante el mínimo de precesión, coincidiendo el perihelion con el verano, encontramos mayor continentalidad, máxima diferencia entre la insolación y temperatura de verano e invierno. La disponibilidad hídrica puede ser muy variable a nivel regional, pero estas condiciones orbitales debieron reducir la disponibilidad hídrica, asociado fundamentalmente con la mayor evapotranspiración durante el verano. Durante el primer perihelio en verano después de la glaciación Riss, hace 126 ka BP, no encontramos fases anóxicas. El aumento de la excentricidad durante este ciclo precesional conllevó un aumento global de la disponibilidad hídrica, y en el registro de El

Cañizar se evidencia mediante facies de lago profundo laminado. Las dos fases anóxicas más próximas a la base deben corresponderse con el periodo árido transicional desde la terminación de la glaciaciación Riss (MIS6) donde los cambios en los ambientes sedimentarios relacionados seguramente con la disponibilidad hídrica, la vegetación de la cuenca y quizás también la dinámica de desaparición del permafrost promovieron estas condiciones anóxicas. Similarmente ocurrió en el tardiglaciar Würmense (MIS 2) donde tenemos acumulaciones de TOC a 11.8 ka BP antes del brusco cambio hidrológico a condiciones holocenas en lo que se supone también un lago efímero con colmatamientos anóxicos. Y también a 8 ka BP, justo antes del inicio del Óptimo Climático del Holoceno, que por la leve subida de detríticos se podría relacionar más con el lavado de los primeros suelos que se desarrollaban con el incremento térmico, que con fases de turbera (ver capítulo 10.4).

La deposición de turbera o humedal higroturboso corresponde a fases con poca influencia fluvial y nivel del lago relativamente bajo. De los siete eventos marcadamente anóxicos que nos encontramos a lo largo del MIS5 podemos encontrarnos tipos de limos turbosos o masivos con materia orgánica o restos vegetales en distinto estado de maduración por lo que la calma fluvial es distinta en unos que en otros, así los eventos anóxicos a 45 y 55m de profundidad son más próximos a turba masiva muy descompuesta, precedidos por limos de grano muy fino y progradados a techo también por limos finos. En cambio los eventos a 40, 50, 62 metros así como a 69 y 72 m se corresponden con momentos de calma fluvial en la que se producen condiciones anóxicas, pero las características de estos sedimentos de limos bandeados turbosos y lumaquelas así como estar comprendidos entre sedimentos más gruesos y arenas, se puede afirmar que se corresponden con episódios de más influencia fluvial que los anteriores.

La evolución deposicional y paleohidrológica de El Cañizar durante el último interglaciar es coherente con las condiciones más húmedas durante MIS 5, pero revela una mayor variabilidad de humedad de lo esperado. Durante los interglaciares (Holoceno y MIS 5) se depositaron predominantemente sedimentos ricos en carbonatos y turbosos, marcando claramente condiciones de más productividad biológica (más húmedas y menos frías).

El tardiglaciado Riss está caracterizado por sedimentos detríticos con algún colmatamiento anóxico. En el comienzo del MIS5 (Zeifen) se produce un incremento de la productividad por el incremento de la temperatura y se comienzan a depositar los carbonatos que predominan durante todo el MIS5. El análisis detallado de asociaciones de facies del intervalo MIS 5 muestra claramente dos ambientes distintos (unidades VI y VII) el inferior (metro 54 a 74) con predominancia de sedimentos carbonatados, y el superior (metro 54 a 39) con predominancia de sedimentos más detríticos.

Durante el Eemiano se depositan facies detríticas laminadas que se relacionan con un mayor nivel del lago, de la disponibilidad hídrica y la energía fluvial.

En todo este periodo MIS5 existe una recurrencia de intercalación de hasta siete fases de anoxia. Los dos primeros considerándose humedales anóxicos de colmatamiento en el periodo árido tardiglaciado y antes del Eemiano. Cuarto y sexto episodio se producirían por excesivo desarrollo de vegetación que bloquea el oleaje. El tercero, quinto y séptimo episodios interpretados como humedales turbosos en momentos más fríos con producción de anoxia por estratificación por densidad.

Se registra sedimentación detrítica evidenciando fases áridas y frías durante el LEAP, Montaigu; MIS5d y MIS5b; y no podemos discernir con la información disponible si hay sedimentación detrítica debido a causas tectónicas.

Las facies lacustres carbonatadas y las facies higroturbosas indican condiciones climáticas más favorables que facies lacustres clásticas, ya que el aporte detrítico está relacionado con la erosibilidad mayor de los suelos de la cuenca por menor desarrollo de la vegetación. Así, en la secuencia de El Cañizar, los valores de Ca y TOC son más altos en la parte superior (Unidad I, 0-3 m) interglaciado Holoceno y en la inferior (Unidades VI y VII, 37-74 m) del penúltimo interglaciado (MIS5), con el desarrollo más significativo de humedales y lagos carbonatados de toda la secuencia.

El inicio del ciclo glacial MIS4 es abrupto, la transición de la Unidad VI a V representa la progresiva desaparición de los humedales, que terminó en la parte superior de la unidad V (37-29 m de profundidad), con la retirada de los humedales y la progradación de los abanicos aluviales distales sobre la cuenca del lago. Esta tendencia de acreción detrítica y disminución del nivel hidrológico regional alcanzó su punto máximo durante el MIS3, Unidad IV (21-29 m), donde hay claras evidencias

sedimentológicas de condiciones del lago efímeras (formación de dolomita, sedimentos finos oxidados y rojizos).

Unidades III y II se caracterizan por una mayor variabilidad ambiental local (y posiblemente global respondiendo a los ciclos D/O) según lo indicado por la diversidad de facies sedimentarias, mostrando una importante actividad de abanicos aluviales hasta la parte media alta de la Unidad II, cuando disminuye progresivamente.

El inicio de la unidad I es abrupto desde un punto de vista paleohidrológico, con la desaparición absoluta de detríticos y el desarrollo de lago carbonatado/humedal parecidos a los encontrados en la base de la secuencia (ver capítulo 10.4).

8 CALIBRACIÓN POLEN-VEGETACIÓN

8.1 Resultados de la calibración

Se ha estimado la productividad polínica relativa a Poaceae de cinco taxa: *Pinus*, *Juniperus*, *Quercus* perennifolio, *Quercus* marcescente y *Artemisia*. La figura 8.1 muestra cómo el polen de las trampas de ambos tipos de *Quercus* se correlaciona bien con la vegetación de alrededor mientras que *Pinus* generalmente aparece sobre-representado en las trampas (por ejemplo en las 1, 2, 5, 7, 8, 10 y 11 con 40-65% de polen de *Pinus* y ningún ejemplar en los 1500m muestreados a la redonda). Poaceae es un taxon que está siempre presente en la vegetación, aunque en ocasiones no se encuentra recolectado en las trampas que hemos dispuesto, como en las trampas 10 y 12 con solo 0,5% de polen de Poaceae (fig. 8.1), y aparece sistemáticamente sub-representado también en todas las demás con valores entre el 1 y 5,5%. Artemisia, por contra, tiene poca presencia en la vegetación (fig. 8.1B), pero también en las trampas polínicas, con la excepción de la trampa 9 con al menos 10% de polen de Artemisia, que sin embargo, no estaba presente en los 1500m muestreados alrededor de la trampa. El polen del género *Juniperus* está significativamente presente en las trampas 8 y 11 (6%) donde hay significativa presencia de sabinas (5-15% en los 100m) (fig. 8.1B), sin embargo sorprendentemente no hay apenas polen de *Juniperus* en las trampas 7, 10 y 12 rodeadas de abundantes sabinas (10-25%) en los 1500m de alrededor (fig. 8.1). En las trampas 3 y 4 tan sólo el 25% corresponde a pólenes de los 6 taxa que nos conciernen en este estudio, estas trampas están situadas en la zona de inundación del paleolago donde actualmente no hay árboles de los taxa examinados en los 1500m muestreados, la gran parte del polen recolectado en estas trampas corresponde a Chenopodiaceae.

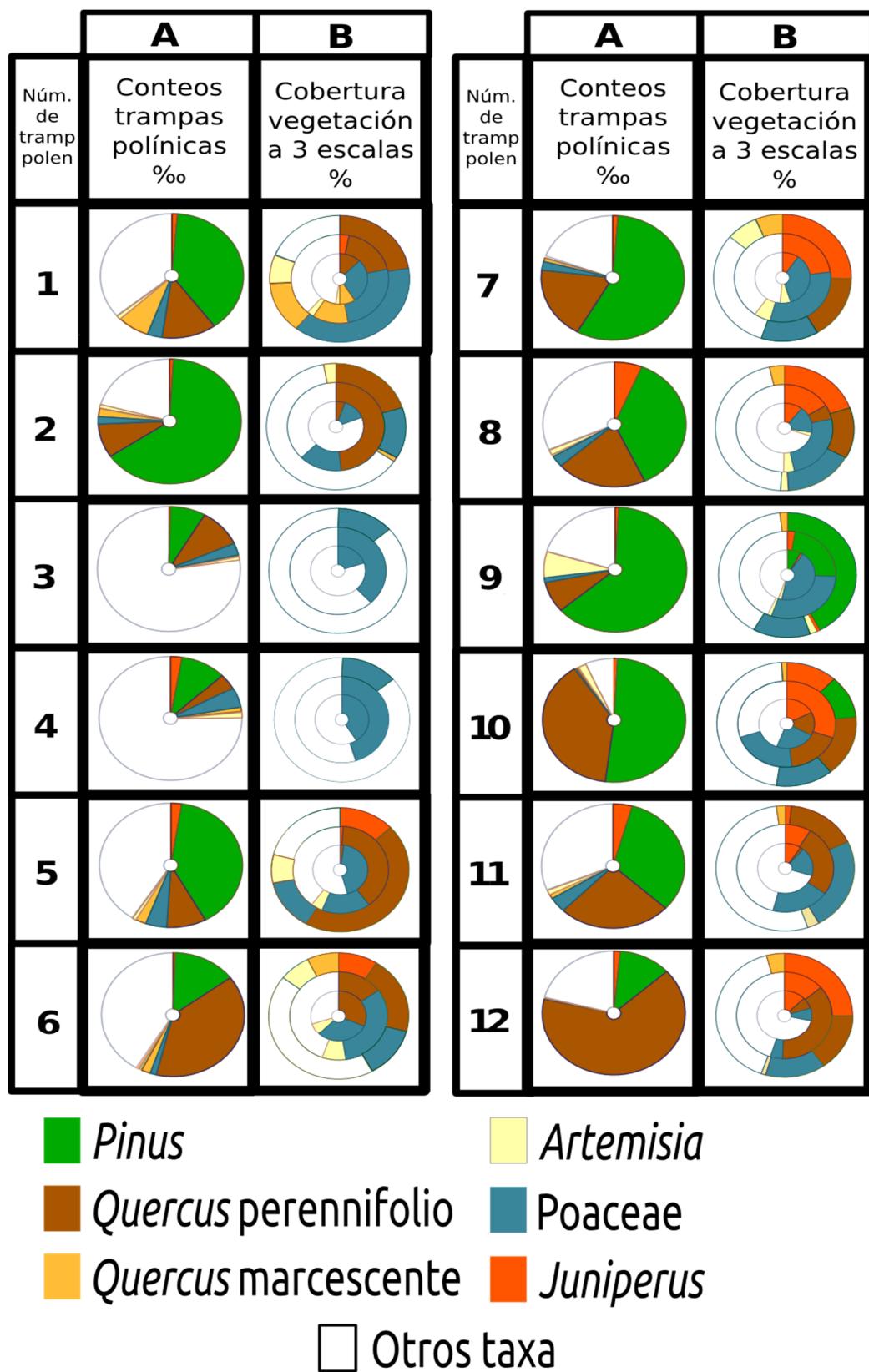


Figura 36: Relación real polen-vegetación. Columna izquierda **A**: Diagrama de sectores presentando las abundancias de cada tipo polínico en las trampas polínicas (%). Columna derecha **B**: Diagrama de sectores presentando la cobertura de vegetación en las tres escalas de muestreo (mirar fig.5.5.4).

8.1.1 RPP_{Poaceae} y RSAP para los taxa considerados

Los tres submodelos aportan diferentes valores de RPP_{Poaceae} (tabla 8.2). La bondad del ajuste de cada submodelo ha sido medida mediante el Lfs (Likelihood function score) que muestra curvas aserradas (fig. 8.3), apuntando a un ajuste inapropiado para este ambiente o este tipo de conjunto de datos. Los RPP_{Poaceae} comparados entre los tres submodelos producen resultados bastante sólidos. Lfs de los submodelos 2 y 3 muestra una curva más suavizada, y esto podría ser considerado como una mayor bondad del ajuste para este área de estudio, pero el submodelo ERV1 alcanza mejores valores de bondad del ajuste con la estabilización del Lfs en 10100 (fig. 8.3) por lo que las asunciones tomadas por ERV1 son más robustas con esta estructura de vegetación parcheada y discontinua. Lfs de ERV2 y ERV3 caen a 10000 en 20m pero después la gráfica sigue la forma cóncava característica de “palo de hockey” ascendiendo hasta un poco más de 10100 (fig. 8.3) implicando que ERV2 y 3 son menos robustas para este ambiente. Por lo que aunque ERV2 y ERV3 resulten curvas menos ruidosas que ERV1, este submodelo produce mejor bondad del ajuste y es el que se ha utilizado para calcular los valores de RPP_{Poaceae} que se han comparado con otros lugares (tabla 8.4).

Los RPP_{Poaceae} obtenidos para los seis taxones seleccionados en este área Mediterránea muestran valores muy diferentes a los estimados en otros lugares (tabla 8.6). Ordenados de mayor a menor productividad mediante ERV1 encontramos: *Pinus*, *Quercus perennifolio*, *Quercus marcescens* más elevados que Poaceae, y *Juniperus* y *Artemisia*, que aportan menores productividades que Poaceae. En la tabla 8.2 se presentan los valores de RPPE obtenidos en este estudio.

Taxa/modelo	ERV1	ERV2	ERV3
<i>Pinus</i>	38.91 (2.02)	47.07 (2.70)	43.36 (2.61)
<i>Quercus</i> perennifolio	19.39 (0.85)	4.56 (0.39)	6.31 (0.38)
<i>Quercus</i> marcescente	8.86 (1.36)	8.46 (1.05)	7.69 (0.97)
<i>Juniperus</i>	0.96 (0.33)	0.57 (0.20)	0.58 (0.20)
<i>Artemisia</i>	0.96 (1.26)	0.07 (1.36)	0.18 (1.39)
Poaceae	1 (0.00)	1 (0.00)	1 (0.00)

Tabla 10: Valores de RPPE ($RPP_{Poaceae}$) obtenidos para los tres submodelos diferentes de ERV. El número entre paréntesis se corresponde con la desviación estándar.

El $RPP_{Poaceae}$ para *Pinus* es 38.91 (S.D.=2.02). En otras regiones con otras especies de *Pinus* obtienen $RPP_{Poaceae}$ desde cerca de 1.5 en sedimento lacustres de Dinamarca y el altiplano suizo, y en trampas polínicas de los Alpes suizos, desde valores intermedios cercanos a 6 en cepellones de musgos en Bohemia central (República Checa), Finlandia, sur de Suecia y en sedimentos lacustres de Estonia, hasta un máximo de 21.58 estimado en cepellones de musgo en Suecia central (tabla 8.4). $RPP_{Poaceae}$ para *Quercus* perennifolio alcanza 19.39 (S.D.=0.85), hasta ahora no existe estimación de productividad polínica para *Quercus* perennifolios en otros lugares. $RPP_{Poaceae}$ de *Quercus* marcescente es 8.86 (S.D.=1.36). En otras regiones han calculado RPPE de *Quercus* caducifolio (mayoritariamente *Q.robur*) que abarca desde 0.91-2.08 en muestras de suelo en Norteamérica, 1.76 en Bohemia central, 2.56 en el altiplano suizo, 5.83 en Inglaterra, y un máximo de 7.39 y 7-53 en Estonia y sur de Suecia respectivamente (tabla 8.4). $RPP_{Poaceae}$ para *Juniperus* en esta región es 0.96 (S.D.=0.33). La productividad de los *Juniperus* parece también muy variable en otras regiones, en Suecia central es 0.11 y en el sur de Suecia es 2.1. Pero en Norteamérica fue estimado en 17.10 y 20.67. $RPP_{Poaceae}$ para *Artemisia* es 0.96 (S.D.1.26). En otras regiones fue estimado en 2.77 para Bohemia central, 3.48 en Estonia, 1.3 en Norteamérica, y entre 0.0001 hasta 9.83 en muestras de suelo de estepa y desierto en China (Tabla 8.4).

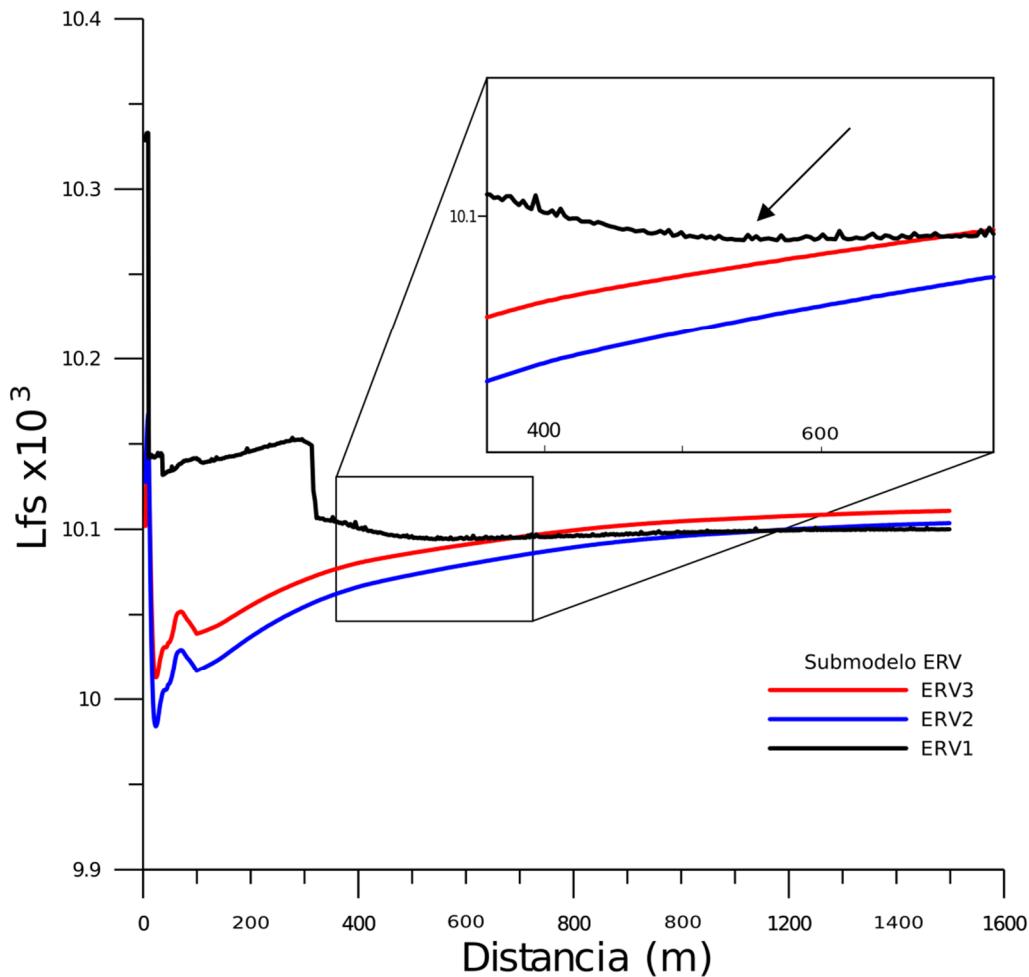


Figura 37: Representación de la función de máxima verosimilitud (Lfs) con respecto a la distancia. Eje vertical: valor de la función de máxima verosimilitud. Eje horizontal: distancia en metros. Se presentan tres submodelos ERV diferentes. El método de regresión moving-window (con 300m de ventana móvil), estableció que a 550-600m es donde la pendiente de la recta de regresión del Lfs alcanza -0,05 (flecha indica el lugar).

El RSAP (Relevant Source Area of Pollen) fue establecido en 550-600m (fig. 8.3), la distancia a la cuál Lfs alcanza la asíntota estimada mediante el método de regresión de ventana móvil (ver sección 5.5.2), dónde la pendiente de la recta de regresión es 0,05 en todos los tres submodelos (negativa en ERV1, positiva en ERV2 y 3). Lfs representado contra la distancia no sigue una asíntota perfecta ya que Lfs tiene otros máximos y mínimos relativos que se pueden considerarse RSAP transitorios.

Los análisis “trampa a trampa” RPPr, como era de esperar para *Pinus* es generalmente más alto que los otros taxa en todas las trampas (fig. 8.5). Es el

máximo en las trampas 7 y 8, después en 1, 2, 3 y 4. Las trampas 5, 6 y 11 tienen valores moderados, y la trampa 9, 10 y 11 muestran los valores más bajos de RPPr de *Pinus*. Mientras que en el caso de RPPr de *Juniperus* sucede lo contrario, es generalmente el más bajo en todas las trampas. Solo tiene un destacable valor en la trampa 4 pero aun así es el mínimo entre los otros taxa. RPPr de *Quercus perennifolio* es más alto en las trampas 3, 4, 6, 7, 8 y 11. Y su RPPr es casi ausente en las trampas 2, 5 y 10. RPPr para *Quercus marcescens* es más alto en 4, 6 y 7. Y su RPPr es casi ausente en las trampas 9, 10 y 12. RPPr para *Artemisia* es en general más alta que los otros taxones excepto *Pinus* en todas las trampas. Es un poco más alto en las trampas 4 y 9, y tiene los valores más bajos, en las trampas 6 y 12. (fig. 8.5).

	Región	Colector polínico	Submodelo	Poaceae	<i>Pinus</i>	<i>Juniperus</i>	<i>Artemisia</i>	<i>Quercus</i> deciduous	<i>Quercus</i> marcescent	<i>Quercus</i> evergreen	Referencia
6.1	Iberia continental	Trampa polínica	ERV1	1 (0.00)	38.91 (2.02)	0.96(0.33)	0.96 (1.26)	(-)	8.86 (1.36)	19.39 (0.85)	
6.2	Bohemia, República Checa	Musgo	ERV 1	1 (0.00)	6.17 (0.41)	(-)	2.77 (0.39)	1.76 (0.20)	(-)	(-)	Abraham & Kozáková 2012
6.3	Finlandia	Musgo y trampas	ERV 3	1 (0.00)	8.4 (1.34)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	Räsänen et al. 2007
6.4	Suecia central	Musgo	ERV 3	1 (0.00)	21.58 (2.87)	0.11	(-)	(-)	(-)	(-)	von Stedingk 2006
6.5	Suecia sur	Musgo	ERV 3	1 (0.00)	5.66 (-)	2.1	(-)	7.53 (0.08)	(-)	(-)	Broström et al. 2005
6.6	Inglaterra	Musgo	ERV 1	1 (0.00)	(-)	(-)	(-)	5.83 (0.00)	(-)	(-)	Bunting et al. 2005
6.7	Estonia	Sedimentos lago	ERV 3	1 (0.00)	5.07 (0.06)	(-)	3.48 (0.20)	7.39 (0.20)	(-)	(-)	Poska et al. 2011
6.8	Dinamarca	Sedimentos lago	ERV 1	1 (0.00)	1.41	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	Nielsen & Odgaard 2010
6.9	Meseta Suiza	Sedimentos lago	ERV 3	1 (0.00)	1.35 (0.45)	(-)	(-)	2.56 (0.39)	(-)	(-)	Soepboer et al. 2007
6.10	Alpes suizos	Trampa polínica	Híbrido	1	1.65	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	Sjögren et al. 2008
6.11	China (todas)	Muestras de suelo	ERV1/ERV2	0.08/0.03	(-)	(-)	4.29/8.93	(-)	(-)	(-)	Li et al. 2011
	China semi-desierto-estepa		ERV1/ERV2	0/0.0001	(-)	(-)	9.83/0.0001	(-)	(-)	(-)	
	China desierto		ERV1/ERV2	0.07/0.14	(-)	(-)	3.50/9.23	(-)	(-)	(-)	
6.12	Flint Hills en Kansas, USA	Muestras de suelo	ERV1	1	(-)	17.10 (1.72)	1.25 (0.43)	0.91 (0.23)	(-)	(-)	Commerford et al. 2013
			ERV3	1	(-)	20.67 (1.54)	1.35 (0.24)	2.08 (0.43)	(-)	(-)	
6.13	Media NW Europa	Varios	Varios	1	5.71	2.08	(-)	7.6	(-)	(-)	Gaillard et al. 2008

Tabla 11: Comparativa de RPPE de los 6 taxa de este estudio con aquellos obtenidos en otras regiones. Desviación estándar indicada entre paréntesis cuando está disponible.

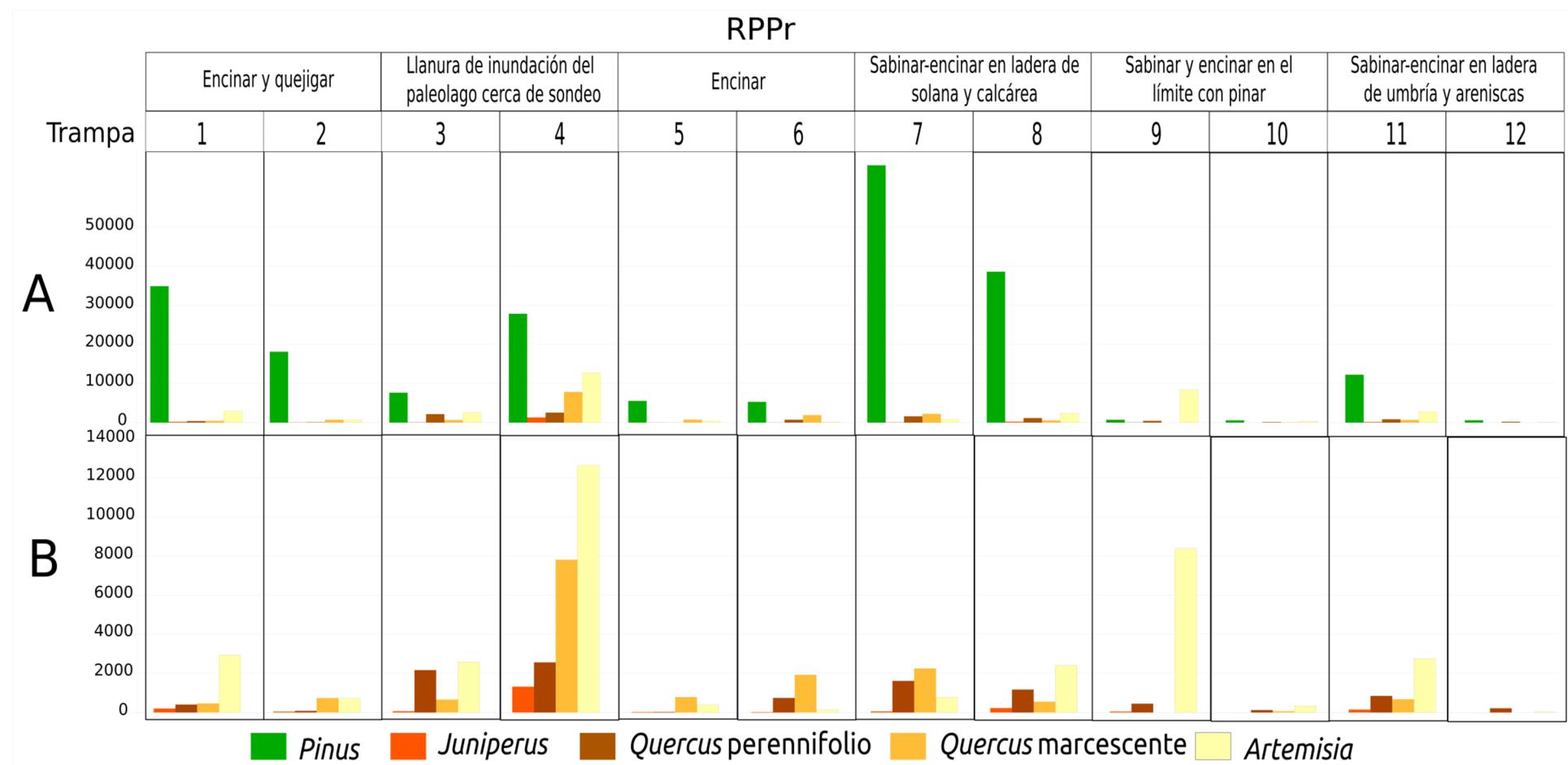


Figura 38: **A:** Valores RPPr en cada trampa (los valores RPPr son una relación, y por tanto no tienen unidades de medida, ver apartado 5.5.3). Indicando arriba su comunidad vegetal. **B:** Valores de RPPr sin *Pinus* para apreciar mejor el RPPr de los demás taxa.

8.2 Discusión calibración

8.2.1 Comparación de las estimaciones de productividad polínica con otras zonas

Estos resultados son los primeros, no solo para el Mediterráneo occidental, sino para todo el Bioma Mediterráneo. Aunque sólo se ha estimado la productividad polínica para seis taxa, considerando la lluvia polínica de un único año, los resultados de estudios publicados enfocados a PPE tienen una alta variabilidad, incluso dentro de la misma región bioclimática (Broström et al., 2008). Las posibles causas de esta variabilidad han sido ampliamente discutidas y podrían incluir causas tafonómicas como el tipo de colector polínico, los patrones de la estructura de la vegetación, metodología del muestreo o diferentes especies del taxón de referencia, entre otras. Por tanto se hace necesario buscar un marco de referencia geográfico en el que examinar los resultados RPP_{Poaceae} presentados en esta tesis y compararlos con regiones cercanas e identificar las diferencias y las causas posibles para evaluar su validez.

En otras regiones mediterráneas o en la propia Península Ibérica se han realizado estudios en la relación polen-vegetación, sin embargo no han incluido estimaciones de la productividad polínica o reconstrucciones cuantitativas de los paisajes estudiados. En la Península Ibérica algunas aproximaciones en las relaciones entre lluvia polínica actual y vegetación Mediterránea han sido llevados a cabo en Sierra Madrona (Díaz Fernández, 1994), distintas áreas de Cataluña (Pérez & Roure-Nolla, 1985; Pérez-Obiol, 1987), Doñana (Stevenson, 1985; Stevenson & Moore, 1985; Candau et al., 1992), el centro peninsular (López-Sáez et al., 2010; Andrade Olalla et al., 1994) y también en la región atlántica de la Península (Aira Rodríguez & Barthélémy, 1990; Catrufo & Aira Rodríguez, 1990; González-Porto et al. 1993; Aira Rodríguez, 2009), pero ninguno de ellos incluía la estimación de la productividad polínica o la reconstrucción cuantitativa del paisaje del pasado. La mayoría de estos estudios encuentran que *Pinus* y *Quercus* perennifolio están sobrerepresentados, con altos porcentajes de éstos en todos los espectros modernos, pero significativamente más bajos en comparación con los encontrados en los registros del pasado. Por lo que estos datos concuerdan con los RPP_{Poaceae} aquí presentados. *Pinus* tiene el valor más alto de RPP_{Poaceae} 38.91, dos veces más alto que el más alto publicado hasta la fecha (21.58 en Suecia central). Y

del mismo modo el RPP_{Poaceae} de *Quercus*, 19.39 en perennifolio y 8.86 en marcescente que excede con creces los RPP_{Poaceae} de *Quercus* caducifolios publicados hasta la fecha (tabla 8.4).

8.2.2 RPPE de los seis taxa y su papel en el paisaje

8.2.2.1 Poaceae como taxón de referencia en esta región

Un buen taxón de referencia está presente tanto en los espectros polínicos como en la cobertura vegetal, ha de aparecer en el mayor número de sitios muestreados como sea posible, con un amplio rango de valores en ambos parámetros a lo largo de todos los conjuntos de datos, y lo esperable es que tenga un valor de productividad de polen intermedio. Generalmente el uso de Poaceae como taxón de referencia implica que sus PPE son más o menos los mismos en todo el área de estudio, pero en esta región a la luz de los resultados, parece que Poaceae produce menos polen que en otras regiones más septentrionales de Europa. En nuestra región, el polen de Poaceae depositado en las trampas varía entre 0.5% y 5.5%, mucho más bajos que a lo largo del paleoregistro del Cañizar de Villarquemado, donde alcanza una media del 15% durante el Holoceno (Aranbarri et al., 2014), y aun mayores en momentos como el final del MIS6 y MIS5 (capítulo 9 de esta tesis). La cobertura media de Poaceae en cada uno de los muestreos concéntricos de todas las trampas polínicas es del 25%, que podría considerarse un valor alto. Sin embargo, nuestros datos de muestreo de vegetación pueden incluir algunos artefactos ya que hay muchas áreas con altos porcentajes de suelo desnudo que no pueden ser incluídos en el modelo de estimación de la productividad (ver metodología en capítulo 5.5). Esto lleva a que, al introducir los datos de cobertura en el modelo sin considerar el suelo desnudo, los valores de cobertura se modifican para alcanzar el 100%, sobrerrepresentando especialmente las Poaceae ya que la cobertura de los demás taxa se pueden estimar de manera más precisa mientras que la cobertura de Poaceae está directamente relacionada con el porcentaje de suelo desnudo asignado a todo lo que no era superficie de árbol o arbusto (mirar sección metodología 5.5.1.2). El polen de Poaceae puede ser producido por un amplio rango de especies, por lo que el mismo tipo polínico puede representar distintos conjuntos de especies de plantas en los diferentes estudios que han utilizado Poaceae como taxón de referencia, conllevando una comparación menos fiable entre estos

estudios. Las diferentes especies de Poaceae del sustrato herbáceo de esta región presentan muy diferentes afinidades ecológicas, y seguramente también presenten un marcado gradiente de productividad polínica. Además, en esta zona, Poaceae no forma los tipos de pradera de los biomas más septentrionales (eurosiberiano, atlántico y boreal por ejemplo), si no que están generalmente dispuestas en matas y manojos individualizados dispersos en el suelo desnudo dominante. Esto crea dificultades a la hora de calcular y extrapolar la cobertura de Poaceae en los muestreos de grandes áreas, especialmente en los de escala 100-1500m.

El uso general de Poaceae como taxón de referencia implica que su PPE es más o menos la misma en todas las áreas de estudio, pero en esta región, a la luz de los resultados, Poaceae parece producir menos polen que en el centro y norte de Europa. En el transcurso del año de este estudio, los conteos de pólenes de Poaceae han sido más bajos que los registrados en el polen fósil durante el Holoceno en la secuencia del Cañizar (Aranbarri et al., 2014). Incluso teniendo en cuenta que en la actualidad una gran parte de la superficie que ocupaba el paleolago recuperado está cubierto por el taxón *Phragmites australis*, cuyo polen es indistinguible dentro del taxón Poaceae, y sólo se han registrado menos de un 10% de estos tipos polínicos en las trampas situadas en lo que era el paleolago (3 y 4), lo que implica que la utilización de Poaceae como taxón de referencia debe considerarse cautelosamente.

8.2.2.2 Pinus:

Como hemos comentado antes los estudios cualitativos de relación polen-vegetación en la Península Ibérica señalaban la alta productividad y dispersión de este género habitualmente sobrerepresentado. Este estudio cuantitativo así lo pone de manifiesto, presentando *Pinus* una productividad polínica muy superior a los demás taxa, pero no en todas las regiones encuentran tanta diferencia. Los RPPEs llevados a cabo en el altiplano suizo (Soepboer et al., 2007), muestran una productividad de polen para *P.sylvestris* y *P.cembra* de 0.72 (con submodelo ERV1) o 1,35 (con submodelo ERV3). En este caso, los autores consideran las asunciones del submodelo ERV3 más adecuadas para su estructura de la vegetación (Tabla 8.4). Generalmente, los RPPEs de las tierras bajas de Suiza difieren de las encontradas en otras regiones europeas (Soepboer et al., 2007) y los autores argumentan que estas diferencias se deben a las estrategias de muestreo de la

cubierta vegetal y de polen. Soepboer et al. (2007) y Nielsen & Odgaard (2010), también obtienen valores similares de *Pinus* RPP_{Poaceae} (1,41), obteniendo la lluvia polínica de sedimentos en lagos de tamaño medio, lo que implica posibles sesgos relacionados con el tipo de material analizado que captan y preservan de manera diferencial este tipo polínico. Sin embargo, valores tan bajos de *Pinus* RPP_{Poaceae} también se han encontrado en los Alpes suizos utilizando trampas de polen como colectores (Sjögren et al., 2008), que apoya la fiabilidad de los bajos valores de RPP_{Poaceae} de *Pinus* en esta región. Del mismo modo, el RPP_{Poaceae} para *Pinus* analizado en Estonia tiene valores más altos (5,07), utilizando también los sedimentos lacustres y submodelo ERV3 (Poska et al., 2011), al igual que en los anteriormente mencionados de Alpes suizos. El RPP_{Poaceae} de *Pinus* Mediterráneos obtenido en este trabajo (38,91), también supera los estimados de cepellones de musgo en Suecia (5.66 y 21.58) (Broström et al., 2005, von Stedingk 2006 respectivamente) y Bohemia, República Checa (6.17) (Abraham & Kozáková 2012) y también los obtenidos en Finlandia (8.4) de cepellones de musgo y trampas de polen (Räsänen et al., 2007). Estos resultados indicarían que los *Pinus* Mediterráneos-continentales son mejores productores de polen y dispersores que los de las regiones más septentrionales, al menos en comparación con las Poaceae de su entorno. En los estudios palinológicos de la iberia continental ya se tenía en cuenta la alta representatividad del género *Pinus* en las interpretaciones del paisaje del pasado (Franco-Múgica 1995; García-Antón et al., 1994; 2011, Franco-Múgica et al., 1998; 2001, Gil-Romera et al., 2009; Morales-Molino et al., 2012; Rubiales & Génova 2015), por lo que se deben ampliar este tipo de estudios para evaluar la necesidad de una mejora interpretativa de los palinogramas obtenidos (Davis 2000) y la importancia de encontrar este tipo de polen en los registros. Si bien ya se sabía que *Pinus* es un productor importante de polen (Prentice y Webb, 1986; Calcote, 1995), el alto valor obtenido aquí podría ser debido a varios factores, fundamentalmente la aplicación de una metodología diseñada para otro tipo de estructura de la vegetación y seguramente la utilización inadecuada de Poaceae como taxón de referencia. Se postula que Poaceae es un productor más pobre en esta región, como se deduce de su casi ausencia en las trampas de polen, mientras que es relativamente frecuente en la cobertura vegetal (Fig. 8.1).

8.2.2.3 *Quercus*:

Conocer la relación de polen vegetación del género *Quercus* es fundamental en el Mediterráneo, ya que por ejemplo es el género forestal más extendido en la Península Ibérica, y es muy importante comprobar si la hegemonía de este género ha sido similar en el pasado. Las formaciones forestales de *Quercus* han sido consideradas (por corrientes fitosociológicas (Rivas-Martinez, 1983) y otras) como la formación forestal clímax de esta región, considerando otras formaciones como los pinares y sabinares, estados forestales transitorios hacia esta fase climática de quercíneas. Esta concepción y la sobreestimación de la importancia del género *Quercus* en la Península Ibérica ha perdido fuerza a la luz de algunos registros polínicos y antracológicos (Carrión 1992; Badal et al., 1994; Carrión & van Geel 1999; Carrión et al., 2000; Aranbarri et al., 2014), y se debe añadir la contribución de los datos aquí expuestos que muestran en esta región que el género *Quercus* (perennifolio y marcescente) también es un gran productor y dispersor polínico, y al igual que como hemos comentado anteriormente con *Pinus*, repensar las interpretaciones en base a su sobre-representación.

En el norte de Europa, la RPP_{Poaceae} de *Quercus* ha sido estimada mayoritariamente en *Quercus* caducifolio como *Q.robur*, con una media de 7.6 (Gaillard et al., 2008; Table 8.4), pero en otras regiones ha sido más baja como en Bohemia, República Checa, con 1.76 (Abraham & Kozáková 2012) o más alejado, en Kansas, USA un 0.91 (Commerford et al., 2013). En el altiplano suizo, Soepboer et al. (2007) también obtiene valores relativamente bajos, 2.56, pero allí *Quercus* es relativamente mejor productor que *Pinus*, como ocurre también en Estonia y el sur de Suecia (Poska et al., 2011, Broström et al., 2005). Por lo tanto, RPP_{Poaceae} de *Quercus* es muy variable y no hay sesgos metodológicos aparentes que expliquen las causas de esta variabilidad en el norte de Europa. Sin embargo, las características ecológicas pueden desempeñar un papel especialmente importante en la productividad anual de polen de *Quercus* en zonas mediterráneas. Por ejemplo, la polinización de *Quercus* es más dependiente de las condiciones climáticas que otras especies, en particular debido a la sequía o a las heladas tardías durante el periodo de polinización (Montserrat-Martí et al., 2009). Por lo tanto, la alta variabilidad climática de los regímenes mediterráneos en esta región con influencia continental también puede tener un efecto en la RPP_{Poaceae} de

Quercus, evitando la producción de polen cuando las condiciones son adversas. Además, algunos aspectos del comportamiento reproductivo no se conocen bien como el presente fenómeno de vecería, fenómeno de alternancias de un año con respecto a otros en la cantidad de producción de frutos y semillas, pero también en la producción de polen (García-Mozo et al., 2007; Fernández-Martínez et al., 2012; Montesinos et al., 2012). Puesto que no existe un límite claro entre especies con y sin vecería (Herrera, 1998), un enfoque cuantitativo sigue siendo necesario para una mejor interpretación de la relación polen-vegetación-clima, reconstrucciones paleoambientales (Koenig y Ashley, 2003), y la estimación de productividad de polen. En el presente estudio, *Quercus* corresponde a tipo marcescente *Q.faginea*, y los tipos perennifolios incluyendo *Q.coccifera* (10%) y el más abundante taxón arbóreo en la Península Ibérica: *Q.ilex sbsp. rotundifolia* (90% en esta región). No hay estudios hasta la fecha que hayan abordado el RPP_{Poaceae} de *Quercus* perennifolio ni marcescente. Sin embargo, Gómez-Casero et al. (2004) estudiaron con otras técnicas, la contribución relativa de cada especie de *Quercus* al contenido de polen en el aire en el sur de España, asumiendo el mismo número de individuos de cada especie de cuatro especies de *Quercus* Mediterráneos. El ratio de polen acumulado y analizados de *Q.coccifera*: *Q.ilex*: *Q.faginea*: *Q.suber* fue 1: 3: 3: 6, esta relación ("4:3", sin considerar *Q.suber*) está de acuerdo con la relación obtenida en este trabajo (*Quercus* perennifolio:marcescente) (Tabla 8.2), a pesar de todos los problemas mencionados anteriormente en relación con la productividad polínica de *Quercus*.

En cualquier caso, es evidente que más estudios deben centrarse en las productividades diferenciales de polen de *Quercus* de hoja perenne, caduca y marcescente si realmente queremos conocer la RPPE correcta de *Quercus* en biomas mediterráneos.

8.2.2.4 Juniperus:

Existe una gran variabilidad en el RPP_{Poaceae} de *Juniperus* en otras regiones (tabla 8.4) que, siendo diferentes especies dentro del género *Juniperus*, también encuentran bajos valores de 2.1 en el sur de Suecia (Broström et al., 2004) o incluso más bajos como 0.11 en el centro de Suecia (von Stedingk, 2006), hasta realmente altamente productivos como 17.10 en Norteamérica (Commerford et al., 2013).

Hemos obtenido una cantidad realmente pobre de conteos polínicos de *Juniperus* en las trampas Tauber, que explica el bajo RPP_{Poaceae} de 0.96. Incluso cuando las muestras eran recolectadas en sabinares con coberturas de *Juniperus* del 20% (en trampas 7 y 8) encontramos valores de polen extremadamente bajos (0.16% ó 0.8% en trampas 7 y 8, figura 8.1, 8.5 y 8.6). Esta subestimación polínica de *Juniperus* también ocurre al NE de Irán (Djamali et al., 2009), SE de Turquía (Van Zeis et al., 1970) o estratos forestales de Kirguistán (Asia central) (Vladychenskiy et al., 1995). Beer el at. (2007) justifican esta baja presencia de *Juniperus* por la prevalencia de las aportaciones del polen de fondo derivado de la vegetación esteparia (*Artemisia*, Chenopodiaceae, Poaceae). Sin embargo, a lo largo de otras regiones áridas del Oriente Medio (Davies & Fall 2001, Fall 2012) el polen de *Juniperus* alcanza 20-27%, en estepas de *Artemisia* alcanza 49-79% y en bosques de *Quercus* el 66%, valores muy diferentes a los presentados en este estudio.

En esta región del Sistema Ibérico podemos encontrar cinco especies del género *Juniperus*, *J.thurifera*, *J.phoenicia*, *J.sabina*, *J.oxycedrus* y *J.communis*. Actualmente la sabina dominante en la región es *Juniperus thurifera*, árbol longevo dioico, donde los pies masculinos producen más grandes y numerosas flores que los femeninos, ambos durante el mes de enero. Algunos paleoregistros ibéricos muestran porcentajes más altos de polen de *Juniperus* durante períodos interglaciares previos que durante el Holoceno (Sanchez-Goñi et al., 1999; Valdeolmillos-Rodríguez et al., 2011), y en la propia secuencia del Cañizar durante el MIS5 (capítulo 9), sin embargo durante el Holoceno en la secuencia del Cañizar (2-5%, Aranbarri et al., 2014) y en los datos recolectados de lluvia polínica en este estudio es muy baja. El hecho de que en períodos interglaciares previos hubiese más polen se puede atribuir, por supuesto, a cambios en la productividad polínica de las especies a lo largo del tiempo a escala orbital, incluso por ser diferentes especies (*J.phoenicia* por ejemplo). Pero, al igual que hemos discutido para *Quercus*, también puede estar influenciando el fenómeno de la vecería en este género (Montesinos et al., 2012), la proporción de especímenes juveniles (alcanzan la madurez sexual a los 31 años aproximadamente (Pavón-García 2005)), o a factores ambientales conectados con las condiciones frías y secas de este piso bioclimático (Terrab et al., 2008; Blanco et al., 1998).

Por lo que de nuevo se requieren estudios más detallados para entender mejor esta gran variabilidad.

8.2.2.5 *Artemisia*:

Este taxón tiene un RPP_{Poaceae} de 2.77 en Bohemia, República Checa (Abraham & Kozáková 2012), 3.48 en los paisajes culturales de los bosques hemi-boreales de Estonia (Poska et al., 2011) y 1.30 en Kansas, USA (Commerford et al., 2013). Otras regiones interesantes para comparar son las comunidades de desierto y la estepa del norte de China (Li et al., 2011) pero en este caso no utilizaron Poaceae como taxón de referencia por su escasez, si no que utilizaron Chenopodiaceae en su lugar. Por lo que a pesar de alguna conexión por el parecido de las formaciones vegetales, la comparación de ambos debe tomarse con cautela. Las condiciones extremas para la preservación de polen en los suelos del norte de China aportan diferentes valores de RPPE en diferentes años y a lo largo de diferentes regiones, en el desierto por ejemplo es 3.50, mientras que Poaceae presenta un 0.07 de PPE respecto a Chenopodiaceae. En la estepa el RPPE de *Artemisia* es de 9.83 y el de Poaceae cercano a 0 (Tabla 8.4). En nuestra región *Artemisia* produce un poco menos que Poaceae, a pesar de su situación (i.e. sabinares, encinares, etc). En nuestro estudio no hemos estimado la productividad polínica de Chenopodiaceae, pero se ha tenido en cuenta a la hora de la identificación y conteo polínico y muestreos de vegetación. Las especies de Chenopodiaceae se han desarrollado en la llanura aluvial donde estaba la paleolaguna recién recuperada y desecada y sin embargo, no se ha registrado Chenopodiaceae al rededor de las zonas muestreadas en torno a las trampas polínicas, excepto en las trampas 3 y 4 situadas donde estaba el paleolago donde hasta un 40% de la cobertura de vegetación pertenecía a esta familia, y un 60% de pólenes de Chenopodiaceae recolectado en las trampas. En las demás trampas no se han registrado cantidades significativas de polen de esta familia. Por lo que en la actualidad parece que las especies de Chenopodiaceae tienen un papel de especies pioneras, alejado del nicho que ocupaban las Chenopodiaceae en China. La estepa de *Artemisia* está caracterizada por altos valores de este tipo polínico (Djamali et al., 2009), sin embargo Liu et al., (1999) señalan que altos valores de polen de *Artemisia* no tienen por qué indicar vegetación esteparia dominada por *Artemisia*, debido a la subrepresentación de

polen de Poaceae. A la luz de estos datos tenemos que ser cautelosos en la interpretación de los porcentajes polínicos de *Artemisia* en nuestro paleoregistro.

El paleoregistro del Cañizar (González-Sampériz et al., 2013; Aranbarri et al., 2014) muestra altas proporciones de *Artemisia* con fluctuaciones, incluso durante la mayoría de periodos más “húmedos” del MIS5 y el Holoceno. *Artemisia* ha podido jugar un papel importante a lo largo del registro del paleolago del Cañizar y es muy importante para nosotros entender mejor su relación polen-vegetación y su comportamiento ecológico (capítulo 9).

8.2.3 RPPE “sitio a sitio”: RPPr

La estimación de la productividad de polen de cada taxón se puede calcular en referencia a cada trampa o cada comunidad para entender mejor como estos taxa contribuyen o influyen en las diferentes características de cada lugar. Hay una serie de patrones observables en todas las comunidades estudiadas, basado en un patrón común que indica que cuanta menos cobertura vegetal de un taxón haya en una comunidad, el modelo estima que mayor será su RPPr en ese lugar (figuras 8.5 y 8.6):

- Cuando la cubierta vegetal es escasa en comparación con el paisaje en su conjunto, la RPP_{Poaceae} es relativamente alta. Esto es causado por la presencia del taxón en la trampa de polen mientras que está ausente del paisaje. Este sería el caso de *Pinus* RPPr, que es generalmente más alto que los otros taxones en todas las comunidades, pero sin embargo es el más bajo en las trampas 9, 10 y 11 donde hay presencia de *Pinus* en la zona muestreada. El RPPr de *Artemisia*, superior al de otros taxa excepto *Pinus*, se explica porque *Artemisia* no ocupa grandes áreas como los árboles o, a veces Poaceae. Aunque sus niveles de polen son discretos, excepto en la trampa 9, su productividad está sobrerepresentada. Sólo donde hay muy baja cantidad de polen su RPPr es relativamente bajo (trampas 6 y 12).
- Donde la cobertura de vegetación de cierto taxón es alta comparada con el paisaje en su conjunto, RPPr es comparativamente baja. Inversamente a lo que le sucede a *Artemisia*, pero con el mismo patrón, *Juniperus* es muy abundante en algunas comunidades mientras que su RPPr es el más bajo generalmente en todos los sitios. Tan solo tiene un valor destacable en la trampa 4, pero aún así es el mínimo con

respecto a los demás taxa, este resultado se explica por los valores muy bajos en los conteos polínicos de *Juniperus* (figura 8.1).

Bajo esta misma situación, encontramos que el RPPr para *Quercus perennifolio* es más alto en las trampas donde los encinares son menos frecuentes (3, 4, 7, 8, 11) (fig. 8.6), con la excepción de la trampa 6, donde los conteos polínicos fueron mucho más altos que en la trampa 5 (fig 8.1), pero la distribución de los ejemplares de *Quercus* dentro de los 1500m es distinta, resultando en un RPPr mayor. Y la excepción de la trampa 9 donde no está presente en la vegetación, pero no tiene una alta contribución al polen capturado y es eclipsado por los valores RPPr de los demás taxa como *Artemisia*. La distribución de RPPr de *Quercus marcescens* es diferente, ya que está solamente bien representado dentro de la vegetación cercana en la trampa 1 donde por supuesto posee sus conteos polínicos más altos. Solamente está presente en valles refugiados alejados más de 1 km de las otras trampas polínicas, por lo que su contribución a la productividad polínica de cada trampa puede llegar a ser alta al tener valores bajos de cobertura, pero depende fundamentalmente de la contribución polínica relativa de los otros taxa. Sus valores más bajos de RPPr los encontramos en las trampas 9, 10 y 12 donde registró los valores más bajos de conteo polínico.

8.2.4 Los sesgos causados por la estrategia de muestreo y el enfoque del modelo

El método de muestreo de la vegetación ha mostrado tener un profundo efecto en las estimaciones de los parámetros del modelo (Bunting and Hjelle, 2010). En este estudio hemos utilizado el método de muestreo estandarizado (Gaillard et al., 2008; Broström et al., 2008; Mazier et al., 2008), pero este método ha sido diseñado para un tipo diferente de estructura de la vegetación, y quizás para una estimación más robusta de la relación polen-vegetación necesitaríamos adaptar una aproximación propia. En las reconstrucciones de la vegetación del pasado basadas en datos palinológicos se asume que la productividad polínica ha sido constante en el espacio y en el tiempo dentro de esa región o bioma. Sin embargo, en nuestro área de estudio existe una fuerte zonación de la vegetación, y es difícil asumir un constante componente de fondo como hacen los modelos ERV (Sugita, 1994). Además algunos autores sugieren que la ecuación que Sutton utilizó es inadecuada en los software ERV existentes para describir la dispersión polínica en las

situaciones de baja altitud (Kuparinen et al., 2007 y Theuerkauf et al., 2013), y la dispersión polínica en zonas montañosas es incluso más complicada. En esta región climática la vegetación está formada por un estrato arbustivo mayoritariamente compuesto por plantas zoófilas (principalmente entomófilas), y su polen debe ser raro en los depósitos más frecuentemente usados para el análisis polínico como los sedimentos lacustres o de turbera. Estudios en muestras de polen actual de diferentes tipos pueden arrojar algo de luz en este asunto, como por ejemplo las comparaciones de briofitos y miel como colectores de polen para predecir la vegetación natural llevada a cabo por González-Porto et al. (2013). En ambientes áridos y semiáridos hay baja preservación y escasez de cuencas deposicionales adecuadas con relativamente alta tasa de acumulación sedimentaria (Horowitz, 1992). Por ejemplo los estudios de polen subactual en excrementos y sedimentos subsuperficiales en ambientes áridos del sureste de la península ibérica (Carrión 2002) evidencian que la razón por la que falla la representatividad de las especies adaptadas a la aridez en los registros de polen del cuaternario es en gran parte tafonómica.

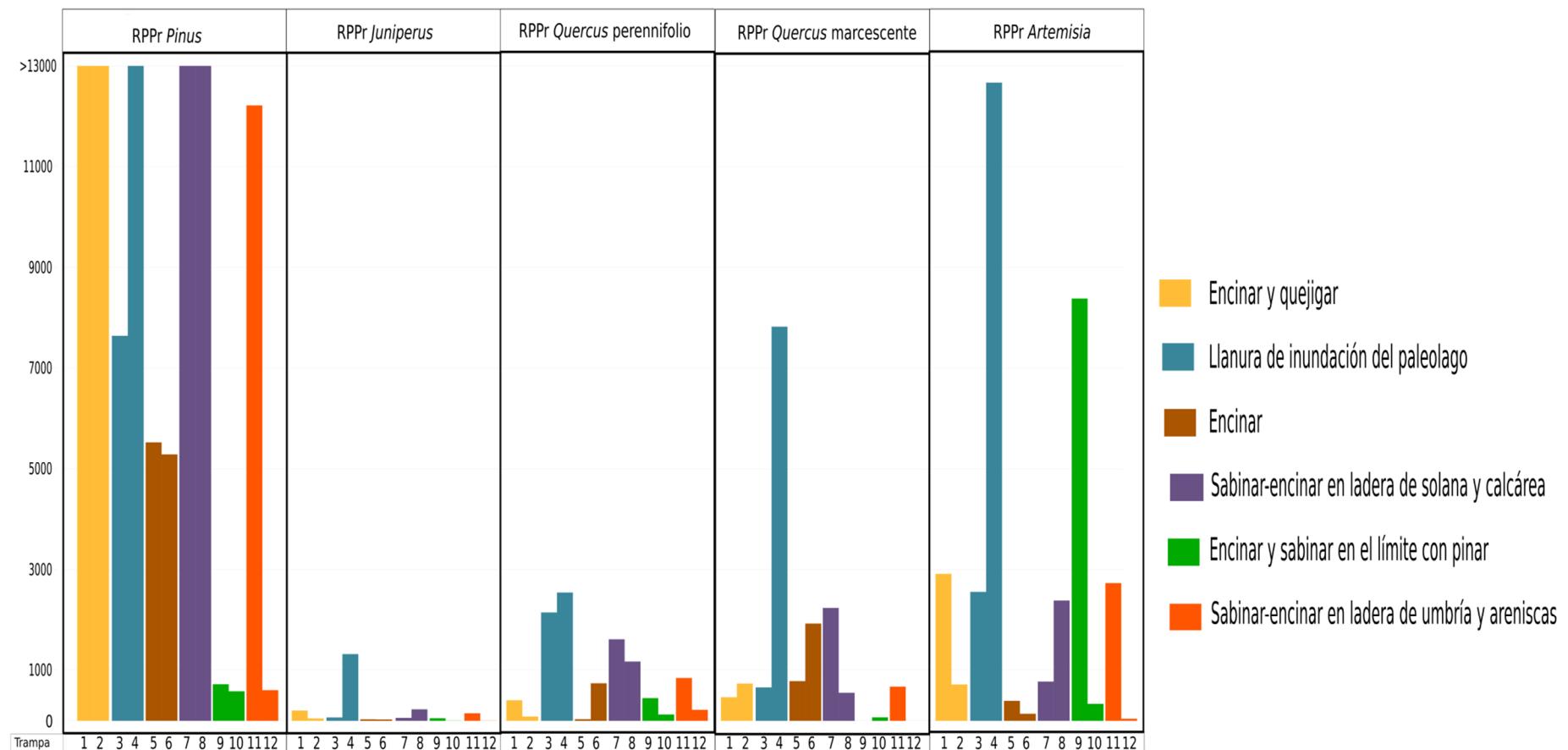


Figura 39: Valores de RPPr de cada taxón en cada comunidad vegetal (los valores RPPr son una relación, y por tanto no tienen unidades de medida, ver apartado 5.5.3).

Bunting et al. (2004) argumentan que una de las variables más críticas que determinan el área fuente de polen es la heterogeneidad de la vegetación, especialmente el tamaño de los parches de las diferentes comunidades. De hecho el RSAP no está controlado por la productividad polínica diferencial o la velocidad de caída del polen de los taxa como podríamos esperar, si no por la estructura espacial del mosaico de la vegetación como han mostrado las simulaciones previas (Sugita 1994; Sugita et al., 1999; Bunting et al., 2004; Broström et al., 2005; Gaillard et al., 2008; Hellman et al., 2009). Puesto que el patrón espacial y la estructura de la vegetación afectan a la estimación de la RSAP utilizando los modelos ERV, las dos siguientes asunciones se tienen que considerar cuidadosamente con el fin de obtener resultados fiables. Primero, el modelo ERV requiere heterogeneidad de vegetación para producir una variabilidad inter-sitios en la aportación de polen, la cuál es necesaria para las estimaciones de parámetros del método de máxima verosimilitud. Segundo, el modelo ERV requiere proporciones de cobertura de vegetación totales similares y presencia de parches de los taxa principales entre las regiones de los sitios incluidos en el estudio (Sugita 1994). Por ello es útil comparar los resultados de los diferentes submodelos para entender mejor las estimaciones que proveen respecto a la relación polen-vegetación. Nuestro estudio pretendía extender la producción de RPPE a taxa y ambientes diferentes, y se seleccionaron lugares que cumplían a priori estos requisitos, pero las características de los patrones de estructura de la vegetación encontrada en los alrededores del Cañizar han aportado unos parámetros de riqueza y uniformidad o equitatividad (richness y evenness) que puede que no hayan sido suficientes para la aplicación de estos modelos tal y como están diseñados.

Además, los datos aquí mostrados representan un año de lluvia polínica, y está demostrado que existe una alta variabilidad interanual en la productividad de polen (Hicks et al., 2001; Autio and Hicks, 2004). Por ejemplo Koff (2001) obtuvo un influjo polínico de taxa arbóreos cuatro veces superior en 1998 que en 1997.

Debemos también tener en consideración las diferencias entre los métodos de toma de muestras de los diferentes estudios de diferentes autores y regiones (Tabla 8.4), sin embargo, las diferencias entre el polen recogido en diferentes zonas de vegetación son más grandes que las diferencias entre las estrategias de muestreo (Lisitsyna et al., 2011 y 2012). Uno de los desacuerdos más discutidos en la literatura académica sobre el método de recolección de polen (Bunting et al., 2013), se refiere a las edades de polen conservado

en musgos recogidos de diferentes estudios, que van desde 1 a 5 años, dependiendo del autor (Räsänen et al., 2004; Cundill 1991; Pardoe et al., 2010; Fall 1992). A esto hay que añadir que los tipos briofíticos poseen una retención diferencial de los tipos de polen, favoreciendo, por ejemplo, una sobrerrepresentación de *Pinus*, lo que apoya el hecho de que, independientemente de las zonas de vegetación, las trampas polínicas tienden a tener menores porcentajes de *Pinus* que los cepellones de musgos adyacentes (Lisitsyna et al., 2012). Es, de hecho, ampliamente conocido cómo las muestras de sedimentos lacustres sobreestiman o subestiman dependiendo del comportamiento del taxón (Prentice, 1985). Las trampas polínicas están sesgadas hacia menores porcentajes de polen arbóreo y mayores valores de arbustos, hierbas y Cyperaceae (Lisitsyna et al., 2012).

Además Pardoe et al. (2010) y Fall et al. (1992) defienden que tenemos que considerar la influencia que el clima ha podido tener en la productividad de cada taxa. Hicks (1999) presentó los valores de influjo polínico para un periodo de 16 años en Finlandia y llegó a la conclusión de que, a una escala decadal, este influjo refleja la presencia/ausencia o la densidad de las especies en la vegetación. Mientras que a una escala anual, el influjo es un indicador de la temperatura de julio del año previo a la floración, como hemos discutido previamente en las estepas de *Artemisia* en China. Van der Knaap y van Leeuwen (1998) también sugirieron que los años de picos de influjo polínico de *Picea* eran provocados por las condiciones meteorológicas del año precedente. El año 2012 fue un año un poco más frío que la media durante el invierno, pero un año generalmente más cálido (+0,7°C que el valor medio anual desde 1971 a 2000), con una anomalía cálida significativa en el verano, especialmente en el NE de Iberia, superando récords de mayo a diciembre en máximas medias y máximas absolutas. Además también fue un año muy seco, 15% por debajo de la media. Estas condiciones climáticas y en menor medida pero también influyentemente han debido determinar la productividad polínica y el desarrollo de vegetación (fundamentalmente Poaceae) diferencial con otros años. Una simple comparación de la relación potencial entre el polen registrado en las trampas polínicas y la vegetación muestreada (Fig. 8.1) muestra cómo Poaceae, *Juniperus*, y *Artemisia* son muy infrecuentes en las trampas de polen, pero *Pinus* y *Quercus* dominan en las trampas incluso cuando son raros o ausentes en la vegetación. Por lo que podemos señalar que la productividad de *Pinus* y *Quercus* es alta con condiciones como las del 2012 (año seco, invierno frío, primavera, verano y otoño más cálido), mientras que estas condiciones no son propicias para productividad polínica.

alta de Poaceae, *Juniperus*, y *Artemisia*. Las proporciones de cobertura de herbáceas en el entorno del Cañizar durante el principio de verano de 2012 debió estar muy influida por estas condiciones del 2012, y seguramente la variabilidad interanual de esta cobertura sea alta, haciendo variable también su valor de productividad polínica, y su relación relativa con la productividad polínica de los demás taxa. En otras regiones áridas (altiplano asiático por ejemplo), dos factores climáticos determinan claramente la señal en el contenido de polen recolectado: la temperatura media del mes más cálido y la media de precipitación anual. Si hubiésemos monitorizado los datos climáticos y de polen de varios años, podríamos inferir el impacto que el clima puede tener en la productividad polínica, y limitar los umbrales de variabilidad del paisaje.

Cuando tratamos con conjuntos de polen fósil, encontramos un alto porcentaje de *Artemisia* (entre 5-30% principalmente, González-Sampériz et al. 2013, Aranbarri et al., 2014, y capítulo 9 de esta tesis), que es considerado mucho más resistente a la descomposición que Poaceae (Bunting y Tipping, 2000). O casos como el polen recuperado en 2012 (Fig. 8.1) donde taxa raros o ausentes en comunidades, todavía dominan en las asociaciones de polen, y proporcionan una fuerte sobre-representación en la señal de polen.

Incrementando el conocimiento de la relación cuantitativa entre la cobertura vegetal y el polen, sobre todo en una zona mediterránea-continental, esta investigación fomenta una mejor comprensión de cómo la distribución espacial de la vegetación en un paisaje puede ser reconocida en los datos de polen, y puede ayudar a responder preguntas acerca de los paisajes del pasado. Los RPPEs obtenidos pueden ser utilizados para la reconstrucción del paisaje, pero más estudios son necesarios para dilucidar cuáles son los factores que influyen en las diferencias en la productividad de polen de determinados taxones.

Esta investigación fomenta una mejor comprensión de cómo la distribución espacial de la vegetación en un paisaje puede ser reconocida en los datos de polen, y puede ayudar a responder preguntas acerca de los paisajes del pasado. Con la intención de utilizar estos resultados preliminares para la calibración de interpretación del registro fósil, se ha aplicado el modelo REVEALS (Sugita 2007a) obteniendo los valores de cobertura de

vegetación estimada para cada taxón. Estos resultados se muestran en el capítulo 10 de esta tesis.

Conclusiones:

Este estudio se suma a un conocimiento cada vez mayor de las reconstrucciones cuantitativas del paisaje basadas en la cubierta vegetal y el polen. En particular, este estudio pionero en la zona Mediterránea-Continental, donde no se había hecho ningún planteamiento previo a la relación cuantitativa entre el polen y la vegetación. La estimación de la productividad de polen está altamente condicionada por el número de años registrados en la recolección de polen ya que esto depende de las condiciones variables del clima, así como cuestiones tafonómicas y estructura del paisaje. Nuestra RPPE, como en la mayoría de RPPE en general, debe considerarse con cautela. Sin embargo, algunas ideas concluyentes que podemos aportar son:

- Se han producido RPP_{Poaceae} para cinco taxa relevantes arbóreos y herbáceo de un entorno Mediterráneo, mediante el modelo de Prentice-Sugita.
- El submodelo ERV 1 resultó ser el más adecuado para los sitios seleccionados.
- Poaceae puede no ser un buen taxón referencia para biomas mediterráneos.
- RSAP para el área de estudio es de 550 m
- *Pinus* y *Quercus* tanto de hoja perenne y marcescente parecen tener el mayor RPP_{Poaceae}, mientras *Juniperus* y *Artemisia* son los menores productores.
- Los valores RPPr para un taxón determinado son generalmente más altos cuando su cobertura en una comunidad particular es reducida.
- Una nueva metodología en el sistema de muestreo debe ser mejorada para las regiones Mediterráneas o con una gran mosaicidad en el paisaje.

9 DINÁMICA DE LA VEGETACIÓN DURANTE LOS DOS ÚLTIMOS CICLOS GLACIALES

9.1 Resultados palinológicos:

En la primera parte basal del sondeo (74-34m) se han definido siete zonas polínicas, divididas a su vez en subzonas basados en CONISS (ver capítulo 5.3).

Zona 1.1: Los espectros polínicos de la parte inferior de la base del registro muestran un paisaje abierto con polen de *Pinus sylvestris* y *Pinus pinaster* (10-30%) y de *Juniperus* con 10 a 30% como únicos elementos arbóreo-arbustivos destacables. Existe presencia de mesotermófilos, *Quercus perennifolio* (<5%) y caducifolio (<3%), así como *Salix*, *Ulmus*, y en menor medida *Abies*, *Alnus*, *Betula*, *Fraxinus*, *Corylus*, *Quercus* marcescente y *Populus* (fig. 9.1.1). También *Pistacia*, *Phyllirea*, *Buxus*, *Sambucus*, *Viburnum*, y *Ephedra distachia*. Presencia de *Pterocarya*. Presencia constante de *Tamari* y, *E.fragilis*. El componente herbáceo es dominante y está formado esencialmente por Poaceae (30%), Chenopodiaceae (10-20% con un pico de 30 y otro de 50%), *Artemisia* (10%) y presencia constante de *Centarurea*, *Plantago*, Brassicaceae, Fabaceae. Cichoroidea y Asteraceae al 3-4% (fig. 9.1.2).

Acuáticas: Dominancia de Cyperaceae al principio (20%), *Typha* después (35%) que disminuyen al hacerse anóxico tras un pequeño bloom de *Botryococcus, type 128* y *Lemna* para después proliferar seguramente *Phragmites* (Poaceae 50%) en la segunda mitad de esta zona polínica (fig. 9.1.3).

Zona 1.2: Se produce un descenso abrupto y absoluto de *Juniperus* a casi 0 y *Pinus sylvestris*. Aumentan poco al 15% *Pinus pinaster*. También nulos valores de *Quercus* (fig. 9.1.1). Presencia de *Pterocarya*. Las Ericaceae y Lamiaceae se hacen presentes. Encontramos 50-60% de Poaceae máximo de toda la secuencia. Mínimo de *Artemisia*. Chenopodiaceae al 10% con un pico hasta el 40% (fig. 9.1.2). Mínimo de *Salix*. Descienden las Xerophytas de 50 a 15%.

Acuáticas: No hay apenas acuáticas (fig. 9.1.3).

Zona 1.3: Disminuyen pero se mantienen altas las Poaceae (fig. 9.1.2). Baja *P.pinaster* al 7%, Desaparecen Ericaceae. Se recuperan los *Juniperus* con grandes oscilaciones del 5 al 25%. Sube un poco *Artemisia* al 20% y baja Chenopodiaceae y Compositae. Recuperan sus valores anteriores *Salix* y *Quercus perennifolio*. Encontramos presencia de *Corylus*. Empieza a subir *Ephedra fragilis* hacia su máximo. Desciende Lamiaceae. Máximo de *Tamarix*.

Acuáticas: Aumentan las Cyperaceae y *Typha*, espora trilete y *Spirogyra* (fig. 9.1.3).

Zona 2.1: *Juniperus* al 5-15% y después sube y se mantiene al 15-20% crece hasta uno de sus máximos de la secuencia (42.5%), y se vuelve a estabilizar en 15-20% (fig. 9.1.1). Cada tipo de *Pinus* descienden hasta 5% y el tipo *Pinus pinaster-halepensis* llega a desaparecer. Sube *Quercus* (los tres tipos) y presencia de Mesófitos *Alnus*, *Fraxinus*, después *Corylus*, *Carpinus*, *Betula*, *Salix*. Continúa presencia de *Abies* y después hace aparición *Cedrus*. Y comienza la presencia mayor y más constante de taxa Mediterráneos: *Buxus*, *Pistacia*, *Phyllirea*, *Sambucus*, *Rhamnus*, al final de la zona polínica vuelven Ericaceae. Se hace mas presente *Olea* y Oleaceae, que sin ser altos valores, alcanza su máximo de la secuencia en este tramo. *Pterocarya* presente (fig. 9.1.1).

Ephedra tiene momentos de presencia (4%). Solo hay una muestra con Ericaceae, *Buxus* y *Hedera*, y pierden continuidad las 2 especies de *Ephedra* y *Tamarix* (fig. 9.1.2). En cuanto a las herbáceas se aprecia el gran cambio con la bajada drástica Poaceae de 20-50% a 10-15%, y subida de *Artemisia* de 5-20% a 10-35%. Chenopodiaceae baja del 15 al 5%. Aparece *Sedum*, Lamiaceae, Brassicaceae, *Plantago*, *Lotus*. Disminución de Fabaceae, *Gentiana*, *Centaurea* y Cichoroidea.

Acuáticas: *Pediastrum*, *Botryococcus* y *Myryophyllum* y un gran aumento de *Typha* (fig. 9.1.3).

Zona 2.2: Gran bajada del polen arbóreo. Sobretodo *Juniperus* a casi 0. Y los *Pinus* tras un pico del 15%. Se mantienen bajos los *Quercus* y mesófilos. En este momento empiezan a aparecer Juglandaceae, *Acer* y *Ulmus*, siempre con poca presencia (fig. 9.1.1). Aparece *Ilex aquifolium*, *Thymelea* y *Viburnum*, y continúan *Buxus*, *Phyllirea*, *Sambucus*. También *Trifolium* y Fabaceae. Compositae tiene máximos sobre todo debido a Cichoroideae (fig. 9.1.2).

Acuáticas: *Typha*, Ranunculaceae, *Botryococcus* y presencia de *Pediastrum* y Pteridophyta (9.1.3).

Zona 2.3: En esta zona los *Pinus* están a 15-25%, con una gran bajada puntual donde desaparecen. *Juniperus* también sufre esta bajada de 25 a 10%, y en este momento los tres tipos de *Quercus* alcanzan 5% cada uno (fig. 9.1.1). *Alnus*, *Fraxinus*, *Betula*, *Ulmus*, *Acer*, *Artemisia*, *Erica*, *Tamarix*, *Phyllirea*, *Sambucus*, *Hedera*, Oleaceae se incrementan en este momento puntual también. *Corylus*, *Abies*, *Cedrus*, *Ephedra* bajan. Al final de esta zona aparecen Juglandaceae, *Abies*, *Cedrus*, *Ulmus*, *Acer*, *Buxus*, *Rhamnus*, *Pistacia*, *Ephedra fragilis* y *E.distachia*. Y desaparece la presencia de *Ilex aquifolium*.

Acuáticas: *Typha* y *Botryococcus* que descienden con el aumento de Cyperaceae, *Spirogyra, type 128* y *Potamogeton*. Y al incrementarse condiciones anóxicas disminuyen todas, y después vuelve *Typha*, *Botrococcus*, *Spirogyra, type 128*, Zygnumataceae, *Pediastrum*, *Myriophyllum* y *Potamogeton* (fig. 9.1.3).

Zona 3: Se incrementan *Pinus*. Descenso de *Juniperus* al 10%. Descenso de *Quercus* que se mantienen con valores bajos (fig. 9.1.1). Desaparecen *Juglans* y casi *Ulmus*, *Ephedra*. Presencias de *Corylus*, *Phyllirea*, *Viburnum*, *Tamarix*, *Pistacia*, *Buxus*, *Oleaceae*. Descenso de *Artemisia* del 25 al 5%, a la vez que se incrementa *Cichorioidea* y *Chenopodiaceae* al 12 y 20% (fig. 9.1.2).

Acuáticas: Sube *Typha*, Cyperaceae y *Pediastrum*, y un poco de *Spirogyra* y baja *Botryococcus*.

Zona 4.1: Descienden los *Pinus* a un 5-15%. Sube *Juniperus* al 20%. Suben los *Quercus*, sobretodo perennifolios hasta 7%. Presencia de *Ulmus*, *Carpinus*, *Acer*, *Olea* (fig. 9.1.1). Suben efedras. Sube *Artemisia* al 40%. Descienden a prácticamente cero *Chenopodiaceae* y *Asteroidae*. Desaparece *Saxifragaceae* (fig. 9.1.2).

Acuáticas: *Botryococcus* y *Miriophyllum*, y después *Pediastrum*, *Miriophyllum* y *Potamogeton*. *Typha* al 5% (fig. 9.1.3).

Zona 4.2: El polen arbóreo se encuentra bajo en esta zona polínica. Sobre todo por tener 5% de *Juniperus*, los *Quercus* descienden hasta casi desaparecer. Hay pino al 20% (fig. 9.1.1). Presencia de Ephedras y después finaliza su episodio de presencia continua. Poaceae sube al 20-25%. Presencia de *Lygeum spartum*. Ericaceae y *Tamarix* desaparecen. Descienden las *Artemisia* desde su máximo con altibajos de 15-30% a un periodo con 0-15%, Suben Cichoroidea junto a *Chenopodiaceae* al 10 y 20%. Presencia de Caryphyllaceae, Brassicaceae, *Gentiana*, *Lotus*, *Trifolium* (fig. 9.1.2).

Acuáticas: Suben las Cyperaceae, *Typha*, *Juncus*, *Myriophyllum, 128 type*, acuáticas e higrofitas y un poco de Ranunculaceae. Y baja *Botryococcus*, *Pediastrum* (fig. 9.1.3).

Zona 4.3: Pinos descienden al 5-15%. Presencia de *Abies* y *Cedrus*. Gran subida de *Juniperus* desde 5 a 35%. Últimos vestigios de *Quercus*, *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Juglans* (fig.

9.1.1). Último episodio de presencia de *Pistacia*, *Sambucus*, *Viburnum*, *Gentiana*. *Artemisia* al 10%. Poaceae al 10-15%. Descenso de Cichoroidea y Chenopodiaceae. Presencia de *Ephedra*, Lamiaceae, *Olea*, *Pistacia*, Fabaceae y *Plantago* (fig. 9.1.2).

Acuáticas: Cyperaceae, *Pediastrum*, *Botryococcus* y *Myriophyllum* (fig. 9.1.3).

Zona 4.4: Una sola muestra antes de evento de esterilidad en la que encontramos 30% *Pinus*. Poco *Juniperus* 7%, sin evidencias de pólenes de otros árboles (fig. 9.1.1). Poaceae al 25%. Incremento de Cichoroidea al 15% y Chenopodiaceae al 10%. Asteraceae y Carduaceae presentes. Sin arbustos, solo *Tamarix* y *Ephedra* (fig. 9.1.2).

Acuáticas: sin acuáticas, solo Pteridophyta y *Potamogeton* (fig. 9.1.3).

Zona 4.5: *Juniperus* sube del 10 al 25%. *Pinus* oscilante con 5% de *P.pinaster-halepensis* y un 30% de *P.sylvestris* type. Subida de *Quercus* perenifolios de 0 a 6%. Presencia de *Ulmus*, *Fagus*, *Fraxinus*, *Cedrus*, *Abies*, *Tamarix* (fig. 9.1.1). Buena representación de *Salix*, *Viburnum*, Lamiaceae, *Helianthemum*. Y al final de esta zona *Corylus*, *Carpinus*, *Juglans*, Ericaceae. Poaceae de 15-25%. Sube *Artemisia* al 6-20%. Presencia de Cichoroidea, Chenopodiaceae, Fabaceae.

Acuáticas: Se desarrolla *Typha* al 25%, type 128, *Myriophyllum*, Pteridophyta y *Potamogeton*. Y después Cyperaceae y *Botryococcus* (fig. 9.1.3).

Zona 5.1: *Juniperus* al 12%. Gran oscilación de *Pinus*, que alcanza 60% en una muestra y baja a 7% en la siguiente. Ligero descenso de *Quercus* perennifolio. Presencia de *Ulmus*, *Juglans* y *Quercus* marcescente (fig. 9.1.1). Poaceae llega a subir hasta 55%. Sin polen de *Artemisia* en dos muestras, luego 15%. Presencia de Lamiaceae, *Helianthemum*, Saxifragaceae. *Salix* desaparece y ya no tendrá esa presencia de antes. Sin presencia de *Tamarix*. Bajos valores de Cichoroidea y Chenopodiaceae (fig. 9.1.2).

Acuáticas: Se empieza a colmatar anoxicamente y tenemos *Typha*, *Potamogeton* y después Cyperaceae y *Myriophyllum*. Presencia de type 128, *Botryococcus* y *Pediastrum*. Una muestra alcanza 50% de Poaceae (posiblemente *Phragmites*) (fig. 9.1.3).

Zona 5.2: Momento de máximo de *Pinus sylvestris* al 55% que va disminuyendo hasta el 5%. *Juniperus* al 5% y llega al 35%. Poca presencia de árboles y arbustos. *Quercus* desaparece al 2%. Un poco de presencia de *Salix*. Poaceae al 10%. *Artemisia* desciende al 5%. Ligero incremento de Cichoroidea y Chenopodiaceae al 5-10%. Presencia de *Ephedra distachia* y Brassicaceae.

Acuáticas: Pteridophyta, *Typha*, Cyperaceae, *Botryococcus* y *Pediastrum* (fig. 9.1.3).

Zona 5.3: *Pinus pinaster* nulo o muy muy bajo. *Pinus sylvestris* al 17%. *Juniperus* en valores relativamente bajos del 3-8%, Pico de *Quercus* perennifolio hasta 14%, después baja al 3%. Ligera presencia de *Quercus* caducifolios y marcescentes. Comienza presencia de *Fraxinus*, *Betula*, *Corylus*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Juglans* (fig. 9.1.1). Presencia importante de *Tamarix* y Lamiaceae. Presencia de *Ephedra* y Oleaceae. Artemisia se comienza a incrementar llegando desde el 5 al 32%. Presencia importante de Asteraceae (8%) y Chenopodiaceae (55%), que se van reduciendo al final de esta zona polínica. Presencia de muchas herbáceas en general sin destacar (fig. 9.1.2).

Acuáticas: Al principio de esta zona pocas acuáticas sin dominancia de ninguna, solo presencia de *Potamogeton* y *Typha*. Después un gran desarrollo de Pteridophyta hasta 70%, Cyperaceae, *Botryococcus*, *Juncus* y *Myriophyllum* (fig. 9.1.3).

Zona 6.1: *Pinus* sube un poco. Al 4% los *P.pinaster* y 15% los *P.sylvestris*. *Juniperus* se mantiene al 5%. *Quercus* perenifolio sube al 6%. Buena presencia de taxones arboreos: *Quercus* caducifolio y marcescente, *Alnus*, *Fraxinus*, *Betula*, *Corylus*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Juglans*, *Fagus*, *Abies* y *Cedrus* (fig. 9.1.1). No hay *Salix* ni *Ephedra*. Presencia de Ericaceae, *Tamarix*, Oleaceae y Lamiaceae. Poaceae alcanzan 60% y bajan a 25%. Artemisia desciende con fluctuaciones del 5 al 30%. Descienden Compositae y Chenopodiaceae, salvo una muestra donde alcanza 38%. Presencia de Fabaceae, Brassicaceae y *Plantago* (fig. 9.1.2).

Acuáticas: Desaparece Pteridophyta y baja Cyperaceae. Picos de *Botryococcus*, *Pediastrum*, *Myriophyllum*. Presencia de Cyperaceae, *Juncus*, *Spyrogyra* (fig. 9.1.3).

Zona 6.2: Se mantiene muy parecido a Z6.1. Bajan los *P.sylvestris* al 10% y suben los *P.pinaster* al 8%. *Juniperus* se mantiene en niveles bajos. *Quercus* perenifolios se mantiene al 5%. Se reduce un poco la presencia de los taxones arbóreos, sobretodo *Alnus*, *Corylus*, *Carpinus*, *Quercus* marcescentes y deciduos. Y subiendo *Betula*. *Juglans* se mantiene. Se incrementa *Tamarix* y

Ericaceae (fig. 9.1.1). Se hacen presentes ambas *Ephedra*. Siguen presentes Oleaceae y Lamiaceae, y se incrementa *Hellianthemum*. Poaceae se mantiene al 15%. Artemisia se incrementa al 20-30%. Cichoroidea y Chenopodiaceae presentes y Fabaceae (fig. 9.1.2).

Acuáticas: Al principio *Typha*, luego Cyperaceae, un gran bloom de *Botryococcus*. Presencia de *Potamogeton*, *Myriophyllum*, *Juncus*, *Ranunculus*, Cyperaceae (fig. 9.1.3).

Zona 6.3: Incremento de *Juniperus* desde 7 a 35%. Leve incremento de todos los tipos de *Quercus*. Gran reducción de *Pinus* y posterior remontada hasta 10% el *P.pinaster*, hasta 15% *P.sylvestris*. Se mantiene presencia esporádica de taxones arbóreos, con reducción de *Juglans* y aumento de *Salix* (fig. 9.1.1). Se reducen un poco *Tamarix*, Lamiaceae y *Hellianthemum*. Se mantienen ambas *Ephedra*. Aparecen *Buxus*, *Rhamnus* y *Viburnum*. Poaceae se incrementa un poco y se mantiene al 20%. Se reduce la *Artemisia* al 15% y luego hasta desaparecer. Presencia de Chenopodiaceae, Cichoroidea, *Centaurea*, Caryophyllaceae, *Plantago*, Brassicaceae, *Potentilla*, Boraginaceae.

Acuáticas: Cambio de zona HH, en esta zona se ha encontrado una preservación extraordinaria de las evidencias de acuáticas. Encontramos al principio los máximos de toda la secuencia de Cyperaceae y *Myriophyllum*, acompañados de *Potamogeton*, type 128, *Spirogyra*. Después encontramos los mayores valores de *Typha*, *Pediastrum* y Pteridophyta, acompañados de grandes valores de *Botryococcus*, *Potamogeton*, *Juncus*, *Sparganium*, *Spirogyra* y *Ranunculus*. Y descienden después todas bruscamente (fig. 9.1.3).

Zona 7: Se podría subdividir en 5 subzonas. Subzona 7.5: Se incrementan los *P.sylvestris* hasta 45%, y se mantienen *P.pinaster* en 8%. Fuerte bajada de *Juniperus* hasta el 3%. No hay taxones arbóreos, apenas unos pocos *Quercus* y *Salix* (fig. 9.1.1). Se mantienen Poaceae. Sin presencia de Artemisia. Suben Cichoroidea y Asteroidea hasta 10 y 6%. Presencia de Chenopodiaceae, Fabaceae, Brassicaceae (fig. 9.1.2).

Subzona 7.4: Desaparición completa de aquí en adelante de *Pinus pinaster* type. Reducción de *Pinus sylvestris* al 15%. Último pico de *Juniperus* al 35%. Se reducen *Quercus* perenne y marcescente y empieza proliferación de caducifolios. Presencia de *Alnus*, *Picea*, *Fagus*, *Tilia*, *Ephedra distachia*, Lamiaceae y *Hellianthemum*. Poaceae fluctúa del 7 al 45%. Artemisia sigue baja ahora al 4% (fig. 9.1.2). Se mantienen Fabaceae, Chenopodiaceae y Compositae, subiendo Cichoroidea hasta 20%. Brassicaceae alcanza el 10%.

Subzona 7.3: *Pinus* sigue subiendo hasta 33%. *Juniperus* desaparece. *Quercus* caducifolios se mantiene en torno al 5%. Presencia leve solo de *Betula*, *Quercus* perenifolio, *Ephedra distachia*, *Viburnum* y *Lamiaceae*. *Poaceae* entre 5-15%. *Artemisia* tiene un remonte hasta el 15%. Leve descenso de *Compositae*. Se mantienen con ligero incremento *Chenopodiaceae*, *Brassicaceae* *Fabaceae*.

Subzona 7.2: *Pinus sylvestris* se mantiene alto, fluctuante entre 15 y 60%. Sin evidencias de *Juniperus*. Máximo de *Quercus* caducifolio (10%). Presencia de *Betula*, *Corylus*, *Quercus* perenifolio y *Pterocarya* (fig. 9.1.1). Aparecen *Ericaceae*. Se reduce *Ephedra distachia*. Se mantiene *Lamiaceae*. *Poaceae* se mantiene en fluctuaciones entre el 5 y 30%. *Artemisia* se vuelve a reducir hasta menos del 5%. Se reducen *Compositae*, *Fabaceae* y al final *Chenopodiaceae* después de subir hasta el 10%. *Brassicaceae* sube hasta el 25% (fig. 9.1.2).

Subzona 7.1: *Pinus sylvestris* alcanza el 70%. *Quercus* caducifolio baja hasta el 3-4%. Presencia de *Alnus*, *Corylus*, *Quercus* perenne, *Betula*, *Carpinus*, *Ulmus* y *Pterocarya* (fig. 9.1.1). Presencia de *Ericaceae*, *Lamiaceae*. *Poaceae* al 8%. Baja presencia de *Artemisia*, menos en una muestra que alcanza el 30%. Leve presencia de *Compositae*, *Plantago* y *Fabaceae*. Fluctuación de *Brassicaceae* de 5 a 25% (fig. 9.1.2).

Acuáticas Z7: Pocas acuáticas en general en esta zona. Algún desarrollo de *Typha*, *Juncus*, *Botryococcus*, *Pteridophyta*. Presencia de *Cyperaceae*, type 128, *Myriophyllum* (fig. 9.1.3).

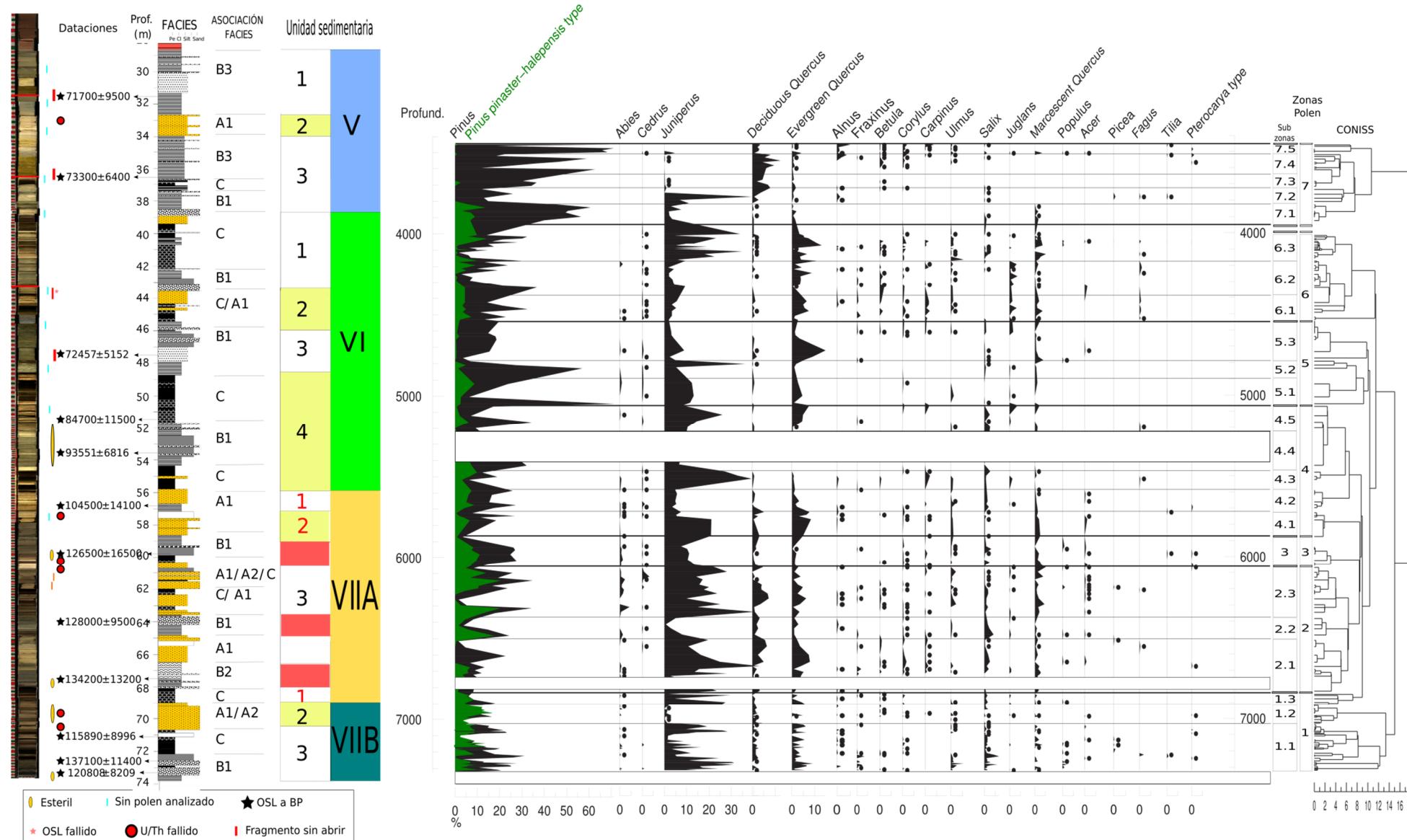


Figura 9.1.1: Palinograma de taxa arbóreos representados en profundidad. A la izquierda imagen de sedimentos, dataciones, asociaciones de facies y unidades sedimentarias. A la derecha zonas polínicas y cladograma CONISS.

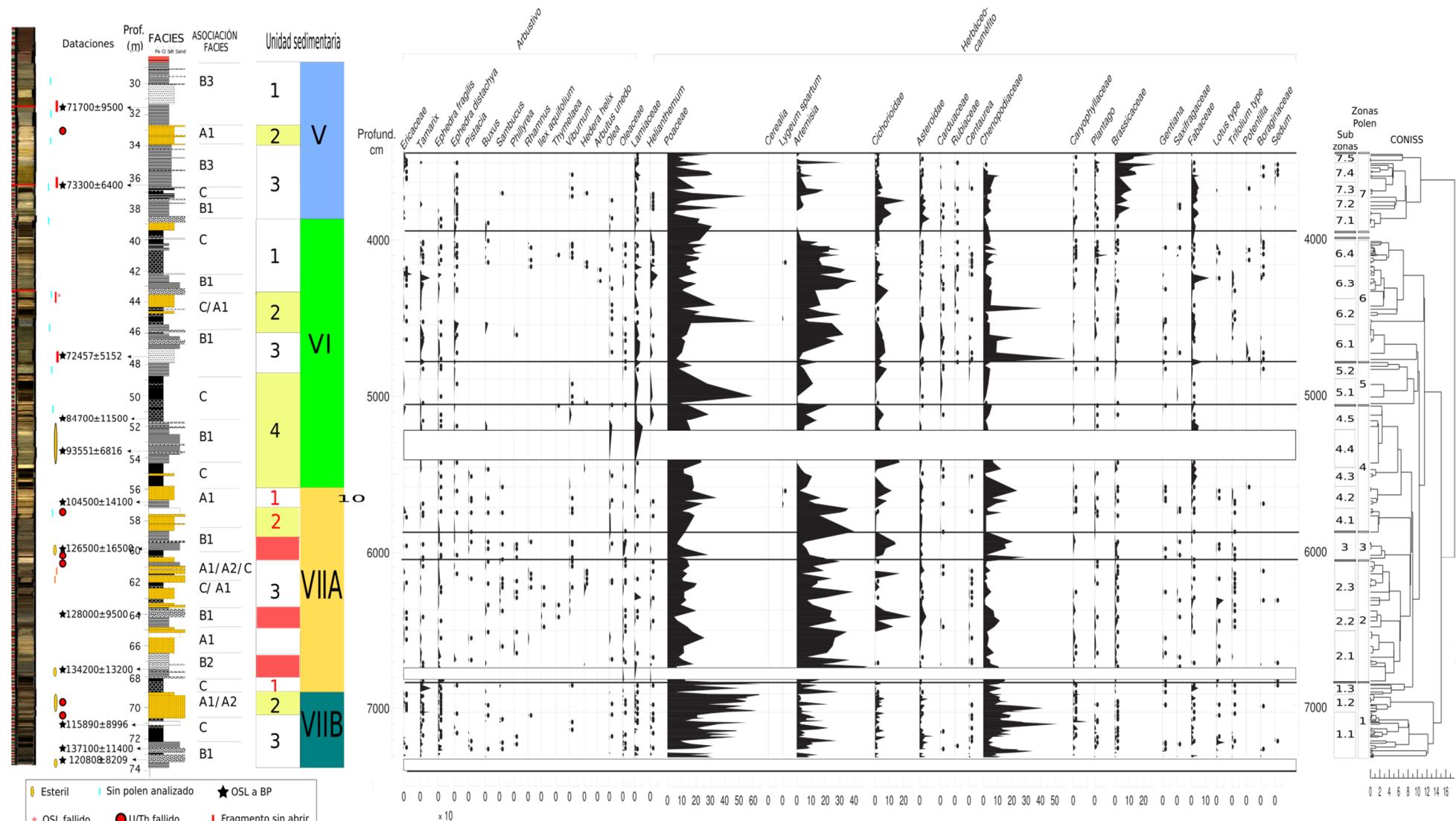


Figura 9.1.2: Palinograma de taxa no arbóreos: Arbustivos a la izquierda, herbáceos-caméfitos a la derecha. Representación en profundidad. A la izquierda imagen de sedimentos, dataciones, asociaciones de facies y unidades sedimentarias. A la derecha zonas polínicas y cladograma CONISS.

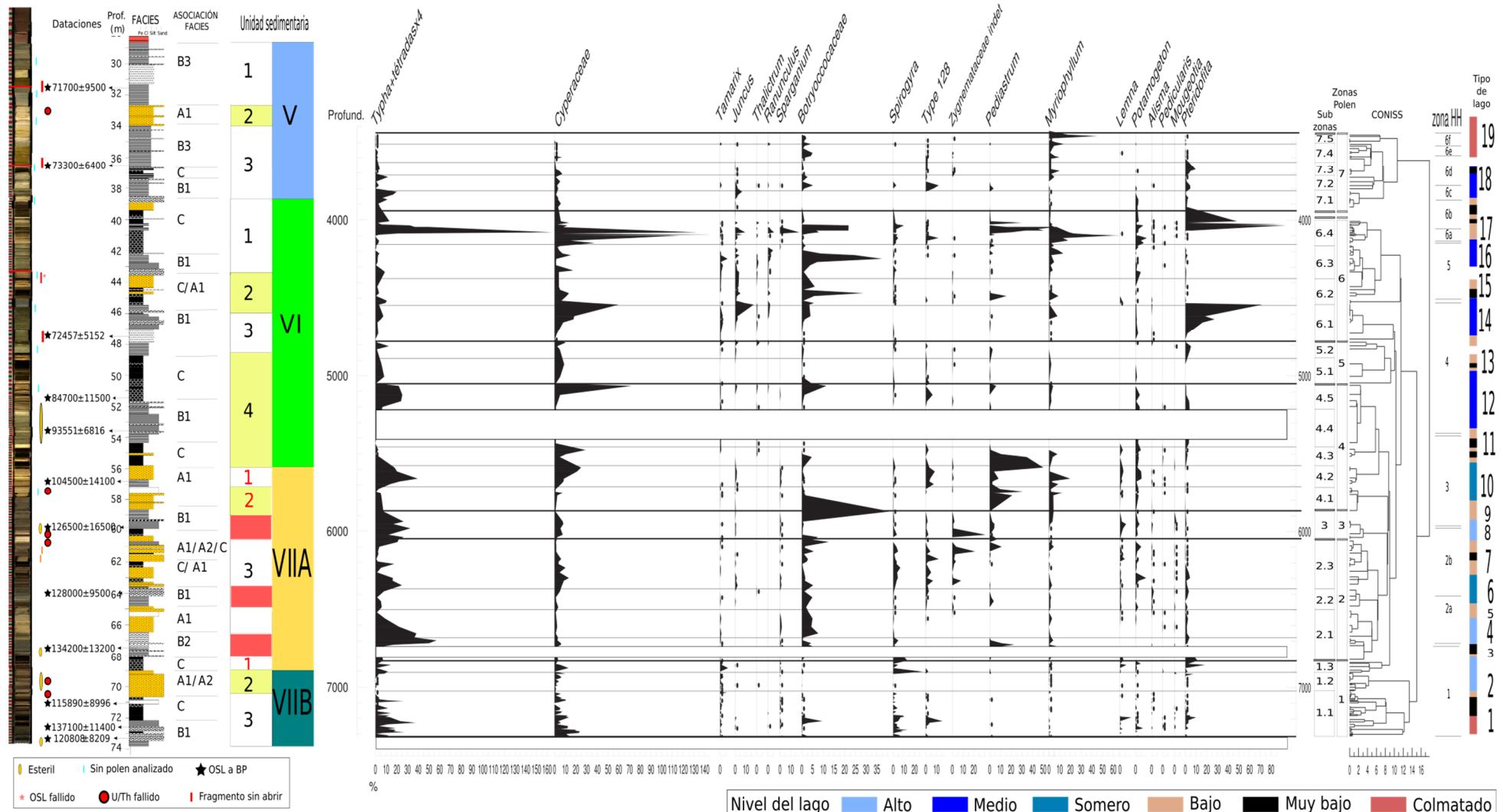


Figura 9.1.3: Palinograma de taxa hidrófitos e higrófitos representados en profundidad. A la izquierda imagen de sedimentos, dataciones, asociaciones de facies y unidades sedimentarias. A la derecha zonas polínicas, cladograma CONISS de polen y zonación HH (Higro-Higrófitas) y el tipo de lago y su nivel evidenciado a partir de la información sedimentaria (explicada en capítulo 7.6).

9.2 Discusión: Dinámica de la vegetación en el penúltimo ciclo glacial/interglacial

En base a la toda la información mostrada en el apartado de resultados, es decir, la información polínica, de organismos acuáticos, NPPs, y apoyándonos en los resultados de calibración polínica (capítulo 8), sedimentología (capítulo 7) y el constreñimiento cronológico aportado por las dataciones y el modelo de edad (capítulo 6), podemos inferir las características climáticas de los distintos periodos que se suceden en la secuencia paleoambiental del registro de El Cañizar, y argumentar las causas que promovieron la instauración de cada tipo de vegetación diferente y su ambiente sedimentario correspondiente.

9.2.1 Final de la glaciación Riss/MIS6 (Z1.1, Unidad VII-B.3, 73.6-70.2m, 133.6-130.2 ka BP)

La secuencia comienza siendo los 50 cm de la base polínicamente estériles, en un momento en el que la sedimentología nos habla de la existencia de un lago efímero muy detrítico, con colmatamientos anóxicos simultáneos a la existencia de *Typha*, Cyperaceae y Poaceae (posiblemente *Phragmites*), cuya proporción va decreciendo conforme el ambiente sedimentario se hace anóxico. Son condiciones asociadas a un ambiente frío, con poca disponibilidad hídrica. De acuerdo con la cronología establecida, esta zona se encuentra en 133.648 a BP (incertidumbre entre 125 y 149 ka) (fig 6.2), lo que posiblemente corresponda con el Tardiglacial del Riss (MIS6), o un momento sin precisar con exactitud asociado al calentamiento de la deglaciación. La cronología exacta y las fases de la deglaciación del MIS6 ha sido muy discutida (Spötl et al., 2002; Gallup et al., 2002; Shackleton et al., 2003; Cannariato & Bennet 2005; Drysdale et al 2005, 2009; Brauer et al., 2007; Muñoz-García et al., 2007), así como la respuesta diacrónica de indicadores paleoclimáticos en sondeos marinos (Shackleton et al., 2003) y el polen mediterráneo (Brauer et al., 2007; Shackleton et al., 2003; Tzedakis et al., 2002; Roucoux et al., 2011), tal como se ha explicado en la introducción de esta Tesis (capítulo 2), y se volverá a discutir más adelante.

La terminación de la glaciación (Termination II) se establece en 132 ka BP (Shackleton et al., 2002), por lo que la base del sondeo de El Cañizar debe corresponderse con este periodo. Las primeras muestras con preservación polínica muestran una estepa herbácea con predominio de Poaceae (hasta 50%), Chenopodiaceae (35 ó incluso 50%) y valores de *Pinus* tipo *nigra-sylvestris* del 20% (Z1.1, fig. 9.1.1 y 9.3) que se asocian a aportes lejanos regionales (de acuerdo con Prentice 1985). Este espectro es el reflejo de un ambiente árido y frío (tabla 9.4). Sin embargo, las fluctuaciones de *Juniperus*, aunque intermitentes, pueden alcanzar valores muy importantes (hasta un 30%) (Z1.1, fig. 9.3), que unido a la variada presencia de taxones Mediterráneos y mesófitos, apuntaría a condiciones no demasiado adversas. Estos taxa mesotermófilos, seguramente refugiados

en las vaguadas colindantes a la fosa del Jiloca, mantenían una presencia efímera pero destacable, por lo que este aspecto será discutido más adelante (sección 9.2.2).

Por otra parte, las condiciones oceánicas en relación a la circulación termohalina durante el final de la glaciaciación Riss (MIS6), fueron menos frías que durante el MIS4 y MIS2 (Voelker & Abreu 2011). Existen evidencias en el Sistema Ibérico que apuntan también a un Tardiglacial Riss no tan adverso, con cierta mejora climática y con bastante disponibilidad hídrica después del Máximo Glacial Warthe (140 ka BP) (Margari et al., 2010). Encontramos algunos ejemplos en la deposición de tobas (asociadas a fases templadas y húmedas) en Taravilla (fig. 9.2) hace 139.7 ± 3.1 (Valero-Garcés et al., 2004, 2008b), en el río Piedra (Sancho et al., 2010), en el río Trabaque (Torres et al., 2005), en otros afluentes del Tajo (Ortiz et al., 2009) y en el río de Las Parras durante el final del MIS7 y todo el MIS6 (Valero-Garcés et al., 2008a), así como las formaciones de travertinos en el río Martín, con cronologías semejantes (Lozano et al., 2004). En las terrazas del río Alfambra, un análisis palinológico realizado en el yacimiento conocido como “Cuesta de la Bajada”, hace 137.9 ± 10 ka BP, registra un importante predominio de herbáceas, y pinos como únicos taxones arbóreos de cierta entidad (Santonja et al., 2000), los autores asocian la elevada proporción de Poaceae con respecto a los típicos taxones estépicos (*Ephedra*, Asteraceae, Chenopodiaceae, *Artemisia*), a condiciones de cierta humedad (al igual que se observa en otros trabajos como el de Finlayson & Carrión (2007) en Gorham’s cave, Gibraltar), aunque con matizaciones según los niveles registrados en el yacimiento (Santonja et al., 2000).

La presencia de polen de Poaceae en el registro de El Cañizar es especialmente difícil de interpretar, incluso en los datos del polen subactual (ver capítulo 8.2.2.1). En nuestra secuencia, Poaceae registra valores altos en los niveles de MIS6 (Z1.1, fig. 9.3), mientras que prácticamente desaparece durante el Eemíense, al igual que ocurre en la conocida secuencia de La Grande Pile (fig. 9.2), en Francia (Woillard & Mook 1982; Beaulieu & Reille 1992; Helmens et al., 2014), o en la del Lago Grande di Monticchio (fig. 9.2), en Italia (Allen et al., 2000; Brauer et al., 2007), donde Poaceae se relaciona con especies de gramíneas estépicas. Sin embargo, no todas las estepas son iguales. Una estepa es un área caracterizada por la ausencia de árboles en ambientes semiáridos, pero dependiendo del régimen de aridez y temperatura, se pueden encontrar formaciones abiertas de arbustos, estepas herbáceas o estepas con caméfitos tipo tomillar o de *Artemisia* (Reyes Prósper, 2009). En el lago Van (fig. 9.2) en Turquía, por ejemplo, se registra la existencia de una estepa desértica con *Artemisia*, Chenopodiaceae y *Ephedra* en condiciones áridas y frías, mientras que aparece una estepa de herbáceas con Poaceae en condiciones menos áridas (Pickarski 2014).

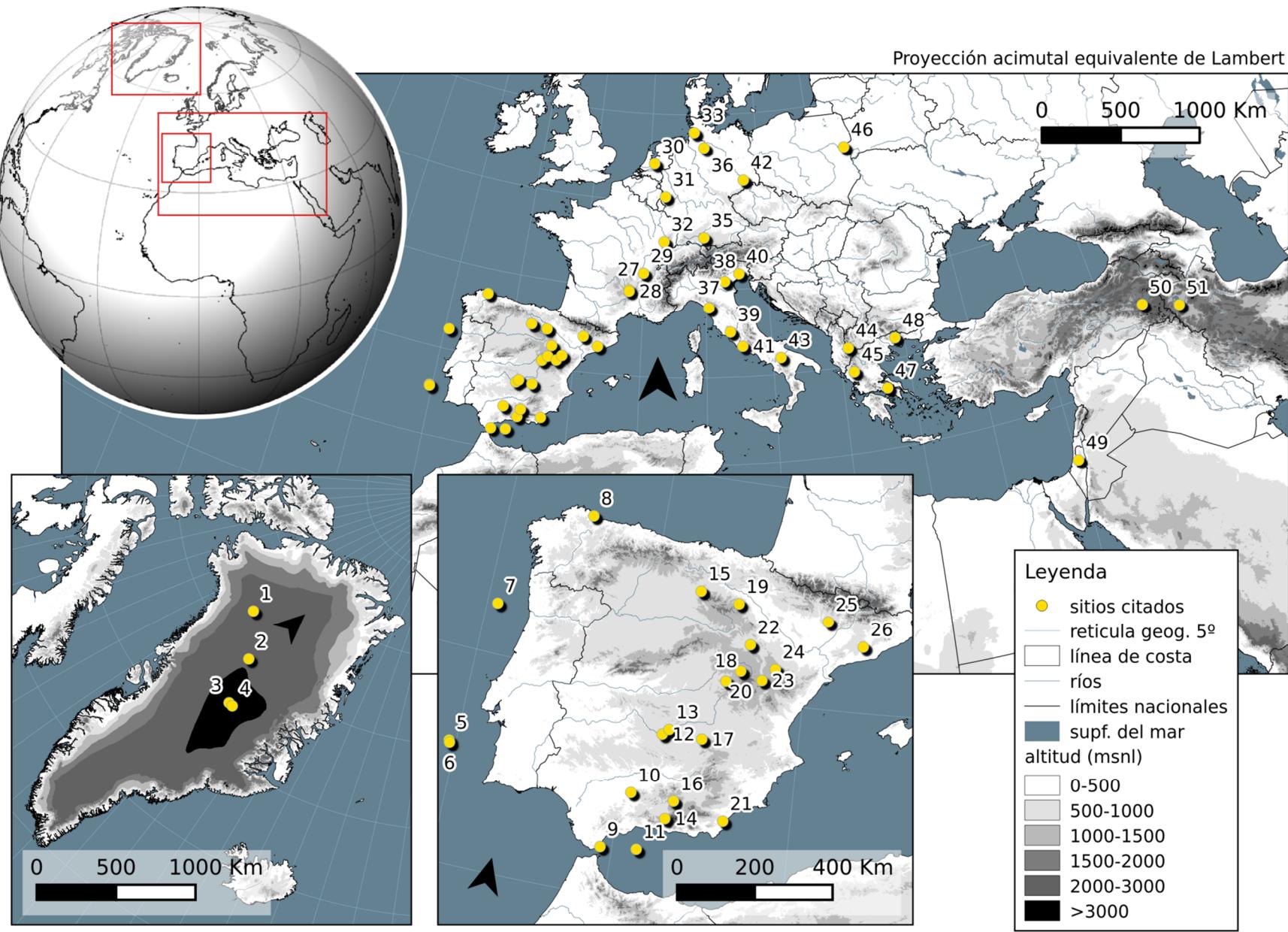


Figura 9.4:
Mapa de
localización
de los
registros
mencionados
en la
discusión.
Nombres y
referencias
en la
siguiente
página.

nº	Nombre	Referencia	Latitud	Longitud
1	NEEM	NEEM Comm. Members, 2013	77,00	-51,06
2	NGRIP	Andersen et al., 2004	75,10	-42,32
3	GISP2	Grootes et al., 1993	72,60	-38,50
4	GRIP	Grootes et al., 1993	72,58	-37,63
5	MD95-2042	Sánchez-Goñi et al., 1999	37,81	-10,21
6	SU81-18	Pailler & Bard 2002	37,77	-10,18
7	MD99-2331	Sánchez-Goñi et al., 2005, 2008	41,15	-9,68
8	Area Longa	Gómez-Orellana et al., 2007	43,60	-7,30
9	Gorham's cave	Carrión et al 2008	36,12	-5,33
10	Zoñar	Martín-Puertas et al. 2009	37,48	-4,70
11	ODP-977	Martrat et al., 2004	36,20	-4,30
12	Fuentillejo Maar	Vegas et al. 2010	38,94	-4,05
13	Tablas de Daimiel	Valdeolmillos-Rodríguez 2005	39,07	-3,87
14	Padul	Pons & Reille 1988	37,01	-3,61
15	Atapuerca	García-Antón & Sainz-Ollero 1991	42,35	-3,53
16	Cueva de la Carihuella	Carrión et al 1998	37,44	-3,44
17	Ruidera	Ordoñez et al 2005	38,97	-2,87
18	Río Trabaque	Domínguez-Villar et al 2011	40,37	-2,38
19	Pla de l'Estany	Burjachs 1992	42,19	-2,30
20	Laguna de Taravilla	Valero-Garcés et al 2008b	40,65	-1,97
21	Río Aguas	Schulte et al 2008	37,14	-1,94
22	Río Piedra	Vázquez-Urbez et al 2011	41,29	-1,79
23	El Cañizar Villarquemado	Esta Tesis	40,50	-1,30
24	Las Parras	Valero-Garcés et al 2008a	40,80	-0,93
25	Lago de Estanya	Morellón et al 2008	42,03	0,53
26	Abric Romaní	Burjach & Julià 1994	41,53	1,68
27	Lac du Bouchet	Pons et al. 1992	44,92	3,78
28	Ribains	Pons et al. 1992	44,83	3,82
29	Les Echets	Veres et al 2007	45,90	4,90
30	Amersfoort	Cleveringa et al 2000	52,15	5,38
31	Eifel	Seelos et al 2009	50,28	6,50
32	Grande Pile	Woillard 1978	47,73	6,50
33	Oerel	Behre 1989	53,98	9,07
34	Jammertal	Müller 2000	68,10	9,84
35	Füramoos	Muller et al 2003	47,98	9,88
36	Bispingen	Kühl & Litt 2003	53,11	9,98
37	Corchia	Drysdale et al 2009	43,98	10,22
38	Lago di Fimon	Pini et al 2010	45,47	11,53
39	Lagaccione	Magri 1999	42,57	11,85
40	Azzano decimo	Pini et al 2009	45,88	12,72
41	Valle di Castiglione	Magri 1999	41,73	12,76
42	Gröbern	Kühl & Litt 2003	51,19	13,52
43	Lago Grande di Monticchio	Watts et al 1996	40,94	15,60
44	Ohrid	Lézine et al 2010	41,04	20,72
45	Ioannina	Tzedakis 1993	39,65	20,92
46	Horoszki Duże	Granoszewski 2003	52,38	23,10
47	Kopais	Okuda et al 2001	38,44	23,16
48	Tenaghi Philippon	Tzedakis et al 2006	41,17	24,33
49	Soreq Cave	Bar-Matthews et al 2000	31,75	35,05
50	Van	Stockhecke et al 2014	38,63	42,82
51	Urmia	Djamali et al 2008	37,70	45,32

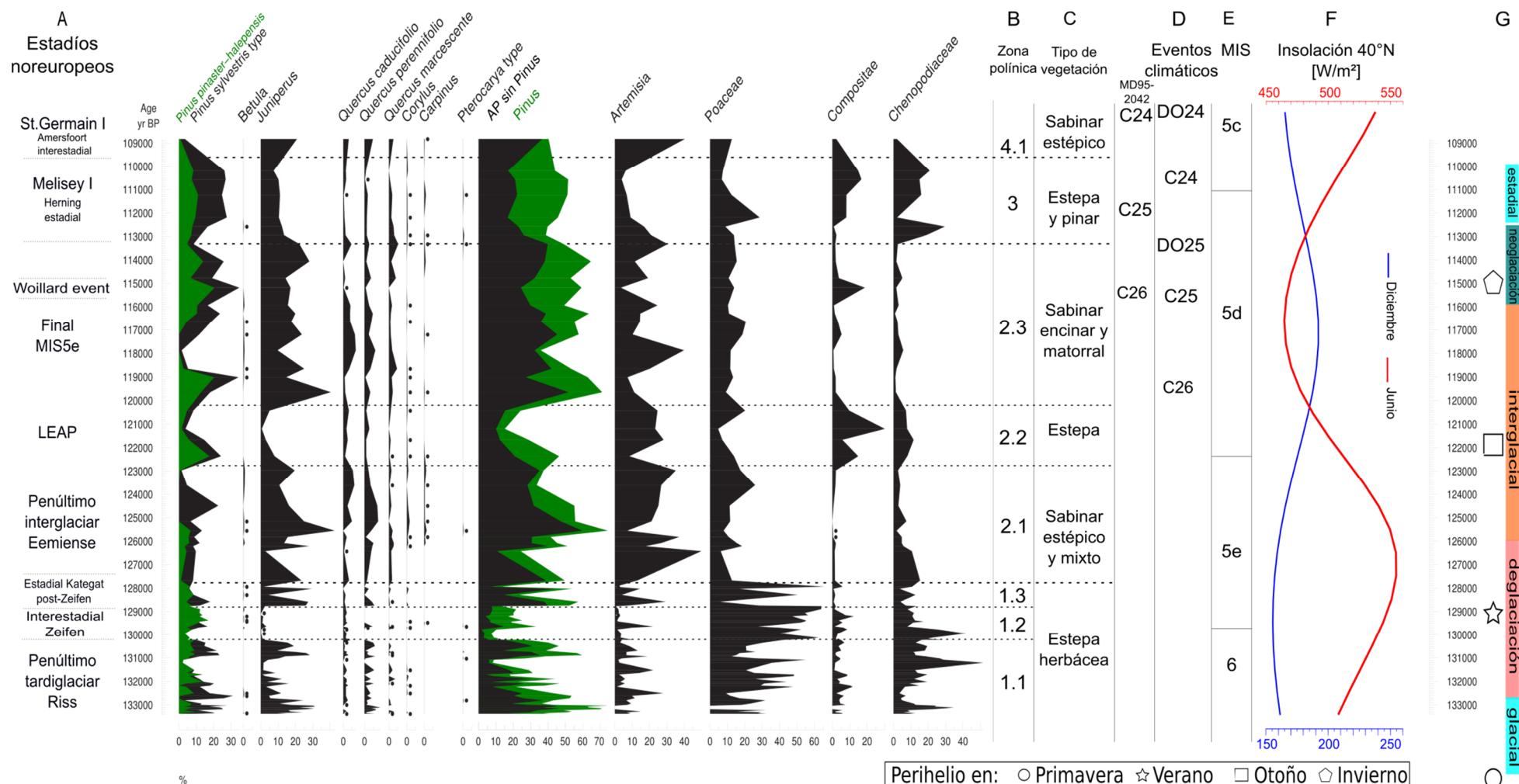


Figura 9.5: Diagrama polínico de taxa seleccionados del Cañizar durante el penúltimo periodo interglacial. AP=Polen arbóreo. **A:** Estadios terrestres estratigráficos noreuropeos (basados en Behre 1989) y fases de Grande Pile (Woillard 1978). **B:** Zonas polínicas basadas en CONISS. **C:** Tipo de vegetación que se desarrolla. **D:** Grandes eventos climáticos registrados en sondeos marinos y de hielo (McManus et al., 1994; Sirocko et al., 2005). **E:** Estadios Isotópicos Marinos (MIS) según Lisiecki & Raymo (2004). **F:** Insolación a 40°N en junio (linea roja) y enero (linea azul) a partir de Laskar et al., (2004). **G:** A partir de Martrat et al., 2014.

En la secuencia de El Cañizar, se han registrado asociaciones de estepas herbáceas con Poaceae (Z1, Z4, Z5 y Z6 tabla 9.4) y, a veces, aparecen acompañando Chenopodiaceae y Cichorioideae (Z1.1, Z4.2, Z4.4, Z5.3 tabla 9.4). También se observan espectros pertenecientes a estepas con *Artemisia* acompañando a sabinares y encinares (Z2.1, Z4.1, Z4.5, Z6.2, Z6.3 tabla 9.4), lo que se interpreta como una mayor termicidad y continentalidad (El-Moslimany 1990), como las estepas de páramo que se pueden ver en la actualidad entre 900-1200m s.n.m. en el interior peninsular (Sainz Ollero & van Staalduin 2012). En otras regiones semiáridas utilizan el “ratio A/C” (*Artemisia* dividido por Chenopodiaceae) como un indicador de humedad (Wei et al., 2015 y referencias incluidas), ya que las Chenopodiaceae se intensifican durante períodos de más aridez. En el registro de El Cañizar las curvas de *Artemisia* y Chenopodiaceae no varían de manera simultánea, por lo que no hace falta este ratio utilizado para ayudar a la interpretación cuando los valores son muy similares y sincrónicos. Valores altos de *Artemisia* acompañando a sabinares y encinares, probablemente indican períodos más cálidos, incluso puede que relativamente más húmedos, aunque sometidos a intensa evapotranspiración, sequía estival, termicidad y continentalidad. Y valores altos de Chenopodiaceae (acompañados a veces por Compositae (Giseke, nom. cons.)) indicarían períodos de aridez (y seguramente más fríos).

Además, en la secuencia de El Cañizar, una parte del total del polen de Poaceae procederá de especies estépicas, pero otra probablemente corresponderá a *Phragmites* (Rybničková & Rybniček 1971, Kershaw 1979, Finkelstein & Davis 2005, Hall 1990), como se ha comentado anteriormente, que podrían sobrevivir en las condiciones climáticas del momento sin problema (Lægaard 1993), y tienen preferencia por aguas eutróficas y mesotróficas como indican en estos niveles (Z1 fig 9.1.3, fig 9.3) la existencia de NPPs type 128, *Spirogyra* o *Potamogeton* (Pals et al., 1980; van Geel et al., 1983, 1986; Carrión 2002). En estepas chinas de Poaceae, *Artemisia* y Chenopodiaceae señalan que las especies de Poaceae están peor adaptadas a la sequía estival que los otros dos taxa, necesitando condiciones edáficas adecuadas y veranos menos áridos (Zhao et al., 2012, Wei et al., 2015), aunque esto es un carácter singular de este tipo de estepas, y la comparación con otro tipo de regiones ha de tomarse con cautela.

Más evidencias de este carácter indulgente del MIS6 se pueden apreciar fuera del Sistema Ibérico, como por ejemplo en el maar de Fuentillejo (Vegas et al., 2008), en Ciudad Real (fig. 9.2). El análisis polínico es aún preliminar, pero detecta un desarrollo de taxa mediterráneos (Oleaceae, *Quercus*), mesófilos (*Corylus*, *Betula*) y facies asociadas a condiciones húmedas con reducción de la erosión entre 140.5 y 147.25 ka BP, en pleno MIS6 (Ruiz-Zapata et al., 2012). En la misma secuencia, hasta que comienza el MIS5e a 133.5 ka BP, se registran ritmitas carbonáticas y capas de

sapropel con descenso de taxa templados y dominancia de xérofitos (*Chenopodiaceae*, *Artemisia* y *Ephedra*), y una mayor salinidad de las aguas, correspondiéndose con un clima árido y cálido (Ruiz-Zapata et 2012).

Y es que son muchas las excepciones que se registran respecto a la dinámica vegetal de las secuencias tradicionales centroeuropeas, tal como ocurre en nuestra zona de estudio, e iremos viendo a lo largo de esta discusión. En China (cuenca del Nihewan), por poner un ejemplo diametralmente opuesto, existe desarrollo forestal durante el MIS6, y sin embargo ausencia de árboles durante el MIS5 por ser muy árido (Mu et al., 2015). En una región más próxima a nuestra zona de estudio, en las depresiones del Vera y Sobas en torno al río Aguas en Almería (fig. 9.2) , que actualmente tiene un clima semidesértico con 250 mm de precipitación y vegetación esteparia con abundante *Artemisia* (Schulte et al., 2002), también se depositaron travertinos durante el MIS6 (169±9, 167±7, 148±8 ka BP), con un registro polínico caracterizado por una baja proporción de árboles y la abundancia de taxa estépicos (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra*, *Lygeum*, *Asteraceae*) (Schulte et al., 2008), sugiriendo condiciones áridas dominantes pero donde se mantenía una importante presencia de *Quercus*, *Olea* y *Myrtus*, mostrando que durante estos periodos este es el biotopo idóneo para estos taxa y evidenciando la existencia de refugios de vegetación regionales.

9.2.2 Refugios glaciales durante el Riss (Z1, Unidad VII-B, 73.6-68.3m, 133.6-127.7 ka BP):

Los refugios son biotopos que ofrecen condiciones favorables para la persistencia de ciertos taxa en un marco climático general adverso que limita su expansión (Gavin et al., 2014). La posibilidad de existencia de refugios representa una alternativa a las interpretaciones basadas en grandes migraciones para explicar la presencia de taxones en espacios que han estado sometidos, durante periodos suficientemente largos, a condiciones climáticas incompatibles con ellos. Durante las fases más frías y secas del Cuaternario, esta situación debió ser muy frecuente en la Península Ibérica (Blanco Castro et al., 2005). Clásicamente se ha considerado que los taxa de plantas y animales propios de ambientes templados y cálidos persistieron en macro-refugios distantes (Huntley & Birks, 1983; Bennett et al., 1991), sin embargo ahora se tiende más a considerar numerosos pequeños refugios en las penínsulas europeas del sur (Feliner 2011; Tzedakis et al., 2013), por las numerosas evidencias indirectas (incluida esta nueva aportación del registro palinológico de la laguna de El Cañizar).

Zona	Zona polínica	Polen	Vegetación	Edad	Ambiente
MIS4	7	<i>Pinus sylvestris</i> , <i>Quercus</i> caducifolio, Brassicaceae	Estepa, pinar y robledal	71	Frío y subhúmedo
Ognon	6.3	<i>Juniperus</i> y <i>Quercus</i> perennifolio, <i>Artemisia</i> , Poaceae	Sabinar-encinar estepario	76	Templado fluctuante en humedad
St. Germain II/ognon	6.2	<i>Quercus</i> perennifolio, <i>Artemisia</i> , mesófilos	Encinar mixto y estepa caméfita	79	Templado subhúmedo
St. Germain II	6.1	<i>Quercus</i> perennifolio, <i>Pinus</i> , Poaceae, mesófilos	Encinar mixto, pinar y estepa herbácea	84	Templado árido/subhúmedo
Melisey II/St. Germ II	5.3	Chenopodiaceae, Cichoroidea, <i>Artemisia</i> , <i>P.sylvestris</i> y <i>Q.ilex</i>	Estepa con pinar	87	Árido templado
Melisey II	5.2	<i>Pinus sylvestris</i> , <i>Juniperus</i> , Cichoroidea	Estepa con pinar	89	Árido frío/templado
Melisey II	5.1	Poaceae,	Estepa herbácea	92	Árido y frío
St.Germain Ic	4.5	<i>Juniperus</i> , <i>Quercus</i> perennifolios y <i>Artemisia</i>	Sabinar encinar estepario	97	Templado/frío subhúmedo
Evento Montaigu	4.4	<i>Pinus</i> , Poaceae, Cichoroidea, Chenopodiaceae	Estepa herbácea y pinar	101.5	Árido y frío/templado
St.Germain Ia	4.3	<i>Juniperus</i>	Sabinar	104	Templado subhúmedo continental
St.Germain Ia	4.2	<i>Pinus</i> , Poaceae, Cichoroidea, Chenopodiaceae	Estepa herbácea y pinar	107.5	Semiárido frío/templado
Melisey I/St. Germ I	4.1	<i>Artemisia</i> , <i>Juniperus</i> , <i>Quercus</i> y <i>Ephedra</i>	Sabinar estepario	109	Semiárido templado
Melisey I	3	<i>Pinus</i> , Cichoroidea y Chenopodiaceae	Estepa y pinar	113	Frío y semiárido
Late MIS5e	2.3	<i>Juniperus</i> , <i>Quercus</i> , <i>Pinus</i> , mesófilos	Sabinar encinar y matorral	120	Calido y subhúmedo
LEAP	2.2	Compositae, Chenopodiaceae, <i>Pinus</i>	Estepa	122.5	Árido
Eemienne	2.1	<i>Artemisia</i> , <i>Juniperus</i> , <i>Quercus</i> , Mediterráneas	Sabinar estepario y mixto	127.5	Subhúmedo continental y muy cálido
St post-Zeifen	1.3	Poaceae, <i>Juniperus</i> , <i>Pinus</i> y <i>E.fragilis</i>	Estepa herbácea	128.7	Semiárido y frío
Zeifen	1.2	Poaceae, Chenopodiaceae	Estepa herbácea	130.2	Árido templado
MIS6	1.1	Poaceae, Chenopodiaceae, <i>Juniperus</i> , <i>Pinus</i> y <i>E.fragilis</i>	Estepa herbácea		Frío y semiárido

Tabla 1: Tipo de vegetación de cada periodo y su interpretación ambiental.

Como hemos señalado anteriormente, en los niveles basales de la secuencia pertenecientes cronológicamente al final de la glaciaciación Riss (MIS6), además de taxa estépicos e indicadores de condiciones más o menos frías, también se han registrado taxa mesófilos, mediterráneos, e incluso *Quercus*, *Pistacia*, *Phyllirea*, *Buxus*, *Sambucus* y *Viburnum* aparecen en proporción similar a la encontrada a lo largo de la costa durante estadios glaciales (Carrión et al., 1995; Carrión et al., 2003; Carrión et al., 2008).

De todos modos, siempre se consideran escasas las evidencias directas de estos fósiles (*in situ*) que testifican la presencia local, por lo que muchas veces la existencia de refugios es debatida y/o puesta en duda (Kullman, 2002; Birks et al., 2005, 2012; Parducci et al., 2012, de Lafontaine et al., 2014). En la Península Ibérica, como señalan algunos trabajos, no sólo polínicos (Valero-Garcés et al., 2000; González-Sampériz et al., 2004, 2005; Carrión et al., 2000), sino genéticos (López de Heredia et al., 2007) y esencialmente antracológicos (Aura et al., 2002; Figueiral & Terral, 2002; Carrión et al., 2010; Badal et al., 2013), los refugios glaciales no sólo se desarrollaron a lo largo del cinturón termomediterráneo costero, sino también en valles intramontañosos en los que la disponibilidad hídrica era suficiente para mantener la supervivencia arbórea, dentro de un ambiente regional generalmente muy árido. De todos modos, en general, las zonas del interior no muestran presencia continua de taxones mesotermófilos durante las etapas glaciales. Existen secuencias en Granada con sucesos episódicos de *Quercus* y otros taxa leñosos durante el MIS3 (Carrión y Munuera, 1997; Carrión y van Geel, 1999; Yll et al., 2003) y durante el MIS4, el MIS3 y el MIS2 en la cueva de Carihuella (fig. 9.2), Granada (Carrión et al., 1999) y en la turbera de Padul, Granada (Pons y Reille, 1988). Además, las rápidas expansiones tardiglaciares de *Quercus* (Pons y Reille, 1988; Fernández et al., 2007) sugieren la proximidad de los refugios a la zona de registro.

El grado en que afectan las condiciones glaciales a la ecología del lugar depende de la disponibilidad local de humedad para la supervivencia de los árboles templados y la variabilidad topográfica que proporcione refugio a la penetración de aire polar. Las zonas húmedas de Ioannina y Tenaghi Philippon, en Grecia (Tzedakis, 1993; Tzedakis et al., 2002), y Lago Grande di Monticchio, Italia (fig. 9.2) (Watts et al., 1996), se consideran buenos refugios, proporcionando una enorme expansión de los bosques durante cada interstacial. Tenaghi Philippon muestra claramente la existencia de pequeños refugios durante el periodo glacial (Milner et al., 2013; Tzedakis, 1993; Tzedakis et al., 2002; Tzedakis et al., 2006) reflejado en el incremento de polen arbóreo desde 10 a 90% en menos de 1000 años (Milner et al., 2013). En condiciones climáticas áridas también se desencadenó la presencia de poblaciones de árboles de clima templado en Oriente Próximo (lago Van, Turquía, fig. 9.2), tanto durante episodios glaciales como estadiales (Pickarski 2014), al igual

que ocurre en nuestro registro de El Cañizar, donde también es destacable la presencia de *Pterocarya* (Figura 9.5). Esta Juglandácea se considera extinta en la Península Ibérica desde el Pleistoceno Medio (Postigo-Mijarra et al., 2010; así como en MIS7 en la península de Italia: Follieri et al., 1989; y Francia: Beaulieu et al., 1994), por lo que significa un hito de pervivencia de taxones Arctotercarios durante el Pleistoceno Superior en el sur de Europa (González-Sampériz et al., 2010; Orain et al., 2013). *Pterocarya* vuelve a manifestar presencias en cronologías posteriores del MIS5, en concreto en las zonas polínicas Z2.1, Z3, Z4.2 y también en Z7 del MIS 4 (Fig. 9.1.1), por lo que su pervivencia pudo alcanzar los 67 ka BP. Este taxón se desarrolla en Irán (lago Urmia) (fig. 9.2) durante el Eemíense (Djamali et al., 2008), y es indicador, junto al género *Zelkova* (taxón del que se ha encontrado un grano de polen en la base del registro de El Cañizar coincidiendo con *Pterocarya* (72m)), de climas favorables con inviernos suaves y abundantes lluvias en primavera y verano (Djamali et al., 2008). *Zelkova* fue abundante durante el Eemíense también en Italia (Valle di Castiglione) (fig. 9.2) y se extinguío con la llegada del pleniglacial en MIS4 (Follieri et al., 1986, 1998). Estas aportaciones del registro de El Cañizar amplían el debate e incrementan el conocimiento sobre la existencia de refugios glaciales continentales, confirmando que la complejidad paisajística y de nichos microclimáticos es esencial en el interior de la Península Ibérica durante el Pleistoceno (González-Sampériz et al., 2010).

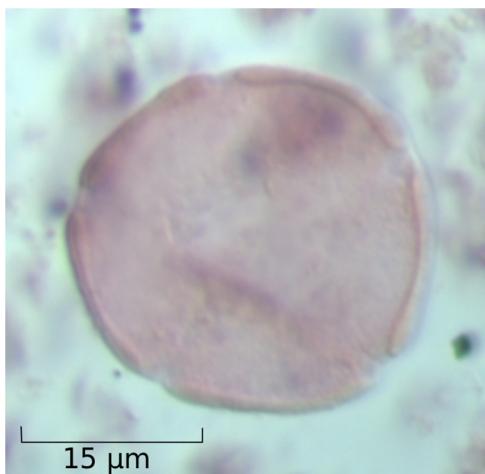


Figura 9.6: Fotografía de polen de tipo *Pterocarya* encontrado en la secuencia de El Cañizar.

9.2.3 Zeifen: Inicio árido del MIS5e (Z1.2 y 1.3, Unidad VII-B.2 y VII-B.1, 70.2-68.3m, 130.2-127.7 ka BP)

La correlación directa entre proxies terrestres y marinos muestra que el Eemíense en Iberia no se corresponde con todo el MIS5e (Sanchez-Goñi et al., 1999; Shackleton 2003), tal como se ha comentado en la introducción (capítulo 2.3). Algunos registros (Sánchez-Goñi et al., 1999, 2005; Tzedakis 2000), muestran la ocurrencia de una transición interestadial-estadial (Zeifen-Kattegat)

antes de comenzar el periodo interglacial Eemíense, ya dentro del estadio isotópico MIS5e. El interestadial Zeifen se registra desde 130.5 hasta 127 ka BP en los sondeos marinos del margen ibérico MD95-2042 y MD99-2331 (fig. 9.2), y se identifica a partir del descenso de las proporciones de foraminíferos polares del tipo *Neogloboquadrina oachyderma* (Sánchez-Goñi et al., 2005).

En El Cañizar, durante el periodo correspondiente a esta cronología encontramos la zona polínica Z1.2 (130.2-128.7 ka BP) y Z1.3 (128.7-127.7 ka BP). Z1.2 se caracterizada por muestras estériles o muy pobres en preservación polínica. A pesar de ello, hay que mencionar que se registra una reducción drástica del polen arbóreo, esencialmente *Juniperus* y *Quercus*, mientras que hasta un 65% del total corresponde a Poaceae. Esta respuesta de la vegetación no sería la esperable para un interestadial, donde cabría observar una expansión forestal a expensas de la vegetación herbácea (Cheddadi et al., 2005). Sedimentológicamente en cambio, sí se produce un brusco cambio hidrológico hacia un lago carbonatado, que no se correspondería con un cambio en el nivel del lago ni en la disponibilidad hídrica en general (capítulo 7, sección 7.4), pero sí en un incremento de la productividad lacustre relacionado con el aumento de las temperaturas, como ocurre en la cuenca del lago Ohrid (Albania, fig. 9.2), donde comienza a depositarse calcita por el aumento de las temperaturas mucho antes de que comience la expansión forestal (Lézine et al., 2010). En la secuencia de El Cañizar, encontramos gran cantidad de gasterópodos Hydrobiidae sin fragmentar durante este periodo, lo que evidencia estabilidad limnológica sin aportes fluviales importantes (Dillon 2000, ver sección 7.4). Además, este ambiente pudo favorecer el desarrollo expansivo de la gramínea *Phragmites* (Marks et al., 2014; Chambers et al., 1999; Bart & Hartman 2000; Weinstein & Balletto 1999; Salstonstall 2002), y es que Poaceae alcanza en algunas muestras de este nivel sus valores máximos de toda la secuencia (50-65% entre 70.2 y 69m, Fig. 9.1.2, fig 9.3), y sin otra evidencia de acuáticas (*Typha* o *Cyperaceae*). Esto sugiere un escenario en el que el polen de Poaceae podría corresponder, mayoritariamente a *Phragmites*, mientras que la llegada de polen arbóreo y otros taxa terrestres al sedimento lacustre de El Cañizar se habría visto limitada por el efecto pantalla del carrizo dominante (Rybničková & Rybníček 1971, Kershaw 1979, Finkelstein & Davis 2005, Hall 1990).

En el comienzo del Holoceno de El Cañizar, ocurrió un proceso que podríamos considerar análogo: un cambio hidrológico brusco desde lago clástico efímero a lago carbonatado sin detríticos, con gran abundancia de gasterópodos sin fragmentar, posiblemente asociado igualmente a incremento de la productividad por incremento térmico, y una vegetación regional resiliente, que todavía no respondía a la misma velocidad que el sistema límnico al aumento de temperatura debido

a la escasa disponibilidad hídrica a escala regional y al lento desarrollo edáfico postglacial (Aranbarri et al., 2014 y ver apartado 10.4 fig. 10.4.1). Esta situación del Holoceno Temprano se identifica con condiciones climáticas generalmente áridas todavía, por lo que el Zeifen en El Cañizar podría responder a un clima similar al del Holoceno Temprano, periodo árido y con incremento térmico, acorde con la caracterización global de la parte temprana del MIS5e, con altas temperaturas de verano y por lo tanto importantes procesos de evapotranspiración (Cheddadi et al., 1998; Kühl and Litt, 2003 y Kühl et al., 2007) y menor cantidad de precipitación (Kühl et al., 2007). Estas condiciones relativamente áridas darían lugar a la apertura de los bosques durante el inicio del último interglacial, al igual que ocurre en el inicio de interglaciares anteriores del Pleistoceno Inferior (Leroy et al., 2011), o como ya se ha comentado, durante el inicio del Holoceno (Theuerkauf et al., 2014; Aranbarri et al., 2014). No obstante, existen otros factores que también deben considerarse para explicar esta apertura del bosque, como pueden ser la tasa de dispersión desde refugios, el desarrollo de suelos, la competencia con otras especies (Leroy and Arpe, 2007), el fuego (Gil-Romera et al., 2010) o incluso la acción de grandes herbívoros (Svenning 2002).

En las anteriormente citadas secuencias palinológicas de Tenaghi Philippon y lago Van, no se registran evidencias de respuesta de la vegetación al interestadial Zeifen (Tzedakis et al., 2006; Milner et al., 2013; Pickarski 2014). En Ioannina y Lago Grande di Monticchio se registran condiciones inestables en esta zona de transición (Tzedakis et al., 2004; Allen et al., 2000; Brauer et al., 2007). En Ioannina (Grecia, fig. 9.2) se documentan ligeros incrementos de árboles mesófitos entre 130 y 128 ka BP (Roucoux et al., 2011; Frogley et al., 1999), pero enfatizando que son paisajes todavía abiertos con presencia de *Quercus*, *Corylus*, *Abies*, *Alnus*, *Carpinus betulus*, *Ulmus* y *Salix*. De la misma manera, la zona de transición en el Lago Grande di Monticchio (Italia, fig. 9.2) comienza ~130.55 ka BP, y dura hasta ~127.2 ka BP (Allen & Huntley, 2009), mostrando un incremento en taxa arbóreos y decrecimiento en abundancia de taxa estépicos (*Artemisia* y *Chenopodiaceae*). Esto indica menos condiciones de aridez con un incremento de la temperatura y la disponibilidad hídrica (Allen & Huntley, 2009; Brauer et al., 2007). En el lago Urmia, en Irán (fig. 9.2), un periodo muy seco con desarrollo de *Ephedra* podría corresponder con este interestadial (Djamali et al., 2008).

Las resoluciones de trabajo, las tasas de sedimentación y las complejas interacciones locales existentes entre los distintos medios de deposición que conforman las secuencias paleoambientales de referencia, pueden ser el origen de esta disyuntiva y la falta de uniformidad espacial y señal clara para el Zeifen. De hecho, en la secuencia de El Cañizar, estaría formado por las zonas polínicas Z1.2 y/o Z1.3, según la cronología, como se ha comentado anteriormente.

En la Z1.3 (128.7-127.7 ka BP), se detiene la deposición de carbonato mencionada en la Z1.2 y se produce deposición de TOC, instaurándose un humedal anóxico en el que se preserva mejor el contenido esporo-polínico que anteriormente. Estas condiciones se prolongaron durante unos mil años, y podrían corresponderse con el breve estadal post-Zaifen (Kategat), que en los sondeos marinos del margen ibérico ocurre entre 127 y 126 ka BP (Sánchez-Goñi et al., 2005). En Ioannina, las condiciones inestables que se podrían corresponder con el estadal post-Zeifen también serían en un momento anterior cronológicamente al establecido a partir de sondeos marinos del margen ibérico, abarcando desde 128 a 127.3 ka BP (Tzedakis et al., 2003), más en consonancia con nuestro registro (también lacustre) de El Cañizar. Cabe la posibilidad, debido a los límites inherentes al modelo de edad, de que el periodo estadal post-Zaifen se localizase entre 127 y 126 ka BP, zona en la que encontramos esterilidad polínica asociada a facies de lago clástico muy detrítico (Z1.3 fig. 9.3). Pero asociamos este aumento posterior de detríticos que produce esterilidad polínica al aumento generalizado de erosión por precipitaciones más abundantes cuando no había todavía cubierta vegetal por el grado de aridez. En pleno Holoceno, justo antes del comienzo del Óptimo Climático, sucedió un evento parecido (8.2 ka BP), donde se partía de un lago carbonatado y se acumuló TOC justo antes de la mejora climática (Aranbarri et al., 2014 y ver apartado 10.4 fig. 10.4.1).

Las asociaciones de polen de estos niveles estudiados son muy parecidas a las de Z1.1, lo que puede deberse a las condiciones de conservación o quizás a que haya menos bloqueo por la cobertura de *Phragmites* ante la llegada del polen de otros taxa. Se mantienen altas las proporciones de Poaceae y existe presencia de *Tamarix* y *Betula*, que pueden estar actuando de taxa pioneros. Estas características paleoambientales confirman la presencia de un episodio interestadal-estadal en la transición desde la glaciacón Riss al Eemíense, acorde con lo registrado en otros lugares (Sánchez-Goñi et al., 2005), y además contribuyen a conocer mejor este controvertido periodo, de reducida señal en otros registros.

9.2.4 Eemíense: aumento de la disponibilidad hídrica y energética fluvial (Z2.1, Unidad VII-A, 68.3-65m, 127.7-122.7 ka BP)

El Eemíense se define, por lo general, como un periodo más cálido (hasta +5-8°C) y húmedo (+100mm) que el actual interglacial Holoceno (Dahl-Jensen et al., 2013; NEEM, 2013; NGRIP, 2004). No obstante, hay que tener en cuenta que en cada lugar, estas condiciones climáticas

globales afectarían de manera distinta (Capron et al., 2014), y la vegetación respondería de manera diferente como se va a discutir en este capítulo.

En la secuencia de El Cañizar, a partir de 68.3-67.3 m de profundidad (entre 127.7 y 126.5 ka BP), empieza a registrarse una vegetación claramente diferenciada de lo anterior. Nos encontramos ante un lago clástico profundo, muy detrítico, que posteriormente evoluciona a lago profundo (finamente laminado) a partir de 125.9 ka BP (Fig. 9.1.1, 7.1 y 7.4). Ya no predominan Poaceae y Chenopodiaceae, sino que hay una expansión de *Juniperus*, que probablemente representaría un sabinar abierto y mixto, por el aumento coetáneo de las proporciones de *Quercus* y otros taxa arbóreos (Fig. 9.3). A este espectro arbóreo le acompaña una estepa de *Artemisia* (El-Moslimany 1990), evidenciando un clima probablemente muy cálido y con mucha amplitud térmica, estacional y diaria, parecida a la actual en esta zona (capítulo 4) pero bastante más intensa.

Artemisia, normalmente se asocia a la existencia de un clima árido y frío (Frogley et al., 1999; Carrión et al., 2007; Helmens et al., 2014, entre otros muchos). Sin embargo, como ya hemos discutido en la sección 9.2.1, en esta región durante el Eemíense parece que las elevadas proporciones de *Artemisia* se corresponden con especies estépicas asociadas con continentalidad, aridez y, sin embargo, termicidad, como las que encontramos actualmente en el interior continental de la Península Ibérica (con *Thymus vulgaris*, *Genista scorpius*, *Stipa tenacissima*, *Erinacea anthyllis*, *Salvia lavandulifolia*, *Lavandula latifolia*, *Helianthemum spp.*, *Teucrium spp.*, *Koeleria vallesiacaca*, etc.) (Sainz Ollero & van Staalanden 2012), y que componen el tipo Irano-Turaniense (Cariñanos et al., 2004; Davies & Fall 2001; Beer et al., 2007; Djamali et al., 2009). En otras regiones del planeta, como en Oriente Próximo, la transición al cálido y húmedo Eemíense produjo un cambio de vegetación estépica glacial dominada por matorrales (*Artemisia*, Chenopodiaceae, *Ephedra distachya*), a una estepa menos árida dominada por otras herbáceas (Pickarski 2014), de la misma manera que al inicio del Holoceno (Litt et al., 2009). No es la situación registrada en El Cañizar, donde probablemente se trate de distintas especies, distintas condiciones y/o distinta respuesta de la estepa Irano-Turaniense en comparación con el registro de Oriente Próximo.

En la secuencia de El Cañizar, el desarrollo de una vegetación más densa y variada, evidencia una mayor disponibilidad hídrica que se observa también a partir de la sedimentología, el descenso de Cyperaceae, la expansión de *Typha*, *Botryococcus* y acuáticas en general (Fig. 9.1.3), como consecuencia de una subida del nivel del lago y más superficie litoral. Posteriormente (66.5m, 125 ka BP) se asienta un lago carbonatado, productivo y somero, y la vegetación se mantiene similar aunque con una menor proporción de *Juniperus* y cierto aumento de *Quercus* y taxa mediterráneos.

Esta situación apunta a una mayor estabilidad climática, siempre considerando la todavía alta continentalidad y la importancia de la sequía estival por el máximo de estacionalidad y la importancia de la evapotranspiración (ver figura 9.3 F), que no obstante permitiría el desarrollo de procesos de competencia entre formaciones de encinares y quejigares con los sabinares, a los que llegarían a sustituir en algunos lugares (Blanco Castro et al., 2005).

En este registro no se aprecia ni la característica sucesión de mesófilos (*Acer*, *Alnus*, *Corylus*, *Fagus*, *Fraxinus* y *Tilia*), que es muy uniforme en toda la zona templada de Europa central (Aalbersberg & Litt, 1998; Guiter et al., 2003; Helmens 2014), como la de la secuencia de La Grande Pile (fig. 9.2) (Guiot et al., 1992; de Beaulieu & Reille 1992); ni tampoco las sucesiones boreales de *Betula*, *Pinus*, *Picea* y *Larix*, del tipo de las de las secuencias de Oerel y Horoszki Duże (fig. 9.2) (Helmens 2014).

La disponibilidad hídrica asociada al aumento de precipitación del Eemíense también afectó al entorno de la laguna de El Cañizar, pero no lo suficiente como para permitir el desarrollo de ese tipo de vegetación en esta zona continental. De todos modos, durante este periodo, se desarrollan numerosos depósitos de tobas en el Sistema Ibérico, lo que se interpreta como que el último interglacial, efectivamente, fue más húmedo que el periodo más húmedo del actual periodo Holoceno (Domínguez-Villar et al., 2011). El mayor aporte detrítico registrado en la secuencia de El Cañizar al comienzo del Eemíense (68.3-66.5, 127.7-125 ka BP), estaría indicando la existencia de condiciones climáticas húmedas, al igual que sucede durante el Óptimo Climático Holoceno (ver capítulo comparación y Aranbarri et al., 2014), aunque durante el Eemíense con una magnitud mayor, que incluso promueve cierta esterilidad en las muestras por la reducción de preservación de polen en sedimentos detríticos. En las tablas de Daimiel (Ciudad Real), no existen registros paleoambientales que conserven niveles pertenecientes al MIS7, MIS6 y MIS5e (Valdeolmillos-Rodríguez, 2005), ya que la secuencia fue barrida por la erosión fluvial que dio lugar a la formación de terrazas de 2m hace 121.3 ± 14.2 ka (Rodríguez García, 1998; Rendell et al., 1994). Condiciones climáticas y geomorfológicas equivalentes, pudieron ocasionar los aportes detríticos de este periodo en El Cañizar. Esta mayor intensidad de los aportes detríticos, sería la consecuencia de un relativamente escaso desarrollo de vegetación (poca cobertura vegetal en las laderas, debido al legado postglacial y comienzo interglacial árido), agravado por la elevada evapotranspiración que caracteriza la zona, y que sería aún mayor en este periodo (Braconnot et al., 2008) (consecuencia de los valores muy altos de insolación de verano, figura 9.3 F) y una mayor convectividad tormentosa. En la actualidad, durante el final del verano, el entorno de Teruel y de la laguna de El Cañizar, es el

lugar con mayor número de tormentas de la Península Ibérica (Atlas climático ibérico, AEMET 2011).

9.2.5 Eemiente: Alto grado de continentalidad y resiliencia (Z2.1, Unidad VII-A, 68.3-65m, 127.7-122.7 ka BP)

Como se ha venido comentando a lo largo de esta discusión, la respuesta de la vegetación a los cambios climáticos globales en el registro de El Cañizar ha respondido de manera distinta a los patrones tradicionales de las secuencias largas europeas (tanto centro como sur). Procedemos a describir los posibles factores que promueven las características de la dinámica de este paisaje, como por ejemplo la continentalidad, muy importante en este periodo interglacial.

En otras regiones europeas la vegetación también muestra caracteres de resiliencia parecidos ante la continentalidad de este periodo, por ejemplo el lago Ohrid en Albania (fig. 9.2) (Lézine et al., 2010), Azzano Decimo y Fimon en Italia (fig. 9.2) (Pini et al., 2009 y 2010). Actualmente en el alto Jiloca, a 40°N de latitud y con 20°C de amplitud térmica anual, tenemos un clima tipo Subcontinental, o Eocontinental si consideramos la altura de 1000m snm con el índice de Daget (Daget et al., 1988). A esta altitud, las oscilaciones diurna/nocturna son muy notables, y hay casi 100 días de heladas al año, registrándose incluso episodios de heladas puntuales en mayo, con la importancia que tiene este hecho para los taxones en floración. Durante el penúltimo interglacial, la diferencia entre la insolación de verano e invierno era mayor, así que los índices de continentalidad debieron verse incrementados, influenciando significativamente en la vegetación circundante, como reflejan los altos valores de xerófitas (sobretodo *Artemisia*) y el predominio de *Juniperus* en nuestra secuencia. Las temperaturas medias invernales (enero) durante el Eemiente, debieron ser ~2°C inferiores a las actuales en el oeste de Europa (Frenzel et al., 1992; Kaspar et al., 2005; Nikolova et al., 2013; Otto-Bliesner et al., 2013; Bakker et al., 2014). Cuando los inviernos son muy duros pueden provocar la desaparición de la encina, llegando a preponderar entonces la sabina albar (*Juniperus thurifera*) que se adapta igual de bien a los veranos secos (Fabregat y López 2004; Gómez Manzaneque et al., 2000; Costa Tenorio et al., 1986). Además, van Andel & Tzedakis (1996), observaron que la señal de un Eemiente más cálido que el Holoceno es más fuerte en el norte que en el sur de Europa, sin embargo los indicadores planctónicos del Mediterráneo occidental señalan 3°C más de temperatura media en la SST (Osborne & Marino 2010). El escenario global es realmente complejo, y todavía no es bien conocido a escala regional. Pero por los datos palinológicos de El Cañizar el Eemiente puede que no fuese mucho más cálido pero si el

contraste estacional, que en esta zona creó unas condiciones de continentalidad donde poco más que sabinares podía proliferar.

En lo relativo a la reconstrucción de disponibilidad hídrica por ejemplo, resulta más sencilla de hacer en latitudes altas (Trondman et al., 2014) por el tipo de vegetación que se desarrolla, que en las penínsulas sureuropeas, con periodos de sequía estival típicos del clima Mediterráneo. El MIS5 puede que fuese más húmedo que el actual MIS1, tanto a escala global como regional, pero tal y como indica el registro polínico del sondeo de El Cañizar, en esta región de la Península Ibérica, la alta insolación de verano y las temperaturas implicaron una mayor evapotranspiración, promoviendo el desarrollo de taxones xerófitos y no de caducifolios. Aun así a partir de la observación en detalle de los grupos florísticos y los NPPs y la información sedimentológica se puede llegar a aproximar la disponibilidad hídrica y la energética fluvial como profundizaremos en el capítulo 10.

Pero debemos remarcar que en las regiones como ésta de la Iberia continental con regímenes de precipitación Mediterránea como esta del Sistema Ibérico, se configura un paisaje muy resiliente, que no experimenta apenas fluctuaciones aunque se estén sucediendo grandes cambios climáticos a nivel global (Benito Garzón et al., 2008; Gómez Manzaneque et al., 2000; Sainz Ollero & Staalanden 2012). Además, el paisaje mosaico característico de Iberia es heredero (con matices) de los existentes desde el Pleistoceno Inferior o incluso antes (Carrión 2000; Arollo et al., 2004; Carrión et al., 2010; Carrión & Leroy 2010; Reboreda & Pais 2014; Carrión 2015), lo que le confiere un carácter peculiar, muy interesante. Así, por ejemplo, podemos tener proliferación de taxa xerófitos a la vez que encontramos evidencias de desarrollo de mesófitas, tal como se aprecia en la zona polínica Z2.1 de nuestro registro de El Cañizar (fig. 9.1.1 y 9.1.2). De todos modos, la distribución de lluvias del régimen Mediterráneo en áreas de gran influencia continental no permite el desarrollo rápido y de magnitud de vegetación mesófila (Helmens 2014), en el alto Jiloca, la vegetación debe ser muy resiliente y adaptarse a los cambios. El equilibrio que alcanza este tipo de ecosistemas implica una continua adaptación a una constante dinámica hacia extremos. Incluso frente a períodos menos desfavorables, de aparente mejora climática, se asientan unas condiciones con adversidades distintas que afrontar. Durante el Eemense, y buena parte del MIS6 y MIS5, se llega a crear un paisaje fósil, que se mantiene estático en su inestabilidad inherente.

9.2.6 El Eemíense en otras secuencias europeas y Mediterráneas

El comienzo de la última etapa interglacial en el registro marino de $\delta^{18}\text{O}$ del MD95-2042 en el margen ibérico (fig. 9.2) (capítulo 2 fig. 2.11) comenzó alrededor de hace 132 ka BP (Shackleton et al., 2002), mientras que en el mismo sondeo, a partir de resultados palinológicos, el último interglacial se estableció en ~126,1 ka BP (Sánchez-Goñi et al., 1999). Según Shackleton et al. (2003), el inicio temprano de la última etapa interglacial en el registro Ibérico, basado en datos isotópicos, implica que los casquetes de hielo se habrían derretido por completo, antes de que el impacto de las condiciones climáticas interglaciales comenzasen a registrarse en las secuencias europeas de polen terrestres. Sánchez-Goñi et al. (2005) establecen por ello que el inicio de la condiciones interglaciales continentales, a partir de los datos palinológicos, comenzó 6000 años más tarde que el inicio del MIS5e, lo que resulta acorde con nuestra cronología en la secuencia de El Cañizar (inicio de la zona polínica Z2.1: fig. 9.3).

En regiones europeas más septentrionales, la influencia de los casquetes polares es fundamental para la implantación de las condiciones climáticas interglaciales y su consecuente respuesta de la vegetación (Helmens 2014). Así, se puede ver mucha diferencia entre los registros del norte de Alemania (Gröber: Hoffmann et al., 1998) y los del sur (alrededores de Füramoos: Müller et al., 2003) (fig. 9.2), donde hay una temprana expansión de *Quercus*, y los bosques duran hasta 110 ka BP y no hasta 115 ka BP, como ocurre en el norte de Alemania, pero el control cronológico no es independiente, por lo que se deben manejar estas cronologías con cautela.

En Lago Grande di Monticchio (Italia, fig. 9.2), el rápido incremento de mesófilas y esclerófilas mediterráneas empieza ~127.2 ka BP (Allen & Huntley, 2009) (fig. 9.6). Los registros de Grecia calibrados astronómicamente, Tenaghi Philippon y Ioannina (fig. 9.2), documentan la expansión de caducifolios simultáneamente a la de elementos mediterráneos como *Pistacia*, *Olea* y *Phillyrea*: desde ~129 ka BP en Tenaghi Philippon (Milner et al., 2013) y desde 127.3 ka BP en Ioannina (Tzedakis et al., 2002), al igual que ocurre en la secuencia de Kopais (Okuda et al., 2001) (fig. 9.2). También en el lago Van (Turquía, fig. 9.2), se expanden *Quercus* y *Pistacia* al mismo tiempo, pero en un momento algo anterior, ~130.8 ka BP (Pickarski 2014). En Valle di Castiglione (Italia), por el contrario, primeramente se expanden los mesófilos, y después los esclerófilos mediterráneos (*Q. ilex*, *Olea*) (Follieri et al., 1988), mientras que en el lago Urmia (Irán, fig. 9.2), el inicio del periodo cálido (~130-127 ka) se define por la aparición de polen de *Juniperus* e incrementos relativos de *Quercus* y *Pistacia* (Djamali et al., 2008). De todos modos, la cronología de esta última secuencia está basada en la extrapolación de eventos similares en registros europeos

distantes, por lo que la respuesta vegetal puede estar sesgada (Stevens et al., 2012) y no debemos tomarla en consideración.

En los registros granadinos de la turbera de Padul y la cueva de Carihuella (fig. 9.2) (Florschütz et al., 1971; Pons & Reille 1988; Fernández et al., 2007; Carrión 2012) carecen de dataciones para establecer una cronología correlacionable con el Eemíense, pero las dos secuencias muestran un espectro polínico similar en su base dominado por *Quercus* y *Olea*, que se asigna con una única datación en la cueva de Carihuella con U/Th de 117 ± 41 ka BP. En Carihuella se registra un bosque esclerófilo abierto de *Quercus* perennifolios con numerosos arbustos mediterráneos como *Olea*, *Phillyrea*, *Pistacia*, *Myrtus*, *Rhamnus*, *Cistus*, ericáceas, leguminosas y rosáceas; mostrándose durante toda la zona *Quercus* caducifolios, *Alnus*, *Ulmus*, *Juglans* y *Juniperus*, con una reducción general de los valores de *Pinus* y *Poaceae*, elevándose de manera extraordinaria la variabilidad de AP y NAP. Cabe señalar que en Padul Florschütz et al. (1971) interpretaron que la secuencia cubría el último ciclo climático del Cuaternario y penetraría en el penúltimo (Holsteiniense y glaciaciación rissiense), no obstante Pons & Reille (1988) correlacionan la parte basal de su registro con la zona media del último interglacial. Esta parte basal del registro de Padul 2 posee abundancia de *Quercus*, árboles caducifolios y elementos mediterráneos (incluyendo *Olea* y *Erica arborea*). Otros taxones relativamente frecuentes son *Abies*, *Betula*, *Alnus*, *Fraxinus* y *Pistacia*. A este período Pons & Reille lo denominan PreWürm, considerando que no sería el Eemíense.

La cronología del registro de la laguna volcánica de Fuentillejo (Vegas et al., 2008), en Ciudad Real (fig. 9.2), tiene un fundamento magnetoestratigráfico y varvado. Entre 133 y 120 ka BP, se desarrollan en Fuentillejo facies lacustres finamente laminadas y capas de sapropel, al igual que en la secuencia de El Cañizar. Los datos polínicos preliminares de Fuentillejo muestran una alta diversidad de taxa con alto contenido en componentes mediterráneos y mesófilos (*Quercus* perennifolio, *Oleaceae*, *Quercus* caducifolio y *Corylus* esencialmente), y un bajo contenido en *Artemisia*, *Pinus* y *Juniperus*, que asignan a condiciones relativamente más húmedas que en el periodo anterior (Gil-García et al., 2013; Ruiz-Zapata et al., 2010; Ruiz-Zapata et al., 2012).

Estos resultados, contando con las posibles imprecisiones cronológicas, son muy diferentes del espectro polínico registrado en el Eemíense de El Cañizar, donde *Juniperus* y *Artemisia* son realmente abundantes. Este hecho resulta sorprendente también porque, actualmente, ambos sitios responden a condiciones muy similares, con un clima mediterráneo de fuerte influencia continental, precipitaciones de 400mm anuales, tasa de evaporación anual de 1400mm (Vegas et al., 2013), etc. Sin embargo, el factor de la altitud sobre el nivel del mar parece ser la clave de estas diferencias.

Fuentillejo está a 700 m snm, 300 m más bajo que El Cañizar, y parece que en Fuentillejo, el desarrollo de *Juniperus* se asocia únicamente a periodos fríos y secos, como se puede apreciar durante el Tardiglacial (15 ka BP), desapareciendo durante el Holoceno (Vegas et al., 2008, 2010), y siendo abundante durante el Riss (entre 149 y 167 ka BP), no siendo el biotopo idóneo para sabinares que llega a ser El Cañizar.

A la luz de los datos aportados por estos registros, aunque escasa, se pueden apreciar las distintas condiciones existentes a lo largo del mediterráneo (de E a W), latitudinalmente en Europa y España, y sobretodo en regiones Mediterráneas con influencia continental, poniendo de manifiesto el gran desconocimiento en estas regiones y la importancia de la secuencia de El Cañizar para completar la comprensión de la dinámica de la vegetación ante el gran cambio que supuso el clima del Eemense.

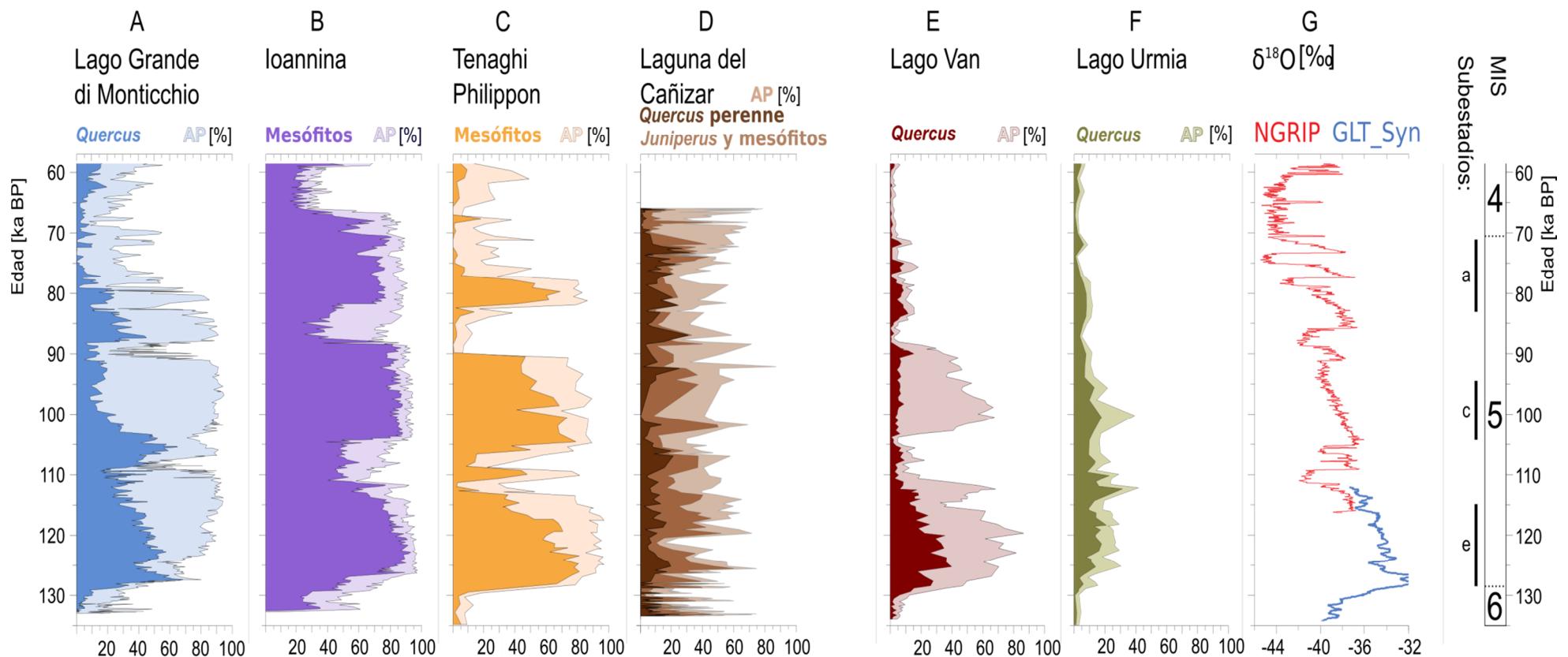


Figura 9.7: Comparación de registros polínicos del Mediterráneo y sondeos de hielo. Se han utilizado para la correlación el polen arbóreo total (AP) y las curvas de *Quercus*. Excepcionalmente se han utilizado en los registros de Ioannina y Tenaghi Philippon las curvas de mesófitos. A: Lago Grande di Monticchio (Allen et al., 2000; Allen & Huntley 2009; Brauer et al., 2007); B: Ioannina (Tzedakis et al., 2004); C: TenaghiPhilippon (Tzedakis et al., 2006); D: Laguna de El Cañizar (este trabajo, Mesófitas=*Betula*, *Corylus*, *Alnus*, *Salix*, *Ulmus*, *Fraxinus*, *Fagus*, *Tilia*, *Juglans*, *Castanea*, *Quercus* caducifolio y *Q.faginea*). E: Lago Van (Pickarski 2014), F: Lago Urmia (Djamali et al., 2008; Pickarski 2014); G: $\delta^{18}\text{O}$ (%) de sondeos de hielo de NorthGRIP de Groenlandia y GLT_Syn de la Antártida (Barker et al., 2011; Wolff et al., 2010). Límites de Estadíos Isotópicos Marinos (MIS) y subestadíos a partir de Lisiecki & Raymo (2004).

9.2.7 Sabinares y/o enebrales

La familia de las Cupressaceae comprende un amplio grupo taxonómico con variadas afinidades ecológicas y distribución acorde a esta variedad por todo el mundo, sin embargo en la Península Ibérica tan solo el género *Juniperus* se considera nativo junto a otros géneros de menor entidad (como *Tetraclinis*), considerando los demás géneros actualmente presentes, introducidos por poblaciones humanas procedentes del Este del Mediterráneo. A partir de la identificación polínica es difícil distinguir las diferentes especies de Cupressaceae y por tanto también de *Juniperus* que crecen de manera nativa en nuestras latitudes (*J.thurifera*, *J.phoenicia*, *J.communis*, *J.oxycedrus*, *J.sabina*). En el registro fósil, este hecho dificulta significativamente las inferencias ambientales, pero un punto en común de todas las especies de *Juniperus* es su resistencia a condiciones extremas de aridez y temperatura. Además, son heliófilas y frugales, por lo que son buenas especies pioneras para colonizar suelos pobres y descubiertos, como los que proliferarían durante el Pleniglacial o Tardiglacial en buena parte de Iberia (González-Sampériz et al., 2010; Carrión et al., 2010).

Basándonos en los resultados mostrados en el capítulo 8 de esta Memoria de Tesis sobre la calibración polen-vegetación realizada en el entorno de la laguna de El Cañizar de Villarquemado, podemos asegurar que las altas proporciones de polen de *Juniperus* registradas en la mitad inferior de la secuencia fósil (González-Sampériz et al., 2013), implicarían la existencia de importantes extensiones de *Juniperus* en toda la cuenca del Jiloca. Se trata de un taxón de baja productividad y capacidad de dispersión (sección 8.2.2.4), que sin embargo en ocasiones supera el 30% de los espectros fósiles (Z1.1, Z1.3, Z2.1, Z2.3, Z4.3, Z6.3 fig. 9.3 y fig. 9.6). Los bosques de sabinas y/o enebros se caracterizan por la baja densidad de sus ejemplares (Blanco Castro et al., 2005), por lo que teniendo en cuenta su representación en el registro fósil, debieron ocupar bastante extensión. Aplicando el actualismo, hemos recolectado lluvia polínica subactual en sabinares próximos a El Cañizar de Villarquemado, en la Sierra de Javalambre, muy desarrollados y de gran extensión (zona de Las Alhambras, al oeste de Sarrión: 40,107°N 0,9118°W a 1400m snm. En este lugar se da una cobertura arbórea del 65% y unas proporciones de 60% de *Juniperus thurifera* y 30% de *Juniperus phoenicia*. Esta composición vegetal registra un 38% de porcentaje de polen de *Juniperus* en las mencionadas muestras subactuales, valor similar a los máximos registrados durante el Eemiense en nuestra secuencia fósil (zona polínica Z2.1).

Durante períodos glaciales, pinares criófilos, enebrales y sabinares debían ocupar amplias áreas peninsulares desde el nivel del mar hasta el límite arbóreo altitudinal (muy inferior al actual, y que algunos autores sitúan en torno a los 1000-1300 m de altitud: Rubiales et al., 2010; Ramil-Rego 1993). La fosa del Jiloca está situada a 1000 m snm, por lo que está próxima al umbral altitudinal, y también al límite latitudinal de 40°N que consideran otros autores a partir de datos antracológicos (Badal et al., 2012, 2013), lo que resulta coherente con la abundancia de *Juniperus*, tanto en el MIS6 como en la colonización y dominancia durante el MIS5. Por otra parte, las fluctuaciones que registra, podrían ser consecuencia de especies de *Juniperus* diferentes. Durante el Eemíense incluso podría considerarse formaciones dominantes de *Juniperus phoenicia* (que actualmente está siempre presente, aunque en menor proporción, en los sabinares de *J.thurifera*). *J.phoenicia* tiene dos subespecies, *J.phoenicia sbsp phoenicia*, la del interior ibérico que no forma bosques como tal, y *J.phoenicia sbsp turbinata* que es litoral y forma bosques densos que se conservan bien en la costa Atlántica de la Península Ibérica y Marruecos (Blanco Castro et al., 2005). Estos últimos son, probablemente, los que han quedado registrados en los sondeos marinos del margen ibérico (Sánchez-Goñi et al., 1999). Ambas subespecies son hipertermófilas y grandes tolerantes a la sequía. Por otro lado, también hay que considerar a las sabinas rastreras, *J.sabina*, que actualmente se encuentran en los páramos del piso oromediterráneo, por encima de 1500m snm, pero que en momentos estadiales podrían ser frecuentes localmente incluso en la llanura de la depresión del Jiloca a 1000m snm. Los enebros *J.communis* y *J.oxycedrus* han podido contribuir también en el registro de *Juniperus*, pero no forman bosques ni grandes extensiones monoespecíficas en esta región, por lo que siempre actuaría como cortejo acompañante, el primero en ambiente supramediterráneo, y el segundo en mesomediterráneo.

Las formaciones de *Juniperus* fueron dominantes en interglaciales anteriores; por ejemplo, en las Tablas de Daimiel, durante el MIS9 se registra hasta un 70%, mientras que durante el MIS8 no desciende del 20%, en el MIS3 llega al 50% y no sube de 15% en el Tardiglacial (Valdeolmillos-Rodríguez 2005). Lamentablemente, no se conserva registro del MIS7, 6 y 5 por erosión fluvial como hemos comentado previamente.

Otra región donde se pueda apreciar un desarrollo de sabinares de características parecidas a las que tenemos en El Cañizar, es en Oriente Próximo. La secuencia del lago Urmia, en Irán (Djamali et al., 2008) (fig. 9.2), que se localiza a 1316 m snm en una zona en la que actualmente se recogen 340 mm anuales de precipitación, con condiciones climáticas ligeramente más continentales que las de nuestra zona de estudio, registra el final del MIS7 con formaciones de bosque estepario de *Quercus* y *Juniperus* con *Pistacia*. Posteriormente, durante el MIS6, dominan *Artemisia*, gramíneas

y Chenopodiaceae, con una fase final de la glaciaciación en la que se detecta un incremento del nivel del lago, tal como indican dinoflagelados e hidro-higrófitas. El interglacial en el lago Urmia comienza con una expansión de *Ephedra* en lo que denominan interestadial Ashk, que sería del tipo Zeifen en las secuencias Mediterráneas (ver apartado 9.2.3. de esta discusión), seguido por un periodo severamente árido dominado por *Artemisia* (50%) justo antes de comenzar el periodo que consideran Eemiense (denominado interglaciar Sahand en esta zona). Este Eemiense o Sahand, se caracterizó por el desarrollo de *Quercus* (20%) y *Juniperus* (10%), con poca presencia de *Pinus*, *Betula* y *Pistacia*. La presencia de *Zelkova* y *Pterocarya* en este momento también es destacable, y sugieren unas condiciones climáticas de inviernos suaves y más lluvias en primavera y verano. Como hemos comentado antes, en El Cañizar encontramos algún grano de *Pterocarya* en el MIS6, MIS5d y MIS4, apuntando a una pervivencia de estos taxa en el Mediterráneo occidental, mucho mayor de la establecida hasta ahora (González-Sampériz et al., 2010).

El lago Van, situado en el este de Turquía (fig. 9.2), en una región también de clima continental, se localiza entre dos grandes áreas de vegetación: bosque estepario de *Quercus* y *Pistacia* con *Ephedra*, *Artemisia*, Chenopodiaceae y gramíneas al oeste, y desiertos esteparios dominados por *Artemisia fragans* con pequeños remanentes de *Quercus* al este (Pickarski 2014). En esta zona, el interglacial Eemiense se registra con cuatro fases: i) subida de temperatura con *Pistacia* (131-129 ka BP), ii) sequía veraniega con *Quercus-Ulmus* (129-127 ka BP), iii) más frío y humedad con desarrollo de *Carpinus* (127-124 ka BP), y iv) frío y aridez con *Pinus* (a partir de 124ka). Si en la secuencia del lago Van se compara el Eemiense con el Holoceno, vemos que el Eemiense está caracterizado por la dominancia de *Pinus*, mientras que en el Holoceno, el protagonista es *Juniperus*, justo al revés de lo que encontramos en El Cañizar. Este aparente comportamiento antagónico, probablemente está relacionado con el hecho de que se traten de especies diferentes de *Juniperus* y de *Pinus* a ambos lados del Mediterráneo, por lo que ambos taxa reaccionarían de manera distinta a las condiciones de continentalidad extrema de los interglaciales.

9.2.8 El pulso árido del final del Eemiense (LEAP) (Z2.2, Unidad VII-A, 65-63.8m, 122.7-120 ka BP) y final del MIS5e (Z2.3, Unidad VII-A, 63.8-60.6m, 120-113 ka BP)

(correlacionables con C26 y C25, ó GS26 y GS25)

Las tendencias de enfriamiento gradual observadas en la reconstrucción de temperatura de Groenlandia (NEEM, 2013; NGRIP, 2004; Sirocko et al., 2005) comienzan hace ~122 ka BP, cuando el grosor de los casquetes polares todavía no se había incrementado (Dahl-Jensen et al.,

2013). El final del óptimo climático Eemíense es denominado en los sondeos marinos “evento de enfriamiento C26” (~119 ka BP). También se le denominó en el norte de Alemania “pulso árido de final del Eemíense”, LEAP por sus siglas en inglés (Sirocko et al., 2005). El evento de enfriamiento fue probablemente producido por una reducción de la circulación termohalina, como consecuencia del repentino desplazamiento hacia el sur de la corriente cálida del Atlántico Norte (Seelos & Sirocko (2007)). En numerosas ocasiones, se han registrado abruptas variaciones de la temperatura superficial del mar (SST) como consecuencia de la descarga masiva de icebergs en el Atlántico norte, que se identifican en sondeos marinos por el aumento de los IRD (Ice Rafted Debris) y que se han denominado “eventos de Heinrich” o HE (Cacho et al., 1999). Sin embargo, el evento de enfriamiento C26, menos pronunciado, difícilmente puede explicarse por descarga de icebergs y/o el aumento de hielo, ya que se produce cuando las capas de hielo están empezando a crecer (inician su crecimiento en ~118 ka BP; Sirocko et al., 2005; Seelos y Sirocko, 2007). Según la descripción de Chapman & Shackleton (1999) y Kukla et al. (2002), el evento C26 sólo refleja una reducción de la temperatura del agua superficial de aproximadamente 2°C durante la acumulación gradual de capas de hielo continentales. Por otra parte, el enfriamiento de la SST del Atlántico norte puede suponer un efecto negativo en la actividad ciclónica atmosférica, afectando intensamente al centro de Europa, ya que se reduciría la intensidad de los frentes húmedos atlánticos.

En la secuencia de El Cañizar se aprecia un evento de aridez a partir de 122.7 ka BP, cambiando el ambiente sedimentario a lago clástico de nivel somero, con abundantes restos vegetales (capítulo 7). Se trata de la zona polínica Z2.2 (dentro de la unidad sedimentaria VII-A), y se registra bastante aporte detrítico y un importante descenso del polen arbóreo, sobretodo *Juniperus* y *Pinus*, tras un pico del 15%, mientras se mantienen bajos los porcentajes de *Quercus* y mesófilos, se producen máximos de Compositae (sobre todo debido a Cichorioideae) y aumentan Chenopodiaceae. En el lago Ohrid (Albania, fig. 9.2) finaliza también el máximo termal en 122 ka BP con un aumento de *Abies* y *Picea*, y también un cambio sedimentológico con aumentos de cuarzo y disminución de Ca (Lézine et al., 2010). En el lago Eifel (Alemania, fig. 9.2) documentan que el LEAP duró 468 años (hasta 120 ka BP) con tormentas de arena, aridez, fuegos y descenso de árboles termófilos (Seelos et al., 2009).

En general, parece que la vegetación en el norte de Europa empieza a responder tempranamente (122-120 ka BP) al decrecer la insolación (Wohlfarth, 2013). Sin embargo, en los sondeos marinos del margen ibérico, el Eemíense se prolonga hasta por lo menos 109.7 ka BP (Sánchez-Goñi et al., 2005). Los cambios más significativos parecen darse hace ~115,6 ka BP (gradiente latitudinal del C26), cuando las temperaturas superficiales del Atlántico Norte muestran los primeros signos de

enfriamiento intenso (Sánchez-Goñi et al., 2005). En esta cronología consideran a este como el “evento C25”, que define la transición entre el MIS5e/5d y marca el final del penúltimo interglacial (McManus et al., 1994) con un descenso de la temperatura superficial del Atlántico Norte estimado en alrededor de 7°C (Chapman y Shackleton, 1999; Kukla et al., 2002). En la secuencia de El Cañizar hay una muestra a 115 ka BP con 20% de *Cichorioideae* y 35% de *Pinus* que se podría corresponder con el evento C25 (Kukla et al., 1997) o el *Evento Woillard* (WE) como se ha denominado en otros registros polínicos, ya que la respuesta de la vegetación a este evento fue caracterizada primeramente por Woillard (1978) en la Grande Pile, por una puntual subida de *Pinus* en detrimento de mesófitas. Posteriormente, se ha seguido detectando en otros lugares (Sánchez-Goñi 2007), como en el registro de Tenaghi Philippon (Milner et al., 2013) donde el aumento de la aridez después de 114 ka BP se evidencia por altas frecuencias de pino (hasta 45%) así como en el Lago Grande di Monticchio (Brauer et al., 2007), donde se registra un aumento de incendios. Todos estos cambios indican la regresión vegetal característica desde un interglacial hacia condiciones estadiales. Este evento se ha denominado “*Woillard Event*” y en El Cañizar podría haber quedado registrado en 115.3 ka BP con ascenso de *Pinus* y *Compositae* (fig. 9.3). De todos modos, existen excepciones en otras secuencias, como la rápida re-expansión de la población de *Quercus* caducifolio en Ioannina (112,3 a 111,8 ka BP; Tzedakis et al., 2003a), consecuencia de su posición clave como refugio durante las fases frías (figura 9.6). En la cueva de Carihuela en Granada tenemos la zona polínica R (Carrión et al., 1998), renombrada zona polínica 1 (por Fernández et al., 2007) de la base datada en 117±41 ka BP donde vemos altos valores de *Quercus*, *Olea*, mesotermófilos y valores relativamente bajos de *Pinus*, *Artemisia* y *Poaceae* (Carrion 1992, Fernández et al., 2007) pero con una gran oscilación de los valores de *Olea*, *Pinus* y *Poaceae* que podría haber sido causado por un evento como el C25 o Woillard Event.

En el Sistema Ibérico, muchas de las múltiples formaciones tobáceas que se desarrollaron desde el final del MIS6 y el Eemíense interrumpen su crecimiento (Ortiz et al., 2009, Durán et al., 1988), como en el río Trabaque, que cesa a 117 ka BP (Domínguez-Villar et al., 2011), y volverá a crecer entre 104 y 90 ka BP. En el registro de El Cañizar en concreto, las condiciones interglaciales se mantienen hasta 113 ka BP (zona polínica Z2.3-Z3 fig 9.3), cuando vuelve a establecerse un lago somero carbonatado con una fase anóxica a 116 ka BP y una última parte como lago carbonatado-clástico más profundo (fig. 7.1). Se pueden apreciar 3 subzonas que seguramente responden a la variedad de los tres ambientes de sedimentación: la primera influenciada por el lago clástico anterior, la segunda por las condiciones anóxicas, y la tercera por el lago clástico profundo sucesor. No hay cambios hidrológicos bruscos y el polen tampoco registra variaciones térmicas claras.

En resumen, hay discrepancias cronológicas en el gradiente latitudinal en sondeos marinos para los eventos de enfriamiento del Atlántico Norte C26 y C25. Podemos señalar que estos eventos tienen su correspondencia en los registros terrestres en diversas cronologías también, son visibles en El Cañizar (122.7 y 115 ka BP), en Ioannina (~118.2 y 114.2 ka BP), Tenaghi Philippon (~119 y 112 ka BP), Lago Grande di Monticchio (~119 y 115.8 ka BP) y en lago Van (~119 y 115 ka BP), aunque obviamente con taxa y señales diferentes en términos de respuesta de la vegetación (Brauer et al., 2007; Frogley et al., 1999; Milner et al., 2013; Tzedakis et al., 2003; Pickarski 2014 respectivamente).

9.3 El inicio de la última glaciaciación: Early Würm/Weichselian (Z3-Z6, Unidad VII-A y VI, 60.6-39m, 113.3-71 ka BP)

La transición a la última glaciaciación fue provocada inicialmente por una disminución de la radiación solar durante el verano en las latitudes altas del norte. Este cambio en la configuración orbital dio lugar a una serie de cambios importantes, como la sustitución paulatina de la vegetación, variaciones en la temperatura superficial del mar y en la salinidad, fluctuaciones en la intensidad de la corriente del Atlántico norte, etc. (Mokeddem et al., 2014). A medida que las capas de hielo del hemisferio norte empezaron a crecer y expandirse, estos cambios se hicieron cada vez más pronunciados, por lo que al concluir el periodo interglacial MIS5e, se suceden una serie de estadias (MIS5d y MIS5b), e interestadias (MIS5c y MIS5a) que no llegan a ser interglaciares. El término 'interestadial' se define como un intervalo de mejora temporal de las condiciones climáticas dentro de una fase glacial, que ha sido demasiado corto para permitir la plena expansión de árboles termófilos o demasiado frío para alcanzar la temperatura óptima de un período interglacial (Jessen & Milthers, 1928). Estos subestadios se pueden correlacionar con periodos de reducción de polen arbóreo en los estadias (Melisey I y II) o expansión de polen arbóreo en los interestadias (St.Germain I y II) (Helmens 2014), y suceden antes del pleniglacial, que cronológicamente ya se sitúa en el MIS4 (ver capítulo 2.3).

Hacia ~110ka BP el volumen de hielo del norte de Europa se había acumulado ya lo suficiente como para producir eventos de desprendimiento de hielo, que interrumpieron la circulación termohalina en el Atlántico Norte. De hecho, el primer evento de enfriamiento generalizado, el C24 (también denominado evento Heinrich HE10; Heinrich, 1988) condujo a una reducción de la disponibilidad de humedad en el Mediterráneo y, por consiguiente, a una marcada disminución de polen arbóreo de forma generalizada (Chapman y Shackleton, 1999; McManus et al., 1994; Sánchez

Goñi et al., 2005; Tzedakis, 2005). Este evento responde a distintos nombres según la región, Herning stadial por ejemplo, la denominación más conocida es Melisey I (Woillard 1978), otorgada en la pionera secuencia de Grande Pile, Francia (fig. 9.2).

El final del Eemíense, como expansión máxima de bosques, ocurre hacia ~110.9 ka BP en el lago Van (Pickarski 2014), en torno a ~111.8 ka BP en Ioannina (Tzedakis et al., 2003), hace 111 ka BP en Tenaghi Philippon (Milner et al., 2013) y en torno a ~109.5 ka BP en Lago Grande di Monticchio (Allen and Huntley, 2009) (figura 9.6 y 9.2). En el lago Urmia se establece en torno a ~118-115 ka BP (Stevens et al., 2012), pero la resolución de trabajo es baja y la incertidumbre cronológica alta, por lo que hay que tomar este dato con cautela. El registro de ^{18}O bentónico de la secuencia marina MD95-2042 del margen ibérico muestra el final del Eemíense en el anteriormente mencionado “evento C25” en la transición MIS5e/d, sin embargo, el polen de vegetación interglacial, tal como se ha mencionado en el apartado 9.2.8., continúa hasta ~109.7 ka BP (Sánchez Goñi et al., 1999, 2005). Esta diferencia de 5000 años se justifica argumentando que los bosques en el sur de Europa no estaban (ni están) limitados por el descenso de las temperaturas como en los registros del norte de Europa (Holzkämper et al., 2004; Müller & Kukla, 2004), aunque sí que estaban (y están), sujetos a la deficiencia hídrica (Tzedakis, 2005).

En nuestra secuencia de El Cañizar, la expansión de *Juniperus*, *Artemisia* y los tres tipos de *Quercus* continuó hasta ~113 ka BP (zona polínica Z2.3: Fig. 9.3), cuando el clima y las condiciones ambientales cambian drásticamente, dando lugar al dominio de una vegetación esteparia (Tabla 9.4 y Z3 en fig 9.3).

9.3.1 Melisey I (Z3, Unidad VII-A, 60.6-59m, 113.3-109.6 ka BP) (correlacionable con MIS5d y C25 o C24, ó GS25 y GS24)

Tal como se acaba de comentar, en El Cañizar se registra un cambio significativo en la zona polínica Z.3 y unidad sedimentaria VII-A (Fig. 9.3), cuando se prograda un abanico aluvial distal produciendo un humedal clástico oligoturboso (limos oscuros pero con TOC muy bajo), con evidencias de cambios bruscos del nivel del lago, existencia de moteado de raíces, un límite erosivo y una franja de sección polínicamente estéril (fig 7.7). Los espectros polínicos válidos reflejan una vegetación esteparia y de pinar (*Pinus*, *Cichorioideae* y *Chenopodiaceae*) (Z3 fig. 9.3), que indicaría un clima frío y semiárido (tabla 9.4). También hay presencia de *Cedrus* (61 m de profundidad fig. 9.1.1) como sucede en Melisey II y el Ognon (40-48 m de profundidad fig. 9.1.1), pero tanto su bajo porcentaje como su coincidencia con la aparición de cedro también en el sondeo marino MD95-

2042 (Sánchez-Goñi et al., 1999), sugiere que son aportaciones lejanas procedentes del N de África durante episodios de intensificación de los vientos africanos (figura 9.7). Este episodio estaría dentro del estadal MIS5d. Existe una controversia cronológica para la finalización del Eemíense terrestre según un gradiente latitudinal (Müller et al., 2003; Klotz et al., 2004) y hay un retardo en la llegada del MIS5d a latitudes más meridionales (Sánchez-Goñi 2007), que se explica por la secuencia de eventos que dio lugar al inicio de la glaciaciación. Nos referimos al desarrollo del hielo marino de verano en el Atlántico N, al vigoroso colapso de la circulación meridional del Atlántico que suministró humedad a altas latitudes, y al cambio de vegetación que se registra, en el que tras la desaparición o reducción de los bosques, aumentaría el efecto albedo (Wohlfarth, 2013). De todos modos, las imprecisiones cronológicas, la falta de modelos de edad independientes en muchas secuencias, y la escasez de las mismas, hace complicado valorar y entender la importancia de los gradientes climáticos latitudinales (Moreno et al., 2014).

Paralelamente al evento de enfriamiento GS26 registrado en los sondeos de hielo de Groenlandia (~119-115 ka BP), también disminuyen las temperaturas en la Antártida, lo que implicaría la refrigeración sincrónica en ambos hemisferios (Landais et al., 2015). Sin embargo, mientras que las temperaturas antárticas posteriormente se mantuvieron frías, las de Groenlandia comenzaron a incrementarse de nuevo justo antes de 110 ka BP, lo que sugiere el inicio del mecanismo llamado *bipolar see-saw* (vaivén entre los polos, ver el capítulo 2.3), justo en este periodo.

9.3.2 St. Germain I (Z4, Unidad VII-A y VI, 59-50.5m, 109.6-92 ka BP) (correlacionable con MIS5c, D/O24 y D/O23 ó GI24 y GI23)

Como ya hemos comentado, la disminución gradual de la insolación de verano en las latitudes altas dio lugar a una serie de mecanismos de retroalimentación, que gradualmente se hicieron más vigorosos, simultáneamente a la expansión y engrosamiento de los hielos polares. El inicio del mecanismo *bipolar see-saw* en torno al 112-110 ka parece haber desencadenado la serie de cambios abruptos y recurrentes entre interestadiales más cálidos y estadiales más fríos, que caracterizaron el Early Weichselian (Wohlfarth 2013). Mientras que la respuesta a las condiciones estadias fuertes habitualmente ha sido la instauración de tundra y estepa en el centro de Europa (Klotz et al., 2004), la respuesta de la vegetación a las temperaturas más cálidas interestadiales fue regionalmente diferente (Tzedakis 2007). En El Cañizar, después de este momento frío y semiárido registrado en la zona polínica Z3 (Melisey I), con desarrollo de estepa y pinar, se registra un sabinar abierto con

Artemisia, *Juniperus*, *Quercus* y ambos tipos de *Ephedra* en Z4.1 reflejando un ambiente semiárido y templado (Tabla 9.4 y fig. 9.7).

Los dos interestadias St. Germain I y II (MIS5c y MIS5a) llegaron a ser descritos por Woillard en la Grande Pile como interglaciales absolutos (Woillard 1978), pero luego se comprobó en otras secuencias que eran muy distintos al Eemense (MIS5e), sobretodo cuanto más al norte eran los registros (Donner 2005). Por ejemplo, en la secuencia de Füramoos (Alemania), se registra una expansión de *Picea* durante St.Germain I y II (Müller et al., 2003). De nuevo las respuestas de la vegetación en Europa a lo largo del gradiente latitudinal son muy diferentes, y en muchos registros ya no se desarrollan mesófilos como en el sur de Europa,

En la zona de estudio considerada en esta tesis se aprecia que se desarrolla vegetación mediterránea, pero mucho menos termófila durante estos interestadias (subzonas de Z4 y Z6). En otros registros terrestres, los proxies biológicos indican temperaturas de verano similares durante estadias e interestadias, o temperaturas ligeramente más altas durante interestadias (Wohlfarth 2013). En cambio, las temperaturas invernales parecen haber sido varios grados más frías durante estadias en comparación con interestadias. En la secuencia de El Cañizar, este carácter se aprecia en el favorecimiento de las formaciones de *Juniperus* (previsiblemente sabinares) durante los interestadias que continúan dominando el paisaje vegetal (Fig. 9.7 zonas polínicas Z4.3 y Z6.3). De hecho, en la zona polínica Z4.1 se observa una transición de las condiciones paleohidrológicas a un lago somero carbonatado-clástico con influencia fluvial con moteado de raíces y clastos, donde ni la preservación ni la resolución polínica son óptimas. Se aprecia una disminución de *Cichorioideae* y *Chenopodiaceae*, además de aumentar *Artemisia*, *Juniperus*, *Quercus* y ambos tipos de *Ephedra* (Z4.1 fig. 9.7), deduciéndose un clima menos frío, pero todavía muy árido (tabla 9.4), quizás resultado de la resiliencia de la vegetación regional y/o (debido a los límites del modelo de edad) de estar aún bajo los patrones climáticos del MIS5d. Tal como se observa a lo largo de toda la secuencia de El Cañizar, en esta región Mediterránea, con gran influencia continental, la vegetación estépica típica de eventos fríos y secos como los estadias Melisey I y II y el evento Montaigu, está dominada esencialmente por *Cichorioideae* y *Chenopodiaceae* (fig.9.3 y 9.7), y no por *Artemisia* y *Poaceae*, como ocurre en otras regiones europeas (Campo 1984; Novenko et al., 2008; Wohlfarth 2013; Helmens 2014).

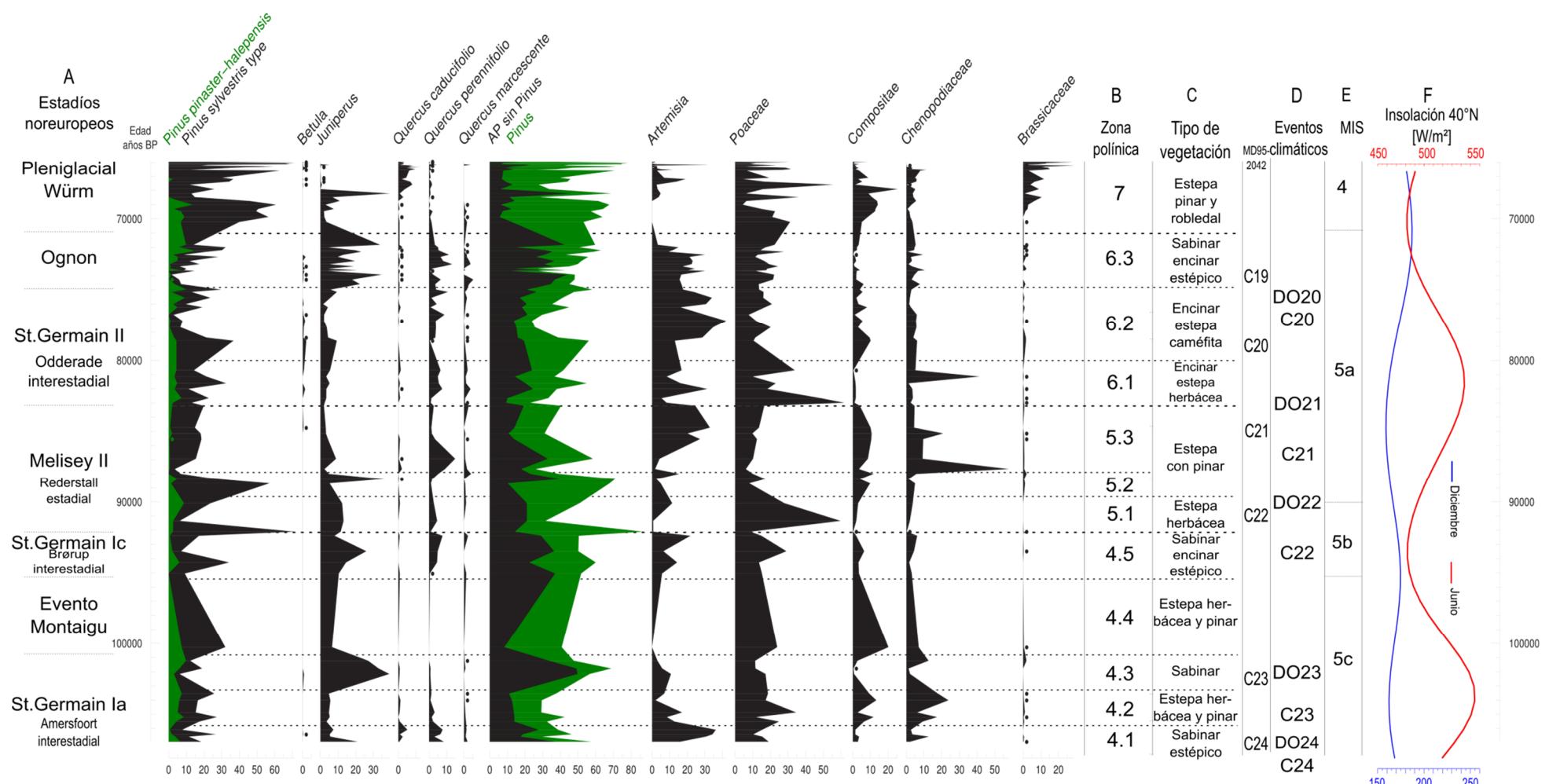


Figura 9.8: Diagrama polínico de taxa seleccionados de El Cañizar durante la transición al pleniglacial Würm. AP=Polen arbóreo. A: Estadios terrestres estratigráficos noreuropeos (basados en Behre 1989) y fases de Grande Pile (Woillard 1978). B: Zonas polínicas basadas en CONISS. C: Tipo de vegetación que se desarrolla. D: Grandes eventos climáticos registrados en sondeos marinos y de hielo (McManus et al., 1994; Sirocko et al., 2005). E: Estadios Isotópicos Marinos (MIS) según Lisiecki & Raymo (2004). F: Insolación a 40°N en junio (línea roja) y enero (línea azul) a partir de Laskar et al. (2004).

Por otra parte, en la zona polínica Z4.2 encontramos la última parte de la unidad sedimentológica VII, con predominio de lago somero carbonatado, pero con influencia clástica, que se aprecia también en el aumento de Cichorioideae y Chenopodiaceae (fig. 9.7). El AP es bajo, con escasa abundancia de *Juniperus* y *Quercus*, y se incrementa *Pinus* y Poaceae, pudiéndose inferir unas condiciones climáticas semiáridas y con temperaturas frescas (tabla 9.4), similares a las registradas en el interestadial Zeifen (Z1.2), ya que responde a patrones orbitales muy parecidos (ver fig. 9.3, 9.7, y 7.8). Durante este periodo (St.Germain Ia), en la secuencia de la Grande Pile (Francia), se registra la sustitución de formaciones vegetales dominadas por Cupressaceae, *Betula* y *Pinus*, por *Quercus* caducifolios, *Corylus*, *Carpinus* y elementos Mediterráneos (Woillard 1978). Una situación similar se aprecia en el sondeo marino del mergen ibérico MD95-2042, donde se plantea la semejanza entre la fase St. Germain y el inicio del periodo interglacial (Sánchez-Goñi et al., 1999; Guter et al., 2003) al igual que en El Cañizar.

Desde 104 a 101.5 ka BP, en la secuencia de El Cañizar de Villarquemado se registran condiciones de humedal turboso, con un bosque predominante de *Juniperus* (Fig. 9.7: Z4.3), que caracteriza la segunda parte del MIS5cI o St. Germain Ia. Destaca la presencia de *Carpinus* en este momento, sugiriendo la existencia de un ambiente frío/fresco, pero con condiciones de humedad a pesar de la persistencia de una continentalidad intensa (tabla 9.4).

A partir de 101.5 ka BP (54m), se registra un cambio sedimentológico (Unidad VI) asociado a un descenso de temperaturas que produciría la progradación de abanicos aluviales distales, desarrollándose un lago muy detrítico, sin conchas de gasterópodos y levemente moteado. Este ambiente de deposición, muy poco favorable para la conservación esporopolínica, ha provocado que buena parte del MIS5c no haya quedado adecuadamente registrado en lo que a vegetación se refiere. Solo hay disponible una muestra polínica (Z4.4) previa al momento de completa esterilidad que presenta una estepa árida y fría con alto porcentaje de *Pinus* (30%), y estélicas Poaceae (20%), Cichorioideae (15%) y Chenopodiaceae (7%). Muy posiblemente, estas aportaciones detríticas se deban al evento frío C23, también llamado Montaigu (Reille et al., 1992; McManus et al., 1994), que aparece dominado por formaciones estélicas y de pinares en el oeste de Europa (La Grande Pile, Les Echets, Lac du Bouchet, Ribains (fig. 9.2)) (Reille et al., 1992; Pons et al., 1992), y en sondeos marinos del noroeste de Iberia (Sánchez-Goñi et al., 1999, 2005). En el lago Ohrid (Albania, fig. 9.2), con esta

cronología también coincide un cambio sedimentológico similar al de nuestra secuencia de El Cañizar, con disminución del contenido en calcita (Lézine et al., 2010). En la región de Eifel (oeste de Alemania, fig. 9.2), se registraron hasta 15 tormentas de arena por siglo durante este periodo (Seelos et al., 2009). Este es un periodo sin definir orbitalmente, denominado de interferencia precesión-oblicuidad (Abels et al., 2009) como se ha discutido en el capítulo 7 y puede ser la causa de los potentes aportes detríticos depositados en la secuencia de El Cañizar (hasta 2m de acumulación).

Tras este episodio, vuelve a haber contenido polínico preservado y nos encontramos (95 ka BP) un encinar-sabinar abierto con *Quercus perennifolios*, *Juniperus* y *Artemisia* (Fig. 9.7, Z4.5), marcando la segunda parte del MIS5c (St. Germain Ib o MIS5cII). Son formaciones que responderían a un clima más templado y húmedo que el anterior (tabla 9.4), que también se ve reflejado en el cambio sedimentológico registrado, ya que se instaura un lago muy detrítico, con clastos, que dará lugar a un lago carbonatado-clástico. En los sondeos marinos del margen ibérico MD95-2042 y MD99-2331 consideran el periodo de expansión arbórea St Germain I dentro de MIS5d (Sánchez-Goñi et al., 2005), por el retardo en la llegada del MIS5d en el gradiente latitudinal que hemos comentado anteriormente (unos 5000 años entre el N y S de Europa). En estos registros, el polen y la sedimentología diferencian tres periodos climáticos relativamente cortos después del Eemense: el estadal Melisey I, la primera parte del periodo cálido St. Germain I y el evento frío Montaigu, pero la correlación de estas fases climáticas con la estratigrafía isotópica de otros registros es problemática debido a la falta de límites formales entre los subestadios.

En este trabajo, para la secuencia de El Cañizar, hemos utilizado los límites propuestos por Lisiecki & Raymo (2005) y, consecuentemente, el Melisey I puede ser contemporáneo con una parte del MIS5d o con el subestadio MIS5c, mientras que el St. Germain Ia y el evento Montaigu pueden estar incluidos en el MIS5d o en el MIS5c (Sánchez-Goñi, 1999). En el margen Ibérico, las secuencias palinológicas procedentes de sondeos marinos, correlacionan el calentamiento con el St Germain Ia establecido en el registro de la Grande Pile (Sánchez-Goñi et al., 2005). En Area Longa (Gómez-Orellana et al., 2007), secuencia litoral localizada en el NW de Iberia (fig. 9.2), encuentran registro asignado al final del St. Germain I, con un 80% de AP, altos valores de *Betula*, *Q.robur*, *Fagus*, *Alnus*, *Corylus* y *Carpinus*, apuntando un clima muy Atlántico. Esta secuencia presenta similaridades a la de Iaonnnia en términos de respuesta vegetal (Tzedakis et al.,

2003, 2004), pero está muy alejada de la registrada en El Cañizar, donde en este periodo templado subhúmedo se desarrolla un sabinar-encinar abierto con *Artemisia* (Z4.5).

En el lago Van, durante el St.Germain Ia se desarrolla un bosque estépico con *Ephedra*, *Betula*, *Juniperus* y *Quercus* (10-20% AP), durante el Montaigu se extiende una vegetación de desierto estépico (5-10% AP), y durante el St.Germain Ib un bosque estépico más forestado (30-63% AP) (Pickarski 2014). En cuanto a la evolución sedimentológica de este lago, a lo largo de este periodo también se registran frecuentes deposiciones en masa de sedimentos y cambios rápidos en el nivel del lago, indicando una fuerte variabilidad climática (Stockhecke et al., 2014).

9.3.3 Melisey II (Z5, Unidad VI, 50.5-45.5m, 92-83 ka BP) (correlacionable con MIS5b, C22, GS22)

A partir de 92 ka BP, en la secuencia de El Cañizar se registra el final de las condiciones asociadas a lago carbonatado-clástico con fase anóxica, mientras la vegetación responde a una estepa de herbáceas con pocos árboles y arbustos (Z5.1: fig. 9.7), y dominio de Poaceae (55%), apuntando hacia la vegetación típica del evento frío C22, al comienzo del periodo estadal MIS5b (GS22, H8). Este evento Melisey II es considerado más frío y árido que el Melisey I (tabla 9.4), por la mayor acumulación de hielo existente en el Atlántico Norte (Wohlfarth, 2013).

En nuestra secuencia del Alto Jiloca, la resolución disponible para este periodo (zonas polínicas Z5.1 y Z5.2, así como la Z5.3), es muy baja por haber secciones completas del sondeo utilizadas para datar mediante OSL. No obstante, en la Z5.2 se observa q continúan las condiciones de frío y aridez (desde 89 hasta 87 ka BP), con Cichoroideae y *Pinus* esencialmente. La presencia en una muestra de 30% de *Juniperus*, resulta contradictoria y puede ser debida al retrabajamiento de sedimentos que se aprecia sedimentológicamente en este intervalo (capítulo 7.4). Una situación muy semejante se registra también en otros lagos, como por ejemplo los lagos Azzano Decimo en Italia (Pini et al., 2009) o Yamozero en Rusia (Henriksen et al., 2008).

A pesar de que, como acabamos de comentar, son escasos los datos palinológicos disponibles en El Cañizar para este intervalo, en la zona polínica Z5.3 (87-84 ka BP) encontramos una estepa de Chenopodiaceae, Cichoroidea y *Artemisia* con *Pinus sylvestris*, apuntando a que, probablemente, el evento Melisey II fue más frío y árido que

Melisey I (ver tabla 9.4 y figura 10.3). De todos modos, el Melisey II ha sido descrito como menos pronunciado y abrupto que otros HE por autores como Chapman y Shackleton (1999) o McManus et al. (1994), ya que en los registros aparece menos contenido en IRD del habitual durante los episodios de descargas de icebergs. Las controversias para establecer los límites interestadial/estadial (MIS 5c/5b) revelan una situación similar a la que se discutió anteriormente para el límite MIS 5e/5d (ver sección 9.2.7 y 9.2.8.1). Según Lisiecki y Raymo (2004), o Martinson et al. (1987), el registro de isótopos marinos documenta que la transición al estadial Rederstall (evento de enfriamiento C22) está en ~94 ka BP, mientras que el final del período de desarrollo de bosques en el Mediterráneo oriental se produjo entre 88 y 86 ka (C21). Esto corresponde, aproximadamente, a un nuevo retraso de unos 6000 años tras el final de MIS 5c (Allen et al., 2000; Tzedakis, 2005), observándose un nuevo “lag” o retraso temporal en lo referente a la respuesta de la vegetación. Se trata de una situación muy distinta a la observada en determinadas zonas para períodos más recientes, en los que la respuesta de la vegetación a los cambios climáticos abruptos es inmediata (Sánchez-Goñi et al., 2002; González-Sampériz et al., 2006; Fletcher et al., 2010a; Pérez-Sanz 2014), o a lo que se observa en la actualidad con respecto al calentamiento global y el ascenso de especies termófilas en el Pirineo, por ejemplo (Gottfried et al., 2012). De todos modos, puede ser también un problema de reducida resolución, o imprecisiones en el modelo de edad, por lo que este tipo de “lags” son un tema importante aún sin resolver.

En el lago Van, el bosque estépico de *Pinus-Quercus* del St.Germain I fue sustituido hace 88 ka BP por una vegetación de estepa desértica dominada por Chenopodiaceae (indicando sequedad estacional) y *Artemisia* (Pickarski 2014). En la región del alto Jiloca en cambio el sabinar-encinar estépico de *Artemisia* del St.Germain Ic (Z4.5: fig. 9.7) es sustituido por una estepa de Poaceae (Z5.1: fig. 9.7) y después una estepa con pinar, Compositae y Chenopodiaceae (Z5.2 y Z5.3: fig. 9.7).

Las secuencias mediterráneas no han estado directamente influenciadas por las condiciones periglaciares, además los períodos estadiales en las áreas refugio han estado protegidas con menos condiciones de frío y con más disponibilidad de humedad que han permitido la presencia de formaciones leñosas en Ioannina y en Lago Grande de Monticchio (Allen y Huntley, 2000; Tzedakis, 1994) también durante este período.

El Melisey I y Melisey II en El Cañizar fueron sutilmente distintos (tabla 9.4 y fig.9.1.1), sin embargo en otras secuencias estos dos estadiales fueron muy similares, en el Lago Grande di Monticchio (109,5 a 107,6 ka BP; 86,6 a 84,2 ka BP) la vegetación cambia a una estructura de sabana con menos de 60% de polen arbóreo (Allen y Huntley, 2000, 2009). En la secuencia de Ioannina (111,8 a 104,5 ka BP; 88-83 ka BP) encuentran un bosque abierto estepario de *Quercus-Pinus* (40-70% AP) con abundancia de *Juniperus* (Tzedakis et al., 2002). Esto sugiere que incluso los eventos de enfriamiento extremos no fueron lo suficientemente graves como para eliminar la población local de árboles completamente (Tzedakis, 2005). Tenaghi Philippon sin embargo, se caracteriza generalmente por un clima más continental, y esto se aprecia en la ausencia casi total de plantas leñosas templadas durante los períodos estadiales (Tzedakis, 1993). De hecho, en Tenaghi Philippon los Melisey I y II tienen una duración de 5 ka y 8 ka, respectivamente, mientras que en nuestra secuencia de El Cañizar, la tiene de 4 ka y 8 ka (2 y 4m), pero con un desfase de 2 ka (empezando y terminando antes en Iberia que en Grecia), siendo la más precisa y fiable la cronología astronómica de Tenaghi Philippon que nuestro modelo de edad.

Y es que la cronología de estos episodios e intervalos estadiales-interestadiales es compleja, y cada secuencia presenta particularidades difíciles de valorar debido a la escasez de registros distribuidos homogéneamente en el espacio además de las diferencias existentes entre cada modelo de edad, algunos de ellos no siendo independientes, estando ajustados y sincronizados (tuning) a registros de referencia (Magri & Tzedakis 2000, Martrat et al., 2014).

9.3.4 St. Germain II/Ognon complex (Z6, Unidad VI, 45.5-39m, 83-71 ka BP) (correlacionable con MIS5a, D/O21 y GI21, y Ognon con D/O y GI-20 y 19)

Este periodo se caracteriza a nivel europeo por una gran variabilidad climática (ver fig. 4b de capítulo 2) y un menor desarrollo forestal que los descritos anteriormente (ver fig. 9.6). Además, al final del St.Germain II, en muchas secuencias se registra el complejo Ognon (Sánchez-Goñi et al., 1999), primeramente descrito por Woillard (1978) en la Grande Pile, también denominado "Dürnten interstadial" en Suiza, "tercer interestadial" en el sur de Alemania o en los lagos del Lazio italianos Lagaccione, di Vico y Castiglione (Follieri et al., 1993, 1998; Magri 1999, Magri & Sadori 1999). Sin embargo no hay una clara correlación entre estos periodos ya que son de vegetación muy distinta en cada uno de los registros, como por ejemplo las diferencias en los patrones

temporales de Tenaghi Philippon y Kopais en Grecia (Tzedakis et al., 2006; Okuda et al., 2001).

En El Cañizar a partir de 84 ka BP se suceden tres etapas con las últimas formaciones de encinares y sabinares antes de establecerse las condiciones pleniglaciares del MIS4.

En primer lugar, encontramos el desarrollo de un encinar mixto con *Pinus sylvestris* y estepa herbácea (Z6.1: fig. 9.7), con presencia de *Salix*, *Juglans*, *Corylus*, *Betula*, *Fraxinus*, así como el desarrollo de Pteridophyta, Cyperaceae, *Botryococcus*, *Juncus* y *Myriophyllum*. Posteriormente, se registra un encinar mixto (Z6.2: fig. 9.7) y estepa caméfita (Reyes Prósper, 2009), cuando se desarrolla un humedal turboso y lago carbonatado (fig. 7.1 y 7.8), con un cambio en las hidrohigrófitas, ya que las formaciones previas de Pteridophyta y Cyperaceae son sustituidas por *Botryococcus* y *Pediastrum* (fig 9.1.3). Finalmente (Z6.3), antes del pleniglacial, se registra un sabinar-encinar estepario (tabla 9.4 y fig. 9.7).

Es importante resaltar que los sabinares ya no dominan en estos momentos, al no ser tan acusada la estacionalidad/continentalidad (fig. 9.7 F). Los datos palinológicos de Sánchez-Goñi et al., (1999) en el sondeo marino MD95-2042 del margen ibérico, muestran que los subestadios cálidos del MIS5 no están caracterizados por condiciones climáticas similares. La parte media del Eemiense y el St.Germain Ic (MIS5c) y II (MIS5a) están fuertemente marcados por perturbaciones oceánicas, al contrario que la primera parte del Eemiense, de carácter más mediterráneo. Por el contrario, las reconstrucciones climáticas de secuencias polínicas francesas terrestres (Guiter et al., 2003) que sugieren que St.Germain I y St.Germain II fueron más continentales, en contraste con el carácter oceánico del Eemiense. En nuestra secuencia de El Cañizar se aprecia el carácter continental permanente, si bien es cierto que durante el Eemiense, además de la intensa termicidad y continentalidad, se registra cierta influencia oceánica por la proporción reducida de *Pinus* y la mayor presencia de mesófilas del MIS5 (fig. 9.3 y 9.7). St.Germain II en El Cañizar es también más oceánico que St.Germain I.

Entre las zonas Z6.1 y Z6.2 no se ha podido aumentar la resolución por estar una sección completa (la s83) utilizada para datar mediante OSL. A 43 m de profundidad, entre 79 y 76 ka BP, se entra en un periodo (Z6.2: fig. 9.7), caracterizado por condiciones hidrológicas fluctuantes, con alternancia de lago clástico muy detrítico, lago más somero

(fig. 7.1 y 7.8), lago con gravas y subidas bruscas de nivel del agua (fig. 7.7). Esta situación coincide cronológicamente con el evento denominado GS20 en Groenlandia y C20 en registros marinos (fig. 9.7). Entonces, se desarrolla un encinar mixto abierto con *Quercus perennifolio*, *Artemisia* y unos pocos mesófilos (Z6.2: fig. 9.7), evidenciando un clima más templado y húmedo (tabla 9.4). Entre los mesófitos, encontramos las últimas evidencias de Juglandaceae tipo *Juglans* (~76 ka BP) en esta región que no vuelven a aparecer en el Holoceno (Aranbarri et al., 2014), aportando nuevas inferencias para esclarecer su paleodistribución y si han pervivido en la península Ibérica siempre, o se extinguieron y fueron reintroducidos por poblaciones humanas procedentes del Este del Mediterráneo hace dos milenios, aproximadamente (Sánchez-Goñi, 1988; García-Antón et al., 1990; Carrión & Sánchez-Gómez, 1992).

De 76 a 71 ka BP encontramos la zona Z6.3, polínicamente distinta de lo anterior y posterior, tanto en vegetación regional (fig. 9.7) como en acuáticas que presentan en este momento un extra desarollo (fig. 9.1.3). Este periodo es más fluctuante hidrológicamente, con limos higroturbosos detríticos y carbonatados (fig. 7.2). Con una sucesión de Cyperaceae y *Myriophyllum* a *Typha*, *Pediastrum* y Pteridophyta (fig. 9.1.3). Podría tratarse del GI-19.2, interestadial dentro del complejo Ognon (Blockley et al., 2014), desarrollándose un sabinar-encinar con altos valores de *Juniperus*, *Quercus perennifolio*, *Artemisia* y Poaceae, y presencia de mediterráneas (Z6.3: fig. 9.7).

No se puede establecer una correlación con otros registros muy clara al nivel de este periodo por las deficiencias de resolución del modelo de edad en esta parte del sondeo (ver capítulo 6), pero aun ante la falta de resolución cronológica se aprecia en esta parte de la secuencia de El Cañizar grandes fluctuaciones como las que se han registrado en los sondeos de referencia globales, que ponen de manifiesto la sensibilidad a las fluctuaciones climáticas de los subsistemas registrados en El Cañizar.

9.3.5 (Pleniglacial Würm/MIS4 (Z7, Unidad V, 39-34m, 71-65 ka BP) (correlacionable con MIS4, C19 y GS19)

Si el establecimiento cronológico de las transiciones entre subestadios era difícil, más aún es precisar la transición del interestadial Odderade al pleniglacial (transición MIS5a/MIS4) como resultado de la inestabilidad climática significativa que ya hemos

comentado: disminución de la temperatura del aire y el evento de enfriamiento C20, seguido por dos acontecimientos Dansgaard-Oeschger prominentes (DO20 y DO19), que se correlacionan con el Ognon complex. El límite MIS5a/MIS4 fue delimitado por Lisiecki & Raymo (2004) alrededor de ~71 ka en el registro marino. En comparación, las secuencias de polen de Lago Van, Tenaghi Philippon y Lago Grande di Monticchio indican un final del período de bosque a unos 75-72 ka BP (Allen & Huntley, 2000; Allen et al., 2000), mientras que el paisaje en Ioannina estaba casi cubierto de un denso bosque templado hasta ~67 ka BP (ver fig. 9.6).

En El Cañizar, es a partir de 71 ka cuando se produce un gran cambio, ya que desaparecen *Juniperus*, *Quercus* perennifolio y *Artemisia*, así como todos los taxa arbóreos menos *Pinus sylvestris*, que sube hasta 50% (Z7: fig. 9.7). Es el claro inicio del MIS4, y se registra de forma abrupta y contundente, a pesar de que entre 68.5 y 67.5 ka BP (y entre 38 y 37 m de profundidad), se registra un nuevo aumento de *Juniperus* y baja *Pinus* al 15%, debe tratarse de un nivel retrabajado, o corresponderse con el mejoramiento térmico detectado en Groenlandia (GI-19.1) y en algunas secuencias polínicas, como en Azzano Decimo (Pini et al., 2009) a 30 m de profundidad en esta misma cronología, cuando baja *Picea* y se expande *Betula*, *Alnus* y *Tilia*, aunque los propios autores afirman que esta secuencia necesitaría más resolución de trabajo para corroborar que se trata de una respuesta al GI-19.1.

Al margen del evento mencionado, a partir del MIS4 comienza en el registro de El Cañizar y en el entorno del Alto Jiloca, la hegemonía de *Pinus* en sustitución de la hegemonía de *Juniperus*, que nunca más volverá a tener las importantes proporciones alcanzadas durante el MIS5 (ni en el MIS3 ni en el Holoceno), incluso la presencia de *Pinus* se mantiene alta en El Cañizar en las escasas muestras que se han podido analizar en momentos más fríos del MIS3 y MIS2 (ver sección “Pinares: 9.3.6”). En esta transición solo encontramos *P.sylvestris* type, no *P.pinaster* type (fig. 9.7), y se registra un incremento de *Quercus* caducifolios (10%) y una estepa con predominancia de Brassicaceae (fig. 9.7). Poaceae, al contrario de lo esperable, se mantiene en niveles fluctuantes no muy altos, lo que indica condiciones distintas a las del Tardiglacial del Riss y los estadiales precedentes. Además de la presencia dominante de Brassicaceae, también aparecen *Ephedra distachya*, Cichoroideae, Asteroideae, Chenopodiaceae y Fabaceae (fig. 9.1.1), pero no en grandes porcentajes. Todo esto indica la instauración de

un clima más frío, y relativamente húmedo, que caracterizó el inicio del MIS4 a nivel global, sobretodo en el Hemisferio Norte.

El incremento de *Quercus* caducifolios en esta fase es un hecho que merece una profundización en la discusión. Los robles crecen en suelos con humedad por lo que en la Península Ibérica solo abundan de manera nativa en las cordilleras húmedas o en laderas de umbria, en las regiones más septentrionales, o en altitudes relativamente bajas con clima oceánico. Podría tratarse de *Quercus robur*, que aunque escaso, actualmente crece en áreas próximas de la provincia de Teruel, como en la Sierra del Tremedal y en Noguera de Albarracín (Fabado et al., 2005; Mateo 2008; Gómez-Serrano & García-Berlanga 2004). Este polen también podría pertenecer a *Quercus petraea*, de ecología semejante, con preferencia por laderas y faldas de las montañas, soportando suelos más secos y menos profundos, ya que incluso puede vivir entre rocas. Su distribución asciende hasta 1.800 m de altitud snm, desarrollándose tanto en suelos calizos como silíceos, aunque prefiere los silíceos. Se mezcla fácilmente con *Fagus*, *Betula*, *Pinus sylvestris* y otros robles, y actualmente lo encontramos en la Sierra de Cuenca, en regiones con un clima submediterráneo muy húmedo, en su límite meridional peninsular, y sin formar bosques, sino salpicado junto a *Pinus sylvestris* entre los 1.500 y 1.800 m s.n.m. (Lozano-Terrazas et al., 2012). Otra posible especie perteneciente al grupo taxonómico de *Quercus* caducifolios sería *Quercus pubescens/humilis*, especie marcescente pero de polen muy similar al de los caducifolios puros. Esta quercínea crece en el oeste de Europa en microclimas submediterráneos con veranos secos y fríos inviernos, con relativamente poca precipitación, en gargantas, llanuras arenosas, pendientes o, muy importante, en litorales de antiguos lagos. Este último caso podría ser el registrado en nuestra secuencia de El Cañizar, ya que en este periodo, la cuenca se transforma en un lago muy detrítico a veces colmatado (capítulo 7). Sea cual sea la especie, constituye una evidencia de la rápida instauración de taxa más septentrionales en refugios glaciales meridionales, donde encuentra características climáticas favorables durante periodos adversos.

En el sondeo marino del margen ibérico MD95-2042 se aprecia la drástica reducción de los valores de *Quercus* caducifolios y perennifolios y taxa mediterráneos después del St.Germain II con un leve repunte durante el interestadial Ognon I (Sánchez-Goñi et al., 1999) al igual que la reducción del bosque atlántico registrado en MD99-2331 (Sánchez-Goñi et al., 2008). En Lago Grande di Monticchio, la entrada al MIS4 se caracteriza por un descenso de mesófitas y *Quercus* perennifolios, y una importante subida de *Quercus*

caducifolios también (Fletcher et al., 2010b). En Ioannina desaparecen los taxa mediterráneos y termófitos (Tzedakis 1993). Ya en Iberia, en Abric Romaní (fig. 9.2) (Burjachs & Julià, 1994), se aprecia una expansión de *Pinus* spp. de similar magnitud a la registrada en nuestra secuencia de El Cañizar (en torno a 60%), a partir de 67 ka BP (y durante todo el MIS3), pero curiosamente con la presencia continua de *Juniperus* y *Quercus* en formaciones abiertas con *Artemisia*, además de la presencia de *Rhamnus*, *Olea-Phillyrea*, *Betula*, *Fagus*, *Pistacia* y otros taxa arbóreos. Simultáneamente, en regiones dispares de la Península Ibérica se encuentran tendencias parecidas, y así en Area Longa (Gómez-Orellana et al., 2007), durante el MIS4 predominan *Erica*, *Calluna* y Poaceae, pero persisten árboles como *Quercus robur*, *Corylus*, *Fagus*, *Carpinus*, *Ulmus* e *Ilex*. Carrión et al. (2007) a partir del polen acumulado en coprolitos de hiena, datados entre hace 80 y 60 ka BP (MIS 4) en el centro de la Península Ibérica, registran un paisaje estépico dominado por herbáceas, con abundante *Artemisia* y compuestas, además de la presencia de taxa arbóreos (*Quercus*, *Taxus*, *Betula*, *Castanea*, *Prunus*, *Ericaceae* y *Juniperus*) o en el norte de la península durante el Musteriense (González-Sampériz et al., 2003; Uzquiano 2005, 2007).

9.3.6 Pinares

La vegetación actual no puede ser entendida adecuadamente en ausencia de paleoregistros (Bradley 1999), y de hecho, observar la dinámica forestal del pasado ayuda a valorar el carácter natural o no de muchas de las comunidades vegetales actuales (Carrión & Fernández, 2009). La aproximación paleoambiental nos permite enfatizar que muchos de los pinares que hoy observamos son formaciones nativas (Franco-Múgica 1995; García-Antón et al., 2011), a pesar de que el favorecimiento humano de estas coníferas (Figueiral 1995), ha promovido su consideración como un estadío sucesional transitorio hacia formaciones de quercíneas (Rivas-Martínez, 1983). Sin embargo, la entidad que pudieron llegar a alcanzar los pinares en la Península Ibérica queda de manifiesto en buena parte de los paleo-registros (Carrión 1992; Badal et al., 1994; Carrión & van Geel 1999; Ruiz-Zapata et al., 2000; González-Sampériz et al., 2010; López-Sáez et al., 2010; Aranbarri et al., 2014), así como la hegemonía de formaciones de sabinares en pasados interglaciales (Carrión 2005), tal como registramos en nuestra secuencia de El Cañizar y se ha discutido anteriormente en el apartado 9.2.6.

El dominio de las coníferas en Iberia ya es un hecho constatado (Andreu et al., 2007; Morales-Molino et al., 2012), aunque el cambio de gimnosperma dominante que registramos en El Cañizar (*Pinus* sustituyendo a *Juniperus* a partir del MIS4), no podemos decir que refleje una situación generalizada, sino que más bien parece tratarse de algo regional, o incluso exclusivamente local. Si comparamos el registro de El Cañizar, localizado en el interior peninsular del NE de Iberia, con el sondeo marino MD95-2042 (Sanchez-Goñi 2014), situado en el NW peninsular, se aprecia que el desarrollo de *Pinus* en ambas secuencias es simultáneo al final del MIS6, MIS5d y MIS5b, pero no al inicio del MIS4, donde a escala de cuenca hidrográfica del Tajo, se retarda y no prolifera hasta hace 65 ka BP (fig. 9.8). Que se encuentren grandes proporciones de *Pinus* con respecto a los demás taxa durante los períodos glaciares y estadiales, no tiene por qué significar desarrollo de formaciones de pinares, sino que puede estar relacionado con su mayor capacidad de transporte y su alta productividad polínica (Lisitsyna et al., 2012; Theuerkauf et al., 2013), incluso en períodos secos (ver capítulo 8),

En otras secuencias ibéricas (de menor influencia continental), como por ejemplo la de la cueva de Carihuella (Carrión 1992) o la de Abric Romaní (Burjachs & Julià 1994), se observan durante el Würm porcentajes de *Pinus* de 80 y 60%, demostrando la importancia del pino por toda Iberia, incluso en pleno período glacial.

En este sentido, la evolución de *Pinus* en la secuencia de El Cañizar, resulta relevante en relación a la reconstrucción de la dinámica vegetal de las formaciones que actualmente conforman el piso bioclimático supramediterráneo de la meseta y el Sistema Ibérico, que aún resulta una incógnita tanto para el Tardiglaciado (Carrión et al., 2010; Ramil-Rego 1993) como para el inicio del Würm o incluso para el Eemiano y el Riss. Rubiales et al. (2010), a partir de la distribución actual de pinares y de la identificación y datación de macro-restos vegetales, debaten sobre los condicionantes que pudieron desencadenar la alta variabilidad intra-regional existente entre los sistemas montañosos de Iberia, concluyendo que los pinares, prefieren la estabilidad del interior continental, y especialmente en montañas con cierta influencia oceánica. Además, la variabilidad climática natural de este clima continental, con su carácter constantemente cambiante, favorece el desarrollo de taxa que alcancen fácilmente un equilibrio dinámico homeostático, con capacidad de mantenerse y adaptarse a los cambios del entorno.

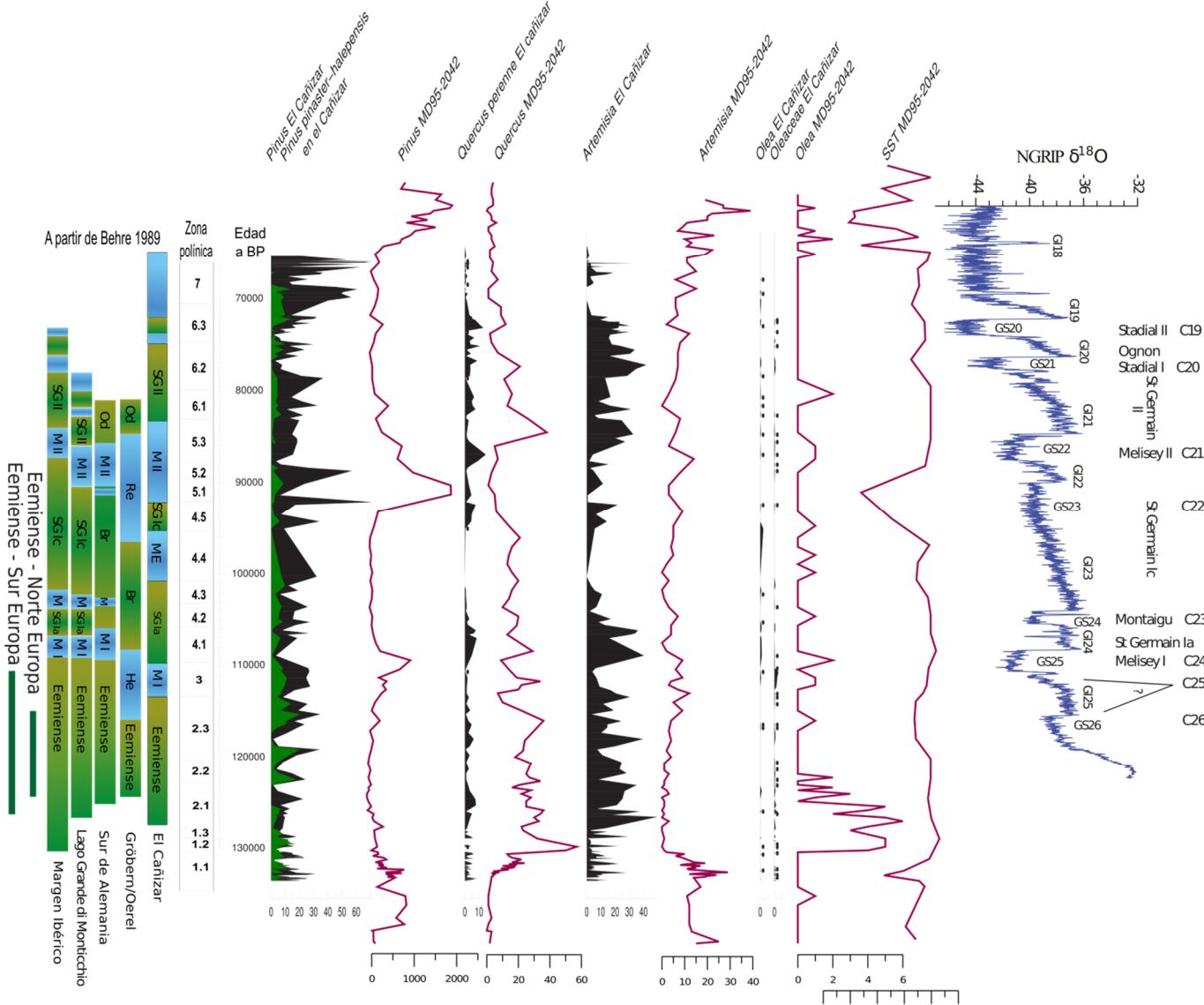


Figura 9.9: Correlación tentativa de las fases climáticas en Europa a partir de Behre 1989, añadiendo El Cañizar. Gröber/Oerel de Kühl et al., 2007. Sur de Alemania: Müller et al., 2003. Lago Grande di Monticchio: Brauer et al., 2007. Margen Ibérico: Sánchez Goñi et al., 2005, Sánchez-Goñi 2007. Datos NGRIP extraídos de www.iceandclimate.dk/data. Modificado de Wohlfarth 2013. Porcentajes de polen de El Cañizar comparados con los conteos polínicos del sondeo marino del margen ibérico MD95-2042 (representado en líneas de color granate) y temperatura superficial del mar (SST). Datos extraídos de European Pollen Database, Sánchez-Goñi 2014, doi:10.1594/PANGAEA.838159.

Y las coníferas responden a esas características, ya que se han mostrado muy resilientes de manera reiterativa en numerosos registros fósiles (Carrión et al., 2010; González-Sampériz et al., 2010; Rubiales et al., 2010 y referencias incluidas en los tres trabajos).

En nuestro área de estudio en concreto, durante el MIS5 fueron los sabinares, resilientes a la extrema continentalidad y variabilidad interestadial/estadial, y a partir del MIS4 parece que el género *Pinus* encontró su nicho, al menos en esta parte del Sistema Ibérico. Este hecho plantea una gran pregunta importante de esclarecer porque la última glaciación fue definitiva para las sabinas en esta región sustituyéndose por pinares. Se pueden proponer varias razones, como por ejemplo el descenso de la excentricidad de la órbita de la tierra (fig. 7.8) que ha promovido la reducción del importante factor para los sabinares de continentalidad en esta región, y esta reducción de continentalidad promovió la estabilidad en el interior continental (como han propuesto otros autores: Rubiales et al., 2010). Por lo que con los datos palinológicos de la laguna de El Cañizar se aportan nuevas vías sobre las que seguir investigando este periodo con muy escasa representación en los registros paleoambientales terrestres ibéricos.

10 SÍNTESIS GENERAL

10.1 Reconstrucción de la disponibilidad hídrica

Como ya hemos mostrado en la sección 7.4 de este trabajo, se han reconstruido los cambios del nivel del lago de la secuencia del Cañizar a partir de la información sedimentológica disponible (fig. 7.7), pero tal como ya se ha señalado, la interpretación de estas variaciones no podemos identificarlas sólo con cambios en la disponibilidad hídrica asociados a cambios del clima, sino que también debemos tener en cuenta el papel de la dinámica geomorfológica, a través de subsidencia kárstica, pulsos tectónicos, remodelamientos del sistema kárstico o el equilibrio erosivo-deposicional de los abanicos aluviales que pueden cerrar o colmatar la cuenca (sección 7.3). Estos factores, así como la actividad biótica lacustre dependiente del clima, determinan el tipo de sedimentación, que a su vez puede influenciar en la tafonomía y preservación de los indicadores polínicos, palinomorfos no polínicos (NPPs) y organismos hidro-higrófitos que también pueden contribuir a reconstruir el nivel del lago y la disponibilidad hídrica, así como evidenciar el estado trófico, la desecación estacional, la erosión, o el incremento de ganadería en el Antropoceno por ejemplo (Van Geel 2002; Mazier et al., 2009; Cugny et al., 2010).

Las algas y otras hidro-higrófitas tienen hábitats determinados y preferentes (Cohen 2003), pero estos pueden llegar a tener rangos muy amplios (Scheffer et al., 2006). Por lo general, existe consenso en lo referente a la interpretación de *Botryococcus* y *Pediastrum*, que parece que indican medios pelágicos con más nivel del lago (do Rosário Mateus 1992; Carrión et al., 2001; Pini et al., 2010). En el Cañizar, encontramos ambos quistes de estas algas abundantemente (fig. 9.1.3), a pesar de que se considera que la laguna siempre ha tenido un carácter somero y que, probablemente, nunca ha alcanzado más de 3 m de profundidad de agua, sobretodo durante el Eemense y el St.Germain II coincidiendo con la interpretación sedimentológica mostrada en la sección 7.3 (fig 7.7). En climas tropicales, además, relacionan *Botryococcus* con más calor y *Pediastrum* con más frío (Rull et al., 2008), característica que también parece corresponderse con la evolución de ambos taxa en el Cañizar. Por ejemplo, proliferaciones de *Pediastrum* son simultáneas a las subidas de Chenopodiaceae y Compositae (fig. 9.1.2 y 9.1.3), que en nuestra secuencia son indicadoras de pulsos fríos, mientras que aumentos de *Botryococcus* son coetáneos a expansiones de termófilos como *Quercus* perennifolio y *Artemisia* (fig. 9.1.2 y 9.1.3). En otros registros peninsulares ocurre de manera análoga

con desarrollos de mesófitos que se identifican paralelamente con picos de *Botryococcus* (Carrión 2002).

Por su parte, *Typha* y *Cyperaceae* indican aguas más someras, siendo *Typha* indicadora de comunidades litorales junto a *Myriophyllum* y *Sparganium*, mientras que *Cyperaceae* es un taxón más propio de ambientes húmedos terrestres (Carrión & van Geel 1999, Pini et al., 2010). No obstante, hay que tener en cuenta que los aumentos de *Typha*, a pesar de caracterizar ambientes litorales, no implican necesariamente un descenso del nivel del agua, sino que puede tratarse de una subida que, consecuentemente, conllevara una ampliación de la superficie total de la laguna y, por tanto, un área mayor de expansión para ambientes litorales. Sería el mismo caso que se observaba en la secuencia del lago Grande de Estanya (Huesca) para los últimos 800 años de nuestra era (Morellón et al., 2011). Es lo que se registra en la secuencia de El Cañizar con la subida del nivel del agua durante el denominado “tipo de lago 4” (ver tabla 7.5 y 7.6).

Por otra parte, en nuestro registro *Cyperaceae* prolifera cuando descienden los niveles del lago a su nivel más bajo, justo cuando se promueven las condiciones anóxicas (ver fig. 7.2 y 7.9).

Carrión & van Geel (1999) asignan el denominado *128 type* como indicador de condiciones frías, y, en consonancia, en el registro del Cañizar está presente al final del Riss (MIS6), en la última parte del enfriamiento gradual del MIS5e, junto con *Pediastrum* en el MIS5d, en el Ognon y durante el MIS4 (fig. 9.1.3). En el punto opuesto, encontramos *Potamogeton*, *Myriophyllum*, *Ranunculus*, *Zygnum*, *Debarya* y *Spirogyra*, que se identifican como indicadores de temperaturas más elevadas, siendo *Spirogyra* la que prefiere ambientes más cálidos (20°C de temperatura del agua), seguido por *Zygnum* (15-20°C) y *Mougeotia* (10-15°C) (López-Sáez et al., 2005).

Los medios acuáticos pueden llegar a ser muy diversos y extremadamente dinámicos, con sucesiones complejas no lineales, dependientes de varios factores, y que dada la diversidad geográfica y geológica de cada lago, pueden ser bastante distintas. Incluso en un mismo lago, podemos tener diversas pautas de respuesta ante pulsos climáticos similares, tal como ocurre a veces en el Cañizar (ver capítulo 10.4), pero por lo general la información aportada por los NPPs es coherente con la interpretación del nivel del lago inferida a partir de la información sedimentológica (capítulo 7), y contribuye a mejorar las inferencias de la disponibilidad hídrica para este periodo, en el cuál existen muy

escasos registros en la península ibérica. Tan solo están disponibles para este periodo algunos registros de depósito de tobas y travertinos con escasa resolución temporal (Arenas et al., 2014; Vázquez-Urbez et al., 2011; Ortiz et al., 2009) o algunos espeleotemas del Pirineo (Judit e Indiana) o el Sistema Ibérico en la cueva de Molinos que están en proceso de datación e interpretación (Ana Moreno, comunicación personal). Los trabajos más importantes en cuanto a reconstrucción hídrica hasta la fecha son los realizados en Fuentillejo y en Padul mediante n-alkenonas por Ortiz et al. (2013 y 2010). En Padul, se ha realizado una reconstrucción de periodos más húmedos y más secos para el último millón de años (Ortiz et al., 2010). El intervalo de tiempo de nuestra secuencia de El Cañizar estaría integrado en el periodo seco denominado D-5 en Padul, y abarcaría desde la base hasta el MIS5b, cuando empieza un periodo más húmedo denominado H-5 (figura 10.1).

En el Cañizar, podemos apreciar que la dinámica ambiental se corresponde en parte con esta tendencia climática, donde en el primer intervalo predominan los ambientes áridos sobre los húmedos o subhúmedos. Una excepción sería el Eemiente, que consideramos, comparativamente con los periodos previos y subsiguientes, un periodo con un clima subhúmedo continental muy cálido (Kaspar et al., 2005), en donde hay más disponibilidad hídrica por los patrones climáticos globales (Kaspar et al., 2007), pero que bien pudo tratarse de un periodo en general no tan húmedo en esta zona como apuntan algunos modelos de simulación climática, que encuentran que durante el Eemiente en Pirineos, cuenca del Ebro, costa Mediterránea y Andalucía, no sería un periodo más húmedo que la actualidad, incluso encuentran que el NW peninsular tuvo una precipitación de 5 a 20 mm/mes menor que en la era preindustrial (Herold y Lohmann, 2009), o con los más modernos modelos CSM3 y LOVECLIM no encuentran anomalías comparativas para el verano, y tan solo ligeramente más húmedos (0.5-1mm/día) para los meses de invierno (Nikolova et al., 2013).

Este periodo más seco en Padul durante el Eemiente presenta una tendencia hacia mayor humedad a partir del MIS5b (Melisey II). En el Cañizar MII es un periodo claramente árido, pero después de este estadal MIS5b, predominan periodos subhúmedos durante el MIS5a, Ognon y MIS4. Esta reconstrucción de disponibilidad hídrica en Padul, tiene correspondencia con el polen analizado en la misma turbera por Florschütz et al. (1971), donde se aprecia un descenso de *Artemisia* y *Chenopodiaceae* y un incremento de *Pinus*, taxa arbóreas y otros pólens no arbóreas cuando se cambia de D-5 seco a H-5

húmedo. Esta tendencia hacia menos aridez se puede observar en nuestra secuencia de El Cañizar con el descenso de Chenopodiaceae (Ratio A/C), tal como se ha discutido anteriormente (Wei et al., 2015).

También utilizando n-alkenonas, se han diferenciado cinco períodos de mayor humedad o aridez en la cuenca de Fuentillejo (Ortiz et al., 2013), que se pueden comparar cronológicamente con la sección de la secuencia del Cañizar presentada en esta Tesis Doctoral (fig. 10.1). El periodo húmedo 3HP de Fuentillejo se corresponde con nuestro Tardiglacial del Riss, Zeifen (133.6-128.8 ka BP); el seco 4DP se correspondería cronológicamente con nuestro estadal post-Zeifen, Eemense y LEAP (128.8-120 ka BP); el húmedo 4HP con el final del MIS5e (120-113 ka BP); el gran periodo seco 5DP abarcaría el resto del MIS5 (113-76 ka BP); y el periodo húmedo 6HP, a partir de 76 ka BP, con el final del Ognon y MIS4. Esta reconstrucción de Fuentillejo tiene similitudes con los que se han interpretado en el Cañizar (ver tabla 9.4). La asociación interpretativa que se realiza generalizadamente: estadal igual a árido, e interglacial o interestadal igual a húmedo, puede tener muchos matices o incluso llegar a ser contrapuesta. De todos modos, el control cronológico para delimitar estos intervalos no es muy ajustado (sobretodo en Padul), por lo que estas tendencias se deben considerar con cautela.

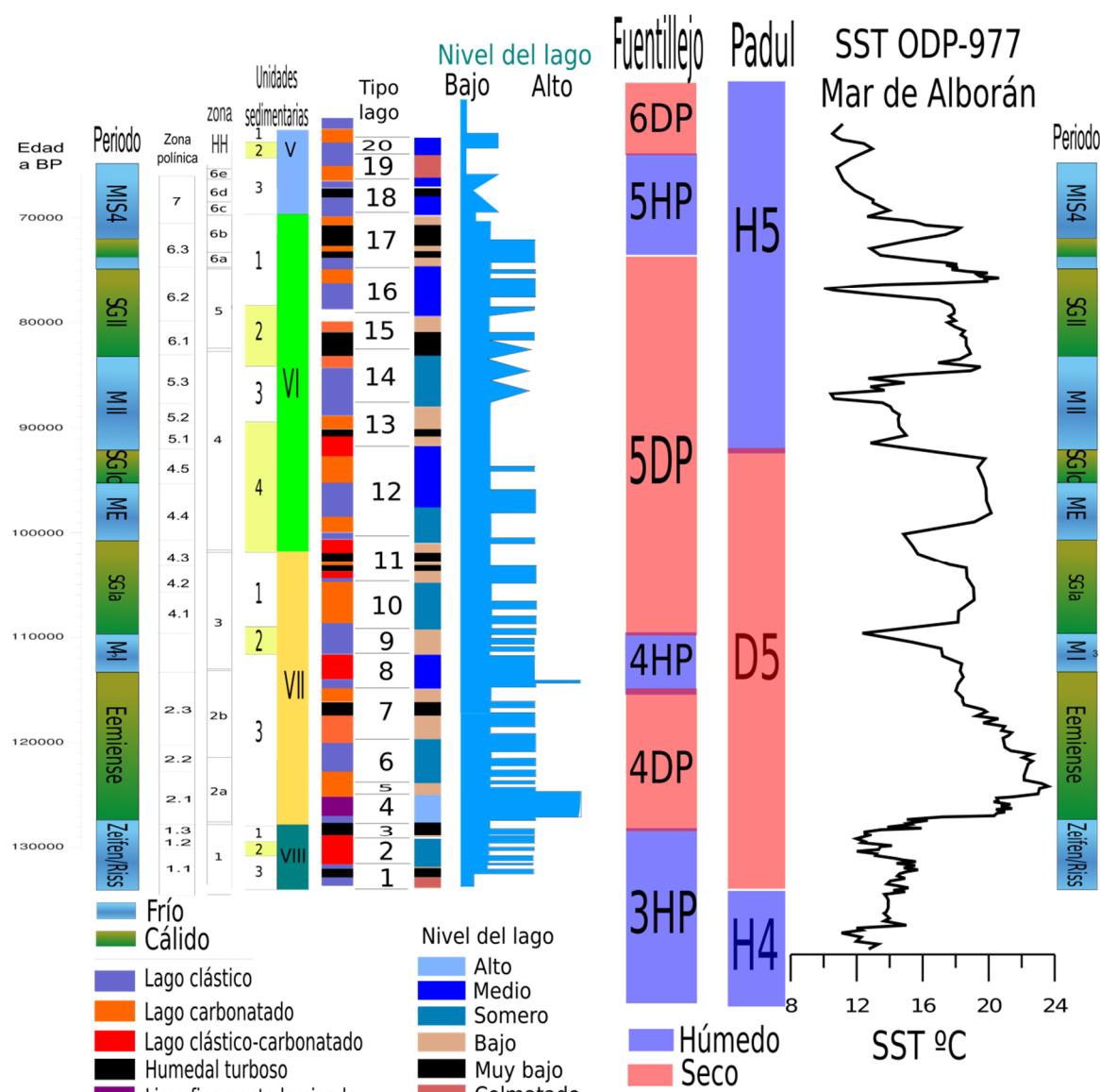


Figura 10: Síntesis de resultados de El Cañizar mostrando períodos climáticos, zonas polínicas, zonas Hidro-Higrófitas, Unidades sedimentarias, Asociaciones de facies, tipo de lago y nivel del lago. Se muestran períodos húmedos y secos reconstruidos a partir de n-alkenonas en los registros de Fuentillejo (Ortiz et al., 2013) y Padul (Ortiz et al., 2010). Temperatura superficial del mar de Alborán (SST) reconstruida en el sondeo ODP-977 (Martrat et al., 2004).

10.2 Reconstrucción de la vegetación mediante REVEALS

Los análisis polínicos proporcionan abundante información sobre la vegetación del pasado, pero como hemos discutido en el capítulo 8, numerosos estudios sobre la relación entre la lluvia de polen y la vegetación mostraron desde hace mucho tiempo que la palinología puede ofrecer una imagen sesgada del paisaje vegetal (Barthelemy 1985, Heim 1970). Estos sesgos son fundamentalmente causados por las diferencias de productividad y de dispersión del polen, así como la estructura de la vegetación que rodea el punto donde se deposita el polen (Prentice 1985, 1988, Sugita 1993, 1994).

Estos parámetros que se integraban intuitivamente en las interpretaciones de los datos de polen, pudieron cuantificarse a través de una formulación matemática: el LRA (Sugita 2007a, b). Sobre la base del LRA, el modelo REVEALS estima las proporciones de cada taxón en la vegetación regional.

Este modelo ha sido validado en secuencias de polen lacustres en dos regiones de Suecia, demostrando que conjuntos de vegetación homogéneos son óptimos para este modelo (Hellman et al., 2008a). En la región del alto Jiloca existen varios factores que han podido influir en la validez de los RPPE obtenidos, como por ejemplo la estructura de la vegetación, el captador polínico, la variabilidad anual de producción de estos taxa, o la idoneidad del taxón de referencia, por nombrar algunas de las discutidas en el capítulo 8. Por lo que los resultados se deben someter a nueva investigación para comprobar su validez.

En resumen de los resultados de la calibración polen-vegetación podemos decir que el género *Pinus* es un gran productor y dispersor polínico por lo que está altamente sobre-representado, y por tanto explicado muy sucintamente, el modelo considera que los pólenes de *Pinus* depositados en el registro fósil son de formaciones lejanas y reduce la cobertura estimada en las proximidades para este taxón al mínimo. De manera análoga pero con menor magnitud ocurre con ambos *Quercus* (perennifolios y marcescentes) que necesita porcentajes altos en el registro polínico para ser significativamente considerado en la cobertura de las proximidades. *Juniperus* y *Artemisia* en cambio, muestran porcentajes en la cobertura estimada muy similares a los porcentajes de polen depositados, ya que su productividad polínica relativa al taxón de referencia Poaceae es muy similar.

Se ha realizado la estimación de la cobertura vegetal aplicando el modelo REVEALS del LRA a un conjunto de datos basados en la selección de zonas polínicas de la base del sondeo (74-34 metros) correspondiente a la transición MIS6-MIS5-MIS4 (figura 10.2.1), y también a los 3 m superiores del sondeo, que representan los últimos 13.3 ka BP, o sea la transición del Tardiglacial Würmiense al Holoceno y todo el Holoceno (figura 10.2.2).

En la representación gráfica se puede apreciar la tendencia esperable que se indicaba anteriormente. Por ejemplo teniendo más del 20% de polen de *Pinus* durante el evento Montaigu (nº7, Z4.4 fig. 10.2.1A), el modelo considera que no llega al 1% su cobertura de vegetación en los 200 km² alrededor del lago del Cañizar (nº7, Z4.4 fig. 10.2.1B). Sin embargo el 5% de *Juniperus* en esta misma zona temporal (nº7, Z4.4 fig. 10.2.1A) se corresponde con un 5% en cobertura de *Juniperus* en los 200 km² alrededor del lago del Cañizar, y este patrón en la corrección lo encontramos en toda la secuencia (fig. 10.2.1B). En este tramo del registro del Cañizar (34-74m) el modelo considera que prácticamente no hay representación física de ejemplares de *Quercus* y *Pinus* con los porcentajes obtenidos en estas zonas polínicas (fig. 10.2.1), y la vegetación arbórea estaría constituida por *Juniperus* cubriendo desde 3 a 10% de los 200 km² alrededor del lago del Cañizar, que considerando que los sabinares se caracterizan por crear formaciones boscosas con poca densidad de árboles (Blanco Castro et al., 2005) como se ha discutido en el apartado 9.2.7, sabinares poco densos como los de hoy en día (IFN III, 2004) pudieron ocupar hasta el 30% de los 200 km² alrededor del lago del Cañizar.

Hay que señalar que el modelo está considerando que la productividad polínica ha sido constante a lo largo de los últimos 150 ka, esta asunción de suponer una productividad constante ante condiciones climáticas muy distintas en el tiempo ha sido debatida para el tardiglaciado fundamentalmente (Davis 2000; Gaillard et al., 2008), por lo que es aún más discutible más allá en el tiempo, como antes de la glaciaciación Würmiense.

Los datos representados son las medias de las muestras dentro de la zona polínica. Puede haber muestras puntuales dentro de las zonas polínicas que superen con creces estos valores medios, y que representarían por ende la presencia física de ejemplares de estas especies, pero al trabajar con este tipo de modelo se suelen realizar promedios de zonas polínicas para no sobredimensionar algunas interpretaciones (Theuerkauf et al., 2013; Giesecke et al., 2014).

Las estimaciones de cobertura de vegetación para el tramo de 74-34 metros de profundidad son acordes con la interpretación realizada en el capítulo 9 de esta Tesis en la elucidación del predominio de sabinares y de estepas de caméfitos con *Artemisia*. Pero no en la elucidación de encinares y pinares, que el modelo REVEALS considera que prácticamente no había ejemplares de estos árboles. Pero sin duda el aumento en los porcentajes de polen (aunque sea de “fondo”) de estos taxa, debe estar reflejando el incremento de ejemplares y/o formaciones boscosas de *Quercus* y *Pinus* aunque fuere más allá de los 200 km² que estima el modelo REVEALS. Por lo que la utilización de estos modelos contribuye a entender y a interpretar mejor como el polen que se deposita se ve reflejado en la cobertura de vegetación, pero se deben tener en cuenta las limitaciones que conlleva la simplificación de la realidad de los modelos, y conocer muy bien las asunciones y las limitaciones por ejemplo en las estimaciones de la productividad polínica en que se basan, para no realizar interpretaciones sesgadas basándose únicamente en las estimaciones del modelo.

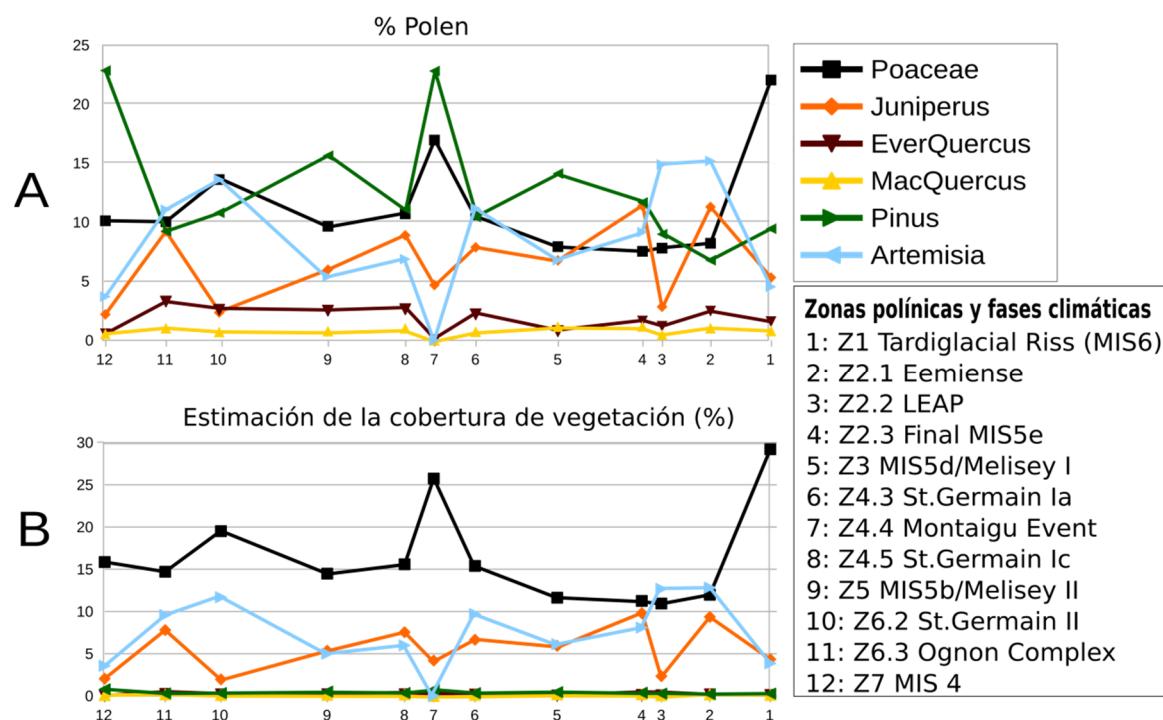


Figura 11.2.1: Aplicación del modelo REVEALS a la base del sondeo lacustre (MIS6-MIS5-MIS4). **A:** Porcentaje de polen medio en las distintas zonas polínicas o fases climáticas para los 6 taxa que se ha estimado su productividad polínica. **B:** Resultados de estimación de la cobertura mediante REVEALS.

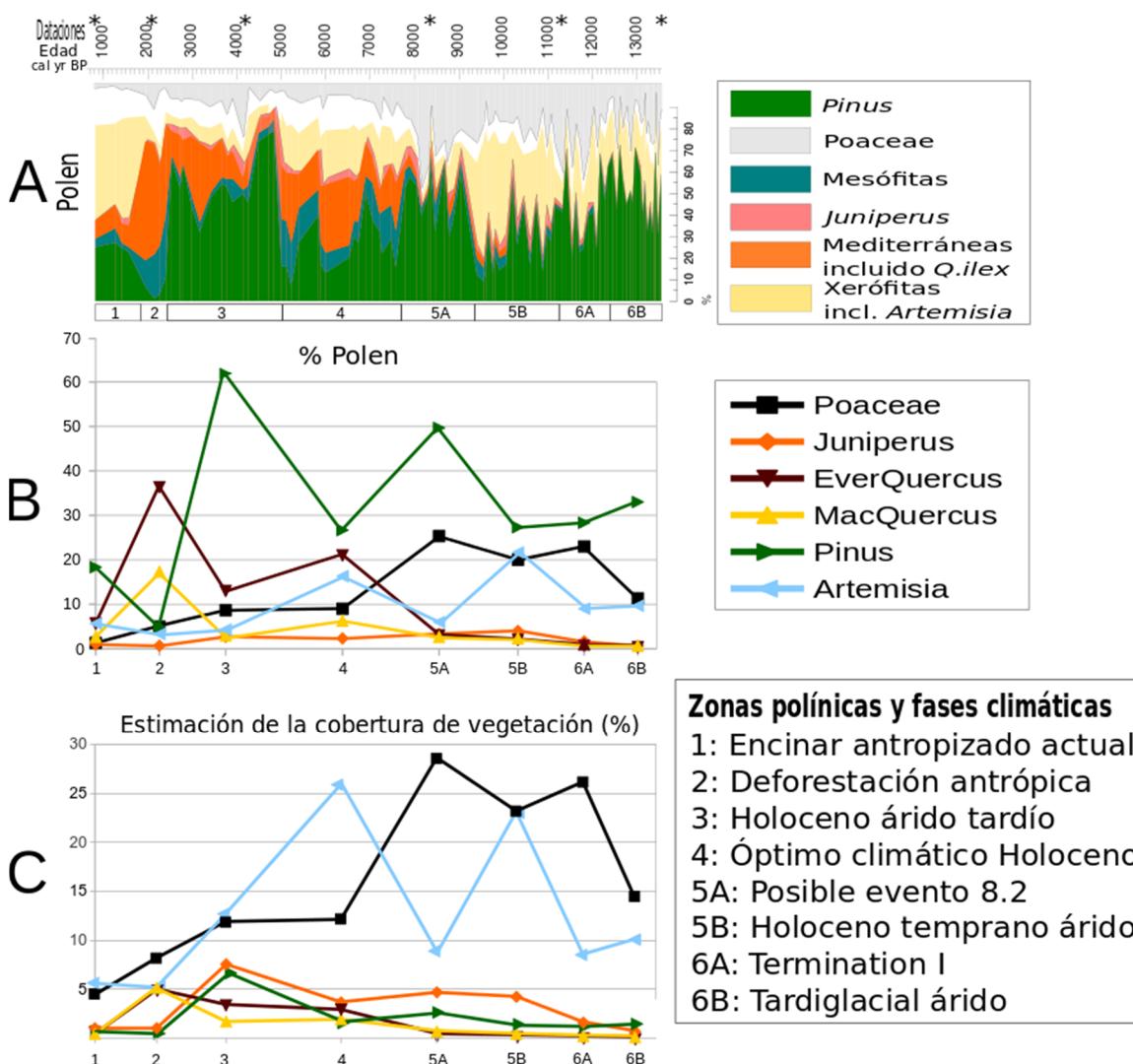


Figura 12.2.2: Aplicación del modelo REVEALS al Holoceno. **A:** Palinograma sintético del Tardiglacial y Holoceno en El Cañizar de Villarquemado (modificado de Aranbarri et al., 2014). **B:** Porcentaje de polen medio en las distintas zonas polínicas o fases climáticas del techo del sondeo lacustre (Tardiglacial y Holoceno, MIS2-MIS1) para los 6 taxa que se ha estimado su productividad polínica. **C:** Resultados de estimación de la cobertura mediante REVEALS.

Durante el Holoceno (fig. 10.2.2) los porcentajes que se obtienen *Pinus* y *Quercus* si son suficientes para tener representación de cobertura vegetal de formaciones según el modelo REVEALS. *Pinus* alcanza durante el periodo árido tardío (nº3 fig. 10.2.2B) un 60% de porcentaje de polen, y ello representa un 6.5% de cobertura de ejemplares de *Pinus* seguramente en formaciones de pinar en los 200 km² alrededor del lago del Cañizar. El incremento de *Quercus* perennifolio hasta el 20% de polen durante el óptimo climático del Holoceno (nº4 fig. 10.2.2B) representa una cobertura de ejemplares de *Quercus* perennifolio en formaciones de encinar de 6 km² en los 200 km² alrededor del

lago del Cañizar, muy inferior a los porcentajes que ocupa actualmente en las lomas no cultivadas de la fosa del Jiloca (fig. 4.6).

Es interesante indicar la superioridad en cobertura vegetal de *Juniperus* sobre *Quercus* y *Pinus* hasta la antropización del paisaje en la fase nº2 (fig. 10.2.2C) que muestra el modelo REVEALS, pero esta interpretación (por los motivos que hemos comentado en el párrafo anterior) nos parece discutible, y consideramos que los altos porcentajes de *Quercus* y *Pinus* se corresponderían con importantes formaciones boscosas de encinares y pinares en la fosa del Jiloca y en sus proximidades regionales (Aranbarri et al., 2014), si bien es cierto que se debe tener en cuenta y revalorar la entidad que pudieron tener los sabinares (aunque en menor medida que en el anterior interglacial) durante el Holoceno. También son dignos de mención los altos valores de *Artemisia* durante el Holoceno, cuya respuesta se hace compleja para la interpretación paleoambiental en esta región (Aranbarri et al., 2014) y hace plantearse qué papel pudieron tener en estos períodos de proliferación y la idoneidad de este biotopo para este taxon y las estepas de caméfitos.

Más adelante en el capítulo 10.4 se realiza la comparación del Holoceno y el Eemiente teniendo también en cuenta las correcciones en la estimación del modelo REVEALS que acabamos de mostrar.

10.3 Cambios de vegetación y biomas:

En 1900, el austriaco Köppen trazó una clasificación de los climas del mundo basada en dos variables, la temperatura y el régimen de precipitaciones. Este sistema se sigue usando en líneas generales, aunque se podrían emplear otras variables como la relación entre las precipitaciones y la evaporación, el número de horas de insolación, la altura sobre el nivel del mar, etc. O por ejemplo la relación entre radiaciones incidentes y reflejadas, este balance de radiación tiene una importancia fundamental, por ejemplo en los desiertos los días calurosos y las frías noches se producen porque la atmósfera seca no obstaculiza las radiaciones incidentes durante el día ni las reflejadas durante la noche.

Según la clasificación de Köppen el régimen climático actual del alto Jiloca está entre el llamado Csb y BSk (Kottek et al., 2006). Que significan Csb: Templado-cálido con veranos secos y cálidos. (Main climate: warm temperate, Precipitation: dry summer,

Temperature: warm summer) y Bsk: Árido, estépico, con frío seco (Main climate: arid, Precipitation: steppe, Temperature: cold arid).

A partir de esta clasificación se han definido los biomas (también llamados paisajes bioclimáticos o áreas bióticas) dependientes fundamentalmente de la temperatura y las precipitaciones (Whittaker 1970) (figura 10.3.1). El alto Jiloca estaría integrado en el bioma de “Vegetación Mediterránea de bosque y matorral”, pero esta clasificación es muy laxa y no permite una profunda interpretación, ya que hay mucha variabilidad dentro de este bioma. Se han realizado innumerables nuevas clasificaciones y variantes, una de las más interesantes es la realizada por Metzger et al. (2013), creando un mapa bioclimático global de alta resolución en base a la estacionalidad, temperatura y humedad (fig. 10.3.0), en esta clasificación el alto Jiloca estaría en la Zona ambiental L: Cálida-templada y xérica, y se puede apreciar la “bioma-diversidad” de la Península Ibérica.

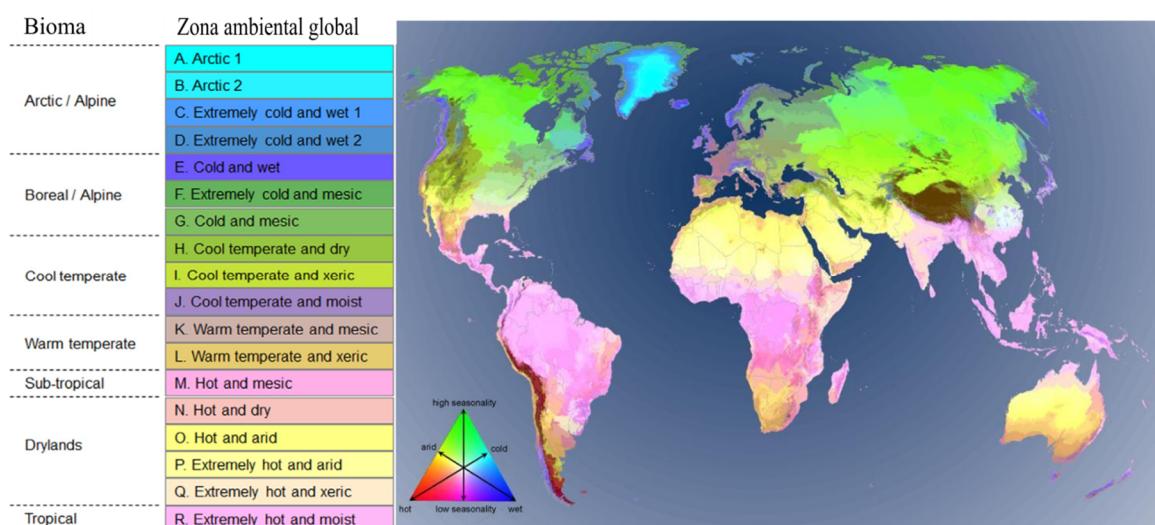


Figura 13: Mapa bioclimático global de alta resolución en base a la estacionalidad, temperatura y humedad. Extraído de Metzger et al. (2013).

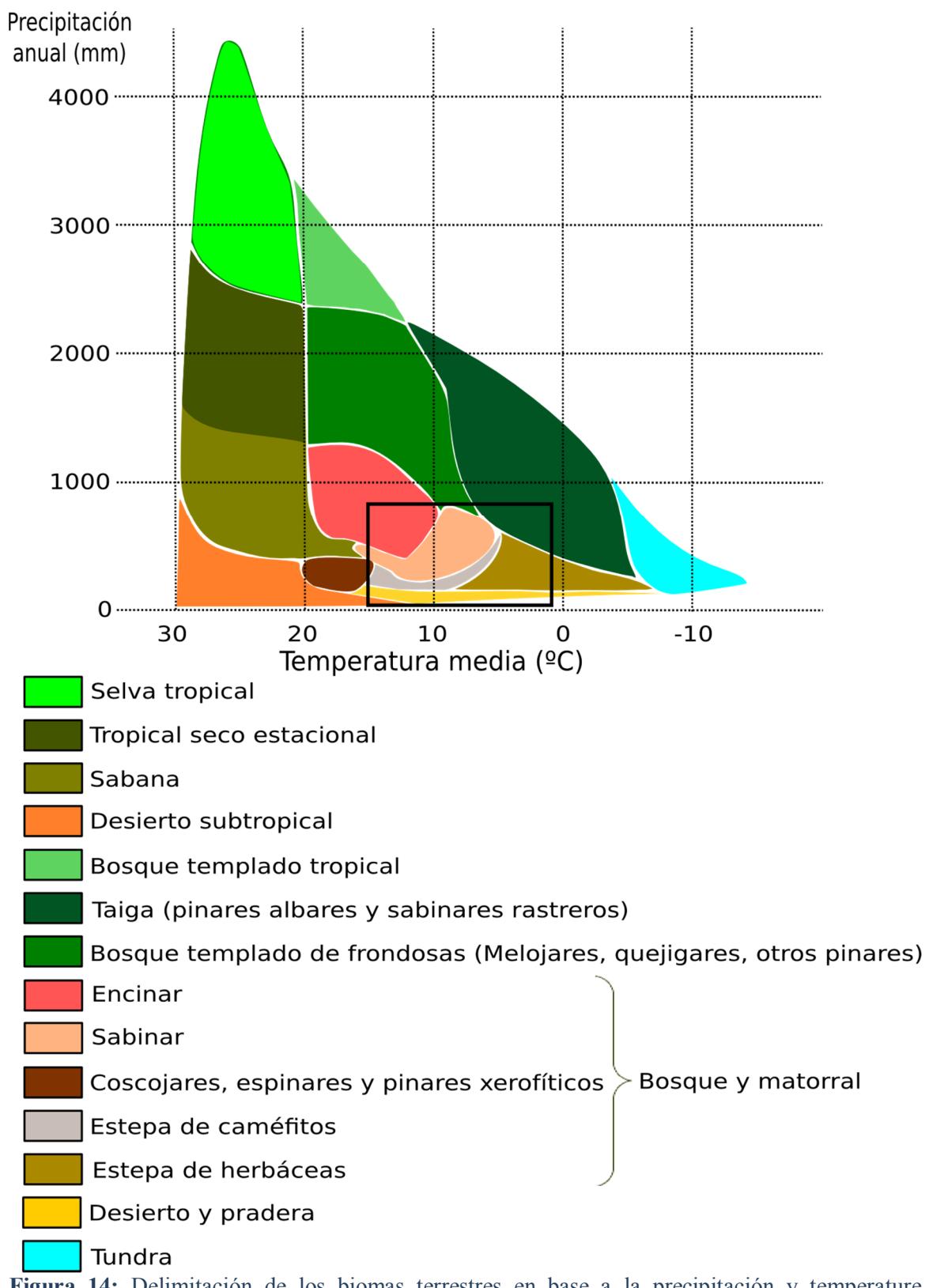


Figura 14: Delimitación de los biomas terrestres en base a la precipitación y temperatura propuesto por Whittaker (1970) y modificado por Rickelfs (2010), y por nosotros a partir de aportaciones de Costa et al. (1987), Quezel (1999) y Sainz-Ollero & Sánchez de Dios (2011).

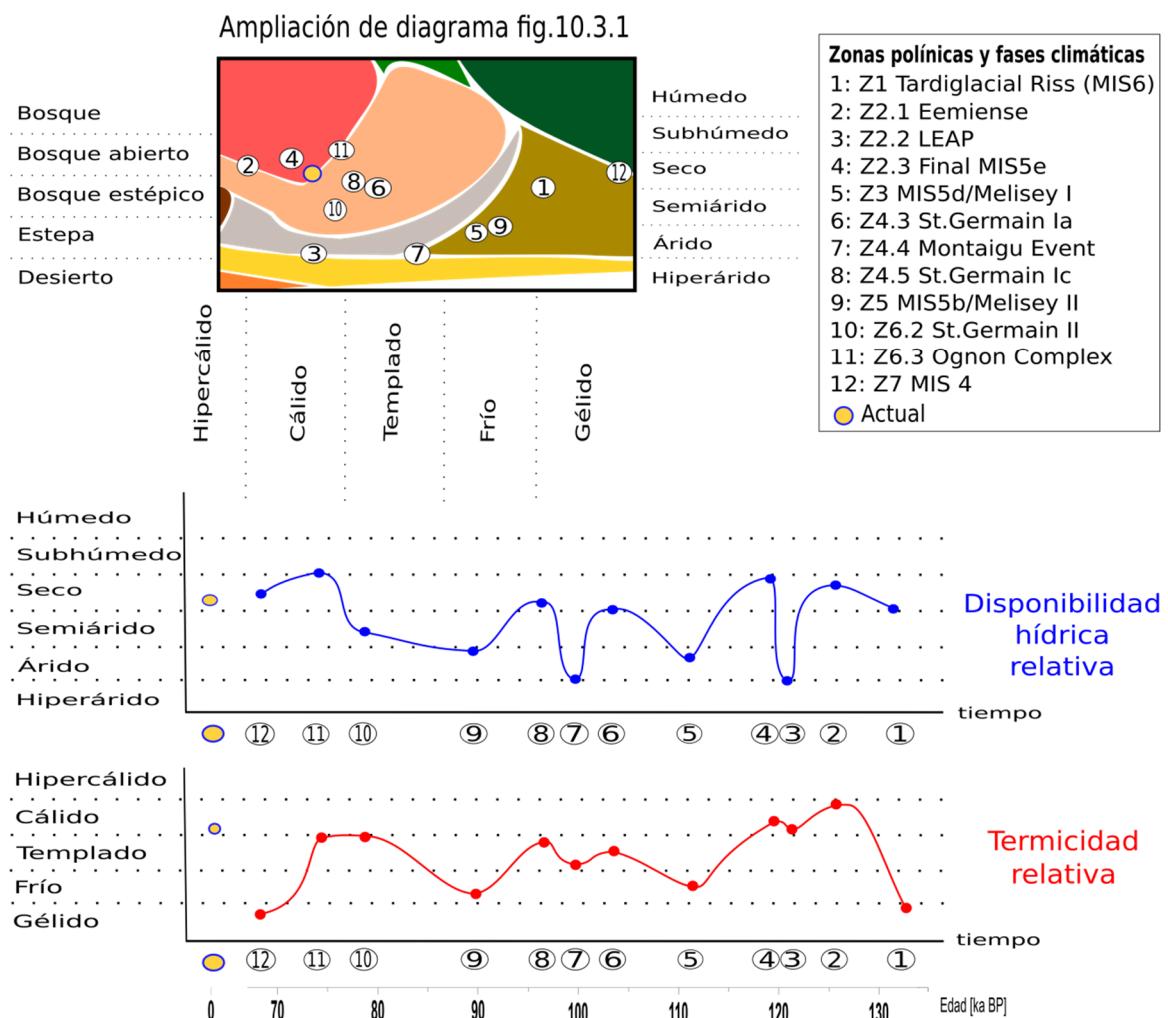


Figura 15: Arriba: ampliación del diagrama de los paisajes bioclimáticos (referencias en fig. 10.3.1), y aproximación tentativa del lugar que ocuparon en las distintas fases climáticas del penúltimo ciclo glacial. Abajo: Representación de esta asignación relativa de disponibilidad hídrica y termicidad en la linea temporal.

En base al conocimiento sobre los cambios climáticos del pasado, ésta asignación de un lugar, área o región en concreto a un clima y a un bioma se ha de considerar como dinámica y no estática, ya que ha variado a lo largo de la historia y del tiempo, modificándose con los complejos patrones climáticos que determinan las glaciaciones y demás variabilidad climática (ver capítulo 2.3). A partir de la descripción y discusión de los capítulos 7, 8 y 9 se puede tener una visión general de cómo la vegetación, la sedimentología y los organismos hidro-higrófitos del Cañizar han respondido a la variabilidad climática compleja, modificándose su abundancia fundamentalmente en base a la precipitación y la temperatura. Para entender mejor la magnitud de las transiciones acaecidas entre los distintos períodos, hemos situado en base a la interpretación diferencial de temperatura y humedad de las asociaciones de vegetación y demás proxies, el lugar aproximado que ocuparían en el diagrama de biomas (figura 10.3.1) propuesto por Whittaker (1970) y modificado por Rickel's (2010), y por nosotros a partir de aportaciones de Costa et al. (1987), Quezel (1999) y Sainz-Ollero & Sánchez de Dios (2011) para aumentar la resolución en la delimitación del bioma denominado “bosque y matorral” por Whittaker (1970) típico del clima Mediterráneo, que encontrábamos muy genérica y poco eficiente para este propósito. Por lo que la clasificación “Bosque y matorral” queda subdividida en “encinar”, “sabinar”, “coscojares, espinares y pinares xerofíticos”, “estepa de caméfitos” y “estepa de herbáceas”.

En otros registros con información polínica a partir de diferentes modelos se han realizado estimaciones cuantitativas de la precipitación y de la temperatura (por ejemplo Brewer et al., 2008), pero en nuestro caso no se han usado funciones de transferencia ni modelos estadísticos que relacionen las variables climáticas con la proporción de la vegetación, sino que se ha realizado una asignación de condiciones de humedad y temperatura mayores o menores interpretados de manera relativa para los conjuntos de polen de los distintos períodos, que han quedado recogidos sintéticamente en la tabla 9.4. De este modo se pretende facilitar la visualización de la respuesta de la vegetación a la variabilidad climática en esta región, al mismo tiempo que aumenta y facilita la comprensión acerca de cómo se modifica este paisaje, poco común en Europa, y que tiene la capacidad de alojar una importante diversidad de biomas como se puede ver en la figura 10.3.0. Conviene ser conscientes de las lógicas debilidades que implica esta simplificación de la realidad, y señalar que, por supuesto, existen otros muchos factores adicionales que condicionan el tipo de vegetación, no sólo la cantidad de precipitación y

la variación de temperatura como ya hemos mencionado anteriormente, sobre todo en esta región Mediterránea. Hablamos por ejemplo de otros factores como la continentalidad, la distribución de las precipitaciones (sequía estacional) o el fuego (Sainz-Ollero & Sánchez de Dios 2011; Gil-Romera et al., 2010, 2014), que pueden llegar a ser mucho más determinantes que cualquier otro factor del tipo de vegetación. Así como determinantes casuísticos: la proximidad a refugios, competencia entre especies, contingencias históricas, etc. Además cabe mencionar la inexistencia de límites netos entre las comunidades (en el alto Jiloca y en cualquier otro lugar), estos límites los representamos aquí de una manera visual para facilitar la comprensión, pero en la naturaleza la amplísima variabilidad y diversidad que se puede dar en los solapamientos entre biomas es irrepresentable. Existe una pretensión ávida de encontrar leyes universales, pero cada lugar responde de una manera. Como aprecia por ejemplo García-Antón & Sainz-Ollero (1991) durante el Pleistoceno en Atapuerca (fig. 9.2) con un paisaje vegetal parecido al del Alto Jiloca: “en paisajes tan resilientes las fluctuaciones climáticas no son muy aparentes, no se producen cambios drásticos en los elementos dominantes, si no que son indicadas mediante la variación relativa de distintos grupos florísticos”, y esta es la base en que se fundamenta esta interpretación. Además de tener en cuenta la productividad polínica de algunos taxa importantes como se ha mostrado en el capítulo 8 y su aplicación al modelo REVEALS como se ha mostrado en el capítulo 10.2.

El alto Jiloca es un paisaje fósil, como ya se ha defendido (capítulo 9.2.5), que no cambia ni ha cambiado por su dureza. No sólo por su carácter xerofítico (los paisajes con abundante precipitación ($>800\text{mm}$) se recuperan rápido, en cambio cuando las precipitaciones son inferiores a 600 mm le cuesta mucho (Sainz-Ollero & Sánchez de Dios 2011; Sainz-Ollero, comunicación personal)), si no también por su carácter criofítico y de grandes contrastes. Durante los periodo glaciales y estadiales la reducción de temperaturas y precipitación global haría que los ecosistemas del alto Jiloca permaneciesen como estepas arbustivas y herbáceas, y tan sólo en lugares resguardados (capítulo 9.2.2) con mejores condiciones hídricas además se dispondría de biotopos para taxa arbóreos como pinares, sabinares y bosques temperados (tabla 9.4 y figura 10.3.2: nº 1, nº 5, nº 9 y nº 12). Los pleniglaciales MIS6 y MIS4 (nº 1 y nº 12 en fig. 10.3.2) siendo más fríos que los estadiales MIS5d y MIS5b (nº 5 y nº 9 en fig. 10.3.2), curiosamente

muestran evidencias de ser menos áridos que estos períodos estadiales en esta región (10.3.2) en base al registro polínico y sedimentológico.

Durante los períodos LEAP y Montaigu (nº3 y nº7 en fig. 10.3.2) hay un gran incremento de la aridez y la vegetación se estanca en estepa desértica, de *Artemisia* y caméfitos durante el LEAP (nº3), y de Poaceae durante el Montaigu (nº7) que fue más frío (fig. 10.3.2).

Durante el máximo térmico y de continentalidad del Eemense (nº2 en fig. 10.3.2) había un bosque abierto y estépico de sabinares y encinares (tabla 9.4). Después del LEAP, el periodo final del MIS5e (nº4 en fig. 10.3.2) no es tan continental (contrastado térmicamente), hay menos *Artemisia* y se desarrollan bosques de encinares y sabinares abiertos (tabla 9.4). Los períodos interestadiales tienen un desarrollo de vegetación intermedio durante los dos St.Germain (tabla 9.4 y fig. fig. 10.3.2: nº6, nº8 y nº10), por lo que el paisaje sigue siendo el resiliente a estas condiciones, un bosque estépico de sabinares y encinares con caméfitos. El periodo correspondiente a la zona polínica Z6.3 (nº11 en fig. 10.3.2), asignado al complejo Ognon, es un periodo subhúmedo que aunque fue templado como los interestadiales, tuvo abruptas fluctuaciones climáticas y nuevamente solo permitía el desarrollo de un bosque abierto de sabinares y encinares (tabla 9.4).

Si situamos estas aproximaciones de disponibilidad hídrica relativa y termicidad relativa en la línea del tiempo, se traza de manera representativa la variabilidad acaecida en este paisaje (fig. 10.3.2). Podemos observar que en general la reducción de termicidad se relaciona con reducción de la disponibilidad hídrica. Pero no es una relación directa en todos los casos, los períodos áridos a veces no son fríos (nº3 y nº7) y períodos fríos a veces no son tan áridos (nº1 y nº12) como ocurre en otros registros de la Península Ibérica (Ortiz et al., 2010 y 2013).

Si superponemos estas curvas sobre el diagrama resumen del polen arbóreo (figura 10.3.3), se visualiza mejor la respuesta de las formaciones arbóreas de este paisaje resiliente a los cambios de termicidad (10.3.3B) y disponibilidad hídrica (10.3.3A). La termicidad es bastante coherente con la variabilidad registrada en el $\delta^{18}\text{O}$ de los sondeos de hielo de Groenlandia (NGRIP) y GLT_Syn de la Antártida (10.3.3C) cuyos valores más negativos suponen mayor volumen de hielo en los casquetes polares y por tanto

menores temperaturas globales y aún más coherente con la variación de temperatura superficial del mar de Alborán (SST) con más detalles Mediterráneos como el Evento Montaigu a ~100 ka BP (10.3.3D) al igual que ocurre con la reconstrucción de la disponibilidad hídrica relativa (fig. 10.3.3).

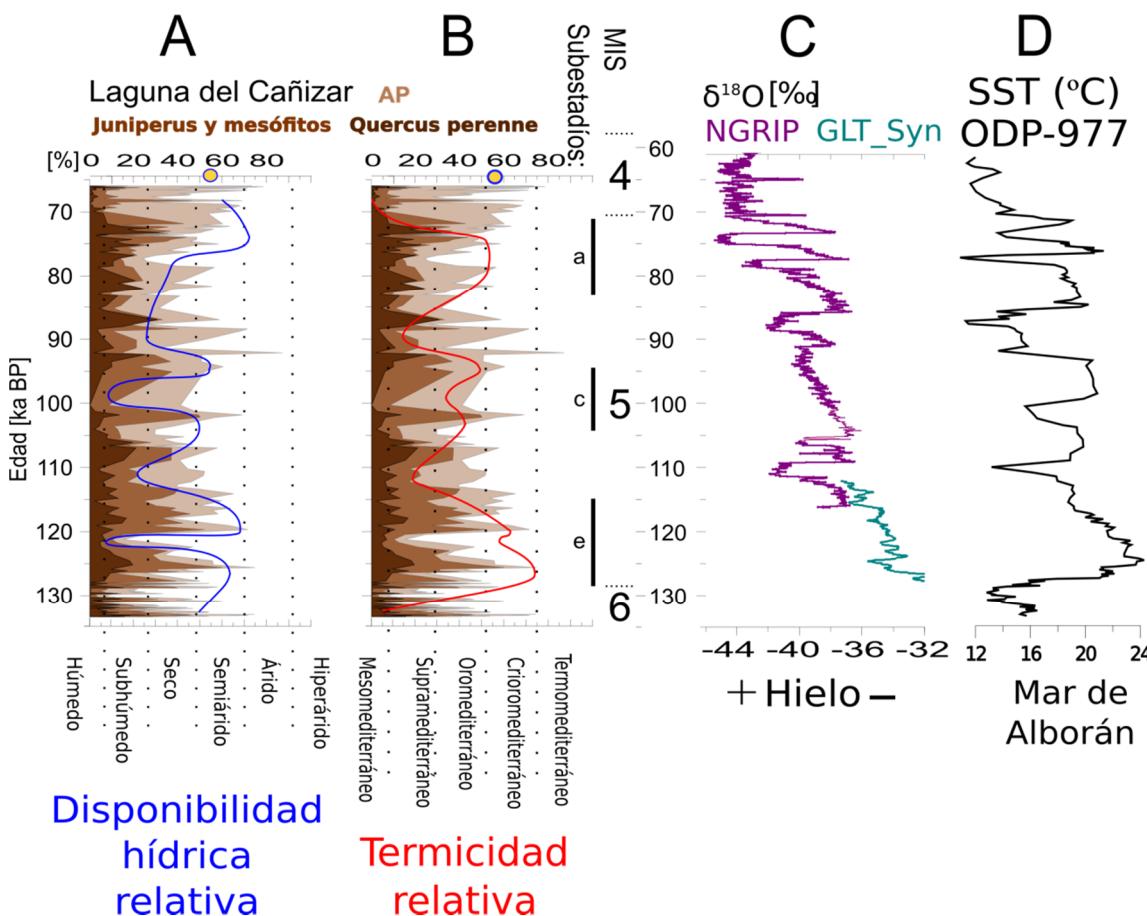


Figura 16: Curvas interpretativas (cualitativamente) a partir de la información de la secuencia de El Cañizar (fig. 10.3.2) sobre el diagrama polínico sintético (Mesófitas= *Betula*, *Corylus*, *Alnus*, *Salix*, *Ulmus*, *Fraxinus*, *Fagus*, *Tilia*, *Juglans*, *Castanea*, *Quercus* caducifolio y *Q.faginea*). Límites de Estadios Isotópicos Marinos (MIS) y subestadios a partir de Lisiecki & Raymo (2004). $\delta^{18}\text{O}$ (%) de sondeos de hielo de NorthGRIP de Groenlandia y GLT_Syn de la Antártida (Barker et al., 2011; Wolff et al., 2010). Temperatura de superficial del Mar de Alborán (SST) en °C inferido del sondeo ODP-977 (Martrat et al 2004).

10.4 Comparativa de los últimos interglaciares: Eemíense y Holoceno

El Eemíense y el Holoceno son los dos últimos interglaciares, con muchas semejanzas pero también con muchas diferencias. En este apartado comparamos la dinámica de la vegetación, sedimentología e hidro-higrófitas ante la transición de cambio de condiciones glaciares (fig. 10.4.1) a la instauración de las condiciones de los períodos interglaciares homólogos (fig. 10.4.1 y 10.4.2) en la región del Alto Jiloca.

El final de las dos glaciaciones Riss y Würm es en general, aunque no excesivamente, árido en ambos casos, con un lago efímero (fig. 10.4A) detrítico (Fe en fig. 10.4C) con colmatamientos anóxicos, y una vegetación estépica con pinar (fig. 10.4D), en el tardiglaciado Würm con más abundancia o más cercanía de pinares (fig. 10.4E). La vegetación lacustre se alterna entre formaciones de Cyperaceae, Typhaceae y Poaceae.

A 11.3 y 132 ka BP finalizan los períodos glaciares (Termination I y II) y hay un cambio significativo en la sedimentación lacustre, finalizando los aportes detríticos (fig. 10.4C) y comenzándose a depositar Ca evidenciando lago somero carbonatado productivo (fig. 10.4A), asociado a un incremento térmico (fig. 10.4F) pero no un incremento de disponibilidad hídrica como sigue reflejando la vegetación estépica (fig. 10.4D) en los períodos áridos iniciales de los interglaciares.

Después (8.2 y 128.8 ka BP) hay una reducción del nivel del lago con promoción de condiciones anóxicas y de nuevo una vegetación estépica con pinar que da paso a un cambio hidrológico con un incremento del nivel del lago reflejado en un aumento de detríticos (fig. 10.4C) por mayor precipitación que permite el desarrollo de vegetación mesófita durante el óptimo climático del Holoceno con instauración de un encinar y bosque submediterráneo, y durante el Eemíense con un sabinar estepario mixto con matorral debido a mayor estacionalidad y condiciones continentales (fig. 10.4F).

Más tarde dentro del óptimo climático (6.6 y 125 ka BP) se vuelven a reducir los detríticos (Fe) y el nivel del lago y se incrementa la productividad carbonática (Ca) desarrollándose un encinar-quejigar con matorral mediterráneo en el Holoceno, y un bosque mixto de encinar, quejigar, bosque submediterráneo y sabinar durante esta parte del Eemíense.

Hace 5 y 122.2 ka se produjo un periodo árido al final de los interglaciares con la promoción de un bosque esclerófilo y estépico con pinar en el Holoceno tardío y una estepa de caméfitos evidenciando un periodo árido más marcado durante el LEAP.

A partir del 2.5 ka BP se detecta en el Cañizar el impacto antrópico por una marcada deforestación (fig.10.4.1E) comenzándose a configurar el encinar antropizado que persiste en nuestros días en las lomas que circundan el alto Jiloca. Durante el Eemíense sin embargo cuando finaliza el periodo árido se vuelve a unas condiciones semejantes a las del final del óptimo climático con un desarrollo de sabinares, encinares y bosque submediterráneo.

Como se puede apreciar la predominancia de *Juniperus* durante el Eemíense es generalizada, mientras que durante el Holoceno el espectro polínico está dominado por *Pinus* y Mediterráneas como *Quercus*, seguramente debido (como se ha discutido ampliamente en el capítulo 9) a las mayores condiciones de continentalidad por los patrones orbitales ligeramente diferentes, y también a la fitodistribución de las formaciones de sabinares sustituidas por formaciones de pinares durante la última glaciación Würmíense (capítulo 9.3.6) en esta región. Los encinares y quejigares y taxa mediterráneos asociados, presentes en ambos interglaciales, tuvieron más éxito durante el Holoceno donde había menos contrastes estacionales que disminuían la continentalidad. Continentalidad del altiplano turolense que durante el Eemíense solo permitía el desarrollo de taxa resilientes a estas condiciones como los sabinares con estepa de caméfitos que actualmente se distribuyen en las parameras más desoladas.

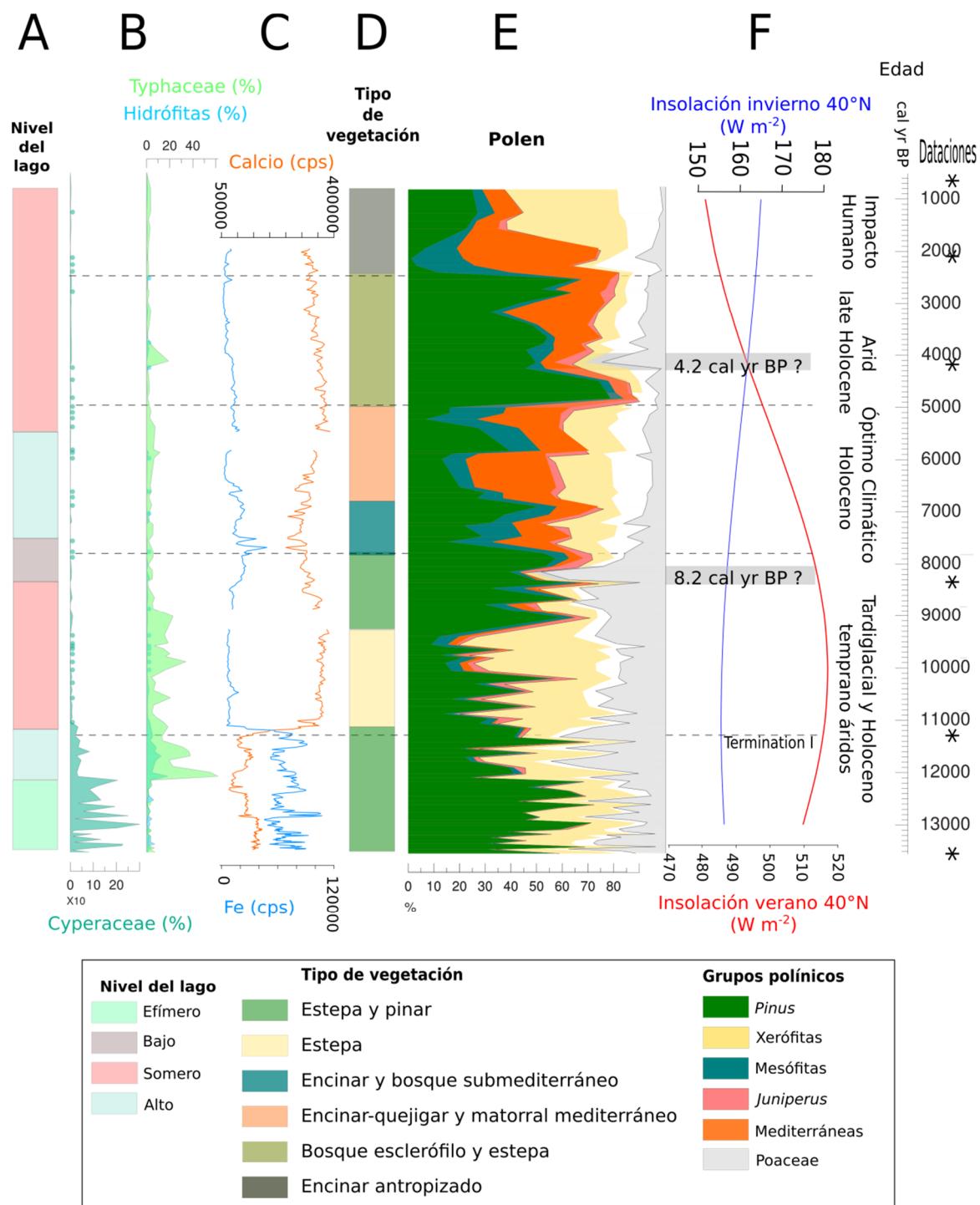


Figura 17.1: Resumen de indicadores paleoambientales significativos durante el Tardiglacial y Holoceno.

A: Nivel del lago. **B:** Algunas acuáticas. **C:** XRF: Detritico: Hierro (Fe) y lago carbonatado: Calcio (Ca). **D:** Tipo de vegetación. **E:** Palinograma sintético. Hidrófitas= *Myriophyllum*, *Potamogeton*, *Utricularia*, *Nuphar*, *Nymphaea* y *Callitrichie*. Xerófitas= *Helianthemum*, *Ephedra distachya*, *E.fragilis*, *Hippophae*, *Artemisia*, Compositae y Chenopodiaceae. Mesófitas= *Betula*, *Corylus*, *Alnus*, *Salix*, *Ulmus*, *Fraxinus*, *Fagus*, *Tilia*, *Juglans*, *Castanea*, *Quercus* caducifolio y *Q.faginea*. Mediterráneas= *Quercus* perennifolio, *Pistacia*, *Rhamnus*, *Buxus*, *Thymelaea*, *Phillyrea*, *Olea*, *Oleaceae* y *Arbutus*. **F:** Insolación de verano y de invierno a 40°N.

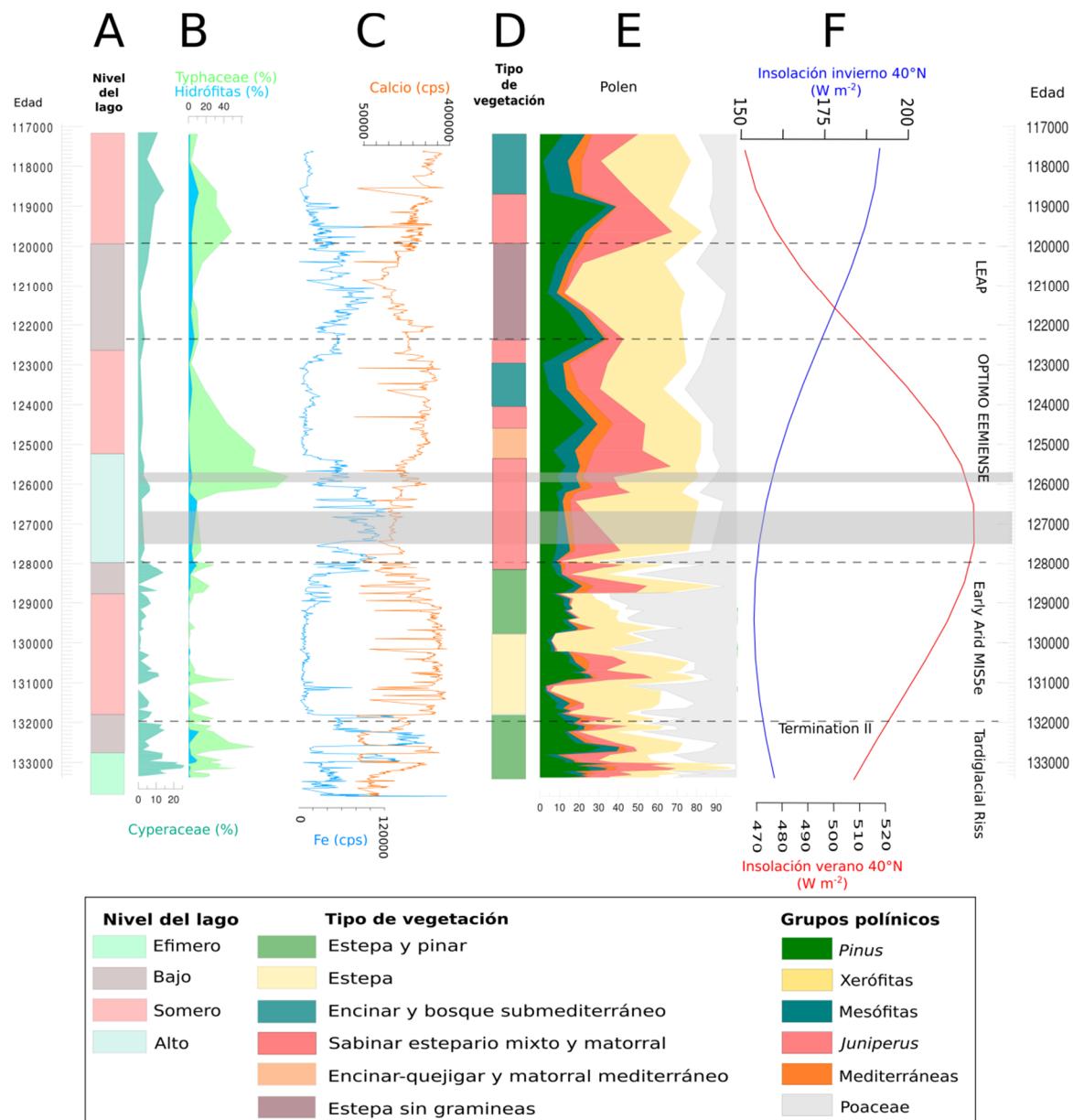


Figura 18: Resumen de indicadores paleoambientales significativos durante el penúltimo Tardiglacial Riss y el penúltimo interglacial Eemiano. **A:** Nivel del lago. **B:** Algunas acuáticas. **C:** XRF: Detritico: Hierro (Fe) y lago carbonatado: Calcio (Ca). **D:** Tipo de vegetación. **E:** Palinograma sintético. Hidrófitas= *Myriophyllum*, *Potamogeton*, *Utricularia*, *Nuphar*, *Nymphaea* y *Callitrichie*. Xerófitas= *Helianthemum*, *Ephedra distachya*, *E.fragilis*, *Hippophae*, *Artemisia*, *Compositae* y *Chenopodiaceae*. Mesófitas= *Betula*, *Corylus*, *Alnus*, *Salix*, *Ulmus*, *Fraxinus*, *Fagus*, *Tilia*, *Juglans*, *Castanea*, *Quercus* caducifolio y *Q.faginea*. Mediterráneas= *Quercus* perennifolio, *Pistacia*, *Rhamnus*, *Buxus*, *Thymelaea*, *Phillyrea*, *Olea*, *Oleaceae* y *Arbutus*. **F:** Insolación de verano y de invierno a 40°N.

11 CONCLUSIONES/CONCLUSIONS

La **metodología multidisciplinar o estudio multiproxy** (análisis sedimentológicos, geoquímicos, y palinológicos) realizada en el sondeo de la laguna de El **Cañizar** de Villar quemado situada en el Alto Jiloca ha permitido reconstruir la evolución **paleoambiental de la vegetación** y de los **ambientes de depósito** en esta zona del Sistema Ibérico desde el penúltimo interglacial (últimos 135.000 años).

La variabilidad observada en el registro lacustre a esta escala y a esta resolución ha permitido observar el **impacto** de los **cambios climáticos** del pasado, así como la **resiliencia** del paisaje vegetal del altiplano turolense.

Las condiciones climáticas del **pasado interglacial** en esta región, de alta **continentalidad** y **evapotranspiración** así como la variabilidad climática que se dio durante el Würm reciente favorecieron el desarrollo de **sabinares**.

En la región del Alto Jiloca la hegemonía de **sabinares** fue **sustituida** por la hegemonía de **pinares** a partir del MIS4 hasta nuestros días.

Sobre la construcción de modelos de edad-profundidad en largas secuencias continentales

El **modelo de edad-profundidad** está basado en dataciones radiométricas de ^{14}C AMS y dataciones de **luminiscencia** (IRSL y OSL). Se han intentado otras técnicas de datación sin éxito como U/Th, paleomagnetismo y tefrocronología. Se ha realizado la aplicación de un **enfoque bayesiano** más realista para la variación de tasa de sedimentación y se ha obtenido un resultado robusto.

Sobre la dinámica sedimentológica lacustre ante las condiciones climáticas del pasado

Las diferentes **facies sedimentarias** y los **ambientes de depósito** de la laguna están controlados fundamentalmente por: el **balance hídrico** (fluctuaciones del nivel del lago), el **estado trófico**, la **estratificación** de la columna de agua y el **aporte clástico**.

Se han reconocido 7 unidades sedimentarias y 4 principales asociaciones de facies sedimentarias: **Lago carbonatado, lago clásico, humedal higroturboso, y planicies lodosas.**

Las Unidades VII y I con predominio de **lago carbonatado y humedal higroturboso** corresponden a periodos **interglaciales MIS5 y MIS1**, marcando condiciones de más productividad biológica (más húmedas y menos frías).

Durante el periodo **MIS5** (Unidades VII y VI) existe una recurrencia de intercalación de hasta siete fases de **anóxia** (menor nivel del lago), que a partir del modelo de edad se asocia a una **ciclicidad orbital** relacionada con la **precesión**.

Predomina **lago clásico** durante periodos **estadiales y glaciales Würmienses** (Unidades VI, V, III y II) con variable progradación de **abanicos aluviales distales**, que llegaron a formar **planicies lodosas** durante el periodo más árido **MIS3** (Unidad IV).

Durante el Eemiente se depositan facies detríticas laminadas que se relacionan con un mayor nivel del lago, de la disponibilidad hídrica y la energía fluvial.

Además de los factores climáticos causantes de estos procesos determinantes del tipo de lago existen en la cuenca evidencias de **eventos tectónicos y rebajamiento kárstico subsuperficial** que promoverían el desequilibrio deposicional incrementando procesos de erosión y determinando las facies sedimentarias y los ambientes de depósito, pero no las podemos discernir de las causas climáticas con la información disponible.

A partir de la interpretación de las etapas limnológicas y otros indicadores se ha realizado la **reconstrucción del nivel del lago**.

A partir de la comprensión de estos factores y las previsiones del futuro en el marco del cambio global, se proporcionan bases científicas para la **gestión** y potencial **restauración** del desaparecido **humedal** de El Cañizar de Villarquemado.

Sobre la calibración entre la lluvia polínica y la cobertura de la vegetación

Se ha realizado la **estimación de la relación cuantitativa** entre el **polen** y la **vegetación** de manera pionera en el **ecosistema Mediterráneo** mediante el modelo de Prentice-Sugita, sumando al conocimiento cada vez mayor de las reconstrucciones cuantitativas del paisaje basadas en la cubierta vegetal y el polen.

El estudio de **calibración** entre la **lluvia polínica** y la **cobertura de la vegetación** ha fomentado una mejor comprensión de cómo la distribución espacial de la vegetación en un paisaje puede ser reconocida en los datos de polen y ha ayudado a **mejorar la interpretación palinológica** acerca de los **paisajes del pasado**.

El submodelo **ERV 1** resultó ser el **más adecuado** para los sitios seleccionados en este estudio. La **RSAP** ha resultado ser **550 m.**

La productividad polínica ($RPP_{Poaceae}$) del género *Pinus* y *Quercus* (perennifolio y marcescente) es muy alta, siendo *Pinus* 38.91 veces más productor que Poaceae (el taxón de referencia); *Quercus* perennifolio 19.39 y *Quercus* marcescente 8.86 veces más productor que Poaceae. La productividad polínica de *Juniperus* y *Artemisia* es similar a la productividad de Poaceae.

La productividad polínica en cada comunidad vegetal (RPP_r) para un taxón determinado son generalmente más altos cuando su cobertura en una comunidad particular es reducida.

Poaceae parece no ser un buen taxón referencia en los biomas mediterráneos. La metodología exitosa en otras regiones (sobretodo noreuropeas) muestra sesgos y

limitaciones en el Mediterráneo occidental continentalizado que perjudican a su aplicabilidad en esta región y son necesarios nuevos diseños metodológicos y de modelización para este tipo de estructura de la vegetación.

Sobre la dinámica de la vegetación en el Alto Jiloca en respuesta a las condiciones climáticas

El **final del Riss** (MIS6) (133.6-130 ka BP) tuvo condiciones climáticas **poco adversas** en esta región evidenciadas por la presencia en el registro de pólenes de mesófitas procedentes de los **refugios cercanos**.

El **inicio del MIS5** (Zeifen y Kategat) (130-126 ka BP) se caracterizó por un **incremento de termicidad** reflejado en el respuesta sedimentológica, pero unas condiciones de **alta aridez** que no permitían aun el desarrollo de formaciones forestales.

El **Eemiense** en esta región (126-113 ka BP) se caracterizó por el **desarrollo de sabinares estépicos** debido a la ocurrencia de una **alta continentalidad**, caracterizada por inviernos muy fríos y veranos muy cálidos, con alta **evapotranspiración** que mermaban la disponibilidad hídrica aunque fuese relativamente más alta.

Se registra un **periodo árido** entre 122.8-120 ka BP con desarrollo de estepa y depósitos detríticos que se relaciona con el **Pulso Árido del Final del Eemiense (LEAP)**.

Se ha constatado la **presencia** (en el MIS5) de **especies relictas del terciario** como *Pterocarya* en el régión que se consideraba extinta previamente en la región.

El comienzo de la glaciación Würmense se registra en El Cañizar hace 113 ka BP con un cambio hacia el dominio de la vegetación estépica y de pinar (Melisey I).

Durante el interestadial St.Germain I se desarrolla vegetación Mediterránea pero mucho menos termófila, se registra un sabinar abierto reflejando un ambiente semiárido y templado. En este periodo el desarrollo de un lago muy detrítico que se puede asociar cronológicamente con el Evento Montaigu, provoca que buena parte del MIS5c no haya quedado adecuadamente registrado.

Melisey II está dominado esencialmente por vegetación estépica de herbáceas y pocos árboles y arbustos.

La resolución cronológica en el tramo St.Germain II y el complejo Ognon es reducida, pero la gran variabilidad climática de este periodo queda reflejada en una sucesión de las últimas formaciones de encinares y sabinares antes de establecerse las condiciones pleniglaciales, poniendo de manifiesto la sensibilidad climática del registro de El Cañizar.

En el pleniglacial Würm (MIS4) desaparecen de forma abrupta sabinares, encinares y *Artemisia*, y se registran *Pinus sylvestris*, *Quercus* caducifolio y Brassicaceae.

Síntesis general

A partir de la información sedimentológica y la aportada por los **Palinomorfos No Polínicos (NPPs)** se ha mejorado la interpretación de la reconstrucción del **nivel del lago** y de la **disponibilidad hídrica**.

Dentro de este **paisaje resiliente** a los cambios, mediante el estudio de los grupos florísticos y toda la información de los demás indicadores, se ha realizado una aproximación de la variación de la **temperatura** y la **disponibilidad hídrica** a lo largo del tiempo, y cómo esta variación ha modificado el tipo de **bioma** establecido.

Se han aplicado **factores de corrección** para calcular la **proporción de la vegetación** a partir de los **datos polínicos** del pasado utilizando los datos estimados de **productividad polínica** mediante el **modelo REVEALS** permitiendo entender mejor la sobre-representación de algunos taxa.

Se ha **comparado** la velocidad de los cambios ambientales y la respuesta de los ecosistemas en los **dos últimos interglaciales** (con y sin acción humana), reflejando **patrones análogos** pero con **diferente tipo de vegetación** debido a las diferentes condiciones de continentalidad e insolación y a la casuística de fitodistribución de las formaciones boscosas promovida por la última glaciaciόn Würmiense.

CONCLUSIONS

The **multidisciplinary methodology** or **multiproxy study** (sedimentological, geochemical and palynological analysis) carried out in the lake El **Cañizar de Villarquemado** located in the Alto Jiloca has allowed to reconstruct the **paleoenvironmental** evolution of **vegetation, depositional environments** and **hydrology** in this area since the last interglacial period (last 135.000 years).

The variability observed in the lake record at this scale and this resolution has allowed to observe the **impact** of past **climate changes** and the **resilience** of the plant landscape of Teruel plateau.

The **last interglacial** climate conditions in this region, with high **continentality**, high **evapotranspiration**, and the climate variability that occurred during the Early Würm favored the development of great **juniper forest** formations.

In the Alto Jiloca region the **juniper forest** hegemony during previous interglacial was **replaced by pine forest** hegemony since MIS4 until today.

The construction of age-depth models in long continental sequences

The **age-depth model** is based on radiometric dating of ^{14}C AMS dating and **luminescence** dating (OSL and IRSL). We have tried other dating techniques with

unsuccessfully results as U/Th, paleomagnetism and tephrochronology. A **bayesian approach** has been applied in order to a more realistic sedimentation rate variation.

The lacustrine sedimentological dynamics to the climate changes of the past

Sedimentary facies and **depositional environments** of the paleolake were controlled mainly by: **Water Balance** (lake level fluctuations), **trophic state, stratification** of the water column and **clastic input**.

We have identified seven sedimentary units with 4 main sedimentary facies associations: **Carbonated lake, clastic lake, mudflat and wetland**.

In Units I and VII predominate **carbonated lake** and **wetland** phases corresponding to **interglacial periods MIS1 and MIS5**, marking increase in biological productivity due to warmer and wetter conditions.

Throughout the **MIS5** (Units VII and VI) it has been observed a recurrent intercalation of seven phases of **anoxia** (lower lake level), which are associated with **orbital forcing** related to **precession**.

During **stadials** and **glacial** periods of Würm (Units VI, V, III and II, MIS4 y MIS2) predominate **clastic lake** phases, with variable distal alluvial fan progradation on the basin, which reaches to form **mudflats** during **MIS3** (Unit IV) representing the driest period with the shallowest conditions experienced in the history of the basin.

During the **Eemian laminated** clastic sediments have been deposited, related to a high lake level, more water availability and more fluvial energy.

In addition to the climatic factors, there are evidences of **tectonic paleoevents** and **subsurface karst lowering** (polje-like) in Jiloca basin responsibles to create the

accommodation space for the Villarquemado paleolake, but based on available information of this work, we can not discern the same processes caused by climatic factors.

Based on the interpretation of limnological states and other indicators, we have **reconstructed the lake level history**.

From the understanding of these factors and the forecasts of the future in the framework of global change, we propose the scientific basis for the **management and potential restoration** of the disappeared Cañizar de Villarquemado wetland.

The calibration of pollen rain and vegetation cover

Quantitative relationship between **pollen rain** and **vegetation cover** has been made for the **first time in Mediterranean ecosystems** by **Prentice-Sugita model**, contributing to the increasing knowledge of landscape quantitative reconstructions based and pollen and vegetation cover.

This **calibration** study has fostered a better understanding of how the **spatial distribution of vegetation** in a landscape can be recognized in the **pollen assemblages** data and has helped to improve our **palynological interpretation** about **landscapes of the past**.

ERV-1 submodel was the **most suitable** for the sites selected for this study.

The Relative Pollen Productivity (RPP_{Poaceae}) for *Pinus* and *Quercus* (evergreen and marcescent) is very high compared to Poaceae, used as reference taxon. *Pinus* produce four times more than *Quercus*, and *Quercus* produce eight times more than Poaceae. *Juniperus* and *Artemisia* pollen productivity is similar to the pollen productivity of Poaceae reference taxon.

The **RSAP** is set at **550 m**.

The pollen productivity in each plant community (**RPPr**) for a given taxon is generally **higher** when its **coverage is reduced** in a particular community.

Poaceae seems **not** to be a **good reference taxon** in **Mediterranean biomes**.

This successful methodology in other regions (especially in Northern Europe) shows **biases** and **limitations** in the **Western Mediterranean**, diminishing their applicability in this region. It is needed new methodological and modeling designs for this type of **vegetation structure**.

The dynamics of vegetation in Alto Jiloca in response to climate variations

The **end of Riss** (MIS6) (133.6-130 kyr BP) had **little adverse** climate conditions in this region evidenced by the presence in the pollen record of mesophytes from **nearby refugia**.

The **beginning of MIS5** (Zeifen and Kategat) (130-126 kyr BP) was characterized by an **increase in warmer** conditions reflected in the sedimentological response, but **high arid** conditions do not even allowed the development of forest vegetation.

The **Eemian** in this region (126-113 ka BP) was characterized by the **development** of **open juniper forest** and **steppe** due to the occurrence of **high continentality**, characterized by very cold winters and very warm summers, with **high evapotranspiration**, that detracted the water availability even if it was relatively wetter period.

A **dry period** is recorded between 122.8-120 kyr BP with development of steppe vegetation and detrital deposits, that we related to the **Late Eemian Arid Period (LEAP)**.

We noted the **presence** (in the MIS5) of **tertiary relict species** as *Pterocarya* that was considered previously extinct in the Iberian Peninsula.

The **beginning of Würm** glaciation is recorded at 113 ka BP in Cañizar de Villarquemado wetland with the **domain of steppe** vegetation and **pine** (Melisey I).

During **St.Germain I** interstadial it develops a **Mediterranean** vegetation but **less thermophilous**. It is recorded an open **juniper forest** reflecting a semiarid and temperate environment. The development of a detrital lake in this period is chronologically associated with the **Montaigu Event**, that determines **pollen sterility** and much of the MIS5c has not been properly registered.

Melisey II is essentially dominated by **steppe** vegetation of **grasses** and few trees and shrubs.

The chronological resolution in **St.Germain II** and **Ognon complex** is reduced, but the great climatic variability of this period is reflected in the **dynamics** of the last formations of **holm oaks** and **junipers** before the establishment of plenglacial conditions, showing the **sensitivity** to register the climate of El Cañizar de Villarquemado.

During the **Wurm pleniglacial** (MIS4) disappear abruptly juniper, holm oak and *Artemisia*. And *Pinus sylvestris*, *Quercus deciduous* and *Brassicaceae* are recorded.

General Synthesis

From the sedimentological information and the one provided by the **Non Pollen Palynomorphs (NPPs)**, it has been improved the interpretation for the reconstruction of the **water availability** and the **lake level** variations.

Within this **landscape very resilient** to changes, we have payed attention studying floristic assemblages and the information given by the other proxies, and we made a quantitative approach to the variation of **temperature** and **water availability**, and how this variation has changed the type of **biome** established.

It has been applied **correction factors** to calculate the **proportions of vegetation cover** from **fossil pollen** assemblages data using the **pollen productivity estimated** by us. Applying the **REVEALS model**, it has allowed us a **better understanding** of the over-representation of some taxa. But we must to keep cautious in the interpreting due to the limitations encountered when estimating the pollen productivity of the species.

We have **compared** the speed of environmental changes and ecosystems responses occurred in the **last two interglacial** (with and without human action, the Holocene and the Eemian), reflecting **similar patterns** but with **different types of vegetation** due to the different conditions, specially the continentality and insolation, and the casuistry of the forest formations distribution promoted by the last glacial Würm.

12 REFERENCIAS

- Aalbersberg, G. and Litt, T. (1998), “Multiproxy climate reconstructions for the Eemian and Early Weichselian”, *Journal of Quaternary Science*, Vol. 13 No. 5, pp. 367–390.
- Abdul Aziz, H., Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Wilson, D.S. and Calvo, J.P. (2003), “An astronomical polarity timescale for the late middle Miocene based on cyclic continental sequences”, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol. 108 No. B3, p. 2159.
- Abdul Aziz, H., Sanz-Rubio, E., Calvo, J.P., Hilgen, F.J. and Krijgsman, W. (2003), “Palaeoenvironmental reconstruction of a middle Miocene alluvial fan to cyclic shallow lacustrine depositional system in the Calatayud Basin (NE Spain)”, *Sedimentology*, Vol. 50 No. 2, pp. 211–236.
- Abels, H.A., Abdul Aziz, H., Calvo, J.P. and Tuenter, E. (2009), “Shallow lacustrine carbonate microfacies document orbitally paced lake-level history in the Miocene Teruel Basin (North-East Spain)”, *Sedimentology*, Vol. 56 No. 2, pp. 399–419.
- Abraham, V. and Kozáková, R. (2012), “Relative pollen productivity estimates in the modern agricultural landscape of Central Bohemia (Czech Republic)”, *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 179, pp. 1–12.
- Agencia Estatal de Meteorología (España). (2011), *Atlas climático ibérico: temperatura del aire y precipitación (1971-2000)* = *Atlas climático ibérico : temperatura do ar e precipitação (1971-2000)* = *Iberian climate atlas : air temperature ...*, Instituto Nacional de Meteorología, Madrid.
- Aira, M. and Barthelemy, L. (1990), “Étude de la répartition de la pluie pollinique dans la Serre del Bocelo (Galice, Espagne)”, *C.R. Société de Biogéographie*. Paris.
- Aira Rodríguez, M.J. (2009), “Representatividad de la lluvia polínica en la Sierra del Bocelo (La Coruña, NO España). II. Formaciones vegetales”, *Studia Botanica*, Vol. 9.
- Aitken, M.J. (1998), *An introduction to optical dating: the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence*, Oxford University Press.
- Allen, J.R.M. and Huntley, B. (2009), “Last Interglacial palaeovegetation, palaeoenvironments and chronology: a new record from Lago Grande di Monticchio, southern Italy”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 28 No. 15–16, pp. 1521–1538.
- Allen, J.R., Watts, W.A. and Huntley, B. (2000), “Weichselian palynostratigraphy, palaeovegetation and palaeoenvironment; the record from Lago Grande di Monticchio, southern Italy”, *Quaternary International*, Vol. 73, pp. 91–110.
- Allen, M.R. and Stocker, T.F. (2014), “Impact of delay in reducing carbon dioxide emissions”, *Nature Climate Change*, Vol. 4 No. 1, pp. 23–26.

- Alonso-Zarza, A.M. (2003a), "Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record", *Earth-Science Reviews*, Vol. 60 No. 3–4, pp. 261–298.
- Alonso-Zarza, A.M. (2003b), "Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record", *Earth-Science Reviews*, Vol. 60 No. 3–4, pp. 261–298.
- Alonso-Zarza, A.M. and Calvo, J.P. (2000), "Palustrine sedimentation in an episodically subsiding basin: the Miocene of the northern Teruel Graben (Spain)", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 160 No. 1, pp. 1–21.
- Alonso-Zarza, A.M., Dorado-Valiño, M., Valdeolmillos-Rodríguez, A. and Ruiz-Zapata, M.B. (2006), "A recent analogue for palustrine carbonate environments: The Quaternary deposits of Las Tablas de Daimiel wetlands, Ciudad Real, Spain", *Geological Society of America Special Papers*, Vol. 416, pp. 153–168.
- Alonso-Zarza and Tanner. (2009), *Carbonates in Continental Settings: Geochemistry, Diagenesis and Applications*, Elsevier.
- Ambaum, M.H., Hoskins, B.J. and Stephenson, D.B. (2001), "Arctic oscillation or North Atlantic oscillation?", *Journal of Climate*, Vol. 14 No. 16, pp. 3495–3507.
- Anadón, P., Cabrera, L. and Kelts, K.R. (1991), "Lacustrine facies analysis."
- Van Andel, T.H. and Tzedakis, P.C. (1996), "Palaeolithic landscapes of Europe and environs, 150,000–25,000 years ago: an overview", *Quaternary Science Reviews*, Vol. 15 No. 5, pp. 481–500.
- Andersen, K.K., Azuma, N., Barnola, J.-M., Bigler, M., Biscaye, P., Caillon, N., Chappellaz, J., et al. (2004), "High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period", *Nature*, Vol. 431 No. 7005, pp. 147–151.
- Andersen, S. (1970), "The relative pollen productivity and representation of north European trees, and correction factors for tree pollen spectra", *Danmarks Geologiske Undersøgelse Række II*, Vol. 96, pp. pp. 1–99.
- Andersen, S.T. (1965), "Interglacialer og interstadialer i Danmarks kvartær", *Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening*, Vol. 15 No. 4, pp. 486–506.
- Andersen, S.T. (1966), "Interglacial vegetational succession and lake development in Denmark."
- Andrade Olalla, A., Valdeolmillos, A. and Ruiz Zapata, B. (1994), "Modern pollen spectra and contemporary vegetation in the Paramera mountain range (Avila, Spain)", *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 82 No. 1–2, pp. 129–139.
- Andreu, L., Gutiérrez, E., Macias, M., Ribas, M., Bosch, O. and Camarero, J.J. (2007), "Climate increases regional tree-growth variability in Iberian pine forests", *Global Change Biology*, Vol. 13 No. 4, pp. 804–815.
- Anselmetti, F.S., Ariztegui, D., Hodell, D.A., Hillesheim, M.B., Brenner, M., Gilli, A., McKenzie, J.A., et al. (2006), "Late Quaternary climate-induced lake level variations in Lake Petén Itzá, Guatemala, inferred from seismic stratigraphic analysis", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 230 No. 1–2, pp. 52–69.
- Aranbarri, J., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Gil-Romera, G., Sevilla-Callejo, M., García-Prieto, E., et al. (2014), "Rapid climatic changes and resilient vegetation during the Lateglacial and Holocene in a continental region of south-western Europe", *Global and Planetary Change*, Vol. 114 No. March 2014, pp. 50–65.

- Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo, G. and Sancho, C. (2014), “Sedimentology and depositional architecture of tufas deposited in stepped fluvial systems of changing slope: Lessons from the Quaternary Añamaza valley (Iberian Range, Spain)”, *Sedimentology*, Vol. 61 No. 1, pp. 133–171.
- Arlegui, L.E., Simón, J.L., Lisle, R.J. and Orife, T. (2005), “Late Pliocene–Pleistocene stress field in the Teruel and Jiloca grabens (eastern Spain): contribution of a new method of stress inversion”, *Journal of structural geology*, Vol. 27 No. 4, pp. 693–705.
- Arnold, L.J., Demuro, M. and Ruiz, M.N. (2012), “Empirical insights into multi-grain averaging effects from ‘pseudo’single-grain OSL measurements”, *Radiation Measurements*, Vol. 47 No. 9, pp. 652–658.
- Arnold, L.J. and Roberts, R.G. (2009), “Stochastic modelling of multi-grain equivalent dose (D_e) distributions: implications for OSL dating of sediment mixtures”, *Quaternary Geochronology*, Vol. 4 No. 3, pp. 204–230.
- Arnold, L.J., Roberts, R.G., MacPhee, R.D., Haile, J.S., Brock, F., Möller, P., Froese, D.G., et al. (2011), “Paper II—dirt, dates and DNA: OSL and radiocarbon chronologies of perennially frozen sediments in Siberia, and their implications for sedimentary ancient DNA studies”, *Boreas*, Vol. 40 No. 3, pp. 417–445.
- Atwater, B.F., Adam, D.P., Bradbury, J.P., Forester, R.M., Mark, R.K., Lettis, W.R., Fisher, G.R., et al. (1986), “A fan dam for Tulare Lake, California, and implications for the Wisconsin glacial history of the Sierra Nevada”, *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 97 No. 1, pp. 97–109.
- Auclair, M., Lamothe, M. and Huot, S. (2003), “Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR”, *Radiation measurements*, Vol. 37 No. 4, pp. 487–492.
- Autio, J. and Hicks, S. (2004), “Annual variations in meteorological conditions and pollen deposition on the fell Aakenustunturi in northern Finland. Potential for using fossil pollen as a climate proxy”, *Grana*, Vol. 43, pp. 31–47.
- Aziz, H.A., Hilgen, F., Krijgsman, W., Sanz, E. and Calvo, J.P. (2000), “Astronomical forcing of sedimentary cycles in the middle to late Miocene continental Calatayud Basin (NE Spain)”, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 177 No. 1, pp. 9–22.
- Badal, E., Bernabeu, J. and Vernet, J.L. (1994), “Vegetation changes and human action from the Neolithic to the Bronze Age (7000–4000 BP) in Alicante, Spain, based on charcoal analysis”, *Vegetation History and Archaeobotany*, Vol. 3 No. 3, pp. 155–166.
- Badal, E., Marco, Y.C., Figueiral, I. and Rodríguez-Ariza, M.O. (2012), “Pinares y enebrales. El paisaje solutrense en Iberia”, *Espacio, tiempo y forma. Serie I, Prehistoria y arqueología*, No. 5, pp. 259–272.
- Bakker, P., Stone, E.J., Charbit, S., Groeger, M., Krebs-Kanzow, U., Ritz, S.P., Varma, V., et al. (2013), “Last interglacial temperature evolution—a model inter-comparison”, *Climate of the Past*, Vol. 9 No. 2, pp. 605–619.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A. and Kaufman, A. (2000), “Timing and hydrological conditions of Sapropel events in the Eastern Mediterranean, as evident from speleothems, Soreq cave, Israel”, *Chemical Geology*, Vol. 169 No. 1–2, pp. 145–156.
- Bardají, T., Goy, J.L., Zazo, C., Hillaire-Marcel, C., Dabrio, C.J., Cabero, A., Ghaleb, B., et al. (2009), “Sea level and climate changes during OIS 5e in the Western Mediterranean”, *Geomorphology*, Vol. 104 No. 1–2, pp. 22–37.

- Bard, E., Antonioli, F. and Silenzi, S. (2002), “Sea-level during the penultimate interglacial period based on a submerged stalagmite from Argentarola Cave (Italy)”, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 196 No. 3–4, pp. 135–146.
- Bard, E., Raisbeck, G., Yiou, F. and Jouzel, J. (2000), “Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides”, *Tellus B*, Vol. 52 No. 3.
- Barker, S., Diz, P., Vautravers, M.J., Pike, J., Knorr, G., Hall, I.R. and Broecker, W.S. (2009), “Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation”, *Nature*, Vol. 457 No. 7233, pp. 1097–1102.
- Barker, S., Knorr, G., Edwards, R.L., Parrenin, F., Putnam, A.E., Skinner, L.C., Wolff, E., et al. (2011), “800,000 Years of Abrupt Climate Variability”, *Science*, Vol. 334 No. 6054, pp. 347–351.
- Barreiro-Lostres, F., Brown, E., Moreno, A., Morellón, M., Abbott, M., Hillman, A., Giralt, S., et al. (2015), “Sediment delivery and lake dynamics in a Mediterranean mountain watershed: Human-climate interactions during the last millennium (El Tobar Lake record, Iberian Range, Spain)”, *Science of The Total Environment*, Vol. 533, pp. 506–519.
- Barreiro-Lostres, F., Moreno, A., Giralt, S., Caballero, M. and Valero-Garcés, B. (2014), “Climate, palaeohydrology and land use change in the Central Iberian Range over the last 1.6 kyr: The La Parra Lake record”, *The Holocene*, Vol. 24 No. 10, pp. 1177–1192.
- Barry, R.G. and Chorley, R.J. (1992), *Atmosphere, weather, and climate*, CUP Archive.
- Bart, D. and Hartman, J.M. (2000), “Environmental determinants of *Phragmites australis* expansion in a New Jersey salt marsh: an experimental approach”, *Oikos*, Vol. 89 No. 1, pp. 59–69.
- Battarbee, R.W., Gasse, F. and Stickley, C.E. (2004), *Past climate variability through Europe and Africa*, Kluwer Academic Pub, Vol. 6.
- Beaulieu, J.-L. de, Eicher, U. and Monjuvent, G. (1994), “Reconstruction of Middle Pleistocene palaeoenvironments based on pollen and stable isotope investigations at Val-de-Lans, Isère, France”, *Vegetation History and Archaeobotany*, Vol. 3 No. 3, pp. 127–142.
- de Beaulieu, J.-L. and Reille, M. (1992), “The last climatic cycle at La Grande Pile (Vosges, France) a new pollen profile”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 11 No. 4, pp. 431–438.
- Beer, J., Mende, W. and Stellmacher, R. (2000), “The role of the sun in climate forcing”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 19 No. 1, pp. 403–415.
- Beer, R., Tinner, W., Carraro, G. and Grisa, E. (2007), “Pollen representation in surface samples of the Juniperus, *Picea* and *Juglans* forest belts of Kyrgyzstan, central Asia”, *The Holocene*, Vol. 17 No. 5, pp. 599–611.
- Behre, K.-E. (1989), “Biostratigraphy of the last glacial period in Europe”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 8 No. 1, pp. 25–44.
- Beierle, B. and Smith, D.G. (1998), “Severe drought in the early Holocene (10,000–6800 BP) interpreted from lake sediment cores, southwestern Alberta, Canada”, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 140 No. 1–4, pp. 75–83.
- Benito Garzón, M., Sánchez de Dios, R. and Sainz Ollero, H. (2008), “Effects of climate change on the distribution of Iberian tree species”, *Applied Vegetation Science*, Vol. 11 No. 2, pp. 169–178.

- Benito, G., Macklin, M.G., Zielhofer, C., Jones, A.F. and Machado, M.J. (2015), “Holocene flooding and climate change in the Mediterranean”, *CATENA*, Past Hydrological Extreme Events in a Changing Climate, Vol. 130, pp. 13–33.
- Benito, G., Sancho, C., Peña, J.L., Machado, M.J. and Rhodes, E.J. (2010), “Large-scale karst subsidence and accelerated fluvial aggradation during MIS6 in NE Spain: climatic and paleohydrological implications”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 29 No. 19, pp. 2694–2704.
- Bennett, K.D. (2009), Documentation for psimpoll 4.27 and pscomb 1.03. C programs for plotting and analyzing pollen data. The 14Chrono Centre, Archaeology and Palaeoecology. Queen’s University of Belfast, Belfast, UK.
- Bennett, K.D., Tzedakis, P.C. and Willis, K.J. (1991), “Quaternary refugia of north European trees”, *Journal of Biogeography*, pp. 103–115.
- Berger, A. (1978), “Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes”, *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 35 No. 12, pp. 2362–2367.
- Berger, A. (1982), “The Milankovitch Astronomical Theory of Paleoclimates-a Modern Review”, *Vistas in Astronomy*, Vol. 24, pp. 103–122.
- Berger, A. and Loutre, M.F. (2002), “An exceptionally long interglacial ahead?”, *Science*, Vol. 297 No. 5585, p. 1287.
- Bernstein, L., Bosch, P., Canziani, O., Chen, Z., Christ, R., Davidson, O., Hare, W., et al. (2007), “Climate Change 2007: Synthesis Report. An Assessment of the Intergovernmental Panel on Climate Change”, Retrieved on October, Vol. 15.
- Beuning, K.R.M., Talbot, M.R. and Kelts, K. (1997), “A revised 30,000-year paleoclimatic and paleohydrologic history of Lake Albert, East Africa”, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 136 No. 1–4, pp. 259–279.
- Binka, K., Nitychoruk, J. and Dzierżek, J. (2011), “Climate stability during the Eemian – new pollen evidence from the Nidzica site, northern Poland”, *Boreas*, Vol. 40 No. 2, pp. 342–350.
- Birks, H.H., Giesecke, T., Hewitt, G.M., Tzedakis, P.C., Bakke, J. and Birks, H.J.B. (2012), “Comment on ‘Glacial Survival of Boreal Trees in Northern Scandinavia’”, *Science*, Vol. 338 No. 6108, pp. 742–742.
- Birks, H.H., Larsen, E. and Birks, H.J.B. (2005), “Did tree-Betula, Pinus and Picea survive the last glaciation along the west coast of Norway? A review of the evidence, in light of Kullman (2002)”, *Journal of Biogeography*, Vol. 32 No. 8, pp. 1461–1471.
- Bischoff, J.L. and Cummins, K. (2001), “Wisconsin glaciation of the Sierra Nevada (79,000–15,000 yr BP) as recorded by rock flour in sediments of Owens Lake, California”, *Quaternary Research*, Vol. 55 No. 1, pp. 14–24.
- Blaauw, M. (2010), “Methods and code for ‘classical’age-modelling of radiocarbon sequences”, *Quaternary Geochronology*, Vol. 5 No. 5, pp. 512–518.
- Blaauw, M. (2012), “Out of tune: the dangers of aligning proxy archives”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 36, pp. 38–49.
- Blaauw, M. and Christen, J.A. (2011), “Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process”, *Bayesian Analysis*, Vol. 6 No. 3, pp. 457–474.
- Blaauw, M. and Christen, J.A. (2013), Bacon Manual e V2. 2.

- Blaauw, M., Wohlfarth, B., Christen, J.A., Ampel, L., Veres, D., Hughen, K.A., Preusser, F., et al. (2010), “Were last glacial climate events simultaneous between Greenland and France? A quantitative comparison using non-tuned chronologies”, *Journal of Quaternary Science*, Vol. 25 No. 3, pp. 387–394.
- Blanco Castro, E., Costa-Tenorio, M. and Escribano-Bombín, R. (2005), “Los bosques ibéricos”, Una interpretación geobotánica. Cuarta edición. Planeta, Barcelona, España.
- Blanco, G., Tella, J.L. and Torre, I. (1998), “Traditional farming and key foraging habitats for chough Pyrrhocorax pyrrhocorax conservation in a Spanish pseudosteppe landscape”, *Journal of Applied Ecology*, Vol. 35 No. 2, pp. 232–239.
- Blockley, S.P.E., Bourne, A.J., Brauer, A., Davies, S.M., Hardiman, M., Harding, P.R., Lane, C.S., et al. (2014), “Tephrochronology and the extended intimate (integration of ice-core, marine and terrestrial records) event stratigraphy 8–128 ka b2k”, *Quaternary Science Reviews, Dating, Synthesis, and Interpretation of Palaeoclimatic Records and Model-data Integration: Advances of the INTIMATE project(INTegration of Ice core, Marine and TERrestrial records, COST Action ES0907)*, Vol. 106, pp. 88–100.
- Blockley, S.P.E., Lane, C.S., Lotter, A.F. and Pollard, A.M. (2007), “Evidence for the presence of the Vedde Ash in Central Europe”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 26 No. 25, pp. 3030–3036.
- Blockley, S.P.E., Pyne-O'Donnell, S.D.F., Lowe, J.J., Matthews, I.P., Stone, A., Pollard, A.M., Turney, C.S.M., et al. (2005), “A new and less destructive laboratory procedure for the physical separation of distal glass tephra shards from sediments”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 24 No. 16-17, pp. 1952–1960.
- Blockley, S.P.E., Ramsey, C.B., Lane, C.S. and Lotter, A.F. (2008), “Improved age modelling approaches as exemplified by the revised chronology for the Central European varved lake Soppensee”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 27 No. 1, pp. 61–71.
- Blunier, T. and Brook, E.J. (2001), “Timing of millennial-scale climate change in antarctica and greenland during the last glacial period”, *Science*, Vol. 291 No. 5501, pp. 109–112.
- Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., Dällenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T.F., Raynaud, D., et al. (1998), “Asynchrony of antarctic and greenland climate change during the last glacial period”, *Nature*, Vol. 394 No. 6695, pp. 739–743.
- Bohacs, K.M., Carroll, A.R., Neal, J.E. and Mankiewicz, P.J. (2000), “Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated sequence-stratigraphic-geochemical framework”, *Lake basins through space and time: AAPG Studies in Geology*, Vol. 46, pp. 3–34.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. and Bonani, G. (1993), “Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice”, *Nature*, No. 365, pp. 143–147.
- Bond, G.C. and Lotti, R. (1995), “Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation”, *Science*, Vol. 267 No. 5200, pp. 1005–1010.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., et al. (1992), “Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period”, Published online: 19 November 1992; | doi:10.1038/360245a0, Vol. 360 No. 6401, pp. 245–249.
- Bosch, J.H.A., Cleveringa, P. and Meijer, T. (2000), “The Eemian stage in the Netherlands: history, character and new research”, *Geologie en Mijnbouw*, Vol. 79 No. 2/3, pp. 135–146.

- Bosselin, B. (2003), "Une reconstitution des climats du dernier cycle climatique à partir des diagrammes polliniques. Comparaison avec les données océaniques et glaciaires", Article, , available at: <http://eprints.bice.rm.cnr.it/855/> (accessed 6 October 2010).
- Bøtter-Jensen, L. and Duller, G.A.T. (1992), "A new system for measuring optically stimulated luminescence from quartz samples", International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements, Vol. 20 No. 4, pp. 549–553.
- Braconnot, P., Marzin, C., Grégoire, L., Mosquet, E. and Marti, O. (2008), "Monsoon response to changes in Earth's orbital parameters: comparisons between simulations of the Eemian and of the Holocene", Climate of the Past Discussions, Vol. 4 No. 2, pp. 459–493.
- Bradley, R.S. (1999), Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary, Academic.
- Brandes, C. and Winsemann, J. (2013), "Soft-sediment deformation structures in NW Germany caused by Late Pleistocene seismicity", International Journal of Earth Sciences, Vol. 102 No. 8, pp. 2255–2274.
- Brauer, A., Allen, J.R., Mingram, J., Dulski, P., Wulf, S. and Huntley, B. (2007), "Evidence for last interglacial chronology and environmental change from Southern Europe", Proceedings of the National Academy of Sciences, Vol. 104 No. 2, p. 450.
- Brewer, S., Guiot, J., Sánchez-Goñi, M.F. and Klotz, S. (2008), "The climate in Europe during the Eemian: a multi-method approach using pollen data", Quaternary Science Reviews, Vol. 27 No. 25–26, pp. 2303–2315.
- Broecker, W., Bond, G., Klas, M., Clark, E. and McManus, J. (1992), "Origin of the northern Atlantic's Heinrich events", Climate Dynamics, Vol. 6 No. 3-4, pp. 265–273.
- Broecker, W.S. (1998), "Paleocean circulation during the last deglaciation: a bipolar seesaw?", Paleoceanography, Vol. 13 No. 2, pp. 119–121.
- Broecker, W.S. (2000), "Abrupt climate change: Causal constraints provided by the paleoclimate record", Earth Science Reviews, Vol. 51 No. 1-4, pp. 137–154.
- Broström, A., Nielsen, A.B., Gaillard, M.-J., Hjelle, K., Mazier, F., Binney, H., Bunting, J., et al. (2008), "Pollen productivity estimates of key European plant taxa for quantitative reconstruction of past vegetation: a review", Vegetation History and Archaeobotany, Vol. 17 No. 5, pp. 461–478.
- Broström, A., Sugita, S. and Gaillard, M.-J. (2004), "Pollen productivity estimates for the reconstruction of past vegetation cover in the cultural landscape of southern Sweden", The Holocene, Vol. 14 No. 3, pp. 368–381.
- Broström, A., Sugita, S., Gaillard, M.-J. and Pilesjö, P. (2005), "Estimating the spatial scale of pollen dispersal in the cultural landscape of southern Sweden", The Holocene, Vol. 15 No. 2, pp. 252–262.
- Brown, D.A. (1996), Thinking Globally and Acting Locally: The Emergence of Global Environmental Problems and the Critical Need to Develop Sustainable Development Programs at State and Local Levels in the United States (SSRN Scholarly Paper), Rochester, NY: Social Science Research Network.
- Bulkeley, H. and Newell, P. (2015), Governing Climate Change, Routledge.
- Bull, W.B. (2008), Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleoseismology, John Wiley & Sons.

- Bunting, M.J., Armitage, R., Binney, H.A. and Waller, M. (2005), “Estimates of relative pollen productivity” and ‘relevant source area of pollen’ for major tree taxa in two Norfolk (UK) woodlands”, *The Holocene*, Vol. 15 No. 3, pp. 459–465.
- Bunting, M.J., Farrell, M., Broström, A., Hjelle, K.L., Mazier, F., Middleton, R., Nielsen, A.B., et al. (2013), “Palynological perspectives on vegetation survey: a critical step for model-based reconstruction of Quaternary land cover”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 82, pp. 41–55.
- Bunting, M.J., Gaillard, M.-J., Sugita, S., Middleton, R. and Broström, A. (2004), “Vegetation structure and pollen source area”, *The Holocene*, Vol. 14 No. 5, pp. 651–660.
- Bunting, M.J. and Hjelle, K.L. (2010), “Effect of vegetation data collection strategies on estimates of relevant source area of pollen (RSAP) and relative pollen productivity estimates (relative PPE) for non-arboreal taxa”, *Vegetation history and archaeobotany*, Vol. 19 No. 4, pp. 365–374.
- Bunting, M.J. and Middleton, D. (2005), “Modelling pollen dispersal and deposition using HUMPOL software, including simulating windroses and irregular lakes”, *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 134 No. 3, pp. 185–196.
- Bunting, M.J. and Middleton, R. (2009), “Equifinality and uncertainty in the interpretation of pollen data: the Multiple Scenario Approach to reconstruction of past vegetation mosaics”, *The Holocene*, Vol. 19 No. 5, pp. 799–803.
- Bunting, M.J. and Tipping, R. (2000), “Sorting dross from data: possible indicators of post-depositional assemblage biasing in archaeological palynology”, *Human Ecodynamics. Symposia of the Association for Environmental Archaeology*, pp. 63–68.
- Burjachs, F. (1992), *Palinologia dels “dòlmens de l’Alt Empordà” y dels dipòsits quaternaris de la “Cova de l’Arbreda” (Serinyà, Pla de l’Estany) i del “Pla de l’Estany” (Olot, Garrotxa): evolució del paisatge vegetal i del clima des de fa més de 140000 anys al N.E. de la península ibèrica*, Universitat Autònoma de Barcelona.
- Burjachs, F. and Julià, R. (1994), “Abrupt Climatic Changes during the Last Glaciation Based on Pollen Analysis of the Abric Romani, Catalonia, Spain”, *Quaternary Research*, Vol. 42 No. 3, pp. 308–315.
- Cacho, I., Flores, J.A. and Shackleton, N. (1999), “Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures”, *Paleoceanography*, Vol. 14 No. 6, pp. 698–705.
- Calcote, R. (1995), “Pollen Source Area and Pollen Productivity: Evidence from Forest Hollows”, *Journal of Ecology*, Vol. 83 No. 4, pp. 591–602.
- Calvo, J.M. (1993), “Cinemática de las fallas discontinuas en el sector central de la Cordillera Ibérica”, *Doct. Thesis, Univ. Zaragoza*, p. 355.
- Campo, M.V. (1984), “Relations entre la végétation de l’Europe et les températures de surface océaniques après le dernier maximum glaciaire”, *Pollen et spores*.
- Candau, P., Jose, F. and Minero, G. (1992), “Relationship between vegetation and pollen spectrum in southwest Spain”, *Israel Journal of Botany*, Vol. 41 No. 4-6, pp. 285–295.
- Cannariato, K.G. and Kennett, J.P. (2005), “Structure of the penultimate deglaciation along the California margin and implications for Milankovitch theory”, *Geology*, Vol. 33 No. 2, pp. 157–160.
- CAPE Members, C.-L.I.P. (2006), “Last Interglacial Arctic warmth confirms polar amplification of climate change”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 25 No. 13–14, pp. 1383–1400.

- Capote, M.A., Zhu, X., Burress, R.V. and Lee, Y.-J. (2002), Semiconductor flip-chip package and method for the fabrication thereof, Google Patents.
- Capron, E., Govin, A., Stone, E.J., Masson-Delmotte, V., Mulitza, S., Otto-Bliesner, B., Rasmussen, T.L., et al. (2014), “Temporal and spatial structure of multi-millennial temperature changes at high latitudes during the Last Interglacial”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 103, pp. 116–133.
- Cariñanos, P., Galan, C., Alcázar, P. and Domínguez, E. (2004), “Airborne pollen records response to climatic conditions in arid areas of the Iberian Peninsula”, *Environmental and Experimental Botany*, Vol. 52 No. 1, pp. 11–22.
- Carrión, J. (2015), Cinco millones de años de cambio florístico y vegetal en la Península Ibérica e Islas Baleares:, available at: <https://books.google.es/books?id=JEh1CQAAQBAJ>.
- Carrión, J., Munuera, M. and Navarro, C. (1998), “The palaeoenvironment of Carihuela Cave (Granada, Spain): a reconstruction on the basis of palynological investigations of cave sediments”, *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 99 No. 3, pp. 317–340.
- Carrión, J., Munuera, M., Navarro, C. and Saez, F. (2000), “Paleoclimas e historia de la vegetación cuaternaria en España a través del análisis polínico: Viejas falacias y nuevos paradigmas”, *Complutum*, Vol. 11, pp. 115–142.
- Carrión, J.S. (1992), “Late quaternary pollen sequence from Carihuela Cave, southern Spain”, *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 71 No. 1-4, pp. 37–46.
- Carrión, J.S. (2002), “A taphonomic study of modern pollen assemblages from dung and surface sediments in arid environments of Spain”, *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 120 No. 3–4, pp. 217–232.
- Carrión, J.S. (2005), *Evolución Vegetal*. ed. DM. Murcia.-Izco, J. 2004. Botánica, Mc Graw-Hill Interamericana. Madrid. et al.-Narbors, MW.
- Carrión, J.S. (2012), “Paleoflora y Paleovegetación de la Península Ibérica y”, *Plioceno-Cuaternario*, Baleares.
- Carrión, J.S., Dupré, M., Fumanal, M.P. and Montes, R. (1995), “A Palaeoenvironmental Study in Semi-arid Southeastern Spain: the Palynological and Sedimentological Sequence at Perneras Cave (Lorca, Murcia)”, *Journal of Archaeological Science*, Vol. 22 No. 3, pp. 355–367.
- Carrión, J.S. and Fernández, S. (2009), “The survival of the ‘natural potential vegetation’ concept (or the power of tradition)”, *Journal of Biogeography*, Vol. 36 No. 12, pp. 2202–2203.
- Carrión, J.S., Fernández, S., González-Sampériz, P., Gil-Romera, G., Badal, E., Carrión-Marco, Y., López-Merino, L., et al. (2010), “Expected trends and surprises in the Lateglacial and Holocene vegetation history of the Iberian Peninsula and Balearic Islands”, *Review of Palaeobotany and Palynology*.
- Carrión, J.S., Finlayson, C., Fernández, S., Finlayson, G., Allué, E., López-Sáez, J.A., López-García, P., et al. (2008), “A coastal reservoir of biodiversity for Upper Pleistocene human populations: palaeoecological investigations in Gorham’s Cave (Gibraltar) in the context of the Iberian Peninsula”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 27 No. 23, pp. 2118–2135.
- Carrión, J.S. and Van Geel, B. (1999), “Fine-resolution Upper Weichselian and Holocene palynological record from Navarrés (Valencia, Spain) and a discussion about factors of Mediterranean forest succession”, *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 106 No. 3–4, pp. 209–236.
- Carrión, J.S. and Leroy, S.A.G. (2010), “Iberian floras through time: Land of diversity and survival”, *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 162 No. 3, pp. 227–230.

- Carrión, J.S. and Munuera, M. (1997), "Upper Pleistocene palaeoenvironmental change in Eastern Spain: new pollen-analytical data from Cova Beneito (Alicante)", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 128 No. 1–4, pp. 287–299.
- Carrión, J.S., Munuera, M., Dupré, M. and Andrade, A. (2001), "Abrupt vegetation changes in the Segura Mountains of southern Spain throughout the Holocene", *Journal of Ecology*, Vol. 89 No. 5, pp. 783–797.
- Carrión, J.S., Munuera, M., Navarro, C., Burjachs, F., Dupré, M. and Walker, M.J. (1999), "The palaeoecological potential of pollen records in caves: the case of Mediterranean Spain", *Quaternary Science Reviews*, Vol. 18 No. 8–9, pp. 1061–1073.
- Carrión, J.S. and Sánchez-Gómez, P. (1992), "Palynological data in support of the survival of walnut (*Juglans regia L.*) in the western Mediterranean area during last glacial times", *Journal of Biogeography*, pp. 623–630.
- Carrión, J.S., Scott, L., Arribas, A., Fuentes, N., Gil-Romera, G. and Montoya, E. (2007), "Pleistocene landscapes in central Iberia inferred from pollen analysis of hyena coprolites", *Journal of Quaternary Science*, Vol. 22 No. 2, pp. 191–202.
- Carrión, J.S., Yll, E.I., Walker, M.J., Legaz, A.J., Chaín, C. and López, A. (2003), "Glacial refugia of temperate, Mediterranean and Ibero-North African flora in south-eastern Spain: new evidence from cave pollen at two Neanderthal man sites", *Global Ecology and Biogeography*, Vol. 12 No. 2, pp. 119–129.
- Casas-Sainz A.M. and Cortes-Gracia A.L. (2002), "Cenozoic landscape development within the Central Iberian Chain, Spain", *Geomorphology*, Vol. 44, pp. 19–46.
- Catrufo, R. and Aira, M.J. (1990), "Composición de la lluvia polínica en formaciones de bosque, brezal y turbera a través del análisis de muestras de superficie", *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.(Biol.)*, Vol. 86, pp. 117–123.
- Cecil, C.B. (1990), "Paleoclimate controls on stratigraphic repetition of chemical and siliciclastic rocks", *Geology*, Vol. 18 No. 6, pp. 533–536.
- Chadima, M., Pokorný, J. and Dusek, M. (2009), "REMA6W-MS Windows software for controlling JR-6 spinner magnetometers."
- Chambers, R.M., Meyerson, L.A. and Saltonstall, K. (1999), "Expansion of *Phragmites australis* into tidal wetlands of North America", *Aquatic Botany*, Vol. 64 No. 3–4, pp. 261–273.
- Channell, J.E.T. (2006), "Late Brunhes polarity excursions (Mono Lake, Laschamp, Iceland Basin and Pringle Falls) recorded at ODP Site 919 (Irminger Basin)", *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 244 No. 1, pp. 378–393.
- Chapman, M.R. and Shackleton, N.J. (1999), "Global ice-volume fluctuations, North Atlantic ice-raftering events, and deep-ocean circulation changes between 130 and 70 ka", *Geology*, Vol. 27 No. 9, p. 795.
- Chappellaz, J., Stowasser, C., Blunier, T., Baslev-Clausen, D., Brook, E.J., Dallmayr, R., Faïn, X., et al. (2013), "High-resolution glacial and deglacial record of atmospheric methane by continuous-flow and laser spectrometer analysis along the NEEM ice core", *Climate of the Past*, Vol. 9 No. 6, pp. 2579–2593.
- Chapron, E., Van Rensbergen, P., De Batist, M., Beck, C. and Henriet, J.P. (2004), "Fluid-escape features as a precursor of a large sublacustrine sediment slide in Lake Le Bourget, NW Alps, France", *Terra Nova*, Vol. 16 No. 5, pp. 305–311.

- Cheddadi, R., De Beaulieu, J.-L., Jouzel, J., Andrieu-Ponel, V., Laurent, J.-M., Reille, M., Raynaud, D., et al. (2005), "Similarity of vegetation dynamics during interglacial periods", *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, Vol. 102 No. 39, pp. 13939–13943.
- Cheddadi, R., Mamakowa, K., Guiot, J., De Beaulieu, J.L., Reille, M., Andrieu, V., Granoszewski, W., et al. (1998), "Was the climate of the Eemian stable? A quantitative climate reconstruction from seven European pollen records", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 143 No. 1-3, pp. 73–85.
- Chowdhury, P., Choudhary, D.P., Gosain, S. and Moon, Y.-J. (2014), "Short-term periodicities in interplanetary, geomagnetic and solar phenomena during solar cycle 24", *Astrophysics and Space Science*, Vol. 356 No. 1, pp. 7–18.
- Clarke, M.L. and Rendell, H.M. (1997), "Infra-red stimulated luminescence spectra of alkali feldspars", *Radiation Measurements*, Vol. 27 No. 2, pp. 221–236.
- Clark, P.U., Pisias, N.G., Stocker, T.F. and Weaver, A.J. (2002), "The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change", *Nature*, Vol. 415 No. 6874, pp. 863–869.
- Clement, A.C. and Peterson, L.C. (2008), "Mechanisms of abrupt climate change of the last glacial period", *Reviews of Geophysics*, Vol. 46 No. 4, p. RG4002.
- Cleveringa, P., Meijer, T., Van Leeuwen, R.J.W., De Wolf, H., Pouwer, R., Lissenberg, T. and Burger, A.W. (2000), "The Eemian stratotype locality at Amersfoort in the central Netherlands: a re-evaluation of old and new data", *Geologie en Mijnbouw*, Vol. 79 No. 2/3, pp. 197–216.
- Cohen, A.S. (2003), *Paleolimnology: the history and evolution of lake systems*, Oxford University Press, USA.
- Collins, M., Knutti, R., Arblaster, J.M., Dufresne, J.-L., Fichefet, T., Friedlingstein, P., Gao, X., et al. (2013), "Long-term climate change: projections, commitments and irreversibility", available at: <http://dial.academielouvain.be/handle/boreal:140396> (accessed 14 June 2015).
- Colman, S.M., Peck, J.A., Karabanov, E.B., Carter, S.J., Bradbury, J.P., King, J.W. and Williams, D.F. (1995), "Continental climate response to orbital forcing from biogenic silica records in Lake Baikal", *Nature*, Vol. 378 No. 6559, pp. 769–771.
- Commerford, J.L., McLauchlan, K.K. and Sugita, S. (2013), "Calibrating vegetation cover and grassland pollen assemblages in the Flint Hills of Kansas, USA", *American Journal of Plant Science*, Vol. 4 No. 7A1, pp. 1–10.
- Corella, J.P., Stefanova, V., Anjoumi, A. El, Rico, E., Giralt, S., Moreno, A., Plata-Montero, A., et al. (2013), "A 2500-year multi-proxy reconstruction of climate change and human activities in northern Spain: The Lake Arreo record", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 386, pp. 555–568.
- Cortés Gracia, A.L. and Casas Sáinz, A.M. (2000), "¿Tiene el sistema de fosas de Teruel origen extensional?", *Revista de la Sociedad Geológica de España*, Vol. 13 No. 3, pp. 445–470.
- Costa Tenorio, M., Morla Juaristi, C. and Ollero, H.S. (1986), "Estudio fitoecológico de los sabinares albares (*Juniperus thurifera* L.) de la provincia de Teruel", *Teruel: Revista del Instituto de Estudios Turolenses*, No. 76, pp. 51–134.

- Croll, J. (1867a), On the eccentricity of the Earth's orbit, and its physical relations to the glacial epoch. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science* v. XXXIII (4th Series; Jan-Jun 1867) p. 119–131.
- Croll, J. (1867b), "On the change in the obliquity of the ecliptic, its influence on the climate of the polar regions and on the level of the sea", *Philosophical Magazine Series 4*, Vol. 33 No. 225, pp. 426–445.
- Crowley, T.J. (1992), "North Atlantic deep water cools the southern hemisphere", *Paleoceanography*, Vol. 7 No. 4, pp. 489–497.
- Crowley, T.J. and Hyde, W.T. (2008), "Transient nature of late Pleistocene climate variability", *Nature*, Vol. 456 No. 7219, pp. 226–230.
- Cuffey, K.M. and Marshall, S.J. (2000), "Substantial contribution to sea-level rise during the last interglacial from the Greenland ice sheet", *Nature*, Vol. 404 No. 6778, pp. 591–594.
- Cugny, C., Mazier, F. and Galop, D. (2010), "Modern and fossil non-pollen palynomorphs from the Basque mountains (western Pyrenees, France): the use of coprophilous fungi to reconstruct pastoral activity", *Vegetation History and Archaeobotany*, Vol. 19 No. 5-6, pp. 391–408.
- Cundill, P.R. (1991), "Comparisons of moss polster and pollen trap data: a pilot study", *Grana*, Vol. 30 No. 2, pp. 301–308.
- Currás, A., Zamora, L., Reed, J.M., Garcia-Soto, E., Ferrero, S., Armengol, X., Mezquita-Joanes, F., et al. (2012), "Climate change and human impact in central Spain during Roman times: High-resolution multi-proxy analysis of a tufa lake record (Somolinos, 1280 m asl)", *CATENA*, Vol. 89 No. 1, pp. 31–53.
- Daget, P., Ahdali, L. and David, P. (1988), "Mediterranean bioclimate and its variation in the palaearctic region", in Specht, R.L. (Ed.), *Mediterranean-type Ecosystems, Tasks for vegetation science*, Springer Netherlands, pp. 139–148.
- Dahl-Jensen, D., Albert, M.R., Aldahan, A., Azuma, N., Balslev-Clausen, D., Baumgartner, M., Berggren, A.-M., et al. (2013), "Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core", *Nature*, Vol. 493 No. 7433, pp. 489–494.
- Dansgaard, W., Clausen, H.B., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Johnsen, S.F., Kristinsdottir, P.M. and Reeh, N. (1982), "A new Greenland deep ice core", *Science*, Vol. 218 No. 4579, pp. 1273–1277.
- Dansgaard, W. and Duplessy, J.-C. (2008), "The Eemian interglacial and its termination", *Boreas*, Vol. 10 No. 2, pp. 219–228.
- Dansgaard, W. and Johnsen, S.J. (1969), "A flow model and a time scale for the ice core from Camp Century, Greenland", *Journal of Glaciology*, Vol. 8, pp. 215–223.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., et al. (1993), "Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record", *Nature*, Vol. 364 No. 6434, pp. 218–220.
- David, R. (2014), *Modélisation de la végétation holocène du Nord-Ouest de la France: reconstruction de la chronologie et de l'évolution du couvert végétal du Bassin parisien et du Massif armoricain*, Université Rennes 1.
- Davies, C.P. and Fall, P.L. (2001a), "Modern pollen precipitation from an elevational transect in central Jordan and its relationship to vegetation", *Journal of Biogeography*, Vol. 28 No. 10, pp. 1195–1210.

- Davies, C.P. and Fall, P.L. (2001b), "Modern pollen precipitation from an elevational transect in central Jordan and its relationship to vegetation", *Journal of Biogeography*, Vol. 28 No. 10, pp. 1195–1210.
- Davies, S.M., Larsen, G., Wastegård, S., Turney, C.S., Hall, V.A., Coyle, L. and Thordarson, T. (2010), "Widespread dispersal of Icelandic tephra: how does the Eyjafjöll eruption of 2010 compare to past Icelandic events?", *Journal of Quaternary Science*, Vol. 25 No. 5, pp. 605–611.
- Davis, M.B. (1963), "On the theory of pollen analysis", *American Journal of Science*, Vol. 261 No. 10, pp. 897–912.
- Davis, M.B. (2000), "Palynology after Y2K—Understanding the Source Area of Pollen in Sediments", *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol. 28 No. 1, pp. 1–18.
- Dean, W.E. (1981), "Carbonate minerals and organic matter in sediments of modern north temperate hard-water lakes."
- Dean, W.E. and Fouch, T.D. (1983), "Lacustrine environment", *Carbonate Depositional Environments* (Scholle, PA; Bebout, DG; Moore, CH, pp. 97–130).
- Delcourt, A., Mullenders, W. and Piérard, P. (1959), "La préparation des spores et des grains de pollen actuels et fossiles", *Les Naturalistes Belges*, Vol. 40, pp. 91–120.
- Delcourt, P.A., Delcourt, H.R. and Davidson, J.L. (1983), "Mapping and calibration of modern pollen-vegetation relationships in the southeastern United States", *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 39 No. 1-2, pp. 1–45.
- deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T. and Sarnthein, M. (2000), "Coherent high-and low-latitude climate variability during the Holocene warm period", *Science*, Vol. 288 No. 5474, p. 2198.
- Demuro, M., Roberts, R.G., Froese, D.G., Arnold, L.J., Brock, F. and Ramsey, C.B. (2008), "Optically stimulated luminescence dating of single and multiple grains of quartz from perennially frozen loess in western Yukon Territory, Canada: comparison with radiocarbon chronologies for the late Pleistocene Dawson tephra", *Quaternary Geochronology*, Vol. 3 No. 4, pp. 346–364.
- Deser, C. (2000), "On the teleconnectivity of the'Arctic Oscillation'", *Geophysical Research Letters*, Vol. 27 No. 6, pp. 779–782.
- Desprat, S., Goñi, M.S., Turon, J.-L., McManus, J.F., Loutre, M.-F., Duprat, J., Malaize, B., et al. (2005), "Is vegetation responsible for glacial inception during periods of muted insolation changes?", *Quaternary Science Reviews*, Vol. 24 No. 12, pp. 1361–1374.
- Diamond, J. (2005), "Collapse. How Societies Choose to Fail or Succeed.. New York: Viking, 2004.", *International Journal of Epidemiology*, Vol. 35 No. 2, pp. 499–500.
- Díaz Fernández, P.M. (1994), "Relations between modern pollen rain and mediterranean vegetation in Sierra Madrona (Spain)", *Review of palaeobotany and palynology*, Vol. 82 No. 1, pp. 113–125.
- Digerfeldt, G. (2008), "Reconstruction and regional correlation of Holocene lake-level fluctuations in Lake Bysjön, South Sweden", *Boreas*, Vol. 17 No. 2, pp. 165–182.
- Dillon, R.T. (2000), *The ecology of freshwater molluscs*, Cambridge University Press.
- Dimbleby, G.W. (1985), *The palynology of archaeological sites.*, Academic Press, Inc.
- Dirnböck, T., Dullinger, S. and Grabherr, G. (2003), "A regional impact assessment of climate and land-use change on alpine vegetation", *Journal of Biogeography*, Vol. 30 No. 3, pp. 401–417.

- Djamali, M., de Beaulieu, J.-L., Campagne, P., Andrieu-Ponel, V., Ponel, P., Leroy, S.A.G. and Akhani, H. (2009), "Modern pollen rain–vegetation relationships along a forest–steppe transect in the Golestan National Park, NE Iran", *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 153 No. 3–4, pp. 272–281.
- Djamali, M., de Beaulieu, J.-L., Shah-hosseini, M., Andrieu-Ponel, V., Ponel, P., Amini, A., Akhani, H., et al. (2008), "A late Pleistocene long pollen record from Lake Urmia, NW Iran", *Quaternary Research*, Vol. 69 No. 3, pp. 413–420.
- Domínguez-Villar, D., Vázquez-Navarro, J.A., Cheng, H. and Edwards, R.L. (2011), "Freshwater tufa record from Spain supports evidence for the past interglacial being wetter than the Holocene in the Mediterranean region", *Global and Planetary Change*, Vol. 77 No. 3-4, pp. 129–141.
- Drysdale, R.N., Hellstrom, J.C., Zanchetta, G., Fallick, A.E., Sanchez Goni, M.F., Couchoud, I., McDonald, J., et al. (2009), "Evidence for Obliquity Forcing of Glacial Termination II", *Science*, Vol. 325 No. 5947, pp. 1527–1531.
- Drysdale, R.N., Zanchetta, G., Hellstrom, J.C., Fallick, A.E. and Zhao, J. (2005), "Stalagmite evidence for the onset of the Last Interglacial in southern Europe at 129 ± 1 ka", *Geophysical Research Letters*, Vol. 32 No. 24, p. L24708.
- Duarte, C.M., Alonso, S., Benito, G., Dachs, J., Montes, C., Pardo Buendía, M., Ríos, A.F., et al. (2006), Cambio Global. Impacto de la actividad humana sobre el sistema Tierra, CSIC. Consejo superior de investigaciones científicas.
- Duffin, K.I. and Bunting, M.J. (2008), "Relative pollen productivity and fall speed estimates for southern African savanna taxa", *Vegetation History and Archaeobotany*, Vol. 17 No. 5, pp. 507–525.
- Duplessy, J.C., Cortijo, E., Masson-Delmotte, V. and Paillard, D. (2005), "Reconstructing the variability of the climate system: Facts and theories", *Comptes Rendus Geosciences*, Vol. 337 No. 10-11, pp. 888–896.
- Dupré, N. (1988), Palinología y paleoambiente: nuevos datos españoles: referencias, Diputación de Valencia.
- Durán, J.J., Griin, R. and Soria, J.M. (1988), "Aportacion del estudio geocronológico de espeleotemas y travertinos al conocimiento paleoclimático del cuaternario en la Península y Baleares", Proceedings of the II Congreso Geológico de España. Granada, Spain, pp. 383–385.
- Dutton, A., Carlson, A.E., Long, A.J., Milne, G.A., Clark, P.U., DeConto, R., Horton, B.P., et al. (2015), "Sea-level rise due to polar ice-sheet mass loss during past warm periods", *Science*, Vol. 349 No. 6244, p. aaa4019.
- Dyakowska, J. (1936), "Researches on the rapidity of falling down of pollen of some trees. Bull. Int. Acad. Cracovie", *Bull. Int. Acad. Cracovie (Acad. Pol. Sci.)*, Vol. Ser. B, Sci. Nat. 1, pp. 155–168.
- Edwards, K.J. (1987), "Book reviews : Birks, J.J.B. and Gordon, A.D. 1985: Numerical methods in Quaternary pollen analysis. London: Academic Press. 317 pp. £45.00", *Progress in Physical Geography*, Vol. 11 No. 1, pp. 149 –151.
- Eisenhut, G. (1961), "Investigations on the morphology and ecology of pollen grains of native and introduced forest trees.", p. 68 pp.
- Emiliani, C. (1955), "Pleistocene temperatures", *The Journal of Geology*, pp. 538–578.
- Erdtman, G. (1986), Pollen morphology and plant taxonomy: Angiosperms (An introduction to Palynology), Brill Academic Pub, Vol. 1.

- Eugster, H.P. and Kelts, K. (1983), “Lacustrine chemical sediments”, Chemical sediments and geomorphology, pp. 321–368.
- Ezquerro, L., Moretti, M., Liesa, C.L., Luzón, A. and Simón, J.L. (2015), “Seismites from a well core of palustrine deposits as a tool for reconstructing the palaeoseismic history of a fault”, *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2015.05.025.
- Ezquerro, L., Tomás, P.L., Pesquero, M.D., Martínez, L.A., Crespo, L.E.A., Carrera, C.L.L., Luque, L., et al. (2012), “Una cubeta endorreica residual Plio-Pleistocena en la zona de relevo entre las fallas de Concad y Teruel: implicaciones paleogeográficas”, *Revista de la Sociedad Geológica de España*, Vol. 25 No. 3, pp. 157–176.
- Fabado, J., Gómez, C.T. and Sanz, G.M. (2005), “Novedades florísticas procedentes de Noguera de Albarracín (Teruel)”, *Flora Montiberica*, No. 30, pp. 63–67.
- Fabregat, C. and López Udias, S. (2004), “Formaciones vegetales y flora singular”, pp. 37–55.
- Faegri, K. and Iversen, J. (1975), “Textbook of pollen analysis. 295 pp”, Munksgaard. K\obenhavn.
- Fagerlind, F. (1952), “The real signification of pollen diagrams”, *Botan. Notiser*, pp. pp. 185–224.
- Fall, P.L. (1992), “Pollen accumulation in a montane region of Colorado, USA: a comparison of moss polsters, atmospheric traps, and natural basins”, *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 72 No. 3, pp. 169–197.
- Fall, P.L. (2012), “Modern vegetation, pollen and climate relationships on the Mediterranean island of Cyprus”, *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 185, pp. 79–92.
- Feliner, G.N. (2011), “Southern European glacial refugia: A tale of tales”, *Taxon*, Vol. 60 No. 2, pp. 365–372.
- Feng, F. and Bailer-Jones, C.A.L. (2015), “Obliquity and precession as pacemakers of Pleistocene deglaciations”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 122, pp. 166–179.
- Fernández-López, S. and Gómez, J.J. (1990), “Utilidad sedimentológica y estratigráfica de los fósiles reelaborados”, *Comunicaciones de la Reunión de Tafonomía y Fossilización*, pp. 125–144.
- Fernández-López, S.R., Meléndez Hevia, G. and Sequeiros, L. (1985), “Le Dogger et le Malm de la Sierra Palomera (Teruel)”, *Strata. Série 2, Mémoires*, Vol. 2, pp. 142–153.
- Fernández-Martínez, M., Belmonte, J. and María Espelta, J. (2012), “Masting in oaks: Disentangling the effect of flowering phenology, airborne pollen load and drought”, *Acta Oecologica*, Vol. 43, pp. 51–59.
- Fernández, S., Fuentes, N., Carrión, J.S., González-Sampériz, P., Montoya, E., Gil, G., Vega-Toscano, G., et al. (2007), “The Holocene and Upper Pleistocene pollen sequence of Carihuela Cave, southern Spain”, *Geobios*, Vol. 40 No. 1, pp. 75–90.
- Figueiral, I. (1995), “Charcoal analysis and the history of *Pinus pinaster* (cluster pine) in Portugal”, *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 89 No. 3-4, pp. 441–454.
- Finkelstein, S.A. and Davis, A.M. (2005), “Modern pollen rain and diatom assemblages in a Lake Erie coastal marsh”, *Wetlands*, Vol. 25 No. 3, pp. 551–563.
- Finlayson, C. and Carrión, J.S. (2007), “Rapid ecological turnover and its impact on Neanderthal and other human populations”, *Trends in Ecology & Evolution*, Vol. 22 No. 4, pp. 213–222.

- Flenley, J.R. (2011), "Why is pollen yellow? And why are there so many species in the tropical rain forest?", *Journal of Biogeography*, Vol. 38 No. 5, pp. 809–816.
- Fletcher, W.J. and Sánchez Goñi, M.F. (2008), "Orbital- and sub-orbital-scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr", *Quaternary Research*, Vol. 70 No. 3, pp. 451–464.
- Fletcher, W.J., Sánchez Goñi, M.F., Allen, J.R.M., Cheddadi, R., Combourieu-Nebout, N., Huntley, B., Lawson, I., et al. (2010), "Millennial-scale variability during the last glacial in vegetation records from Europe", *Quaternary Science Reviews*, Vol. 29 No. 21–22, pp. 2839–2864.
- Fletcher, W.J., Sanchez Goñi, M.F., Peyron, O. and Dormoy, I. (2010), "Abrupt climate changes of the last deglaciation detected in a Western Mediterranean forest record", *Climate of the Past*, Vol. 6 No. 2, pp. 245–264.
- Florschütz, F., Menéndez Amor, J. and Wijmstra, T.A. (1971), "Palynology of a thick quaternary succession in southern Spain", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 10 No. 4, pp. 233–264.
- Follieri, M., Giardini, M., Magri, D. and Sadori, L. (1998), "Palynostratigraphy of the last glacial period in the volcanic region of central Italy", *Quaternary International*, Vol. 47, pp. 3–20.
- Follieri, M., Magri, D. and Narcisi, B. (1993), "Palaeoenvironmental investigations on long sediment cores from volcanic lakes of Lazio (central Italy)—an overview", *Paleolimnology of European maar lakes*, Springer, pp. 95–107.
- Follieri, M., Magri, D. and Sadori, L. (1986), "Late Pleistocene Zelkova Extinction in Central Italy", *New Phytologist*, Vol. 103 No. 1, pp. 269–273.
- Follieri, M., Magri, D. and Sadori, L. (1989), "Pollen stratigraphical synthesis from Valle di Castiglione (Roma)", *Quaternary International*, Vol. 3-4, pp. 81–84.
- Follieri M., M.D. (1988), "250,000-year pollen record from Valle di Castiglione (Roma).", *Pollen et Spores*, No. 30, pp. 329–356.
- Forsström, L. (2001), "Duration of interglacials: a controversial question", *Quaternary Science Reviews*, Vol. 20 No. 15, pp. 1577–1586.
- Foucault, A. and Mélières, F. (2000), "Palaeoclimatic cyclicity in central Mediterranean Pliocene sediments: the mineralogical signal", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 158 No. 3, pp. 311–323.
- Franco Múgica, F. (1995), Estudio palinológico de turberas holocenas en el sistema central: reconstrucción paisajística y acción antrópica.
- Franco Mugica, F., Antón, M.G. and Ollero, H.S. (1998), "Vegetation dynamics and human impact in the Sierra de Guadarrama, Central System, Spain", *The Holocene*, Vol. 8 No. 1, pp. 69–82.
- Franco Múgica, F., García Antón, M., Maldonado Ruiz, J., Morla Juaristi, C. and Sainz Olleros, H. (2001), "Evolución de la vegetación en el sector septentrional del Macizo de Ayllón (Sistema Central). Análisis polínico de la turbera de Pelagallinas", *Anales del Jardín Botánico de Madrid*, Vol. 59, pp. 113–124.
- Frenzel, B. (1992), "Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the Northern Hemisphere", Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, Budapest, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart Jena New York.

- Frey, D.G. (1955), "Längsee: a history of meromixis", *Mem. Ist. Ital. Idrobiol. Suppl.*, Vol. 8, pp. 141–161.
- Fritz, S.C., Baker, P.A., Seltzer, G.O., Ballantyne, A., Tapia, P., Cheng, H. and Edwards, R.L. (2007), "Quaternary glaciation and hydrologic variation in the South American tropics as reconstructed from the Lake Titicaca drilling project", *Quaternary Research*, Vol. 68 No. 3, pp. 410–420.
- Frogley, M.R., Tzedakis, P.C. and Heaton, T.H.E. (1999), "Climate Variability in Northwest Greece During the Last Interglacial", *Science*, Vol. 285 No. 5435, pp. 1886–1889.
- Fuller, I.C., Macklin, M.G., Lewin, J., Passmore, D.G. and Wintle, A.G. (1998), "River response to high-frequency climate oscillations in southern Europe over the past 200 k.y.", *Geology*, Vol. 26 No. 3, pp. 275–278.
- Gaillard, M.-J., Sugita, S., Bunting, M.J., Middleton, R., Broström, A., Caseldine, C., Giesecke, T., et al. (2008), "The use of modelling and simulation approach in reconstructing past landscapes from fossil pollen data: a review and results from the POLLANDCAL network", *Vegetation History and Archaeobotany*, Vol. 17 No. 5, pp. 419–443.
- Gaillard, M.-J., Sugita, S., Mazier, F., Trondman, A.-K., Brostrom, A., Hickler, T., Kaplan, J.O., et al. (2010), "Holocene land-cover reconstructions for studies on land cover-climate feedbacks", *Climate of the Past*, Vol. 6, pp. 483–499.
- Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H. and Olley, J.M. (1999), "Optical dating of single and multiple grains of quartz from jinmium rock shelter, northern australia: part i, experimental design and statistical models", *Archaeometry*, Vol. 41 No. 2, pp. 339–364.
- Gallup, C.D., Cheng, H., Taylor, F.W. and Edwards, R.L. (2002), "Direct Determination of the Timing of Sea Level Change During Termination II", *Science*, Vol. 295 No. 5553, pp. 310–313.
- Ganopolski, A. and Rahmstorf, S. (2001), "Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model", *Nature*, Vol. 409 No. 6817, pp. 153–158.
- García. (2011), "The Evolution of the Albufereta Lagoon (Western Mediterranean): Climate Cycles and Sea-Level Changes", *Journal of Coastal Research*, doi:10.2112/JCOASTRES-D-11-00007.1.
- García-Antón, M. and Sainz-Ollero, H. (1991), "Pollen records from the middle Pleistocene atapuerca site (Burgos, Spain)", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 85 No. 3–4, pp. 199–206.
- García-Antón, M., Franco-Múgica, F., Morla-Juaristi, C. and Maldonado-Ruiz, J. (2011), "The biogeographical role of Pinus forest on the Northern Spanish Meseta: a new Holocene sequence", *Quaternary Science Reviews*, Vol. 30 No. 5, pp. 757–768.
- García Antón, M., Morla, C. and Sainz, H. (1990), "Consideraciones sobre la presencia de algunos vegetales relictos terciarios durante el Cuaternario en la Península Ibérica", *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.(Sec. Biol.)*, Vol. 86 No. 1-4, pp. 95–105.
- García Antón, M., Múgica, F.F., Ollero, H.S., Juaristi, C.M. and Ruiz, J.M. (1994), "Una secuencia polínica en Quintana Redonda (Soria). Evolución holocena del tapiz vegetal en el Sistema Ibérico septentrional", *Anales del Jardín Botánico de Madrid, Real Jardín Botánico*, Vol. 52, pp. 187–195.
- García Lacosta, Ana Isabel. (2013), "La falla de Sierra Palomera: evolución estructural y actividad reciente", available at: <http://zaguan.unizar.es/record/12269?ln=es#>.
- García-Mozo, H., Gómez-Casero, M.T., Domínguez, E. and Galán, C. (2007), "Influence of pollen emission and weather-related factors on variations in holm-oak (*Quercus ilex* subsp. *ballota*) acorn production", *Environmental and Experimental Botany*, Vol. 61 No. 1, pp. 35–40.

- García-Rodeja, E. (2009), “Bases ecológicas preliminares para la conservación de los tipos de hábitat de interés comunitario en España - Red Natura 2000 - Espacios protegidos - Biodiversidad - 7230 Turberas minerotroficas alcalinas”, available at: http://www.magrama.gob.es/es/biodiversidad/temas/espacios-protegidos/red-natura-2000/rn_tip_hab_esp_bases_eco_preliminares.aspx.
- Gavin, D.G., Fitzpatrick, M.C., Gugger, P.F., Heath, K.D., Rodríguez-Sánchez, F., Dobrowski, S.Z., Hampe, A., et al. (2014), “Climate refugia: joint inference from fossil records, species distribution models and phylogeography”, *New Phytologist*, Vol. 204 No. 1, pp. 37–54.
- Gawthorpe, R.L., Fraser, A.J. and Collier, R.E.L. (1994), “Sequence stratigraphy in active extensional basins: implications for the interpretation of ancient basin-fills”, *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 11 No. 6, pp. 642–658.
- van Geel, B. (2002), “Non-Pollen Palynomorphs”, in Smol, J.P., Birks, H.J.B., Last, W.M., Bradley, R.S. and Alverson, K. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Developments in Paleoenvironmental Research*, Springer Netherlands, pp. 99–119.
- Van Geel, B., Hallewas, D.P. and Pals, J.P. (1983), “A late holocene deposit under the Westfriese Zeedijk near Enkhuizen (Prov. of Noord-Holland, The Netherlands): Palaeoecological and archaeological aspects”, *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 38 No. 3–4, pp. 269–335.
- van Geel, B., Klink, A.G., Pals, J.P. and Wiegers, J. (1986), “An Upper Eemian lake deposit from Twente, eastern Netherlands”, *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 47 No. 1–2, pp. 31–61.
- Genty, D., Blamart, D., Ouahdi, R., Gilmour, M., Baker, A., Jouzel, J. and Van-Exter, S. (2003), “Precise dating of Dansgaard–Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data”, *Nature*, Vol. 421 No. 6925, pp. 833–837.
- Gierlowski-Kordesch, E.H. (1998), “Carbonate deposition in an ephemeral siliciclastic alluvial system: Jurassic Shuttle Meadow Formation, Newark Supergroup, Hartford basin, USA”, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 140 No. 1, pp. 161–184.
- Giesecke, T., Davis, B., Brewer, S., Finsinger, W., Wolters, S., Blaauw, M., Beaulieu, J.-L. de, et al. (2014), “Towards mapping the late Quaternary vegetation change of Europe”, *Vegetation History and Archaeobotany*, Vol. 23 No. 1, pp. 75–86.
- Gil-García, M.J., Ruiz-Zapata, M.B., Vegas, J., García-Cortés, A., Galán, L., Ortiz Menéndez, J.E. and García Rincón, J.M. (2013), “Pollen record during the Eemian from the Fuentillejo maar-lake sequence (Ciudad Real, Spain)”, *Pollen 2013.2nd International APLE-APLF Congress. Pollen Biotechnology, Diversity and Function in a Changing Environment, Presented at the Pollen 2013. 2nd International APLE-APLF Congress.*, E.T.S.I. Minas (UPM), Madrid, pp. 140–140.
- Gil-Romera, G., Carrión, J., Pausas, J., Sevilla-Callejo, M., Lamb, H., Fernández, S. and Burjachs, F. (2010), “Holocene fire activity and vegetation response in South-Eastern Iberia”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 29 No. 9–10, pp. 1082–1092.
- Gil-Romera, G., Carrión, J.S., McClure, S.B., Schmich, S. and Finlayson, C. (2009), “Holocene Vegetation Dynamics in Mediterranean Iberia: Historical Contingency and Climate-Human Interactions”, *Journal of Anthropological Research*, Vol. 65 No. 2, pp. 271–285.
- Gil-Romera, G., González-Sampériz, P., Lasheras-Álvarez, L., Sevilla-Callejo, M., Moreno, A., Valero-Garcés, B., López-Merino, L., et al. (2014), “Biomass-modulated fire dynamics during the Last Glacial–Interglacial Transition at the Central Pyrenees (Spain)”, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 402, pp. 113–124.

- Girardclos, S., Schmidt, O.T., Sturm, M., Ariztegui, D., Pugin, A. and Anselmetti, F.S. (2007), "The 1996 AD delta collapse and large turbidite in Lake Brienz", *Marine Geology*, Vol. 241 No. 1, pp. 137–154.
- Girard, M. (1969), Nouvelles techniques de préparation en palynologie appliquées à trois sédiments du Quaternaire final de l'abri Cornille (Istres-Bouches du Rhône).
- Gómez-Casero, M.T., Hidalgo, P.J., García-Mozo, H., Domínguez, E. and Galán, C. (2004), "Pollen biology in four Mediterranean *Quercus* species", *Grana*, Vol. 43 No. 1, pp. 22–30.
- Gómez, J.J. and Goy, A. (2005), "Late Triassic and Early Jurassic palaeogeographic evolution and depositional cycles of the Western Tethys Iberian platform system (Eastern Spain)", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 222 No. 1, pp. 77–94.
- Gómez Manzaneque, F., Costa tenorio, M., Morla Juaristi, C. and Sainz Ollero, H. (2000), "Elementos para una interpretación paleogeográfica de los sabinares albares de la península Ibérica, Coll. Intern. 'Le Genévrier thurifère (*Juniperus thurifera*) dans le Bassin Occidental de la Méditerranée: Systématique, Ecologie, Dynamique, Gestion'", Vol. 6 No. Dossiers Forestiers, pp. 171–178.
- Gómez-Orellana, L., Ramil-Rego, P. and Muñoz Sobrino, C. (2007), "The Würm in NW Iberia, a pollen record from Area Longa (Galicia)", *Quaternary Research*, Vol. 67 No. 3, pp. 438–452.
- Gómez-Serrano, M.A. and García-Berlanga, O.M. (2004), "Algunas plantas nuevas o muy raras para la flora de Castilla-La Mancha", *Flora Montiberica*, No. 26, pp. 50–54.
- González Porto, A.V., Díaz Losada, E. and Saa Otero, M.P. (1993a), "Aportación al conocimiento de la dinámica de la lluvia polínica en la sierra del Buyo (Lugo, N.O. de España)", *info:eu-repo/semantics/article*, , available at: <https://minerva.usc.es/handle/10347/6267> (accessed 26 May 2014).
- González Porto, A.V., Díaz Losada, E. and Saa Otero, M.P. (1993b), "Aportación al conocimiento de la dinámica de la lluvia polínica en la sierra del Buyo (Lugo, NO de España)", *Nova Acta Científica Composfälza (Bioloxía)*, Vol. 4, pp. 41–48.
- González-Porto, A.V., Martín-Arroyo, T., Gil-García, M.J., Ruíz-Zapata, B., Álvarez-Jiménez, J. and Bartolomé, C. (2013), "Predicting the natural vegetation in a region by comparing the pollen in two biological vectors: bryophytes and honey", *Grana*, Vol. 52 No. 2, pp. 136–146.
- González-Sampériz, P. (2004), Evolución paleoambiental del sector central de la Cuenca del Ebro durante el Pleistoceno Superior y Holoceno, Instituto Pirenaico de Ecología.
- González-Sampériz, P., García-Prieto, E., Aranbarri, J., Andrade, A., Carrión, J.S., Gil-Romera, G., Mata, P., et al. (2013), "Paleoenvironmental reconstruction of the last glacial cycle in the continental Iberia: The Cañizar de Villarquemado sequence (Teruel) | Reconstrucción paleoambiental del último ciclo glacial-interglacial en la iberia continental: La secuencia del Cañizar de Villarquemado (Teruel)", pp. 49–76.
- González-Sampériz, P., Leroy, S.A.G., Carrión, J.S., Fernández, S., García-Antón, M., Gil-García, M.J., Uzquiano, P., et al. (2010), "Steppes, savannahs, forests and phytodiversity reservoirs during the Pleistocene in the Iberian Peninsula", *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 162 No. 3, pp. 427–457.
- González-Sampériz, P., Montes, L. and Utrilla, P. (2003), "Pollen in hyena coprolites from Gabasa Cave (northern Spain)", *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 126 No. 1-2, pp. 7–15.
- González-Sampériz, P., Utrilla, P., Mazo, C., Valero-Garcés, B., Sopena, M., Morellón, M., Sebastián, M., et al. (2009), "Patterns of human occupation during the early Holocene in the Central Ebro Basin (NE Spain) in response to the 8.2 ka climatic event", *Quaternary Research*, Vol. 71 No. 2, pp. 121–132.

- González Sampériz, P., Valero Garcés, B.L. and Carrión García, J.S. (2004), "Was the Ebro valley a glacial refugium for temperate trees?", *Anales de Biología*, Vol. 26, pp. 13–20.
- González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Carrión, J.S., Peña-Monné, J.L., García-Ruiz, J.M. and Martí-Bono, C. (2005), "Glacial and Lateglacial vegetation in northeastern Spain: New data and a review", *Quaternary International*, Vol. 140-141, pp. 4–20.
- González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., et al. (2006), "Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence", *Quaternary Research*, Vol. 66 No. 1, pp. 38–52.
- González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Morellón, M., Navas, A., Machín, J. and Delgado-Huertas, A. (2008), "Vegetation changes and hydrological fluctuations in the Central Ebro Basin (NE Spain) since the Late Glacial period: Saline lake records", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 259 No. 2, pp. 157–181.
- Goosse, H., Renssen, H., Timmermann, A. and Bradley, R.S. (2005), "Internal and forced climate variability during the last millennium: a model-data comparison using ensemble simulations", *Quaternary Science Reviews*, Vol. 24 No. 12-13, pp. 1345–1360.
- Goring, S., Williams, J.W., Blois, J.L., Jackson, S.T., Paciorek, C.J., Booth, R.K., Marlon, J.R., et al. (2012), "Deposition times in the northeastern United States during the Holocene: establishing valid priors for Bayesian age models", *Quaternary Science Reviews*, Vol. 48, pp. 54–60.
- Gottfried, M., Pauli, H., Futschik, A., Akhalkatsi, M., Barančok, P., Alonso, J.L.B., Coldea, G., et al. (2012), "Continent-wide response of mountain vegetation to climate change", *Nature Climate Change*, Vol. 2 No. 2, pp. 111–115.
- Gracia, F.J. (1990), "Geomorfología de la región de Gallocanta", Unpublished Ph. D. Thesis). University of Zaragoza.
- Gracia, F.J., Gutiérrez, F. and Gutiérrez, M. (2003), "The Jiloca karst polje-tectonic graben (Iberian Range, NE Spain)", *Geomorphology*, Vol. 52 No. 3-4, pp. 215–231.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G. and Smith, A.G. (2004), *A geologic time scale 2004*, Cambridge University Press, Vol. 86.
- Granoszewski, W. (2003), Late Pleistocene vegetation history and climatic changes at Horoszki Duże, eastern Poland: a palaeobotanical study, Polish Academy of Sciences, W. Szafer Institute of Botany, Krak'ow.
- Gregory, P. (1961), *The Microbiology of the Atmosphere*, Interscience Publishers, New York.
- Grootes, P.M., Stulver, M., White, J.W.C., Johnsen, S. and Jouzel, J. (1993), "Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores", *Nature*, Vol. 366 No. 6455, pp. 552–554.
- Guiot, J., Pons, A., De Beaulieu, J.L. and Reille, M. (1989), "A 140,000-year continental climate reconstruction from two European pollen records", *Nature*, Vol. 338 No. 6213, pp. 309–313.
- Guiot, J., Reille, M., Beaulieu, J.L. de and Pons, A. (1992), "Calibration of the climatic signal in a new pollen sequence from La Grande Pile", *Climate Dynamics*, Vol. 6 No. 3-4, pp. 259–264.
- Guiter, F., Andrieu-Ponel, V., de Beaulieu, J.-L., Cheddadi, R., Calvez, M., Ponel, P., Reille, M., et al. (2003), "The last climatic cycles in Western Europe: a comparison between long continuous lacustrine sequences from France and other terrestrial records", *Quaternary International, Late Quaternary environmental change in African Drylands*, Vol. 111 No. 1, pp. 59–74.

- Gutiérrez-Elorza, M. and Gracia, F.J. (1997), "Environmental interpretation and evolution of the Tertiary erosion surfaces in the Iberian Range (Spain)", Geological Society, London, Special Publications, Vol. 120 No. 1, p. 147.
- Gutiérrez, F., Gracia, F.J., Gutiérrez, M., Lucha, P., Guerrero, J., Carbonel, D. and Galve, J.P. (2012), "A review on Quaternary tectonic and nontectonic faults in the central sector of the Iberian Chain, NE Spain", Journal of Iberian Geology, Vol. 38 No. 1, pp. 145–160.
- Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., Gracia, F.J., McCalpin, J.P., Lucha, P. and Guerrero, J. (2008), "Plio-Quaternary extensional seismotectonics and drainage network development in the central sector of the Iberian Chain (NE Spain)", Geomorphology, Impact of Active Tectonics and Uplift on Fluvial Landscapes and Drainage Development, Vol. 102 No. 1, pp. 21–42.
- Hahne, J., Kemle, S., Merkt, J. and Meyer, K.D. (1994), "Eem-, weichsel-und saalezeitliche Ablagerungen der Bohrung 'Quakenbrück GE 2'", Geologisches Jahrbuch A, Vol. 134, pp. 9–69.
- Hall, V. (1990), "Some problems encountered in identifying Phragmites pollen in modern and fossil pollen assemblages", Circaeia, Vol. 8, pp. 17–19.
- Hammer, U.T. (1986), Saline Lake Ecosystems of the World, Springer Science & Business Media.
- Harrison, S.P., Yu, G. and Vassiljev, J. (2002), "Climate changes during the Holocene recorded by lakes from Europe", Climate development and history of the North Atlantic realm, Springer, pp. 191–204.
- Harting, P. (1875), "Le système Éemien.", Archives Néerlandaises Sciences Exactes et Naturelles de la Société Hollandaise des Sciences (Harlem), Vol. 10, pp. 443–454.
- Harvey, A.M., Wigand, P.E. and Wells, S.G. (1999), "Response of alluvial fan systems to the late Pleistocene to Holocene climatic transition: contrasts between the margins of pluvial Lakes Lahontan and Mojave, Nevada and California, USA", Catena, Vol. 36 No. 4, pp. 255–281.
- Haug, G.H. and Tiedemann, R. (1998), "Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation", Nature, Vol. 393 No. 6686, pp. 673–676.
- Hays, J.D., Imbrie, J. and Shackleton, N.J. (1976), "Variations in the earth's orbit: Pacemaker of the ice ages", Science, Vol. 194 No. 4270, pp. 1121–1132.
- Heaton, T.J., Blackwell, P.G. and Buck, C.E. (2009), "A Bayesian approach to the estimation of radiocarbon calibration curves: the IntCal09 methodology", Radiocarbon, Vol. 51 No. 4, p. 1151.
- He, B., Qiao, X., Jiao, C., Xu, Z., Cai, Z., Guo, X. and Zhang, Y. (2014), "Palaeo-earthquake events during the late Early Palaeozoic in the central Tarim Basin (NW China): evidence from deep drilling cores", Geologos, Vol. 20 No. 2, doi:10.2478/logos-2014-0006.
- Heegaard, E., Birks, H.J.B. and Telford, R.J. (2005), "Relationships between calibrated ages and depth in stratigraphical sequences: an estimation procedure by mixed-effect regression", The Holocene, Vol. 15 No. 4, pp. 612–618.
- Heinrich, H. (1988), "Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years", Quaternary research, Vol. 29 No. 2, pp. 142–152.
- Hellman, S., Gaillard, M.-J., Broström, A. and Sugita, S. (2008), "The REVEALS model, a new tool to estimate past regional plant abundance from pollen data in large lakes: validation in southern Sweden", Journal of Quaternary Science, Vol. 23 No. 1, pp. 21–42.

- Hellman, S., Gaillard, M.-J., Bunting, J.M. and Mazier, F. (2009), "Estimating the relevant source area of pollen in the past cultural landscapes of southern Sweden—a forward modelling approach", *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 153 No. 3, pp. 259–271.
- Helmens, K.F. (2014), "The Last Interglacial–Glacial cycle (MIS 5–2) re-examined based on long proxy records from central and northern Europe", *Quaternary Science Reviews*, Vol. 86, pp. 115–143.
- Henriksen, M., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A.S., Paus, A. and Svendsen, J.I. (2008), "Intriguing climatic shifts in a 90 kyr old lake record from northern Russia", *Boreas*, Vol. 37 No. 1, pp. 20–37.
- Hernandez, A., Olivé, A., Moissenet, E., Pardo, G., Villena, J., Portero, J.M., Gutiérrez, M., et al. (1983), *Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja nº. 491 (Calamocha) y memoria*, IGME, Madrid.
- Hernández, A., Trigo, R. and Pla-Rabes, S. (2015), "Sensitivity of two Iberian lakes to North Atlantic atmospheric circulation modes", *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-015-2547-8.
- Herold, M. and Lohmann, G. (2009), "Eemian tropical and subtropical African moisture transport: an isotope modelling study", *Climate dynamics*, Vol. 33 No. 7-8, pp. 1075–1088.
- Herrera, C.M., Jordano, P., Guitián, J. and Traveset, A. (1998), "Annual variability in seed production by woody plants and the masting concept: reassessment of principles and relationship to pollination and seed dispersal", *The American Naturalist*, Vol. 152 No. 4, pp. 576–594.
- Hicks, S. (1999), Using annual pollen deposition values both as proxies for climate and for delimiting tree-lines in the landscape, Presented at the INQUA XV International Congress, Durban, South Africa.
- Hicks, S. (2001), "The use of annual arboreal pollen deposition values for delimiting tree-lines in the landscape and exploring models of pollen dispersal", *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 117 No. 1–3, pp. 1–29.
- Hicks, S. and Hyvarinen, V.-P. (1986), "Sampling modern pollen deposition by means of «Tauber traps»: some considerations", *Pollen et Spores*, Vol. 28 No. 2, pp. 219–242.
- Hicks, S., Tinsley, H., Huusko, A., Jensen, C., Hättestrand, M., Gerasimides, A. and Kvavadze, E. (2001), "Some comments on spatial variation in arboreal pollen deposition: first records from the Pollen Monitoring Programme (PMP)", *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 117 No. 1–3, pp. 183–194.
- Hilgen, F.J., Aziz, H.A., Krijgsman, W., Langereis, C.G., Lourens, L.J., Meulenkamp, J.E., Raffi, I., et al. (1999), "Present status of the astronomical (polarity) time-scale for the Mediterranean Late Neogene", *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, Vol. 357 No. 1757, pp. 1931–1947.
- Hoek, W.Z., Yu, Z.C. and Lowe, J.J. (2008), "INTegration of Ice-core, MARine, and TERrestrial records (INTIMATE): refining the record of the Last Glacial-Interglacial Transition", *Quaternary Science Reviews*, Vol. 27 No. 1-2, pp. 1–5.
- Hoffmann, M.H., Litt, T. and Jäger, E.J. (1998), "Ecology and climate of the early Weichselian flora from Gröbern-(Germany)", *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 102 No. 3-4, pp. 259–276.
- Hogg, A., Lowe, D.J., Palmer, J., Boswijk, G. and Ramsey, C.B. (2011), "Revised calendar date for the Taupo eruption derived by 14C wiggle-matching using a New Zealand kauri 14C calibration data set", *The Holocene*, p. 0959683611425551.

- Holzkämper, S., Mangini, A., Spötl, C. and Mudelsee, M. (2004), "Timing and progression of the Last Interglacial derived from a high alpine stalagmite", *Geophysical Research Letters*, Vol. 31 No. 7.
- Horowitz, A. (1992), *Palynology of arid lands*, Elsevier, Amsterdam; New York.
- Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K., et al. (2001), "Climate change 2001: the scientific basis."
- Hrivnák, R., Kochjarová, J. and Oťahel'ová, H. (2011), "Vegetation of the aquatic and marshland habitats in the Orava region, including the first records of *Potametum alpini*, *Potametum zizii* and *Ranunculo-Juncetum bulbosi* in the territory of Slovakia", *Biologia*, Vol. 66 No. 4, pp. 626–637.
- Huber, C., Leuenberger, M., Spahni, R., Flückiger, J., Schwander, J., Stocker, T.F., Johnsen, S., et al. (2006), "Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH 4", *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 243 No. 3, pp. 504–519.
- Hunt, C. (2009), "Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments. Encyclopedia of Earth Sciences Series", *Reference Reviews*, Vol. 23 No. 8, pp. 40–41.
- Huntley, B. and Birks, H.J.B. (1983), *An Atlas of Past and Present Pollen Maps for Europe: 0-13000 Years Ago*, Cambridge University Press.
- Huntley, B. and Webb, T. (1989), "Migration: species' response to climatic variations caused by changes in the earth's orbit", *Journal of Biogeography*, pp. 5–19.
- Huntley, D.J. and Lamothe, M. (2001), "Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating", *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 38 No. 7, pp. 1093–1106.
- Hurrell, J.W. (1995), "Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation", *Science*, Vol. 269 No. 5224, pp. 676–679.
- Hurrell, J.W. and Deser, C. (2010), "North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation", *Journal of Marine Systems, Impact of climate variability on marine ecosystems: A comparative approach*, Vol. 79 No. 3–4, pp. 231–244.
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G. and Visbeck, M. (2003), "An overview of the North Atlantic oscillation", *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, Vol. 134, pp. 1–36.
- Hutchinson, G.E. (1957), *A Treatise on Limnology: Geography, physics, and chemistry. pt. 1. Geography and physics of lakes*, John Wiley & Sons, Vol. 1.
- I. (2004,2005), "Tercer Inventario Forestal Nacional - Inventario Forestal Nacional - Inventarios nacionales - Biodiversidad - magrama.es."
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., et al. (1984), "The orbital theory of Pleistocene climate : support from a revised chronology of the marine delta¹⁸O record", *Milankovitch and Climate: Understanding the Response to Astronomical Forcing*, Presented at the Milankovitch and Climate: Understanding the Response to Astronomical Forcing, Vol. -1, p. 269.
- Imbrie, J. and Imbrie, K.P. (1979), *Ice Ages: Solving the Mystery*, Harvard University Press.
- Jackson, S. and Lyford, M. (1999), "Pollen dispersal models in Quaternary plant ecology: Assumptions, parameters, and prescriptions", *The Botanical Review*, Vol. 65 No. 1, pp. 39–75.

- Janssen, C.R. (1970), "Problems in the recognition of plant communities in pollen diagrams", *Plant Ecology*, Vol. 20 No. 1, pp. 187–198.
- Jessen, K. and Milthers, V. (1928), Stratigraphical and paleontological studies of interglacial fresh-water deposits in Jutland and Northwest Germany, Reitzel.
- Jouzel, J., Lorius, C., Johnsen, S. and Grootes, P. (1994), "Climate instabilities: Greenland and Antarctic records", *Comptes Rendus - Academie des Sciences, Serie II: Sciences de la Terre et des Planètes*, Vol. 319 No. 1, pp. 65–77.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., et al. (2007), "Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years", *Science*, Vol. 317 No. 5839, pp. 793–796.
- Julià, R., Burjachs, F., Dasí, M.J., Mezquita, F., Miracle, M.R., Roca, J.R., Seret, G., et al. (1998), "Meromixis origin and recent trophic evolution in the Spanish mountain lake La Cruz", *Aquatic Sciences*, Vol. 60 No. 4, pp. 279–299.
- Kageyama, M., Paul, A., Roche, D.M. and Van Meerbeeck, C.J. (2010), "Modelling glacial climatic millennial-scale variability related to changes in the Atlantic meridional overturning circulation: A review", *Quaternary Science Reviews*, Vol. 29 No. 21-22, pp. 2931–2956.
- Kallel, N., Duplessy, J.-C., Labeyrie, L., Fontugne, M., Paterne, M. and Montacer, M. (2000), "Mediterranean pluvial periods and sapropel formation over the last 200 000 years", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 157 No. 1-2, pp. 45–58.
- Karabanov, E.B., Prokopenko, A.A., Williams, D.F. and Colman, S.M. (1998), "Evidence from Lake Baikal for Siberian glaciation during oxygen-isotope substage 5d", *Quaternary Research*, Vol. 50 No. 1, pp. 46–55.
- Kaspar, F., Kühn, N., Cubasch, U. and Litt, T. (2005), "A model-data comparison of European temperatures in the Eemian interglacial", *Geophysical Research Letters*, Vol. 32 No. 11, p. L11703.
- Kaspar, F., Spangehl, T. and Cubasch, U. (2007), "Northern hemisphere winter storm tracks of the Eemian interglacial and the last glacial inception", *Clim. Past*, Vol. 3 No. 2, pp. 181–192.
- Katz, B.J. (1990), Lacustrine basin exploration: case studies and modern analogs, Amer Assn of Petroleum Geologists, Vol. 50.
- Keller, E.A. and Rockwell, T.K. (1984), "Tectonic geomorphology, Quaternary chronology, and paleoseismicity", *Developments and applications of geomorphology*, Springer, pp. 203–239.
- Kelts, K. and Hsü, K.J. (1978), "Freshwater carbonate sedimentation", *Lakes*, Springer, pp. 295–323.
- Kershaw, A.P. (1979), "Local pollen deposition in aquatic sediments on the Atherton Tableland, North-Eastern Australia", *Australian Journal of Ecology*, Vol. 4 No. 3, pp. 253–263.
- Kirschvink, J.L. (1981), "How sensitive should a rock magnetometer be for use in paleomagnetism?", *SQUID Applications to Geophysics*. The Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, pp. 111–114.
- Klotz, S., Guiot, J. and Mosbrugger, V. (2003), "Continental European Eemian and early Würmian climate evolution: comparing signals using different quantitative reconstruction approaches based on pollen", *Global and Planetary Change*, Vol. 36 No. 4, pp. 277–294.

- Klotz, S., Müller, U., Mosbrugger, V., de Beaulieu, J.-L. and Reille, M. (2004), “Eemian to early Würmian climate dynamics: history and pattern of changes in Central Europe”, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 211 No. 1-2, pp. 107–126.
- Van der Knaap, W.O. and van Leeuwen, J.F. (1998), “Calibration of forest cover based on pollen in surface sediments of 25 Swiss lowland lakes north of the Alps”, *Quantification of land surfaces cleared of forests during the Holocene—modern pollen/vegetation/landscape relationships as an aid to the interpretation of fossil pollen data (Paläoklimaforschung/Palaeoclimate Research 27)*. Fischer, Stuttgart, pp. 77–84.
- Koenig, W.D. and Ashley, M.V. (2003), “Is pollen limited? The answer is blowin’ in the wind”, *Trends in Ecology & Evolution*, Vol. 18 No. 4, pp. 157–159.
- Koff, T. (2001), “Pollen influx into Tauber traps in Estonia in 1997–1998”, *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 117 No. 1–3, pp. 53–62.
- Köhler, P., Bintanja, R., Fischer, H., Joos, F., Knutti, R., Lohmann, G. and Masson-Delmotte, V. (2010), “What caused Earth’s temperature variations during the last 800,000 years? Data-based evidence on radiative forcing and constraints on climate sensitivity”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 29 No. 1-2, pp. 129–145.
- Köppen, W. (1900), “Versuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugsweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt”, *Geographische Zeitschrift*, Vol. 6 No. 11, pp. 593–611.
- Kopp, R.E., Simons, F.J., Mitrovica, J.X., Maloof, A.C. and Oppenheimer, M. (2009), “Probabilistic assessment of sea level during the last interglacial stage”, *Nature*, Vol. 462 No. 7275, pp. 863–867.
- Körner, C., Paulsen, J. and Spehn, E.M. (2011), “A definition of mountains and their bioclimatic belts for global comparisons of biodiversity data”, *Alpine Botany*, Vol. 121 No. 2, pp. 73–78.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B. and Rubel, F. (2006), “World map of the Köppen-Geiger climate classification updated”, *Meteorologische Zeitschrift*, Vol. 15 No. 3, pp. 259–263.
- Kuehn, S.C. and Froese, D.G. (2010), “Tephra from Ice—A Simple Method to Routinely Mount, Polish, and Quantitatively Analyze Sparse Fine Particles”, *Microscopy and Microanalysis*, Vol. 16 No. 02, pp. 218–225.
- Kühl, N. and Litt, T. (2003), “Quantitative time series reconstruction of Eemian temperature at three European sites using pollen data”, *Vegetation History and Archaeobotany*, Vol. 12 No. 4, pp. 205–214.
- Kühl, N., Litt, T., Schölzel, C. and Hense, A. (2007), “Eemian and Early Weichselian temperature and precipitation variability in northern Germany”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 26 No. 25–28, pp. 3311–3317.
- Kukla, G. (2000), “Last interglacial end”, *Geolines*, Vol. 11, pp. 9–11.
- Kukla, G. and Gavin, J. (1992), “Insolation regime of the warm to cold transitions”, *Start of a Glacial*, Springer, pp. 307–339.
- Kukla, G.J., Bender, M.L., de Beaulieu, J.-L., Bond, G., Broecker, W.S., Cleveringa, P., Gavin, J.E., et al. (2002), “Last Interglacial Climates”, *Quaternary Research*, Vol. 58 No. 1, pp. 2–13.
- Kukla, G., McManus, J.F., Rousseau, D.D. and Chuine, I. (1997), “How long and how stable was the last interglacial?”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 16 No. 6, pp. 605–612.
- Kullman, L. (2002), “Boreal tree taxa in the central Scandes during the Late-Glacial: implications for Late-Quaternary forest history”, *Journal of Biogeography*, Vol. 29 No. 9, pp. 1117–1124.

- Kuparinen, A., Markkanen, T., Riikonen, H. and Vesala, T. (2007), "Modeling air-mediated dispersal of spores, pollen and seeds in forested areas", *Ecological Modelling*, Vol. 208 No. 2–4, pp. 177–188.
- Kupryjanowicz, M., Drzymulska, D. and Fiłoc, M. (2015), "Eemian and early Weichselian Lobelia lakes in northeastern Poland", *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 219, pp. 28–38.
- Kutzbach, J.E. and Webb III, T. (1993), "Conceptual basis for understanding Late-Quaternary climates", *Global climates since the last glacial maximum*, pp. 5–11.
- Lægaard, S. (1993), "The Grass Genera of the World. - C.A.B. International", *Nordic Journal of Botany*, Vol. 13 No. 5, pp. 544–544.
- de Lafontaine, G., Amasifuen Guerra, C.A., Ducouso, A. and Petit, R.J. (2014), "Cryptic no more: soil macrofossils uncover Pleistocene forest microrefugia within a periglacial desert", *New Phytologist*, Vol. 204 No. 3, pp. 715–729.
- Lafuente, P. (2011), *Tectónica activa y paleosismicidad de la falla de Concud (Cordillera Ibérica central)*, Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, Zaragoza.
- Lafuente, P., Arlegui, L.E., Liesa, C.L., Pueyo, Ó. and Simón, J.L. (2014), "Spatial and temporal variation of palaeoseismic activity at an intraplate, historically quiescent structure: The Concud fault (Iberian Chain, Spain)", *Tectonophysics*, Vol. 632, pp. 167–187.
- Lafuente, P., Arlegui, L.E., Liesa, C.L. and Simón, J.L. (2010), "Nuevo estudio paleosismológico en el sector central de la Falla de Concud (Fosa del Jiloca, Teruel): Resultados preliminares", Contribución de la Geología al análisis de la peligrosidad sísmica. First Iberian Meeting on Active Faults and Paleoseismology. Sigüenza, pp. 67–70.
- Landais, A., Masson-Delmotte, V., Stenni, B., Selmo, E., Roche, D.M., Jouzel, J., Lambert, F., et al. (2015), "A review of the bipolar see-saw from synchronized and high resolution ice core water stable isotope records from Greenland and East Antarctica", *Quaternary Science Reviews*, Vol. 114, pp. 18–32.
- Lane, C.S., Andrič, M., Cullen, V.L. and Blockley, S.P.E. (2011), "The occurrence of distal Icelandic and Italian tephra in the Lateglacial of Lake Bled, Slovenia", *Quaternary Science Reviews*, Vol. 30 No. 9–10, pp. 1013–1018.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M. and Levrard, B. (2004), "A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth", *Astronomy and Astrophysics*, Vol. 428 No. 1, pp. 261–285.
- Last, W.M. and Smol, J.P. (2001), *Tracking environmental change using lake sediments: Basin analysis, coring, and chronological techniques*, Kluwer Academic Pub, Vol. 1.
- Lavrova, M.A. (1961), "The relation between Boreal Interglacial transgression in the North of the USSR and the Eemian transgression in the Western Europe", *Transactions of the Institute of Geology of the Academy of Sciences of the ESSR VIII*, Tallinn, pp. 74–88.
- Lea, D.W., Pak, D.K. and Spero, H.J. (2000), "Climate impact of late Quaternary equatorial Pacific sea surface temperature variations", *Science*, Vol. 289 No. 5485, p. 1719.
- Lebreiro, S.M. (2013), "Plio-Pleistocene imprint of natural climate cycles in marine sediments", *Boletín Geológico Mine-ro*, Vol. 124 No. 2, pp. 283–305.
- van Leeuwen, R.J., Beets, D.J., Aleid Bosch, J.H., Burger, A.W., Cleveringa, P., van Harten, D., Waldemar Herngreen, G.F., et al. (2000), "Stratigraphy and integrated facies analysis of the Saalian and Eemian

- sediments in the Amsterdam-Terminal borehole, the Netherlands”, *Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw*, Vol. 79 No. 2/3.
- Leroy, S.A.G., Arpe, K. and Mikolajewicz, U. (2011), “Vegetation context and climatic limits of the Early Pleistocene hominin dispersal in Europe”, *Quaternary Science Reviews*, *Early Human Evolution in the Western Palaearctic: Ecological Scenarios*, Vol. 30 No. 11–12, pp. 1448–1463.
- Levesque, A.J., Cwynar, L.C. and Walker, I.R. (1994), “A multiproxy investigation of late-glacial climate and vegetation change at Pine Ridge Pond, southwest New Brunswick, Canada”, *Quaternary Research*, Vol. 42 No. 3, pp. 316–327.
- Lewis, C.J., McDonald, E.V., Sancho, C., Peña, J.L. and Rhodes, E.J. (2009), “Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy”, *Global and Planetary Change*, Vol. 67 No. 3-4, pp. 141–152.
- Lézine, A.-M., von Grafenstein, U., Andersen, N., Belmecheri, S., Bordon, A., Caron, B., Cazet, J.-P., et al. (2010), “Lake Ohrid, Albania, provides an exceptional multi-proxy record of environmental changes during the last glacial–interglacial cycle”, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 287 No. 1–4, pp. 116–127.
- Liesa, C.L. and Simón, J.L. (2009), “Evolution of intraplate stress fields under multiple remote compressions: The case of the Iberian Chain (NE Spain)”, *Tectonophysics*, Vol. 474 No. 1, pp. 144–159.
- Likens, G.E. (2010), *Lake Ecosystem Ecology: A Global Perspective*, Academic Press.
- Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Boscolo, R., Alpert, P., Artale, V., Li, L., Luterbacher, J., et al. (2006), “The Mediterranean climate: an overview of the main characteristics and issues”, *Developments in earth and environmental sciences*, Vol. 4, pp. 1–26.
- Lisiecki, L.E. and Raymo, M.E. (2005), “A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records”, *Paleoceanography*, Vol. 20 No. 1, doi:10.1029/2004PA001071.
- Lisitsyna, O.V., Giesecke, T. and Hicks, S. (2011), “Exploring pollen percentage threshold values as an indication for the regional presence of major European trees”, *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 166 No. 3–4, pp. 311–324.
- Lisitsyna, O.V., Hicks, S. and Huusko, A. (2012), “Do moss samples, pollen traps and modern lake sediments all collect pollen in the same way? A comparison from the forest limit area of northernmost Europe”, *Vegetation History and Archaeobotany*, Vol. 21 No. 3, pp. 187–199.
- Litt, T. (1990), “Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations-und Klimaentwicklung während des Jungpleistozäns in den Becken von Gröbern und Grabschütz”, *Altenbg. Natwiss. Forsch.*, Vol. 5, pp. 92–105.
- Litt, T. (1994), *Palaeokologie, Palaeobotanik und Stratigraphie des Jungquartars im nordmitteleuropäischen Tiefland*.
- Litt, T., Junge, F.W. and Böttger, T. (1996), “Climate during the Eemian in north-central Europe ? a critical review of the palaeobotanical and stable isotope data from central Germany”, *Vegetation History and Archaeobotany*, Vol. 5 No. 3, pp. 247–256.
- Litt, T., Krastel, S., Sturm, M., Kipfer, R., Örcen, S., Heumann, G., Franz, S.O., et al. (2009), “‘PALEOVAN’, International Continental Scientific Drilling Program (ICDP): site survey results and perspectives”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 28 No. 15–16, pp. 1555–1567.

- Liu, H., Cui, H., Pott, R. and Speier, M. (1999), "The surface pollen of the woodland-steppe ecotone in southeastern Inner Mongolia, China", *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 105 No. 3-4, pp. 237–250.
- Liu, Z., Otto-Bliesner, B.L., He, F., Brady, E.C., Tomas, R., Clark, P.U., Carlson, A.E., et al. (2009), "Transient simulation of last deglaciation with a new mechanism for bolling-allerod warming", *Science*, Vol. 325 No. 5938, pp. 310–314.
- Li, Y., Bunting, M.J., Xu, Q., Jiang, S., Ding, W. and Hun, L. (2011), "Pollen–vegetation–climate relationships in some desert and desert-steppe communities in northern China", *The Holocene*, Vol. 21 No. 6, pp. 997–1010.
- Lopez. (2007), "Atlas climático de Aragón - 1^aEd."
- López de Heredia, U., Carrión, J.S., Jiménez, P., Collada, C. and Gil, L. (2007), "Molecular and palaeoecological evidence for multiple glacial refugia for evergreen oaks on the Iberian Peninsula", *Journal of Biogeography*, Vol. 34 No. 9, pp. 1505–1517.
- López-Sáez, J.A., Alba-Sánchez, F., López-Merino, L. and Pérez-Díaz, S. (2010), "Modern pollen analysis: a reliable tool for discriminating *Quercus rotundifolia* communities in Central Spain", *Phytocoenologia*, Vol. 40 No. 1, pp. 57–72.
- López-Sáez, J.A., Merino, L.L., Cugny, C. and Galop, D. (2005), "Paleoecología de medios húmedos: el aporte de los microfósiles no polínicos", *Nuestra Tierra*, No. 3, pp. 13–15.
- Lozano, M.V., Peña, J.L., Longares, L.A. and Sánchez, M. (2004), "Cañones del río Martín entre Oliete y Albalate del Arzobispo (Cordillera Ibérica, Teruel)", *Geografía física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*, pp. 213–230.
- Lozano-Terrazas, J.L., Cordellat, A.A. and Acedo, C. (2012), "Aportaciones a la corología del género *Quercus* en el Sistema Ibérico meridional", *Flora Montiberica*, No. 51, pp. 12–15.
- Lunt, D.J., Abe-Ouchi, A., Bakker, P., Berger, A., Braconnot, P., Charbit, S., Fischer, N., et al. (2013), "A multi-model assessment of last interglacial temperatures", *Climate of the Past*, Vol. 9, pp. 699–717.
- Luterbacher, J., Dietrich, D., Xoplaki, E., Grosjean, M. and Wanner, H. (2004), "European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500", *Science*, Vol. 303 No. 5663, pp. 1499–1503.
- Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.-M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., et al. (2008), "High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present", *Nature*, Vol. 453 No. 7193, pp. 379–382.
- Magri, D. (1999), "Late Quaternary vegetation history at Lagaccione near Lago di Bolsena (central Italy)", *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 106 No. 3–4, pp. 171–208.
- Magri, D. and Sadori, L. (1999), "Late Pleistocene and Holocene pollen stratigraphy at Lago di Vico, central Italy", *Vegetation history and archaeobotany*, Vol. 8 No. 4, pp. 247–260.
- Magri, D. and Tzedakis, P.C. (2000), "Orbital signatures and long-term vegetation patterns in the Mediterranean", *Quaternary International*, EDLP - Med Special, Vol. 73–74, pp. 69–78.
- Maier-Reimer, E., Mikolajewicz, U. and Crowley, T. (1990), "Ocean General Circulation Model Sensitivity Experiment with an open Central American Isthmus", *Paleoceanography*, Vol. 5 No. 3, pp. 349–366.

- Mamakowa, K. (1989), “Late Middle Polish Glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland”, *Acta Palaeobotanica*, Vol. 29 No. 1, pp. 11–176.
- Mangerud, J., Sejrup, H.-P., Sønstegaard, E. and Haldorsen, S. (1981), “A continuous Eemian-Early Weichselian sequence containing pollen and marine fossils at Fjøsanger, western Norway”, *Boreas*, Vol. 10 No. 2, pp. 137–208.
- Margari, V., Skinner, L.C., Hodell, D.A., Martrat, B., Toucanne, S., Grimalt, J.O., Gibbard, P.L., et al. (2014), “Land-ocean changes on orbital and millennial time scales and the penultimate glaciation”, *Geology*, p. G35070.1.
- Margari, V., Skinner, L.C., Tzedakis, P.C., Ganopolski, A., Vautravers, M. and Shackleton, N.J. (2010), “The nature of millennial-scale climate variability during the past two glacial periods”, *Nature Geoscience*, Vol. 3 No. 2, pp. 127–131.
- Martínez-Botí, M.A., Foster, G.L., Chalk, T.B., Rohling, E.J., Sexton, P.F., Lunt, D.J., Pancost, R.D., et al. (2015), “Plio-Pleistocene climate sensitivity evaluated using high-resolution CO₂ records”, *Nature*, Vol. 518 No. 7537, pp. 49–54.
- Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B.L., Mata, M.P., Moreno, A., Giralt, S., Martínez-Ruiz, F. and Jiménez-Espejo, F. (2009), “Geochemical processes in a Mediterranean Lake: a high-resolution study of the last 4,000 years in Zoñar Lake, southern Spain”, *Journal of Paleolimnology*, Vol. 46 No. 3, pp. 405–421.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C. and others. (1987), “Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy* 1”, *Quaternary Research*, Vol. 27 No. 1, pp. 1–29.
- Martin-Vide, J. and Lopez-Bustins, J.-A. (2006), “The Western Mediterranean Oscillation and rainfall in the Iberian Peninsula”, *International Journal of Climatology*, Vol. 26 No. 11, pp. 1455–1475.
- Martrat, B., Grimalt, J.O., Lopez-Martinez, C., Cacho, I., Sierro, F.J., Flores, J.A., Zahn, R., et al. (2004), “Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the past 250,000 years”, *Science*, Vol. 306 No. 5702, p. 1762.
- Martrat, B., Jimenez-Amat, P., Zahn, R. and Grimalt, J.O. (2014), “Similarities and dissimilarities between the last two deglaciations and interglaciations in the North Atlantic region”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 99, pp. 122–134.
- Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., Landais, A., Stievenard, M., Johnsen, S.J., White, J.W.C., Werner, M., et al. (2005), “GRIP deuterium excess reveals rapid and orbital-scale changes in Greenland moisture origin”, *Science*, Vol. 309 No. 5731, pp. 118–121.
- Masson-Delmotte, V., Schulz, M., Abe-Ouchi, A., Beer, J., Ganopolski, A., González Rouco, J.F., Jansen, E., et al. (2013), “Information from paleoclimate archives”, *Climate change*, pp. 383–464.
- Mateo, G. (2008), Flora de la Sierra de Albarracín y su comarca (Teruel), José Luis Benito Alonso.
- Matthews, H.D., Gillett, N.P., Stott, P.A. and Zickfeld, K. (2009), “The proportionality of global warming to cumulative carbon emissions”, *Nature*, Vol. 459 No. 7248, pp. 829–832.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Curt Stager, J., Karlen, W., Maasch, K.A., David Meeker, L., Meyerson, E.A., et al. (2004), “Holocene climate variability”, *Quaternary Research*, Vol. 62 No. 3, pp. 243–255.

- Mazier, F., Broström, A., Gaillard, M.-J., Sugita, S., Vittoz, P. and Buttler, A. (2008), “Pollen productivity estimates and relevant source area of pollen for selected plant taxa in a pasture woodland landscape of the Jura Mountains (Switzerland)”, *Vegetation History and Archaeobotany*, Vol. 17 No. 5, pp. 479–495.
- Mazier, F., Gaillard, M.-J., Kuneš, P., Sugita, S., Trondman, A.-K. and Broström, A. (2012), “Testing the effect of site selection and parameter setting on REVEALS-model estimates of plant abundance using the Czech Quaternary Palynological Database”, *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 187, pp. 38–49.
- Mazier, F., Galop, D., Gaillard, M.-J., Rendu, C., Cugny, C., Legaz, A., Peyron, O., et al. (2009), “Multidisciplinary approach to reconstructing local pastoral activities: an example from the Pyrenean Mountains (Pays Basque)”, *The Holocene*, Vol. 19 No. 2, pp. 171–188.
- McCarroll, D. (2015), “Holocene book review: Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary”, *The Holocene*, Vol. 25 No. 3, pp. 563–565.
- McCarroll, D. (2015), “‘Study the past, if you would divine the future’: a retrospective on measuring and understanding Quaternary climate change”, *Journal of Quaternary Science*, Vol. 30 No. 2, pp. 154–187.
- McGee, D., Quade, J., Edwards, R.L., Broecker, W.S., Cheng, H., Reiners, P.W. and Evenson, N. (2012), “Lacustrine cave carbonates: Novel archives of paleohydrologic change in the Bonneville Basin (Utah, USA)”, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 351–352, pp. 182–194.
- McKay, N.P., Overpeck, J.T. and Otto-Bliesner, B.L. (2011), “The role of ocean thermal expansion in Last Interglacial sea level rise”, *Geophysical Research Letters*, Vol. 38 No. 14.
- McManus, J.F., Bond, G.C., Broecker, W.S., Johnsen, S., Labeyrie, L. and Higgins, S. (1994), “High-resolution climate records from the North Atlantic during the last interglacial”, *Nature*, Vol. 371 No. 6495, pp. 326–329.
- Mélières, M.-A. and Maréchal, C. (2015), *Climate Change: Past, Present, and Future*, John Wiley & Sons.
- Melles, M., Brigham-Grette, J., Minyuk, P.S., Nowaczyk, N.R., Wennrich, V., DeConto, R.M., Anderson, P.M., et al. (2012), “2.8 Million Years of Arctic Climate Change from Lake El’gygytgyn, NE Russia”, *Science*, Vol. 337 No. 6092, pp. 315–320.
- Menviel, L., Timmermann, A., Friedrich, T. and England, M.H. (2014), “Hindcasting the continuum of Dansgaard–Oeschger variability: mechanisms, patterns and timing”, *Climate of the Past*, Vol. 10 No. 1, pp. 63–77.
- Mergenthaler, S. (2015), “Mitigating climate change”, *Managing Global Challenges*, Springer Fachmedien Wiesbaden, pp. 143–165.
- Metzger, M.J., Bunce, R.G.H., Jongman, R.H.G., Sayre, R., Trabucco, A. and Zomer, R. (2013), “A high-resolution bioclimate map of the world: a unifying framework for global biodiversity research and monitoring”, *Global Ecology and Biogeography*, Vol. 22 No. 5, pp. 630–638.
- Milankovitch, M. (1923), “Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire”, *Bull. Amer. Math. Soc.* 29 (1923), 419–420., Vol. 2 No. 9904, pp. 419–420.
- Milankovitch, M. (1941), *Kanon der Erdbeleuchtungen und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*, Belgrado (Serbia).
- Milner, A.M., Müller, U.C., Roucoux, K.H., Collier, R.E., Pross, J., Kalaitzidis, S., Christianis, K., et al. (2013), “Environmental variability during the Last Interglacial: a new high-resolution pollen record from Tenaghi Philippon, Greece”, *Journal of Quaternary Science*, Vol. 28 No. 2, pp. 113–117.

- Mitchell, J.M. (1976), "An overview of climatic variability and its causal mechanisms", *Quaternary Research*, Vol. 6 No. 4, pp. 481–493.
- Mittermeier, R.A., Myers, N., Mittermeier, C.G. and Robles Gil, P. (1999), "Hotspots: Earth's biologically richest and most endangered terrestrial ecoregions.", p. 431 pp.
- Mix, A.C., Bard, E. and Schneider, R. (2001), "Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG)", *Quaternary Science Reviews*, Vol. 20 No. 4, pp. 627–657.
- Mokeddem, Z., McManus, J.F. and Oppo, D.W. (2014), "Oceanographic dynamics and the end of the last interglacial in the subpolar North Atlantic", *Proceedings of the National Academy of Sciences*, Vol. 111 No. 31, pp. 11263–11268.
- Montenat, C., Barrier, P., Ott d'Estevou, P. and Hibsch, C. (2007), "Seismites: An attempt at critical analysis and classification", *Sedimentary Geology, Deformation of soft sediments in nature and laboratory*, Vol. 196 No. 1–4, pp. 5–30.
- Montes, C., Cardona, A., Jaramillo, C., Pardo, A., Silva, J.C., Valencia, V., Ayala, C., et al. (2015), "Middle Miocene closure of the Central American Seaway", *Science*, Vol. 348 No. 6231, pp. 226–229.
- Montesinos, D., García-Fayos, P. and Verdú, M. (2012), "Masting uncoupling: mast seeding does not follow all mast flowering episodes in a dioecious juniper tree", *Oikos*, Vol. 121 No. 11, pp. 1725–1736.
- Montoya, M. (2007), "The Last Interglacial", *Encyclopedia of Quaternary Science* (ed. by S.A. Elias), Elsevier, pp. 1916–1927.
- Montserrat-Martí, G., Camarero, J.J., Palacio, S., Pérez-Rontomé, C., Milla, R., Albuixech, J. and Maestro, M. (2009), "Summer-drought constrains the phenology and growth of two coexisting Mediterranean oaks with contrasting leaf habit: implications for their persistence and reproduction", *Trees*, Vol. 23 No. 4, pp. 787–799.
- Moore, P.D., Webb, J.A. and Collison, M.E. (1991), *Pollen analysis*., Blackwell scientific publications.
- Moore, R.B. (1990), *Volcanic geology and eruption frequency*, Sao.
- Morales-Molino, C., Postigo-Mijarra, J.M., Morla, C. and García-Antón, M. (2012), "Long-term persistence of Mediterranean pine forests in the Duero Basin (central Spain) during the Holocene: The case of Pinus pinaster Aiton", *The Holocene*, Vol. 22 No. 5, pp. 561–570.
- Morán-Tejeda, E., Ignacio, L.-M., Antonio, C.-B. and Sergio M., V.-S. (2011), "Evaluating Duero's basin (Spain) response to the NAO phases: spatial and seasonal variability", *Hydrological Processes*, Vol. 25 No. 8, pp. 1313–1326.
- Morellón, M. (2008), *Paleohidrología y cambios climáticos abruptos en la Península Ibérica desde el último máximo glacial: el registro lacustre de Estaña*, Universidad de Zaragoza. Departamento de Ciencias de la Tierra: 323.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., González-Sampériz, P., Vegas-Vilarrubia, T., Rubio, E., Rieradevall, M., Delgado-Huertas, A., et al. (2011), "Climate changes and human activities recorded in the sediments of Lake Estanya (NE Spain) during the Medieval Warm Period and Little Ice Age", *Journal of Paleolimnology*, Vol. 46 No. 3, pp. 423–452.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., Moreno, A., González-Sampériz, P., Mata, P., Romero, O., Maestro, M., et al. (2008), "Holocene palaeohydrology and climate variability in northeastern Spain: The sedimentary record of Lake Estanya (Pre-Pyrenean range)", *Quaternary International*, Vol. 181 No. 1, pp. 15–31.

- Moreno, A., Belmonte, A., Bartolomé, M., Sancho, C., Oliva-Urcia, B., Stoll, H., Edwards, L.R., et al. (2013), "Formación de espeleotemas en el Noreste Peninsular y su relación con las condiciones climáticas durante los últimos ciclos glaciares", Cuadernos de Investigación Geográfic, Vol. 39 No. 1, pp. 25–47.
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J.O., Sánchez-Góñi, M.F., Shackleton, N. and Sierro, F.J. (2005), "Links between marine and atmospheric processes oscillating on a millennial time-scale. A multi-proxy study of the last 50,000 yr from the Alboran Sea (Western Mediterranean Sea)", Quaternary Science Reviews, Vol. 24 No. 14-15, pp. 1623–1636.
- Moreno, A., González-Sampériz, P., Morellón, M., Valero-Garcés, B.L. and Fletcher, W.J. (2012), "Northern Iberian abrupt climate change dynamics during the last glacial cycle: A view from lacustrine sediments", Quaternary Science Reviews, Vol. 36, pp. 139–153.
- Moreno, A., López-Merino, L., Leira, M., Marco-Barba, J., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., López-Sáez, J.A., et al. (2009), "Revealing the last 13,500 years of environmental history from the multiproxy record of a mountain lake (Lago Enol, northern Iberian Peninsula)", Journal of Paleolimnology, pp. 1–23.
- Moreno, A., Svensson, A., Brooks, S.J., Connor, S., Engels, S., Fletcher, W., Genty, D., et al. (2014), "A compilation of Western European terrestrial records 60–8 ka BP: towards an understanding of latitudinal climatic gradients", Quaternary Science Reviews, Dating, Synthesis, and Interpretation of Palaeoclimatic Records and Model-data Integration: Advances of the INTIMATE project(INTegration of Ice core, Marine and TERrestrial records, COST Action ES0907), Vol. 106, pp. 167–185.
- Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Mata, M.P., Navas, A., González-Sampériz, P., et al. (2010), "The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, Northern Spain)", Journal of Quaternary Science, Vol. 25 No. 7, pp. 1076–1091.
- Moretti, M., Alfaro, P., Caselles, O. and Canas, J.A. (1999), "Modelling seismites with a digital shaking table", Tectonophysics, Vol. 304 No. 4, pp. 369–383.
- Moretti, M., Soria, J.M., Alfaro, P. and Walsh, N. (2001), "Asymmetrical soft-sediment deformation structures triggered by rapid sedimentation in turbiditic deposits (Late Miocene, Guadix Basin, southern Spain)", Facies, Vol. 44 No. 1, pp. 283–294.
- El-Moslimany, A.P. (1990), "Ecological significance of common nonarboreal pollen: examples from drylands of the Middle East", Review of Palaeobotany and Palynology, The Proceedings of the 7th International Palynological Congress (Part I), Vol. 64 No. 1–4, pp. 343–350.
- Muhs, D.R. (2002), "Evidence for the timing and duration of the last interglacial period from high-precision uranium-series ages of corals on tectonically stable coastlines", Quaternary Research, Vol. 58 No. 1, pp. 36–40.
- Mu, H., Xu, Q., Zhang, S., Hun, L., Li, M., Li, Y., Hu, Y., et al. (2015), "Pollen-based quantitative reconstruction of the paleoclimate during the formation process of Houjiayao Relic Site in Nihewan Basin of China", Quaternary International.
- Müller, U.C. (2000), "A Late-Pleistocene pollen sequence from the Jammertal, south-western Germany with particular reference to location and altitude as factors determining Eemian forest composition", Vegetation History and Archaeobotany, Vol. 9 No. 2, pp. 125–131.
- Müller, U.C., Klotz, S., Geyh, M.A., Pross, J. and Bond, G.C. (2005), "Cyclic climate fluctuations during the last interglacial in central Europe", Geology, Vol. 33 No. 6, p. 449.

- Müller, U.C. and Kukla, G.J. (2004), "North Atlantic Current and European environments during the declining stage of the last interglacial", *Geology*, Vol. 32 No. 12, pp. 1009–1012.
- Müller, U.C., Pross, J. örg and Bibus, E. (2003), "Vegetation response to rapid climate change in central europe during the past 140,000 yr based on evidence from the Füramos pollen record", *Quaternary Research*, Vol. 59 No. 2, pp. 235–245.
- Muñoz-García, M.B., Martín-Chivelet, J., Rossi, C., Ford, D.C. and Schwarcz, H.P. (2007), "Chronology of termination II and the last interglacial period in North Spain based on stable isotope records of stalagmites from Cueva del Cobre (Palencia)", *Journal of Iberian Geology*, Vol. 33 No. 1, pp. 17–30.
- Myers, N., Mittermeier, R.A., Mittermeier, C.G., da Fonseca, G.A.B. and Kent, J. (2000), "Biodiversity hotspots for conservation priorities", *Nature*, Vol. 403 No. 6772, pp. 853–858.
- Nederbragt, A.J. and Thurow, J. (2005), "Geographic coherence of millennial-scale climate cycles during the Holocene", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 221 No. 3-4, pp. 313–324.
- NEEM community. (2013), "Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core", *Nature*, Vol. 493 No. 7433, pp. 489–494.
- Neilson, R.P. (1993), "Transient Ecotone Response to Climatic Change: Some Conceptual and Modelling Approaches", *Ecological Applications*, Vol. 3 No. 3, pp. 385–395.
- Nelson, C.H., Karabanov, E.B., Colman, S.M. and Escutia, C. (1999), "Tectonic and sediment supply control of deep rift lake turbidite systems: Lake Baikal, Russia", *Geology*, Vol. 27 No. 2, pp. 163–166.
- Newsome, J.C. (1999), "Pollen–vegetation relationships in semi-arid southwestern Australia", *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 106 No. 1–2, pp. 103–119.
- Nickel, E. (1985), "Carbonates in alluvial fan systems. An approach to physiography, sedimentology and diagenesis", *Sedimentary Geology*, Vol. 42 No. 1, pp. 83–104.
- Nielsen, A.B. and Odgaard, B.V. (2010), "Quantitative landscape dynamics in Denmark through the last three millennia based on the Landscape Reconstruction Algorithm approach", *Vegetation History and Archaeobotany*, Vol. 19 No. 4, pp. 375–387.
- Nikolova, I., Yin, Q., Berger, A., Singh, U.K. and Karami, M.P. (2013), "The last interglacial (Eemian) climate simulated by LOVECLIM and CCSM3", *Clim. Past*, Vol. 9 No. 4, pp. 1789–1806.
- Novenko, E.Y., Seifert-Eulen, M., Boettger, T. and Junge, F.W. (2008), "Eemian and Early Weichselian vegetation and climate history in Central Europe: A case study from the Klinge section (Lusatia, eastern Germany)", *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 151 No. 1-2, pp. 72–78.
- Okuda, M., Yasuda, Y. and Setoguchi, T. (2001), "Middle to Late Pleistocene vegetation history and climatic changes at Lake Kopais, Southeast Greece", *Boreas*, Vol. 30 No. 1, pp. 73–82.
- Oliva-Urcia, B., Moreno Caballud, A., Valero-Garcés, B.L., Mata, M.P. and Horda, G. (2013), "Magnetismo y cambios ambientales en registros terrestres: El lago de Marboré, Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Huesca)", *Cuadernos de Investigación Geográfica*, Vol. 39 No. 1, pp. 117–140.
- Olley, J.M., De Deckker, P., Roberts, R.G., Fifield, L.K., Yoshida, H. and Hancock, G. (2004), "Optical dating of deep-sea sediments using single grains of quartz: a comparison with radiocarbon", *Sedimentary Geology*, Vol. 169 No. 3, pp. 175–189.
- Opdyke, M.D. and Channell, J.E. (1996), *Magnetic stratigraphy*, Academic Press, Vol. 64.

- Orain, R., Lebreton, V., Ermolli, E.R., Combourieu-Nebout, N. and Sémah, A.-M. (2013), “Carya as marker for tree refuges in southern Italy (Boiano basin) at the Middle Pleistocene”, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 369, pp. 295–302.
- Ordóñez, S., González Martín, J.A., García del Cura, M.A. and Pedley, H.M. (2005), “Temperate and semi-arid tufas in the Pleistocene to Recent fluvial barrage system in the Mediterranean area: The Ruidera Lakes Natural Park (Central Spain)”, *Geomorphology*, Vol. 69 No. 1–4, pp. 332–350.
- Ortiz, J.E., Moreno, L., Torres, T., Vegas, J., Ruiz-Zapata, B., García-Cortés, Á., Galán, L., et al. (2013), “A 220 ka palaeoenvironmental reconstruction of the Fuentillejo maar lake record (Central Spain) using biomarker analysis”, *Organic Geochemistry*, Vol. 55, pp. 85–97.
- Ortiz, J.E., Torres, T., Delgado, A., Llamas, J.F., Soler, V., Valle, M., Julià, R., et al. (2010), “Palaeoenvironmental changes in the Padul Basin (Granada, Spain) over the last 1Ma based on the biomarker content”, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 298 No. 3, pp. 286–299.
- Ortiz, J.E., Torres, T., Delgado, A., Reyes, E. and Díaz-Bautista, A. (2009), “A review of the Tagus river tufa deposits (central Spain): age and palaeoenvironmental record”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 28 No. 9–10, pp. 947–963.
- Osborne, A.H. and Marino, G. (2010), “Eastern Mediterranean surface water Nd during Eemian sapropel S5: monitoring northerly (mid-latitude) versus southerly (sub-tropical) freshwater contributions”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 29 No. 19, doi:10.1016/j.quascirev.2010.05.015.
- Osete, M.-L., Martín-Chivelet, J., Rossi, C., Edwards, R.L., Egli, R., Muñoz-García, M.B., Wang, X., et al. (2012), “The Blake geomagnetic excursion recorded in a radiometrically dated speleothem”, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 353, pp. 173–181.
- Otto-Bliesner, B.L., Rosenbloom, N., Stone, E.J., McKay, N.P., Lunt, D.J., Brady, E.C. and Overpeck, J.T. (2013), “How warm was the last interglacial? New model–data comparisons”, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, Vol. 371 No. 2001, p. 20130097.
- Overpeck, J.T. (2006), “Paleoclimatic Evidence for Future Ice-Sheet Instability and Rapid Sea-Level Rise”, *Science*, Vol. 311 No. 5768, pp. 1747–1750.
- Pachauri, R.K., Allen, M.R., Barros, V.R., Broome, J., Cramer, W., Christ, R., Church, J.A., et al. (2014), “Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.”
- Paillard, D. (1998), “The timing of Pleistocene glaciations from a simple multiple-state climate model”, *Nature*, Vol. 391 No. 6665, pp. 378–381.
- Pailler, D. and Bard, E. (2002), “High frequency palaeoceanographic changes during the past 140 000 yr recorded by the organic matter in sediments of the Iberian Margin”, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 181 No. 4, pp. 431–452.
- Pals, J.P., Van Geel, B. and Delfos, A. (1980), “Paleoecological studies in the Klokkeveel bog near hoogkarspel (prov. of Noord-Holland)”, *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 30 No. C, pp. 371–418.
- Pardoe, H.S., Giesecke, T., van der Knaap, W.O., Svitavská-Svobodová, H., Kvavadze, E.V., Panajotidis, S., Gerasimidis, A., et al. (2010), “Comparing pollen spectra from modified Tauber traps and moss

- samples: examples from a selection of woodlands across Europe”, Vegetation history and archaeobotany, Vol. 19 No. 4, pp. 271–283.
- Parducci, L., Jørgensen, T., Tollefson, M.M., Elverland, E., Alm, T., Fontana, S.L., Bennett, K.D., et al. (2012), “Glacial Survival of Boreal Trees in Northern Scandinavia”, Science, Vol. 335 No. 6072, pp. 1083–1086.
- Parsons, R.W. and Prentice, I.C. (1981), “Statistical approaches to R-values and the pollen— vegetation relationship”, Review of Palaeobotany and Palynology, Vol. 32 No. 2–3, pp. 127–152.
- Pavón-García, J. (2005), “Biología vegetativa y reproductiva en los primeros estadios de crecimiento de *Juniperus thurifera* L”, Disser-tation Thesis. Universidad de Alcalá, Spain.
- Pelejero, C. (2003), “Terrigenous n-alkane input in the South China Sea: high-resolution records and surface sediments”, Chemical geology, Vol. 200 No. 1-2, pp. 89–103.
- Peña, J.L., Gutiérrez, M., Ibáñez, M.J., Lozano, M.V., Rodríguez, J., Sánchez, M., Simón, J.L., et al. (1984), “Geomorfología de la provincia de Teruel”, Instituto de Estudios Turolenses.
- Pendl, M.P. and Stewart, K.M. (1986), “Variations in carbon fractions within a dimictic and a meromictic basin of the Junius Ponds, New York”, Freshwater Biology, Vol. 16 No. 4, pp. 539–555.
- Pérez-Obiol, R. (1987), Evolució del paisatge vegetal quaternari a les zones d’Olot i Sils, Univ. Autònoma Barcelona, Barcelona.
- Pérez, R. and Roure-Nolla, J.M. (1985), “Relaciones entre la vegetación y su espectro polínico en Cataluña”, Anales de la Asociación de Palinólogos de Lengua Española, Vol. 2, pp. 329–338.
- Pérez-Sanz, A. (2014), Holocene climate vegetation and human impact in the western mediterranean inferred from Pyrenean lake records and climate models, Universidad de Zaragoza.
- Pickarski, N. (2014), Vegetation and climate history during the last glacial-interglacial cycle at Lake Van, eastern Anatolia, Universitäts-und Landesbibliothek Bonn.
- Pini, R., Ravazzi, C. and Donegana, M. (2009), “Pollen stratigraphy, vegetation and climate history of the last 215 ka in the Azzano Decimo core (plain of Friuli, north-eastern Italy)”, Quaternary Science Reviews, Vol. 28 No. 13–14, pp. 1268–1290.
- Pini, R., Ravazzi, C. and Reimer, P.J. (2010), “The vegetation and climate history of the last glacial cycle in a new pollen record from Lake Fimon (southern Alpine foreland, N-Italy)”, Quaternary Science Reviews, Vol. 29 No. 23–24, pp. 3115–3137.
- Pisias, N.G., Heath, G.R. and Moore, T.C. (1975), “Lag times for oceanic responses to climatic change”, Nature, Vol. 256, pp. 716–717.
- Placzek, C., Patchett, P.J., Quade, J. and Wagner, J.D.M. (2006), “Strategies for successful U-Th dating of paleolake carbonates: An example from the Bolivian Altiplano: PALEOLAKE CARBONATES U-TH DATING”, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, Vol. 7 No. 5, p. n/a–n/a.
- Placzek, C., Quade, J. and Patchett, P.J. (2006), “Geochronology and stratigraphy of late Pleistocene lake cycles on the southern Bolivian Altiplano: implications for causes of tropical climate change”, Geological Society of America Bulletin, Vol. 118 No. 5-6, pp. 515–532.
- Platt, N.H. and Wright, V.P. (1991), “Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects”, Lacustrine Facies Analysis, pp. 57–74.

- Pons, A. and Reille, M. (1988), "The holocene- and upper pleistocene pollen record from Padul (Granada, Spain): A new study", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 66 No. 3–4, pp. 243–263.
- Pons, A., Guiot, J., de Beaulieu, J.L. and Reille, M. (1992), "Recent contributions to the climatology of the last glacial-interglacial cycle based on French pollen sequences", *Quaternary Science Reviews*, Vol. 11 No. 4, pp. 439–448.
- Poska, A., Meltssov, V., Sugita, S. and Vassiljev, J. (2011), "Relative pollen productivity estimates of major anemophilous taxa and relevant source area of pollen in a cultural landscape of the hemi-boreal forest zone (Estonia)", *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 167 No. 1–2, pp. 30–39.
- Postigo-Mijarra, J.M., Morla, C., Barrón, E., Morales-Molino, C. and García, S. (2010), "Patterns of extinction and persistence of Arctotertiary flora in Iberia during the Quaternary", *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 162 No. 3, pp. 416–426.
- von Post, L. (1916), "Skogsträdpollen i sydsvenska torvmosselagerföljder", *Geologiska Föreningen I Stockholm. Förehandlingar*, Vol. 38, pp. 384–390.
- Pozo-Vázquez, D., Gámiz-Fortis, S.R., Tovar-Pescador, J., Esteban-Parra, M.J. and Castro-Díez, Y. (2005), "El Niño–southern oscillation events and associated European winter precipitation anomalies", *International Journal of Climatology*, Vol. 25 No. 1, pp. 17–31.
- Prentice, I.C. (1985), "Pollen representation, source area, and basin size: toward a unified theory of pollen analysis", *Quaternary Research*, Vol. 23 No. 1, pp. 76–86.
- Prentice, I.C., Berglund, B.E. and Olsson, T. (1987), "Quantitative forest-composition sensing characteristics of pollen samples from Swedish lakes", *Boreas*, Vol. 16 No. 1, pp. 43–54.
- Prentice, I.C. and Parsons, R.W. (1983), "Maximum likelihood linear calibration of pollen spectra in terms of forest composition", *Biometrics*, pp. 1051–1057.
- Prentice, I.C. and Webb, T. (1986), "Pollen percentages, tree abundances and the Fagerlind effect", *Journal of Quaternary Science*, Vol. 1 No. 1, pp. 35–43.
- Preußer, F., Geyh, M.A. and Schlüchter, C. (2003), "Timing of Late Pleistocene climate change in lowland Switzerland", *Quaternary Science Reviews*, Vol. 22 No. 14, pp. 1435–1445.
- Quezel, P. (1999), "Les grandes structures de végétation en région méditerranéenne: Facteurs déterminants dans leur mise en place post-glaciaire", *Geobios*, Vol. 32 No. 1, pp. 19–32.
- Ramil-Rego, P. (1993), "Evolución climática e historia de la vegetación durante el Pleistoceno Superior y el Holoceno en las regiones montañosas del Noroeste Ibérico", *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los Caminos Jacobeos*, pp. 25–60.
- Ramsey, C.B. (2009), "Bayesian analysis of radiocarbon dates", *Radiocarbon*, Vol. 51 No. 1, pp. 337–360.
- Räsänen, S., Hicks, S. and Odgaard, B.V. (2004), "Pollen deposition in mosses and in a modified 'Tauber trap' from Hailuoto, Finland: what exactly do the mosses record?", *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 129 No. 1–2, pp. 103–116.
- Räsänen, S., Suutari, H. and Nielsen, A.B. (2007), "A step further towards quantitative reconstruction of past vegetation in Fennoscandian boreal forests: Pollen productivity estimates for six dominant taxa", *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 146 No. 1–4, pp. 208–220.

- Raymo, M.E., Ruddiman, W.F. and Froelich, P.N. (1988), "Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles", *Geology*, Vol. 16 No. 7, pp. 649–653.
- Reboredo, F. and Pais, J. (2014), "Evolution of Forest Cover in Portugal: From the Miocene to the Present", *Forest Context and Policies in Portugal*, Springer, pp. 1–37.
- Reille, M. (1998), "Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord, Atlas photographique, Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, URA", *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord, Atlas photographique, Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, URA*, Vol. 1152.
- Reille, M., Guiot, J. and Beaulieu, J.-L. de. (1992), "The Montaigu Event: An Abrupt Climatic Change During the Early Wurm in Europe", in Kukla, G.J. and Went, E. (Eds.), *Start of a Glacial*, NATO ASI Series, Springer Berlin Heidelberg, pp. 85–95.
- Reille, M. and Lowe, J.L. (1995), *Atlas. Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord.*, Marseille.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk, R.C., et al. (2009), "IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP."
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., et al. (2013), "IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP", *Radiocarbon*, Vol. 55 No. 4, pp. 1869–1887.
- Revuelta, M.A., Sastre, M., Fernández, A.J., Martín, L., García, R., Gómez-Moreno, F.J., Artíñano, B., et al. (2012), "Characterization of the Eyjafjallajökull volcanic plume over the Iberian Peninsula by lidar remote sensing and ground-level data collection", *Atmospheric Environment*, Vol. 48, pp. 46–55.
- Reyes Prósper, E. (2009), *Las estepas de España y su vegetación*, Editorial MAXTOR.
- Rind, D., Demenocal, P., Russell, G., Sheth, S., Collins, D., Schmidt, G. and Teller, J. (2001), "Effects of glacial meltwater in the GISS coupled atmosphereocean model: 1. North Atlantic Deep Water response", *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), Vol. 106 No. D21, pp. 27335–27353.
- Rivas-Martínez, S. (1983), "Pisos bioclimáticos de España", *Lazaroa*, Vol. 5, p. 33.
- Robinson, S.A., Black, S., Sellwood, B.W. and Valdes, P.J. (2006), "A review of palaeoclimates and palaeoenvironments in the Levant and Eastern Mediterranean from 25,000 to 5000 years BP: setting the environmental background for the evolution of human civilisation", pp. 1517–1541.
- Roche, D.M., Wiersma, A.P. and Renssen, H. (2010), "A systematic study of the impact of freshwater pulses with respect to different geographical locations", *Climate Dynamics*, Vol. 34 No. 7, pp. 997–1013.
- Rodó, X., Baert, E. and Comín, F.A. (1997), "Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during the present century: relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Niño-Southern Oscillation", *Climate Dynamics*, Vol. 13 No. 4, pp. 275–284.
- Rodrigo-Gámiz, M., Martínez-Ruiz, F., Rodríguez-Tovar, F.J., Jiménez-Espejo, F.J. and Pardo-Igúzquiza, E. (2013), "Millennial- to centennial-scale climate periodicities and forcing mechanisms in the westernmost Mediterranean for the past 20,000 yr", *Quaternary Research*, Vol. 81 No. 1, pp. 78–93.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Garduño-Monroy, V.H., Israde-Alcántara, I. and Pérez-López, R. (2010), "Estimation of the paleoepicentral area from the spatial gradient of deformation in lacustrine seismites (Tierras Blancas Basin, Mexico)", *Quaternary International*, Vol. 219 No. 1, pp. 66–78.

- Rodríguez-Puebla, C., Encinas, A.H., Nieto, S. and Garmendia, J. (1998), "Spatial and temporal patterns of annual precipitation variability over the Iberian Peninsula", *International Journal of Climatology*, Vol. 18 No. 3, pp. 299–316.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Calvo, J.P., De Vicente, G. and Gómez-Gras, D. (2000), "Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene", *Sedimentary Geology*, Vol. 135 No. 1, pp. 117–135.
- do Rosário Mateus, J.E.R. (1992), Holocene and present-day ecosystems of the Carvalhal Region, Southwest Portugal.
- Rossignol-Strick, M. (1983), "African monsoons, an immediate climate response to orbital insolation", *Nature*, Vol. 304 No. 5921, pp. 46–49.
- Roucoux, K.H., Tzedakis, P.C., Lawson, I.T. and Margari, V. (2011), "Vegetation history of the penultimate glacial period (Marine isotope stage 6) at Ioannina, north-west Greece", *Journal of Quaternary Science*, Vol. 26 No. 6, pp. 616–626.
- Rubiales, J.M., García-Amorena, I., Hernández, L., Génova, M., Martínez, F., Manzaneque, F.G. and Morla, C. (2010), "Late Quaternary dynamics of pinewoods in the Iberian Mountains", *Review of Palaeobotany and Palynology, Iberian Floras through Time: Land of Diversity and Survival*, Vol. 162 No. 3, pp. 476–491.
- Rubiales, J.M. and Génova, M. (2015), "Late Holocene pinewoods persistence in the Gredos Mountains (central Spain) inferred from extensive megafossil evidence", *Quaternary Research*, Vol. 84 No. 1, pp. 12–20.
- Rubio, J. (2004), Contexto hidrogeológico e histórico de los humedales del Cañizar, *Publicaciones del Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón, Serie investigación*, Zaragoza.
- Rubio, J.C. and Simón, J.L. (2007), "Tectonic subsidence v. erosional lowering in a controversial intramontane depression: the Jiloca basin (Iberian Chain, Spain)", *Geological Magazine*, Vol. 144 No. 1, pp. 127–141.
- Rubio, J.C., Simón, J.L. and Soriano, M.A. (2007), "Interacting tectonics, hydrogeology and karst processes in an intramontane basin: the Jiloca graben (NE Spain)", *Hydrogeology Journal*, Vol. 15 No. 8, pp. 1565–1576.
- Ruddiman, W.F. (2001), *Earth's Climate: Past and Future*, W. H. Freeman.
- Ruddiman, W.F. (2013), *Tectonic Uplift and Climate Change*, Springer Science & Business Media.
- Ruddiman, W.F. and McIntyre, A. (1979), "Warmth of the Subpolar North Atlantic Ocean During Northern Hemisphere Ice-Sheet Growth", *Science*, Vol. 204 No. 4389, pp. 173–175.
- Ruiz-Zapata, M.B., Pérez-González, A., Dorado Valiño, M., Valdeolmillos Rodríguez, A., Bustamante Gutiérrez, I. and Gil-García, M.J. (2000), "Caracterización climática de las etapas áridas del Pleistoceno Superior en la Región Central Peninsular", *Geotemas*, Vol. 1 No. 4, pp. 273–278.
- Ruiz Zapata, M.B., Vegas, J., Ortiz Menéndez, J.E., Galán de Frutos, L., Gallardo Millán, J.L., Delgado Huertas, A., Gil Garcia, M.J., et al. (2010), The Last Interglacial from a continental area in Western Mediterranean. The Fuentillejo maar lacustrine record, Central Spain.

- Ruiz-Zapata, M., Vegas, J. and Gil-García. (2012), “Registro polínico durante el Saaliense-Eemiano en la secuencia lacustre del maar del Fuentillejo (Ciudad Real) Pollen record during the Saalien-Eemian from the Fuentillejo maar-lake sequence (Ciudad Real, Spain)”, *Geo-Temas*, Vol. 13, pp. 750–753.
- Rull, V., López-Sáez, J.A. and Vegas-Vilarrubia, T. (2008), “Contribution of non-pollen palynomorphs to the paleolimnological study of a high-altitude Andean lake (Laguna Verde Alta, Venezuela)”, *Journal of Paleolimnology*, Vol. 40 No. 1, pp. 399–411.
- Rull, V. and Vegas-Villarubia, T. (2006), “Unexpected biodiversity loss under global warming in the neotropical Guayana Highlands: a preliminary appraisal”, *Global Change Biology*, Vol. 12 No. 1, pp. 1–9.
- Rybničková, E. and Rybníček, K. (1971), “The determination and elimination of local elements in pollen spectra from different sediments”, *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 11 No. 3–4, pp. 165–176.
- Sainz Ollero, H. and Sánchez de Dios, R. (2011), “La diversidad de los paisajes españoles”, *Memorias de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Segunda época*, No. IX, pp. 109–155.
- Sainz Ollero, H. and van Staalduin, M.A. (2012), “Iberian Steppes”, in Werger, M.J.A. and van Staalduin, M.A. (Eds.), *Eurasian Steppes. Ecological Problems and Livelihoods in a Changing World, Plant and Vegetation*, Springer Netherlands, pp. 273–286.
- Sánchez-Goñi, M. (2014), “Pollen profile on sediment core MD95-2042.”, available at: <http://www.europeanpollendatabase.net>.
- Sánchez-Goñi, M., Cacho, I., Turon, J., Guiot, J., Sierro, F., Peypouquet, J., Grimalt, J., et al. (2002), “Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region”, *Climate Dynamics*, Vol. 19 No. 1, pp. 95–105.
- Sánchez-Goñi, M.F. (1988), “A propos de la présence du pollen de Castanea et de Juglans dans les sédiments archéologiques würmiens anciens du Pays Basque espagnol”, *Travaux de la section scientifique et technique. Institut français de Pondichéry*, Vol. 25, pp. 73–82.
- Sánchez-Goñi, M.F. (2007), “13. Introduction to climate and vegetation in Europe during MIS5”, in Frank Sirocko, M.C. María Fernanda Sánchez Goñi and Thomas Litt (Ed.), *Developments in Quaternary Sciences, The Climate of Past Interglacials*, Elsevier, Vol. 7, pp. 197–205.
- Sánchez-Goñi, M.F., Eynaud, F., Turon, J.L. and Shackleton, N.J. (1999), “High resolution palynological record off the Iberian margin: direct land-sea correlation for the Last Interglacial complex”, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 171 No. 1, pp. 123–137.
- Sánchez-Goñi, M.F., Landais, A., Fletcher, W.J., Naughton, F., Desprat, S. and Duprat, J. (2008), “Contrasting impacts of Dansgaard–Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 27 No. 11, pp. 1136–1151.
- Sánchez Goñi, M.F., Loutre, M.F., Crucifix, M., Peyron, O., Santos, L., Duprat, J., Malaizé, B., et al. (2005), “Increasing vegetation and climate gradient in Western Europe over the Last Glacial Inception (122–110 ka): data-model comparison”, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 231 No. 1–2, pp. 111–130.
- Sánchez-Goñi, M.F., Turon, J.-L., Eynaud, F. and Gendreau, S. (2000), “European climatic response to millennial-scale changes in the atmosphere–ocean system during the Last Glacial period”, *Quaternary Research*, Vol. 54 No. 3, pp. 394–403.

- Sánchez-Goñi, S. (2006), "Interactions végétation-climat au cours des derniers 425.000 ans en Europe occidentale. Le message du pollen des archives marines", *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, Vol. 17 No. 1, pp. 3–25.
- Sancho, C., Arenas, C., Pardo, G., Hellstrom, J., Ortiz, J.E., Torres Álvarez, E., Rhodes, E., et al. (2010), "Ensayo cronológico de las tobas cuaternarias del río Piedra (Cordillera Ibérica)."
- Santonja, M., Pérez-González, A., Villa, P., Sesé, C., Soto, E., Mora, R., Eisenmann, V., et al. (2000), "El yacimiento paleolítico de Cuesta de la Bajada (Teruel) y la ocupación humana de la zona oriental de la Península Ibérica en el Pleistoceno Medio.", Artículo, .
- Sanz, M.E., Zarza, A.A. and Calvo, J.P. (1995), "Carbonate pond deposits related to semi-arid alluvial systems: examples from the Tertiary Madrid Basin, Spain", *Sedimentology*, Vol. 42 No. 3, pp. 437–452.
- Scheffer, M., Van Geest, G.J., Zimmer, K., Jeppesen, E., Søndergaard, M., Butler, M.G., Hanson, M.A., et al. (2006), "Small habitat size and isolation can promote species richness: second-order effects on biodiversity in shallow lakes and ponds", *Oikos*, Vol. 112 No. 1, pp. 227–231.
- Schmittner, A., Saenko, O.A. and Weaver, A.J. (2003), "Coupling of the hemispheres in observations and simulations of glacial climate change", *Quaternary Science Reviews*, Vol. 22 No. 5, pp. 659–671.
- Scholz, C.A. (1995), "Deltas of the Lake Malawi Rift, East Africa: seismic expression and exploration implications", *AAPG bulletin*, Vol. 79 No. 11, pp. 1679–1697.
- Scholz, C.A., Johnson, T.C., Cohen, A.S., King, J.W., Peck, J.A., Overpeck, J.T., Talbot, M.R., et al. (2007), "East African megadroughts between 135 and 75 thousand years ago and bearing on early-modern human origins", *Proceedings of the National Academy of Sciences*, Vol. 104 No. 42, pp. 16416–16421.
- Schulte, L. (2002), Evolución cuaternaria de la depresión de Vera y de Sorbas oriental (SE-Península Ibérica): reconstrucción de las fluctuaciones paleoclimáticas a partir de estudios morfológicos y edafológicos, Edicions Universitat Barcelona.
- Schulte, L., Julià, R., Burjachs, F. and Hilgers, A. (2008), "Middle Pleistocene to Holocene geochronology of the River Aguas terrace sequence (Iberian Peninsula): fluvial response to Mediterranean environmental change", *Geomorphology*, Vol. 98 No. 1, pp. 13–33.
- Scotti, V.N., Molin, P., Faccenna, C., Soligo, M. and Casas-Sainz, A. (2014), "The influence of surface and tectonic processes on landscape evolution of the Iberian Chain (Spain): Quantitative geomorphological analysis and geochronology", *Geomorphology*, Vol. 206, pp. 37–57.
- Seelos, K. and Sirocko, F. (2007), "Abrupt cooling events at the very end of the last interglacial. Chapter 14.", in Frank Sirocko, M.C. María Fernanda Sánchez Goñi and Thomas Litt (Ed.), *Developments in Quaternary Sciences. The Climate of Past Interglacials*, Elsevier, Vol. 7, pp. 207–229.
- Seelos, K., Sirocko, F. and Dietrich, S. (2009), "A continuous high-resolution dust record for the reconstruction of wind systems in central Europe (Eifel, Western Germany) over the past 133 ka", *Geophysical Research Letters*, Vol. 36 No. 20, p. L20712.
- Seilacher, A. (1969), "Fault-graded beds interpreted as seismites", *Sedimentology*, Vol. 13 No. 1-2, pp. 155–159.
- Shackleton, N.J. (1969), "The last interglacial in the marine and terrestrial records", *Proceedings of the Royal Society of London. Series B. Biological Sciences*, Vol. 174 No. 1034, p. 135.

- Shackleton, N.J., Chapman, M., Sánchez-Goñi, M.F., Pailler, D. and Lancelot, Y. (2002), "The classic marine isotope substage 5e", *Quaternary Research*, Vol. 58 No. 1, pp. 14–16.
- Shackleton, N.J., Hall, M.A. and Vincent, E. (2000), "Phase relationships between millennial-scale events 64,000–24,000 years ago", *Paleoceanography*, Vol. 15 No. 6, p. PP. 565–569.
- Shackleton, N.J. and Opdyke, N.D. (1973), "Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10 5 year and 10 6 year scale", *Quaternary research*, Vol. 3 No. 1, pp. 39–55.
- Shackleton, N.J., Sánchez-Goñi, M.F., Pailler, D. and Lancelot, Y. (2003), "Marine Isotope Substage 5e and the Eemian Interglacial", *Global and Planetary Change, THE EEMIAN INTERGLACIAL: A GLOBAL PERSPECTIVE*, Vol. 36 No. 3, pp. 151–155.
- Shakun, J.D., Lea, D.W., Lisiecki, L.E. and Raymo, M.E. (2015), "An 800-kyr record of global surface ocean and implications for ice volume-temperature coupling", *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 426, pp. 58–68.
- Shen, G., Wang, W., Wang, Q., Zhao, J., Collerson, K., Zhou, C. and Tobias, P.V. (2002), "U-Series dating of Liujiang hominid site in Guangxi, Southern China", *Journal of Human Evolution*, Vol. 43 No. 6, pp. 817–829.
- Sier, M.J., Peeters, J., Dekkers, M.J., Parés, J.M., Chang, L., Busschers, F.S., Cohen, K.M., et al. (2015), "The Blake Event recorded near the Eemian type locality – A diachronic onset of the Eemian in Europe", *Quaternary Geochronology*, Vol. 28, pp. 12–28.
- Simón Gómez, J.L. and Soriano, M.A. (1993), "La falla de Conud (Teruel): actividad cuaternaria y régimen de esfuerzos asociado", *El Cuaternario en España y Portugal*, Instituto Tecnológico Geominero de España, pp. 729–737.
- Simón, J.L. (1983), "Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel", *Teruel*, Vol. 69 No. Tesis Doctoral, pp. 21–97.
- Simón, J.L., Arlegui, L.E., Lafuente, P. and Liesa, C.L. (2012), "Active extensional faults in the central-eastern Iberian Chain, Spain", *Journal of Iberian Geology*, Vol. 38 No. 1, pp. 127–144.
- Simón, J.L., Rubio, J.C. and Soriano, M.A. (2010), "Sobre el origen y edad de la depresión del Jiloca (Teruel, Cordillera Ibérica centro-oriental)", *Geogaceta*, Vol. 48, pp. 183–186.
- Sirocko, F. (2007), *The climate of past interglacials*, Elsevier.
- Sirocko, F., Seelos, K., Schaber, K., Rein, B., Dreher, F., Diehl, M., Lehne, R., et al. (2005), "A late Eemian aridity pulse in central Europe during the last glacial inception", *Nature*, Vol. 436 No. 7052, pp. 833–836.
- Sjögren, P., van der Knaap, W.O., Huusko, A. and van Leeuwen, J.F.N. (2008), "Pollen productivity, dispersal, and correction factors for major tree taxa in the Swiss Alps based on pollen-trap results", *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 152 No. 3–4, pp. 200–210.
- Smith, A.R., Pryer, K.M., Schuettpelz, E., Korall, P., Schneider, H. and Wolf, P.G. (2006), "A classification for extant ferns", *Taxon*, pp. 705–731.
- Smith, G.I. and Bischoff, J.L. (1997), An 800,000-year paleoclimatic record from core OL-92, Owens Lake, Southeast California, Geological Society of America.

- Smith, M.E., Carroll, A.R., Scott, J.J. and Singer, B.S. (2014), "Early Eocene carbon isotope excursions and landscape destabilization at eccentricity minima: Green River Formation of Wyoming", *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 403, pp. 393–406.
- Soepboer, W., Sugita, S. and Lotter, A.F. (2010), "Regional vegetation-cover changes on the Swiss Plateau during the past two millennia: A pollen-based reconstruction using the REVEALS model", *Quaternary Science Reviews*, Vol. 29 No. 3, pp. 472–483.
- Soepboer, W., Sugita, S., Lotter, A.F., van Leeuwen, J.F.N. and van der Knaap, W.O. (2007), "Pollen productivity estimates for quantitative reconstruction of vegetation cover on the Swiss Plateau", *The Holocene*, Vol. 17 No. 1, pp. 65–77.
- Solomon, S., Qin, D., Manning, M. and Marquis, M. (2007), Climate change 2007—the physical science basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC, Cambridge University Press, Vol. 4.
- Spötl, C., Mangini, A., Frank, N., Eichstädter, R. and Burns, S.J. (2002), "Start of the last interglacial period at 135 ka: Evidence from a high Alpine speleothem", *Geology*, Vol. 30 No. 9, pp. 815–818.
- von Stedingk, H. (2006), History of *Picea Abies* in West Central Sweden: Applications of Pollen Analysis to Reveal Past Local Presence of Trees, Dept. of Forest Vegetation Ecology, Swedish University of Agricultural Sciences.
- Steenbrink, J., Van Vugt, N., Hilgen, F.J., Wijbrans, J.R. and Meulenkamp, J.E. (1999), "Sedimentary cycles and volcanic ash beds in the Lower Pliocene lacustrine succession of Ptolemais (NW Greece): discrepancy between 40 Ar/39 Ar and astronomical ages", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 152 No. 3, pp. 283–303.
- Stein, M., Ben-Avraham, Z. and Goldstein, S.L. (2011), "Dead Sea deep cores: A window into past climate and seismicity", *Eos, Transactions American Geophysical Union*, Vol. 92 No. 49, p. 453.
- Stevens, L.R., Djamali, M., Andrieu-Ponel, V. and de Beaulieu, J.-L. (2012), "Hydroclimatic variations over the last two glacial/interglacial cycles at Lake Urmia, Iran", *Journal of Paleolimnology*, Vol. 47 No. 4, pp. 645–660.
- Stevenson, A.C. (1985), "Studies in the vegetational history of SW Spain. I. Modern pollen rain in the Doñana National Park, Huelva", *Journal of biogeography*, pp. 243–268.
- Stevenson, A.C. and Moore, P.D. (1985), "Surface pollen and short core studies in Mediterranean heatland in southern Spain", *Ecologia mediterranea*, Vol. 11 No. 1, pp. 129–133.
- Stevenson, J.A., Loughlin, S., Rae, C., Thordarson, T., Milodowski, A.E., Gilbert, J.S., Harangi, S., et al. (2012), "Distal deposition of tephra from the Eyjafjallajökull 2010 summit eruption", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), Vol. 117 No. B9.
- Stockhecke, M., Sturm, M., Brunner, I., Schmincke, H.-U., Sumita, M., Kipfer, R., Cukur, D., et al. (2014), "Sedimentary evolution and environmental history of Lake Van (Turkey) over the past 600 000 years", *Sedimentology*, Vol. 61 No. 6, pp. 1830–1861.
- Stockmarr, J. (1971), "Tablets with spores used in absolute pollen analysis", *Pollen et spores*.
- Stoll, H.M., Moreno, A., Mendez-Vicente, A., Gonzalez-Lemos, S., Jimenez-Sanchez, M., Dominguez-Cuesta, M.J., Edwards, R.L., et al. (2013), "Paleoclimate and growth rates of speleothems in the northwestern Iberian Peninsula over the last two glacial cycles", *Quaternary Research*, Vol. 80 No. 2, pp. 284–290.

- Stow, D.A.V. and Aksu, A.E. (1978), "Disturbances in soft sediments due to piston coring", *Marine Geology*, Vol. 28 No. 1, pp. 135–144.
- Strasser, M., Stegmann, S., Bussmann, F., Anselmetti, F.S., Rick, B. and Kopf, A. (2007), "Quantifying subaqueous slope stability during seismic shaking: Lake Lucerne as model for ocean margins", *Marine Geology*, Vol. 240 No. 1, pp. 77–97.
- Street-Perrott, F.A. and Harrison, S.P. (1985), "Lake levels and climate reconstruction", *Paleoclimate analysis and modeling*, pp. 291–340.
- Stuiver, M. and Reimer, J. (1993), "Extended 14C data base and revised CALIB 3.014 C age calibration program", *Radiocarbon*, Vol. 35, pp. 215–230.
- Sugita, S. (1994), "Pollen Representation of Vegetation in Quaternary Sediments: Theory and Method in Patchy Vegetation", *Journal of Ecology*, Vol. 82 No. 4, pp. 881–897.
- Sugita, S. (2007a), "Theory of quantitative reconstruction of vegetation II: all you need is LOVE", *The Holocene*, Vol. 17 No. 2, pp. 243 –257.
- Sugita, S. (2007b), "Theory of quantitative reconstruction of vegetation I: pollen from large sites REVEALS regional vegetation composition", *The Holocene*, Vol. 17 No. 2, pp. 229 –241.
- Sugita, S., Gaillard, M.-J. and Broström, A. (1999), "Landscape openness and pollen records: a simulation approach", *The Holocene*, Vol. 9 No. 4, pp. 409–421.
- Sugita, S., Parshall, T., Calcote, R. and Walker, K. (2010), "Testing the Landscape Reconstruction Algorithm for spatially explicit reconstruction of vegetation in northern Michigan and Wisconsin", *Quaternary Research*, Vol. 74 No. 2, pp. 289–300.
- Svenning, J.-C. (2002), "A review of natural vegetation openness in north-western Europe", *Biological Conservation*, Vol. 104 No. 2, pp. 133–148.
- Taki, H. El and Pratt, B.R. (2009), "Synsedimentary deformation in laminated dolostones and evaporates of the Herald Formation (Red River): Signature of Late Ordovician tectonic activity in southern Saskatchewan", *Summary of investigations*, Vol. 1, pp. 2009–4.
- Talbot, M.R. and Allen, P.A. (1996), "Lakes", *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*, Vol. 3, pp. 83–124.
- Tauber, H. (1965), *Differential Pollen Dispersion and the Interpretation Of Pollen Diagrams: With a Contribution to the Interpretation of the Elmfall, Reitzel*.
- Terrab, A., Schönswitter, P., Talavera, S., Vela, E. and Stuessy, T.F. (2008), "Range-wide phylogeography of *Juniperus thurifera* L., a presumptive keystone species of western Mediterranean vegetation during cold stages of the Pleistocene", *Molecular Phylogenetics and Evolution*, Vol. 48 No. 1, pp. 94–102.
- Theuerkauf, M., Bos, J.A.A., Jahns, S., Janke, W., Kuparinen, A., Stebich, M. and Joosten, H. (2014), "Corylus expansion and persistent openness in the early Holocene vegetation of northern central Europe", *Quaternary Science Reviews*, Vol. 90, pp. 183–198.
- Theuerkauf, M., Kuparinen, A. and Joosten, H. (2013), "Pollen productivity estimates strongly depend on assumed pollen dispersal", *The Holocene*, Vol. 23 No. 1, pp. 14–24.
- Thorarinsson, S. (1967), *The eruptions of Hekla in historical times: A tephrochronological study*, Leiftur.

- Tiercelin, J.J., Vincens, A., Barton, C.E., Carbonel, P., Casanova, J., Delibrias, G., Gasse, F., et al. (1987), “The Baringo-Bogoria half-graben, Gregory Rift, Kenya: 30,000 years of hydrological and sedimentary history”, *Bulletin des Centres Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine*, Vol. 11, pp. 380–94.
- Torres, T., Ortiz, J.E., García de la Morena, M.A., Llamas, F.J. and Goodfriend, G. (2005), “Ostracode-based aminostratigraphy and aminochronology of a tufa system in central Spain”, *Quaternary International*, Vol. 135 No. 1, pp. 21–33.
- Trondman, A.-K., Gaillard, M.-J., Mazier, F., Sugita, S., Fyfe, R., Nielsen, A.B., Twiddle, C., et al. (2014), “Pollen-based quantitative reconstructions of Holocene regional vegetation cover (plant-functional types and land-cover types) in Europe suitable for climate modelling”, *Global Change Biology*, doi:10.1111/gcb.12737.
- Turner, C. and West, R.G. (1968), “The subdivision and zonation of interglacial periods”, *Eiszeitalter und Gegenwart*, Vol. 19 No. 93, p. 101.
- Turney, C.S. (1998), “Extraction of rhyolitic component of Vedde microtephra from minerogenic lake sediments”, *Journal of Paleolimnology*, Vol. 19 No. 2, pp. 199–206.
- Turney, C.S., Harkness, D.D. and Lowe, J.J. (1997), “The use of microtephra horizons to correlate Late-glacial lake sediment successions in Scotland”, *Journal of Quaternary Science*, Vol. 12 No. 6, pp. 525–531.
- Turon, J.L., Lézine, A.M. and Denčle, M. (2003), “Land-sea correlations for the last glaciation inferred from a pollen and dinocyst record from the Portuguese margin”, *Quaternary Research*, Vol. 59 No. 1, pp. 88–96.
- Tzedakis, C. and Bennett, K. (1995), “Interglacial vegetation succession: A view from southern Europe”, *Quaternary Science Reviews*, No. 10, pp. 967–982.
- Tzedakis, P. (2007), “Pollen records, last interglacial of Europe”, *Encyclopedia of Quaternary Science*, Elsevier, Oxford, pp. 2597–2605.
- Tzedakis, P.C. (1993), “Long-term tree populations in northwest Greece through multiple Quaternary climatic cycles”, *Nature*, Vol. 364 No. 6436, pp. 437–440.
- Tzedakis, P.C. (2000), “Vegetation variability in Greece during the last interglacial.”
- Tzedakis, P.C. (2005), “Towards an understanding of the response of southern European vegetation to orbital and suborbital climate variability”, *Quaternary Science Reviews*, *Quaternary Land-ocean Correlation Quaternary Land-ocean Correlation*, Vol. 24 No. 14–15, pp. 1585–1599.
- Tzedakis, P.C., Andrieu, V., De Beaulieu, J.L., Crowhurst, S., Follieri, M., Hooghiemstra, H., Magri, D., et al. (1997), “Comparison of terrestrial and marine records of changing climate of the last 500,000 years”, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 150 No. 1-2, pp. 171–176.
- Tzedakis, P.C., Emerson, B.C. and Hewitt, G.M. (2013), “Cryptic or mystic? Glacial tree refugia in northern Europe”, *Trends in ecology & evolution*, Vol. 28 No. 12, pp. 696–704.
- Tzedakis, P.C., Frogley, M.R. and Heaton, T.H. (2002), “Duration of last interglacial conditions in northwestern Greece”, *Quaternary Research*, Vol. 58 No. 1, pp. 53–55.
- Tzedakis, P.C., Frogley, M.R., Lawson, I.T., Preece, R.C., Cacho, I. and De Abreu, L. (2004), “Ecological thresholds and patterns of millennial-scale climate variability: the response of vegetation in Greece during the last glacial period”, *Geology*, Vol. 32 No. 2, pp. 109–112.

- Tzedakis, P.C., Frogley, M.R. and others. (2003), “Last Interglacial conditions in southern Europe: evidence from Ioannina, northwest Greece”, *Global and Planetary Change*, Vol. 36 No. 3, pp. 157–170.
- Tzedakis, P.C., Hooghiemstra, H. and Pälike, H. (2006), “The last 1.35 million years at Tenaghi Philippon: revised chronostratigraphy and long-term vegetation trends”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 25 No. 23, pp. 3416–3430.
- Tzedakis, P.C., Roucoux, K.H., De Abreu, L. and Shackleton, N.J. (2004), “The duration of forest stages in southern Europe and interglacial climate variability”, *Science*, Vol. 306 No. 5705, p. 2231.
- Uzquiano, P. (2005), “El registro antracológico durante la transición Musteriense-Paleolítico Superior Inicial en la Región Cantábrica: vegetación, paleoambiente y modos de vida alrededor del fuego”, *Neanderthales cantábricos, estado de la cuestión*, Vol. 20, pp. 255–274.
- Uzquiano, P. (2007), “La antracología de las unidades musterenses y del Auriñaciense de transición de la cueva de El Castillo (1984-2001): dinámica de vegetación y de gestión del combustible”, *Zona arqueológica*, No. 7, pp. 133–142.
- Valdeolmillos-Rodríguez, A. (2005), Registro paleoclimático y paleoambiental de los últimos 350.000 años en el Parque Nacional de las Tablas de Daimiel (Ciudad Real) (info:eu-repo/semantics/doctoralThesis).
- Valdeolmillos-Rodríguez, A., Dorado-Valiño, M., Ruiz-Zapata, M.B. and Alonso-Zarza, A.M. (2011), “Middle pleistocene variations in palaeoclimate, palaeoenvironment and vegetation of the las tablas de daimiel national park (Spain)”, *Journal of Quaternary Science*, Vol. 26 No. 1, pp. 128–140.
- Valero-Garcés, B.L., González-Sampériz, P., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Machín, J. and Kelts, K. (2000), “Lateglacial and Late Holocene environmental and vegetational change in Salada Mediana, central Ebro Basin, Spain”, *Quaternary International*, Vol. 73-74, pp. 29–46.
- Valero-Garcés, B.L. and Kelts, K.R. (1995), “A sedimentary facies model for perennial and meromictic saline lakes: Holocene Medicine Lake Basin, South Dakota, USA”, *Journal of Paleolimnology*, Vol. 14 No. 2, pp. 123–149.
- Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Morellón, M., Corella, J.P., González-Sampériz, P. and Mata, P. (2008a), “Cronología de las tobas de ladera del río de Las Parras (Cordillera Ibérica, Teruel)”, *Trabajos de Geomorfología en España*, 2006-2008, pp. 71–74.
- Valero Garcés, B.L., Moreno, A., Navas, A., Mata, P., Machín, J., Delgado Huertas, A., González Sampériz, P., et al. (2008b), “The Taravilla lake and tufa deposits (Central Iberian Range, Spain) as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators”, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 259 No. 2-3, pp. 136–156.
- Valero-Garcés, B.L., Navas, A., Mata, P., Machín, J., Delgado Huertas, A., Gonzalez-Sampériz, P., Schwalb, A., et al. (2004), “El registro de la Laguna de Taravilla (AltoTajo, Sistema Ibérico) como sensor de cambios paleohidrológicos y paleoambientales”, *Geotemas*, Vol. 6 No. 5, pp. 157–160.
- Valero, L., Garcés, M., Cabrera, L., Costa, E. and Sáez, A. (2014), “20 Myr of eccentricity paced lacustrine cycles in the Cenozoic Ebro Basin”, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 408, pp. 183–193.
- Del Valle, J. (1993), “El régimen pluviométrico medio de la cuenca del río Jiloca”, *Geographicalia*, Vol. 30, pp. 145–154.
- Vaquero, J.M., Gallego, M.C. and García, J.A. (2002), “A 250-year cycle in naked-eye observations of sunspots”, *Geophysical Research Letters*, Vol. 29 No. 20, pp. 58–1–58–4.

- Vázquez-Navarro, J., Eugenio Ortiz, J., de Torres, T. and Vázquez, A. (2014), "Hiatuses and changes in clastic versus carbonate facies in Holocene riverine tufa deposits from the Iberian Range (Spain)", Presented at the EGU General Assembly Conference Abstracts, EGU General Assembly 2014, Vol. 16, p. 15771.
- Vázquez-Urbez, M., Pardo, G., Arenas, C. and Sancho, C. (2011), "Fluvial difffluence episodes reflected in the Pleistocene tufa deposits of the River Piedra (Iberian Range, NE Spain)", *Geomorphology*, Vol. 125 No. 1, pp. 1–10.
- Vegas, J., Pardo-Igúzquiza, E., Galán, L. and García-Cortés, A. (2013), "Ciclicidad en el registro sedimentario de la laguna del maar de Fuentillejo: historia climática de los últimos 47000 años cal BP", *Boletín geológico y minero*, Vol. 124 No. 2, pp. 221–238.
- Vegas, J., Ruiz-Zapata, B., Ortiz, J.E., Galán, L., Torres, T., García-Cortés, Á., Gil-García, M.J., et al. (2010), "Identification of arid phases during the last 50 cal. ka BP from the Fuentillejo maar-lacustrine record (Campo de Calatrava Volcanic Field, Spain)", *Journal of Quaternary Science*, Vol. 25 No. 7, pp. 1051–1062.
- Vegas, J., Ruiz Zapata, M.B., Ortiz Menéndez, J.E., Galán de Frutos, L., Torres Pérez-Hidalgo, T.J., García-Cortés, Á., Pérez González, A., et al. (2008), "Identificación de las principales fases áridas del Pleistoceno superior en el registro sedimentario lacustre del maar de Fuentillejo (Campo de Calatrava)", *Geotemas*, Vol. 10, pp. 1467–1470.
- Vellinga, M. and Wood, R.A. (2002), "Global Climatic Impacts of a Collapse of the Atlantic Thermohaline Circulation", *Climatic Change*, Vol. 54 No. 3, pp. 251–267.
- Veres, D., Wohlfarth, B., Andrieu-Ponel, V., Björck, S., Beaulieu, J.-L., Digerfeldt, G., Ponel, P., et al. (2007), "The lithostratigraphy of the Les Echets basin, France: tentative correlation between cores", *Boreas*, Vol. 36 No. 3, pp. 326–340.
- Vicente-Serrano, S.M. (2005), "El Niño and La Niña influence on droughts at different timescales in the Iberian Peninsula", *Water Resources Research*, Vol. 41 No. 12, p. W12415.
- Vicente-Serrano, S.M., Zouber, A., Lasanta, T. and Pueyo, Y. (2012), "Dryness is accelerating degradation of vulnerable shrublands in semiarid Mediterranean environments", *Ecological Monographs*, Vol. 82 No. 4, pp. 407–428.
- Vladychenskiy, A.S., UL'YANOVA, T., Balandin, S.A. and Kozlov, I.N. (1995), "Effect of grazing on juniper forest soils of the Southwestern Tyan-Shan region", *Eurasian soil science*, Vol. 27 No. 7, pp. 1–9.
- Voelker, A.H.L. (2002), "Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: A database", *Quaternary Science Reviews*, Vol. 21 No. 10, pp. 1185–1212.
- Voorthuysen, J.H. (1958), "Foraminiferen aus dem Eemien (Riss-Würm-Interglazial) in der Bohrung Amersfoort I (Locus typicus).", *Mededelingen Geologische Stichting*, Vol. Nieuwe Serie 11 No. Nieuwe Serie 11, pp. 27–39.
- Watts, W.A., Allen, J.R.M. and Huntley, B. (1996), "Vegetation history and palaeoclimate of the last glacial period at Lago Grande di Monticchio, Southern Italy", *Quaternary Science Reviews*, Vol. 15 No. 2-3, pp. 133–153.
- Webb, T. (1986), "Is vegetation in equilibrium with climate? How to interpret late-Quaternary pollen data", *Plant Ecology*, Vol. 67 No. 2, pp. 75–91.

- Wei, H., Fan, Q., Zhao, Y., Ma, H., Shan, F., An, F. and Yuan, Q. (2015), “A 94–10 ka pollen record of vegetation change in Qaidam Basin, northeastern Tibetan Plateau”, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 431, pp. 43–52.
- Weinstein, M.P. and Balletto, J.H. (1999), “Does the common reed, *Phragmites australis*, affect essential fish habitat?”, *Estuaries*, Vol. 22 No. 3, pp. 793–802.
- Whittaker, R.H. (1970), “Communities and ecosystems.”, Collier-Macmillan, New York, p. xi + 158 pp. + 1 map.
- Wijmstra, T.A. (1969), “Palynology of the first 30 m of a 120 m deep section in northern Greece.”, *Acta Bot. Neerland*, Vol. 18, pp. 511–527.
- Wohlfarth, B. (2013), A review of Early Weichselian climate (MIS 5d-a) in Europe, Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co., Stockholm (Sweden).
- Wohlfarth, B., Veres, D., Ampel, L., Lacourse, T., Blaauw, M., Preusser, F., Andrieu-Ponel, V., et al. (2008), “Rapid ecosystem response to abrupt climate changes during the last glacial period in western Europe, 40–16 ka”, *Geology*, Vol. 36 No. 5, pp. 407–410.
- Woillard, G. (1975), “Recherches palynologiques sur le pléistocene dans l’Est de la Belgique et dans les Vosges lovaines”, *Acta geographica lovaniensia*, Vol. 14.
- Woillard, G.M. (1978), “Grande Pile peat bog: a continuous pollen record for the last 140,000 years”, *Quaternary Research*, Vol. 9 No. 1, pp. 1–21.
- Woillard, G.M. and Mook, W.G. (1982), “Carbon-14 dates at Grande Pile: Correlation of land and sea chronologies”, *Science*, Vol. 215 No. 4529, pp. 159–161.
- Wolff, E.W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S.O. and Svensson, A. (2010), “Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record”, *Quaternary Science Reviews*, *Vegetation Response to Millennial-scale Variability during the Last Glacial*, Vol. 29 No. 21–22, pp. 2828–2838.
- Wright, V.P. (1990), “Syngenetic formation of grainstones and pisolithes from fenestral carbonates in peritidal settings: discussion”, *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 60 No. 2.
- Xiubin, L. (1996), “A review of the international researches on land use/land cover change [J]”, *Acta Geographica Sinica*, Vol. 6.
- Yin, Q. and Berger, A. (2015), “Interglacial analogues of the Holocene and its natural near future”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 120, pp. 28–46.
- Yll, R., Carrión, J.S., Pantaleón, J., Dupré, M., La Roca, N., Roure, J.M. and Pérez-Obiol, R. (2003), “Palinología del Cuaternario reciente en la Laguna de Villena (Alicante, España)”, *Anales de Biología*, Vol. 25, pp. 65–72.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, K. (2001), “Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present”, *Science*, Vol. 292 No. 5517, pp. 686–693.
- Zagwijn, W.H. (1961), Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene on The Netherlands, na.
- Zagwijn, W.H. (1996), “An analysis of Eemian climate in Western and Central Europe”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 15 No. 5-6, pp. 451–469.

- Zanchetta, G., Sulpizio, R., Roberts, N., Cioni, R., Eastwood, W.J., Siani, G., Caron, B., et al. (2011), “Tephrostratigraphy, chronology and climatic events of the Mediterranean basin during the Holocene: An overview”, *The Holocene*, Vol. 21 No. 1, pp. 33–52.
- Zazo, C. (2006), “Cambio climático y nivel del mar: la península ibérica en el contexto global”, *Cuaternario y Geomorfología*, Vol. 20 No. 3-4, pp. 115–130.
- Van Zeis, W., Timmers, R.W. and Bottema, S. (1970), “Studies of modern and Holocene pollen precipitation in southeastern Turkey”, *Palaeohistoria*, Vol. 14, pp. 19–39.
- Zhao, Y., Liu, H., Li, F., Huang, X., Sun, J., Zhao, W., Herzschuh, U., et al. (2012), “Application and limitations of the Artemisia/Chenopodiaceae pollen ratio in arid and semi-arid China”, *The Holocene*, Vol. 22 No. 12, pp. 1385–1392.
- Zolitschka, B., Corebella, H., Maidna, N. and Ohlendorf, C. (2006), “Investigating Maar Formation and the Climate History of Southern Argentina - the Potrok Aike Maar Lake Sediment Archive Drilling Project (PASADO)”, *Scientific Drilling*, No. 3, Sept 2006.

Listado de aportaciones de coautores/colaboradores

Coautor	Sedimentología	Palinología	Modelo edad	Calibración	Otros
Penélope González-Sampériz		Conteo de muestras	Selección muestras a datar	Muestreos vegetación	Prospección y extracción del sondeo
Graciela Gil-Romera		Conteo de muestras	Enfoque bayesiano	Revisión trampas y muestreos vegetación	
Blas Valero-Garcés	Interpretación y descripción				Prospección y extracción del sondeo
Ana Moreno	Interpretación y descripción				Prospección y extracción del sondeo
Mario Morellón	Interpretación y descripción				Prospección y extracción del sondeo
Josu Aranbarri		Conteo de muestras		Revisión trampas y muestreos vegetación	
Fátima Franco		Conteo de muestras		Muestreos vegetación	
Helios Sainz-Ollero				Muestreos vegetación	
Jane Bunting				Asistencia software y fundamentos teóricos	
Mitchelle Farrel				Asistencia software, fundamentos teóricos y muestreos de vegetación	
Bas van Geel		Identificación de NPPs			
Blas Benito			Enfoque bayesiano		
Lee Arnold			Dataciones OSL-SG		
Maria Leunda				Revisión trampas	
Belen Oliva			Paleomagnetismo		
Jose Carlos Rubio					Prospección y selección de lugar de sondeo
Miguel Sevilla-Callejo				Asistencia campaña de campo	Creación de mapas

Lista de Publicaciones:

- 1.- AUTORES/AS (p.o. de firma): J Aranbarri, P González-Sampériz, E Iriarte, A Moreno, M Rojo-Guerra, L Peña-Chocarro, B Valero-Garcés, María Leunda, **E García-Prieto**, M Sevilla-Callejo, G Gil-Romera, D Magri & J Rodríguez-Lázaro
 TÍTULO: Human-landscape interactions in the Conquezuela-Ambrona Valley (Soria, continental Iberia): from the early Neolithic land use to the origin of the current oak woodland.
 REF. REVISTA/LIBRO: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 436: 41-57
 FECHA PUBLICACIÓN: 2015
- 2.- AUTORES/AS (p.o. de firma): J Aranbarri, P González-Sampériz, B Valero-Garcés, A Moreno, G Gil-Romera, M Sevilla-Callejo, F Di Rita, **E García-Prieto**, P Mata, M Morellón, D Magri, J. Rodriguez-Lázaro & J Carrión
 TÍTULO: Postglacial vegetation dynamics and climate variability inferred from Villarquemado paleolake sequence (Iberian Range, north-eastern Spain)
 REF. REVISTA/LIBRO: Global and Planetary Change, 114: 50–65
 FECHA PUBLICACIÓN: 2014
- 3.- AUTORES/AS (p.o. de firma): G Gil-Romera, P González-Sampériz, L Lasheras, M Sevilla-Callejo, A Moreno, B Valero-Garcés, L López-Merino, A Pérez Sanz, J Aranbarri, **E García-Prieto Fronce**
 TÍTULO: Biomass-modulated fire dynamics during the Last Glacial–Interglacial Transition at the Central Pyrenees (Spain)
 REF. REVISTA/LIBRO: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 402: 113-124.
 FECHA PUBLICACIÓN: 2014.
- 4.- AUTORES/AS (p.o. de firma): P. González-Sampériz, **E. García-Prieto**, J. Aranbarri, B.L. Valero-Garcés, A. Moreno, G. Gil-Romera, M. Sevilla-Callejo, L. Santos, M. Morellón, P. Mata, A. Andrade & J.S. Carrión
 TÍTULO: Reconstrucción paleoambiental del último ciclo glacial-interglacial en la Iberia continental: la secuencia del Cañizar de Villarquemado (Teruel)
 REF. REVISTA/LIBRO: Cuadernos de Investigación Geográfica n 39 (1): pp. 31-60.
 FECHA PUBLICACIÓN: 2013
- 5.- AUTORES/AS (p.o. de firma): Valero-Garcés, B. Oliva-Urcia, B., Moreno, A., Rico,M., Mata, P., Salazar, A. Rieradevall, J.M. García-Ruiz, J. Chueca, P. González-Sampériz, A. Pérez, A. Salabarnada, A. Pardo, C. Sancho, F. Barreiro, M. Bartolomé, **E. García-Prieto**, G. Gil-Romera, L. López-Merino, M. Sevilla-Callejo, Pol Tarrats
 TÍTULO: Dinámica glacial, clima y vegetación en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido durante el Holoceno.
 REF. REVISTA/LIBRO: Proyectos de Investigación en Parques Nacionales (2009-2012), L. Ramírez y Benigno Asensio (Eds), Organismo Autónomo Parques Nacionales, Madrid, pp: 7-37.
 FECHA PUBLICACIÓN: 2013
- 6.- AUTORES/AS (p.o. de firma): A. SALAZAR-RINCÓN, P. MATA-CAMPO, M.T. RICO-HERRERO, B.L. VALERO-GARCÉS, B. OLIVA-URCIA, P. IBARRA, F.M. RUBIO, Grupo HORDA: Aida Adsuar, Josu Aranbarri, Fernando Barreiro, Miguel Bartolomé, Beatriz Bueno, **Eduardo García-Prieto**, Begoña García, Graciela Gil, Penélope González, Juan Cruz Larrasoña, Josep M. Parés, Ana Pérez, Mayte Rico, Ariadna Salabarnada, Ángel Salazar, Miguel Sevilla-Callejo, Pol Tarrats.
 TÍTULO: El paleolago de la Larri (valle de Pineta, Pirineos): significado en el contexto del último máximo glaciar en el Pirineo.
 REF. REVISTA/LIBRO: Cuadernos de Investigación Geográfica n 39 (1): pp. 97-116. ISSN 0211-6820
 FECHA PUBLICACIÓN: 2013
- 7.- AUTORES/AS (p.o. de firma): B. OLIVA-URCIA, A. MORENO, B. VALERO-GARCÉS, P. MATA, Grupo HORDA: Aida Adsuar, Josu Aranbarri, Fernando Barreiro, Miguel Bartolomé, Beatriz Bueno, **Eduardo García-Prieto**, Begoña García, Graciela Gil, Penélope González, Juan Cruz Larrasoña, Josep M. Parés, Ana Pérez, Mayte Rico, Ariadna Salabarnada, Ángel Salazar, Miguel Sevilla-Callejo, Pol Tarrats.
 TÍTULO: Magnetismo y cambios ambientales en registros terrestres: el lago de Marboré, Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Huesca).
 REF. REVISTA/LIBRO: Cuadernos de Investigación Geográfica n 39 (1): pp. 117-140. ISSN 0211-6820
 FECHA PUBLICACIÓN: 2013
- 8.- AUTORES/AS: I Pardo, J Aranbarri, F Barreiro, P A Bravo, H A Chaparro, F Comín, R Corriá, C Español, M Felipe-Lucía, M Frugone, **E García-Prieto Fronce**, S Palacio, A Pérez-Sanz, S Pironon, Y Pueyo, F Reig, H Saiz, G Sangüesa-Barreda, P Tarrats, J Zabalza, J Revuelto.
 TÍTULO: First Jornadas Iperinas: Presentation of new research topics of the Pyrenean Institute of Ecology.
 PRIMERAS JORNADAS IPERINAS: PRESENTACIÓN DE NUEVAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN DEL INSTITUTO PIRENAICO DE ECOLOGÍA (CSIC).

REF. REVISTA/LIBRO: *Pirineos. Revista de Ecología de Montaña Vol. 168, 139-154.* ISSN: 0373-2568 eISSN: 1988-4281 doi: 10.3989/Pirineos.2013.168008.

FECHA PUBLICACIÓN: 2013

9.- AUTORES/AS: **E García-Prieto Fronce.**

TÍTULO: Pollen Productivity Estimates in Mediterranean landscapes: modelling the spatial distribution of past vegetation at El Cañizar de Villarquemado palaeolake (Teruel, NE SPAIN)

REF. REVISTA/LIBRO: *Quaternary International.* Vol. 279–280, 16 November 2012, Pages 160. DOI: 10.1016/j.quaint.2012.08.183

Lista de Publicaciones en preparación:

1.- AUTORES/AS (p.o. de firma): **E. García-Prieto**, G. Gil Romera, J. Bunting, P. González-Sampériz, M. Sevilla-Callejo, J. Aranbarri, M. Farrell & H. Sainz-Ollero

TÍTULO: First Estimates of Relative Pollen Productivity from a Mediterranean-continental region in the Iberian Peninsula

REF. REVISTA/LIBRO: Review of Palaeobotany and Palynology

FECHA PUBLICACIÓN: en revisión

2.- AUTORES/AS (p.o. de firma): **E. García-Prieto**, P. González-Sampériz, G. Gil Romera, M. Sevilla-Callejo, J. Aranbarri.

TÍTULO: Last Interglacial vegetation dynamics on a Western Mediterranean-Continental area inferred from Villarquemado paleolake sequence (Iberian Range, north-eastern Spain).

REF. REVISTA/LIBRO: Quaternary Science Reviews.

FECHA PUBLICACIÓN: en preparación

3.- AUTORES/AS (p.o. de firma): **E. García-Prieto**, J. Aranbarri, P. González-Sampériz, G. Gil Romera, M. Sevilla-Callejo,.

TÍTULO: Interglacial onsets in a Mediterranean-Continental area of Iberian Peninsula. Comparison of vegetation responses of Eemian and Holocene inceptions.

REF. REVISTA/LIBRO: Quaternary Science Reviews.

FECHA PUBLICACIÓN: en preparación

4.- AUTORES/AS (p.o. de firma): **E. García-Prieto**, G. Gil Romera, J. Bunting, P. González-Sampériz, M. Sevilla-Callejo, J. Aranbarri, M. Farrell & H. Sainz-Ollero

TÍTULO: Vegetation formations extent reconstructed around Villarquemado paleolake using REVEALS.

REF. REVISTA/LIBRO: Review of Palaeobotany and Palynology

FECHA PUBLICACIÓN: en preparación

5.- AUTORES/AS (p.o. de firma): **E. García-Prieto**, G. Gil Romera, J. Bunting, P. González-Sampériz, M. Sevilla-Callejo, J. Aranbarri, M. Farrell & H. Sainz-Ollero

TÍTULO: RPPE variations from Tauber pollen traps in two climatically different years.

REF. REVISTA/LIBRO: Review of Palaeobotany and Palynology

FECHA PUBLICACIÓN: en preparación

6.- AUTORES/AS (p.o. de firma): P. González-Sampériz, A. Moreno, B.L. Valero-Garcés, G. Gil-Romera, M. Morellón, L. Arnold, B. Oliva, M. Hardimann, S. Blockley, M. de Muro, **E. García-Prieto**, J. Aranbarri, L. Edwards

TÍTULO: *Integration of dating techniques in the age model of Villarquemado paleolake record (NE, Spain): problems and solutions for long sequences.*

REF. REVISTA/LIBRO: Chronology

FECHA PUBLICACIÓN: en preparación

Participación en Proyectos de Investigación:

1.- TÍTULO DEL PROYECTO: *DINAMO: Dinámica de la vegetación Mediterránea en el N.E. de la Península Ibérica durante los últimos 135,000 años: estructura, cronología y pautas de respuesta vegetal frente a diversos tipos de cambio*

ENTIDAD FINANCIADORA: *CICYT. Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología*

HASTA: 2013

INVESTIGADOR/A PRINCIPAL: Graciela Gil Romera

Estancias en Centros de reconocido prestigio internacional:

CENTRO: “INSTITUTE FOR BIODIVERSITY AND ECOSYSTEM DYNAMICS (IBED)” DE LA “UNIVERSITY OF AMSTERDAM”

LOCALIDAD: AMSTERDAM

PAÍS: HOLANDA.

AÑO: 2012

DURACIÓN: 2 MESES.

TEMA: IDENTIFICACIÓN DE PALINOMORFOS NO POLÍNICOS EN REGISTROS LACUSTRES COMO INDICADORES DE VARIABILIDAD CLIMÁTICA E HIDROLÓGICA.

INVESTIGADOR RECEPTOR: Dr. Bas van Geel.

CENTRO: “Department of Geography” DE LA “UNIVERSITY OF HULL”

LOCALIDAD: HULL

PAÍS: Inglaterra, Reino Unido.

AÑO: 2013

DURACIÓN: 2 MESES.

TEMA: ESTUDIO DE LA PRODUCTIVIDAD POLÍNICA DE TAXONES RELEVANTES MEDIANTE MODELOS ERV UTILIZANDO EL SOFTWARE HUMPOL PARA REALIZAR LA RECONSTRUCCIÓN ESPACIAL DE LA VEGETACIÓN.

INVESTIGADOR RECEPTOR: Dra. M. Jane Bunting

Presentaciones en Congresos: Internacionales

1- AUTORES/AS: **García-Prieto, E.; Gil-Romera, G.; González-Sampériz, P.; Sevilla-Callejo, M.; Aranbarri, J.; Pérez-Sanz, A.; Rubio, J.C.; Sebastian, M.; Franco, F**

TÍTULO: *Pollen Productivity Estimates in Mediterranean landscapes: modelling the spatial distribution of past vegetation at El Cañizar de Villarquemado palaeolake (Teruel, NE Spain)*

TIPO DE PARTICIPACIÓN: POSTER

CONGRESO: **INTERNATIONAL UNION FOR QUATERNARY RESEARCH (INQUA)**

PUBLICACIÓN: *Quaternary International*. Vol. 279–280, 16 November 2012, Pages 160. DOI: 10.1016/j.quaint.2012.08.183

LUGAR DE CELEBRACIÓN: **BERNA (SUIZA) 20-24 JULIO**

AÑO: 2011

2- AUTORES/AS: **Josu Aranbarri, Penélope González-Sampériz, Graciela Gil-Romera, Blas Valero-Garcés, Ana Moreno, Miguel Sevilla-Callejo, Eduardo García-Prieto**

TÍTULO: *Holocene vegetation dynamics and abrupt climate changes inferred from Laguna de El Cañizar sequence (Iberian Range, NE Spain)*

TIPO DE PARTICIPACIÓN: POSTER

CONGRESO: INTERNATIONAL UNION FOR QUATERNARY RESEARCH (INQUA)

PUBLICACIÓN: *Quaternary International*. Vol. 279–280, 16 November 2012, Pages 160. DOI: 10.1016/j.quaint.2012.08.183

LUGAR DE CELEBRACIÓN: **BERNA (SUIZA) 20-24 JULIO**

AÑO: 2011

3- AUTORES/AS: **Penélope González-Sampériz, Blas Valero-Garcés, Ana Moreno, Graciela Gil-Romera, Mario Morellón, Luisa Santos Fidalgo, Antonia Andrade Olalla, Miguel Sevilla Callejo, J. Carrión & Eduardo García-Prieto**

TÍTULO: *El Cañizar de Villarquemado lacustrine sequence: the first long continental multiproxy palaeoenvironmental record from the Eemian to the Holocene in NE Spain*

TIPO DE PARTICIPACIÓN: POSTER

CONGRESO: INTERNATIONAL UNION FOR QUATERNARY RESEARCH (INQUA)

PUBLICACIÓN: *Quaternary International*. Vol. 279–280, 16 November 2012, Pages 160. DOI: 10.1016/j.quaint.2012.08.183

LUGAR DE CELEBRACIÓN: **BERNA (SUIZA) 20-24 JULIO**

AÑO: 2011

4- AUTORES/AS: **Penélope González-Sampériz, Blas Valero-Garcés, Ana Moreno, Graciela Gil-Romera, Mario Morellón, Josu Aranbarri, Luisa Santos Fidalgo, Miguel Sevilla Callejo, Eduardo García-Prieto, Julio Rodríguez.**

TÍTULO: *El Cañizar de Villarquemado lacustrine sequence: the first long continental multiproxy palaeoenvironmental record from the Eemian to the Holocene in NE Spain.*

TIPO DE PARTICIPACIÓN: POSTER

CONGRESO: Joint RCMNS-RCANS Interim Colloquium, *Climate changes, bioevents and geochronology in the Atlantic and Mediterranean over the last 23 Myr.*

PUBLICACIÓN: Abstract book

LUGAR DE CELEBRACIÓN: **SALAMANCA**

AÑO: 2011

5- AUTORES/AS: **Eduardo García-Prieto, Penélope González-Sampériz, Graciela Gil-Romera, Josu Aranbarri, Miguel Sevilla-Callejo, Jose S. Carrión, Mario Morellón, Luisa Santos, Blas Valero-Garcés & Ana Moreno.**

TÍTULO: *First pollen analyses results of “El Cañizar de Villarquemado” wetland to complete the longer land multiproxy sequence of the NE Iberian Peninsula during the Late Pleistocene and the Holocene.*

TIPO DE PARTICIPACIÓN: POSTER Y PRESENTACIÓN SNAPSHOT

CONGRESO: INTIMATE workshop and MC meeting

PUBLICACIÓN: Abstract book

LUGAR DE CELEBRACIÓN: **DE LUTTE, HOLANDA**

AÑO: 26-29 MARZO 2012

6- AUTORES/AS: **E García-Prieto, G Gil-Romera, J Bunting, P González-Sampériz, M Sevilla-Callejo, J Aranbarri, M Farrell, H Sainz, F Franco**

TÍTULO: *First RPPE from mediterranean-continental region in Spain (Cañizar de Villarquemado paleolake, Teruel)*

TIPO DE PARTICIPACIÓN: POSTER

CONGRESO: LANDSCAPE-SCALE PALAEOECOLOGY CONFERENCE

PUBLICACIÓN: Abstract book

LUGAR DE CELEBRACIÓN: University of Hull (UK). Department of Geography, Environment and Earth Sciences

AÑO: 5th-9th August 2013

7- **AUTORES/AS:** B. Valero-Garcés, A. Moreno, P. González-Sampériz, M. Morellón, G. Gil-Romera, E. García-Prieto, J. Aranbarri, L. Arnold, M. Demuro, L. Santos, M. Sevilla-Callejo

TÍTULO: *The last glacial cycle in continental Iberian Peninsula: The Cañizar de Villarquemado sequence (last 135 ka)*

TIPO DE PARTICIPACIÓN: POSTER

CONGRESO: INTIMATE WORKSHOP 2013

PUBLICACIÓN: Abstract book

LUGAR DE CELEBRACIÓN: Blair Atholl (Scotland, UK)

AÑO: Abril 2013

8- **AUTORES/AS:** E. García-Prieto, J. Aranbarri, P. González-Sampériz, G. Gil-Romera, A. Moreno Caballud, M. Sevilla Callejo, M. Morellón, L. Santos Fidalgo, F. Franco Múgica, A. Andrade Olalla, J. Carrión & B. Valero-Garcés.

TÍTULO: *Unexpected vegetation dynamics in response to climate variability for the last 140 ka BP at Villarquemado paleolake sequence (Iberian Range, Spain)*

TIPO DE PARTICIPACIÓN: ORAL PRESENTATION

CONGRESO: INTIMATE FINAL CONGRESS 2014

PUBLICACIÓN: Abstract book

LUGAR DE CELEBRACIÓN: Zaragoza (España)

AÑO: 16-21 Junio 2014

9- **AUTORES/AS:** G. Gil Romera, B.M. Benito, B.L. Valero-Garcés, P. González-Sampériz, A. Moreno, B. Oliva, J. Aranbarri, E. García-Prieto, M. Morellón, L.J. Arnold, M. Demuro, M. Hardiman, S.P.E. Blockley, C.S. Lane.

TÍTULO: *Depth-age models in long continental sequences: a Bayesian approach in the 145 Ka Villarquemado palaeolake sequence (NE Iberia).*

TIPO DE PARTICIPACIÓN: ORAL PRESENTATION (not me).

CONGRESO: INTIMATE FINAL CONGRESS 2014

PUBLICACIÓN: Abstract book

LUGAR DE CELEBRACIÓN: Zaragoza (España)

AÑO: 16-21 Junio 2014

10- **AUTORES/AS:** Josu Aranbarri, Penélope González-Sampériz, Donatella Magri, Graciela Gil-Romera, Blas M. Benito, Miguel Sevilla-Callejo, Paloma Uzquiano, Eduardo García-Prieto, Keith. D Bennett, José S. Carrión.

TÍTULO: *History of Corylus avellana L. in the Iberian Peninsula between 40 -8 cal yr BP: influence of climate events and postglacial spread*

TIPO DE PARTICIPACIÓN: POSTER PRESENTATION.

CONGRESO: INTIMATE FINAL CONGRESS 2014

PUBLICACIÓN: Abstract book

LUGAR DE CELEBRACIÓN: Zaragoza (España)

AÑO: 16-21 Junio 2014

11- **AUTORES/AS:** E García-Prieto, G Gil-Romera, J Bunting, P González-Sampériz, M Sevilla-Callejo, J Aranbarri, M Farrell, H Sainz.

TÍTULO: First Relative Pollen Productivity Estimates from a Mediterranean-continental region in the Iberian Peninsula, Spain.

TIPO DE PARTICIPACIÓN: POSTER PRESENTATION.**CONGRESO:** 9th European Palaeobotany and Palynology Conference**PUBLICACIÓN:** Abstract book**LUGAR DE CELEBRACIÓN:** Padova (Italia)**AÑO:** 26-31 Agosto 2014

12- AUTORES/AS: Josu Aranbarri, Penélope González-Sampériz, Eneko Iriarte, Ana Moreno, Manuel Rojo-Guerra, Leonor Peña-Chocarro, Blas Valero-Garcés, María Leunda, **Eduardo García-Prieto**, Miguel Sevilla-Callejo, Graciela Gil-Romera & Donatella Magri.

TÍTULO: The Conquezuela records reveal an early Neolithic agriculture spread, pinewoods deforestation and hydrological variability in an Iberian continental paleolacustrine area

TIPO DE PARTICIPACIÓN: POSTER PRESENTATION.**CONGRESO:** 9th European Palaeobotany and Palynology Conference**PUBLICACIÓN:** Abstract book**LUGAR DE CELEBRACIÓN:** Padova (Italia)**AÑO:** 26-31 Agosto 2014

13- AUTORES/AS: Leunda, M., González-Sampériz, P., Oliva-Urcia, B., Moreno, A., Aranbarri, J., **García-Prieto, E.**, Gil-Romera, G., Valero-Garcés, B.

TÍTULO: HIGH ALTITUDINAL VEGETATION DYNAMICS DURING THE HOLOCENE INFERRED FROM MARBORÉ LACUSTRINE SEQUENCE (CENTRAL PYRENEES, NE SPAIN)

TIPO DE PARTICIPACIÓN: POSTER PRESENTATION.**CONGRESO:** 9th European Palaeobotany and Palynology Conference**PUBLICACIÓN:** Abstract book**LUGAR DE CELEBRACIÓN:** Padova (Italia)**AÑO:** 26-31 Agosto 2014

14- AUTORES/AS: González-Sampériz, Penélope; **García Prieto, Eduardo**; Aranbarri, Josu; Gil- Romera, Graciela; Sevilla-Callejo, Miguel; Moreno, Ana; Santos, Luisa; Andrade, Antonia; Franco-Múgica, F; Carrión, José; Valero-Garcés, Blas.

TÍTULO: El Cañizar de Villarquemado sequence: an unexpected vegetation cover for the Eemian in the inner continental Iberia

TIPO DE PARTICIPACIÓN: POSTER PRESENTATION.**CONGRESO:** 9th European Palaeobotany and Palynology Conference**PUBLICACIÓN:** Abstract book**LUGAR DE CELEBRACIÓN:** Padova (Italia)**AÑO:** 26-31 Agosto 2014

Nacionales

1.- AEQUA XIII Reunión Nacional de Cuaternario.

LUGAR: Andorra la Vella (Andorra)**Fecha:** 4-7 julio 2011**TIPO DE PARTICIPACIÓN:** Comunicación oral

AUTORES: **E. García-Prieto**, G. Gil-Romera, M. Sevilla-Callejo, J. Aranbarri, P. González-Sampériz, A. Pérez, J.C. Rubio, F. Franco, M. Sebastián

TÍTULO: Monitorización de la lluvia polínica como herramienta para modelizar la distribución espacial de la paleovegetación del registro de la laguna del Cañizar de Villarquemado (Teruel, NE España)

Listado campañas de campo:

- Muestreo de vegetación:

- Revisión de trampas polínicas:

AGRADECIMIENTOS