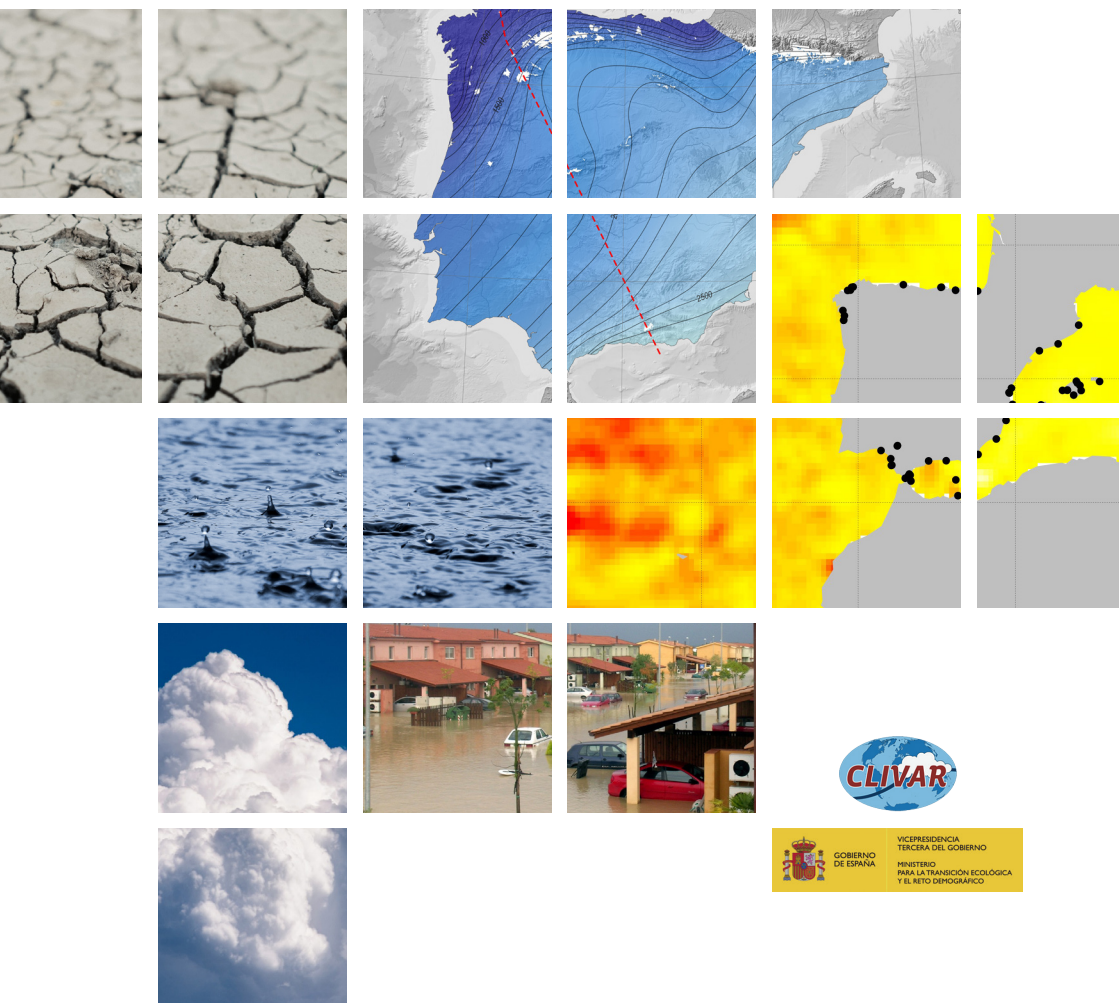

INFORME CLIVAR-SPAIN

SOBRE EL CLIMA EN ESPAÑA



Catálogo de publicaciones del Ministerio: <https://www.miteco.gob.es/es/ministerio/servicios/publicaciones/>

Catálogo general de publicaciones oficiales: <https://cpage.mpr.gob.es/>

Título:

Informe CLIVAR-SPAIN sobre el clima en España

Edición 2024

Coordinación del informe a cargo del comité CLIVAR-España:

Gabriel Jordà, Isabel Cacho, Daniel Argüeso, Blanca Ayarzagüena, Joaquim Ballabrera-Poy, Omaira E. García-Rodríguez, Alfonso Hernanz, Sixto Herrera, Ana Moreno, Raquel Nieto, Marc Prohom, Jose C. Sánchez-Garrido, Raquel Somavilla



MINISTERIO PARA LA TRANSICIÓN ECOLÓGICA Y EL RETO DEMOGRÁFICO

® MINISTERIO PARA LA TRANSICIÓN ECOLÓGICA Y EL RETO DEMOGRÁFICO (MITECO)

Edita:

© SUBSECRETARÍA

Gabinete Técnico (MITECO).

Plaza de San Juan de la Cruz 10. 28003, Madrid. ESPAÑA

© De los textos e imágenes: sus autores

NIPO (papel): 665-24-086-6

NIPO (en línea): 665-24-087-1

Depósito legal: M-26879-2024

ISBN (papel): 978-84-18778-46-9

ISBN (en línea): 978-84-18778-47-6

Maquetación: LOTA COMUNICACIÓN INTEGRAL, S.L.

Impresión: LOTA COMUNICACIÓN INTEGRAL, S.L.



AGRADECIMIENTOS

Capítulo 1

Agradecemos a nuestros grupos de investigación y la financiación de diversos proyectos internacionales y nacionales. MM recibió financiación del proyecto PID2020-117768RB-I00 de MCIN/AEI/10.13039/501100011033. AH cuenta con el apoyo del Ministerio de Ciencia e Innovación de España a través del Programa Ramón y Cajal [RYC2020-029253-I] y del proyecto PID2022-139775OB-I00 MEDIATIC - financiado por MCIN/AEI/10.13039/501100011033 y «ERDF A way of making Europe». B. A. agradece la financiación del Consejo Europeo de Investigación en el marco del programa Horizonte Europa (PASSAGE, 101039348). JFGR recibió financiación del PID2021-126696OB. AM agradece la financiación del proyecto TEMPURA (ref PID2022-139101OB-I00) y los proyectos AGA ID2021-125619OB-C21 y PID2021-125619OB-C22 y el apoyo del grupo de investigación RNM-190 (Junta de Andalucía).

Capítulo 2

Agradecemos el apoyo recibido por el grupo de investigación «Geomorfología y Cambio Global (E02_23R)» del Gobierno de Aragón y por el grupo de investigación «ANTALP (Antarctic, Arctic, Alpine Environments; 2021 SGR 00269)» de la Agència de Gestió d'Ajuts Universitaris i de Recerca de la Generalitat de Catalunya. El trabajo ha sido parcialmente financiado por LIFE PYRENEES4CLIMA - Towards a climate resilient cross-border mountain community in the Pyrenees (LIFE22/101104957). También damos las gracias a la PTI Polar-CSIC por la red creada en torno a los estudios sobre la criosfera. AM agradece la financiación del Organismo Autónomo Parques Nacionales (OAPN) (OCHESTRA ref. 2552/2020). MB cuenta con el apoyo del proyecto HORIZON TMA MSCA Postdoctoral Fellowships - Global Fellowships 2022 (no. 101107943) financiado por la Unión Europea.

Capítulo 3

R.S-N cuenta con el apoyo de la ayuda RYC2021-034330-I, financiada por MCIN/AEI/10.13039/501100011033 y por "European Union Next-Generation EU/PRTR". R.N. tiene financiación de por parte de la Xunta de Galicia y EU/ERDF, bajo en proyecto ED431C 2021/44 "Programa de Consolidación e Estructuración de Unidades de Investigación Competitivas". J.C.F-A. cuenta con un contrato postdoctoral de la Xunta de Galicia (IN606B2024/016). R.N. y J.C.F-A. también agradecen la financiación del Ministerio de Ciencia e Innovación y "European Union Next-Generation EU/PRTR" (PRTR-C17-I3) bajo el proyecto TED2021-129152B-C43. S.B.V cuenta con la ayuda Santiago Grisolia (CIGRIS/2021/131). E.U.-C. es financiado por la ayuda FPI (PRE2019-090148). S.J.G.R agradece el apoyo del Oeschger Centre for Climate Change Research y del proyecto PID2020-116153RB-I00 del MCIN/AEI/10.13039/501100011033. S.H. agradece el apoyo del Gobierno de España a través de la Agencia Estatal de Investigación (PID2019-111481RB-I00 - Contribución española al Atlas del IPCC-AR6; Desarrollo y problemas científicos). A.M-N cuenta con el apoyo del programa FPU del Ministerio de Universidades (FPU20/01220). T.L. agradece el apoyo bajo el proyecto PID2021-125806NB-I00 financiado por MCIN/AEI. M.C.A-C está financiada por el ministerio de Universidades bajo el programa Beatriz Galindo (BG22/00102).

J.C-G cuenta con el apoyo del programa FPU del Ministerio de Universidades (FPU22/02606). La investigación de la sección 5, “Viento”, y parte de la sección 6, “Humedad atmosférica”, fueron desarrolladas bajo el amparo de la Plataforma Temática (PTI) Clima (PTI+ CLIMA) y el proyecto RED-CLIMA 2 (LINCGLOBAL - CSIC, LINC24042). La sección 3 “Temperatura” es parcialmente financiada por los proyectos PID2020-118797RB-I00 (MCIN/AEI/10.13039/501100011033) de Ministerio de Ciencia e Innovación, y por PROMETEO/2021/016 de la Generalitat Valenciana.

Capítulo 4

R.S. agradece la financiación recibida del programa ThinkInAzul de los Planes Complementarios del MCIN con financiación de la Unión Europea NextGenerationEU (PRTR-C17.I1) y del Gobierno de Cantabria.

M.M agradece una subvención del Ministerio de Universidades de España a través del programa de la Unión Europea - Next Generation EU, y del “Pla de recuperació, transformació i resiliència” y la Universidad de las Islas Baleares, y también el apoyo del acuerdo entre el Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico de España y el CSIC, financiado por el Programa de la Unión Europea - Next Generation EU.

MF fue financiado por PTA2022-021307-I, MCIN/AEI/10.13039/501100011033 y por FSE+.

Capítulo 5

J.B., A.C. y J.F. agradecen el apoyo del proyecto CORDyS (PID2020-116595RB-I00), financiado por el MICIU/AEI/10.13039/501100011033. A.C. agradece el apoyo del proyecto COMPOUND (TED2021-131334A-I00) financiado por MCIN/AEI/10.13039/501100011033 y por la Unión Europea NextGenerationEU/PRTR. S.H. agradecen el apoyo de la Agencia Estatal de Investigación del Gobierno de España (proyecto PID2019-111481RB-I00 - Contribución española al Atlas del IPCC-AR6; Desarrollo y problemas científicos). D.A. agradece el apoyo de la subvención CNS2022-135323 financiada por MCIN/AEI/10.13039/501100011033 y por la Unión Europea NextGenerationEU/PRTR. J.A. agradece el apoyo de los proyectos PID2020-116873GB-I00 y TED2021-130702B-I00 financiados por MCIN/AEI/10.13039/501100011033 y por la Unión Europea NextGenerationEU; y del Grupo de Investigación E46_20R financiado por el Gobierno de Aragón. A.G. y J.C.P.D. agradecen el apoyo del Gobierno de Canarias, Consejería de Transición Ecológica, Lucha contra el Cambio Climático y Planificación Territorial (acuerdo publicado: B.O.C. nº 238, 20 de noviembre de 2020). M.M-D. y M.I. agradecen el apoyo del proyecto LIFE-URBANKLIMA2050 (Ref. LIFE18 IPC/ES/000001). J.C.F-A. agradece el apoyo del proyecto SETESTRELO (PID2021-1223140B-I00) financiado por el Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades, España. También se obtuvo apoyo parcial de la Xunta de Galicia bajo el Proyecto ED431 C 2021/44 (Programa de Consolidación e Estructuración de Unidades de Investigación Competitivas (Grupos de Referencia Competitiva) y Consellería de Cultura, Educación e Universidade). C.G, R.V. y W.C. agradecen el apoyo del proyecto SIHROCO (PID2021-1286560B-I00), financiado por MICIU/AEI/10.13039/501100011033 y FEDER, UE.

Capítulo 6

G.J. agradece el apoyo del proyecto de I+D+i SEAFRONT (TED2021-132132B-C21) financiado por MCIN/AEI/10.13039/501100011033 y por la Unión Europea NextGenerationEU/ PRTR.

PRÓLOGO

El cambio climático ya está afectando a nuestras vidas y supone uno de los riesgos más importantes a los que se enfrenta la humanidad. El sexto informe del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre Cambio Climático (IPCC), publicado en 2022, reflejó una vez más que los cambios del sistema climático generados por la actividad humana constituyen una amenaza cada vez más grave para nuestro bienestar y la salud del planeta. El análisis recientemente publicado sobre los impactos y riesgos climáticos para Europa, conocido como informe EUCRA, también nos alerta de que nos estamos enfrentando a numerosos riesgos por el cambio climático, algunos de ellos catastróficos. Nuestro continente es el que más rápido se calienta (desde la década de 1980, su calentamiento ha sido aproximadamente el doble que el del resto del mundo) y, dentro de Europa, el sur es una región que se ve particularmente afectada por el calor y la sequía prolongada, esperándose riesgos especialmente graves y que requieren de acción urgente.

La evidencia científica sobre el cambio climático y sus riesgos no deja lugar a dudas, y supone el motor para continuar desarrollando políticas y medidas ambiciosas que nos permitan avanzar hacia un futuro bajo en emisiones y resiliente al clima. La ciencia nos confirma, de nuevo, que nos encontramos ante una situación de emergencia climática, en la que es urgente actuar para intentar contener este proceso y evitar sus peores consecuencias. Debemos construir sobre la ciencia, que nos está alertando del problema, pero también nos proporciona las soluciones y la ambición hacia la que nos tenemos que dirigir.

La generación de conocimiento científico sobre el cambio climático se cimenta sobre la comprensión del funcionamiento del sistema climático, de cómo ha sido su evolución en el pasado, y de los posibles escenarios climáticos que deberemos afrontar en el futuro. La investigación científica sobre la física del clima, por lo tanto, es un eje fundamental para poder construir respuestas adecuadas ante el cambio climático.

El Comité y Red Temática CLIVAR-España se ha convertido, desde su creación en 2004, en un referente en la generación de conocimiento sobre los procesos físicos relacionados con el clima y el cambio climático. Este tercer informe sobre el clima en España continúa la trayectoria iniciada en los informes previos, publicados en 2004 y 2010, y supone una actualización sobre el estado de la investigación climática en España. El informe complementa de forma estratégica las conclusiones globales del sexto informe del IPCC, permitiéndonos conocer mejor nuestro clima y reflejando el nuevo conocimiento disponible para el desarrollo de la ciencia climática en España.

Además, esta publicación supone un reconocimiento a la comunidad científica del clima de nuestro país, cuya investigación nos permite seguir avanzando en un mejor conocimiento de nuestro medio ambiente y adoptar las medidas para hacer frente a retos tan relevantes como el cambio climático. Por eso, me gustaría manifestar mi apoyo y agradecimiento al Comité y Red Temática CLIVAR-España y a toda la comunidad científica que ha participado en la elaboración de este informe, y hacerlo extensivo a todos los científicos y las científicas que contribuyen desde España a la generación de conocimiento sobre el cambio climático. Está en nuestras manos escuchar a la ciencia y guiarnos por ella con una acción climática ambiciosa.

D. Hugo Morán Fernández

Secretario de Estado de Medio Ambiente

ÍNDICE

	Pag.
INTRODUCCIÓN	8
1. Cambios atmosféricos y oceánicos desde el Último Máximo Glacial: Revisión de reconstrucciones climáticas de la Península Ibérica basadas en indicadores y simulaciones.	18
2. El estudio de la Criosfera en la Península Ibérica.	84
3. Variables atmosféricas en España durante el periodo observacional: variabilidad, tendencias y mecanismos de circulación asociados.	110
4. Cambios físicos y biogeoquímicos en el océano alrededor de España durante el periodo observacional: variabilidad, tendencias y forzamientos.	186
5. Una revisión actualizada del cambio climático atmosférico regional en España: evaluación de modelos y proyecciones.	232
6. Proyecciones regionales de cambio climático oceánico alrededor de España.	324

INTRODUCCIÓN

El comité CLIVAR España es una entidad que forma parte del esfuerzo internacional CLIVAR (Climate and Ocean: Variability, Predictability, and Change, <https://www.clivar.org/>). CLIVAR es un proyecto del Programa Mundial de Investigación del Clima, que tiene como objetivo mejorar la comprensión de la variabilidad y el cambio climático, así como las interacciones entre el océano y la atmósfera.

En España, el Comité CLIVAR España (<http://clivar.es/>) inicia su andadura en 1999-2000, como Comité Nacional CLIVAR, auspiciado por el Ministerio de Medio Ambiente, para convertirse, a través de una acción especial del Plan Nacional en red temática CLIVAR. Su objetivo inicial era vertebrar, dinamizar y coordinar a los grupos de investigación de las distintas líneas científicas en clima de España, que abarcara tanto estudios paleoclimáticos, observaciones instrumentales o modelización numérica de atmósfera y océano, para llegar hasta proyecciones regionalizadas sobre el Mediterráneo occidental, que ya había sido identificado como región de gran impacto para el cambio climático en los informes del IPCC (Panel Intergubernamental del Cambio Climático).

A partir de ese momento, el Comité/Red Temática trabajó en varias líneas de manera intensa y paralela: (i) la búsqueda de financiación para consolidar el trabajo de coordinación en la comunidad científica climática en España, (ii) la relación con otros comités que existían, con un grado bajo de actividad, para intentar fusionar sus actividades y servir de referencia común a la comunidad investigadora del país; (iii) la relación con las instituciones nacionales e internacionales, y en particular, con CLIVAR internacional (que se concretó en dos documentos de apoyo, en 2011 y 2018) y con la Oficina Española de Cambio Climático; y (iv) el ambicioso objetivo de replicar, en escala regional, la filosofía y tareas de los ciclos de trabajo de los informes del IPCC. Desde su creación, el comité CLIVAR ha emitido tres informes (2006, 2010 y 2017) y un informe ejecutivo (2019) sobre el estado del arte del clima en España, recopilando sus principales avances.

Este informe CLIVAR-España 2024 pretende sintetizar el estado del arte de los estudios sobre el clima en España, identificando los principales avances recientes en la comprensión del cambio y la variabilidad climática pasada, presente y futura en el país. El informe se divide en seis capítulos, cada uno de los cuales se centra en un área de conocimiento diferente, y para cada capítulo, los autores han identificado los aspectos más destacables o destacados, que se indican a continuación.

INFORME DE EVALUACIÓN CLIVAR-ESPAÑA 2024 – ASPECTOS DESTACADOS

CAPÍTULO 1 - Cambios atmosféricos y oceánicos desde el Último Máximo Glacial: Revisión de reconstrucciones climáticas de la Península Ibérica basadas en indicadores y simulaciones

- **La variabilidad regional y la escasez de registros obstaculizan la reconstrucción climática de la Península Ibérica desde el último máximo glacial.** La variabilidad climática pasada en la Península Ibérica registrada por registros marinos y terrestres es

regionalmente heterogénea, de norte a sur y del sector mediterráneo al atlántico, explicada en parte por la huella de señales estacionales en los diferentes indicadores. La escasez de registros disponibles impide una adecuada reconstrucción espacial de los cambios climáticos desde el Último Máximo Glacial.

- **Sincronicidad climática del hemisferio norte evidente en la Península Ibérica durante la última desglaciación y el Holoceno.** La sincronidad con las principales variaciones climáticas en el hemisferio norte, atribuida a mecanismos de teleconexión océano-atmósfera, se evidencia claramente especialmente durante los cambios climáticos abruptos de la última desglaciación y el Holoceno. Las mejoras en la resolución de los registros proxy han permitido explorar la variabilidad intra-evento de eventos climáticos clave de la última desglaciación (por ejemplo, Younger Dryas) y del interglacial del Holoceno (por ejemplo, un evento de 8200 años).
- **Los avances en la calibración proxy y los nuevos paleotermómetros mejoran la fiabilidad de reconstrucciones climáticas pasadas.** Los esfuerzos llevados a cabo en la última década sobre la calibración, aplicabilidad y limitaciones de los indicadores climáticos han reducido la incertidumbre asociada con la estimación cuantitativa de las variables ambientales (por ejemplo, las reconstrucciones de temperatura han mejorado significativamente durante la última década debido al descubrimiento y la implementación de novedosos paleotermómetros). La adopción de métodos estadísticamente sólidos y la creación de funciones de transferencia innovadoras que permiten la estimación cuantitativa de variables climáticas pasadas son pasos importantes para desarrollar reconstrucciones climáticas más fiables.
- **El papel del AMOC en los cambios climáticos abruptos durante el último período glacial.** Los estudios de modelización proporcionan información sobre el papel de las reorganizaciones de la circulación meridional del Atlántico en los cambios climáticos abruptos del último período glacial, tanto los eventos de Dansgaard-Oeschger como los de Heinrich, así como los vínculos entre ambos tipos de eventos.
- **Los últimos 2000 años son cruciales para contextualizar el calentamiento actual.** En los últimos tiempos, los últimos 2000 años han surgido como un período de fundamental importancia para contextualizar la magnitud y la velocidad del calentamiento actual, ofreciendo una oportunidad única para la validación de modelos y proxy.
- **Mejorar la colaboración entre modelos y datos proxy es clave para comprender el sistema climático.** Se requieren esfuerzos futuros para mejorar la colaboración entre las comunidades paleoclimáticas que se centran en datos indirectos y aquellas que utilizan modelos climáticos, lo que brindará una comprensión crucial del sistema climático.
- **Los cambios climáticos a corto plazo coinciden con los cambios sociales en la Península Ibérica del Holoceno.** El cambio climático ha afectado a los ecosistemas terrestres y marinos a lo largo de la historia de la Tierra, incluida la dinámica de la población humana en el Cuaternario. Se han producido cambios sociales importantes simultáneamente con cambios climáticos de corto plazo en la Península Ibérica durante el Holoceno (p. ej., alrededor de 8,2 y 4,2 ka PB).
- **Evolución del paisaje post-LGM impulsada por la insolación, eventos abruptos e impacto humano.** La evolución a largo plazo del paisaje terrestre desde el Último Máximo Glacial (LGM) ha sido impulsada principalmente por cambios de insolación, interrumpidos

por eventos abruptos desencadenados por la dinámica atmosférica, oceánica y solar. Esta evolución del paisaje, evidenciada principalmente por la distribución de la vegetación, muestra diferencias significativas entre el Holoceno tardío y el final del período interglacial anterior, probablemente debido al impacto de las actividades antropogénicas de los últimos milenios que han reducido las áreas boscosas. De manera similar, la dinámica natural de los incendios desde el LGM cambió en el Holoceno tardío, cuando la actividad de los incendios aumentó a pesar de la disminución de la disponibilidad de combustible como consecuencia de la expansión de los matorrales.

CAPÍTULO 2 - El estudio de la Criosfera en la Península Ibérica

- **Avances en estudios de criosfera revelan patrones de expansión y contracción en la Península Ibérica.** Nuestra comprensión de la evolución de la criosfera en la Península Ibérica ha mejorado significativamente en las últimas décadas, mostrando evidencias de expansión del dominio de los procesos fríos durante los periodos fríos y de contracción durante las fases más cálidas.
- **Los procesos del clima frío cambian a altitudes más altas en respuesta a las tendencias al calentamiento.** La criosfera está respondiendo rápidamente a las recientes tendencias climáticas, viéndose afectados todos sus componentes (glaciares, permafrost, suelo helado estacional, nieve, cuevas de hielo). En respuesta a la tendencia al calentamiento, los procesos climáticos fríos de la Península Ibérica se están desplazando hacia altitudes más elevadas.
- **Rápida disminución de los glaciares: pérdida de extensión, espesor y procesos evolutivos.** Los glaciares han mostrado un rápido declive en la última década, con una notable pérdida tanto de extensión como de espesor. Esto ha provocado una reducción del número de glaciares y también la aparición de distintos procesos que caracterizan la evolución de los glaciares en sus últimas etapas antes de su desaparición definitiva
- **Necesidad urgente de directrices para mitigar los riesgos de la degradación del permafrost en las sierras españolas.** El permafrost, suelo permanentemente helado, prácticamente está desapareciendo en Sierra Nevada y muestra signos de calentamiento en las cumbres de los Pirineos. Su degradación acelera los desprendimientos de rocas y avalanchas, lo que supone riesgos para montañeros y excursionistas en los macizos más altos de esta sierra. En este sentido, es evidente que es necesario desarrollar directrices para que las administraciones locales y regionales reduzcan los riesgos potenciales para las personas y las infraestructuras.
- **Los registros a largo plazo muestran una disminución de la duración y acumulación de la capa de nieve en la Península Ibérica.** Los fenómenos de nieve en la Península Ibérica se caracterizan por una elevada variabilidad interanual, lo que dificulta la identificación de tendencias a corto plazo. Sin embargo, los registros de nieve más largos muestran una disminución en la duración de la capa de nieve y su acumulación máxima. La alta dependencia que tienen los recursos hídricos de la acumulación de nieve en las zonas montañosas muestra la relevancia de comprender y gestionar mejor los procesos de la nieve en escenarios de cambio climático.

- **Cuevas de hielo en los Pirineos y Picos de Europa: archivos de datos paleoambientales en desaparición.** Las cuevas de hielo de los Pirineos y Picos de Europa albergan cuerpos de hielo perennes que proporcionan información paleoambiental de gran valor que abarca los últimos milenios y se basa en el estudio de indicadores geoquímicos y biológicos; desafortunadamente; la mayoría de esas secuencias están desapareciendo. La reducción de hielo que se observa actualmente está regulada principalmente por la disminución de las precipitaciones invernales y el aumento de las temperaturas invernales.

CAPÍTULO 3 - Variables atmosféricas en España durante el periodo observacional: variabilidad, tendencias y mecanismos de circulación asociados

- **Variabilidad en las tendencias e intensificación de las olas de calor en España durante las últimas seis décadas.** Las tendencias de temperatura en España durante el periodo instrumental (aproximadamente los últimos 100 años) son positivas, con una clara aceleración desde los años 80, sin embargo, la variabilidad espacial es grande y la significancia en periodos más cortos es variable. Las olas de calor han aumentado en frecuencia, duración e intensidad a lo largo de las últimas seis décadas.
- **Implicaciones del calentamiento del mar Mediterráneo sobre los eventos convectivos y las altas precipitaciones en España:** Las precipitaciones en el periodo instrumental, y también en ciclos más cortos y recientes, no muestran cambios significativos. Sin embargo, existen grandes diferencias regionales y estacionales, siendo la zona del Mediterráneo la más sensible a los extremos. Las tendencias de las precipitaciones extremas no están claras para todo el territorio o período temporal, pero se ha observado un aumento de los eventos convectivos, lo que lleva a un aumento de los eventos de precipitaciones elevadas, especialmente a finales de otoño, probablemente relacionado con un mar Mediterráneo más cálido.
- **Sequías más prolongadas e intensificadas en las últimas décadas relacionadas con una mayor demanda evaporativa atmosférica.** El siglo XXI ha experimentado la mayor frecuencia de sequías severas de los últimos 150 años. Si bien las cantidades de precipitación han estado en torno a los valores promedio, las temperaturas más altas provocaron una mayor demanda de evaporación atmosférica, lo que provocó sequías más largas e intensas.
- **Disminución de la velocidad del viento cerca de la superficie en la Península Ibérica desde la década de 1960 hasta 2010.** La velocidad del viento cerca de la superficie en la Península Ibérica ha disminuido desde principios de la década de 1960 hasta 2010 a una tasa anual de aproximadamente $-0,15 \text{ ms}^{-1} \text{ década}^{-1}$ ($p < 0,05$), seguido por un cese de esta desaceleración o un período de fortalecimiento débil y no significativo. La estabilización del viento en la Península Ibérica puede haber sido causado por un aumento de la estabilidad térmica atmosférica y un desplazamiento de la corriente en chorro hacia el norte. Este cese de *stilling* se asocia a un cambio en la tendencia de la Oscilación del Mediterráneo Occidental
- **Impacto de la reducción del transporte de humedad en las precipitaciones de verano en la Península Ibérica.** La Península Ibérica muestra una fuerte relación entre el transporte de humedad y los extremos hidrometeorológicos, como las precipitaciones extremas o la sequía meteorológica. La notable disminución de las precipitaciones del verano reciente en

la Península Ibérica puede atribuirse a la reducción de las contribuciones de humedad de la Península Ibérica, del oeste (Atlántico norte) y el este (Mediterráneo y Europa occidental), que representan el 26 %, 57 % y 17 % de la reducción de la aportación, respectivamente.

- **Variabilidad atmosférica en la Península Ibérica: más allá de la oscilación del Atlántico Norte.** Aunque la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) es la principal fuente de variabilidad atmosférica sobre la Península Ibérica, regímenes meteorológicos como el Bloqueo Escandinavo, la Dorsal Atlántica y la Baja Atlántica o patrones remotos como El Niño - Oscilación del Sur (ENSO), los modos del Atlántico Tropical e incluso los eventos extremos de vórtice polar también pueden tener un impacto significativo.
- **Tendencias climáticas en las islas españolas: aumento de temperaturas y ligero descenso de las precipitaciones.** Las Islas Canarias están experimentando temperaturas más altas, especialmente en verano, lo que provoca una mayor frecuencia de olas de calor. Las tendencias de las precipitaciones no son homogéneas, pero se ha observado una disminución general de las cantidades totales. Los registros de temperatura de las Islas Baleares muestran que tanto las temperaturas mínimas como las máximas han aumentado por encima de 0,50 °C por década durante el período 1976-2006. También experimentaron una notable tendencia negativa en las precipitaciones anuales de 1,63 mm por año durante el período 1951-2006, aunque no fue estable a lo largo de todo el período.
- **Impactos del cambio climático en los sistemas montañosos españoles: deshielo acelerado y declive de los glaciares.** Los sistemas montañosos españoles sufren los mismos impactos que el resto del territorio (sequías, olas de calor, etc.), desencadenados por una sutil disminución de las precipitaciones anuales y un claro aumento de las temperaturas. Sin embargo, estos están acelerando procesos de deshielo que harán desaparecer los glaciares en las próximas décadas. Los recursos hídricos ya se han visto afectados, con un impacto significativo en los ecosistemas de montaña.
- **Impacto del efecto isla de calor urbano en España: aumento de temperaturas y desafíos del diseño urbano.** España es especialmente sensible al efecto Isla de Calor Urbana (UHI), dado que un alto porcentaje de su población reside en zonas urbanas (aproximadamente el 81 %). En la última década, las ciudades más pobladas de España han experimentado récords de temperatura sin precedentes impulsados por el cambio climático y exacerbados por factores urbanos como el efecto UHI, dando lugar a una creciente conciencia sobre la importancia de diseñar entornos urbanos sostenibles y resilientes, teniendo en cuenta las condiciones climáticas locales.

CAPÍTULO 4 - Cambios físicos y biogeoquímicos en el océano alrededor de España durante el periodo observacional: variabilidad, tendencias y forzamientos.

- **Todas las aguas oceánicas que rodean la Península Ibérica y los archipiélagos se están calentando más rápido que el promedio mundial.** La tasa promedio de calentamiento es de 0,25°C/década, es decir, un 67% más rápido que el promedio mundial (0,15°C/década).
- **Menos calentamiento en algunas zonas costeras.** Las regiones de afloramientos de la costa oeste y norte de la Península Ibérica y del sistema de afloramientos de las Islas Canarias

parecen ser un 'reducto' del calentamiento global y, dependiendo de la zona, incluso se observan tendencias de enfriamiento.

- **El calentamiento del Mediterráneo es de 2 a 3 veces mayor que el ritmo global desde la década de 1980 y afecta a toda la columna de agua.** Desde principios de la década de 1980, este calentamiento ha sido dos o tres veces mayor que el observado en el resto de los océanos del mundo y ha ido acompañado de un aumento de la frecuencia, intensidad y duración de las olas de calor y del aumento de la salinidad de aguas superficiales. El proceso de calentamiento y salinización del mar Mediterráneo ha afectado a toda la columna de agua.
- **Tendencias observadas en la estratificación y la mezcla en desacuerdo con la expectativa de un fortalecimiento simultáneo de la estratificación y la formación de bancos de capas mixtas provocados por el calentamiento global antropogénico.** A pesar del calentamiento observado en las aguas superficiales alrededor de la Península Ibérica, las observaciones en aguas españolas junto con otros estudios globales han demostrado que este calentamiento se produce junto con un aumento generalizado de la estratificación de 1-9%/década y una profundización de la capa de mezcla de varios metros por década. Semejante hallazgo contradice las expectativas. El mar Mediterráneo no parece verse afectado por cambios en la estratificación y/o profundidad de la capa de mezcla.
- **Patrones regionales de aumento del nivel del mar.** Las observaciones altimétricas por satélite desde principios de la década de 1990 muestran un aumento constante del nivel medio del mar de más de 3 mm/año a lo largo de las costas españolas. Los registros de mareógrafos in situ revelan una importante variabilidad interanual a multidecadal del nivel del mar, superpuesta a las tendencias a largo plazo e impulsada por patrones climáticos a gran escala.
- **Cambios observados en eventos extremos del nivel del mar.** La frecuencia y la intensidad de los niveles extremos del mar en las costas, provocados por perturbaciones atmosféricas, están moduladas en gran medida por los cambios en el nivel medio del mar. A lo largo de las costas atlánticas españolas, los niveles de retorno a 50 años de la contribución atmosférica (excluido el nivel medio del mar) oscilan entre 20 cm y 60 cm, aumentando hacia el norte, y entre 40 cm y 50 cm a lo largo de las costas mediterráneas.
- **Acidificación incesante del océano desde la superficie hasta el fondo.** La disminución del pH en las aguas superficiales y en las masas de agua superficiales e intermedias cerca de la Península Ibérica y las Islas Canarias apunta inequívocamente a la influencia antropogénica del dióxido de carbono como el principal agente forzante. Existe una gran variabilidad regional y las zonas costeras y menos profundas experimentan cambios más complejos y dinámicos que las regiones oceánicas debido a los aportes terrestres y a la productividad.
- **Detectar la desoxigenación del océano es un desafío.** La detección inequívoca de la desoxigenación de los océanos requiere observaciones consistentes a largo plazo, ya que la variabilidad natural del oxígeno complica la atribución de la desoxigenación a factores específicos. Actualmente, no existe una desoxigenación estadísticamente significativa más allá de la variabilidad natural en las aguas que rodean la Península Ibérica y Canarias. En las zonas costeras, la desoxigenación observada se ve afectada principalmente por la eutrofización debida a presiones antropogénicas más que por aumentos de temperatura o ventilación reducida.

CAPÍTULO 5 - Una revisión actualizada del cambio climático atmosférico regional en España: evaluación de modelos y proyecciones

- **Se proyecta una disminución de la precipitación media con aumento de eventos extremos a lo largo del siglo XXI.** Se prevé que la precipitación media disminuya a lo largo del siglo, pero que las precipitaciones extremas aumenten.
- **Incertidumbres en las proyecciones de la velocidad del viento cerca de la superficie en la Península Ibérica.** Tanto los modelos climáticos globales (GCM) como regionales (RCM) reproducen mal la simulación de los cambios observados en la velocidad del viento y la variabilidad multidecadal en la Península Ibérica. Los GCM generalmente proyectan una disminución de la velocidad del viento cerca de la superficie (NSWS) para finales de siglo en la Península Ibérica, especialmente bajo escenarios de alto forzamiento antropogénico. Sin embargo algunos RCM indican un refuerzo de la NSWS durante los mismos períodos. Dadas las grandes incertidumbres encontradas, las proyecciones de la NSWS deben tomarse con cautela y se necesitan mayores esfuerzos para simular con precisión la NSWS.
- **No hay señal clara en las proyecciones de los índices de circulación atmosférica y en la frecuencia de bloqueo en la Península Ibérica.** La variabilidad interna es la principal fuente de incertidumbre para las proyecciones futuras de la circulación atmosférica. Los índices proyectados para el invierno del Atlántico Este (EA), Escandinavo (SCA) y Atlántico Este-Rusia Occidental (EA-WR) derivados de la presión del nivel del mar no muestran cambios significativos hacia su fase positiva o negativa a lo largo del siglo XXI. Dependiendo de los GCM considerados, el índice de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) también se mantiene estable o muestra una ligera tendencia hacia su fase positiva. Se prevé que el bloqueo atmosférico sobre la Península Ibérica sea menos frecuente en invierno y no se esperan cambios significativos en verano.
- **Reducción significativa de la humedad relativa en la Península Ibérica relacionada con el aumento de la evaporación oceánica en verano.** Se constata una notable reducción de la humedad relativa en la Península Ibérica durante todas las estaciones y todos los escenarios climáticos, pero especialmente durante el verano provocada principalmente por el aumento de la evaporación oceánica.
- **Aumento previsto de los climas áridos y la escasez de agua en la Península Ibérica y el sur de Europa.** Junto con el aumento de las temperaturas y la disminución de las precipitaciones, se agravará la escasez de agua en zonas ya secas. Así, se proyecta una tendencia hacia climas más áridos sobre la Península Ibérica y el sur de Europa. El aporte de humedad del océano Atlántico Norte a Europa y la Península Ibérica se reducirá y tendrá un impacto en el régimen de precipitaciones y una reducción de las precipitaciones, especialmente durante el invierno y el otoño a finales de siglo. La frecuencia de los ríos atmosféricos aumentará en un 50% en el escenario de altas emisiones, y los transportes más extremos de vapor de agua aumentarán en un 20%.
- **Aumento del peligro de incendio y exposición al calor en las proyecciones climáticas del siglo XXI.** Las proyecciones climáticas apuntan a un aumento de las condiciones de peligro de incendios, consistentes en incendios más frecuentes, eventos más extremos y temporadas de peligro más largas, que se espera se extiendan hasta junio y, en menor medida, hasta septiembre. Se prevé que la exposición al calor ambiental aumentará en el transcurso del siglo

XXI, y que las superaciones de los umbrales de impacto aumentarán de forma no lineal con la magnitud del calentamiento futuro.

- **Impacto del cambio climático en el turismo y la agricultura en España: cambios de estaciones y efectos de variabilidad.** Las condiciones óptimas para el turismo en verano se deteriorarán, con una mejora en las temporadas intermedias y un desplazamiento hacia el norte. El cambio climático puede provocar una reducción en la producción de algunos cultivos (incluida la uva), que podría acentuarse debido a una mayor variabilidad interanual.
- **Los cambios climáticos proyectados aumentan la aridez y la gravedad de la sequía en el sur de la Península Ibérica.** Una reducción proyectada de las precipitaciones en el sur de la Península Ibérica, combinada con un mayor aumento de la demanda de evaporación atmosférica, puede conducir a una disminución de la evapotranspiración superficial y un aumento de las condiciones de aridez. También se prevé que los cambios en las condiciones de sequía aumenten tanto en frecuencia como en gravedad, siendo consistentes los resultados de estudios globales y regionales.
- **Combinando energía eólica y solar para mejorar la fiabilidad del sistema energético durante las sequías.** Los sistemas híbridos que combinan energía eólica y solar pueden resultar útiles para reducir las necesidades de almacenamiento de energía y los períodos de baja productividad (días de sequía).
- **Retos y oportunidades en la modelización climática de alta resolución para Canarias.** Se espera que las Islas Canarias experimenten aumentos significativos de temperatura (hasta 4,2°C a finales de siglo según el escenario RCP8.5) y una disminución sustancial de las precipitaciones (alrededor del 30%). Esto agudizará las condiciones de sequía, especialmente en altitudes más altas. La temporada de incendios se alargará, con días de riesgo de incendio más extremos y una mayor superficie susceptible a incendios debido principalmente a la reducción de las precipitaciones. Si bien la modelización climática de alta resolución para las Islas Canarias es un desafío debido a la alta demanda computacional, sus características únicas presentan una valiosa oportunidad para estudiar simulaciones que permitan la convección. La colaboración internacional es crucial para futuras investigaciones climáticas en los archipiélagos.

CAPÍTULO 6 - Proyecciones regionales de cambio climático oceánico alrededor de España

- **Se proyecta un aumento del afloramiento costero a lo largo de las costas occidental ibérica y canaria, con disminución del hundimiento en el norte de Iberia.** Se espera que la circulación en torno a las aguas del Atlántico Ibérico y Canarias se intensifique debido al incremento de los gradientes de densidad y al aumento de los vientos. También aumentarán el afloramiento a lo largo de las costas ibéricas occidentales y la región canaria, mientras que se espera una disminución del hundimiento de agua en las costas ibéricas septentrionales.
- **Circulación general estable en el Mediterráneo con reducción prevista de la convección en aguas profundas.** No se han proyectado grandes cambios en la circulación general del Mediterráneo, pero se prevé una gran reducción de la convección de aguas profundas, así como un aumento moderado de la actividad de mesoescala.

- **Tendencias climáticas en aguas españolas: aumento del calor del verano y olas de calor marinas intensificadas.** La temperatura aumentará en todas las aguas españolas en toda la columna de agua, especialmente en el Mediterráneo. El calentamiento será mayor en verano y la intensidad de las olas de calor marinas aumentará considerablemente. Se espera una reducción de la salinidad de las aguas del Atlántico nororiental debido a la advección de aguas procedentes del Ártico. En las zonas costeras, este endulzamiento se verá parcialmente amortiguado por el aumento del afloramiento costero.
- **Cambios proyectados en la salinidad del Mediterráneo.** El contenido de sal en el Mediterráneo aumentará debido al aumento del déficit hídrico. Sin embargo, la salinidad en las aguas menos profundas de la cuenca occidental puede disminuir debido a la entrada de aguas más dulces provenientes del Atlántico norte.
- **El aumento del nivel del mar domina los futuros eventos extremos.** El nivel medio del mar en España seguirá aproximadamente la misma evolución que el nivel medio del mar global, ya que las diferencias regionales producidas por los cambios en la circulación y la redistribución de masa casi se compensan entre sí. Hasta el 90% de los cambios en los niveles extremos del mar para 2100 se explican por el aumento futuro del nivel del mar, en comparación con el 10% debido a cambios en los niveles extremos del mar asociados con mareas meteorológicas y olas. Se espera que los eventos que actualmente tienen un periodo de retorno de 100 años ocurran varias veces al año.
- **La acidificación de los océanos y la disminución de oxígeno están relacionadas con los mecanismos del cambio climático.** Las fuertes tendencias a la acidificación de la superficie están impulsadas por la absorción de emisiones antropogénicas de carbono. La reducción proyectada en la concentración de oxígeno disuelto se atribuye a una mayor estratificación en la parte superior del océano, una ventilación más débil de las aguas subsuperficiales y a una reducción de la solubilidad del O_2 inducida por el calentamiento.
- **La escasez de nutrientes proyectada para la zona eufótica debido al aumento de la estratificación superficial afecta a la producción primaria neta en el Atlántico ibérico y las Islas Canarias.** Se espera una disminución de la disponibilidad de nutrientes en la zona eufótica. El suministro de nutrientes desde aguas profundas probablemente se verá obstaculizado por una estratificación más fuerte en la parte superior del océano. Se proyecta una reducción de la producción primaria neta en el sector atlántico de la Península Ibérica y frente a las Islas Canarias, pero con una gran incertidumbre entre modelos. Los cambios en la producción primaria neta en el Mediterráneo son aún más inciertos con gran disparidad entre modelos.

CAPÍTULO 1

CAMBIOS ATMOSFÉRICOS Y OCEÁNICOS DESDE EL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL: REVISIÓN DE RECONSTRUCCIONES CLIMÁTICAS DE LA PENÍNSULA IBÉRICA BASADAS EN INDICADORES Y SIMULACIONES

Coordinadores: Isabel Cacho¹, Ana Moreno²

Autores: Blanca Ausín³, Antonio García-Alix⁴, Armand Hernández⁵, Fidel González Rouco⁶, Marisa Montoya⁶

Colaboradores: Daniel Abel-Schaad⁷, Francisca Alba-Sánchez⁷, Roberto Bao⁵, Xavier Benito⁸, Jon Camuera⁹, Alba de la Vara¹⁰, Fernando Domínguez Castro², David Domínguez-Villar³, Isabel Dorado Liñan¹¹, Felix García Pereira⁶, Fernando Gázquez Sánchez¹², Juan José Gómez-Navarro¹³, Penelope González-Sampériz², Concepción Jiménez de Cisneros¹⁴, Francisco Jiménez Espejo¹⁴, Gonzalo Jiménez-Moreno⁴, Prabodha Lakrani³, Susana Lebreiro¹⁵, Charo López-Blanco⁴, José Antonio López-Sáez¹⁶, Javier Martín-Chivelet¹⁷, Francisca Martínez Ruiz¹⁴, Belen Martrat¹⁸, Mario Morellón¹⁷, Carles Pelejero¹⁹, Javier P. Tarruella³, Xabier Pontevedra-Pombal²⁰, Marta Rodrigo Gámiz⁴, Teresa Rodrigues²¹, Fernando S. Rodrigo²², Francisco Javier Sierró³, Ernesto Tejedor²³, José M Vaquero²⁴, Antje Voelker²¹.

- ¹ Departamento de Dinámica de la Tierra y de los Océanos, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad de Barcelona, Barcelona, España
- ² Departamento de Procesos Geoambientales y Cambio Global, Instituto Pirenaico de Ecología (IPE-CSIC), Zaragoza, España
- ³ Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología de Salamanca (IRNASA), CSIC, Salamanca, Spain
- ⁴ Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Granada, España
- ⁵ Centro Interdisciplinario de Química y Biología (CICA), Facultad de Ciencias, Universidad de A Coruña, A Coruña, España
- ⁶ Departamento de Física de la Tierra y Astrofísica, Universidad Complutense de Madrid (CSIC-UCM), Madrid, España
- ⁷ Departamento de Botánica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Granada, España
- ⁸ Programa de Aguas Marinas y Continentales, Instituto de Investigación y Tecnología Agroalimentaria (IRTA), La Ràpita, España
- ⁹ Unidad de Botánica, Facultad de Farmacia, Universidad Complutense de Madrid, España
- ¹⁰ Kveloce (Senior Europa S.L.), Valencia, España
- ¹¹ Departamento de Sistemas y Recursos Naturales, Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, España
- ¹² Departamento de Biología y Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Almería, Almería, España
- ¹³ Departamento de Desarrollo y Aplicaciones, Agencia Estatal de Meteorología, Barcelona, España
- ¹⁴ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (IACT-CSIC), Granada, España
- ¹⁵ Departamento de Peligros Geológicos y Cambio Climático, Instituto Geológico y Minero de España (CN IGME-CSIC), Madrid, España

- ¹⁶ Departamento de Arqueología y Procesos Sociales, Instituto de Historia (IH-CSIC), Madrid, España
- ¹⁷ Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, y Instituto de Geociencias (CSIC-UCM), Madrid, España
- ¹⁸ Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua (IDAEA-CSIC), Barcelona, España
- ¹⁹ ICREA y Instituto de Ciencias del Mar (ICM-CSIC), Barcelona, España
- ²⁰ Departamento de Edafología y Química Agrícola, Facultad de Biología, Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, España
- ²¹ División de Geología Marina y Georrecursos, Instituto Portugués del Mar y la Atmósfera, Algés, Portugal, y el Centro de Ciencias Marinas del Algarve (CCMAR), Universidad de Algarve, Faro, Portugal
- ²² Departamento de Química y Física, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Almería, Almería, España
- ²³ Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales (MNCN-CSIC), Madrid, España
- ²⁴ Departamento de Física, Facultad de Ciencias, Universidad de Extremadura, Badajoz, España

1. Introducción

Entender cómo y por qué cambió el clima de la Tierra antes de las mediciones instrumentales es esencial para enmarcar el cambio climático actual en el contexto de la variabilidad climática natural. Evaluar los cambios en la variabilidad climática pasada a partir de registros basados en indicadores (*proxies* en inglés) y modelizaciones proporciona una visión de los mecanismos que operan en escalas de tiempo más largas que el período instrumental. También ayuda a desentrañar los mecanismos de variabilidad natural que contribuyeron a los cambios climáticos pasados y a diferenciarlos de las causas del cambio climático actual inducido por el ser humano.

Las dos herramientas principales para caracterizar la variabilidad climática pasada son las reconstrucciones basadas en indicadores y las simulaciones numéricas utilizando una gama de modelos climáticos de diferentes niveles de complejidad. Entre estos, los Modelos del Sistema Terrestre (ESMs) se destacan como las herramientas que incluyen el mayor número de componentes del sistema terrestre, representados con el mayor nivel de realismo posible. Reconstruir la variabilidad climática pasada es todo un reto debido a la complejidad de los factores que controlan cómo se registran las variables climáticas en los diferentes archivos climáticos y registros basados en indicadores. De manera similar, la modelización climática enfrenta importantes desafíos con respecto a la representación de los forzamientos climáticos y la simulación precisa de la variabilidad regional. Ambos enfoques tienen objetivos ligeramente diferentes: mientras que las reconstrucciones basadas en indicadores apuntan a representar la evolución real de la variabilidad climática pasada, los experimentos con modelos proporcionan una secuencia de estados climáticos que son consistentes con las estimaciones de cambios pasados en los forzamientos externos. Por lo tanto, la simulación de la variabilidad climática interna puede, y probablemente será, diferente de la realidad y de las reconstrucciones climáticas. A su vez, los productos híbridos que asimilan las reconstrucciones climáticas en experimentos con modelos intentan proporcionar una interpolación basada en principios físicos que sea consistente tanto con las reconstrucciones basadas en indicadores de forzamientos externos como con la variabilidad climática pasada.

Ambos campos científicos han avanzado enormemente en las últimas décadas. En el lado de las reconstrucciones climáticas pasadas, se han logrado mejoras sustanciales tanto en calidad como en cantidad. En el lado de los modelos paleoclimáticos, los recursos computacionales han mejorado enormemente, permitiendo el uso de resoluciones de modelos más altas, y se han realizado importantes esfuerzos para incorporar representaciones más realistas de todos los componentes del sistema terrestre en los ESMs. Como resultado, el último informe del IPCC (AR6) ha enmarcado con éxito la mayoría de la evolución climática observada y proyectada en el futuro dentro de una perspectiva geológica a largo plazo. Este ejercicio también permite extender la comparación de datos de modelos y reconstrucciones a escalas regionales. El presente capítulo tiene como objetivo proporcionar una visión actualizada del gran esfuerzo realizado durante las últimas décadas en la reconstrucción y modelado de la variabilidad climática pasada, con un enfoque específico en la Península Ibérica (PI). Este esfuerzo establece la base para evaluar las condiciones climáticas regionales actuales y futuras.

Durante el Cuaternario (los últimos 2,6 millones de años), el clima de la Tierra ha fluctuado entre periodos glaciales e interglaciales en respuesta a los ciclos orbitales. Los registros climáticos a largo plazo, como predijo Milutin Milankovitch, han demostrado que los cambios en la insolación impulsados por los parámetros orbitales son los principales desencadenantes de esta variabilidad glacial-interglacial, pero hoy en día se ha puesto de manifiesto que el sistema climático no muestra una respuesta lineal a este forzamiento (Hodell, 2016). Décadas de investigación paleoclimática indican que la intensidad de los ciclos glacial-interglacial fue finalmente modulada por retroalimentaciones climáticas que operan dentro del propio sistema terrestre. Entre muchos factores, los cambios en el albedo de la Tierra en respuesta a cambios en la extensión de los mantos de hielo o las concentraciones de gases de efecto invernadero fueron elementos clave que alteraron el balance radiativo de la Tierra y, por lo tanto, responsables de una parte significativa de los cambios térmicos a escala glacial-interglacial y de su carácter rápido. Mientras que los ciclos orbitales actúan en escalas de tiempo de 20 a 100 mil años, induciendo cambios relativamente suaves en la distribución de la insolación sobre la Tierra, las retroalimentaciones a menudo conducen a que el sistema climático responda de manera rápida a partir de un determinado umbral. Por ejemplo, la fusión de los mantos de hielo polares o los cambios en la circulación oceánica reaccionan en escalas de tiempo de décadas a siglos, desestabilizándose rápidamente después de cruzar ciertos umbrales (Barker y Knorr, 2021). Estos procesos han sido cruciales en el desarrollo de la variabilidad climática a escala milenaria que fue particularmente intensa durante la mayoría de los periodos glaciales del Cuaternario. El final de estos periodos glaciales, conocido como las deglaciaciones, constituye el mejor ejemplo de no linealidad entre el desencadenante (forzamiento orbital) y la respuesta rápida dentro del sistema climático. La interacción entre cambios lentos en la insolación y fases rápidas de deshielo, junto con la reorganización de las corrientes oceánicas y los impactos en la concentración de dióxido de carbono (CO_2) atmosférico, actuaron como intensas retroalimentaciones durante las deglaciaciones (Clark et al., 2012). Por tanto, las causas iniciales de estas fases de calentamiento global fueron muy diferentes al calentamiento actual, pero las retroalimentaciones asociadas son comunes y los procesos de “punto de inflexión” (*tipping points*, en inglés) asociados necesitan ser entendidos a escala global y regional (Brovkin et al., 2021; Lenton et al., 2019).

La última deglaciación (ca. 18-11 ka BP, Before Present, en inglés, siendo el Presente el año 1950) es la más estudiada de estas fases finales de los periodos glaciales debido al número de registros disponibles y a la mayor precisión general de las cronologías. La interacción entre el forzamiento

externo y las retroalimentaciones del albedo del hielo y la dinámica oceánica tiene implicaciones relevantes en el calentamiento actual y, por lo tanto, su análisis constituye uno de los objetivos de este capítulo. Paradójicamente, el inicio de la deglaciación fue interrumpido por un evento de enfriamiento extremo en el Atlántico Norte, los continentes adyacentes y la mayor parte del hemisferio norte. Este evento, asociado con una gran descarga de icebergs y un debilitamiento o incluso la interrupción de la Circulación Meridional de Vuelco del Atlántico (AMOC), se conoce como el evento Heinrich 1 (HS1; (Hodell et al., 2017)). En contraste, el hemisferio sur comenzó a calentarse al mismo tiempo, mientras el hielo marino retrocedía en el océano Austral. Esto llevó a un aumento de la surgencia (*upwelling*) de agua profunda, con la consecuente liberación de CO₂ a la atmósfera, almacenado en el océano profundo glacial, proporcionando una fuerte retroalimentación de calentamiento (Clark et al., 2012). Aproximadamente a los 14,5 ka BP, la AMOC se reactivó, provocando el primer calentamiento rápido de la deglaciación en el hemisferio norte, marcando el inicio del período interestadial Bölling-Allerød (B-A), también conocido como el Interestadial de Groenlandia 1 (GI-1). Sin embargo, a los 12,9 ka BP, la AMOC cambió abruptamente a un estado débil, durante el período conocido como Younger Dryas (YD), o Estadial de Groenlandia 1 (GS-1). Este evento llevó nuevamente a un enfriamiento general en la mayor parte del hemisferio norte, con impactos también evidentes en el océano Austral. Finalmente, a los 11,8 ka BP, una rápida reiniciación de la AMOC condujo al segundo calentamiento rápido de la deglaciación en el hemisferio norte, entrando en el actual período interglacial del Holoceno. El estrecho vínculo entre esta evolución de la deglaciación y la dinámica de la AMOC se vuelve particularmente relevante al considerar el calentamiento actual en curso. Las proyecciones futuras para la AMOC, como se presentan en el último informe del IPCC, predicen una reducción significativa de este sistema de circulación para finales de siglo, con un impacto mayor en aquellos escenarios con mayores emisiones. Trabajos recientes que inducen un punto de inflexión en simulaciones ESM por primera vez respaldan el curso actual hacia un colapso de la AMOC (van Westen et al., 2024). Esta situación fue identificada en el último informe del IPCC como un análogo a lo ocurrido durante el período YD (AR6: Capítulo 8), destacando el interés de este período para entender los impactos generalizados que tendría una interrupción de la AMOC, en particular sobre el clima de la PI.

A lo largo del Holoceno, el clima de la Tierra ha experimentado una variabilidad regional y temporal significativa, aunque los testigos de hielo de Groenlandia registraron temperaturas más bien estables en comparación con el período glacial anterior (Rasmussen et al., 2014). Las reconstrucciones de anomalías de temperatura global han permitido identificar un Máximo Térmico del Holoceno temprano a medio (HTM; ~10 a 6 ka BP) y una tendencia de enfriamiento posterior hacia el presente (Kaufman et al., 2020) debido principalmente a cambios orbitales en la insolación. Por el contrario, los modelos climáticos muestran evidencia de temperaturas más bajas durante el Holoceno temprano y un calentamiento continuo hasta ~2 ka BP en el hemisferio norte (Marsicek et al., 2018). Esta evolución contradictoria de las temperaturas derivada de los modelos y algunos registros basados en indicadores es conocida como el “enigma de la temperatura del Holoceno” (Hopcroft et al., 2023). Lograr una reconstrucción robusta de la temperatura del Holoceno facilitaría la identificación de los factores de forzamiento y retroalimentaciones que jugaron un papel importante durante este período, y podría tener implicaciones para las simulaciones de modelos en escenarios de cambio climático. Las respuestas hidrológicas durante el Holoceno son aún más complejas que las térmicas y muestran una variabilidad espacial y temporal más alta (Fernández-Montes et al., 2017). Sin embargo, se ha identificado un patrón general de mayor humedad durante el bien documentado HTM y una tendencia de sequía posterior en varios registros del

hemisferio norte, incluyendo la PI. Además, aunque el Holoceno es climáticamente más estable que la última deglaciación, también está puntuado por eventos abruptos, como el evento de hace 8,2 ka asociado con la disminución de la AMOC (Bauer et al., 2004). Otros eventos durante el Holoceno medio y reciente no estaban relacionados con pulsos de agua dulce en el Atlántico norte, ya que el manto de hielo Laurentino se había derretido completamente en este momento. Por el contrario, sus causas probablemente estaban relacionadas con la variabilidad climática interna, quizás modulada por la reducción general de la insolación de verano en todo el hemisferio norte debido a cambios orbitales, considerados la causa de la Neoglaciación (Bradley y Bakke, 2019). Uno de los eventos más destacados durante este período es el evento de hace 4,2 ka, que se reporta en muchas regiones del mundo, aunque con más evidencias en la región mediterránea y que generalmente se caracterizó por condiciones climáticas secas y frescas (Bini et al., 2019).

Avanzar en nuestra comprensión de las variaciones climáticas pasadas en la PI requiere registros basados en indicadores de alta calidad (incluyendo cuantitativos) capaces de reconstruir cambios climáticos rápidos con suficiente resolución para discernir cambios decadales, anuales o incluso estacionales. Esto es esencial para determinar si los cambios actuales tienen o no precedentes en comparación con las condiciones de base (naturales) definidas a lo largo de períodos anteriores. Además, se han desarrollado nuevos métodos de calibración para cuantificar mejor los cambios de temperatura o precipitación en el pasado utilizando indicadores combinados que mejoran la comprensión del sistema climático obtenida a partir de ejercicios de modelización. En la PI, la última década ha visto la producción de nuevos registros tanto de ambientes marinos como terrestres, destinados a explorar la variabilidad climática durante transiciones climáticas rápidas pasadas como el YD o a caracterizar la variabilidad interna dentro de eventos climáticos, como las fases internas del HS1. Además, la aplicación de nuevos indicadores climáticos, respaldados por rigurosos ejercicios de calibración, permite la cuantificación precisa de los cambios climáticos pasados, contribuyendo a contextualizar las tendencias de calentamiento actuales. En la investigación con modelos climáticos, los esfuerzos se han centrado en incorporar todos los forzamientos significativos (e.g., solar, volcanismo, aerosol, antropogénico) para avanzar en la comprensión de los procesos y las retroalimentaciones. Las simulaciones del último milenio que abarcan el período 850-1850 dentro de la Era Común (CE, Common Era en inglés), dentro del contexto del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados/Paleo (CMIP/PMIP; Eyring et al., 2016; Jungclauss et al., 2017), han extendido a toda la CE la inclusión de cambios solares, volcánicos, gases de efecto invernadero y uso del suelo y cubierta terrestre (LULC por sus siglas en inglés) en los modelos. Por el contrario, las simulaciones que se extienden más allá de la CE todavía carecen de una representación completa de los forzamientos y a menudo se centran en cambios solares y orbitales mientras omiten LULC y retroalimentaciones importantes como las que incluyen mantos de hielo dinámicas, vegetación dinámica, etc.

Por lo tanto, todavía queda mucho trabajo por hacer. Algunas áreas en la PI y el océano circundante carecen de información sobre climas pasados, ya que la mayoría de las investigaciones se han centrado en ubicaciones marinas específicas y en regiones montañosas donde los sedimentos lacustres, turberas, cuevas y depósitos glaciares son más frecuentes y más continuos. Además, algunos períodos o transiciones permanecen poco explorados debido a bajas tasas de sedimentación, particularmente en registros marinos, lo que resulta en una resolución temporal inadecuada. Finalmente, se necesita una comprensión más completa de los diferentes indicadores climáticos para la comparación tierra-mar. Estos indicadores a menudo describen el clima bajo diferentes estaciones y con resoluciones variables. Con frecuencia no son cuantitativos, lo

que dificulta su comparación o su integración en simulaciones y modelos climáticos. La futura investigación paleoclimática en la PI se centrará en integrar nueva información de registros largos basados en indicadores, robustos y cuantitativos junto con resultados de simulaciones. Esta integración tiene como objetivo identificar las dinámicas involucradas en cambios ambientales y climáticos rápidos del pasado y sus impactos en los ecosistemas. Tales esfuerzos proporcionarán una oportunidad para comprender mejor y predecir los posibles impactos futuros del calentamiento antropogénico actual en el planeta al lograr un conocimiento mejorado sobre el papel de los forzamientos externos y las retroalimentaciones del sistema climático en la variabilidad climática a largo plazo.

2. Variabilidad climática de la PI y patrones oceánicos y atmosféricos a gran escala desde el Último Máximo Glacial (LGM).

2.1. LGM y Deglaciación

El LGM tuvo lugar aproximadamente entre 23 y 19 ka BP y se suele definir como el periodo en el que los mantos de hielo globales alcanzaron su máxima extensión dentro de la última glaciación, tal y como indican tanto los datos (Rasmussen et al., 2014) como los modelos (Álvarez-Solas et al., 2019; Blasco et al., 2019; Tabone et al., 2018). Globalmente, las condiciones frías y áridas fueron el resultado de una fuerte reducción de la insolación estival en el hemisferio norte y de las concentraciones atmosféricas relativamente bajas de CO₂, como indican los estudios de modelos (por ejemplo, Montoya y Levermann, 2008). Sin embargo, el LGM no fue necesariamente el periodo más frío y árido de este ciclo glacial, ni global ni regionalmente, como sugieren los sedimentos lacustres de la PI (Camuera et al., 2019; González-Sampériz et al., 2006; Jambrina-Enríquez et al., 2014; Morellón et al., 2009a, 2009b; Moreno et al., 2012a; Oliva et al., 2019) y glaciares del Sistema Central Ibérico (Domínguez-Villar et al., 2013). Debido al bajo nivel del mar del LGM (valores mínimos de unos 130 m por debajo del nivel del mar actual), las células productivas marinas o centros de surgencia del margen ibérico occidental migraron mar adentro (Salgueiro et al., 2014). Sin embargo, el margen ibérico occidental era más productivo y frío que durante el Holoceno reciente (Martins et al., 2015; Salgueiro et al., 2014). A pesar de la influencia predominante de la corriente fría de Portugal en el margen ibérico occidental (Maiorano et al., 2023), el gradiente latitudinal, caracterizado por un aumento de ~4 °C desde el margen gallego hasta el golfo de Cádiz (alcanzando hasta ~18 °C según Salgueiro et al., 2014), se invirtió en el Mediterráneo occidental, con temperaturas superficiales que oscilaron en torno a los 15 °C en el mar de Alborán (Blanca Ausín et al., 2015; Morcillo-Montalbá et al., 2021; Rodrigo-Gámiz et al., 2014). En la Figura 1.1 se muestran algunas reconstrucciones paleoclimáticas de la PI que cubren los últimos 20 ka.

Tanto los modelos como los datos indican una variabilidad climática mucho mayor en escalas de tiempo milenarias durante el último periodo glacial que durante el Holoceno, como resultado de una variabilidad sustancial de la AMOC (por ejemplo, Banderas et al., 2018, 2015, 2012). Lo mismo se aplica a la última deglaciación. El último evento de fusión importante de los mantos glaciares comenzó con la ocurrencia del HS1 alrededor de 18 ka BP, caracterizado por condiciones frías en el Atlántico Norte y un debilitamiento importante o incluso la parada por completo de la AMOC (Figura 1.2). Los estudios llevados a cabo a

partir de modelizaciones climáticas sugieren una importante repercusión de esta reducción de la AMOC en los mantos de hielo: el debilitamiento de la AMOC provocó un calentamiento subsuperficial en los mares Nórdico y del Labrador que dio lugar al rápido deshielo de las plataformas de hielo del estrecho de Hudson y del Labrador. El deshielo del anclaje basal de las plataformas de hielo del casquete Laurentino provocó una aceleración sustancial de la corriente de hielo, una mayor descarga de hielo y el consiguiente aumento del nivel del mar (Álvarez-Solas et al., 2013; Álvarez-Solas et al., 2011). Un mecanismo similar se aplica durante las descargas de hielo del último periodo glacial (Álvarez-Solas et al., 2013). El debilitamiento de la AMOC durante estos eventos condujo a una fase fría en el hemisferio norte y a la migración hacia el sur de los frentes térmicos oceánicos (es decir, los frentes polar, subpolar y subtropical), lo que provocó un desplazamiento hacia el sur de la trayectoria de las tormentas (Eynaud et al., 2009; López-Martínez et al., 2006; Luetscher et al., 2015).

Los registros basados en indicadores de la PI indican que el HS1 fue más frío y árido que el LGM (Moreno et al., 2012b). Reconstrucciones cuantitativas de la temperatura media del aire estimaron valores mínimos de 12 °C para el HS1 seguidos por el HS3, HS2 y luego por el LGM, en el registro del lago de Padul del sur del PI (Rodrigo-Gámiz et al., 2022). Un estudio polínico del mismo registro presentó una nueva subdivisión climática del HS1 donde alternaban subfases húmedas y áridas, siendo la subfase intermedia (HS1b) la menos árida. Esta identificación está apoyada por oscilaciones de temperatura similares y sincrónicas del Mar Mediterráneo (Figura 1.1; Camuera et al., 2021). Debido al colapso de la AMOC, el Frente Polar oceánico migró hacia el sur hasta los 42°N, reorganizando la hidrografía de todo el margen ibérico occidental (Martins et al., 2015). Los sondeos de sedimentos marinos del margen ibérico occidental revelan que el Agua Antártica de Fondo (AABW) alcanzó estas latitudes septentrionales entre 2500 y 3100 m (Voelker y De Abreu, 2011). En la superficie, las temperaturas marinas descendieron pero mostraron un gradiente meridional de ~10 °C desde el norte hasta el sur del margen ibérico (Salgueiro et al., 2014), posiblemente influenciado por la corriente de las Azores, más cálida en el sur (Martins et al., 2015). Los icebergs en su movimiento desde el norte transportaron granos minerales gruesos, denominados Ice Rafted Debris (IRDs), procedentes de los mantos de hielo europeos y americanos que se depositaron a lo largo del margen occidental ibérico al fundirse el hielo (Ausín et al., 2020; Plaza-Morlote et al., 2017). Las aguas dulces y frías del deshielo entraron en el mar Mediterráneo occidental, transportando partículas finas de carbonato detrítico de fuentes laurentinas al mar de Alborán (Hodell et al., 2017; Figura 1.1). En consonancia con los registros terrestres, los registros marinos también identifican tres fases distintas dentro del HS1. En el margen septentrional (golfo de Vizcaya), las aguas profundas pasaron de frías a extremadamente frías durante las dos primeras fases del HS1, mientras que la tercera estuvo dominada por la anoxia del fondo oceánico y aguas más cálidas (Pascual et al., 2020).

Los registros de temperatura superficial del mar (SST, por sus siglas en inglés) de la PI occidental y meridional muestran una estructura en forma de “w” para el HS1, con un episodio central más cálido (HS1b) que interrumpió las condiciones generales de frío extremo de este periodo estadal (Martrat et al., 2014; Mesa-Fernández et al., 2022; Morcillo-Montalbá et al., 2021; Singh et al., 2023). Este episodio de calentamiento intra-HS1 precedió a la llegada de los IRD al margen ibérico y a la afluencia de aguas dulces

de deshielo al mar Mediterráneo, lo que sugiere una causalidad entre esta acumulación de calor subtropical y el calentamiento subsuperficial que desencadenó la mayor fase de desestabilización del hielo del HS1 (Figura 1.1; Hodell et al., 2017; Jiménez-Amat y Zahn, 2015; Sierro et al., 2020). Dicha variabilidad también tuvo un impacto aparente en la intensidad del afloramiento, la profundidad de la nutriclina y la productividad primaria (Ausín et al., 2020). La entrada de aguas dulces de deshielo en el Mediterráneo occidental promovió una estratificación general que condujo a una ralentización de la convección profunda, reduciendo el contenido de oxígeno en la cuenca profunda y debilitando el Agua de Salida del Mediterráneo (MOW; Lebreiro et al., 2018; Mesa-Fernández et al., 2022; Pérez-Asensio et al., 2020a; Sierro et al., 2020). Pero al mismo tiempo, la MOW se hizo más profunda, detectándose hasta >2600 m en el margen occidental ibérico (Ausín et al., 2021; Sierro et al., 2020). Durante la tercera fase del HS1, cuando la anomalía de agua dulce superficial se diluyó, y las condiciones climáticas en tierra alcanzaron su máxima aridez (Camuera et al., 2021), la MOW aumentó su contenido en oxígeno y su intensidad, particularmente en lugares poco profundos. Esta situación debió inyectar calor y sal en las profundidades más someras del océano Atlántico Norte, contribuyendo a la reactivación de la AMOC que marcó el final de este episodio (Sierro et al., 2020).

El periodo B-A o GI-1 (14,5-12,9 ka BP) comenzó con la reanudación de una fuerte AMOC ligada a la migración hacia el norte de los frentes térmicos oceánicos que condujo a un rápido calentamiento general en el hemisferio norte. El clima del B-A en toda la PI suele caracterizarse por condiciones generalmente cálidas y húmedas, en contraste con los periodos LGM y HS1 anteriores (Bernal-Wormull et al., 2021; Camuera et al., 2019, 2021; García-Alix et al., 2014; González-Sampériz et al., 2010, 2017; Jambrina-Enríquez et al., 2014; Jiménez-Moreno et al., 2023a; Moreno et al., 2010; Muñoz Sobrino et al., 2013; Rodrigo-Gámiz et al., 2022; Singh et al., 2023). Las temperaturas en el océano también confirman un calentamiento general desde el golfo de Vizcaya hasta el Mediterráneo occidental (Català et al., 2019; Martrat et al., 2014; Morcillo-Montalbá et al., 2021; Pascual et al., 2020; Marta Rodrigo-Gámiz et al., 2014; Rodrigues et al., 2010), con aguas más cálidas en el sector mediterráneo que en el atlántico. Sin embargo, la transición del HS1 al B-A hacia condiciones más cálidas y húmedas, a pesar de algunas heterogeneidades regionales, puede describirse como una transición más gradual que la identificada en latitudes septentrionales, como en Groenlandia (Camuera et al., 2021; Moreno et al., 2012b; Naughton et al., 2016; Rodrigo-Gámiz et al., 2022). El periodo B-A no fue estable, y tanto los registros marinos como los continentales indican oscilaciones de corta duración (GI-1a-GI-1e; Camuera et al., 2021; Moreno et al., 2012b). Por ejemplo, estudios de mayor resolución han identificado un evento de enfriamiento rápido durante la segunda mitad del B-A (Periodo Frío Intra-Allerød; por ejemplo, Carrasco et al., 2015; Hernández et al., 2023; Jambrina-Enríquez et al., 2014; Muñoz Sobrino et al., 2013; Turu et al., 2021, 2018). Más en detalle, Muñoz Sobrino et al., (2013) identificaron hasta tres eventos fríos regionales cortos intra-B-A vinculados a los subestadios isotópicos GI-1d, GI-1c2 y GI-1b de Groenlandia. Las reconstrucciones hidrológicas también indican cierta variabilidad durante el B-A, lo que sugiere un aumento gradual de las precipitaciones desde las fases tempranas a las más tardías de este periodo interstadial como resultado de una migración hacia el sur de los vientos del oeste (es decir, condiciones similares a las de una NAO negativa - Oscilación del Atlántico norte), reflejando su influencia con condiciones más húmedas y suaves sobre

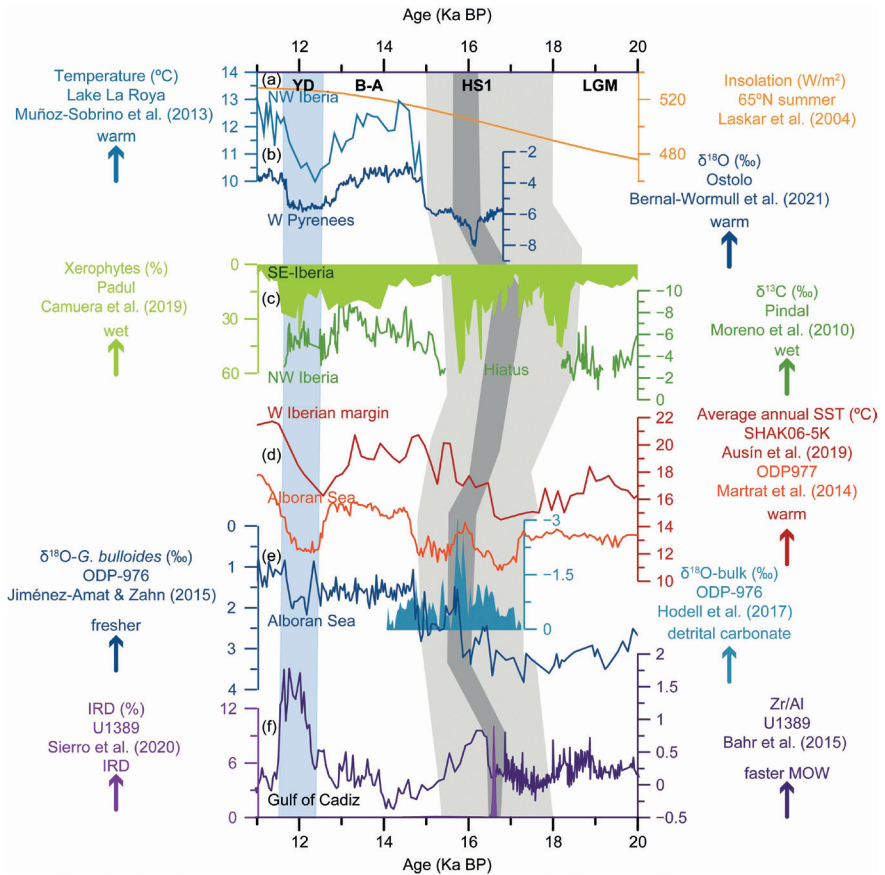


Figura 1.1. Registros de la deglaciación con indicadores sensibles a la temperatura, humedad y condiciones oceanográficas en y alrededor del PI: a) Insolación estival a 65°N , forzamiento climático que desencadenó la última deglaciación; b) Temperaturas del aire en julio basadas en quironómidos del lago La Roya (PI NO; Muñoz Sobrinó et al., 2013) y un registro de $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotemas de la cueva de Ostolo como indicador de las temperaturas del aire (PI norte; Bernal-Wormull et al., 2021); c) Registros de cambios hidrológicos basados en porcentajes de polen del grupo de las xerófitas del humedal de Padul (PI SE; Camuera et al., 2019) y un registro de $\delta^{13}\text{C}$ de espeleotemas de la cueva del Pindal (NO PI; Moreno et al., 2010); d) Registros de SST basados en alkenonas del margen W ibérico (Ausín et al., 2019) y del mar de Alborán (Martrat et al., 2014); e) Registros del mar de Alborán de $\delta^{18}\text{O}$ como indicador de aguas superficiales más saladas/dulces de entrada al Mediterráneo (Jiménez-Amat y Zahn, 2015) y indicador de la llegada de carbonatos finos asociados a los IRDs (Hodell et al., 2017); f) Registros del golfo de Cádiz de IRD y también de Zr/Al como indicador de intensidad de la corriente de aguas mediterráneas de salida (Sierra et al., 2020). LGM: Último Máximo Glacial, HS1: Heinrich Stadial 1, B-A: Bølling-Allerød, YD: Younger Dryas. Los registros están trazados sobre sus cronologías originales, nótese que debido a las incertidumbres intrínsecas de cada uno de los archivos y métodos de datación, los periodos climáticos no siempre presentan edades homogéneas.

la PI (Costas et al., 2016; García-Alix et al., 2014; Moreno et al., 2010; Naughton et al., 2016; Rodrigo-Gámiz et al., 2022, 2011). En el océano, los registros del margen ibérico occidental han confirmado que el calentamiento temprano del B-A precedió al pulso de agua de deshielo denominado mwp-1A, la fase más rápida de ascenso del nivel del mar durante la última deglaciación concomitante con el desplazamiento hacia el norte del Frente de las Azores (Ausín et al., 2020; Rodrigues et al., 2010). Estos cambios condujeron al desarrollo de condiciones extremadamente disóxicas en la parte oriental del margen ibérico septentrional (Pascual et al., 2020) y la productividad primaria aumentó en todo el margen en comparación con el HS1 anterior (Ausín et al., 2020; Morcillo-Montalbá et al., 2021). Este aumento del nivel del mar también tuvo consecuencias en la circulación mediterránea, que promovió la estratificación vertical, debilitando la convección termohalina en el golfo de León y condujo al dominio de aguas intermedias y profundas poco ventiladas que formaron la última capa rica en materia orgánica (ORL, de sus siglas en inglés) en el mar de Alborán entre 14,4 y 8,9 ka BP (Martínez-Ruiz et al. 2015; Pérez-Asensio et al., 2020b; Rodrigo-Gámiz et al., 2011). Un estudio de alta resolución de siete registros marinos de un transecto desde la cuenca Algero-Balear hasta el mar de Alborán señaló diferentes fases dentro de la ORL1, un intervalo caracterizado por sedimentos ricos en materia orgánica en los sedimentos marinos del Mediterráneo occidental: la ORL1a (15-11,7 ka BP) y la ORL1b (11,7-9 ka BP), caracterizadas por diferentes condiciones de oxígeno en el agua de fondo (Mesa-Fernández et al., 2022).

El periodo YD o GS-1 (12,9-11,7 ka BP) representó una interrupción en el calentamiento de la última deglaciación del hemisferio norte impulsado por un sutil debilitamiento en la intensidad de la AMOC que devolvió a la región atlántica a un frío estacional (Naughton et al., 2016) (Figura 1.2). En el ámbito marino alrededor de la PI, este periodo frío se describe comúnmente como un evento bifásico: una primera fase más fría seguida de condiciones más cálidas durante la segunda mitad (Blanca Ausín et al., 2015; Ausín et al., 2020; Rodrigo-Gámiz et al., 2011; Marta Rodrigo-Gámiz et al., 2014) mientras que, en tierra, se ha observado una primera fase seca, seguida de un aumento de la humedad (Baldini et al., 2019; Bartolomé et al., 2015). Un frente longitudinal entre aguas mar adentro más frías y aguas terrestres más cálidas se localizó a 10° W, junto al margen ibérico occidental, posiblemente debido a la influencia de la paleocorriente subtropical ibérica hacia el polo (Salgueiro et al., 2014). Al mismo tiempo, se ha descrito un gradiente meridional de unos 9 °C desde el margen gallego hasta el golfo de Cádiz que, al igual que para el HS1, se invirtió en el mar de Alborán, que fue varios grados más frío. Esto último apoya aún más el efecto amplificador del mar Mediterráneo (Blanca Ausín et al., 2015; Morcillo-Montalbá et al., 2021; Marta Rodrigo-Gámiz et al., 2014; Salgueiro et al., 2014). Estas condiciones estaban claramente asociadas a una trayectoria de tormentas más meridional y zonal ligada al desplazamiento hacia el sur del Frente Polar y la Corriente en Chorro (Costas et al., 2016; Gázquez et al., 2018; Moreno et al., 2023; Naughton et al., 2019, 2016). Esta configuración atmosférica refleja el patrón escandinavo moderno (SCA), marcado por una alta presión de bloqueo sobre Escandinavia que influye en las trayectorias de las tormentas (Rea et al., 2020). Como consecuencia, las condiciones climáticas de la PI fueron mayoritariamente secas y, según las estimaciones existentes, en torno a un ~30-35 % más secas que en la actualidad (Gázquez et al., 2018). Los registros continentales, incluyendo lagos y espeleotemas en cuevas, también confirman

la doble fase del YD descrita previamente, consistente en este caso en un enfriamiento y condiciones áridas seguidos de una segunda fase más cálida y húmeda (Bartolomé et al., 2015; Camuera et al., 2021; Hernández et al., 2023; Naughton et al., 2019; Rodrigo-Gámiz et al., 2022; Turu et al., 2021). Las evidencias de la cuenca del Duero indican que el YD comenzó con un periodo seco seguido de una fase de inundaciones de magnitud moderada entre 11,6 y 11,5 ka BP (Benito et al., 2023). El YD fue también un periodo de reactivación glaciaria en las montañas ibéricas (Carrasco et al., 2015; Hernández et al., 2023; Jambina-Enríquez et al., 2014; Oliva et al., 2019). Estas condiciones climáticas secas del YD dominaron en toda la región mediterránea e indujeron un fuerte refuerzo de la circulación termohalina en el Mediterráneo oriental que condujo a una mayor salida hacia el oeste de las aguas de origen oriental, aproximadamente el doble de la afluencia actual hacia el Mediterráneo occidental (Trias-Navarro et al., 2023). Esta afluencia es coherente con la vigorización observada de la MOW en el golfo de Cádiz (Bahr et al., 2015; Lebreiro et al., 2018; Siero et al., 2020). Al mismo tiempo, la cuenca profunda de Alborán seguía poco ventilada, manteniendo la formación de la ORL, dominada por condiciones de oxígeno reducido (ORL1a; Mesa-Fernández et al., 2022), pero las profundidades intermedias (a 900 m) se ventilaron rápidamente, sugiriendo una vigorización de la convección intermedia en la cuenca mediterránea occidental (Pérez-Asensio et al., 2020b; Trias-Navarro et al., 2023). Al final del YD, se observa un fuerte aumento de la temperatura superficial en pocas décadas, paralelo al aumento del nivel del mar asociado al pulso de agua de deshielo mwp-1B (Bernal-Wormull et al., 2021; Rodrigues et al., 2010).

2.2. El Holoceno

La variabilidad climática a largo plazo en la PI durante el Holoceno se atribuye principalmente a cambios en la insolación impulsados por el parámetro orbital de la precesión (Hernández et al., 2020b; Wanner et al., 2008). Superpuestos a esta evolución climática a escala orbital, otros forzamientos como la actividad solar y los modos atmosféricos de variabilidad decadal impulsaron las oscilaciones climáticas a escala centenaria del Holoceno (p. ej., Hernández et al., 2021; Moffa-Sánchez et al., 2014). Los periodos de alta irradiancia solar total (TSI, de sus siglas en inglés) suelen dar lugar a patrones de bloqueo en latitudes medias, lo que provoca un aumento de la aridez en la PI (patrón similar a una NAO positiva). Así pues, los periodos de disminución (aumento) de la TSI corresponden a condiciones regionales más húmedas (más secas). Además, la variabilidad climática del Holoceno en la PI también estuvo estrechamente relacionada con los cambios de circulación en el océano Atlántico norte, la posición de los vientos del oeste, la dinámica de los patrones de circulación atmosférica y la actividad de las tormentas mediterráneas (Di Rita et al., 2018; Fletcher et al., 2013; Martín-Puertas et al., 2023). Estos factores pueden ser modulados por las variaciones de la TSI y la fuerza y/o posición de las altas presiones de las Azores (por ejemplo, Cresswell-Clay et al., 2022; Hernández et al., 2021). De acuerdo con los mecanismos bien conocidos que gobiernan la variabilidad actual en la región del Atlántico norte, los cambios en la posición y extensión del anticiclón de las Azores, que impactan en la variabilidad de la NAO, son uno de los principales controladores de la posición holocena de los vientos del oeste del Atlántico norte (Goslin et al., 2018; Hu et al., 2022; Mellado-Cano et al., 2019). Además, la variabilidad de las precipitaciones en invierno y primavera está bien explicada por el índice definido por el suroeste-noreste entre las penínsulas Ibérica e Italiana, la Oscilación del Mediterráneo

Occidental (WeMO; Moreno et al., 2017). Por lo tanto, las variaciones tanto en los patrones climáticos a escala sinóptica como en los índices de circulación atmosférica a gran escala (por ejemplo, la NAO y la WeMO) han sido útiles para explicar la gran variabilidad y complejidad climática espacial del Holoceno en la PI (Moreno et al., 2017). En la Figura 1.3 se representan algunos registros que abarcan el Holoceno en la PI.

2.2.1. Holoceno temprano (Groenlandiense)

Durante el Holoceno temprano (o Groenlandiense, 11,7-8,2 ka BP) la configuración orbital condujo a una elevada insolación estival en el hemisferio norte. Este periodo comenzó con un calentamiento general en toda la PI, reflejado con consistencia en los registros terrestres disponibles desde el norte hasta el sur y en aquellos sondeos obtenidos de los mares circundantes (Figura 1.3), estableciendo el fin de las condiciones frías y áridas del YD, y conduciendo a las condiciones climáticas más estables del Holoceno (e.g., (Bernal-Wormull et al., 2023; Gázquez et al., 2018; González-Sampériz et al., 2017; Jambina-Enríquez et al., 2014; Jiménez-Moreno et al., 2023a; López-Avilés et al., 2022; María J. Ramos-Román et al., 2018; Rodrigo-Gámiz et al., 2022; Tarrats et al., 2018). Sin embargo, algunos registros de la parte nororiental, concretamente del norte de la Iberia mediterránea (es decir, los Pirineos), indican un retraso en el aumento de la temperatura al inicio del Holoceno. Este retraso se atribuye al fuerte contraste estacional entre las altas temperaturas estivales y las bajas invernales (Tarrats et al., 2018). Los tipos de vegetación también reflejan condiciones ambientales duras al inicio del Holoceno, particularmente atribuidas a las todavía frías temperaturas invernales (González-Sampériz et al., 2017). Se produjo un aumento de las temperaturas invernales en toda la cordillera pirenaica en torno a 9,8-9,5 ka BP (Tarrats et al., 2018), mientras que los registros paleoclimáticos alpinos de Sierra Nevada (PI meridional) indican un máximo de temperatura más temprano, después de 10,5 ka BP (Camuera et al., 2019; Jiménez-Moreno et al., 2023a; López-Avilés et al., 2022; Mesa-Fernández et al., 2018; Toney et al., 2020). Las reconstrucciones de la temperatura marina muestran un calentamiento bastante rápido al inicio del Groenlandiense, probablemente atribuido a que reflejan estimaciones promediadas anualmente (Ausín et al., 2019; Català et al., 2019; Gomes et al., 2020; Martínez-García et al., 2015; Marta Rodrigo-Gámiz et al., 2014). En el mar de Alborán, las reconstrucciones cuantitativas multiproxy de las SST oscilaron entre 18 y 23 °C (Morcillo-Montalbá et al., 2021; Marta Rodrigo-Gámiz et al., 2014).

El debilitamiento del anticiclón de las Azores favoreció la dirección de las trayectorias de las tormentas hacia el sur y provocó un aumento general de las precipitaciones en toda la PI (Thatcher et al., 2020; Wanner et al., 2011). Este debilitamiento del anticiclón de las Azores durante el Holoceno temprano explica en parte por qué este periodo fue relativamente húmedo (con una migración hacia el sur de los vientos del oeste) en comparación con el Holoceno medio y reciente (Gomes et al., 2020; Thatcher et al., 2020). Además, las diferencias en la insolación estival e invernal definieron la estacionalidad climática, que se argumenta como un importante impulsor de la variabilidad hidroclimática, particularmente en la PI meridional, promoviendo un aumento de las precipitaciones invernales desde las

áreas fuente mediterráneas (García-Alix et al., 2021; Wagner et al., 2019; Zielhofer et al., 2017). En el contexto global de la PI, este periodo muestra un patrón regional complejo en el momento y la intensidad de los cambios hidrológicos (Finné et al., 2019; Morellón et al., 2018), formando dos agrupaciones espaciales: i) para las zonas noroccidentales, un aumento casi instantáneo de la humedad, y ii) para los sitios orientales y meridionales, la persistencia de condiciones áridas prolongadas, similares a las del YD precedente, seguidas de un aumento generalmente abrupto de la humedad ca. 10-9 ka BP (Morellón et al., 2018). Antes de 9,7 ka BP en el norte de Iberia, las condiciones hidrológicas y las respuestas de la vegetación mostraron un patrón E-W vinculado a las zonas de influencia atlántica frente a las mediterráneas (Gomes et al., 2020) y un gradiente altitudinal en los Pirineos centrales (González-Sampériz et al., 2017). Mientras que los lagos situados a baja altitud experimentan en ese periodo los niveles más bajos durante todo el Holoceno (Morellón et al., 2009b; Pellicer et al., 2016), los lagos de gran altitud alcanzaron casi sus niveles más altos debido al aumento de la capa de nieve invernal y el posterior deshielo estival (Pérez-Sanz et al., 2013). A partir de 9,7 ka BP, este patrón cambió a temperaturas más suaves y aumentó la disponibilidad de agua (Pellicer et al., 2016; Pérez-Sanz et al., 2013). En esta época, el sur de la PI entró en lo que se denomina el Periodo Húmedo del Mediterráneo Occidental, que representa la etapa más húmeda del Holoceno (García-Alix et al., 2021; Toney et al., 2020). Los registros lacustres y marinos de la PI occidental y meridional demuestran un aumento escalonado de la humedad durante esta transición (Finné et al., 2019; Gázquez et al., 2018; Ilvonen et al., 2022; Morellón et al., 2018).

Estas condiciones relativamente cálidas y húmedas se vieron interrumpidas por varios eventos centenarios de corta duración y de características frías (Ausín et al., 2015). Estos eventos generalmente siguieron la variabilidad de las SST del Atlántico norte, con SST atlánticas más cálidas (más frías) correspondientes a condiciones más húmedas (más secas) en la PI atlántica (Sánchez Goñi et al., 2016; Sánchez-Goñi et al., 2013). Algunos de estos eventos estaban relacionados con eventos de inundaciones en la PI y a la vez en sincronía con pulsos de agua de deshielo del Atlántico norte (Baldini et al., 2019; Benito et al., 2023; Bernal-Wormull et al., 2023; Smith et al., 2016). La ocurrencia de algunos eventos sigue siendo ambigua a lo largo de la PI, pero hay al menos dos eventos bien estudiados que ocurrieron a los 9,2 y 8,2 ka BP, y que han sido reconocidos en varios registros de la PI tanto marinos como continentales (Bernal-Wormull et al., 2023; Ilvonen et al., 2022; Singh et al., 2023). El evento de hace 9,2 ka se registró generalmente como seco y frío en toda la PI (por ejemplo, Baldini et al., 2019; Bernal-Wormull et al., 2023; María J Ramos-Román et al., 2018; Turu et al., 2021), mientras que el evento de hace 8,2 ka se reconoció como frío en otros lugares, pero seco (por ejemplo, Domínguez-Villar et al., 2009; Pérez-Sanz et al., 2013; Schröder et al., 2020) o húmedo, cuando parece no distinguirse del "Periodo Húmedo del Mediterráneo Occidental" general del Holoceno temprano (Rodrigo-Gámiz et al., 2022; Tarrats et al., 2018; Thatcher et al., 2020; Toney et al., 2020).

La variabilidad del ciclo hidrológico en la PI durante este periodo de tiempo registró oscilaciones milenarias con una periodicidad de ca. 1 ka, lo que apoya que las

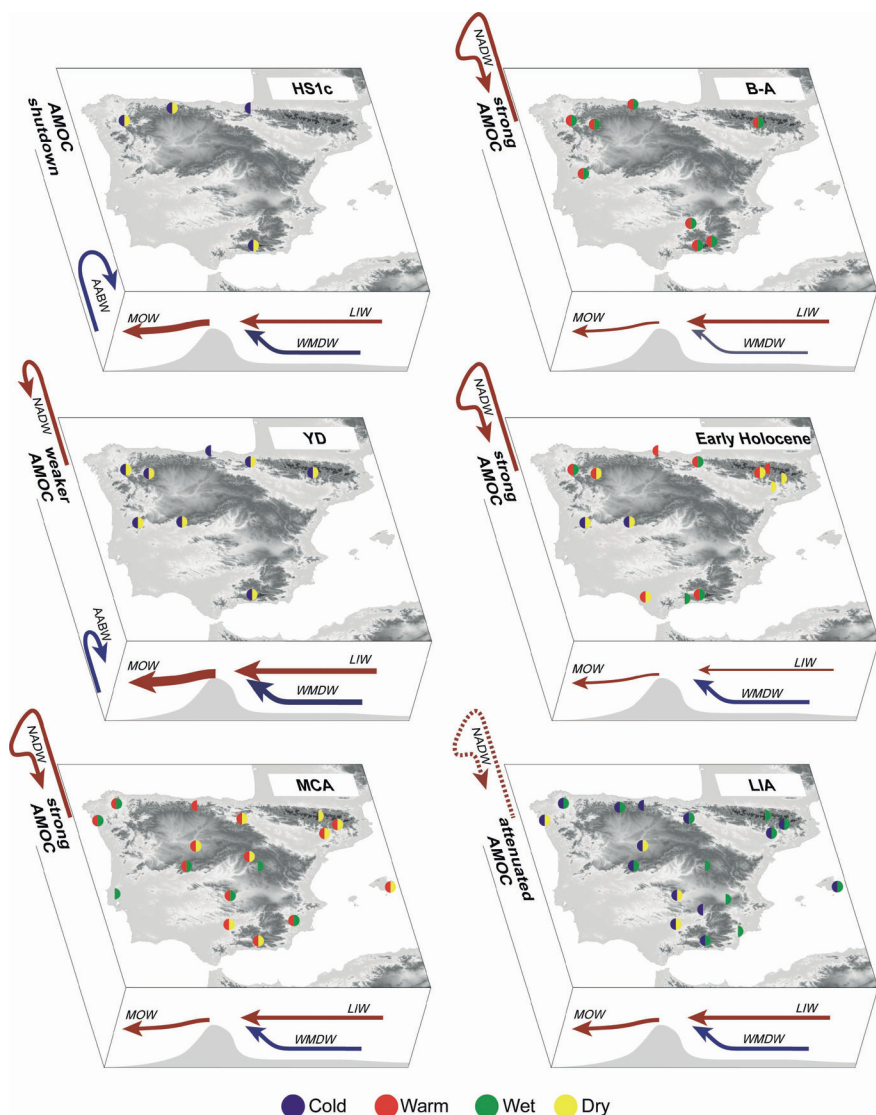


Figura 1.2. Representación esquemática de los periodos climáticos en la PI y mares adyacentes. Los puntos indican las condiciones climáticas locales (azul-frío, rojo-cálido, verde-húmedo y amarillo-seco) a partir de una selección de registros indirectos disponibles (véanse las referencias en el texto). Las flechas azules y rojas indican las principales masas de agua y su circulación: AMOC: Oscilación de la Circulación Meridional de Vuelco del Atlántico; NADW: Agua Profunda del Atlántico Norte; AABW: Agua Antártica Profunda; MOW: Agua Mediterránea de Salida; LIW: Agua Intermedia Levantina; WMDW: Agua Profunda del Mediterráneo Occidental. Periodos climáticos: HS1c: Heinrich Stadial 1c; B-A: Bølling-Allerød; YD: Younger Dryas; MCA: Anomalia Climática Medieval, y LIA: Pequeña Edad de Hielo.

condiciones oceánicas en el norte del Atlántico norte controlan la variabilidad del hidroclima a largo plazo en la PI (Domínguez-Villar et al., 2017; Fletcher et al., 2013). Las condiciones de circulación en el Mediterráneo estuvieron dominadas por una importante fase de estancamiento en el Mediterráneo oriental que condujo a la formación del último Sapropel (S1: 10,8-6 ka BP; Checa et al., 2020). Esta situación indujo una importante reducción del flujo hacia el oeste de las aguas del Mediterráneo oriental, lo que se tradujo en un debilitamiento de la fuerza de la MOW (Sierro et al., 2020; Trias-Navarro et al., 2023). Por el contrario, el mar de Alborán profundo quedó bien ventilado a los 9 ka BP, finalizando la formación del ORL u ORL-1b (Mesa-Fernández et al., 2022; Pérez-Asensio et al., 2020b) que se había iniciado durante el periodo B-A.

2.2.2. Holoceno medio (Norgripiense)

Durante el Holoceno medio o Norgripiense (8,2-4,2 ka BP), la insolación estival septentrional disminuyó mientras que la insolación invernal aumentó progresivamente debido a cambios en la excentricidad. Sin embargo, las reconstrucciones de temperatura en la PI no concuerdan estrictamente con estos cambios en el forzamiento orbital (González-Sampériz et al., 2017). Algunos registros terrestres del norte de la PI muestran valores máximos de temperatura del Holoceno durante este periodo (ca. 8-6,5 ka BP; Figura 1.3; Tarrats et al., 2018), pero la mayoría de los registros continentales y marinos de la PI indican una tendencia descendente de las temperaturas coherente con el periodo Neoglacial del Atlántico norte que siguió a la reducción progresiva de la insolación estival (Bernal-Wormull et al., 2023; Català et al., 2019; Leunda et al., 2019; Sancho et al., 2018). Frente a Portugal, se observan tendencias generales similares en los registros de SST (Ausín et al., 2019), interrumpidas por breves eventos fríos en 8,2, 7,1 y 5,5 ka BP (Singh et al., 2023).

Los cambios orbitales dieron lugar a una disminución neta de la insolación anual en el hemisferio norte que indujo un enfriamiento y una migración hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, de sus siglas en inglés) con el anticiclón de las Azores (Wanner et al., 2011). Esta situación condujo a condiciones generales más secas en la PI para el Norgripiense en comparación con el Groenlandiense, pero estos cambios se complicaron por retroalimentaciones tierra-océano que dieron lugar a cambios complejos en la humedad de la PI (Liu et al., 2023). En consecuencia, existen algunas discrepancias entre los registros, con datos basados en indicadores que muestran condiciones húmedas hasta hace 6 ka BP (Gil-Romera et al., 2010; Ilvonen et al., 2022; Pérez-Obiol et al., 2012; Pérez-Sanz et al., 2013), mientras que otros conjuntos de indicadores muestran condiciones secas entre 8,2 y 5,5 ka BP (Benito et al., 2023; Jambriña-Enríquez et al., 2014; Moreno et al., 2011), probablemente reflejando influencias atlánticas frente a mediterráneas. Aunque el gradiente de humedad oeste-este parece haber sido menos pronunciado durante el Norgripiense que en la actualidad (Liu et al., 2023), la parte central de la PI fue mayoritariamente húmeda durante este periodo (Aranbarri et al., 2014; Moreno et al., 2017). El anticiclón de las Azores migró gradualmente hacia el sur desde hace 7 ka BP, y un patrón atmosférico

similar a la NAO actual estuvo en gran medida en modo positivo en el Holoceno medio, lo que dio lugar a menos precipitaciones invernales en la PI (Jambrina-Enríquez et al., 2014; Wanner et al., 2008). El establecimiento de la dinámica actual del Mediterráneo occidental se produjo después de ca. 7-6 ka BP (Ausín et al., 2015; García-Alix et al., 2021; Toney et al., 2020; Zielhofer et al., 2017). Las condiciones hidroclimáticas en los registros alpinos del sur de Iberia (es decir, Sierra Nevada) fueron húmedas, incluyendo una transición a condiciones secas después de ca. 6-5 ka BP (Jiménez-Moreno et al., 2023a; López-Avilés et al., 2022), mientras que fueron mayoritariamente secas en los registros de baja altitud del sur de Iberia (Fletcher et al., 2013; García-Alix et al., 2022; Rodrigo-Gámiz et al., 2022; Walczak et al., 2015). Después de hace 5 ka BP, algunos registros muestran un aumento general de las precipitaciones (Benito et al., 2015; Castro et al., 2015; Dessandier et al., 2018), mientras el centro de Iberia experimentó un marcado cambio hacia un clima más árido (Thatcher et al., 2020). Thatcher et al., (2020) interpretaron intervalos más húmedos durante 7,5-7,1, 6,9-6,5, 6,4-6,0 y 5,5-5,2 ka BP, separados por periodos más secos. Durante el Holoceno medio, la variabilidad milenaria del ciclo hidrológico cambió de periodicidad desde ca. 1 ka hasta los ca. 2 ka que continuó hasta la actualidad (Domínguez-Villar et al., 2017; Fletcher et al., 2013; Jiménez-Moreno et al., 2022). Así, hasta que las grandes masas de hielo de Europa y Norteamérica no se fundieron completamente, su impacto sobre el norte del Atlántico norte tuvo una fuerte teleconexión a escalas de tiempo milenarias (con una periodicidad de ca. 1 ka) con el ciclo hidrológico en la PI. Sin embargo, una vez que esos casquetes glaciares se deshicieron totalmente, el Atlántico norte tropical transfirió sus oscilaciones climáticas milenarias (con una periodicidad de ca. 2 ka) a la variabilidad del ciclo hidrológico en la PI.

El Holoceno medio finalizó con el denominado evento de 4,2 ka. Aunque sigue sin estar suficientemente resuelto en muchos registros de la PI, cada vez más estudios lo identifican como un evento climático rápido (por ejemplo, Bernal-Wormull et al., 2023; Moreno et al., 2017; María J Ramos-Román et al., 2018; Schirmacher et al., 2019; Schröder et al., 2018). Hay indicios de aridificación centrada alrededor de 4,2 ka BP en la PI occidental (Thatcher et al., 2020), mientras que la manifestación de este evento en la PI meridional es más evidente mostrando claras condiciones muy áridas (Lillios et al., 2016; Schröder et al., 2020). Sin embargo, este evento parece ser de menor duración en comparación con el prolongado episodio seco observado en otras regiones (Schirmacher et al., 2019). En la PI septentrional, el clima en torno a 4,2 ka BP fue el más seco de todo el Holoceno (Baldini et al., 2019; Domínguez-Villar et al., 2017). Las reconstrucciones de temperatura tanto del norte como del sur de la PI indican este evento como uno de los más fríos dentro del Holoceno, con temperaturas inferiores a las observadas en el evento de 8,2 ka, que también implicó un periodo de intensa ventilación en el Mediterráneo occidental (Baldini et al., 2019; Bernal-Wormull et al., 2023; Català et al., 2019).

2.2.3. Holoceno reciente (Megalayense)

Un desplazamiento hacia el sur de los vientos del oeste marcó el inicio del Holoceno reciente o Megalayense (4,2-0 ka BP), coincidiendo con fases predominantemente

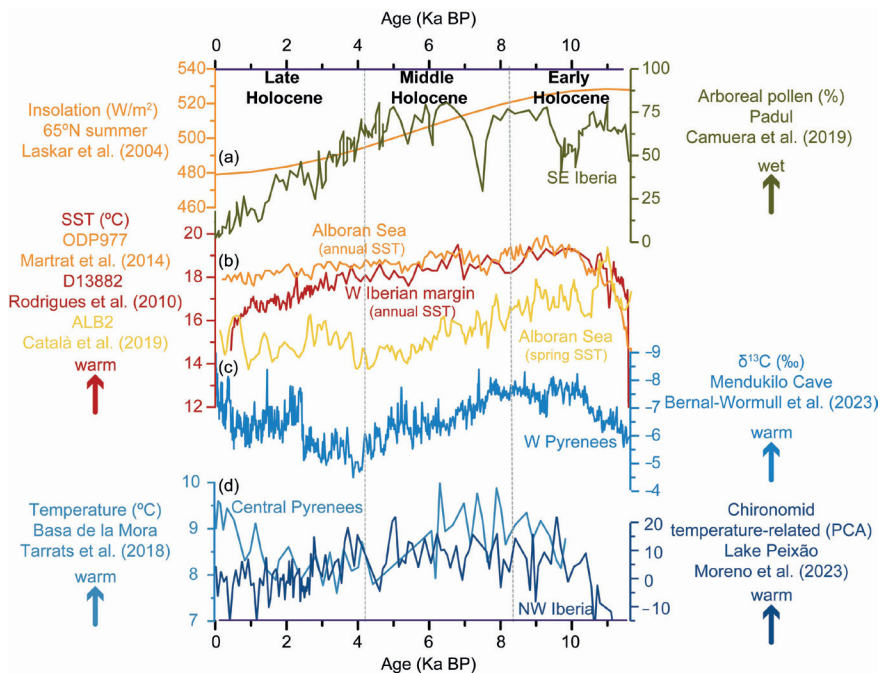


Figura 1.3. Registros holocenos con indicadores sensibles a las condiciones de temperatura y humedad en y alrededor de la PI. a) Insolación estival a $65^\circ N$ y registro de $\delta^{18}O$ de espeleotemas como indicador del % de precipitación reciclada en el noroeste de la PI (Domínguez-Villar et al., 2017); b) % de polen arbóreo de depósitos de humedales como indicador de condiciones hidrológicas (Padul, sureste de la PI: Camuera et al., 2019); c) registros de SST basados en alkenonas (representan valores medios anuales) para el margen ibérico occidental (rojo; Rodrigues et al., 2010), para el mar de Alborán (naranja; Martrat et al., 2014) y basados en relaciones Mg/Ca en *G. bulloides* (representan valores primaverales) para el mar de Alborán (naranja; Català et al., 2019); d) Un registro de espeleotemas $\delta^{13}C$ como indicador de la temperatura del aire obtenido de espeleotemas de la cueva de Mendukilo (IP norte; Bernal-Wormull et al., 2023); e) Reconstrucción de la temperatura del aire basada en quironómidos del lago de la Basa de la Mora (PI noreste; Tarrats et al., 2018) y registro relacionado con la temperatura de quironómidos del lago Peixao (PI oeste; Moreno et al., 2023).

negativas similares a la NAO (precipitaciones invernales máximas) entre 4 y 2 ka BP (Jambrina-Enríquez et al., 2014). Sin embargo, alrededor de hace 4,2 ka BP, se produjo la transición al período Neoglacial frío (Wanner et al., 2011), caracterizado por el aumento de los valores de la TSI y las condiciones probablemente positivas de la NAO (por ejemplo, Repschläger et al., 2017), lo que potencialmente impulsó el aumento de la aridez en toda la PI. El panorama climático general en la PI durante el Megalayense no es geográficamente homogéneo, ya que varios eventos cortos (a escala centenaria) introdujeron una compleja heterogeneidad en las respuestas climáticas regionales. Los registros septentrionales de la PI sugieren una variabilidad sustancial de la temperatura a escala centenaria entre 4 y 2,5 ka BP y muestran un evento de calentamiento pronunciado en ~3 ka BP (Baldini et al., 2019; Català et al., 2019; Martín-Chivelet et al., 2011). Según Martín-Chivelet et al., (2011), los principales periodos climáticos son: i) ca. 4-3 ka BP, un periodo cálido puntuado por eventos fríos en torno a 4, 3,6 y 3,3 ka BP; ii) 2,9-2,5 ka BP, un intervalo frío (Periodo Frío de la Edad del Hierro); y iii) 2,5-1,7 ka BP, un periodo moderadamente cálido (Periodo Cálido Ibero-Romano), con temperaturas máximas entre 2,2 y 1,8 ka BP. Sin embargo, se ha cuestionado la validez de los indicadores de estos espeleotemas utilizados como paleotermómetro (Domínguez-Villar, 2013). Los valores de temperatura más bajos de todo el Holoceno se han reconstruido durante el periodo ca. 4,2-2,5 ka BP, coincidiendo con la primera parte del periodo Megalayense (Schirmacher et al., 2020; Tarrats et al., 2018; Toney et al., 2020; Turu et al., 2021). En el sur de la PI, a pesar del número limitado de reconstrucciones de temperatura para este periodo, se ha descrito un mínimo de temperatura en torno a 4,1-4 ka BP y un máximo entre ca. 2,5-2,0 ka BP (Ilvonen et al., 2022; Jiménez-Moreno et al., 2023a; Toney et al., 2020). En cambio, frente a Portugal, se registró un breve episodio frío a los 2,5 ka (Singh et al., 2023), mientras que en el golfo de Vizcaya Martínez-García et al., 2015 propusieron la intrusión de aguas superficiales y de fondo polares más frías, que se retiraron durante el Holoceno reciente.

La aridificación a largo plazo que caracteriza el Holoceno reciente en el sur de Europa (Corella et al., 2011; Cruz et al., 2015; Ilvonen et al., 2022; Martín-Puertas et al., 2010; Morellón et al., 2009b; Nieto-Moreno et al., 2011) desencadenó la transición de lagos que eran permanentes a ser poco profundos o efímeros en la región mediterránea occidental (García-Alix et al., 2022, 2021; Jiménez-Espejo et al., 2014; Jiménez-Moreno et al., 2023b). Las condiciones secas también prevalecieron en el norte de la PI hasta al menos, 2,5 ka BP (Bernal-Wormull et al., 2023; Cruz et al., 2015; González-Sampériz et al., 2017; Pérez-Sanz et al., 2013). Sin embargo, en el noroeste, Jambrina-Enríquez et al., (2014) identificaron un intervalo más húmedo entre 4,8 y 3,3 ka BP, con una disminución relativa de las precipitaciones después. También se interpretaron aumentos similares de humedad entre ca. 5-3 ka BP en la turbera de Roñanzas (Ortiz et al., 2010) y en el lago Enol (Moreno et al., 2011), mientras que en la costa gallega (noroeste de Iberia) se dieron condiciones secas hasta hace 3,3 ka BP (Bernárdez et al., 2008), seguidas de condiciones más húmedas entre 3,3 y 1,7 ka BP (Bernárdez et al., 2008; Diz et al., 2002). Pena et al., (2010) sugirieron eventos de precipitaciones reducidas entre 3,7 y 2,9 ka BP en la Ría de Muros (NW de Iberia), y Muñoz Sobrino

et al., (2012) identificaron eventos cortos fríos y secos en torno a 4,6-4,3 y 3,8-3,6 ka BP, intercalados con periodos más cálidos y húmedos en la Ría de Vigo (NW de Iberia). También en el NW de Iberia, Castro et al., (2015) definieron condiciones húmedas hasta 3,9 ka BP, entre 3,6 y 3,4 ka BP, 3,3-3,1 ka BP, y 2,7-2,5 ka BP, previamente reconocidas en otras turberas del norte de Iberia (Ortiz et al., 2010). Intercalados entre estos periodos húmedos de la turbera de Pena da Cadela, se registraron tres periodos secos (3,9-3,7 ka BP; 3,3-2,7 ka BP; 2,4-2,3 ka BP). Desde una perspectiva hidroclimática, existe un claro consenso a escala de la PI en que las condiciones áridas prevalecieron entre ca. 4 ka BP y 2,7 ka BP, mientras que las condiciones más húmedas dominaron entre 2,7 y 1,5 ka BP (Cisneros et al., 2021; Martín-Puertas et al., 2011; Nieto-Moreno et al., 2011). El episodio más húmedo se registró entre 2,5 y 1,7 ka BP y se caracterizó por vientos más débiles procedentes de África (García-Alix et al., 2021; Jiménez-Moreno et al., 2013). Además, se produjeron periodos de inundación en 3,5-3,3, ca. 2,6, ca. 2 ka BP (Santisteban et al., 2019).

2.3. La Era Común (CE)

La CE se refiere a los últimos 2 ka BP (Figura 1.4), normalmente expresada en años naturales y dividida en cuatro fases climáticas principales, excluido el periodo instrumental: el Periodo Cálido Romano (RWP), la Alta Edad Media (EMA), la Anomalía Climática Medieval (MCA) y la Pequeña Edad de Hielo (LIA), con sus siglas en inglés. Los principales impulsores que rigen la variabilidad climática en estas escalas temporales incluyen los modos de variabilidad climática, es decir, los patrones atmosféricos a gran escala, incluidos los cambios orbitales, la actividad solar y volcánica, los cambios de usos y de tipo de cubierta del suelo (LULC, de sus siglas en inglés) y los gases de efecto invernadero y aerosoles antropogénicos; todos ellos se han utilizado como condiciones de contorno para las simulaciones del último milenio (Jungclauss et al., 2017; Schmidt et al., 2011).

En el margen noroccidental ibérico, la variabilidad del afloramiento durante los últimos milenios se ha relacionado con patrones climáticos del Atlántico norte, como la Oscilación Multidecadal Atlántica (AMO) a escala decadal (Abrantes et al., 2011). Sin embargo, este vínculo se desacopló después de 1850, lo que indica una influencia antropogénica sustancial durante los últimos 150 años, en consonancia con un notable calentamiento de la superficie del mar observado a partir de 1970 frente a Portugal (Abrantes et al., 2017). Así pues, la comparación de estos periodos con el periodo industrial (1850-actualidad), o el denominado periodo histórico en la terminología del PMIP, ayuda a comprender la interacción entre la variabilidad climática inducida por el hombre y la natural.

El RWP (ca. 0 - 500 CE) es el intervalo más cálido en el ámbito marino ibérico durante los últimos dos milenios (Abrantes et al., 2017, 2011; Cisneros et al., 2016). Este periodo también exhibió condiciones cálidas tierra adentro (Martín-Chivelet et al., 2011; Ramos-Román et al., 2018). Además, en el mar Mediterráneo occidental, fue el periodo más productivo de los últimos 4 ka BP (véase Nieto-Moreno et al., 2011), caracterizado por una intensa formación de aguas profundas (Cisneros et al., 2019). Sin embargo, el hidroclima durante este periodo mostró un patrón complejo, con aridez en el norte (Bartolomé et al., 2024; Morellón et al., 2011; Moreno et al., 2011), alternancia de condiciones

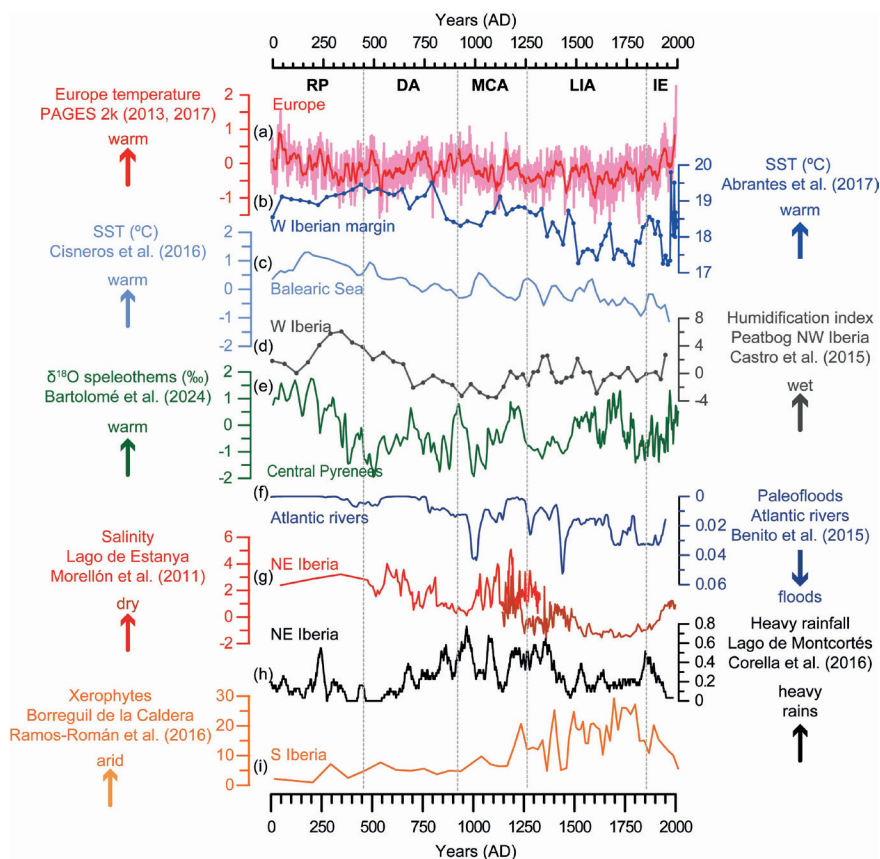


Figura 1.4. Registros indirectos sensibles a las condiciones de temperatura y humedad en la PI y sus alrededores durante los últimos 2000 años. a) reconstrucción de la temperatura en Europa, recopilada por el grupo PAGES2k (línea rosa, ventana de anchura media = 15 años) (Consorcio PAGES 2k, 2013); SST reconstruida a partir de b) sondeos marinos de Iberia occidental (Abrantes et al., 2017) y c) sondeos mediterráneos frente a las costas de las islas Baleares (Cisneros et al., 2016); d) índice de humedad sin tendencia de una turbera en Iberia occidental (Castro et al., 2015); e) registro compuesto $\delta^{18}\text{O}$ del Pirineo Central basado en ocho estalagmitas de cuatro cuevas (Bartolomé et al., 2024); f) probabilidad de paleoinundaciones en ríos atlánticos de la PI (Benito et al., 2015); g) salinidad reconstruida a partir de datos geoquímicos del lago de Estanya en el Prepirineo (González-Sampériz et al., 2017; Morellón et al., 2012, 2011); h) precipitación reconstruida a partir de capas de calcita del lago de Montcortés en el Prepirineo (Corella et al., 2012); i) abundancia de xerófitos de lagos alpinos del sur de Iberia (Ramos-Román et al., 2016). RP: Periodo Romano, DA: Edad Oscura, MCA: Anomalía Climática Medieval, LIA: Pequeña Edad de Hielo, IE: Era Industrial.

secas y húmedas en la región central (Currás et al., 2012; Sánchez-López et al., 2016), humedad predominante en el suroeste (Martín-Puertas et al., 2010, 2008; Nieto-Moreno et al., 2011) y aridez en el sureste (Gázquez et al., 2020), lo que indica una importante variabilidad espacial. Las condiciones de temperatura y los gradientes hidroclimáticos, con una tendencia húmeda hacia el sur de la PI, sugieren que el clima predominante estuvo dominado por la combinación de patrones negativos de la NAO y positivos del Atlántico Este (EA). Hernández et al., (2015) indicaron que esta combinación dio lugar a inviernos húmedos y cálidos y veranos cálidos (Abrantes et al., 2017; Sánchez-López et al., 2016).

La EMA (ca. 500 - 900 CE) se caracteriza por una tendencia al enfriamiento relativamente homogénea y condiciones frías en toda la PI (Ramos-Román et al., 2018). No obstante, surgen patrones climáticos espaciales complejos. Por ejemplo, el noroeste de la PI experimentó condiciones más frías y húmedas (Bartolomé et al., 2024; Jambina-Enríquez et al., 2014), en contraste con las condiciones más áridas del este de la PI (Corella et al., 2012; Currás et al., 2012) y un cambio de condiciones húmedas a secas en Baleares (Cisneros et al., 2021). El gradiente de aridez hacia el oeste y sur de la PI, combinado con condiciones generalmente frías, indica que las fases positivas de la NAO y negativas del EA dominaron la variabilidad climática principal, dando lugar a inviernos secos y fríos y veranos fríos (Abrantes et al., 2017; Sánchez-López et al., 2016). Además, basándose en fuentes documentales y observaciones a escalas temporales de estacional a anual, Domínguez-Castro et al., (2014) identificaron tres sequías severas durante 748-754 CE, 812-823 CE y 867-879 CE, que afectaron especialmente al sur de la PI.

La abundancia de estudios climáticos que abarcan el último milenio ha aumentado con el incremento de la distribución espacial de los registros disponibles, permitiendo una reconstrucción más detallada de la MCA (ca. 900 - 1300 CE; Bartolomé et al., 2024; Ludwig et al., 2019; Moreno et al., 2012; Roberts et al., 2012; véase también la Figura 1.2). Aunque la mayoría de los registros sugieren condiciones más cálidas y secas para este período (Cisneros et al., 2021; Corella et al., 2013), algunos estudios indican una heterogeneidad hidroclimática espacial (López-Blanco y Romero-Viana, 2019; Moreno et al., 2012). Por ejemplo, Moreno et al., (2012) destacaron registros del noroeste de Iberia que indican un aumento de la humedad durante el MCA, reflejando un comportamiento opuesto al de la Iberia mediterránea, que estuvo predominantemente bajo condiciones áridas. Además, Abrantes et al., (2017) propusieron dos intervalos climáticos a lo largo del margen occidental ibérico: i) el MCA temprano (900- 1100 CE) con inviernos cálidos y secos (Castro et al., 2020) y veranos frescos e inundaciones extremas (Machado et al., 2011), lo que sugiere un vínculo entre la AMO y un sistema de bloqueo de alta presión sobre el noroeste de Europa (modo positivo de la SCA), así como fases positivas de la NAO y la EA; ii) la MCA tardía (1200-1300 CE) con una fase húmeda y seca (Castro et al., 2020), junto con inviernos fríos y tormentosos y veranos cálidos como resultado de un cambio en la SCA a su fase negativa. En general, la productividad primaria marina relativamente más alta frente a Lisboa caracterizó todo el período (Bartels-Jónsdóttir et al., 2015) y una disminución de la oxigenación del agua de fondo en el mar Mediterráneo occidental (Cisneros et al., 2016; Nieto-Moreno et al., 2011).

La LIA (ca. 1300 - 1850 CE), que precede al calentamiento antropogénico, se caracteriza por condiciones continentales y oceánicas más frías (Abrantes et al., 2017; Cisneros et al.,

2021; Nieto-Moreno et al., 2011; Oliva et al., 2018) con la advección de aguas subpolares en el margen portugués (Abrantes et al., 2017; Bartels-Jónsdóttir et al., 2015) y un evento en dos etapas en el Mediterráneo occidental (Cisneros et al., 2016) que refleja una primera fase más cálida con intensa formación de aguas profundas, y una segunda fase más fría con formación de aguas profundas más débiles. Los registros continentales disponibles confirman esta doble estructura con transiciones de condiciones más cálidas a más frías (Dorado Liñán et al., 2015) y de más húmedas a más secas (Gardoki et al., 2023). Sin embargo, las diferencias regionales en el momento y la intensidad de estas fases son evidentes (Barreiro-Lostres et al., 2014; Oliva et al., 2018). Por ejemplo, Castro et al., (2020) presentaron un registro de turba altamente resuelto, sugiriendo subfases para la LIA en el NW de Iberia: i) un período húmedo, con un primer máximo húmedo y algunos episodios relativamente secos que duraron hasta 1610 CE; ii) una fase menos húmeda, con una clara tendencia a condiciones muy frías, de 1610 a 1735 CE, iii) una fase corta (1735-1815 CE) con un aumento de la sequedad en relación con el período anterior, con alternancia de episodios de sequía y precipitación, y, iv) un segundo máximo húmedo hasta 1850 CE. Con más detalle, se han reconstruido periodos de mayor incidencia de inundaciones (Bullón, 2011; Corella et al., 2012; Sánchez-García y Schulte, 2023). No obstante, existe una clara diferencia en el comportamiento de las inundaciones catastróficas en las series septentrionales respecto a las meridionales (Blöschl et al., 2020; Machado et al., 2011). Las inundaciones septentrionales parecen estar asociadas a la dinámica atmosférica de los episodios fríos. Sin embargo, estas oscilaciones no se observan tan claramente en las series del sur, donde las oscilaciones se manifiestan con patrones temporales diferentes. Esta complejidad se debe a que el Mediterráneo occidental está situado en una zona de transición en la dominancia de masas de aire que circulan (Barriendos et al., 2019). Además, a pesar de que la LIA fue un periodo predominantemente húmedo (Figura 1.2; Rodrigo, 2018), también fue testigo de sequías extremas (Esper et al., 2015; Tejedor et al., 2016), como ejemplifican las reconstrucciones en toda la PI a finales del siglo 17th (Romero-Viana et al., 2011; Vegas-Vilarrúbia et al., 2022). Algunas de estas sequías extremas coinciden con mínimos solares, como los mínimos de Maunder y Dalton (1645-1715 y 1790-1820, respectivamente), lo que sugiere una relación entre la actividad solar y los eventos climáticos extremos (Bartolomé et al., 2024; Domínguez-Castro et al., 2010; Gil-Guirado et al., 2019; Morellón et al., 2011; Rodrigo et al., 2012; Romero-Viana et al., 2011; Sánchez-García y Schulte, 2023, p. 202; Tejedor et al., 2017; Vegas-Vilarrúbia et al., 2022). Por el contrario, aunque algunos estudios han explorado la relación entre las erupciones volcánicas y los patrones climáticos (Tejedor et al., 2019; Trigo et al., 2009), este vínculo es menos claro (Domínguez-Castro et al., 2012). Sólo unos pocos eventos fríos extremos reconstruidos (536 CE, 1453 CE, 1601 CE, 1816 CE) coinciden con grandes erupciones volcánicas (Bartolomé et al., 2024; Esper et al., 2020; Tejedor et al., 2019), lo que sugiere que los graves episodios de enfriamiento en Iberia están influidos principalmente por la dinámica interna y la actividad solar más que por el forzamiento volcánico (Esper et al., 2020; Hernández et al., 2020a). Así, la LIA estuvo dominada por las fases negativas de la NAO y la EA, dando lugar a inviernos fríos y húmedos y veranos fríos (Mellado-Cano et al., 2019; Rodrigo, 2019; Sánchez-López et al., 2016; Sicre et al., 2016).

Las simulaciones con ESM del último milenio (850-1850 CE), extendidas a todo el periodo histórico, 1850-2014, en terminología PMIP/CMIP (Eyring et al., 2016), utilizan como

condiciones de contorno especificaciones de forzamientos naturales (orbitales, solares y volcánicos) así como antropogénicos (LULC, gases de efecto invernadero y aerosoles; Jungclaus et al., 2017); aunque cabe recordar que los gases de efecto invernadero también incluyen también cambios naturales anteriores a la industrialización y que los efectos antropogénicos en LULC se remontan a mucho antes de 1850. La Figura 1.5 muestra los cambios en la actividad solar y volcánicas y en las concentraciones de CO₂ utilizadas en la PMIP4 y en simulaciones recientes de la CE. Su implementación es muy homogénea para diferentes modelos, con variaciones menores respecto a lo mostrado en la Figura.

Las reconstrucciones de la variabilidad de la NAO (Hernández et al., 2020; Ortega et al., 2015) sugieren, como ya se ha comentado, valores de la NAO ligeramente superiores durante la MCA e inferiores durante la LIA, pero con una variabilidad considerable dentro de esos periodos. De hecho, las simulaciones de los modelos (Figura 1.5) producen una amplia gama de respuestas de los modelos, comparable o más amplia que la variabilidad de la NAO dentro de cada simulación. No obstante, en consonancia con las reconstrucciones, para cada simulación, los valores del índice tienden a ser ligeramente mayores durante la MCA, en respuesta a una mayor TSI y una menor actividad volcánica (Roldán-Gómez et al., 2020). La variabilidad multidecadal de la NAO simulada depende del modelo y de la simulación, lo que sugiere que la variabilidad interna, más que el forzamiento externo, domina en estas escalas temporales. En consonancia con esto, los análisis de la variabilidad hidroclimática en las simulaciones PMIP3,4 para diferentes regiones han evidenciado respuestas a largo plazo al forzamiento externo, pero con la variabilidad interna desempeñando un papel importante en la variabilidad decadal y multidecadal de latitudes medias (Roldán-Gómez et al., 2023). No obstante, algunos estudios (Fernández-Montes et al., 2017; Gómez-Navarro et al., 2012) se han centrado en las relaciones precipitación-temperatura en experimentos con simulaciones de modelos climáticos regionales conducidos por condiciones de contorno proporcionadas por simulaciones de modelos climáticos globales del último milenio (González-Rouco et al., 2009), que incluían variaciones anuales de forzamientos naturales y antropogénicos. Estos análisis han encontrado que los aumentos en la resolución de los modelos a través del *downscaling* dinámico pueden mejorar las respuestas forzadas en la precipitación estacional para ciertas áreas, y por tanto las relaciones precipitación-temperatura, al afectar orográficamente al nivel de convección o durante el verano a través de cambios en la actividad convectiva. Por lo tanto, los futuros avances en la mejora de la resolución de los modelos pueden tener implicaciones para nuestra comprensión de la variabilidad hidroclimática de la IP en respuesta al forzamiento externo y para la comparación entre modelos y datos (Rodrigo, 2012).

La variabilidad de la temperatura modelizada varía según las regiones y depende de la realización del ESM, lo que también sugiere un papel de la variabilidad interna. Sin embargo, muestra respuestas más coherentes al forzamiento externo (figura 1.5), con enfriamientos multidecadales que coinciden con descensos de la variabilidad solar y con la aparición de actividad volcánica; a la inversa, para periodos relativamente cálidos. Como se observa en las reconstrucciones de la variabilidad de la temperatura estival en los Pirineos (Dorado Liñán et al., 2012) y en Cazorla (Dorado Liñán et al., 2015), para las que se encuentran temperaturas prolongadamente más altas en la MCA antes de un enfriamiento de la LIA mucho después del siglo 16th, adicional a los mínimos de temperatura alineados con los mínimos solares y el enfriamiento volcánico. Las simulaciones de los modelos parecen

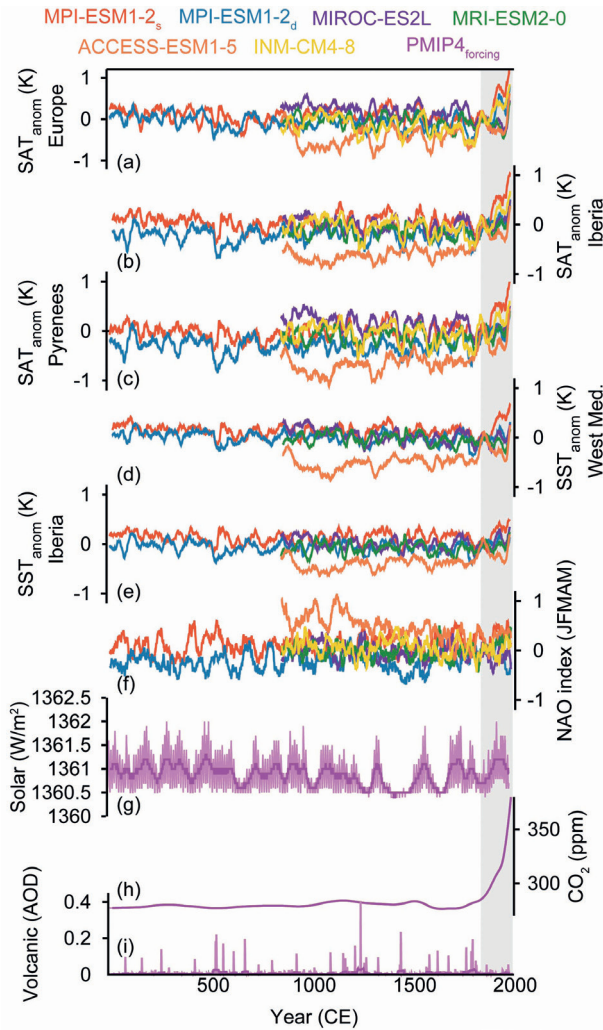


Figura 1.5. Clima simulado en el contexto de la IP y el Atlántico norte durante la CE, así como algunas de las condiciones de contorno de los forzamientos externos (solar, CO₂, y volcánicos) utilizadas en las simulaciones del ESM del PMIP4 (véase la leyenda para los colores). Anomalía SAT (K) durante el periodo histórico (1850-2014, sombreado gris) en: (a) Europa (10°W-40°E, 35°N-70°N); (b) Iberia (9,5°W-3,2°E, 36°N-43,5°N); y (c) los Pirineos (2°W-3°E, 42°N-44°N). (d) Igual que (a, b, c) pero para las anomalías de la SST (K) en la cuenca mediterránea occidental (2°W-13°E, 34°N-45°N), y (e) las zonas marítimas que rodean la PI (12°W-5°E, 34°N-46°N). (f) Índice NAO en JFMAM, calculado como el gradiente de presión normalizado entre Reikiavik (22°W, 64°N) y Gibraltar-Cádiz (5,4°W, 36,2°N). (g) Forzamiento solar (W/m²) en los dos últimos milenios; los valores anuales (media móvil de 31 años) se representan en rosa claro (oscuro). (h) Igual que (g), pero para la concentración atmosférica de CO₂ (ppm). (i) Igual que (g, h), pero para el forzamiento volcánico, expresado como profundidad óptica de los aerosoles estratosféricos (AOD). CE: Era Común.

exagerar el calentamiento en el siglo XX en comparación con las reconstrucciones (Dorado Liñán et al., 2012), probablemente debido a que algunos experimentos con modelos PMIP3 no incluyen forzamientos de aerosoles y LULC.

3. Impactos

Se prevé que el cambio climático amenace la biodiversidad (Dawson et al., 2011) actuando a diferentes escalas ecológicas, desde las especies hasta las poblaciones, los ecosistemas y los biomas. La mayoría de los modelos y datos empíricos indican que muchas especies podrían cambiar sus nichos climáticos no solo a lo largo del eje espacial mostrando grandes desplazamientos geográficos y extinciones generalizadas, sino también alterando su historia vital en el tiempo o su fisiología para sobrevivir en las nuevas condiciones climáticas (Bellard et al., 2012). Por lo tanto, el impacto del cambio climático en los ecosistemas, y por ende en los seres humanos, es uno de los mayores retos a los que se enfrenta actualmente nuestra sociedad (IPCC, 2023, 2022). Aunque el actual cambio climático inducido por el hombre está afectando a los ecosistemas de forma más abrupta que en el pasado, es crucial comprender el impacto del clima en los entornos antiguos y su posterior influencia en la evolución, dispersión y distribución de las especies de homínidos (deMenocal, 2011; Gosling et al., 2022; Margari et al., 2023; Stewart y Stringer, 2012; Timmermann et al., 2022). Por lo tanto, la reconstrucción de las respuestas pasadas de los ecosistemas a las perturbaciones externas es esencial para comprender las consecuencias del cambio climático en curso y las de posibles escenarios futuros (Harrison y Bartlein, 2012; IPCC, 2023; Lear et al., 2021).

3.1. Entornos marinos

Uno de los modificadores del paisaje más importantes en las zonas costeras es el cambio del nivel del mar, cuyo principal impulsor en las últimas décadas ha sido el reciente calentamiento global (IPCC, 2023, 2022). En condiciones no antropogénicas, el nivel global del mar ha subido unos 130 m desde el punto más bajo del LGM (Lambeck et al., 2002). El nivel del mar empezó a subir como consecuencia del deshielo de los mantos de hielo en ~19,5-19 ka BP (Carlson y Clark, 2012) y casi se estabilizó después de ~7-6 ka BP (Lambeck et al., 2014). Sin embargo, factores regionales han modulado las variaciones del nivel del mar a escala regional. En este contexto, el noroeste de Iberia mostró niveles del mar fluctuantes, y aunque se detectó un descenso y una estabilización después de 6,8 ka, se produjo un ligero aumento después de 4,2 ka BP (Alonso Millán y Pagés Valcarlos, 2010; García-Artola et al., 2018). Además, tuvieron lugar subidas ocasionales pero significativas del nivel del mar en la costa mediterránea ibérica en el último milenio del Holoceno, por ejemplo, entre 1,6 y 0,2 ka BP (Ejarque et al., 2016). La estabilización general del aumento del nivel del mar en el Holoceno medio permitió identificar los efectos climáticos regionales en las zonas costeras. Por ejemplo, el desarrollo del delta del Ebro en el noreste de Iberia durante la transición del Holoceno temprano al Holoceno medio, al igual que otros deltas mediterráneos, mostró depósitos progradacionales bajo condiciones de aumento moderado a reducido del nivel del mar y de niveles altos, asociados a importantes aportes de sedimentos fluviales (aumento de las precipitaciones; Cearreta et al., 2016). Por otra parte, las barras costeras de arena que protegen lagunas, las marismas y lagunas colgadas en las costas ibéricas experimentaron una inestabilidad significativa, e incluso roturas, como consecuencia de paleoseismos desde el

Holoceno medio, especialmente bajo fases negativas de la NAO (López-Belzunce et al., 2022; Marco-Barba et al., 2013; Ruiz et al., 2020; Sáez et al., 2018). Finalmente, un nuevo agente modificador, la actividad antropogénica, ha jugado un papel importante en las costas ibéricas durante el Holoceno reciente, especialmente en el último milenio, sobreimprimiendo el efecto de las condiciones climáticas sobre las fluctuaciones del nivel del mar (López-Belzunce et al., 2022; Muñoz Sobrino et al., 2014; Ruiz-Pérez y Carmona, 2019; Sáez et al., 2018).

Las asociaciones de cocolitos y foraminíferos planctónicos evidencian que los patrones de afloramiento oceánico, y por tanto la productividad, han cambiado desde el LGM en el Margen Ibérico occidental. Los mínimos del nivel del mar durante el LGM podrían haber forzado una migración hacia el oeste de los centros costeros de afloramiento, posiblemente acompañada de un fortalecimiento de los vientos hacia el norte, promoviendo una alta productividad. Por el contrario, una reducción general del afloramiento en el Holoceno, causada por un sistema de alta presión subtropical de las Azores más débil y el desplazamiento hacia el norte de la corriente de las Azores, dio lugar a condiciones poco productivas en la zona (Palumbo et al., 2013; Salgueiro et al., 2014).

La alternancia entre condiciones subóxicas y óxicas en los ambientes marinos atlánticos al final del último ciclo glacial, correspondiente a cambios climáticos abruptos como LGM, HS1, B-A e YD, controló el desarrollo de las comunidades bentónicas, especialmente de los foraminíferos. Posteriormente, estas faunas se adaptaron a aguas bien oxigenadas durante el Holoceno, probablemente influenciadas por las aguas de la NADW, los flujos de materia orgánica estacionalmente impulsados hacia el fondo marino y la alta productividad (Grunert et al., 2015; Rodríguez-Lázaro et al., 2017). En áreas específicas, como el pro-delta del Tajo en el margen ibérico, las comunidades de foraminíferos bentónicos del Holoceno respondieron a la dinámica de las descargas fluviales durante al menos los últimos 6 ka BP, mostrando un aumento de la productividad bentónica con el aumento de las descargas del Tajo, eventualmente controladas por la evolución climática del oeste de Iberia (Bartels-Jónsdóttir et al., 2015; Dessandier et al., 2018). Más recientemente, los principales cambios en el sistema de afloramiento ibérico occidental y las asociaciones de fitoplancton (dinoflagelados) se han observado desde la segunda mitad del siglo XX. Estos cambios se atribuyen a la variabilidad climática regional (es decir, el calentamiento, el aumento de la estabilidad del agua y la disponibilidad de nutrientes), posiblemente exacerbada por los aportes antropogénicos de nutrientes (Ribeiro et al., 2016, 2012).

3.2.- Medios terrestres

Las dinámicas pasadas del paisaje y la vegetación en la PI han estado controladas por cambios climáticos a corto y largo plazo, pero las actividades humanas han emergido como un agente transformador adicional durante el Holoceno medio-reciente, y particularmente desde época medieval (Carrión et al., 2010 y sus referencias; Aranbarri et al., 2020, 2015; Camuera et al., 2019, 2018; Corella et al., 2012, 2011; González Sampérez et al., 2019; González-Sampérez et al., 2017; López-Sáez et al., 2017, 2014b, 2014a; Morales-Molino y García-Antón, 2014; Morellón et al., 2011; Moreno et al., 2011). La transformación del paisaje es más intensa en las regiones áridas/semiáridas, que actualmente predominan en la mayor parte de las zonas de la PI excepto en las próximas a la costa norte y oeste (Paniagua et al., 2019). En estas zonas áridas/semiáridas ibéricas, principalmente en aquellas dominadas por el clima mediterráneo, el clima

cambiante no solo controla las precipitaciones, sino que también influye en la cubierta vegetal, principal impulsor del desarrollo potencial del suelo y de la erosión (Barreiro-Lostres et al., 2017; Pérez-Lambán et al., 2018). Los eventos erosivos impactaron en los ambientes tobáceos fluviales, provocando grandes cambios en la dinámica fluvial que destruyeron y construyeron barreras tobáceas a lo largo del Holoceno, un nicho ecológico clave en paisajes mediterráneos y semiáridos (Domínguez-Villar et al., 2013). Durante los periodos áridos de larga duración, la cubierta vegetal se retrajo, intensificando las condiciones erosivas potenciales. De este modo, periodos glaciales/estadales y/o áridos globales, como el Holoceno reciente, con cubierta forestal reducida y vegetación escasa, registraron una meteorización y/o erosión de cuenca más fuerte en el sur de Iberia (Camuera et al., 2019, 2018), así como un pobre desarrollo del suelo en algunas zonas del norte de Iberia (Pérez-Lambán et al., 2018). Dentro del contexto árido general del Holoceno reciente, las condiciones húmedas de muy corta duración dieron lugar a una importante erosión, aporte de sedimentos e inundaciones durante el último milenio. Sin embargo, una clara relación entre estos periodos intensificados de aporte de sedimentos a los lagos también coincide con periodos de cambios significativos en el uso del suelo y de erosión en las cuencas (Barreiro-Lostres et al., 2017; Corella et al., 2011). Se trata de una dualidad común del Holoceno reciente difícil de desentrañar: el papel potencial de las actividades humanas amplificando los impactos climáticos naturales (por ejemplo, García-Alix et al., 2017; Vicente de Vera García et al., 2023).

Los diferentes ciclos de avance/retroceso de los glaciares, controlados en última instancia por la dinámica atmosférica y oceánica del hemisferio norte, han modelado los paisajes glaciares y periglaciares del Cuaternario en las cordilleras ibéricas (es decir, Pirineos, cordillera Cantábrica, cordillera Noroccidental, cordillera Central, cordillera Ibérica y cordillera Bética; Oliva et al., 2019). Aunque el retroceso glaciar no fue continuo ni uniforme tras el LGM en la PI bajo condiciones de insolación estival creciente (García-Ruiz et al., 2016), las depresiones antes ocupadas por glaciares en algunas cordilleras dieron lugar a lagos y/o turberas, especialmente durante el B-A y el Holoceno más temprano (Castillo Martín, 2016). Los registros sedimentarios de estos humedales alpinos remotos, altamente sensibles al clima, constituyen archivos excepcionales del cambio climático (Catalán et al., 2017, 2013; Zamora y Oliva, 2022).

La productividad postglacial a largo plazo en varios lagos ibéricos estuvo controlada por las temperaturas, muy dependientes de la insolación en los sistemas alpinos (Jiménez-Moreno et al., 2023a; Muñoz Sobrino et al., 2013). Del mismo modo, la evolución a largo plazo de la hidrología fue impulsada por los cambios en la insolación desde el LGM (Camuera et al., 2022, 2018; García-Alix et al., 2021; González-Sampériz et al., 2020; Santisteban et al., 2019). Sin embargo, la respuesta de los niveles lacustres a estos cambios de insolación, modulados por el balance precipitación/evapotranspiración local, no fue uniforme en los distintos sectores de la PI (Camuera et al., 2018; Morellón et al., 2018). Las variaciones del nivel de los lagos, tanto a largo como a corto plazo, acabaron condicionando el desarrollo de la vegetación de humedales y riberas en ambientes de agua dulce (Camuera et al., 2019).

3.3. Vegetación e incendios

Las reconstrucciones de la vegetación y de los incendios regionales en la PI se han realizado tradicionalmente mediante análisis de polen y de carbón/microcarbón sedimentario tanto en

registros marinos como continentales, ya que proporcionan archivos de alta resolución que documentan los cambios de los ecosistemas terrestres. Existen muy pocas reconstrucciones de la vegetación mediante restos de macrofósiles vegetales, que son especialmente útiles en turberas (Castro et al., 2020, 2015). Durante el último ciclo glacial-interglacial, la insolación dominada por la precesión a escala orbital, y en menor medida la excentricidad, fueron los factores más importantes que controlaron los cambios climáticos a largo plazo en la PI, forzando respuestas regionales de la cubierta vegetal (Camuera et al., 2019; González-Sampériz et al., 2020). A escalas temporales más cortas, la vegetación respondió a la variabilidad climática de escala milenaria a centenaria desde el LGM, (eventos estadales fríos-áridos e interestadales cálidos-húmedos, como los eventos HS1, B-A, YD, o Dansgaard-Oeschger (DO)), impulsados por la dinámica atmosférica, oceánica y solar (Camuera et al., 2021, 2019; Fletcher et al., 2010; Gomes et al., 2020; González-Sampériz et al., 2020, 2017; Jiménez-Moreno et al., 2023b; López-Sáez et al., 2020, 2014a; Moreno et al., 2012a; María J Ramos-Román et al., 2018; Ramos-Román et al., 2016; Vegas et al., 2010). Estas oscilaciones climáticas de alta y baja frecuencia también controlaron la actividad del fuego, ya que los incendios forestales dependen de la disponibilidad de biomasa. Así, los incendios forestales solían desarrollarse con mayor intensidad en periodos húmedos y cálidos como el B-A o el Holoceno temprano-medio, cuando se disponía de mayor biomasa combustible (mayor desarrollo de la vegetación) (Burjachs y Expósito, 2015; Gil-Romera et al., 2014; Jiménez-Moreno et al., 2023b), y con menor intensidad en intervalos fríos y secos como HS1 o YD (Genet et al., 2021; Gil-Romera et al., 2014; Jiménez-Moreno et al., 2023b).

Al final del último ciclo glacial, durante el Estadio Isotópico Marino (MIS) 2, algunos taxones mesotérmicos encontraron refugio en las plataformas costeras mediterráneas y en los valles intramontañosos, recuperándose y dispersándose de nuevo en el Holoceno (González-Sampériz et al., 2010). En conjunto, la PI registró un bajo/moderado desarrollo de la vegetación mesófila y de los bosques tras el LGM, que aumentó bruscamente cuando se incrementó la temperatura estival, al inicio del B-A, y especialmente durante el Holoceno temprano, cuando prevalecieron condiciones más cálidas y húmedas. En cualquier caso, las características específicas de la vegetación dependieron de la localización geográfica y, por ejemplo, la vegetación boscosa exhibió componentes de bosque más templado y menos mediterráneo en el norte de Iberia que en las zonas meridionales desde el LGM (Camuera et al., 2019; Gomes et al., 2020; González-Sampériz et al., 2020, 2017). Los valores más bajos de insolación estival en el Holoceno medio coinciden con una tendencia general hacia zonas menos boscosas en la PI después de ca. 6 ka BP, o incluso antes en zonas alpinas muy sensibles. Esta retracción fue más notable en el Holoceno reciente (Alba-Sánchez et al., 2021; Gomes et al., 2020; González-Sampériz et al., 2017; Jiménez-Moreno et al., 2022; López-Sáez et al., 2014a; Manzano et al., 2019; Morales-Molino y García-Antón, 2014; María J. Ramos-Román et al., 2018). La disminución de las áreas boscosas en el Holoceno medio también se evidenció por una disminución de ~200-400 m en el límite del bosque en los Pirineos después de 5,7 ka BP (Leunda et al., 2019). Para diferenciar esta fase del Holoceno medio de transformación de la vegetación en la Iberia mediterránea se ha sugerido un periodo transicional entre el Holoceno temprano-medio húmedo (antes de ~7 ka) y el Holoceno medio-reciente árido (después de 5,5 ka BP) (Pérez-Obiol et al., 2011).

El escenario de incendios es intrincado en el Holoceno, cuando los incendios forestales no siempre fueron simultáneos, incluso dentro de la misma región. Esta complejidad se debe a

las complicadas interacciones naturales entre el fuego, el clima, el paisaje y la vegetación, además de las actividades humanas que perturbaron la dinámica natural del Holoceno más reciente (Anderson et al., 2011; Burjachs y Expósito, 2015; García-Alix et al., 2013; Genet et al., 2021; Gil-Romera et al., 2014, 2010; Jiménez-Moreno et al., 2023b, 2013; Leunda et al., 2020; Pérez-Obiol et al., 2011). Sin embargo, en general, el Holoceno temprano y el Holoceno temprano-medio registraron una actividad incendiaria de moderada a alta bajo una elevada insolación estival, condiciones cálidas y húmedas y la expansión de la vegetación mesófila, proporcionando elevadas cargas de biomasa combustible. Esto contrasta con una disminución de la actividad incendiaria derivada de la retracción de las áreas boscosas en el Holoceno medio (Anderson et al., 2011; Burjachs y Expósito, 2015; Gil-Romera et al., 2014, 2010; Leunda et al., 2020; Morales-Molino et al., 2018). Más concretamente, los estudios realizados en el suroeste de Iberia sugieren incendios recurrentes del Holoceno temprano de baja intensidad que afectaron a la vegetación cerrada e incendios menos frecuentes pero de alta intensidad después de 8 ka BP. Esto fue contemporáneo con la degradación del bosque mediterráneo y la expansión de la vegetación abierta (matorral dominado por Ericaceae; Genet et al., 2021). En este sentido, se supone que el clima y la actividad natural de los incendios fueron los principales factores que influyeron en el desarrollo de la vegetación durante el Holoceno temprano y medio (Gil-Romera et al., 2014; Mighall et al., 2023), aunque la vegetación ha demostrado ser muy resistente a las perturbaciones provocadas por los incendios en algunas zonas de Iberia (por ejemplo, Iberia central; López-Sáez et al., 2014).

Además del clima, otro agente significativo que determinó la dinámica de la vegetación tras la transición del Holoceno medio-reciente fue la actividad humana (Carrion et al., 2010; Mighall et al., 2023). Sin embargo, los incendios (naturales o inducidos por el hombre) aún podrían haber jugado un papel importante en la renovación de la vegetación (Brisset et al., 2020; González Sampériz et al., 2019), ya que los bosques eran incapaces de recuperarse completamente tras los eventos de fuego (López-Sáez et al., 2014a). En este sentido, la sucesión de la vegetación tras eventos de incendios forestales en áreas mediterráneas, donde el bosque/maquia mediterráneo/a solía recuperarse tras el declive del bosque, evolucionó hacia una sustitución por matorral en el Holoceno reciente (Burjachs y Expósito, 2015). A pesar de que las condiciones generales de aridez de esos milenios y de la expansión del matorral que redujeron la biomasa combustible disponible, especialmente en los últimos milenios, la aparición de incendios naturales quedó enmascarada por actividades humanas como la metalurgia, la minería, la fundición, la tala de bosques, el pastoreo o la agricultura, que intensificaron el desarrollo del fuego (Anderson et al., 2011; Burjachs y Expósito, 2015; García-Alix et al., 2013; Genet et al., 2021; Gil-Romera et al., 2014, 2010; Jiménez-Moreno et al., 2023b, 2022, 2013; Leunda et al., 2020; Luelmo-Lautenschlaeger et al., 2019; Morales-Molino et al., 2018; Pérez-Obiol et al., 2011).

La dinámica forestal anual a decadal en el último milenio puede investigarse mediante análisis de anillos de árboles. Los bosques subalpinos pirenaicos durante los últimos 700 años han estado controlados principalmente por la temperatura (Garcés-Pastor et al., 2018), impulsada por la variabilidad solar y el vulcanismo en escalas de tiempo multidecadales durante la época preindustrial (Dorado Liñán et al., 2012). Sin embargo, los controles sobre la variabilidad de la temperatura en el siglo XX no están claros (Dorado Liñán et al., 2012). Otros tipos de bosques son más dependientes de la disponibilidad de agua. Este es el caso

de los enebros de la cordillera del Sistema Ibérico, que respondieron a la interacción entre los vientos del oeste atlánticos y las depresiones mediterráneas durante los últimos 200-300 años, siendo especialmente sensibles a las sequías de finales de primavera-principios de verano (Esper et al., 2015). De forma similar, las poblaciones de abedul en Iberia central respondieron negativamente al déficit hídrico estival en los últimos 60 años, mostrando una tendencia de decrecimiento desde principios del siglo XXI (de Andrés et al., 2023). En algunos casos, el efecto combinado del clima y la presión humana ha afectado a la distribución y resiliencia de algunos bosques, como los bosques de *Abies pinsapo* en el sur de Iberia durante el último milenio (Alba-Sánchez et al., 2019).

3.4. Clima, medio ambiente y poblaciones humanas

Aunque en general la dinámica de las poblaciones paleolíticas y neolíticas dependía en gran medida del clima y de las fluctuaciones ambientales naturales, las oscilaciones climáticas bruscas y las duras condiciones ambientales al final del último ciclo glacial, como durante el HS2, el LGM, el HS1 e incluso el YD, no parecieron afectar gravemente a las ocupaciones humanas en el norte-noreste y centro de PI (Alcaraz-Castaño et al., 2021; Alday et al., 2018; López-Sáez et al., 2017, 2014a, 2014b; Montes et al., 2016; Pérez Díaz y López-Sáez, 2019). Esto reforzaría la hipótesis de que el SO de Europa sirvió como área de refugio durante el Paleolítico Superior (Pérez Díaz y López-Sáez, 2019). Sin embargo, las duras condiciones a escala centenaria provocadas por eventos climáticos de corta duración, como los eventos 8,2 ka o 4,2 ka, desencadenaron crisis sociales ibéricas; por ejemplo, la despoblación en la cuenca del Ebro durante el evento 8,2 ka (González-Sampériz et al., 2009), los cambios en las estrategias de subsistencia en el sur de Iberia entre el 8,2 ka y el 7,3 ka (Cortés Sánchez et al., 2012), o las transformaciones demográficas y migraciones en torno al evento del 4,2 ka (Lillios et al., 2016), entre otros.

Las poblaciones humanas del sur de PI han utilizado los recursos costeros desde tiempos neandertales. Este consumo aumentó durante la deglaciación, especialmente desde la transición HS1-B-A, disminuyó durante el YD y aumentó a lo largo del Holoceno hasta el Calcolítico (Cortés-Sánchez et al., 2023; Naito et al., 2022). El aumento del nivel del mar en el Holoceno modeló la morfología costera e influyó en los patrones de asentamiento de los grupos humanos tanto en el Mesolítico como en el Neolítico temprano (Val-Peón et al., 2021). Los cambios en los ecosistemas continentales y marinos, incluidas las variaciones en la intensidad del afloramiento, los cambios en el nivel del mar, el aumento de la aridez y el descenso de la temperatura entre 8,2 y 7,3 ka BP, pueden haber desencadenado una crisis de subsistencia mesolítica que afectó negativamente a las poblaciones del Magreb y de la costa ibérica (Cortés Sánchez et al., 2012; Val-Peón et al., 2021). Estos cambios afectaron a la fauna terrestre y marina disponible para los cazadores-recolectores del Mesolítico y condujeron a la sustitución de las economías costeras por culturas agrícolas y pastoriles. Esta transición preparó el escenario para el rápido desarrollo y dispersión de la cultura neolítica en el sur de Iberia en $\sim 7,3 \pm 0,2$ ka BP (Cortés Sánchez et al., 2012).

A pesar de algunas evidencias anteriores y de pequeñas diferencias en el tiempo y en el espacio, la evolución natural de los paisajes, especialmente los vegetativos, se ha visto sobrepresionada por las actividades humanas desde la transición del Holoceno medio-reciente (Aranbarri et al., 2020, 2015; Brisset et al., 2020; Carrión et al., 2022; Carrión et

al., 2010; González Sampériz et al., 2019; González-Sampériz et al., 2017; López-Sáez et al., 2017, 2014a, 2014b; Morales-Molino y García-Antón, 2014; Moreno et al., 2011). Esto concuerda con el establecimiento de “paisajes culturales” durante la expansión de la cultura calcolítica (López-Sáez et al., 2014a). Aunque cuantificar el impacto humano real sobre la vegetación a lo largo del Holoceno es un reto, la mayor retracción forestal del Holoceno reciente y la expansión de la vegetación abierta contrastan con la ausencia de cambios notables en la cubierta vegetal en la última parte del penúltimo periodo interglacial, cuando no hubo influencia antropogénica (MIS 5e, Eemense; Camuera et al., 2019; González-Sampériz et al., 2020).

Otro impacto humano significativo sobre los medios naturales desde la edad de los metales lo evidencia la contaminación por metales pesados en medios acuáticos, aportados bien por escorrentía y/o por deposición atmosférica, como consecuencia de las actividades mineras (primero) e industriales (recientemente) en la PI, especialmente desde la época romana (Corella et al., 2021; García-Alix et al., 2017, 2013; Griffore et al., 2023; Hillman et al., 2017; Martínez Cortizas et al., 2016; Martín-Puertas et al., 2010; Sánchez et al., 2021; Silva-Sánchez y Armada, 2023). Estas actividades mineras junto con la tala de bosques, los cambios en los usos del suelo, el desarrollo de campos de cultivo para la agricultura y el pastoreo, o los incendios provocados por el hombre, han conllevado un aumento de la erosión del paisaje, un mayor aporte de sedimentos hacia los sistemas acuáticos y, en algunos casos, la eutrofización de los lagos (Aranbarri et al., 2020, 2015; Barreiro-Lostres et al., 2014; Brisset et al., 2020; Corella et al., 2012, 2011; García-Alix et al., 2013; Gardoki et al., 2023; González Sampériz et al., 2019; González-Sampériz et al., 2017; López-Sáez et al., 2017, 2014a, 2014b; Martín-Puertas et al., 2010; Morales-Molino y García-Antón, 2014; Moreno et al., 2011; Ortiz et al., 2024, 2016; Vicente de Vera García et al., 2023).

En general, las intervenciones humanas en el medio ambiente en el pasado se diseñaron frecuentemente para hacer frente a crisis relacionadas con el clima, siendo las sequías una de las preocupaciones más importantes en las sociedades ibéricas preindustriales. Los registros paleobotánicos ibéricos muestran una combinación de debilitamiento de la presión antropogénica y dinámica de aridificación en torno al evento de 4,2 ka, en la transición entre el Calcolítico y la Edad del Bronce, sin que se produzca una estabilización y recuperación visibles hasta la Edad del Bronce tardía. Sin embargo, el impacto de los cambios climáticos en torno al evento de 4,2 ka varía a lo largo de Iberia (Blanco-González et al., 2018; Brisset et al., 2020; Lillios et al., 2016). En las sociedades del sur de Iberia, por ejemplo, los cambios en las precipitaciones invernales y la estacionalidad podrían haber desempeñado un papel importante en el desarrollo de las actividades agrícolas. Estos cambios probablemente desencadenaron un declive demográfico en el suroeste de Iberia después de 4,8 ka BP (Schirrmacher et al., 2020) y una migración de la población del suroeste al sureste de Iberia, de acuerdo con el surgimiento de la cultura Millares en el sureste de Iberia (Lillios et al., 2016). A pesar de las duras condiciones ambientales asociadas al evento de 4,2 ka, caracterizadas por la disminución de las precipitaciones invernales y las graves sequías estivales, la cultura argárica experimentó un auge en el sureste de la PI Ibérica durante la Edad del Bronce Temprana (Lillios et al., 2016; Schirrmacher et al., 2020). Este escenario global seco en la PI también promovió el desarrollo de la cultura de las Motillas en La Mancha (área de la Meseta, Iberia Central;

Blanco-González et al., 2018). Estas comunidades ya estaban asentadas en ~4,3 ka BP y el evento de 4,2 ka probablemente propició la aparición de las Motillas, pozos fortificados diseñados para extraer y proteger el agua subterránea de acuíferos poco profundos. Estos sistemas se expandieron rápidamente por esta región en respuesta a las necesidades de agua durante esta crisis climática y ambiental (Blanco-González et al., 2018; López-Sáez et al., 2014b; Mejías Moreno et al., 2020). Sin embargo, las condiciones más húmedas que se alcanzaron después de ~3,8 ka BP, con un máximo de humedad entre 3,6-3,4 ka BP, promoviendo la elevación de los niveles freáticos y la recuperación de ríos y zonas húmedas. En consecuencia, estos asentamientos con pozos fortificados fueron abandonados a ~3,4 ka BP (Blanco-González et al., 2018; López-Sáez et al., 2014b; Mejías Moreno et al., 2020).

La expansión del Imperio Romano en la PI coincidió con un periodo de prosperidad general y condiciones húmedas, pero sus etapas finales fueron coetáneas a desastres naturales, como plagas (por ejemplo, la peste de Cipriano, 249-262 d.C.), una mayor variabilidad climática con periodos de graves sequías y fenómenos meteorológicos extremos que podrían haber afectado negativamente a los cultivos y al sistema agrícola del sur de Iberia (Gázquez et al., 2020). Las sequías también pueden haber contribuido a las guerras civiles visigodas e islámicas entre mediados del siglo V y mediados del X y a la crisis visigoda y la expansión islámica en la PI durante el siglo VIII (Camuera et al., 2023). Muchas de estas sequías, y otros eventos climáticos extremos, han quedado registrados en documentos escritos como crónicas, diarios o fuentes administrativas (Camuffo et al., 2010; Domínguez-Castro et al., 2014, 2012, 2010; Fernández-Fernández et al., 2017, 2015). Además, existen registros de ceremonias de rogativa “propluvia” en la PI desde el siglo XIV, pero especialmente desde los siglos XVI-XVII hasta la primera mitad del siglo XIX, cuando pobladores de distintas regiones de la PI solicitaban la intervención divina para que lloviera en periodos de extrema sequedad que repercutían en la agricultura y la ganadería (Bravo-Paredes et al., 2020; Domínguez-Castro et al., 2021; Tejedor et al., 2019). En la mayoría de los casos, estos archivos relacionados con la precipitación estaban causados por el impacto de la NAO sobre la PI (Bravo-Paredes et al., 2020; Camuera et al., 2023; Domínguez-Castro et al., 2021; Gázquez et al., 2020; Tejedor et al., 2019). El registro paleoambiental de la PI también proporciona ejemplos de recuperación de ecosistemas cuando el impacto humano sobre el medio disminuyó como consecuencia de crisis de pandemias sociales, como la peste de Justiniano (541-543 EC) o la peste negra (1348-1351 EC). Estas pandemias tuvieron un impacto negativo en la demografía y provocaron una ralentización de la agricultura, el cultivo de árboles y la ganadería, mientras que las zonas boscosas se recuperaron (Luelmo Lautenschlaeger et al., 2021a, 2021b).

La agricultura ibérica también evolucionó para mejorar el rendimiento de los cultivos, probablemente debido a las variaciones espaciales de las precipitaciones y al desarrollo socioeconómico, pasando de un cultivo impulsado por el clima a otro impulsado por el hombre entre el siglo XVII y la primera mitad del siglo XVIII (Santisteban et al., 2021), pero con algunas excepciones. Por ejemplo, tras la expansión del cultivo del olivo en la Alta Edad Media, su variabilidad posterior dependió de las condiciones climáticas, por lo que pudo verse afectado por la actual tendencia a la aridificación de las zonas mediterráneas (Ramos-Román et al., 2019).

4. Conclusiones y perspectivas de futuro

En este capítulo se han resumido los principales resultados sobre la variabilidad climática pasada en la PI producidos en la última década por grupos de investigación nacionales e internacionales. Los últimos diez años representan un gran avance en la generación de nuevos conocimientos paleoclimáticos en la región ibérica, gracias tanto a la evolución de los datos de indicadores (*proxy* en inglés) como a las mejoras en las simulaciones de modelos. Una novedad importante en la comunidad paleoclimática ibérica ha sido la estabilización de la línea de investigación sobre los espeleotemas como archivos de las variaciones climáticas ibéricas. Nuevos registros de espeleotemas, generalmente con perfiles isotópicos de alta resolución y cronologías robustas, han cubierto interesantes intervalos de tiempo (por ejemplo, la última deglaciación), proporcionando evidencias de rápidos cambios en el ambiente terrestre (por ejemplo, Bernal-Wormull et al., 2021). Además, la buena superposición de algunas estalagmitas con el registro instrumental, vinculando así los climas pasados y presentes, ha allanado el camino para cuantificar los cambios de temperatura en el pasado (Bartolomé et al., 2024; Martín-Chivelet et al., 2013). En el ámbito marino, la mejora de las cronoestratigrafías de sondeos sedimentarios (por ejemplo, Waelbroeck et al., 2019) ha representado un avance significativo en nuestra capacidad para reconstruir la variabilidad climática del pasado con una resolución sin precedentes (por ejemplo, Martrat et al., 2014). Para todos los tipos de archivos, el uso cada vez más común de un enfoque bayesiano para construir modelos de edad, junto con el aumento del número de dataciones y métodos de datación, ha conducido a una mejora significativa de las cronologías y a una mejor definición de las incertidumbres cronológicas asociadas.

Otra mejora importante se basa en la puesta en marcha y aplicación de nuevos indicadores, la implementación de procedimientos de calibración estadísticamente robustos y el desarrollo de funciones de transferencia innovadoras que facilitan la estimación cuantitativa de variables climáticas a lo largo del pasado. Esto es particularmente innovador en el medio terrestre (García-Alix et al., 2020; Gázquez et al., 2018; Jiménez-Moreno et al., 2023a; Rodrigo-Gámiz et al., 2022), donde la extracción de valores absolutos de temperatura a partir de datos geoquímicos no es tan común como en el ámbito marino. Aunque se han llevado a cabo mejoras significativas en la comunidad paleoclimática continental para mejorar la interpretación de los indicadores mediante el seguimiento y la modelización (por ejemplo, Domínguez-Villar et al., 2021; Krklec y Domínguez-Villar, 2014), está claro que se requiere un mayor esfuerzo para desentrañar los complejos controles de muchos indicadores. Sin embargo, el ámbito marino ha sido testigo de la rápida implementación y aplicación de paleotermómetros relativamente nuevos (por ejemplo, Morcillo-Montalbá et al., 2021). Esto último, junto con el perfeccionamiento del conocimiento existente de paleotermómetros bien establecidos en términos del hábitat de los organismos precursores (estación y profundidad) y el impacto potencial sobre las temperaturas derivadas de factores de influencia pasados por alto como el transporte hidrodinámico predeposicional (p. ej., Ausín et al., 2022, 2019; Català et al., 2019; Morcillo-Montalbá et al., 2021), ha permitido la producción de reconstrucciones de temperatura más precisas a partir de testigos de sedimentos marinos.

La diversidad regional es una característica intrínseca de la PI, con diferentes respuestas al cambio climático de norte a sur, del Atlántico al Mediterráneo. Sin embargo, también existe un patrón común entre las distintas regiones durante algunos periodos climáticos y una sincronía general durante muchos cambios climáticos rápidos con otras zonas del hemisferio norte. Así, los cambios climáticos rápidos de la última deglaciación se han identificado bien en la PI con

nuevos registros marinos y terrestres de alta resolución, e incluso ha sido posible caracterizar la variabilidad intraevento, con ejemplos en el YD (Bartolomé et al., 2015) o HS1 (Camuera et al., 2021; Sierro et al., 2020), y conectarla con mecanismos globales de cambio climático (por ejemplo, Álvarez-Solas et al., 2013). Esto último ha permitido recientemente acercarse a los cambios climáticos rápidos, abriendo la puerta a la identificación del papel de diferentes mecanismos que han causado importantes reorganizaciones en nuestro sistema climático. La diversidad espacial y temporal del Holoceno ha sido abordada por el aumento de registros disponibles que cubren la mayor parte de la PI y los mares circundantes. De hecho, en la última década, muchos registros nuevos han demostrado las diferencias regionales tanto temporales como en la respuesta de los ecosistemas a lo largo de las subetapas del Holoceno (por ejemplo, el inicio del Holoceno, Morellón et al., 2018). Además, se ha puesto sobre la mesa la compleja interpretación de muchos indicadores respecto a la estación registrada o su representatividad regional, tanto en sistemas marinos (Català et al., 2019) como terrestres (Moreno et al., 2017). Cabe destacar la complejidad de la reconstrucción climática ibérica, relacionada con las características de las zonas atlántica y mediterránea, tanto en cambios de temperatura como de precipitación, junto con diferencias notables en el impacto sobre la vegetación o la frecuencia de incendios. Los últimos 2000 años son un periodo importante para relacionar los cambios observados en el clima ibérico con sus mecanismos de forzamiento, como los patrones atmosféricos particulares explicados por la NAO (Hernández et al., 2015) o el vulcanismo (Tejedor et al., 2016). Solo la combinación de indicadores, especialmente cuando se calibran con el registro instrumental, y las simulaciones climáticas para la CE permitirán contextualizar mejor el calentamiento actual ya registrado en muchos archivos paleoclimáticos (por ejemplo, glaciares, Vidaller et al., 2023).

Por último, los esfuerzos futuros deben dirigirse a mejorar nuestros vínculos y el trabajo conjunto entre las dos comunidades paleoclimáticas que históricamente han evolucionado en paralelo utilizando enfoques distintos: los datos de indicadores y los modelos climáticos. Sin duda, la comparación de indicadores medidos y simulados es un ejercicio extraordinario para profundizar en nuestro conocimiento de los motores e impactos del cambio climático. Por ejemplo, la comparación de los dos tipos de aproximaciones para los últimos 2000 años mostró importantes diferencias, probablemente debidas a la gran variabilidad de los indicadores inducida por el forzamiento local y a la variabilidad regional interna no captada en las simulaciones. Además, los datos indirectos suelen estar sesgados estacionalmente y no suelen representar medias anuales, lo que dificulta aún más su interpretación y comparación con las simulaciones numéricas obtenidas. La mejora de las cronologías, en particular mediante la exploración de métodos de datación que aprovechen las nuevas metodologías (por ejemplo, la tefrocronología), es una forma correcta de sincronizar y correlacionar registros de distintas regiones y facilitará sin duda la comparación de datos y modelos enmarcados en la misma escala de edad. A pesar de la aparición de nuevas reconstrucciones cuantitativas en la PI, éstas siguen siendo escasas y realmente necesarias para completar las lagunas y retos pendientes antes mencionados, con el fin de reducir la incertidumbre en las proyecciones climáticas futuras.

Referencias

- Abrantes, F., Rodrigues, T., Montanari, B., Santos, C., Witt, L., Lopes, C., Voelker, A.H.L., 2011. Climate of the last millennium at the southern pole of the North Atlantic Oscillation: an inner-shelf sediment record of flooding and upwelling. *Clim. Res.* 48, 261–280.
- Abrantes, F., Rodrigues, T., Rufino, M., Salgueiro, E., Oliveira, D., Gomes, S., Oliveira, P., Costa, A., Mil-Homens, M., Drago, T., Naughton, F., 2017. The climate of the Common Era off the Iberian Peninsula. *Clim Past* 13, 1901–1918. <https://doi.org/10.5194/cp-13-1901-2017>
- Alba-Sánchez, F., Abel-Schaad, D., López-Sáez, J.A., Sabariego-Ruiz, S., Pérez-Díaz, S., Luelmo-Lautenschlaeger, R., Garrido-García, J.A., 2021. Early anthropogenic change in western Mediterranean mountains (Sierra Nevada, SE Spain). *Anthropocene* 33, 100278. <https://doi.org/10.1016/j.ancene.2021.100278>
- Alba-Sánchez, F., López-Sáez, J.A., Abel-Schaad, D., Sabariego Ruiz, S., Pérez-Díaz, S., González-Hernández, A., Linares, J.C., 2019. The impact of climate and land-use changes on the most southerly fir forests (*Abies pinsapo*) in Europe. *The Holocene* 29, 1176–1188. <https://doi.org/10.1177/0959683619838043>
- Alcaraz-Castaño, M., Alcolea-González, J.J., de Andrés-Herrero, M., Castillo-Jiménez, S., Cuartero, F., Cuenca-Bescós, G., Kehl, M., López-Sáez, J.A., Luque, L., Pérez-Díaz, S., Piqué, R., Ruiz-Alonso, M., Weniger, G.-C., Yravedra, J., 2021. First modern human settlement recorded in the Iberian hinterland occurred during Heinrich Stadial 2 within harsh environmental conditions. *Sci. Rep.* 11, 15161. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-94408-w>
- Alday, A., Domingo, R., Sebastián, M., Soto, A., Aranbarri, J., González-Sampériz, P., Sampietro-Vattuone, M.M., Utrilla, P., Montes, L., Peña-Monné, J.L., 2018. The silence of the layers: Archaeological site visibility in the Pleistocene-Holocene transition at the Ebro Basin. *Quat. Sci. Rev.* 184, 85–106. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.11.006>
- Alonso Millán, Á., Pagés Valcarlos, J.L., 2010. Evolución del nivel del mar durante el Holoceno en el noroeste de la Península Ibérica. *Rev. Soc. Geológica Esp.* 23, 157–167.
- Alvarez-Solas, J., Banderas, R., Robinson, A., Montoya, M., 2019. Ocean-driven millennial-scale variability of the Eurasian ice sheet during the last glacial period simulated with a hybrid ice-sheet–shelf model. *Clim. Past* 15, 957–979. <https://doi.org/10.5194/cp-15-957-2019>
- Álvarez-Solas, J., Montoya, M., Ritz, C., Ramstein, G., Charbit, S., Dumas, C., Nisancioglu, K., Dokken, T., Ganopolski, A., 2011. Heinrich event 1: an example of dynamical ice-sheet reaction to oceanic changes. *Clim. Past* 7, 1297–1306. <https://doi.org/10.5194/cp-7-1297-2011>
- Alvarez-Solas, J., Robinson, A., Montoya, M., Ritz, C., 2013. Iceberg discharges of the last glacial period driven by oceanic circulation changes. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 110, 16350–16354. <https://doi.org/10.1073/pnas.1306622110>
- Anderson, R.S., Jiménez-Moreno, G., Carrión, J.S., Pérez-Martínez, C., 2011. Postglacial history of alpine vegetation, fire, and climate from Laguna de Río Seco, Sierra Nevada, southern Spain. *Quat. Sci. Rev.* 30, 1615–1629. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.03.005>

- Aranbarri, J., Alcolea, M., Badal, E., Vila, S., Allué, E., Iriarte-Chiapusso, M.J., Sebastián, M., Magri, D., González-Sampériz, P., 2020. Holocene history of Aleppo pine (*Pinus halepensis* Mill.) woodlands in the Ebro Basin (NE Spain): Climate-biased or human-induced? *Rev. Palaeobot. Palynol.* 279, 104240. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2020.104240>
- Aranbarri, J., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Gil-Romera, G., Sevilla-Callejo, M., García-Prieto, E., Di Rita, F., Mata, M.P., Morell³n, M., Magri, D., Rodríguez-Lázaro, J., Carri³n, J.S., 2014. Rapid climatic changes and resilient vegetation during the Lateglacial and Holocene in a continental region of south-western Europe. *Glob. Planet. Change* 114, 50–65.
- Aranbarri, J., González-Sampériz, P., Iriarte, E., Moreno, A., Rojo-Guerra, M., Peña-Chocarro, L., Valero-Garcés, B., Leunda, M., García-Prieto, E., Sevilla-Callejo, M., Gil-Romera, G., Magri, D., Rodríguez-Lázaro, J., 2015. 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. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 436, 41–57. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.06.030>
- Ausín, B., Flores, J.A., Sierro, F.J., Bárcena, M.A., Hernández-Almeida, I., Francés, G., Gutiérrez-Arnillas, E., Martrat, B., Grimalt, J.O., Cacho, I., 2015. Coccolithophore productivity and surface water dynamics in the Alboran Sea during the last 25kyr. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 418, 126–140. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.11.011>
- Ausín, Blanca, Flores, J.A., Sierro, F.J., Cacho, I., Hernández-Almeida, I., Martrat, B., Grimalt, J.O., 2015. Atmospheric patterns driving Holocene productivity in the Alboran Sea (Western Mediterranean): A multiproxy approach. *Holocene* 25, 583–595. <https://doi.org/10.1177/0959683614565952>
- Ausín, B., Haghipour, N., Bruni, E., Eglinton, T., 2022. The influence of lateral transport on sedimentary alkenone paleoproxy signals. *Biogeosciences* 19, 613–627. <https://doi.org/10.5194/bg-19-613-2022>
- Ausín, B., Hodell, D.A., Cutmore, A., Eglinton, T.I., 2020. The impact of abrupt deglacial climate variability on productivity and upwelling on the southwestern Iberian margin. *Quat. Sci. Rev.* 230, 106139–106139. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106139>
- Ausín, B., Magill, C., Haghipour, N., Fernández, Á., Wacker, L., Hodell, D., Baumann, K.-H., Eglinton, T.I., 2019. (In)coherent multiproxy signals in marine sediments: Implications for high-resolution paleoclimate reconstruction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 515, 38–46. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.03.003>
- Ausín, B., Sarnthein, M., Haghipour, N., 2021. Glacial-to-deglacial reservoir and ventilation ages on the southwest Iberian continental margin. *Quat. Sci. Rev.* 255, 106818–106818. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106818>
- Bahr, A., Kaboth, S., Jiménez-Espejo, F.J., Sierro, F.J., Voelker, A.H.L., Lourens, L., Röhl, U., Reichert, G.J., Escutia, C., Hernández-Molina, F.J., Pross, J., Friedrich, O., 2015. Persistent monsoonal forcing of Mediterranean Outflow Water dynamics during the late Pleistocene. *Geol. Boulder* 43, 951–951.
- Baldini, L.M., Baldini, J.U.L., McDermott, F., Arias, P., Cueto, M., Fairchild, I.J., Hoffmann, D.L., Matthey, D.P., Müller, W., Nita, D.C., Ontañón, R., García-Moncó, C., Richards, D.A., 2019. North Iberian temperature and rainfall seasonality over the Younger Dryas and Holocene. *Quat. Sci. Rev.* 226. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.105998>
- Banderas, R., Á, Ivarez-Solas, J., Montoya, M., 2012. Role of CO₂ and Southern Ocean winds in glacial abrupt climate change. *Clim. Past* 8, 1011–1021. <https://doi.org/10.5194/cp-8-1011-2012>

- Banderas, R., Alvarez-Solas, J., Robinson, A., Montoya, M., 2018. A new approach for simulating the paleo-evolution of the Northern Hemisphere ice sheets. *Geosci. Model Dev.* 11, 2299–2314. <https://doi.org/10.5194/gmd-11-2299-2018>
- Banderas, R., Alvarez-Solas, J., Robinson, A., Montoya, M., 2015. An interhemispheric mechanism for glacial abrupt climate change. *Clim. Dyn.* 44, 2897–2908. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2211-8>
- Barker, S., Knorr, G., 2021. Millennial scale feedbacks determine the shape and rapidity of glacial termination. *Nat. Commun.* 14. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-22388-6>
- Barreiro-Lostres, F., Moreno, A., Giral, S., Caballero, M., 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*.
- Barreiro-Lostres, F., Moreno, A., González-Sampériz, P., Giral, S., Nadal-Romero, E., Valero-Garcés, B., 2017. Erosion in Mediterranean mountain landscapes during the last millennium: a quantitative approach based on lake sediment sequences (Iberian Range, Spain). *CATENA* 149, 782–798. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.05.024>
- Barriendos, M., Gil-Guirado, S., Pino, D., Tuset, J., Pérez-Morales, A., Alberola, A., Costa, J., Balasch, J.C., Castellort, X., Mazón, J., Ruiz-Bellet, J.L., 2019. Climatic and social factors behind the Spanish Mediterranean flood event chronologies from documentary sources (14th–20th centuries). *Glob. Planet. Change* 182. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.102997>
- Bartels-Jónsdóttir, H.B., Voelker, A.H.L., Abrantes, F.G., Salgueiro, E., Rodrigues, T., Knudsen, K.L., 2015. High-frequency surface water changes in the Tagus prodelta off Lisbon, eastern North Atlantic, during the last two millennia. *Mar. Micropaleontol.* 117, 13–24. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2015.03.001>
- Bartolomé, M., Moreno, A., Sancho, C., Cacho, I., Stoll, H., Haghipour, N., Belmonte, Á., Spötl, C., Hellstrom, J., Edwards, R.L., Cheng, H., 2024. Reconstructing hydroclimate changes over the past 2500 years using speleothems from Pyrenean caves (NE Spain). *Clim. Past* 20, 467–494. <https://doi.org/10.5194/cp-20-467-2024>
- Bartolomé, M., Moreno, A., Sancho, C., Stoll, H.M., Cacho, I., Spötl, C., Belmonte, Á., Edwards, R.L., Cheng, H., Hellstrom, J.C., 2015. Hydrological change in Southern Europe responding to increasing North Atlantic overturning during Greenland Stadial 1. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 112, 6568–6572. <https://doi.org/10.1073/pnas.1503990112>
- Bauer, E., Ganopolski, A., Montoya, M., 2004. Simulation of the cold climate event 8200 years ago by meltwater outburst from Lake Agassiz. *Paleoceanography* 19. <https://doi.org/10.1029/2004PA001030>
- Bellard, C., Bertelsmeier, C., Leadley, P., Thuiller, W., Courchamp, F., 2012. Impacts of climate change on the future of biodiversity. *Ecol. Lett.* 15, 365–377. <https://doi.org/10.1111/j.1461-0248.2011.01736.x>
- Benito, G., Greenbaum, N., Medialdea, A., Calle, M., Sanchez-Moya, Y., Machado, M., Ballesteros-Cánovas, J.A., Corella, J.P., 2023. Late Pleistocene–Holocene multi-decadal patterns of extreme floods in NW Iberia: The Duero River palaeoflood record. *Quat. Sci. Rev.* 321. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108356>

- Benito, G., Macklin, M.G., Panin, A., Rossato, S., Fontana, A., Jones, A.F., Machado, M.J., Matlakhova, E., Mozzi, P., Zielhofer, C., 2015. Recurring flood distribution patterns related to short-term Holocene climatic variability. *Sci. Rep.* 5. <https://doi.org/10.1038/srep16398>
- Bernal-Wormull, J.L., Moreno, A., Bartolomé, M., Arriolabengoa, M., Pérez-Mejías, C., Iriarte, E., Osácar, C., Spötl, C., Stoll, H., Cacho, I., Edwards, R.L., Cheng, H., 2023. New insights into the climate of northern Iberia during the Younger Dryas and Holocene: The Mendukilo multi-speleothem record. *Quat. Sci. Rev.* 305, 108006. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108006>
- Bernal-Wormull, J.L., Moreno, A., Pérez-Mejías, C., Bartolomé, M., Aranburu, A., Arriolabengoa, M., Iriarte, E., Cacho, I., Spötl, C., Edwards, R.L., Cheng, H., 2021. Immediate temperature response in northern Iberia to last deglacial changes in the North Atlantic. *Geology* 49, 999–1003. <https://doi.org/10.1130/G48660.1>
- Bernárdez, P., González-Álvarez, R., Francés, G., Prego, R., Bárcena, M.A., Romero, O.E., 2008. Late Holocene history of the rainfall in the NW Iberian peninsula - Evidence from a marine record. *J. Mar. Syst.* 72, 366–382.
- Bini, M., Zanchetta, G., Perçoiu, A., Cartier, R., Català, A., Cacho, I., Dean, J.R., Di Rita, F., Drysdale, R.N., Finnè, M., Isola, I., Jalali, B., Lirer, F., Magri, D., Masi, A., Marks, L., Mercuri, A.M., Peyron, O., Sadori, L., Sicre, M.-A., Welc, F., Zielhofer, C., Brisset, E., 2019. The 4.2 ka BP Event in the Mediterranean region: an overview. *Clim. Past* 15, 555–577. <https://doi.org/10.5194/cp-15-555-2019>
- Blanco-González, A., Lillios, K.T., López-Sáez, J.A., Drake, B.L., 2018. Cultural, Demographic and Environmental Dynamics of the Copper and Early Bronze Age in Iberia (3300–1500 BC): Towards an Interregional Multiproxy Comparison at the Time of the 4.2 ky BP Event. *J. World Prehistory* 31, 1–79. <https://doi.org/10.1007/s10963-018-9113-3>
- Blasco, J., Tabone, I., Alvarez-Solas, J., Robinson, A., Montoya, M., 2019. The Antarctic Ice Sheet response to glacial millennial-scale variability. *Clim. Past* 15, 121–133. <https://doi.org/10.5194/cp-15-121-2019>
- Blöschl, G., Kiss, A., Viglione, A., Barriendos, M., Böhm, O., Brázdil, R., Coeur, D., Demarée, G., Llasat, M.C., Macdonald, N., Retsö, D., Roald, L., Schmocker-Fackel, P., Amorim, I., Bělinová, M., Benito, G., Bertolin, C., Camuffo, D., Cornel, D., Doktor, R., Elleder, L., Enzi, S., Garcia, J.C., Glaser, R., Hall, J., Haslinger, K., Hofstätter, M., Komma, J., Limanówka, D., Lun, D., Panin, A., Parajka, J., Petrić, H., Rodrigo, F.S., Rohr, C., Schönbein, J., Schulte, L., Silva, L.P., Toonen, W.H.J., Valent, P., Waser, J., Wetter, O., 2020. Current European flood-rich period exceptional compared with past 500 years. *Nature* 583, 560–566. <https://doi.org/10.1038/s41586-020-2478-3>
- Bradley, R.S., Bakke, J., 2019. Is there evidence for a 4.2 ka BP event in the northern North Atlantic region? *Clim. Past* 15, 1665–1676. <https://doi.org/10.5194/cp-15-1665-2019>
- Bravo-Paredes, N., Gallego, M.C., Domínguez-Castro, F., García, J.A., Vaquero, J.M., 2020. Pro-Pluvia Rogation Ceremonies in Extremadura (Spain): Are They a Good Proxy of Winter NAO? *Atmosphere* 11. <https://doi.org/10.3390/atmos11030282>
- Brisset, E., Revelles, J., Expósito, I., Bernabeu Aubán, J., Burjachs, F., 2020. Socio-Ecological Contingencies with Climate Changes over the Prehistory in the Mediterranean Iberia. *Quaternary* 3. <https://doi.org/10.3390/quat3030019>

- Brovkin, V., Brook, E., Williams, J.W., Bathiany, S., Lenton, T.M., Barton, M., DeConto, R.M., Donges, J.F., Ganopolski, A., McManus, J., Praetorius, S., de Vernal, A., Abe-Ouchi, A., Cheng, H., Claussen, M., Crucifix, M., Gallopín, G., Iglesias, V., Kaufman, D.S., Kleinen, T., Lambert, F., van der Leeuw, S., Liddy, H., Loutre, M.-F., McGee, D., Rehfeld, K., Rhodes, R., Seddon, A.W.R., Trauth, M.H., Vanderveken, L., Yu, Z., 2021. Past abrupt changes, tipping points and cascading impacts in the Earth system. *Nat. Geosci.* 14, 550–558. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00790-5>
- Bullón, T., 2011. Relationships between precipitation and floods in the fluvial basins of Central Spain based on documentary sources from the end of the 16th century. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 11, 2215–2225. <https://doi.org/10.5194/nhess-11-2215-2011>
- Burjachs, F., Expósito, I., 2015. Charcoal and pollen analysis: Examples of Holocene fire dynamics in Mediterranean Iberian Peninsula. *CATENA* 135, 340–349. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.10.006>
- Camuera, J., Jiménez-Espejo, F.J., Soto-Chica, J., Jiménez-Moreno, G., García-Alix, A., Ramos-Román, M.J., Ruha, L., Castro-Priego, M., 2023. Drought as a possible contributor to the Visigothic Kingdom crisis and Islamic expansion in the Iberian Peninsula. *Nat. Commun.* 14, 5733. <https://doi.org/10.1038/s41467-023-41367-7>
- Camuera, J., Jiménez-Moreno, G., Ramos-Román, M.J., García-Alix, A., Jiménez-Espejo, F.J., Toney, J.L., Anderson, R.S., 2021. Chronological control and centennial-scale climatic subdivisions of the Last Glacial Termination in the western Mediterranean region. *Quat. Sci. Rev.* 255. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106814>
- Camuera, J., Jiménez-Moreno, G., Ramos-Román, M.J., García-Alix, A., Toney, J.L., Anderson, R.S., Jiménez-Espejo, F., Bright, J., Webster, C., Yanes, Y., Carrión, J.S., 2019. Vegetation and climate changes during the last two glacial-interglacial cycles in the western Mediterranean: A new long pollen record from Padul (southern Iberian Peninsula). *Quat. Sci. Rev.* 205, 86–105. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.12.013>
- Camuera, J., Jiménez-Moreno, G., Ramos-Román, M.J., García-Alix, A., Toney, J.L., Anderson, R.S., Jiménez-Espejo, F., Kaufman, D., Bright, J., Webster, C., Yanes, Y., Carrión, J.S., Ohkouchi, N., Suga, H., Yamame, M., Yokoyama, Y., Martínez-Ruiz, F., 2018. Orbital-scale environmental and climatic changes recorded in a new ~200,000-year-long multiproxy sedimentary record from Padul, southern Iberian Peninsula. *Quat. Sci. Rev.* 198, 91–114. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.08.014>
- Camuera, J., Ramos-Román, M.J., Jiménez-Moreno, G., García-Alix, A., Ilvonen, L., Ruha, L., Gil-Romera, G., González-Sampériz, P., Seppä, H., 2022. Past 200 kyr hydroclimate variability in the western Mediterranean and its connection to the African Humid Periods. *Sci. Rep.* 12, 9050. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-12047-1>
- Camuffo, D., Bertolin, C., Barriendos, M., Domínguez-Castro, F., Cocheo, C., Enzi, S., Sghedoni, M., della Valle, A., Garnier, E., Alcoforado, M.-J., Xoplaki, E., Luterbacher, J., Diodato, N., Maugeri, M., Nunes, M.F., Rodríguez, R., 2010. 500-year temperature reconstruction in the Mediterranean Basin by means of documentary data and instrumental observations. *Clim. Change* 101, 169–199. <https://doi.org/10.1007/s10584-010-9815-8>

- Carlson, A.E., Clark, P.U., 2012. Ice sheet sources of sea level rise and freshwater discharge during the last deglaciation. *Rev. Geophys.* 50. <https://doi.org/10.1029/2011RG000371>
- Carrasco, R.M., Pedraza, J., Domínguez-Villar, D., Willenbring, J.K., Villa, J., 2015. Sequence and chronology of the Cuerpo de Hombre paleoglacier (Iberian Central System) during the last glacial cycle. *Quat. Sci. Rev.* 129, 163–177. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.021>
- Carrión, J.S., Munuera M, Ochando J, López-Sáez JA, Casas-Gallego M, González Sampérez P, Badal E, Pérez-Díaz S, Carrión-Marco Y, Jiménez-Moreno G, López-Merino L, Burjachs F, Abel-Schaad D, Fernández S, Morales-Molino C, Alba Sánchez F, Peña-Chocarro L, Barrón E, Postigo-Mijarra JM, Gil-García MJ, Rubiales JM, Vidal-Matutano P, Arambarri J, Ramos-Román MJ, Camuera J, Magri D, Revelles J, Altolaquirre Y, Ruiz-Zapata B, Luelmo R, Uzquiano P, Allué E, Anderson S, Dupré M, Gil-Romera G, Piqué R, García-Antón M, Amorós G, Yll R, Pérez-Jordá G, Scott L, Figueiral I, Rodríguez-Ariza MO, Morla-Jauristi C, García-Amorena I, Montoya E, Val Peón C, Ejarque A, Riera S, Peñalba C, Fierro E, Expósito I, Pérez-Obiol R, Vieira M, Gómez-Manzanegue F, Maldonado J, Leunda M, Franco F, Albert RM, Díez MJ, Marín-Arroyo AB, Manzano S, DiRita F, Andrade A, Parra I, Zapata L, Pérez A, Grau E, Alcolea M, Mesa-Fernández JM, Miras Y, Ruiz-Alonso M, Génova M, García-Alvarez S, Moreno E, Olmedo Cobo JA, Gómez Zotano J, Pardo Martínez R, Mas B, Monteiro P, Antolín F, Obea L, Martín-Seijo M, Alonso N, Amorós A, Fernández-Díaz M, Reyes PP, Sánchez-Giner V, Gómez-Rodríguez M, Rull V, Vegas-Villarrúbia T, López-Bultó O, Bianco S, Trapote MC, Picornell-Gelabert L, Sureda P, Brisset E, Servera Vives G, Girona A, Celant A., 2022. *Paleoiberica* I. URL <https://www.paleofloriberica.org/> (accedido 7.4.24).
- Carrión, J.S., Fernández, S., González-Sampérez, P., Gil-Romera, G., Badal, E., Carrión-Marco, Y., López-Merino, L., López-Sáez, J.A., Fierro, E., Burjachs, F., 2010. Expected trends and surprises in the Lateglacial and Holocene vegetation history of the Iberian Peninsula and Balearic Islands. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 162, 458–475. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2009.12.007>
- Castillo Martín, A., 2016. *Lagunas de Sierra Nevada*. Granada.
- Castro, D., Souto, M., Fraga, M.I., García-Rodeja, E., Pérez-Díaz, S., López Sáez, J.A., Pontevedra-Pombal, X., 2020. High-resolution patterns of palaeoenvironmental changes during the Little Ice Age and the Medieval Climate Anomaly in the northwestern Iberian Peninsula. *Geosci. Front.* 11, 1461–1475. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.05.015>
- Castro, D., Souto, M., Garcia-Rodeja, E., Pontevedra-Pombal, X., Fraga, M.I., 2015. Climate change records between the mid- and late Holocene in a peat bog from Serra do Xistral (SW Europe) using plant macrofossils and peat humification analyses. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 420, 82–95. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.12.005>
- Català, A., Cacho, I., Frigola, J., Pena, L.D., Lirer, F., 2019. Holocene hydrography evolution in the Alboran Sea: A multi-record and multi-proxy comparison. *Clim. Past* 15, 927–942. <https://doi.org/10.5194/cp-15-927-2019>
- Catalan, J., Ninot, J.M., Aniz, M.M., 2017. The High Mountain Conservation in a Changing World BT - High Mountain Conservation in a Changing World, in: Catalan, J., Ninot, J.M., Aniz, M.M., Catalan, J., Ninot, J.M., Aniz, M.M. (Eds.), Cham, pp. 3–36.
- Catalan, J., Pla-Rabés, S., Wolfe, A.P., Smol, J.P., Rühland, K.M., Anderson, N.J., Kopáček, J., Stuchlík, E., Schmidt, R., Koinig, K.A., Camarero, L., Flower, R.J., Heiri, O., Kamenik, C., Korhola, A., Leavitt, P.R.,

- Psenner, R., Renberg, I., 2013. Global change revealed by palaeolimnological records from remote lakes: a review. *J. Paleolimnol.* 49, 513–535. <https://doi.org/10.1007/s10933-013-9681-2>
- Cearreta, A., Benito, X., Ibáñez, C., Trobajo, R., Giosan, L., 2016. Holocene palaeoenvironmental evolution of the Ebro Delta (Western Mediterranean Sea): Evidence for an early construction based on the benthic foraminiferal record. *The Holocene* 26, 1438–1456. <https://doi.org/10.1177/0959683616640048>
- Checa, H., Margaritelli, G., Pena, L.D., Frigola, J., Cacho, I., Rettori, R., Lirer, F., 2020. High resolution paleo-environmental changes during the Sapropel 1 in the North Ionian Sea, central Mediterranean. *The Holocene* 30, 1504–1515. <https://doi.org/10.1177/0959683620941095>
- Cisneros, M., Cacho, I., Frigola, J., Canals, M., Masqué, P., Martrat, B., Casado, M., Grimalt, J.O., Pena, L.D., Margaritelli, G., Lirer, F., 2016. Sea surface temperature variability in the central-western Mediterranean Sea during the last 2700 years: a multi-proxy and multi-record approach. *Clim. Past* 12, 849–869. <https://doi.org/10.5194/cp-12-849-2016>
- Cisneros, M., Cacho, I., Frigola, J., Sanchez-Vidal, A., Calafat, A., Pedrosa-Pàmies, R., Rumín-Caparrós, A., Canals, M., 2019. Deep-water formation variability in the north-western Mediterranean Sea during the last 2500 yr: A proxy validation with present-day data. *Glob. Planet. Change* 177, 56–68. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.03.012>
- Cisneros, M., Cacho, I., Moreno, A., Stoll, H., Torner, J., Català, A., Edwards, R.L., Cheng, H., Fornós, J.J., 2021. Hydroclimate variability during the last 2700 years based on stalagmite multi-proxy records in the central-western Mediterranean. *Quat. Sci. Rev.* 269. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107137>
- Clark, P.U., Shakun, J.D., Baker, P.A., Bartlein, P.J., Brewer, S., Brook, E., Carlson, A.E., Cheng, H., Kaufman, D.S., Liu, Z., Marchitto, T.M., Mix, A.C., Morrill, C., Otto-Bliesner, B.L., Pahnke, K., Russell, J.M., Whitlock, C., Adkins, J.F., Blois, J.L., Clark, J., Colman, S.M., Curry, W.B., Flower, B.P., He, F., Johnson, T.C., Lynch-Stieglitz, J., Markgraf, V., McManus, J., Mitrovica, J.X., Moreno, P.I., Williams, J.W., 2012. Global climate evolution during the last deglaciation. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 109, E1134–E1142. <https://doi.org/10.1073/pnas.1116619109>
- Corella, J.P., Brauer, A., Mangili, C., Rull, V., Vegas-Vilarrúbia, T., Morellón, M., Valero-Garcés, B.L., 2012. The 1.5-ka varved record of Lake Montcortès (southern Pyrenees, NE Spain). *Quat. Res.* 78, 323–332. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2012.06.002>
- Corella, J.P., Moreno, A., Morellón, M., Rull, V., Giral, S., Rico, M.T., Pérez-Sanz, A., Valero-Garcés, B.L., 2011. Climate and human impact on a meromictic lake during the last 6,000 years (Montcortès Lake, Central Pyrenees, Spain). *J. Paleolimnol.* 46, 351–367. <https://doi.org/10.1007/s10933-010-9443-3>
- Corella, J.P., Sierra, M.J., Garralón, A., Millán, R., Rodríguez-Alonso, J., Mata, M.P., de Vera, A.V., Moreno, A., González-Sampériz, P., Duval, B., Amouroux, D., Vivez, P., Cuevas, C.A., Adame, J.A., Wilhelm, B., Saiz-Lopez, A., Valero-Garcés, B.L., 2021. Recent and historical pollution legacy in high altitude Lake Marboré (Central Pyrenees): A record of mining and smelting since pre-Roman times in the Iberian Peninsula. *Sci. Total Environ.* 751, 141557. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.141557>
- Corella, J.P., Stefanova, V., El Anjoumi, A., Rico, E., Giral, S., Moreno, A., Plata-Montero, A., Valero-Garcés, B.L., 2013. A 2500-year multi-proxy reconstruction of climate change and human activities in northern

- Spain: The Lake Arreo record. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 386, 555–568. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.06.022>
- Cortés Sánchez, M., Jiménez Espejo, F.J., Simón Vallejo, M.D., Gibaja Bao, J.F., Carvalho, A.F., Martínez-Ruiz, F., Gamiz, M.R., Flores, J.-A., Paytan, A., López Sáez, J.A., Peña-Chocarro, L., Carrión, J.S., Morales Muñoz, A., Roselló Izquierdo, E., Riquelme Cantal, J.A., Dean, R.M., Salgueiro, E., Martínez Sánchez, R.M., De la Rubia de Gracia, J.J., Lozano Francisco, M.C., Vera Peláez, J.L., Rodríguez, L.L., Bicho, N.F., 2012. The Mesolithic-Neolithic transition in southern Iberia. *Quat. Res.* 77, 221–234.
- Cortés-Sánchez, M., Lozano-Francisco, M.C., Simón-Vallejo, M.D., Jiménez-Espejo, F., Lloret, C.O., Tejada, S.M., Muñoz, A.M., 2023. Giant limpets in southern Iberian coastal and continental archaeological sites, from Neanderthals to Copper Age. *Quat. Sci. Rev.* 317, 108238. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108238>
- Costas, S., Ferreira, Ó., Plomaritis, T.A., Leorri, E., 2016. Coastal barrier stratigraphy for Holocene high-resolution sea-level reconstruction. *Sci. Rep.* 6, 38726. <https://doi.org/10.1038/srep38726>
- Cresswell-Clay, N., Ummenhofer, C.C., Thatcher, D.L., Wanamaker, A.D., Denniston, R.F., Asmerom, Y., Polyak, V.J., 2022. Twentieth-century Azores High expansion unprecedented in the past 1,200 years. *Nat. Geosci.* 15, 548–553. <https://doi.org/10.1038/s41561-022-00971-w>
- Cruz, J.A., Turrero, M.J., Cáceres, J.O., Marín-Roldán, A., Ortega, A.I., Garralón, A., Sánchez, L., Gómez, P., Muñoz-García, M.B., Edwards, R.L., Martín-Chivelet, J., 2015. Long-term hydrological changes in northern Iberia (4.9–0.9 ky BP) from speleothem Mg/Ca ratios and cave monitoring (Ojo Guareña Karst Complex, Spain). *Environ. Earth Sci.* 74, 7741–7753. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4687-x>
- Currás, A., Zamora, L., Reed, J.M., García-Soto, E., Ferrero, S., Armengol, X., Mezquita-Joanes, F., Marqués, M.A., Riera, S., Julià, R., 2012. Climate change and human impact in central Spain during Roman times: High-resolution multi-proxy analysis of a tufa lake record (Somolinos, 1280m asl). *Catena* 89, 31–53. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2011.09.009>
- Dawson, T.P., Jackson, S.T., House, J.I., Prentice, I.C., Mace, G.M., 2011. Beyond Predictions: Biodiversity Conservation in a Changing Climate. *Science* 332, 53–58. <https://doi.org/10.1126/science.1200303>
- de Andrés, E., Colangelo, M., Luelmo-Lautenschlaeger, R., López-Sáez, J.A., Camarero, J.J., 2023. Sensitivity of Eurasian Rear-Edge Birch Populations to Regional Climate and Local Hydrological Conditions. *Forests* 14. <https://doi.org/10.3390/f14071360>
- deMenocal, P.B., 2011. Climate and Human Evolution. *Science* 331, 540–542. <https://doi.org/10.1126/science.1190683>
- Dessandier, P.A., Bonnin, J., Malaizé, B., Lambert, C., Tjallingii, R., Warden, L., Sinninghe Damsté, J.S., Kim, J.H., 2018. Variations in benthic foraminiferal assemblages in the Tagus mud belt during the last 5700 years: Implications for Tagus River discharge. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 496, 225–237. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.01.040>
- Di Rita, F., Fletcher, W.J., Aranbarri, J., Margaritelli, G., Lirer, F., Magri, D., 2018. Holocene forest dynamics in central and western Mediterranean: periodicity, spatio-temporal patterns and climate influence. *Sci. Rep.* 8, 8929. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-27056-2>

- Diz, P., Francés, G., Pelejero, C., Grimalt, J.O., Vilas, F., 2002. The last 3000 years in the Ría de Vigo (NW Iberian Margin): climatic and hydrographic signals. *The Holocene* 12, 459–468. <https://doi.org/10.1191/0959683602hl550rp>
- Domínguez-Castro, F., Alcoforado, M.J., Bravo-Paredes, N., Fernández-Fernández, M.I., Fragoso, M., Gallego, M.C., García Herrera, R., Garnier, E., Garza-Merodio, G., El Kenawy, A.M., Latorre, B., Noguera, I., Peña-Angulo, D., Reig-Gracia, F., Silva, L.P., Vaquero, J.M., Vicente Serrano, S.M., 2021. Dating historical droughts from religious ceremonies, the international pro pluvia rogation database. *Sci. Data* 8, 186. <https://doi.org/10.1038/s41597-021-00952-5>
- Domínguez-Castro, F., de Miguel, J.C., Vaquero, J.M., Gallego, M.C., García-Herrera, R., 2014. Climatic potential of Islamic chronicles in Iberia: Extreme droughts (ad 711–1010). *The Holocene* 24, 370–374. <https://doi.org/10.1177/0959683613518591>
- Domínguez-Castro, F., García-Herrera, R., Ribera, P., Barriendos, M., 2010. A shift in the spatial pattern of Iberian droughts during the 17th century. *Clim. Past* 6, 553–563. <https://doi.org/10.5194/cp-6-553-2010>
- Domínguez-Castro, F., Ribera, P., García-Herrera, R., Vaquero, J.M., Barriendos, M., Cuadrat, J.M., Moreno, J.M., 2012. Assessing extreme droughts in Spain during 1750–1850 from rogation ceremonies. *Clim. Past* 8, 705–722. <https://doi.org/10.5194/cp-8-705-2012>
- Domínguez-Villar, D., 2013. Comment on “Land surface temperature changes in Northern Iberia since 4000 yr BP, based on $\delta^{13}\text{C}$ of speleothems.” *Glob. Planet. Change* 100, 291–294. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.11.005>
- Domínguez-Villar, D., Carrasco, R.M., Pedraza, J., Cheng, H., Edwards, R.L., Willenbring, J.K., 2013. Early maximum extent of paleoglaciers from Mediterranean mountains during the last glaciation. *Sci. Rep.* 3, 2034. <https://doi.org/10.1038/srep02034>
- Domínguez-Villar, D., Fairchild, I.J., Baker, A., Wang, X., Edwards, R.L., Cheng, H., 2009. Oxygen isotope precipitation anomaly in the North Atlantic region during the 8.2 ka event. *Geology* 37, 1095–1098. <https://doi.org/10.1130/G30393A.1>
- Domínguez-Villar, D., Krklec, K., Boomer, I., Fairchild, I.J., 2021. ISODRIP, a model to transfer the $\delta^{18}\text{O}$ signal of precipitation to drip water — Implementation of the model for Eagle Cave (central Spain). *Sci. Total Environ.* 797, 149188. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.149188>
- Domínguez-Villar, D., Wang, X., Krklec, K., Cheng, H., Edwards, R.L., 2017. The control of the tropical North Atlantic on Holocene millennial climate oscillations. *Geology* 45, 303–306. <https://doi.org/10.1130/G38573.1>
- Dorado Liñán, I., Büntgen, U., González-Rouco, F., Zorita, E., Montávez, J.P., Gómez-Navarro, J.J., Brunet, M., Heinrich, I., Helle, G., Gutiérrez, E., 2012. Estimating 750 years of temperature variations and uncertainties in the Pyrenees by tree-ring reconstructions and climate simulations. *Clim. Past* 8, 919–933. <https://doi.org/10.5194/cp-8-919-2012>
- Dorado Liñán, I., Zorita, E., González-Rouco, J.F., Heinrich, I., Campello, F., Muntán, E., Andreu-Hayles, L., Gutiérrez, E., 2015. Eight-hundred years of summer temperature variations in the southeast of the Iberian Peninsula reconstructed from tree rings. *Clim. Dyn.* 44, 75–93. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2348-5>

- Ejarque, A., Julià, R., Reed, J.M., Mesquita-Joanes, F., Barba, J.M., Riera, S., 2016. Coastal evolution in a mediterranean microtidal zone: Mid to late holocene natural dynamics and human management of the castelló lagoon, NE Spain. *PLoS ONE* 11, 1–28. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0155446>
- Esper, J., Großjean, J., Camarero, J.J., García-Cervigón, A.I., Olano, J.M., González-Rouco, J.F., Domínguez-Castro, F., Büntgen, U., 2015. Atlantic and Mediterranean synoptic drivers of central Spanish juniper growth. *Theor. Appl. Climatol.* 121, 571–579. <https://doi.org/10.1007/s00704-014-1254-4>
- Esper, J., Hartl, C., Tejedor, E., de Luis, M., Günther, B., Büntgen, U., 2020. High-Resolution Temperature Variability Reconstructed from Black Pine Tree Ring Densities in Southern Spain. *Atmosphere* 11. <https://doi.org/10.3390/atmos11070748>
- Eynaud, F., de Abreu, L., Voelker, A., Schönfeld, J., Salgueiro, E., Turon, J.-L., Penaud, A., Toucanne, S., Naughton, F., Sánchez Goñi, M.F., Malaizé, B., Cacho, I., 2009. Position of the Polar Front along the western Iberian margin during key cold episodes of the last 45 ka. *Geochem. Geophys. Geosystems* 10, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2009GC002398>
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G.A., Senior, C.A., Stevens, B., Stouffer, R.J., Taylor, K.E., 2016. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geosci. Model Dev.* 9, 1937–1958. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>
- Fernández-Fernández, M.I., Gallego, M.C., Domínguez-Castro, F., Trigo, R.M., Vaquero, J.M., 2017. The climate in Zafra from 1750 to 1840: temperature indexes from documentary sources. *Clim. Change* 141, 671–684. <https://doi.org/10.1007/s10584-017-1910-7>
- Fernández-Fernández, M.I., Gallego, M.C., Domínguez-Castro, F., Trigo, R.M., Vaquero, J.M., 2015. The climate in Zafra from 1750 to 1840: precipitation. *Clim. Change* 129, 267–280. <https://doi.org/10.1007/s10584-014-1315-9>
- Fernández-Montes, S., Gómez-Navarro, J.J., Rodrigo, F.S., García-Valero, J.A., Montávez, J.P., 2017. Covariability of seasonal temperature and precipitation over the Iberian Peninsula in high-resolution regional climate simulations (1001–2099). *Glob. Planet. Change* 151, 122–133. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.09.007>
- Finné, M., Woodbridge, J., Labuhn, I., Roberts, C.N., 2019. Holocene hydro-climatic variability in the Mediterranean: A synthetic multi-proxy reconstruction. *Holocene* 29, 847–863. <https://doi.org/10.1177/0959683619826634>
- Fletcher, W.J., Debret, M., Goñi, M.F.S., 2013. Mid-Holocene emergence of a low-frequency millennial oscillation in western Mediterranean climate: Implications for past dynamics of the North Atlantic atmospheric westerlies. *Holocene* 23, 153–166. <https://doi.org/10.1177/0959683612460783>
- Fletcher, William J, Sánchez Goñi, M.F., Allen, J.R.M., Cheddadi, R., Combourieu-Nebout, N., Huntley, B., Lawson, I., Londeix, L., Magri, D., Margari, V., Müller, U.C., Naughton, F., Novenko, E., Roucoux, K., Tzedakis, P.C., 2010. Millennial-scale variability during the last glacial in vegetation records from Europe. *Quat. Sci. Rev.* 29, 2839–2864. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.11.015>
- Fletcher, W J, Sánchez Goñi, M.F., Peyron, O., Dormoy, I., 2010. Abrupt climate changes of the last deglaciation detected in a Western Mediterranean forest record. *Clim. Past* 6, 245–264.
- Garcés-Pastor, S., Gutiérrez-Merino, E., Martínez-Sancho, E., Dorado-Liñán, I., Julio Camarero, J., Cañellas-Boltà, N., Vegas-Villarrúbia, T., 2018. Subalpine forest dynamics reconstructed throughout the last

- 700 years in the Central Pyrenees by means of tree rings and pollen. *The Holocene* 29, 300–312. <https://doi.org/10.1177/0959683618810402>
- García-Alix, A., Camuera, J., Ramos-Román, M.J., Toney, J.L., Sachse, D., Schefuß, E., Jiménez-Moreno, G., Jiménez-Espejo, F.J., López-Avilés, A., Anderson, R.S., Yanes, Y., 2021. Paleohydrological dynamics in the Western Mediterranean during the last glacial cycle. *Glob. Planet. Change* 202. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103527>
- García-Alix, A., Jiménez-Espejo, F.J., Lozano, J.A., Jiménez-Moreno, G., Martínez-Ruiz, F., García Sanjuán, L., Aranda Jiménez, G., García Alfonso, E., Ruiz-Puertas, G., Anderson, R.S., 2013. Anthropogenic impact and lead pollution throughout the Holocene in Southern Iberia. *Sci. Total Environ.* 449, 451–460. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.01.081>
- García-Alix, A., Jiménez-Espejo, F.J., Toney, J.L., Jiménez-Moreno, G., Ramos-Román, M.J., Anderson, R.S., Ruano, P., Queralt, I., Delgado Huertas, A., Kuroda, J., 2017. Alpine bogs of southern Spain show human-induced environmental change superimposed on long-term natural variations. *Sci. Rep.* 7. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-07854-w>
- García-Alix, A., Jiménez-Moreno, G., Gázquez, F., Monedero-Contreras, R., López-Avilés, A., Jiménez-Espejo, F.J., Rodríguez-Rodríguez, M., Camuera, J., José Ramos-Román, M., Scott Anderson, R., 2022. Climatic control on the Holocene hydrology of a playa-lake system in the western Mediterranean. *CATENA* 214, 106292. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106292>
- García-Alix, A., Jiménez-Moreno, G., Jiménez-Espejo, F.J., García-García, F., Delgado Huertas, A., 2014. An environmental snapshot of the Bolling interstadial in Southern Iberia. *Quat. Res.* 81, 284–294. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2014.01.009>
- García-Alix, A., Toney, J.L., Jiménez-Moreno, G., Pérez-Martínez, C., Jiménez, L., Rodrigo-Gámiz, M., Anderson, R.S., Camuera, J., Jiménez-Espejo, F.J., Peña-Angulo, D., Ramos-Román, M.J., 2020. Algal lipids reveal unprecedented warming rates in alpine areas of SW Europe during the industrial period. *Clim. Past* 16, 245–263. <https://doi.org/10.5194/cp-16-245-2020>
- García-Artola, A., Stéphan, P., Cearreta, A., Kopp, R.E., Khan, N.S., Horton, B.P., 2018. Holocene sea-level database from the Atlantic coast of Europe. *Quat. Sci. Rev.* 196, 177–192. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.031>
- García-Ruiz, J.M., Palacios, D., González-Sampériz, P., de Andrés, N., Moreno, A., Valero-Garcés, B., Gómez-Villar, A., 2016. Mountain glacier evolution in the Iberian Peninsula during the Younger Dryas. *Quat. Sci. Rev.* 138, 16–30. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.02.022>
- Gardoki, J., Morellón, M., Leira, M., Ezquerro, F.J., Remondo, J., Tinner, W., Canales, M.L., van der Horst, A., Morales-Molino, C., 2023. Abrupt diatom responses to recent climate and land use changes in the Cantabrian Mountains (NW Spain). *J. Paleolimnol.* 69, 213–230. <https://doi.org/10.1007/s10933-022-00269-2>
- Gázquez, F., Bauska, T.K., Comas-Bru, L., Ghaleb, B., Calaforra, J.-M., Hodell, D.A., 2020. The potential of gypsum speleothems for paleoclimatology: application to the Iberian Roman Humid Period. *Sci. Rep.* 10, 14705. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-71679-3>
- Gázquez, F., Morellón, M., Bauska, T., Herwartz, D., Surma, J., Moreno, A., Staubwasser, M., Valero-Garcés, B., Delgado-Huertas, A., Hodell, D.A., 2018. Triple oxygen and hydrogen isotopes of gypsum hydration

water for quantitative paleo-humidity reconstruction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 481, 177–188. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.10.020>

- Genet, M., Daniau, A.-L., Mouillot, F., Hanquiez, V., Schmidt, S., David, V., Georget, M., Abrantes, F., Anschutz, P., Bassinot, F., Bonnin, J., Dennielou, B., Eynaud, F., Hodell, D.A., Mulder, T., Naughton, F., Rossignol, L., Tzedakis, P., Sánchez-Gómez, M.F., 2021. Modern relationships between microscopic charcoal in marine sediments and fire regimes on adjacent landmasses to refine the interpretation of marine paleofire records: An Iberian case study. *Quat. Sci. Rev.* 270, 107148. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107148>
- Gil-Guirado, S., José Gómez-Navarro, J., Pedro Montávez, J., 2019. The weather behind words-new methodologies for integrated hydrometeorological reconstruction through documentary sources. *Clim. Past* 15, 1303–1325. <https://doi.org/10.5194/cp-15-1303-2019>
- Gil-Romera, G., Carrión, J.S., Pausas, J.G., Sevilla-Callejo, M., Lamb, H.F., Fernández, S., Burjachs, F., 2010. Holocene fire activity and vegetation response in South-Eastern Iberia. *Quat. Sci. Rev.* 29, 1082–1092. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.01.006>
- Gil-Romera, G., González-Sampériz, P., Lasheras-Álvarez, L., Sevilla-Callejo, M., Moreno, A., Valero-Garcés, B., López-Merino, L., Carrión, J.S., Pérez Sanz, A., Aranbarri, J., García-Prieto Fonce, E., 2014. Biomass-modulated fire dynamics during the Last Glacial–Interglacial Transition at the Central Pyrenees (Spain). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 402, 113–124. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.03.015>
- Gomes, S.D., Fletcher, W.J., Rodrigues, T., Stone, A., Abrantes, F., Naughton, F., 2020. Time-transgressive Holocene maximum of temperate and Mediterranean forest development across the Iberian Peninsula reflects orbital forcing. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 550, 109739. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109739>
- Gómez-Navarro, J.J., Montávez, J.P., Jiménez-Guerrero, P., Jerez, S., Lorente-Plazas, R., González-Rouco, J.F., Zorita, E., 2012. Internal and external variability in regional simulations of the Iberian Peninsula climate over the last millennium. *Clim. Past* 8, 25–36. <https://doi.org/10.5194/cp-8-25-2012>
- González Sampériz, P., Montes, L., Aranbarri, J., Leunda, M., Domingo, R., Laborda, R., Sanjuan, Y., Gil-Romera, G., Lasanta, T., García-Ruiz, J.M., 2019. Scenarios, timing and paleo-environmental indicators for the identification of Anthropocene in the vegetal landscape of the Central Pyrenees (NE Iberia). *Cuad. Investig. Geográfica* 45, 167–193. <https://doi.org/10.18172/cig.3691>
- González-Rouco, J.F., Beltrami, H., Zorita, E., Stevens, M.B., 2009. Borehole climatology: a discussion based on contributions from climate modeling. *Clim. Past* 5, 97–127. <https://doi.org/10.5194/cp-5-97-2009>
- González-Sampériz, P., Aranbarri, J., Pérez-Sanz, A., Gil-Romera, G., Moreno, A., Leunda, M., Sevilla-Callejo, M., Corella, J.P., Morellón, M., Oliva, B., Valero-Garcés, B., 2017. Environmental and climate change in the southern Central Pyrenees since the Last Glacial Maximum: A view from the lake records. *CATENA* 149, 668–688. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.041>
- González-Sampériz, P., Gil-Romera, G., García-Prieto, E., Aranbarri, J., Moreno, A., Morellón, M., Sevilla-Callejo, M., Leunda, M., Santos, L., Franco-Múgica, F., Andrade, A., Carrión, J.S., Valero-Garcés, B.L., 2020. Strong continentality and effective moisture drove unforeseen vegetation dynamics since the last interglacial at inland Mediterranean areas: The Villarquemado sequence in NE Iberia. *Quat. Sci. Rev.* 242, 106425. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106425>

- González-Sampériz, P., Leroy, S.A.G., Carrión, J.S., Fernández, S., García-Antón, M., Gil-García, M.J., Uzquiano, P., Valero-Garcés, B., Figueiral, I., 2010. Steppes, savannahs, forests and phytodiversity reservoirs during the Pleistocene in the Iberian Peninsula. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 162, 427–457. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2010.03.009>
- González-Sampériz, P., Utrilla, P., Mazo, C., Valero-Garcés, B., Sopena, M.C., Morellón, M., Sebastián, M., Moreno, A., Martínez-Bea, M., 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. *Quat. Res.* 71, 121–132.
- González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T., Dedoubat, J.J., 2006. Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quat. Res.* 66, 38–52. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2006.02.004>
- Goslin, J., Fruergaard, M., Sander, L., Galka, M., Menviel, L., Monkenbusch, J., Thibault, N., Clemmensen, L.B., 2018. Holocene centennial to millennial shifts in North-Atlantic storminess and ocean dynamics. *Sci. Rep.* 8, 12778. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-29949-8>
- Gosling, W.D., Scerri, E.M.L., Kaboth-Bahr, S., 2022. The climate and vegetation backdrop to hominin evolution in Africa. *Philos. Trans. R. Soc. B Biol. Sci.* 377, 20200483. <https://doi.org/10.1098/rstb.2020.0483>
- Griffore, M.P., Shiel, A.E., Rutila, E.C., Hillman, A.L., Barreiro-Lostres, F., Valero-Garcés, B.L., Morellón, M., Abbott, M.B., 2023. Lead isotope fingerprinting techniques help identify and quantify 3000 years of atmospheric lead pollution from Laguna Roya, northwestern Iberia. *Anthropocene* 42, 100375. <https://doi.org/10.1016/j.ancene.2023.100375>
- Grunert, P., Skinner, L., Hodell, D.A., Piller, W.E., 2015. A micropalaeontological perspective on export productivity, oxygenation and temperature in NE Atlantic deep-waters across Terminations I and II. *Glob. Planet. Change* 131, 174–191. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.06.002>
- Harrison, S.P., Bartlein, P., 2012. Chapter 14 - Records from the Past, Lessons for the Future: What the Palaeorecord Implies about Mechanisms of Global Change, in: Henderson-Sellers, A., McGuffie, K.B.T.-T.F. of the W.C. (Second E., Henderson-Sellers, A., McGuffie, K.B.T.-T.F. of the W.C. (Second E. (Eds.), . Boston, pp. 403–436.
- Hernández, A., Cachão, M., Sousa, P., Trigo, R.M., Luterbacher, J., Vaquero, J.M., Freitas, M.C., 2021. External forcing mechanisms controlling the North Atlantic coastal upwelling regime during the mid-Holocene. *Geology* 49, 433–437. <https://doi.org/10.1130/G48112.1>
- Hernández, A., Cachão, M., Sousa, P., Trigo, R.M., Luterbacher, J., Vaquero, J.M., Freitas, M.C., 2020a. External forcing mechanisms controlling the North Atlantic coastal upwelling regime during the mid-Holocene. *Geology* 49, 433–437. <https://doi.org/10.1130/G48112.1>
- Hernández, A., Sáez, A., Santos, R.N., Rodrigues, T., Martín-Puertas, C., Gil-Romera, G., Abbott, M., Carballeira, R., Costa, P., Giral, S., Gomes, S.D., Griffore, M., Ibañez-Insa, J., Leira, M., Moreno, J., Naughton, F., Oliveira, D., Raposeiro, P.M., Trigo, R.M., Vieira, G., Ramos, A.M., 2023. The timing of the deglaciation in the Atlantic Iberian mountains: Insights from the stratigraphic analysis of a lake sequence in Serra da Estrela (Portugal). *Earth Surf. Process. Landf.* 48, 233–242. <https://doi.org/10.1002/esp.5536>

- Hernández, A., Sánchez-López, G., Pla-Rabes, S., Comas-Bru, L., Parnell, A., Cahill, N., Geyer, A., Trigo, R.M., Giral, S., 2020b. A 2,000-year Bayesian NAO reconstruction from the Iberian Peninsula. *Sci. Rep.* 10, 14961. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-71372-5>
- Hernández, A., Trigo, R.M., Pla-Rabes, S., Valero-Garcés, B.L., Jerez, S., Rico-Herrero, M., Vega, J.C., Jambina-Enríquez, M., Giral, S., 2015. Sensitivity of two Iberian lakes to North Atlantic atmospheric circulation modes. *Clim. Dyn.* 45, 3403–3417. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2547-8>
- Hillman, A.L., Abbott, M.B., Valero-Garcés, B.L., Morellon, M., Barreiro-Lostres, F., Bain, D.J., 2017. Lead pollution resulting from Roman gold extraction in northwestern Spain. *The Holocene* 27, 1465–1474. <https://doi.org/10.1177/0959683617693903>
- Hodell, D.A., 2016. The smoking gun of the ice ages. *Science* 354, 1235–1236. <https://doi.org/10.1126/science.aal4111>
- Hodell, D.A., Nicholl, J.A., Bontognali, T.R.R., Danino, S., Dorador, J., Dowdeswell, J.A., Einsle, J., Kuhlmann, H., Martrat, B., Mlenek-Vautravers, M.J., Rodríguez-Tovar, F.J., Röhl, U., 2017. Anatomy of Heinrich Layer 1 and its role in the last deglaciation. *Paleoceanography* 32, 284–303. <https://doi.org/10.1002/2016PA003028>
- Hopcroft, P.O., Valdes, P.J., Shuman, B.N., Toohey, M., Sigl, M., 2023. Relative importance of forcings and feedbacks in the Holocene temperature conundrum. *Quat. Sci. Rev.* 319, 108322. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108322>
- Hu, H.M., Trouet, V., Spötl, C., Tsai, H.C., Chien, W.Y., Sung, W.H., Michel, V., Yu, J.Y., Valensi, P., Jiang, X., Duan, F., Wang, Y., Mii, H.S., Chou, Y.M., Lone, M.A., Wu, C.C., Starnini, E., Zunino, M., Watanabe, T.K., Watanabe, T., Hsu, H.H., Moore, G.W.K., Zanchetta, G., Pérez-Mejías, C., Lee, S.Y., Shen, C.C., 2022. Tracking westerly wind directions over Europe since the middle Holocene. *Nat. Commun.* 13. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-34952-9>
- Iivonen, L., López-Sáez, J.A., Holmström, L., Alba-Sánchez, F., Pérez-Díaz, S., Carrión, J.S., Ramos-Román, M.J., Camuera, J., Jiménez-Moreno, G., Ruha, L., Seppä, H., 2022. Spatial and temporal patterns of Holocene precipitation change in the Iberian Peninsula. *Boreas* 51, 776–792. <https://doi.org/10.1111/bor.12586>
- IPCC, 2023. Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Geneva.
- IPCC, 2022. Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability, Summary for Policymakers. Cambridge, UK and New York, USA.
- Jambina-Enríquez, M., Rico, M., Moreno, A., Leira, M., Bernárdez, P., Prego, R., Recio, C., Valero-Garcés, B.L., 2014. Timing of deglaciation and postglacial environmental dynamics in NW Iberia: the Sanabria Lake record. *Quat. Sci. Rev.* 94, 136–158. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.04.018>
- Jiménez-Amat, P., Zahn, R., 2015. Offset timing of climate oscillations during the last two glacial-interglacial transitions connected with large-scale freshwater perturbation. *Paleoceanography* 30, 768–788. <https://doi.org/10.1002/2014PA002710>
- Jiménez-Espejo, F.J., García-Alix, A., Jiménez-Moreno, G., Rodrigo-Gámiz, M., Anderson, R.S., Rodríguez-Tovar, F.J., Martínez-Ruiz, F., Giral, S., Delgado Huertas, A., Pardo-Igúzquiza, E., 2014. Saharan

- aeolian input and effective humidity variations over western Europe during the Holocene from a high altitude record. *Chem. Geol.* 374–375, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.03.001>
- Jiménez-Moreno, G., García-Alix, A., Anderson, R.S., Ramos-Román, M.J., Camuera, J., Mesa-Fernández, J.M., Toney, J.L., Jiménez-Espejo, F.J., Carrión, J.S., López-Avilés, A., Rodrigo-Gámiz, M., Webster, C.E., 2022. Reconstruction of Past Environment and Climate Using Wetland Sediment Records from the Sierra Nevada - The Landscape of the Sierra Nevada: A Unique Laboratory of Global Processes in Spain, in: Zamora, R., Oliva, M., Zamora, R., Oliva, M. (Eds.), Cham, pp. 95–114.
- Jiménez-Moreno, G., García-Alix, A., Hernández-Corbalán, M.D., Anderson, R.S., Delgado-Huertas, A., 2013. Vegetation, fire, climate and human disturbance history in the southwestern Mediterranean area during the late Holocene. *Quat. Res. U. S.* 79, 110–122. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2012.11.008>
- Jiménez-Moreno, G., Heiri, O., García-Alix, A., Anderson, R.S., Jiménez-Espejo, F.J., López-Blanco, C., Jiménez, L., Pérez-Martínez, C., Rodrigo-Gámiz, M., López-Avilés, A., Camuera, J., 2023a. Holocene summer temperature reconstruction based on a chironomid record from Sierra Nevada, southern Spain. *Quat. Sci. Rev.* 319, 108343. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108343>
- Jiménez-Moreno, G., López-Avilés, A., García-Alix, A., Ramos-Román, M.J., Camuera, J., Mesa-Fernández, J.M., Jiménez-Espejo, F.J., López-Blanco, C., Carrión, J.S., Anderson, R.S., 2023b. Laguna Seca sediments reveal environmental and climate change during the latest Pleistocene and Holocene in Sierra Nevada, southern Iberian Peninsula. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 631, 111834. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2023.111834>
- Jungclauss, J.H., Bard, E., Baroni, M., Braconnot, P., Cao, J., Chini, L.P., Egorova, T., Evans, M., González-Rouco, J.F., Goosse, H., Hurrell, G.C., Joos, F., Kaplan, J.O., Khodri, M., Klein Goldewijk, K., Krivova, N., LeGrande, A.N., Lorenz, S.J., Luterbacher, J., Man, W., Maycock, A.C., Meinshausen, M., Moberg, A., Muscheler, R., Nehrbaas-Ahles, C., Otto-Bliesner, B.I., Phipps, S.J., Pongratz, J., Rozanov, E., Schmidt, G.A., Schmidt, H., Schmutz, W., Schurer, A., Shapiro, A.I., Sigl, M., Smerdon, J.E., Solanki, S.K., Timmermann, C., Toohey, M., Usoskin, I.G., Wagner, S., Wu, C.-J., Yeo, K.L., Zanchettin, D., Zhang, Q., Zorita, E., 2017. The PMIP4 contribution to CMIP6 – Part 3: The last millennium, scientific objective, and experimental design for the PMIP4 past1000 simulations. *Geosci. Model Dev.* 10, 4005–4033. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-4005-2017>
- Kaufman, D., McKay, N., Routson, C., Erb, M., Dätwyler, C., Sommer, P.S., Heiri, O., Davis, B., 2020. Holocene global mean surface temperature, a multi-method reconstruction approach. *Sci. Data* 7, 201. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0530-7>
- Krklec, K., Domínguez-Villar, D., 2014. Quantification of the impact of moisture source regions on the oxygen isotope composition of precipitation over Eagle Cave, central Spain. *Geochim. Cosmochim. Acta* 134, 39–54. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.03.011>
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., Sambridge, M., 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 111, 15296–15303. <https://doi.org/10.1073/pnas.1411762111>
- Lambeck, K., Yokoyama, Y., Purcell, T., 2002. Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. *Quat. Sci. Rev.* 21, 343–360. [https://doi.org/10.1016/S0277-7791\(01\)00071-3](https://doi.org/10.1016/S0277-7791(01)00071-3)

- Lear, C.H., Anand, P., Blenkinsop, T., Foster, G.L., Gagen, M., Hoogakker, B., Larter, R.D., Lunt, D.J., McCave, I.N., McClymont, E., Pancost, R.D., Rickaby, R.E.M., Schultz, D.M., Summerhayes, C., Williams, C.J.R., Zalasiewicz, J., 2021. Geological Society of London Scientific Statement: what the geological record tells us about our present and future climate. *J. Geol. Soc.* 178, jgs2020-239. <https://doi.org/10.1144/jgs2020-239>
- Lebreiro, S.M., Antón, L., Reguera, M.I., Marzocchi, A., 2018. Paleooceanographic and climatic implications of a new Mediterranean Outflow branch in the southern Gulf of Cadiz. *Quat. Sci. Rev.* 197, 92–111. <https://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2018.07.036>
- Lenton, T.M., Rockström, J., Gaffney, O., Rahmstorf, S., Richardson, K., Steffen, W., Schellnhuber, H.J., 2019. Climate tipping points — too risky to bet against. *Nature* 575, 592–595.
- Leunda, M., Gil-Romera, G., Daniau, A.-L., Benito, B.M., González-Sampériz, P., 2020. Holocene fire and vegetation dynamics in the Central Pyrenees (Spain). *CATENA* 188, 104411. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104411>
- Leunda, M., González-Sampériz, P., Gil-Romera, G., Bartolomé, M., Belmonte-Ribas, Á., Gómez-García, D., Kaltenrieder, P., Rubiales, J.M., Schwörer, C., Tinner, W., Morales-Molino, C., Sancho, C., 2019. Ice cave reveals environmental forcing of long-term Pyrenean tree line dynamics. *J. Ecol.* 107, 814–828. <https://doi.org/10.1111/1365-2745.13077>
- Lillios, K.T., Blanco-González, A., Drake, B.L., López-Sáez, J.A., 2016. Mid-late Holocene climate, demography, and cultural dynamics in Iberia: A multi-proxy approach. *Quat. Sci. Rev.* 135, 138–153. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.01.011>
- Liu, M., Shen, Y., González-Sampériz, P., Gil-Romera, G., Ter Braak, C.J.F., Prentice, I.C., Harrison, S.P., 2023. Holocene climates of the Iberian Peninsula: pollen-based reconstructions of changes in the west-east gradient of temperature and moisture. *Clim. Past* 19, 803–834. <https://doi.org/10.5194/cp-19-803-2023>
- López-Avilés, A., Jiménez-Moreno, G., García-Alix, A., García-García, F., Camuera, J., Scott Anderson, R., Sanjurjo-Sánchez, J., Arce Chamorro, C., Carrión, J.S., 2022. Post-glacial evolution of alpine environments in the western Mediterranean region: The Laguna Seca record. *CATENA* 211, 106033. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106033>
- López-Belzunce, M., Blázquez, A.M., Sánchez-Palencia, Y., Torres, T., Ortiz, J.E., 2022. Environmental evidence of Valencia lagoon coastal barrier stabilization from 8500 BP to Present. Climate and eustatic variations. *Sci. Total Environ.* 807, 151230. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.151230>
- López-Blanco, C., Romero-Viana, L., 2019. Dry and wet periods over the last millennium in central-eastern Spain a paleolimnological perspective. *Limnetica* 38. <https://doi.org/10.23818/limn.38.03>
- López-Martínez, C., Grimalt, J.O., Hoogakker, B., Gruetzner, J., Vautravers, M.J., McCave, I.N., 2006. Abrupt wind regime changes in the North Atlantic Ocean during the past 30,000–60,000 years. *Paleoceanography* 21. <https://doi.org/10.1029/2006PA001275>
- López-Sáez, J.A., Abel Schaad, D., Iriarte Avilés, E., Alba-Sánchez, F., Pérez Díaz, S., Guerra Doce, E., Delibes de Castro, G., Abarquero Moras, F.J., 2017. Una perspectiva paleoambiental de la explotación de la sal en las Lagunas de Villafáfila (Tierra de Campos, Zamora). *Cuaternario Geomorfol. Rev. Soc. Esp. Geomorfol. Asoc. Esp. Para El Estud. Cuaternario* 31, 73–103.

- López-Sáez, J.A., Abel-Schaad, D., Pérez-Díaz, S., Blanco-González, A., Alba-Sánchez, F., Dorado, M., Ruiz-Zapata, B., Gil-García, M.J., Gómez-González, C., Franco-Múgica, F., 2014a. Vegetation history, climate and human impact in the Spanish Central System over the last 9000 years. *Quat. Int.* 353, 98–122.
- López-Sáez, J.A., Alba-Sánchez, F., Nájera, T., Molina González, F.R., Pérez Díaz, S., Sabariego Ruiz, S., 2014b. Paleoambiente y Sociedad en la Edad del Bronce de La Mancha: La Motilla del Azuer. *Cuad. Prehist. Arqueol. Univ. Granada* 391–422.
- López-Sáez, J.A., Carrasco, R.M., Turu, V., Ruiz-Zapata, B., Gil-García, M.J., Luelmo-Lautenschlaeger, R., Pérez-Díaz, S., Alba-Sánchez, F., Abel-Schaad, D., Ros, X., Pedraza, J., 2020. Late Glacial-early holocene vegetation and environmental changes in the western Iberian Central System inferred from a key site: The Navamuño record, Béjar range (Spain). *Quat. Sci. Rev.* 230, 106167. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106167>
- Ludwig, P., Gómez-Navarro, J.J., Pinto, J.G., Raible, C.C., Wagner, S., Zorita, E., 2019. Perspectives of regional paleoclimate modeling. *Ann. N. Y. Acad. Sci.* 1436, 54–69. <https://doi.org/10.1111/nyas.13865>
- Luelmo Lautenschlaeger, M. de los R., Izdebski, A., Blanco González, A., Pérez Díaz, S., López Sáez, J.A., 2021a. La peste negra bajomedieval (1348-1351 AD) en el valle del Tiétar (sierra de Gredos, Ávila): aspectos económicos y paleoambientales. *Bol. Asoc. Geógrafos Esp.*
- Luelmo Lautenschlaeger, M. de los R., Izdebski, A., Blanco González, A., Pérez Díaz, S., López Sáez, J.A., 2021b. Historia paleoambiental de la sierra de Gredos (Sistema Central español, Ávila) en época visigoda: incidencia de la plaga de Justiniano (541-543 a. D.). *Arqueol. Iberoam.* 13, 78–90.
- Luelmo-Lautenschlaeger, R., Blarquez, O., Pérez-Díaz, S., Morales-Molino, C., López-Sáez, J.A., 2019. The Iberian Peninsula's Burning Heart—Long-Term Fire History in the Toledo Mountains (Central Spain). *Fire* 2. <https://doi.org/10.3390/fire2040054>
- Luetscher, M., Boch, R., Sodemann, H., Spötl, C., Cheng, H., Edwards, R.L., Frisia, S., Hof, F., Müller, W., 2015. North Atlantic storm track changes during the Last Glacial Maximum recorded by Alpine speleothems. *Nat. Commun.* 6. <https://doi.org/10.1038/ncomms7344>
- Machado, M.J., Benito, G., Barriendos, M., Rodrigo, F.S., 2011. 500 Years of rainfall variability and extreme hydrological events in southeastern Spain drylands. *J. Arid Environ.* 75, 1244–1253. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2011.02.002>
- Maiorano, P., Flores, J.A., Marino, M., Ducassou, E., Trotta, S., Balestra, B., 2023. Surface water dynamics of the last 20 kyr documented by coccolithophores in the Gulf of Cadiz. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 617, 111498–111498. <https://doi.org/10.1016/J.PALAEO.2023.111498>
- Manzano, S., Carrión, J.S., López-Merino, L., Jiménez-Moreno, G., Toney, J.L., Armstrong, H., Anderson, R.S., García-Alix, A., Pérez, J.L.G., Sánchez-Mata, D., 2019. A palaeoecological approach to understanding the past and present of Sierra Nevada, a Southwestern European biodiversity hotspot. *Glob. Planet. Change* 175, 238–250. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.02.006>
- Marco-Barba, J., Holmes, J.A., Mesquita-Joanes, F., Miracle, M.R., 2013. The influence of climate and sea-level change on the Holocene evolution of a Mediterranean coastal lagoon: Evidence from ostracod palaeoecology and geochemistry. *Geobios* 46, 409–421. <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2013.05.003>

- Margari, V., Hodell, D.A., Parfitt, S.A., Ashton, N.M., Grimalt, J.O., Kim, H., Yun, K.-S., Gibbard, P.L., Stringer, C.B., Timmermann, A., Tzedakis, P.C., 2023. Extreme glacial cooling likely led to hominin depopulation of Europe in the Early Pleistocene. *Science* 381, 693–699. <https://doi.org/10.1126/science.adf4445>
- Marsicek, J., Shuman, B.N., Bartlein, P.J., Shafer, S.L., Brewer, S., 2018. Reconciling divergent trends and millennial variations in Holocene temperatures. *Nature* 554, 92–96. <https://doi.org/10.1038/nature25464>
- Martín-Chivelet, J., Muñoz-García, M.B., Edwards, R.L., Turrero, M.J., Ortega, A.I., 2011. Land surface temperature changes in Northern Iberia since 4000 yr BP, based on $\delta^{13}\text{C}$ of speleothems. *Glob. Planet. Change* 77, 1–12.
- Martín-Chivelet, J., Muñoz-García, M.B., Edwards, R.L., Turrero, M.J., Ortega, A.I., 2013. Reply to Comment by Domínguez-Villar on “Land surface temperature changes in Northern Iberia since 4000 yr BP, based in $\delta^{13}\text{C}$ of speleothems” (Martín-Chivelet et al., 2011). *Glob. Planet. Change* 101, 129–130. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.12.005>
- Martínez Cortizas, A., López-Merino, L., Bindler, R., Mighall, T., Kylander, M.E., 2016. Early atmospheric metal pollution provides evidence for Chalcolithic/Bronze Age mining and metallurgy in Southwestern Europe. *Sci. Total Environ.* 545–546, 398–406. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.12.078>
- Martínez-García, B., Rodríguez-Lázaro, J., Pascual, A., Mendicoa, J., 2015. The “Northern guests” and other palaeoclimatic ostracod proxies in the late Quaternary of the Basque Basin (S Bay of Biscay). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 419, 100–114. <https://doi.org/10.1016/j.PALAEO.2014.06.032>
- Martínez-Ruiz, F., Kastner, M., Gallego-Torres, D., Rodrigo-Gámiz, M., Nieto-Moreno, V., and Ortega-Huertas, M., 2015. Paleoclimate and paleoceanography over the past 20,000 yr in the Mediterranean Sea Basins as indicated by sediment elemental proxies, *Quat. Sci. Rev.*, 107, 25–46, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.018>.
- Martín-Puertas, C., Hernandez, A., Pardo-Igúzquiza, E., Boyall, L., Brierley, C., Jiang, Z., Tjallingii, R., Blockley, S.P.E., Rodríguez-Tovar, F.J., 2023. Dampened predictable decadal North Atlantic climate fluctuations due to ice melting. *Nat. Geosci.* 16, 357–362. <https://doi.org/10.1038/s41561-023-01145-y>
- Martín-Puertas, C., Jiménez-Espejo, F., Martínez-Ruiz, F., Nieto-Moreno, V., Rodrigo, M., Mata, M.P., Valero-Garcés, B.L., 2010. Late Holocene climate variability in the southwestern Mediterranean region: an integrated marine and terrestrial geochemical approach. *Clim. Past* 6, 807–816. <https://doi.org/10.5194/cp-6-807-2010>
- Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B.L., Mata, M.P., Moreno, A., Giral, S., Martínez-Ruiz, F., Jiménez-Espejo, F., 2011. Geochemical processes in a Mediterranean Lake: a high-resolution study of the last 4,000 years in Zoñar Lake, southern Spain. *J. Paleolimnol.* 46, 405–421. <https://doi.org/10.1007/s10933-009-9373-0>
- Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B.L., Pilar Mata, M., González-Sampériz, P., Bao, R., Moreno, A., Stefanova, V., 2008. Arid and humid phases in southern Spain during the last 4000 years: the Zoñar Lake record, Córdoba. *The Holocene* 18, 907–921. <https://doi.org/10.1177/095968360808093533>
- Martins, M.V.A., Perretti, A.R., Salgueiro, E., Frontalini, F., Moreno, J., Soares, A.M., Mahiques, M., Silva, S., de Azevedo, C.A., Dias, J.A., 2015. Atlantic sea surface temperatures estimated from planktonic

- foraminifera off the Iberian Margin over the last 40Ka BP. *Mar. Geol.* 367, 191–201. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.06.001>
- Martrat, B., Jimenez-Amat, P., Zahn, R., Grimalt, J.O., 2014. Similarities and dissimilarities between the last two deglaciations and interglaciations in the North Atlantic region. *Quat. Sci. Rev.* 99, 122–134. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.06.016>
- Mejías Moreno, M., Benítez de Lugo Enrich, L., López Sáez, J.A., Lillios, K.T., 2020. La Cultura de Las Motillas de La Mancha: testigos del evento climático 4.2 ka cal BP. *Bol. Geológico Min.* 131, 89–108.
- Mellado-Cano, J., Barriopedro, D., García-Herrera, R., Trigo, R.M., Hernández, A., 2019. Examining the North Atlantic Oscillation, East Atlantic Pattern, and Jet Variability since 1685. *J. Clim.* 32, 6285–6298. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0135.1>
- Mesa-Fernández, J.M., Jiménez-Moreno, G., Rodrigo-Gámiz, M., García-Alix, A., Jiménez-Espejo, F.J., Martínez-Ruiz, F., Anderson, R.S., Camuera, J., Ramos-Román, M.J., 2018. Vegetation and geochemical responses to Holocene rapid climate change in the Sierra Nevada (southeastern Iberia): the Laguna Hondera record. *Clim. Past* 14, 1687–1706. <https://doi.org/10.5194/cp-14-1687-2018>
- Mesa-Fernández, J.M., Martínez-Ruiz, F., Rodrigo-Gámiz, M., Jiménez-Espejo, F.J., García, M., Sierro, F.J., 2022. Paleocirculation and paleoclimate conditions in the western Mediterranean basins over the last deglaciation: New insights from sediment composition variations. *Glob. Planet. Change* 209. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103732>
- Mighall, T.M., Martínez Cortizas, A., Silva-Sánchez, N., López-Costas, O., López-Merino, L., 2023. Climate Change, Fire and Human Activity Drive Vegetation Change during the Last Eight Millennia in the Xistral Mountains of NW Iberia. *Quaternary* 6. <https://doi.org/10.3390/quat6010005>
- Moffa-Sánchez, P., Born, A., Hall, I.R., Thornalley, D.J.R., Barker, S., 2014. Solar forcing of North Atlantic surface temperature and salinity over the past millennium. *Nat. Geosci.* 7, 275–278. <https://doi.org/10.1038/ngeo2094>
- Montes, L., Domingo, R., González-Sampériz, P., Sebastián, M., Aranbarri, J., Castaños, P., García-Simón, L.M., Alcolea, M., Laborda, R., 2016. Landscape, resources and people during the Mesolithic and Neolithic times in NE Iberia: The Arba de Biel Basin. *Quat. Int.* 403, 133–150. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.05.041>
- Montoya, M., Levermann, A., 2008. Surface wind-stress threshold for glacial Atlantic overturning. *Geophys. Res. Lett.* 35. <https://doi.org/10.1029/2007GL032560>
- Morales-Molino, C., Colombaroli, D., Tinner, W., Perea, R., Valbuena-Carabaña, M., Carrión, J.S., Gil, L., 2018. Vegetation and fire dynamics during the last 4000years in the Cabañeros National Park (central Spain). *Rev. Palaeobot. Palynol.* 253, 110–122. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2018.04.001>
- Morales-Molino, C., García-Antón, M., 2014. Vegetation and fire history since the last glacial maximum in an inland area of the western Mediterranean Basin (Northern Iberian Plateau, NW Spain). *Quat. Res.* 81, 63–77. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2013.10.010>
- Morcillo-Montalbá, L., Rodrigo-Gámiz, M., Martínez-Ruiz, F., Ortega-Huertas, M., Schouten, S., Sinninghe Damsté, J.S., 2021. Rapid Climate Changes in the Westernmost Mediterranean (Alboran Sea)

Over the Last 35 kyr: New Insights From Four Lipid Paleothermometers (UK'37, TEXH86, RI-OH', and LDI). *Paleoceanogr. Paleoclimatology* 36. <https://doi.org/10.1029/2020PA004171>

- Morellón, M., Aranbarri, J., Moreno, A., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., 2018. Early Holocene humidity patterns in the Iberian Peninsula reconstructed from lake, pollen and speleothem records. *Quat. Sci. Rev.* 181, 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.11.016>
- Morellón, M., Pérez-Sanz, A., Corella, J.P., Büntgen, U., Catalán, J., González-Sampériz, P., González-Trueba, J.J., López-Sáez, J.A., Moreno, A., Pla-Rabes, S., Saz-Sánchez, M.A., Scussolini, P., Serrano, E., Steinhilber, F., Stefanova, V., Vegas-Vilarrúbia, T., Valero-Garcés, B., 2012. A multi-proxy perspective on millennium-long climate variability in the Southern Pyrenees. *Clim. Past* 8, 683–700. <https://doi.org/10.5194/cp-8-683-2012>
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., Anselmetti, F., Ariztegui, D., Schnellmann, M., Moreno, A., Mata, P., Rico, M., Corella, J.P., 2009a. Late Quaternary deposition and facies model for karstic Lake Estanya (North-eastern Spain). *Sedimentology* 56, 1505–1534. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.01044.x>
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., González-Sampériz, P., Vegas-Vilarrúbia, T., Rubio, E., Rieradevall, M., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Romero, Ó., Engstrom, D.R., López-Vicente, M., Navas, A., Soto, J., 2011. Climate changes and human activities recorded in the sediments of Lake Estanya (NE Spain) during the Medieval Warm Period and Little Ice Age. *J. Paleolimnol.* 46, 423–452. <https://doi.org/10.1007/s10933-009-9346-3>
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., Vegas-Vilarrúbia, T., González-Sampériz, P., Romero, Ó., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Moreno, A., Rico, M., Corella, J.P., 2009b. Lateglacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: The Lake Estanya record (NE Spain). *Quat. Sci. Rev.* 28, 2582–2599. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.05.014>
- Moreno, A., González-Sampériz, P., Morellón, M., Valero-Garcés, B.L., Fletcher, W.J., 2012a. Northern Iberian abrupt climate change dynamics during the last glacial cycle: A view from lacustrine sediments. *Quat. Sci. Rev.* 36, 139–153. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.06.031>
- Moreno, A., López-Merino, L., Leira, M., Marco-Barba, J., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., López-Sáez, J.A., Santos, L., Mata, P., Ito, E., 2011. Revealing the last 13,500 years of environmental history from the multiproxy record of a mountain lake (Lago Enol, northern Iberian Peninsula). *J. Paleolimnol.* 46, 327–349. <https://doi.org/10.1007/s10933-009-9387-7>
- Moreno, A., Pérez, A., Frigola, J., Nieto-Moreno, V., Rodrigo-Gámiz, M., Martrat, B., González-Sampériz, P., Morellón, M., Martín-Puertas, C., Corella, J.P., Belmonte, Á., Sancho, C., Cacho, I., Herrera, G., Canals, M., Grimalt, J.O., Jiménez-Espejo, F., Martínez-Ruiz, F., Vegas-Vilarrúbia, T., Valero-Garcés, B.L., 2012b. The Medieval Climate Anomaly in the Iberian Peninsula reconstructed from marine and lake records. *Quat. Sci. Rev.* 43, 16–32. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.04.007>
- Moreno, A., Pérez-Mejías, C., Bartolomé, M., Sancho, C., Cacho, I., Stoll, H., Delgado-Huertas, A., Hellstrom, J., Edwards, R.L., Cheng, H., 2017. New speleothem data from molinos and ejulve caves reveal holocene hydrological variability in northeast iberia. *Quat. Res. U. S.* 88, 223–233. <https://doi.org/10.1017/qua.2017.39>
- Moreno, A., Stoll, H., Jiménez-Sánchez, M., Cacho, I., Valero-Garcés, B., Ito, E., Edwards, R.L., 2010. A speleothem record of glacial (25–11.6 kyr BP) rapid climatic changes from northern Iberian

- Peninsula. *Glob. Planet. Change, Oxygen isotopes as tracers of Mediterranean variability: linking past, present and future* 71, 218–231. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2009.10.002>
- Moreno, J., Ramos, A.M., Raposeiro, P.M., Santos, R.N., Rodrigues, T., Naughton, F., Moreno, F., Trigo, R.M., Ibañez-Insa, J., Ludwig, P., Shi, X., Hernández, A., 2023. Identifying imprints of externally derived dust and halogens in the sedimentary record of an Iberian alpine lake for the past ~13,500 years – Lake Peixão, Serra da Estrela (Central Portugal). *Sci. Total Environ.* 903. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.166179>
- Muñoz Sobrino, C., García-Gil, S., Iglesias, J., Martínez Carreño, N., Ferreiro Da Costa, J., Díaz Varela, R.A., Judd, A., 2012. Environmental change in the Ría de Vigo, NW Iberia, since the mid-Holocene: new palaeoecological and seismic evidence. *Boreas* 41, 578–601. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00255.x>
- Muñoz Sobrino, C., García-Moreiras, I., Castro, Y., Martínez Carreño, N., de Blas, E., Fernandez Rodríguez, C., Judd, A., García-Gil, S., 2014. Climate and anthropogenic factors influencing an estuarine ecosystem from NW Iberia: new high resolution multiproxy analyses from San Simón Bay (Ría de Vigo). *Quat. Sci. Rev.* 93, 11–33. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.03.021>
- Muñoz Sobrino, C., Heiri, O., Hazekamp, M., van der Velden, D., Kirilova, E.P., García-Moreiras, I., Lotter, A.F., 2013. New data on the Lateglacial period of SW Europe: a high resolution multiproxy record from Laguna de la Roya (NW Iberia). *Quat. Sci. Rev.* 80, 58–77. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.08.016>
- Naito, Y.I., Belmaker, M., Jiménez-Espejo, F.J., Simón-Vallejo, M.D., Riquelme Cantal, J.A., Parrilla-Giráldez, R., Cortés-Sánchez, M., 2022. Evidence for Marine Consumption During the Upper Palaeolithic at “El Pirulejo” Inland Rock- Shelter (Southern Iberia Peninsula, Spain). *Open Quat.* <https://doi.org/10.5334/oq.109>
- Naughton, F., Costas, S., Gomes, S.D., Desprat, S., Rodrigues, T., Sanchez Goñi, M.F., Renssen, H., Trigo, R., Bronk-Ramsey, C., Oliveira, D., Salgueiro, E., Voelker, A.H.L., Abrantes, F., 2019. Coupled ocean and atmospheric changes during Greenland stadial 1 in south-western Europe. *Quat. Sci. Rev.* 212, 108–120. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.03.033>
- Naughton, F., Sanchez Goñi, M.F., Rodrigues, T., Salgueiro, E., Costas, S., Desprat, S., Duprat, J., Michel, E., Rossignol, L., Zaragosi, S., Voelker, A.H.L., Abrantes, F., 2016. Climate variability across the last deglaciation in NW Iberia and its margin. *Quat. Int.* 414, 9–22. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.08.073>
- Nieto-Moreno, V., Martínez-Ruiz, F., Giral, S., Jiménez-Espejo, F., Gallego-Torres, D., Rodrigo-Gámiz, M., García-Orellana, J., Ortega-Huertas, M., De Lange, G.J., 2011. Tracking climate variability in the western Mediterranean during the Late Holocene: A multiproxy approach. *Clim. Past* 7, 1395–1414. <https://doi.org/10.5194/cp-7-1395-2011>
- Oliva, M., Palacios, D., Fernández-Fernández, J.M., Rodríguez-Rodríguez, L., García-Ruiz, J.M., Andrés, N., Carrasco, R.M., Pedraza, J., Pérez-Alberti, A., Valcárcel, M., Hughes, P.D., 2019. Late Quaternary glacial phases in the Iberian Peninsula. *Earth-Sci. Rev.* 192, 564–600. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.03.015>
- Oliva, M., Ruiz-Fernández, J., Barriendos, M., Benito, G., Cuadrat, J.M., Domínguez-Castro, F., García-Ruiz, J.M., Giral, S., Gómez-Ortiz, A., Hernández, A., López-Costas, O., López-Moreno, J.I., López-Sáez, J.A.,

- Martínez-Cortizas, A., Moreno, A., Prohom, M., Saz, M.A., Serrano, E., Tejedor, E., Trigo, R., Valero-Garcés, B., Vicente-Serrano, S.M., 2018. The Little Ice Age in Iberian mountains. *Earth-Sci. Rev.* 177, 175–208. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.11.010>
- Ortega, P., Lehner, F., Swingedouw, D., Masson-Delmotte, V., Raible, C.C., Casado, M., Yiou, P., 2015. A model-tested North Atlantic Oscillation reconstruction for the past millennium. *Nature* 523, 71–74. <https://doi.org/10.1038/nature14518>
- Ortiz, J.E., Gallego, J.L.R., Torres, T., Díaz-Bautista, A., Sierra, C., 2010. Palaeoenvironmental reconstruction of Northern Spain during the last 8000 cal yr BP based on the biomarker content of the Roñanzas peat bog (Asturias). *Org. Geochem.* 41, 454–466. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2010.02.003>
- Ortiz, J.E., Sánchez-Palencia, Y., López-Cilla, I., Morales-Molino, C., Gardoki, J., Torres, T., Morellón, M., 2024. Lipid biomarkers in high mountain lakes from the Cantabrian range (Northern Spain): Coupling the interplay between natural and anthropogenic drivers. *Anthropocene* 46, 100431. <https://doi.org/10.1016/j.ancene.2024.100431>
- Ortiz, J.E., Sánchez-Palencia, Y., Torres, T., Domingo, L., Mata, M.P., Vegas, J., Sánchez España, J., Morellón, M., Blanco, L., 2016. Lipid biomarkers in Lake Enol (Asturias, Northern Spain): Coupled natural and human induced environmental history. *Org. Geochem.* 92, 70–83. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2015.12.005>
- Palumbo, E., Flores, J.A., Perugia, C., Emanuele, D., Petrillo, Z., Rodrigues, T., Voelker, A.H.L., Amore, F.O., 2013. Abrupt variability of the last 24ka BP recorded by coccolithophore assemblages off the Iberian Margin (core MD03-2699). *J. Quat. Sci.* 28, 320–328. <https://doi.org/10.1002/qs.2623>
- Paniagua, L.L., García-Martín, A., Moral, F.J., Rebollo, F.J., 2019. Aridity in the Iberian Peninsula (1960–2017): distribution, tendencies, and changes. *Theor. Appl. Climatol.* 138, 811–830. <https://doi.org/10.1007/s00704-019-02866-0>
- Pascual, A., Rodríguez-Lázaro, J., Martínez-García, B., Varela, Z., 2020. Palaeoceanographic and palaeoclimatic changes during the last 37,000 years detected in the SE Bay of Biscay based on benthic foraminifera. *Quat. Int.* 566–567, 323–336. <https://doi.org/10.1016/J.QUAINT.2020.03.043>
- Pellicer, X.M., Corella, J.P., Gutiérrez, F., Roqué, C., Linares, R., Carbonel, D., Zarroca, M., Guerrero, J., Comas, X., 2016. Sedimentological and palaeohydrological characterization of Late Pleistocene and Holocene tufa mound palaeolakes using trenching methods in the Spanish Pyrenees. *Sedimentology* 63, 1786–1819. <https://doi.org/10.1111/sed.12290>
- Pena, L.D., Francés, G., Diz, P., Esparza, M., Grimalt, J.O., Nombela, M.A., Alejo, I., 2010. Climate fluctuations during the Holocene in NW Iberia: High and low latitude linkages. *Cont. Shelf Res.* 30, 1487–1496. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.05.009>
- Pérez Díaz, S., López-Sáez, J.A., 2019. The Western Pyrenean (Northern Iberian Peninsula) during the upper paleolithic: a palaeoenvironmental approach, in: *Human Adaptations to the Last Glacial Maximum: The Solutrean and Its Neighbors*. pp. 416–432.
- Pérez-Asensio, J.N., Frigola, J., Pena, L.D., Sierro, F.J., Reguera, M.I., Rodríguez-Tovar, F.J., Dorador, J., Asioli, A., Kuhlmann, J., Huhn, K., Cacho, I., 2020a. Changes in western Mediterranean thermohaline

- circulation in association with a deglacial Organic Rich Layer formation in the Alboran Sea. *Quat. Sci. Rev.* 228. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106075>
- Pérez-Asensio, J.N., Frigola, J., Pena, L.D., Sierro, F.J., Reguera, M.I., Rodríguez-Tovar, F.J., Dorador, J., Asoli, A., Kuhlmann, J., Huhn, K., Cacho, I., 2020b. Changes in western Mediterranean thermohaline circulation in association with a deglacial Organic Rich Layer formation in the Alboran Sea. *Quat. Sci. Rev.* 228. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106075>
- Pérez-Lambán, F., Peña-Monné, J.L., Badía-Villas, D., Picazo Millán, J.V., Sampietro-Vattuone, M.M., Alcolea Gracia, M., Aranbarri, J., González-Sampériz, P., Fanlo Loras, J., 2018. Holocene environmental variability in the Central Ebro Basin (NE Spain) from geoarchaeological and pedological records. *CATENA* 163, 147–164. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.12.017>
- Pérez-Obiol, R., Bal, M.-C., Pèlachs, A., Cunill, R., Soriano, J.M., 2012. Vegetation dynamics and anthropogenically forced changes in the Estanilles peat bog (southern Pyrenees) during the last seven millennia. *Veg. Hist. Archaeobotany* 21, 385–396. <https://doi.org/10.1007/s00334-012-0351-5>
- Pérez-Obiol, R., Jalut, G., Julià, R., Pèlachs, A., Iriarte, M.J., Otto, T., Hernández-Beloqui, B., 2011. Mid-Holocene vegetation and climatic history of the Iberian Peninsula. *The Holocene* 21, 75–93. <https://doi.org/10.1177/0959683610384161>
- Pérez-Sanz, A., González-Sampériz, P., Moreno, A., Valero-Garcés, B., Gil-Romera, G., Rieradevall, M., Tarrats, P., Lasheras-Álvarez, L., Morellón, M., Belmonte, A., Sancho, C., Sevilla-Callejo, M., Navas, A., 2013. Holocene climate variability, vegetation dynamics and fire regime in the central Pyrenees: the Basa de la Mora sequence (NE Spain). *Quat. Sci. Rev.* 73, 149–169. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.05.010>
- Plaza-Morlote, M., Rey, D., Santos, J.F., Ribeiro, S., Heslop, D., Bernabeu, A., Mohamed, K.J., Rubio, B., Martín, V., 2017. Southernmost evidence of large European Ice Sheet-derived freshwater discharges during the Heinrich Stadials of the Last Glacial Period (Galician Interior Basin, Northwest Iberian Continental Margin). *Earth Planet. Sci. Lett.* 457, 213–226. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.10.020>
- Ramos-Román, M.J., Jiménez-Moreno, G., Anderson, R.S., García-Alix, A., Camuera, J., Mesa-Fernández, J.M., Manzano, S., 2019. Climate controlled historic olive tree occurrences and olive oil production in southern Spain. *Glob. Planet. Change* 182. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.102996>
- Ramos-Román, M.J., Jiménez-Moreno, G., Anderson, R.S., García-Alix, A., Toney, J.L., Jiménez-Espejo, F.J., Carrión, J.S., 2016. Centennial-scale vegetation and North Atlantic Oscillation changes during the Late Holocene in the southern Iberia. *Quat. Sci. Rev.* 143, 84–95. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.05.007>
- Ramos-Román, María J., Jiménez-Moreno, G., Camuera, J., García-Alix, A., Anderson, R.S., Jiménez-Espejo, F.J., Carrión, J.S., 2018. Holocene climate aridification trend and human impact interrupted by millennial- and centennial-scale climate fluctuations from a new sedimentary record from Padul (Sierra Nevada, southern Iberian Peninsula). *Clim. Past* 14, 117–137. <https://doi.org/10.5194/cp-14-117-2018>
- Ramos-Román, María J., Jiménez-Moreno, G., Camuera, J., García-Alix, A., Scott Anderson, R., Jiménez-Espejo, F.J., Sachse, D., Toney, J.L., Carrión, J.S., Webster, C., Yanes, Y., 2018. Millennial-scale cyclical environment and climate variability during the Holocene in the western Mediterranean region

- deduced from a new multi-proxy analysis from the Padul record (Sierra Nevada, Spain). *Glob. Planet. Change* 168, 35–53. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.06.003>
- Rasmussen, S.O., Bigler, M., Blockley, S.P., Blunier, T., Buchardt, S.L., Clausen, H.B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Fischer, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W.Z., Lowe, J.J., Pedro, J.B., Popp, T., Seierstad, I.K., Steffensen, J.P., Svensson, A.M., Vallelonga, P., Vinther, B.M., Walker, M.J.C., Wheatley, J.J., Winstrup, M., 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quat. Sci. Rev.*, 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) 106, 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>
- Rea, B.R., Pellitero, R., Spagnolo, M., Hughes, P., Ivy-Ochs, S., Renssen, H., Ribolini, A., Bakke, J., Lukas, S., Braithwaite, R.J., 2020. Atmospheric circulation over Europe during the Younger Dryas. *Sci. Adv.*
- Repschläger, J., Garbe-Schönberg, D., Weinelt, M., Schneider, R., 2017. Holocene evolution of the North Atlantic subsurface transport. *Clim. Past* 13, 333–344. <https://doi.org/10.5194/cp-13-333-2017>
- Ribeiro, S., Amorim, A., Abrantes, F., Ellegaard, M., 2016. Environmental change in the Western Iberia Upwelling Ecosystem since the preindustrial period revealed by dinoflagellate cyst records. *The Holocene* 26, 874–889. <https://doi.org/10.1177/0959683615622548>
- Ribeiro, S., Amorim, A., Andersen, T.J., Abrantes, F., Ellegaard, M., 2012. Reconstructing the history of an invasion: the toxic phytoplankton species *Gymnodinium catenatum* in the Northeast Atlantic. *Biol. Invasions* 14, 969–985. <https://doi.org/10.1007/s10530-011-0132-6>
- Roberts, N., Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., Corella, J.P., Jones, M., Allcock, S., Woodbridge, J., Morellón, M., Luterbacher, J., Xoplaki, E., Türkeş, M., 2012. Palaeolimnological evidence for an east-west climate see-saw in the Mediterranean since AD 900. *Glob. Planet. Change* 84–85, 23–34. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.11.002>
- Rodrigo, F.S., 2019. Coherent variability between seasonal temperatures and rainfalls in the Iberian Peninsula, 1951–2016. *Theor. Appl. Climatol.* 135, 473–490. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2400-1>
- Rodrigo, F.S., 2018. A review of the Little Ice Age in Andalusia (Southern Spain): results and research challenges. *Cuad. Investig. Geográfica* 44, 245–265. <https://doi.org/10.18172/cig.3316>
- Rodrigo, F.S., 2012. Completing the early instrumental weather record from Cádiz (Southern Spain): new data from 1799 to 1803. *Clim. Change* 111, 697–704. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0174-x>
- Rodrigo, F.S., Gómez-Navarro, J.J., Montávez Gómez, J.P., 2012. Climate variability in Andalusia (southern Spain) during the period 1701–1850 based on documentary sources: Evaluation and comparison with climate model simulations. *Clim. Past* 8, 117–133. <https://doi.org/10.5194/cp-8-117-2012>
- Rodrigo-Gámiz, M., García-Alix, A., Jiménez-Moreno, G., Ramos-Román, M.J., Camuera, J., Toney, J.L., Sachse, D., Anderson, R.S., Sinninghe Damsté, J.S., 2022. Paleoclimate reconstruction of the last 36 kyr based on branched glycerol dialkyl glycerol tetraethers in the Padul palaeolake record

- (Sierra Nevada, southern Iberian Peninsula). *Quat. Sci. Rev.* 281. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107434>
- Rodrigo-Gámiz, M., Martínez-Ruiz, F., Jiménez-Espejo, F.J., Gallego-Torres, D., Nieto-Moreno, V., Romero, O., Ariztegui, D., 2011. Impact of climate variability in the western Mediterranean during the last 20,000 years: Oceanic and atmospheric responses. *Quat. Sci. Rev.* 30, 2018–2034. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.05.011>
- Rodrigo-Gámiz, M., Martínez-Ruiz, F., Rampen, S.W., Schouten, S., Sinninghe Damsté, J.S., 2014. Sea surface temperature variations in the western Mediterranean Sea over the last 20 kyr: A dual-organic proxy (UK'37 and LDL) approach. *Paleoceanography* 29, 87–98. <https://doi.org/10.1002/2013PA002466>
- Rodrigo-Gámiz, Marta, Martínez-Ruiz, F., Rodríguez-Tovar, F.J., Jiménez-Espejo, F.J., Pardo-Igúzquiza, E., 2014. Millennial- to centennial-scale climate periodicities and forcing mechanisms in the westernmost Mediterranean for the past 20,000 yr. *Quat. Res. U. S.* 81, 78–93. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2013.10.009>
- Rodrigues, T., Grimalt, J.O., Abrantes, F., Naughton, F., Flores, J.A., 2010. The last glacial-interglacial transition (LGIT) in the western mid-latitudes of the North Atlantic: Abrupt sea surface temperature change and sea level implications. *Quat. Sci. Rev.* 29, 1853–1862. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.04.004>
- Rodríguez-Lazaro, J., Pascual, A., Cacho, I., Varela, Z., Pena, L.D., 2017. Deep-sea benthic response to rapid climatic oscillations of the last glacial cycle in the SE Bay of Biscay. *J. Sea Res.* 130, 49–72. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2017.06.002>
- Roldán-Gómez, P.J., González-Rouco, J.F., Melo-Aguilar, C., Smerdon, J.E., 2020. Dynamical and hydrological changes in climate simulations of the last millennium. *Clim. Past* 16, 1285–1307. <https://doi.org/10.5194/cp-16-1285-2020>
- Roldán-Gómez, P.J., González-Rouco, J.F., Smerdon, J.E., García-Pereira, F., 2023. Model and proxy evidence for coordinated changes in the hydroclimate of distant regions over the Last Millennium. *Clim. Past* 19, 2361–2387. <https://doi.org/10.5194/cp-19-2361-2023>
- Romero-Viana, L., Julià, R., Schimmel, M., Camacho, A., Vicente, E., Miracle, M.R., 2011. Reconstruction of annual winter rainfall since A.D.1579 in central-eastern Spain based on calcite laminated sediment from Lake La Cruz. *Clim. Change* 107, 343–361. <https://doi.org/10.1007/s10584-010-9966-7>
- Ruiz, A., Onea, F., Rusu, E., 2020. Study Concerning the Expected Dynamics of the Wind Energy Resources in the Iberian Nearshore. *Energies* 13, 4832. <https://doi.org/10.3390/en13184832>
- Ruiz-Pérez, J.-M., Carmona, P., 2019. Turia river delta and coastal barrier-lagoon of Valencia (Mediterranean coast of Spain): Geomorphological processes and global climate fluctuations since Iberian-Roman times. *Quat. Sci. Rev.* 219, 84–101. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.07.005>
- Sáez, A., Carballeira, R., Pueyo, J.J., Vázquez-Loureiro, D., Leira, M., Hernández, A., Valero-Garcés, B.L., Bao, R., 2018. Formation and evolution of back-barrier perched lakes in rocky coasts: An example of a Holocene system in north-west Spain. *Sedimentology* 65, 1891–1917. <https://doi.org/10.1111/sed.12451>

- Salgueiro, E., Naughton, F., Voelker, A.H.L., de Abreu, L., Alberto, A., Rossignol, L., Duprat, J., Magalhães, V.H., Vaqueiro, S., Turon, J.L., Abrantes, F., 2014. Past circulation along the western Iberian margin: A time slice vision from the Last Glacial to the Holocene. *Quat. Sci. Rev.* 106, 316–329. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.001>
- Sánchez Goñi, M.F., Llave, E., Oliveira, D., Naughton, F., Desprat, S., Ducassou, E., Hodell, D.A., Hernández-Molina, F.J., 2016. Climate changes in south western Iberia and Mediterranean Outflow variations during two contrasting cycles of the last 1 Myrs: MIS 31–MIS 30 and MIS 12–MIS 11. *Glob. Planet. Change* 136, 18–29. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.11.006>
- Sánchez, N.S., Merino, L.L., Armada, X.-L., Cortizas, A.M., 2021. Medieval mining and its impact on peat records: a case study from Cruz do Bocelo Mire (nw iberia).
- Sánchez-García, C., Schulte, L., 2023. Historical floods in the southeastern Iberian Peninsula since the 16th century: Trends and regional analysis of extreme flood events. *Glob. Planet. Change* 231. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2023.104317>
- Sánchez-Goñi, M.F., Bard, E., Landais, A., Rossignol, L., d'Errico, F., 2013. Air-sea temperature decoupling in western Europe during the last interglacial-glacial transition. *Nat. Geosci.* advance online publication. <https://doi.org/10.1038/ng eo1924>
- Sánchez-López, G., Hernández, A., Pla-Rabes, S., Trigo, R.M., Toro, M., Granados, I., Sáez, A., Masqué, P., Pueyo, J.J., Rubio-Inglés, M.J., Giralt, S., 2016. Climate reconstruction for the last two millennia in central Iberia: The role of East Atlantic (EA), North Atlantic Oscillation (NAO) and their interplay over the Iberian Peninsula. *Quat. Sci. Rev.* 149, 135–150. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.07.021>
- Sancho, C., Belmonte, Á., Bartolomé, M., Moreno, A., Leunda, M., López-Martínez, J., 2018. Middle-to-late Holocene palaeoenvironmental reconstruction from the A294 ice-cave record (Central Pyrenees, northern Spain). *Earth Planet. Sci. Lett.* 484, 135–144. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.12.027>
- Santisteban, J.I., Celis, A., Mediavilla, R., Gil-García, M.J., Ruiz-Zapata, B., Castaño, S., 2021. The transition from climate-driven to human-driven agriculture during the Little Ice Age in Central Spain: Documentary and fluvial records evidence. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 562, 110153. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.110153>
- Santisteban, J.I., Mediavilla, R., Galán de Frutos, L., López Cilla, I., 2019. Holocene floods in a complex fluvial wetland in central Spain: Environmental variability, climate and time. *Glob. Planet. Change* 181, 102986. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.102986>
- Schirmacher, J., Andersen, N., Schneider, R.R., Weinelt, M., 2020. Fossil leaf wax hydrogen isotopes reveal variability of Atlantic and Mediterranean climate forcing on the southeast Iberian Peninsula between 6000 to 3000 cal. BP. *PLoS ONE* 15. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0243662>
- Schirmacher, J., Weinelt, M., Blanz, T., Andersen, N., Salgueiro, E., Schneider, R.R., 2019. Multi-decadal atmospheric and marine climate variability in southern Iberia during the mid-to late-Holocene. *Clim. Past* 15, 617–634. <https://doi.org/10.5194/cp-15-617-2019>
- Schmidt, G.A., Jungclauss, J.H., Ammann, C.M., Bard, E., Braconnot, P., Crowley, T.J., Delaygue, G., Joos, F., Krivova, N.A., Muscheler, R., Otto-Bliesner, B.L., Pongratz, J., Shindell, D.T., Solanki, S.K.,

- Steinhilber, F., Vieira, L.E.A., 2011. Climate forcing reconstructions for use in PMIP simulations of the last millennium (v1.0). *Geosci. Model Dev.* 4, 33–45. <https://doi.org/10.5194/gmd-4-33-2011>
- Schröder, T., López-Sáez, J.A., van't Hoff, J., Reicherter, K., 2020. Unravelling the Holocene environmental history of south-western Iberia through a palynological study of Lake Medina sediments. *Holocene* 30, 13–22. <https://doi.org/10.1177/0959683619865590>
- Schröder, T., van't Hoff, J., López-Sáez, J.A., Viehberg, F., Melles, M., Reicherter, K., 2018. Holocene climatic and environmental evolution on the southwestern Iberian Peninsula: A high-resolution multi-proxy study from Lake Medina (Cádiz, SW Spain). *Quat. Sci. Rev.* 198, 208–225. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.08.030>
- Sicre, M.A., Jalali, B., Martrat, B., Schmidt, S., Bassetti, M.A., Kallel, N., 2016. Sea surface temperature variability in the North Western Mediterranean Sea (Gulf of Lion) during the Common Era. *Earth Planet. Sci. Lett.* 456, 124–133. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.09.032>
- Sierro, F.J., Hodell, D.A., Andersen, N., Azibeiro, L.A., Jimenez-Espejo, F.J., Bahr, A., Flores, J.A., Ausin, B., Rogerson, M., Lozano-Luz, R., Lebreiro, S.M., Hernandez-Molina, F.J., 2020. Mediterranean Overflow Over the Last 250 kyr: Freshwater Forcing From the Tropics to the Ice Sheets. *Paleoceanogr. Paleoclimatology* 35. <https://doi.org/10.1029/2020PA003931>
- Silva-Sánchez, N., Armada, X.-L., 2023. Environmental Impact of Roman Mining and Metallurgy and Its Correlation with the Archaeological Evidence: A European Perspective. *Environ. Archaeol.* 1–25. <https://doi.org/10.1080/14614103.2023.2181295>
- Singh, H., Singh, A.D., Tripathi, R., Singh, P., Verma, K., Voelker, A.H.L., Hodell, D.A., 2023. Centennial-millennial scale ocean-climate variability in the northeastern Atlantic across the last three terminations. *Glob. Planet. Change* 223. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2023.104100>
- Smith, A.C., Wynn, P.M., Barker, P.A., Leng, M.J., Noble, S.R., Tych, W., 2016. North Atlantic forcing of moisture delivery to Europe throughout the Holocene. *Sci. Rep.* 6. <https://doi.org/10.1038/srep24745>
- Stewart, J.R., Stringer, C.B., 2012. Human Evolution Out of Africa: The Role of Refugia and Climate Change. *Science* 335, 1317–1321. <https://doi.org/10.1126/science.1215627>
- Tabone, I., Blasco, J., Robinson, A., Alvarez-Solas, J., Montoya, M., 2018. The sensitivity of the Greenland Ice Sheet to glacial-interglacial oceanic forcing. *Clim. Past* 14, 455–472. <https://doi.org/10.5194/cp-14-455-2018>
- Tarrats, P., Heiri, O., Valero-Garcés, B., Cañedo-Argüelles, M., Prat, N., Rieradevall, M., González-Sampériz, P., 2018. Chironomid-inferred Holocene temperature reconstruction in Basa de la Mora Lake (Central Pyrenees). *Holocene* 28, 1685–1696. <https://doi.org/10.1177/0959683618788662>
- Tejedor, E., De Luis, M., Barriendos, M., Cuadrat, J.M., Luterbacher, J., Saz, M.Á., 2019. Rogation ceremonies: A key to understanding past drought variability in northeastern Spain since 1650. *Clim. Past* 15, 1647–1664. <https://doi.org/10.5194/cp-15-1647-2019>
- Tejedor, E., de Luis, M., Cuadrat, J.M., Esper, J., Saz, M.Á., 2016. Tree-ring-based drought reconstruction in the Iberian Range (east of Spain) since 1694. *Int. J. Biometeorol.* 60, 361–372. <https://doi.org/10.1007/s00484-015-1033-7>

- Tejedor, E., Saz, M.A., Esper, J., Cuadrat, J.M., de Luis, M., 2017. Summer drought reconstruction in northeastern Spain inferred from a tree ring latewood network since 1734. *Geophys. Res. Lett.* 44, 8492–8500. <https://doi.org/10.1002/2017GL074748>
- Thatcher, D.L., Wanamaker, A.D., Denniston, R.F., Asmerom, Y., Polyak, V.J., Fulllick, D., Ummenhofer, C.C., Gillikin, D.P., Haws, J.A., 2020. Hydroclimate variability from western Iberia (Portugal) during the Holocene: Insights from a composite stalagmite isotope record. *Holocene* 30, 966–981. <https://doi.org/10.1177/0959683620908648>
- Timmermann, A., Yun, K.-S., Raia, P., Ruan, J., Mondanaro, A., Zeller, E., Zollikofer, C., Ponce de León, M., Lemmon, D., Willeit, M., Ganopolski, A., 2022. Climate effects on archaic human habitats and species successions. *Nature* 604, 495–501. <https://doi.org/10.1038/s41586-022-04600-9>
- Toney, J.L., García-Alix, A., Jiménez-Moreno, G., Anderson, R.S., Moossen, H., Seki, O., 2020. New insights into Holocene hydrology and temperature from lipid biomarkers in western Mediterranean alpine wetlands. *Quat. Sci. Rev.* 240. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106395>
- Trias-Navarro, S., Pena, L.D., de la Fuente, M., Paredes, E., García-Solsona, E., Frigola, J., Català, A., Caruso, A., Lirer, F., Haghipour, N., Pérez-Asensio, J.N., Cacho, I., 2023. Eastern Mediterranean water outflow during the Younger Dryas was twice that of the present day. *Commun. Earth Environ.* 4. <https://doi.org/10.1038/s43247-023-00812-7>
- Trigo, R.M., Vaquero, J.M., Alcoforado, M.-J., Barriendos, M., Taborda, J., García-Herrera, R., Luterbacher, J., 2009. Iberia in 1816, the year without a summer. *Int. J. Climatol.* 29, 99–115. <https://doi.org/10.1002/joc.1693>
- Turu, V., Carrasco, R.M., López-Sáez, J.A., Pontevedra-Pombal, X., Pedraza, J., Luelmo-Lautenschlaeger, R., Pérez-Díaz, S., Echeverría-Moreno, A., Frigola, J., Alba-Sánchez, F., Sánchez-Vizcaino, J., Pélachs-Mañosa, A., Cunill-Artigas, R., Nadal-Tersa, J., Mur-Cacuho, E., Soriano-López, J.M., 2021. Palaeoenvironmental changes in the Iberian central system during the Late-glacial and Holocene as inferred from geochemical data: A case study of the Navamuño depression in western Spain. *Catena* 207. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105689>
- Turu, V., Carrasco, R.M., Pedraza, J., Ros, X., Ruiz-Zapata, B., Soriano-López, J.M., Mur-Cacuho, E., Pélachs-Mañosa, A., Muñoz-Martín, A., Sánchez, J., Echeverría-Moreno, A., 2018. Late glacial and post-glacial deposits of the Navamuño peatbog (Iberian Central System): Chronology and paleoenvironmental implications. *Quat. Int.* 470, 82–95. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.08.018>
- Val-Peón, C., Santisteban, J.I., López-Sáez, J.A., Weniger, G.-C., Reicherter, K., 2021. Environmental Changes and Cultural Transitions in SW Iberia during the Early-Mid Holocene. *Appl. Sci.* 11. <https://doi.org/10.3390/app11083580>
- van Westen, R.M., Kliphuis, M., Dijkstra, H.A., 2024. Physics-based early warning signal shows that AMOC is on tipping course. *Sci. Adv.* 10, eadk1189. <https://doi.org/10.1126/sciadv.adk1189>
- Vegas, J., Ruiz-Zapata, B., Ortiz, J.E., Galán, L., Torres, T., García-Cortés, Á., Gil-García, M.J., Pérez-González, A., Gallardo-Millán, J.L., 2010. Identification of arid phases during the last 50 cal. ka BP from the Fuentillejo maar-lacustrine record (Campo de Calatrava Volcanic Field, Spain). *J. Quat. Sci.* 25, 1051–1062. <https://doi.org/10.1002/jqs.1262>

- Vegas-Vilarrúbia, T., Corella, J.P., Sigró, J., Rull, V., Dorado-Liñan, I., Valero-Garcés, B., Gutiérrez-Merino, E., 2022. Regional precipitation trends since 1500 CE reconstructed from calcite sublayers of a varved Mediterranean lake record (Central Pyrenees). *Sci. Total Environ.* 826. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.153773>
- Vicente de Vera García, A., Mata-Campo, M.P., Pla, S., Vicente, E., Prego, R., Frugone-Álvarez, M., Polanco-Martínez, J., Galofré, M., Valero-Garcés, B.L., 2023. Unprecedented recent regional increase in organic carbon and lithogenic fluxes in high altitude Pyrenean lakes. *Sci. Rep.* 13, 8586. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-35233-1>
- Vidaller, I., Izagirre, E., Del Rio, L.M., Alonso-González, E., Rojas-Heredia, F., Serrano, E., Moreno, A., López-Moreno, J.I., Revuelto, J., 2023. The Aneto glacier's (Central Pyrenees) evolution from 1981 to 2022: ice loss observed from historic aerial image photogrammetry and remote sensing techniques. *The Cryosphere* 17, 3177–3192. <https://doi.org/10.5194/tc-17-3177-2023>
- Voelker, A.H.L., De Abreu, L., 2011. A Review of Abrupt Climate Change Events in the Northeastern Atlantic Ocean (Iberian Margin): Latitudinal, Longitudinal, and Vertical Gradients, in: *Abrupt Climate Change: Mechanisms, Patterns, and Impacts*. Wiley, pp. 15–37.
- Waelbroeck, C., Lougheed, B.C., Vazquez Riveiros, N., Missiaen, L., Pedro, J., Dokken, T., Hajdas, I., Wacker, L., Abbott, P., Dumoulin, J.P., Thil, F., Eynaud, F., Rossignol, L., Fersi, W., Albuquerque, A.L., Arz, H., Austin, W.E.N., Came, R., Carlson, A.E., Collins, J.A., Dennielou, B., Desprat, S., Dickson, A., Elliot, M., Farmer, C., Giraudeau, J., Gottschalk, J., Henderiks, J., Hughen, K., Jung, S., Knutz, P., Lebreiro, S., Lund, D.C., Lynch-Stieglitz, J., Malaizé, B., Marchitto, T., Martínez-Méndez, G., Mollenhauer, G., Naughton, F., Nave, S., Nürnberg, D., Oppo, D., Peck, V., Peeters, F.J.C., Penaud, A., Portillo-Ramos, R. da C., Repschläger, J., Roberts, J., Rühlemann, C., Salgueiro, E., Sanchez Goni, M.F., Schönfeld, J., Scussolini, P., Skinner, L.C., Skonieczny, C., Thoralley, D., Toucanne, S., Rooij, D.V., Vidal, L., Voelker, A.H.L., Wary, M., Weldeab, S., Ziegler, M., 2019. Consistently dated Atlantic sediment cores over the last 40 thousand years. *Sci. Data* 6. <https://doi.org/10.1038/s41597-019-0173-8>
- Wagner, B., Vogel, H., Francke, A., Friedrich, T., Donders, T., Lacey, J.H., Leng, M.J., Regattieri, E., Sadori, L., Wilke, T., Zanchetta, G., Albrecht, C., Bertini, A., Combourieu-Nebout, N., Ovetkoska, A., Giaccio, B., Grazhdani, A., Hauke, T., Holtvoeth, J., Joannin, S., Jovanovska, E., Just, J., Kouli, K., Kousis, I., Koutsodendris, A., Krastel, S., Lagos, M., Leicher, N., Levkov, Z., Lindhorst, K., Masi, A., Melles, M., Mercuri, A.M., Nomade, S., Nowaczyk, N., Panagiotopoulos, K., Peyron, O., Reed, J.M., Sagnotti, L., Sinopoli, G., Stelbrink, B., Sulpizio, R., Timmermann, A., Tofilovska, S., Torri, P., Wagner-Gremer, F., Wonik, T., Zhang, X., 2019. Mediterranean winter rainfall in phase with African monsoons during the past 1.36 million years. *Nature* 573, 256–260. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1529-0>
- Walczak, I.W., Baldini, J.U.L., Baldini, L.M., McDermott, F., Marsden, S., Standish, C.D., Richards, D.A., Andreo, B., Slater, J., 2015. Reconstructing high-resolution climate using CT scanning of unsectioned stalagmites: A case study identifying the mid-Holocene onset of the Mediterranean climate in southern Iberia. *Quat. Sci. Rev.* 127, 117–128. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.06.013>
- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M., 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quat. Sci. Rev.* 27, 1791–1828.

- Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S.P., Jetel, M., 2011. Structure and origin of Holocene cold events. *Quat. Sci. Rev.* 30, 3109–3123. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.07.010>
- Zamora, R., Oliva, M., 2022. The Landscape of the Sierra Nevada.
- Zielhofer, C., Fletcher, W.J., Mischke, S., De Batist, M., Campbell, J.F.E., Joannin, S., Tjallingii, R., El Hamouti, N., Junginger, A., Stele, A., Bussmann, J., Schneider, B., Lauer, T., Spitzer, K., Strupler, M., Brachert, T., Mikdad, A., 2017. Atlantic forcing of Western Mediterranean winter rain minima during the last 12,000 years. *Quat. Sci. Rev.* 157, 29–51. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.11.037>