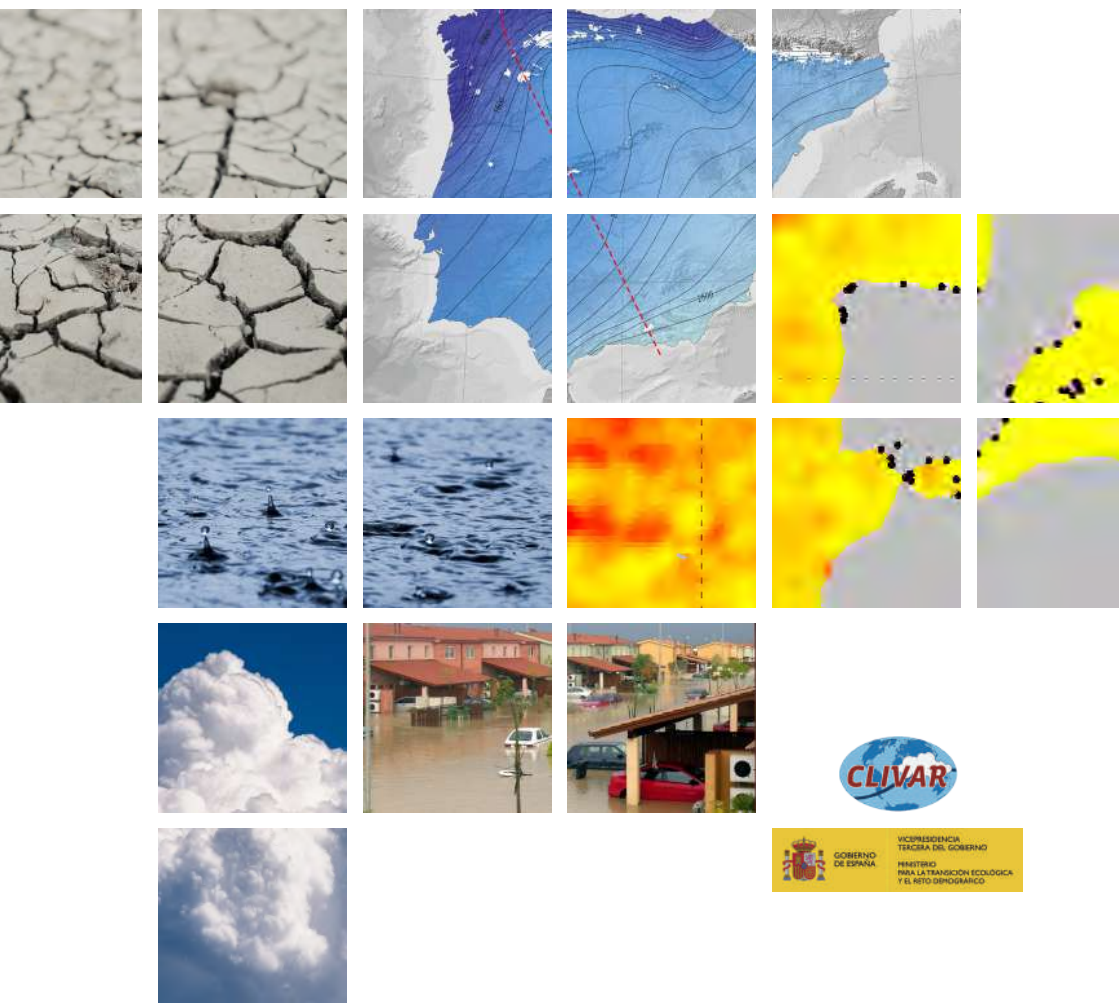

INFORME CLIVAR-SPAIN

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:// http://clivar.es/](http://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 CO_2 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; JungCLAUS 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

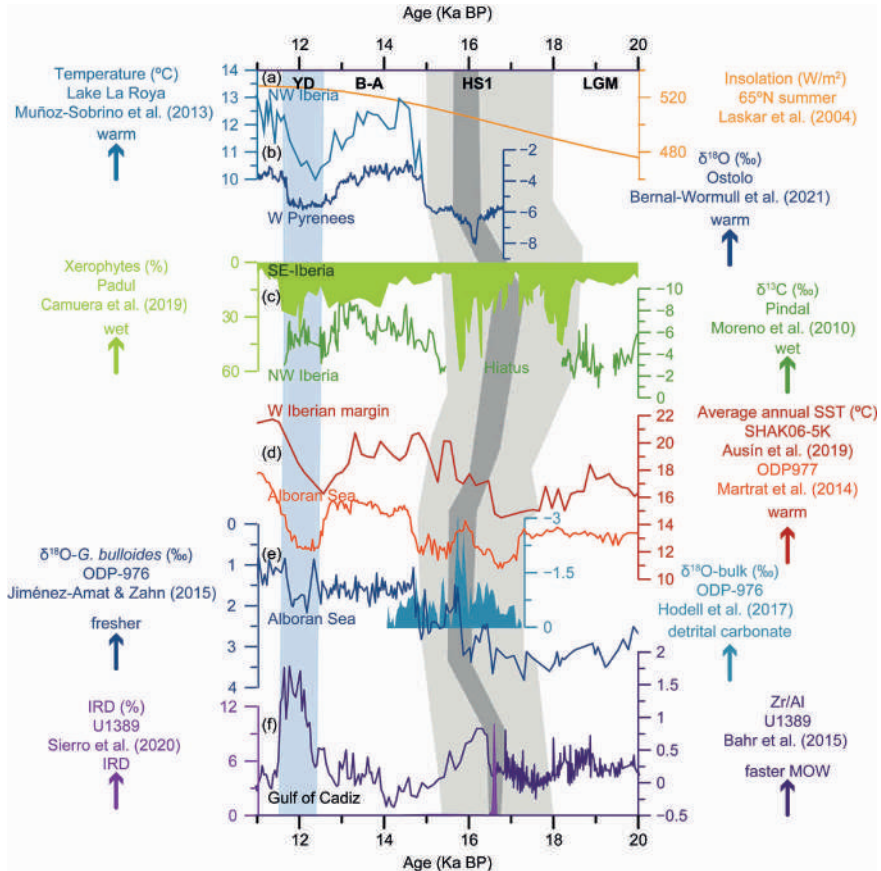


Figura 1.1. Registros de la deglaciación con indicadores sensibles a la temperatura, humedad y condiciones oceanográficas en y alrededor del PI: a) Insolación estival a 65°N, forzamiento climático que desencadenó la última deglaciación; b) Temperaturas del aire en julio basadas en quironómidos del lago La Roya (PI NO; Muñoz Sobrinó et al., 2013) y un registro de $\delta^{18}O$ 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 $\delta^{13}C$ 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 $\delta^{18}O$ como indicador de aguas superficiales más saladas/dulces de entrada al Mediterráneo (Jiménez-Amat & 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; Sierro 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

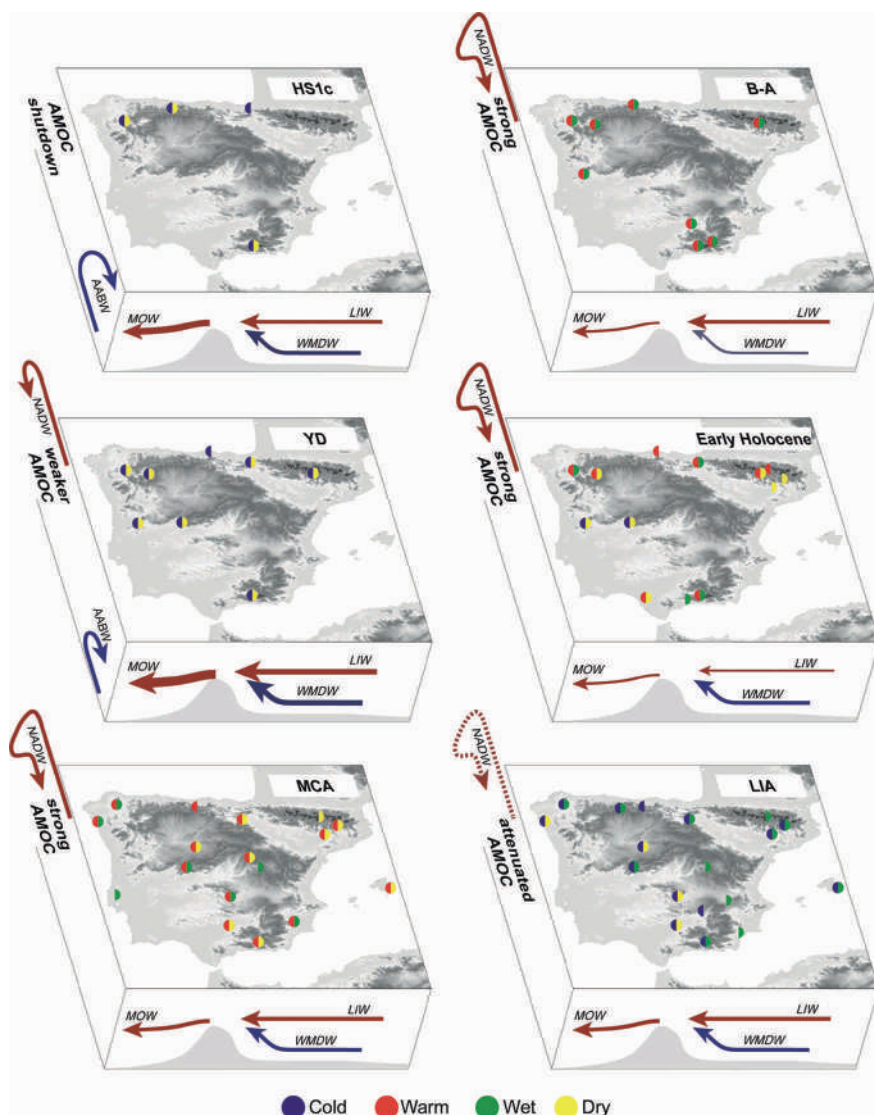


Figura 1.2. Representación esquemática de los periodos climáticos en la PI y mares adyacentes. Los puntos indican las condiciones climáticas locales (azul-frío, rojo-cálido, verde-húmedo y amarillo-seco) a partir de una selección de registros indirectos disponibles (véanse las referencias en el texto). 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-oceano 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

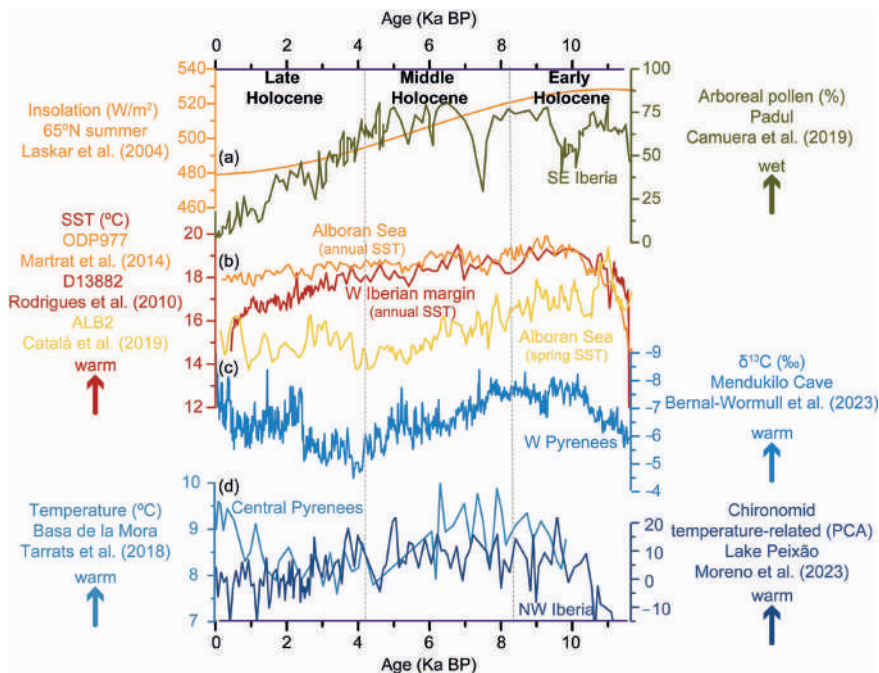


Figura 1.3. Registros holocenos con indicadores sensibles a las condiciones de temperatura y humedad en y alrededor de la PI. a) Insolación estival a 65°N y registro de $\delta^{18}O$ de espeleotemas como indicador del % de precipitación reciclada en el noroeste de la PI (Domínguez-Villar et al., 2017); 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; Rodríguez 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

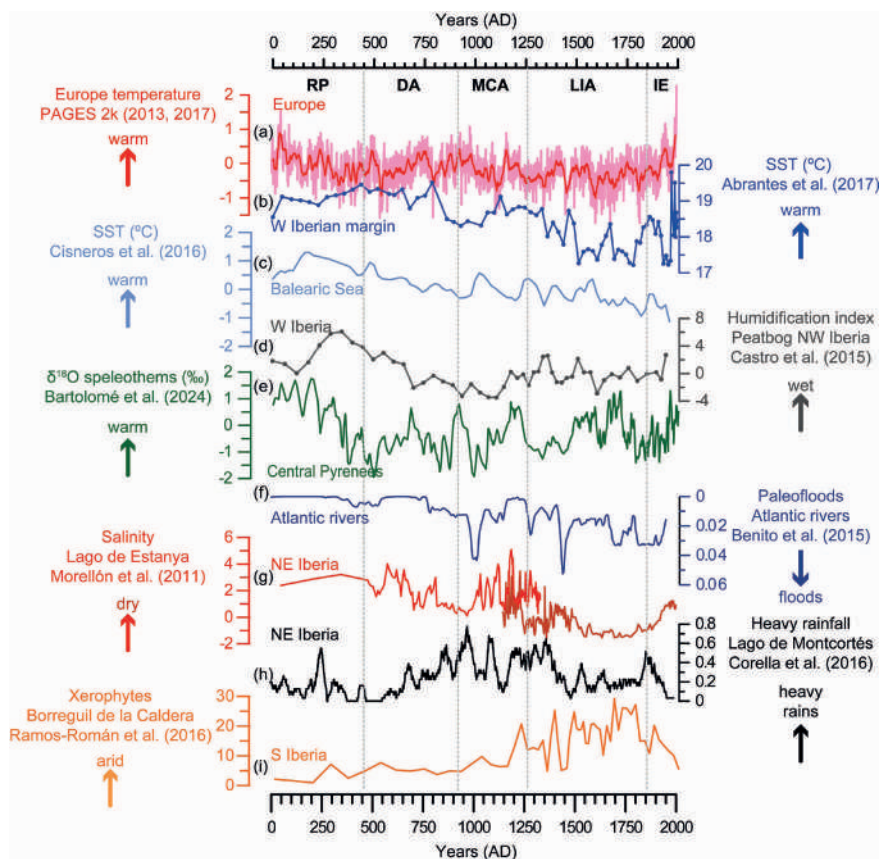


Figura 1.4. Registros indirectos sensibles a las condiciones de temperatura y humedad en la PI y sus alrededores durante los últimos 2000 años. a) reconstrucción de la temperatura en Europa, recopilada por el grupo PAGES2k (línea rosa, ventana de anchura media = 15 años) (Consorcio PAGES 2k, 2013); SST 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 CO_2 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

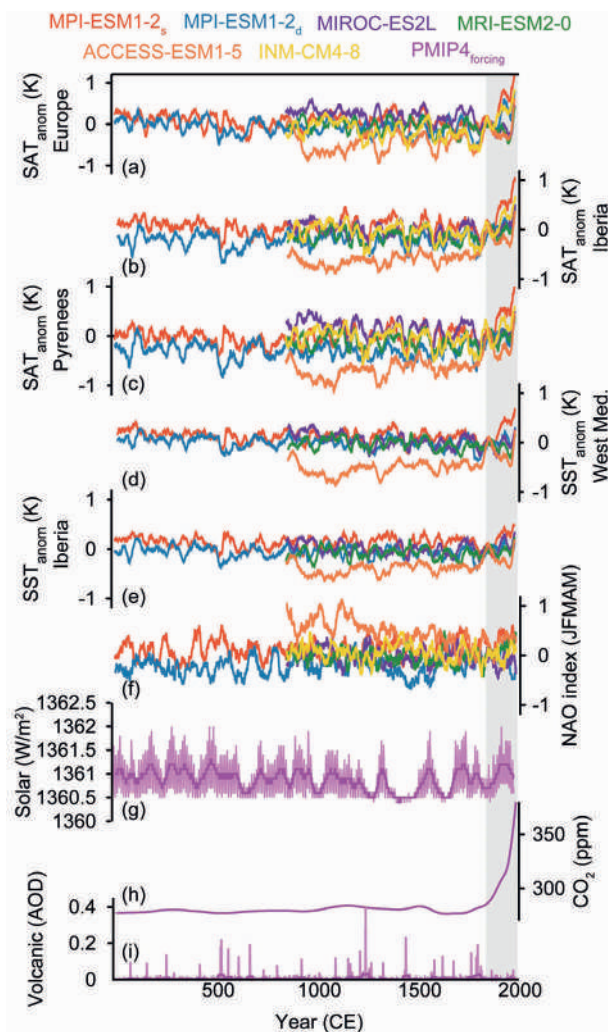


Figura 1.5. Clima simulado en el contexto de la IP y el Atlántico norte durante la CE, así como algunas de las condiciones de contorno de los forzamientos externos (solar, CO₂, y volcánicos) utilizadas en las simulaciones del ESM del PMIP4 (véase la leyenda para los colores). Anomalía SAT (K) durante 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 (Carrión 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.paleofloraberica.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>
- Curás, 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-Goni, 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., Giralt, 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/ngeo1924>
- 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., Haufe, 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>

CAPÍTULO 2

EL ESTUDIO DE LA CRIOSFERA EN LA PENÍNSULA IBÉRICA

Autores: Jesús Revuelto¹, Marc Oliva², Enrique Serrano³, Miguel Bartolomé^{4, 5, 6}, Ana Moreno¹, Juan Ignacio López-Moreno¹

¹ Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Zaragoza, España

² Departamento de Geografía, Universitat de Barcelona, Barcelona, Cataluña, España

³ Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid, Valladolid, España

⁴ Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC), Madrid, España

⁵ Instituto Suizo de Espeleología y Estudios Kársticos (SISKA), La Chaux-de-Fonds, Suiza

⁶ Departamento de Ciencias de la Tierra, Instituto Geológico, ETH, Zúrich, Suiza

1. Introducción

El término “criosfera” procede del griego “kryo”, que significa frío. Se trata, por tanto, de un concepto que incluye los elementos del sistema terrestre en los que las bajas temperaturas favorecen la presencia de agua en estado sólido. Comprende los glaciares, la nieve, el suelo helado, el hielo marino y los lagos y ríos congelados (Figura 2.1). Por ello, se encuentra en regiones donde los regímenes de temperatura y humedad varían a lo largo del año, con algunas zonas con temperaturas negativas permanentes (el interior de los casquetes polares, las cumbres de las montañas más altas) y otras con climas contrastados, muy fríos en invierno y cálidos en verano (como las zonas continentales: Siberia, Tíbet, etc.). Algunos elementos criosféricos se extienden sobre grandes áreas durante millones o cientos de miles de años (glaciares continentales), otros cubren grandes áreas durante decenas de miles o cientos de años (glaciares de montaña y permafrost), y otros tienen un componente estacional, pudiendo afectar a grandes áreas continentales durante el periodo frío anual (nieve estacional o suelo helado).

Esta elevada variabilidad espacial y temporal convierte a la criosfera en uno de los componentes del sistema natural que responde de forma más visible a las fluctuaciones climáticas y, a su vez, tiene un mayor impacto en la dinámica climática del conjunto del planeta (Intergovernmental Panel On Climate Change (ipcc), 2022). Así, las oscilaciones climáticas que han caracterizado el Cuaternario han dado lugar a periodos de importante expansión de la criosfera y sus diversos componentes, y a otros en los que el mundo frío se ha encogido y retrocedido hacia latitudes más altas y montañas.

Este capítulo presenta las investigaciones realizadas en la última década para comprender mejor la variabilidad espacio-temporal de los distintos elementos de la criosfera (glaciares, permafrost, nieve y cuevas de hielo) en la Península Ibérica (PI). Así, cada sección comienza con una revisión de los avances realizados en el estudio del Cuaternario hasta el final de la Pequeña Edad de Hielo, y continúa con el análisis de tendencias, proyecciones a futuro y análisis de eventos extremos.

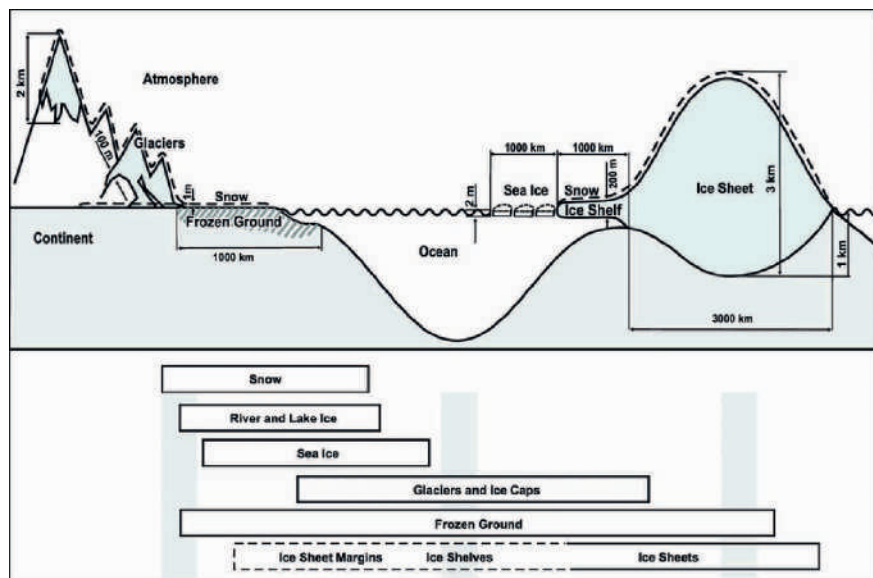


Figura 2.1. Componentes de la criosfera y sus escalas (modificado de IPCC, 2013).

2. Glaciares

En la PI, la alternancia entre periodos glaciares e interglaciares ha favorecido la expansión y contracción (y desaparición) de masas de hielo en zonas montañosas. En general, se trataba de glaciares de tamaño modesto, que permanecían en zonas de gran altitud y en las cabeceras de los valles, sin alcanzar las llanuras circundantes (figura 2.2). Los glaciares han modelado el paisaje alpino actual y su impacto en el relieve es uno de los principales atractivos turísticos del patrimonio natural de nuestras montañas; el imponente valle en forma de U de Pineta, los “jous” de los Picos de Europa o los “corrales” de Sierra Nevada son accidentes geográficos esculpidos por procesos cuaternarios de clima frío. De estas masas heladas sólo quedan pequeños vestigios en los macizos más elevados de los Pirineos, todos ellos en retroceso acelerado (Vidaller et al., 2021).

La distribución de los sedimentos dejados por los glaciares (principalmente morrenas y bloques erráticos) y los modelados erosivos derivados (como la “roche moutonnée” y las superficies rocosas estriadas) ha permitido reconstruir la extensión de las principales fases glaciares ocurridas en las montañas ibéricas. La gran capacidad erosiva de las masas glaciares durante los periodos de avance elimina las huellas dejadas en el paisaje por glaciaciones anteriores, por lo que pocos sectores incluyen evidencias de fases glaciares anteriores al último ciclo glacial pleistoceno (MIS 4-2; ca. 80-20 ka) (Oliva et al., 2019, 2022a).

Las evidencias más antiguas de actividad glaciar en las montañas ibéricas se remontan a ca. 130-170 ka (MIS 6) (Oliva et al., 2022a), aunque no se puede excluir la existencia de otras fases glaciares más antiguas. El último ciclo glaciar del Pleistoceno estuvo generalmente asociado a una expansión de los glaciares en las montañas ibéricas, aunque el volumen máximo de hielo no se alcanzó de forma sincrónica: mientras que algunas cordilleras como la Cantábrica y los Pirineos registraron la máxima acumulación de hielo antes del Último Máximo Glaciar (LGM) global entre 30 y 60 ka, este patrón se produjo en torno a 30 ka en Sierra Nevada y en el macizo galaico-leonés, y fue (casi) sincrónico con el LGM en los sistemas Central e Ibérico (Oliva et al., 2019, 2022c).

El cambio en el balance radiativo global que comenzó entre 19 y 20 ka favoreció el retroceso de las masas glaciares en las regiones polares y montañosas (Clark et al., 2009). En la Cordillera Ibérica, todas las montañas glaciares experimentaron un rápido retroceso durante el último ciclo glaciar, quedando los glaciares a un tamaño más reducido hacia 17-18 ka como consecuencia del aumento de las temperaturas. La transición al interglaciar actual, el Holoceno, no fue gradual como resultado de un calentamiento progresivo continuo, sino que se vio interrumpida por fases más frías y más cálidas. Tras la fase inicial de retroceso durante el Oldest Dryas (OD; 17,5-14,7 ka, stadial GS-2.1a), las condiciones climáticas caracterizadas por veranos más suaves favorecieron el avance glaciar en todas las montañas por encima de los 2.000 m entre 17 y 15,5 ka, con glaciares que tenían entre el 40 y el 75% de la superficie ocupada durante el LGM y sus frentes situados a 0,1-1 km de las morrenas de esa fase (Oliva et al., 2023). A continuación se produce un fuerte calentamiento de 3-5 °C hacia 15,5-15 ka, justo antes del inicio de la fase cálida conocida como Bølling-Allerød (BA; 14,7-12,9 ka, GI-1 interestadial), que aceleró el retroceso de las masas heladas: los glaciares desaparecieron de la mayoría de las montañas ibéricas y es posible que sólo persistieran en los macizos más elevados de los Pirineos (Oliva et al., 2022d). Las condiciones más cálidas provocaron la transformación de algunos glaciares en glaciares cubiertos de debris o incluso evolucionaron a glaciares rocosos, aunque las altas temperaturas favorecieron el rápido deshielo del permafrost y muchos de ellos se convirtieron en relictos (Santos-González et al., 2022). El enfriamiento de 2-3 °C registrado durante la transición al corto pero intenso evento frío conocido como Younger Dryas (YD; 12,9-11,7 ka, stadial GS1) promovió la expansión glaciar entre 13,5-12,5 ka (Fernandes et al., 2022); es la última fase generalizada con la formación de pequeños glaciares de hasta 0,5-4 km de longitud que descienden desde las cumbres más altas (García-Ruiz et al., 2016). Tras el YD, el aumento de temperatura facilitó la desaparición gradual de estos glaciares, muchos de los cuales derivaron hacia glaciares cubiertos y glaciares de roca (Andrés et al., 2018).

El clima del actual interglaciar, el Holoceno (últimos 11.700 años), ha estado fuera del rango favorable para el desarrollo de extensos glaciares y sólo durante las fases más frías se formaron y expandieron pequeñas masas de hielo dentro de los circos más altos de los Pirineos, Sierra Nevada y Picos de Europa (García-Ruiz et al., 2014; González Trueba et al., 2008; Oliva y Gómez-Ortiz, 2012). Un enfriamiento moderado de 1-2 °C y ligeros aumentos de las precipitaciones en forma de nieve favorecieron la formación efímera de glaciares durante el denominado periodo Neoglaciar en torno a los 6 y 3 ka, durante la Edad Oscura en torno a 0,4-0,9 ka (García-Ruiz et al., 2020), así como durante la Pequeña Edad de Hielo (LIA, 1300-1850 CE; Oliva et al., 2018). De hecho, en los macizos más altos de los Pirineos, como Monte Perdido, se estima que el hielo tiene al menos 2000 años, lo que significa que los glaciares más altos han sobrevivido a fases más cálidas, como la Anomalía Climática Medieval (900-1300 CE; Moreno et al., 2021).

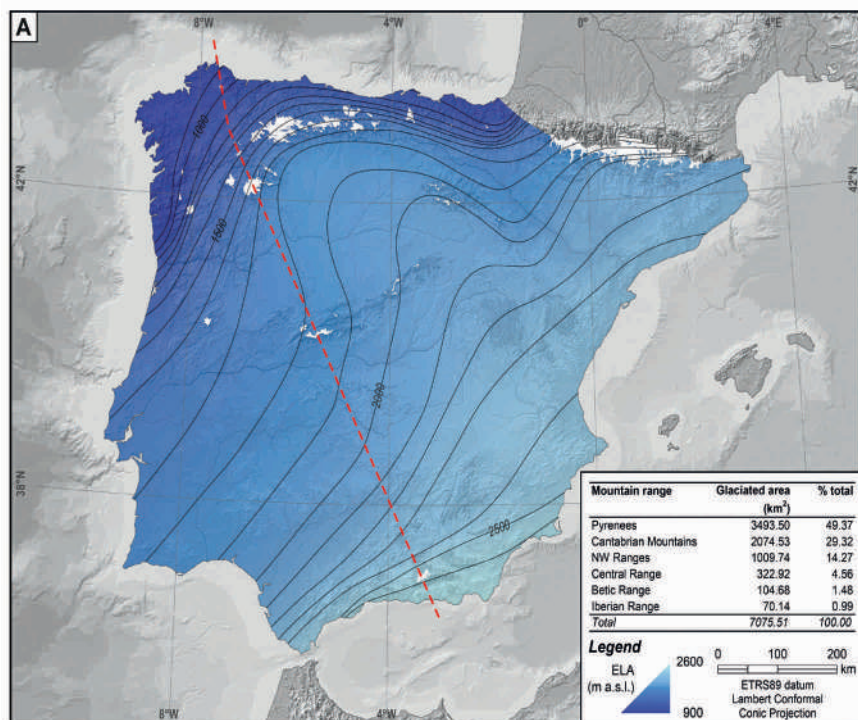


Figura 2.2. Extensión máxima de hielo en las montañas ibéricas durante el último máximo glacial (modificado de Oliva et al., 2021).

La LIA fue el periodo más frío y largo de los últimos milenios en las montañas ibéricas, con evidencias geomorfológicas y documentos históricos que atestiguan la expansión de los glaciares en los Pirineos (Serrano Cañadas, 2023), así como la formación de pequeños glaciares en los circos glaciares septentrionales más altos de Sierra Nevada (Gómez-Ortiz et al., 2018) y Picos de Europa (González Trueba, 2005). En el caso de Pirineos, desde el final de la LIA el número de glaciares ha pasado de 52 en 1850, a 39 en 1984 y 21 en 2016, y su extensión se ha reducido casi un 90% en este periodo: de 2.066 ha a 242 en 2016 (Rico et al., 2017). Los estudios más recientes publicados en los Pirineos muestran cómo esta reducción de superficie se ha acelerado, estimándose que la superficie de los Pirineos es inferior a 230 ha en 2020 (Vidaller et al., 2021). Además, las estimaciones de la evolución del espesor del hielo en las últimas décadas indican una disminución media de 6,4 m en los Pirineos en el periodo 2011-2020, con un espesor medio de 30,4 m en el caso del glaciar del Aneto entre 1981 y 2022 (Figura 2.3; (Martínez-Fernández et al., 2023; Vidaller et al., 2023)).

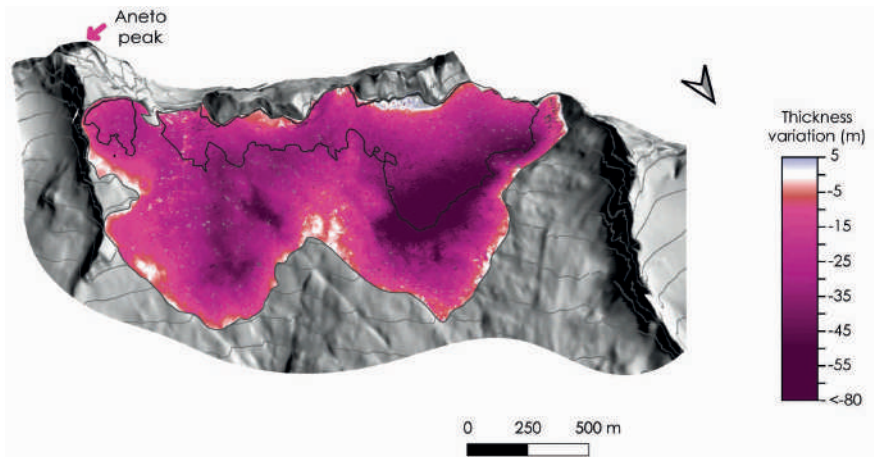


Figura 2.3. Pérdida de espesor del glaciar del Aneto de 1981 a 2022. La línea negra delimita el glaciar en 2022, mientras que la línea gris representa el glaciar en 1981. La flecha indica la dirección norte (modificado de Vidaller et al., 2023).

3. Permafrost

El hielo en el suelo y las rocas congeladas son una característica esencial de los entornos actuales de alta montaña en las regiones de latitud media. La existencia de suelo helado viene determinada principalmente por la altitud, que es clave porque la temperatura disminuye con la altitud; por el aspecto, que determina la radiación recibida; y por el espesor y la evolución de la capa de nieve, que protege parcialmente el suelo de las temperaturas atmosféricas. El hielo en el suelo se forma de diferentes formas; como hielo ocasional, de carácter diario, impulsado por el régimen térmico atmosférico y el manto nivoso; como suelo congelado estacional, también dependiente del régimen térmico atmosférico y en menor medida del manto nivoso; y por último, como suelo congelado permanentemente, el permafrost, asociado a temperaturas medias anuales del suelo (TMAS) inferiores a 0 °C durante al menos dos años. Todos ellos son sensibles al calentamiento atmosférico, de modo que el aumento de la temperatura atmosférica determina el régimen térmico del suelo y la presencia o degradación del permafrost de montaña.

Durante el Cuaternario, la extensión del permafrost en las montañas de la cuenca mediterránea se expandió o contrajo en función de la intensidad del frío dominante (Oliva et al., 2018b). Sin embargo, su reconstrucción espacial es compleja debido a los múltiples factores que condicionan su distribución: clima, litología, entorno geomorfológico, interacción con glaciares, vegetación, etc. Por ejemplo, las condiciones de permafrost en el pasado sólo se han inferido a partir de las

evidencias geomorfológicas existentes en nuestras montañas, e incluso en zonas de la Meseta castellana en forma de cuñas de arena relictas (Serrano et al., 2010). Los glaciares de roca, arroyos de bloques o círculos de piedra de dimensiones métricas encontrados en la mayor parte de las montañas ibéricas son geindicadores de condiciones de permafrost que se desarrollaron durante las fases frías del último ciclo glaciar, así como durante los eventos fríos de la última deglaciación (OD, YD) (Oliva et al., 2016b). Aunque la distribución de glaciares de roca relictos se ha utilizado para reconstruir el régimen de paleotemperatura en las montañas ibéricas (Palma et al., 2017), la datación absoluta de estas formas terrestres muestra que su origen está más relacionado con el reajuste del relieve a las condiciones postglaciares que con un control climático regional (Fernandes et al., 2024; Santos-González et al., 2022).

En el periodo de investigación, los suelos congelados estacionalmente y el permafrost de montaña son actualmente componentes importantes de la alta montaña, sobre todo en los Pirineos. Los suelos congelados estacionalmente son los más extendidos, mientras que la presencia de permafrost sólo se ha detectado en las montañas más altas de Sierra Nevada, los Picos de Europa y los Pirineos. La fusión del hielo, la congelación, el movimiento del suelo por heladas y la solifluxión son los principales procesos que organizan en altitud y espacio la compleja dinámica geocológica de la alta montaña con variaciones decamétricas en la distribución de los suelos helados. Los cambios en la temperatura atmosférica afectan al espesor y distribución del manto de nieve (López-Moreno et al., 2020), a los regímenes térmicos del suelo y, por tanto, a la presencia y dinámica del hielo en el suelo y a la permanencia o degradación del permafrost, que muestra una rápida tendencia a la degradación en Europa (Etzelmüller et al., 2020).

En Sierra Nevada y los Picos de Europa los sensores de suelo han demostrado que el permafrost se localiza en zonas marginales en relación con las condiciones topoclimáticas. En Sierra Nevada se han detectado suelos congelados en zonas culminantes de topografía plana (Collado de los Machos, Allanada del Mulhacén, etc.) y en circos glaciares orientados al norte (Gómez et al., 2001; Gómez-Ortiz et al., 2014; Oliva et al., 2016a; Salvador Franch et al., 2013; Tanarro et al., 2001), siempre en cotas superiores a 2.900 m, aunque no en cumbres o paredes asociadas (Oliva et al., 2016b). En los Picos de Europa, los suelos gélidos son esporádicos y se localizan a altitudes moderadas, en torno a los 2.200 m, pero no en las zonas de cumbres (Pisabarro et al., 2017; Serrano et al., 2011).

En los Pirineos, la distribución de suelo helado y no helado indica un patrón irregular a lo largo del cinturón periglacial, pero el límite inferior de existencia potencial de suelo helado se sitúa a ~2.650 m de altitud, siendo posible y probable la presencia de permafrost tanto en laderas orientadas al norte como al sur (Oliva et al., 2022b, 2018a; Serrano et al., 2020, 2019). Por debajo de esta altitud, hasta los 2.590 m e incluso más abajo, factores locales como la topografía, la morfología de las laderas, la orientación, la hidrología o el espesor y duración del manto nivoso pueden crear condiciones para la presencia de permafrost esporádico y suelos estacionalmente helados (Julián y Chueca, 2007).

Los ambientes potenciales con permafrost de montaña en los Pirineos son muy pequeños y representan transiciones recientes de ambientes glaciares y permafrost a ambientes con suelos congelados estacionales (Rico et al., 2021; Serrano et al., 2020, 2019). Los rasgos indicadores de permafrost que se localizan a menor altitud son los glaciares rocosos. Actualmente existen más

de 80 glaciares rocosos activos y lóbulos de protalud en los Pirineos, con una amplia distribución altitudinal (Serrano et al., 1999; Ventura Roca, 2016). Todos ellos muestran velocidades de desplazamiento de cm/año, y en algunos casos se detectan morfologías superficiales como subsidencia o reducción de velocidad, indicando la evolución de glaciares rocosos activos a transicionales (Martínez-Fernández et al., 2022; Serrano et al., 2010, 2006). La distribución de los glaciares rocosos indica que el límite inferior del permafrost se sitúa en torno a los 2.630-2.700 m de altitud (Oliva et al., 2016a; Serrano et al., 2019, 2012, 2010, 1999). Por encima de los 2.650 m de altitud existe la posibilidad de ambientes de permafrost, caracterizados por condiciones templadas en un medio muy sensible. El permafrost probable -cuando existe una alta probabilidad de existencia de permafrost- se localiza por encima de los 2.700 m de altitud en laderas orientadas al norte, y por encima de los 2.900 m de altitud en laderas orientadas al sur, donde las condiciones topoclimáticas (umbria, heladas, acumulaciones de canchales o escarpes rocosos) favorecen el desarrollo de permafrost (García et al., 2017; González García et al., 2013; Lugon et al., 2004; Serrano et al., 2020, 2019, 2012, 2006, 2001). Por encima de los 2.900 m de altitud predomina el permafrost probable tanto en laderas orientadas al norte como al sur, aunque alterna con suelos no helados.

El ambiente de permafrost frío (TMAS < - 2 °C) es típico de umbrales planos, cumbres planas y paredes por encima de los 3.000-3.100 m de altitud, donde las condiciones térmicas atmosféricas son favorables, aunque a estas altitudes hay muy pocas superficies o paredes capaces de mantener este ambiente gélido (Serrano et al., 2020, 2019). En las paredes septentrionales a altitudes superiores a los 2.800 m el registro térmico indica permafrost templado (TMAS entre 0 °C y -2 °C), mientras que en torno a los 3.200 m es posible la presencia de permafrost frío, y de nuevo templado o ausente en las crestas superiores, donde se ve afectado significativamente por el flujo de calor entrante desde las paredes meridionales (Rico et al., 2021). Cabe señalar que a partir de los 2.750 m pueden darse condiciones ideales para la existencia de permafrost frío de montaña, que sólo se generalizan a partir de los 3.000 m.

Los datos térmicos muestran que los suelos helados más extendidos en el Pirineo templado alto son los suelos helados estacionales, que alternan con suelos no helados en altitudes más bajas, donde la cubierta de nieve es el elemento más importante en la determinación del régimen térmico del suelo (Serrano et al., 2018b, 2019). Los suelos congelados estacionales están localmente presentes a partir de los 2.500 m de altitud, pero son más representativos por encima de los 2.650 m, en un rango de cotas por encima de los 800 m donde alternan con suelos no congelados y en las porciones más altas con permafrost. Tanto los suelos no congelados como los estacionalmente congelados se distribuyen hasta las cumbres, como se observa en las paredes del Vignemale, donde el permafrost está ausente o es irregular a 2600 m, y en las laderas septentrionales del Monte Perdido, donde el 89% de las temperaturas > 2°C se extienden por encima de 2780 m (Rico et al., 2021; Serrano et al., 2020). Los regímenes térmicos del suelo controlados por el manto nivoso no están relacionados con el hielo en el suelo, aunque la nieve forma parte de la criosfera y cualquier modificación del manto nivoso (precipitación, tasas de fusión, permanencia del manto nivoso) tiene consecuencias y cambios potenciales sobre las heladas en el suelo. En los Pirineos, el suelo no helado con procesos geomorfológicos asociados al frío alcanza los 2.900 m de altitud.

En los Pirineos, las zonas próximas a la isoterma de temperatura media anual del aire de 0 °C, situadas a 2.950-3.000 m de altitud (López-Moreno et al., 2020; OPCC-CTP, 2018), son las más sensibles al calentamiento climático y a la degradación del permafrost. El permafrost frío (< -2 °C) puede existir actualmente por encima de los 2.750 m de altitud en orientaciones preferentes, pero tiene su nicho por encima de los 3.100-3.200 m de altitud (Rico et al., 2021; Serrano et al., 2020, 2019). Esto supone una pequeña representación espacial, ya que sólo hay once macizos con altitudes superiores a los 3.000 m. La presencia de ambientes de permafrost a partir de los 2.750 m, doscientos metros por debajo de la altitud isoterma de 0 °C, implica la transformación de ambientes de permafrost templado a ambientes sin permafrost o de permafrost frío a templado en el rango 2.750-3.100 m. En los entornos de permafrost frío, la roca permanece consolidada por la presencia de hielo, por lo que en la transición entre permafrost frío y templado, por encima de los 3.100 m, los cambios no son significativos. Sin embargo, donde hay permafrost templado, entre esta altitud y los 2.750 m, y en algunos casos a altitudes inferiores, un aumento de la temperatura media del suelo inferior a 1 °C significa que el permafrost se está deteriorando o desapareciendo y que se están produciendo nuevos procesos. En las paredes y crestas, la dilatación de la roca por el aumento de la temperatura, la desconsolidación de las paredes por la ausencia de hielo y la presencia de procesos periglaciares asociados a los cambios térmicos, como la fragmentación por escarcha, provocan inestabilidad y un aumento de la intensidad de los procesos gravitacionales, en particular la caída de rocas. En los depósitos en talud, la transición del permafrost frío al cálido provoca un aumento del flujo en talud y de las velocidades de desplazamiento de cm/año debido a la criorreptación y a la deformación del hielo a medida que la temperatura de éste se aproxima al punto de congelación. En la transición al suelo no helado, la presencia de agua de deshielo, los ciclos hielo/deshielo y la escarcha superficial provocan un aumento de los movimientos de masa por fluencia o deslizamiento y de los flujos de detritos. Aunque la peligrosidad es baja, representa cambios geocológicos importantes. Todos estos cambios se producen en los Pirineos, principalmente entre los 2.700 y los 3.100 m, en una zona de 400 m donde no hay infraestructuras pero sí una elevada población estival. En la cara norte del Vignemale (Rico et al., 2021), la temperatura simulada del sustrato para el periodo 1961-1990 muestra que podría haber existido permafrost cálido (> -2 °C) entre 2.600 y 3.100 m y permafrost frío (< -2 °C) por encima de 3.100 m.

En los últimos treinta años, las temperaturas han aumentado 1,2 °C (Cuadrat et al., 2016; OPCC-CTP, 2018) y el ascenso del permafrost ambiental ha sido de 6,5 m/año, por lo que a este ritmo se puede estimar que el permafrost desaparecerá antes de 2080, con el correspondiente aumento de la inestabilidad durante este periodo. Estos resultados confirman la degradación gradual del permafrost en los últimos treinta años como consecuencia del aumento de la temperatura y la persistencia de los procesos asociados a la inestabilidad -desprendimiento de rocas, deslizamientos, fluencia, flujos de detritos, subsidencia- mientras continúe el calentamiento atmosférico. También es posible prever cambios a menor altitud relacionados con variaciones en la duración y el espesor de la capa de nieve, lo que conducirá a una mayor actividad de los procesos periglaciares en las partes bajas y altas del cinturón periglaciario en un futuro próximo. Se trata de un estrecho margen altitudinal de extensión moderada, pero muy frecuentado en los macizos más atractivos (macizos de Maladeta-Aneto, Posets, Monte Perdido,

Vignemale, Balaitous, Bachimala, Aigues Tortes o Pica d'Estats), lo que aumenta el riesgo para las actividades de montañismo.

4. Nieve

La nieve es un componente estacional de gran importancia socioeconómica y ambiental en las montañas ibéricas (Alonso González, 2020). Su distribución, espesor y duración están crucialmente determinados por las condiciones de temperatura y precipitación que, en la PI están sujetas a una gran variabilidad interanual e intraanual (López-Moreno et al., 2017; Revuelto et al., 2017). Lógicamente, la nieve es un elemento clave para la evolución glaciar; aunque no existen reconstrucciones de su extensión pasada antes de la época satélite, su presencia y persistencia debió mostrar una correlación directa con el régimen de temperaturas y precipitaciones invernales/primaverales. Ya en época histórica, para los últimos siglos de la LIA, existen fuentes documentales (escritos, grabados, fotografías, etc.) que describen y atestiguan gráficamente la mayor persistencia de los neveros de fusión tardía en los macizos ibéricos más elevados, como Sierra Nevada (Gómez-Ortiz et al., 2018) o Pirineos (Serrano Cañadas, 2023). En otros macizos también se ha inferido un aumento de la actividad geomorfológica relacionada con la mayor presencia y duración de la nieve en el suelo durante estos siglos (Palacios et al., 2003). Desde entonces, las variaciones en los patrones de acumulación y fusión de la nieve, así como los cambios en los usos del suelo en el altiplano ibérico (aumento de la despoblación, estaciones de esquí, construcción de embalses, etc.), han provocado cambios significativos en la dinámica geoecológica e hidrológica predominante, tanto en el altiplano como en los valles adyacentes (García-Ruiz et al., 2015).

El estudio de la variabilidad temporal de los días de nevada, la acumulación de nieve y la duración del manto nivoso sobre el suelo en las últimas décadas y su predicción para el futuro se han beneficiado de importantes avances metodológicos en el campo de las observaciones y las simulaciones numéricas (Alonso-González et al., 2017; López-Moreno et al., 2013; Revuelto et al., 2014a).

La monitorización de la precipitación y la temperatura es especialmente compleja en zonas con fuertes nevadas, pero se han proporcionado directrices claras para mejorar la medición de la precipitación con el fin de reducir el efecto del fenómeno *undercatch* -la pérdida de precipitación en forma sólida por la acción del viento- (Buisán et al., 2017), y qué sensores y en qué disposición deben instalarse para medir la temperatura en zonas de alta montaña (Navarro-Serrano et al., 2019). También se han medido gradientes térmicos para determinar cómo varía la temperatura en función de la altitud para distintas zonas montañosas de la PI (Navarro-Serrano et al., 2018) y a escala de detalle en relación con la topografía y las situaciones sinópticas dominantes (Navarro-Serrano et al., 2020). También se han realizado nuevas propuestas metodológicas para el uso de imágenes de satélite para el seguimiento de la cobertura nival a resoluciones espaciales inferiores a 30 m (Pimentel et al., 2017; Revuelto et al., 2021a), o incluso a resoluciones de cm con el uso de drones o escáneres láser terrestres (Revuelto et al., 2021b, 2014b). En la última década también se ha avanzado significativamente en la simulación numérica del manto nivoso mediante el modelo WRF (Weather Research and Forecasting), bien mediante la búsqueda de parametrizaciones óptimas (Melón-Nava et al., 2023), bien refinando la resolución espacial de

las simulaciones obtenidas inicialmente a altas resoluciones para generar series temporales de elevada longitud temporal para todo la PI (Alonso-González et al., 2017). Del mismo modo, se ha podido determinar el control que ejerce la topografía sobre la distribución espacial del manto nivoso a diferentes escalas y su variabilidad interanual (López-Moreno et al., 2013; Revuelto et al., 2014a) y cómo los procesos de acumulación y fusión de la nieve están también influenciados por la variabilidad climática (Sanmiguel-Valladolid et al., 2020).

Los estudios sobre las tendencias recientes observadas en los días de nevada, la acumulación de nieve y la duración del manto nivoso revelan que la selección del periodo de estudio determina en gran medida la magnitud y significación estadística de los cambios obtenidos, aunque existe una tendencia generalizada hacia una menor presencia de nieve en las montañas españolas. Así, en los Pirineos se ha encontrado una disminución significativa de los días de nevada para el periodo 1970-2000, pero esta tendencia desaparece si se consideran los periodos 1961-2013 y 1980-2010 (Buisan et al., 2015). Del mismo modo, para la acumulación de nieve no se observa una tendencia significativa para el periodo 1981-2010, e incluso si las series comienzan en 1985, la mayoría de las series muestran una evolución positiva (Buisan et al., 2016). Sin embargo, utilizando series obtenidas por simulación numérica mejorada por asimilación de observaciones (SAFRAN-CROCUS) para el periodo 1958-2017, se observa una disminución estadísticamente significativa tanto de la acumulación media anual como de la duración del manto nivoso (Figura 2.4), siendo los descensos más acusados en las cotas más altas de la cordillera (López-Moreno et al., 2020). La frecuencia de llegada de masas de aire de origen atlántico, sintetizadas por las fluctuaciones de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) es el principal control de las fluctuaciones de la nieve en el sector occidental y central de la vertiente sur de los Pirineos (Buisan et al., 2016), mientras que los flujos de origen mediterráneo cobran importancia en el sector oriental de la cordillera (Bonsoms et al., 2021).

En el Sistema Central se ha detectado una disminución significativa de la duración del manto nivoso para el periodo 2000-2021 (-0,5 días/año), mientras que la precipitación invernal no ha mostrado cambios, evidenciando que el incremento térmico ha sido la principal causa de esta disminución (González-Flórez et al., 2022). En Sierra Nevada, se observa una disminución estadísticamente significativa en la extensión y persistencia del manto nival durante el periodo 1960-2000, siendo en este caso la precipitación la principal causa de estos cambios, seguida del incremento térmico (Pérez-Palazón et al., 2018, 2015). Para el norte de España, principalmente en la Cordillera Cantábrica, y a partir de un conjunto de Modelos Atmosféricos de Circulación General (MCG), se ha detectado una disminución de la cobertura nival (1960-2000) que oscila entre -8,5 y 0,2 días por década, con un valor medio del conjunto de modelos de -1,5 días por década (Pons et al., 2016). Para la Cordillera Cantábrica se ha asociado una mayor intensidad de nevadas a situaciones de norte o noreste (De Pablo Dávila et al., 2021); mientras que para el Sistema Central las mayores acumulaciones de nieve se registran en situaciones sinópticas ciclónicas o que favorecen la llegada de vientos de levante del oeste, abundantes en fases de NAO negativa (González-Flórez et al., 2022). En la Comunidad Valenciana, la presencia de nieve se ha asociado a una mayor frecuencia de flujos de levante (Mora et al., 2016).

Todos los trabajos que presentan proyecciones para las próximas décadas de la acumulación y duración del manto nivoso indican una disminución generalizada de ambos parámetros independientemente de los modelos considerados; de hecho, las montañas españolas han sido identificadas como una de las zonas del mundo donde el manto nivoso responde más rápidamente

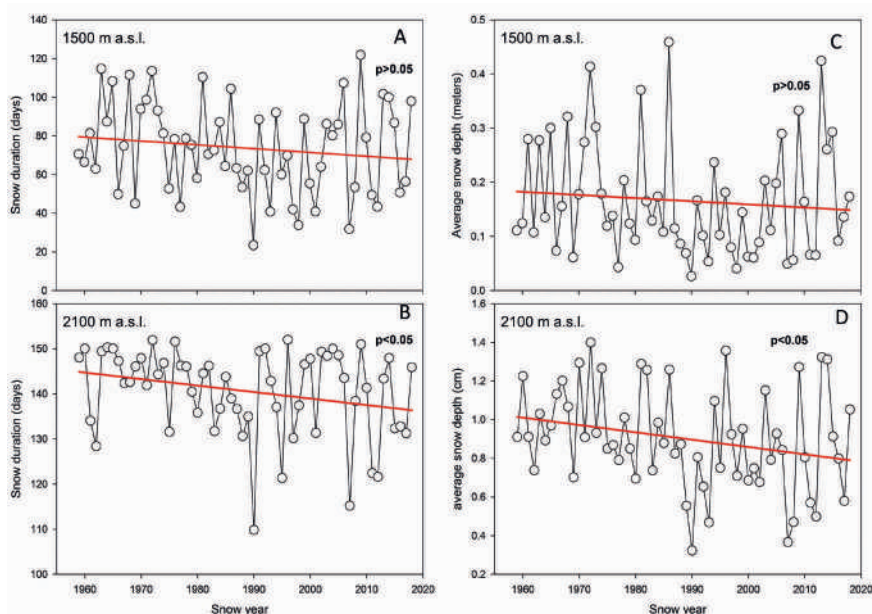


Figura 2.4: Evolución de la duración anual del manto nivoso (a, b) y de la innivación media de diciembre a abril (c, d) a 1.500 y 2.100 m., respectivamente (López-Moreno et al., 2020a).

al calentamiento atmosférico, aunque éste sea moderado (López-Moreno et al., 2020; López-Moreno et al., 2020). Para las montañas del norte de España, los modelos forzados con escenarios de emisiones de gases moderados (A1B) proyectan una reducción de la duración del manto nivoso de entre -3,7 y -0,5 días por década (periodo 2011-2050), con una media del conjunto de modelos de -2 días por década (Pons et al., 2016). En Sierra Nevada, Pérez-Palazón et al., 2018 proyectan para finales del siglo XXI una disminución de la innivación de -0,068 y -0,11 mm/día por año para los escenarios RCP 4,5 y 8,5 respectivamente. También para Sierra Nevada se ha utilizado un generador temporal estocástico que proyecta una disminución de la cobertura nival para el horizonte 2071-2100 que oscila entre el 42 y el 66% entre diciembre y febrero, siendo mayor si se incluyen los meses de primavera y otoño. Estos cambios equivalen a un aumento de la línea de nieve de aproximadamente 400 metros (Collados-Lara et al., 2021). En el Pirineo Central, utilizando un escenario de emisiones altas (RCP .5), se estimó que la acumulación de nieve a 1800 m podría reducirse a la mitad en 2050 (OPCC-CTP, 2018).

Finalmente, en la última década se han realizado diversos estudios para cuantificar la magnitud y extensión espacial, así como las condiciones atmosféricas predominantes que desencadenaron eventos extremos relacionados con el manto nivoso, como los aludes que afectaron a la Cordillera

Cantábrica en 1888 (García-Hernández et al., 2018), las nevadas que afectaron a Cataluña en marzo de 2010 (Bech et al., 2013; Llasat et al., 2014), la tormenta Filomena en enero de 2021 (Tapiador et al., 2021), o las nevadas excepcionales en el Pirineo occidental durante 2013 (Añel et al., 2014).

5. Cuevas de hielo

Las cuevas de hielo, uno de los sistemas crioféricos menos estudiados, son cavidades rocosas que albergan hielo perenne resultante de la diagénesis de la nieve (firn) y/o de la congelación del agua infiltrada que llega a la cueva (Perşoiu y Lauritzen, 2018). En muchas cuevas de hielo, la llegada de aire frío y denso en invierno enfría eficazmente la cueva (fase abierta), mientras que en las estaciones más cálidas la cueva actúa como una trampa de frío (fase cerrada), siendo el efecto de las temperaturas más altas casi insignificante (Luetscher et al., 2008). El retroceso del hielo observado en la actualidad está regulado principalmente por la disminución de las precipitaciones invernales y el aumento de las temperaturas invernales (Luetscher et al., 2008, 2005). Además, el aumento de las precipitaciones y la aparición de precipitaciones extremas en estaciones cálidas (fase cerrada dentro de las cuevas de hielo) provocan la fusión del hielo debido a la transferencia de calor del agua que gotea en el entorno de la cueva (Luetscher et al., 2008; Perşoiu et al., 2021). Las cuevas de hielo proporcionan datos para el estudio de las condiciones climáticas del pasado inferidas a partir de indicadores geoquímicos y biológicos (Bartolomé et al., 2023; Feurdean et al., 2011; Leunda et al., 2019; Luetscher et al., 2005; Perşoiu et al., 2017; Racine et al., 2022; Ruiz-Blas et al., 2023; Sancho et al., 2018; Stoffel et al., 2009; Žák et al., 2012). Numerosas cuevas de hielo se encuentran en regiones donde la temperatura media anual del aire fuera de la cueva supera los 0 °C (Perşoiu y Lauritzen, 2018), lo que las hace especialmente vulnerables al posible calentamiento climático futuro (Kern y Perşoiu, 2013). Estas cuevas de hielo son anomalías térmicas locales ($T_{\text{media}} \leq 0 \text{ °C}$), que están controladas por la geometría de la cueva y el patrón de ventilación asociado. Así, el número de entradas a las cuevas y su elevación y dimensiones relativas (Gómez Lende et al., 2016; Gómez-Lende y Sánchez-Fernández, 2018; Lende et al., 2014) juegan un papel importante en la preservación del firn/hielo. Aunque estas cuevas representan apariciones esporádicas de permafrost, no proporcionan información sobre el ambiente térmico más amplio. Se ha observado que la presencia de permafrost en estos ambientes subsuperficiales se extiende hasta profundidades de entre 200 y 400 m (Bartolomé et al., 2023; Gómez Lende, 2016; Gómez-Lende y Serrano Cañadas, 2021).

Se han descrito más de 100 cuevas de hielo en los macizos calcáreos de las cumbres más altas de los Pirineos y la Cordillera Cantábrica. Se han reconocido cuevas de hielo en todos los macizos calcáreos del oeste al este del Pirineo central (desde Aspe hasta el macizo de la Maladeta), entre ~2.000 y 3.000 m, mientras que en el caso de la Cordillera Cantábrica, y más concretamente en los Picos de Europa, las cuevas de hielo se encuentran a partir de los 1.300 m y son más frecuentes por encima de los 2.000 m (Serrano et al., 2018a). En Pirineos y Picos de Europa, las cuevas de hielo se localizan en zonas con/sin permafrost (Bartolomé et al., 2023; *Comprendiendo el relieve del pasado al futuro*, 2016; Gómez-Lende y Serrano Cañadas, 2021; Serrano et al., 2018a). En el caso de las localizadas en zonas sin permafrost, la formación y conservación del hielo está controlada por la geomorfología de la cueva, los patrones de ventilación y las condiciones climáticas actuales (Belmonte et al., 2014; Gómez Lende et al., 2016; Gómez-Lende y Sánchez-Fernández, 2018; Lende et al., 2014). Por el contrario, en zonas de permafrost por encima de los

~2.800 m, donde el permafrost de montaña puede alcanzar los ~200 m de espesor (Bartolomé et al., 2023; Serrano et al., 2020, 2019), los cuerpos de hielo se mantienen por una combinación de subenfriamiento de la roca facilitado por la ventilación del aire de las cuevas y las condiciones climáticas específicas de la zona, dando lugar a la formación de permafrost o a la preservación del permafrost heredado de periodos más fríos del pasado (por ejemplo, Bartolomé et al., 2023).

En ambas cordilleras, las cuevas de hielo albergan cuerpos de hielo perenne que proporcionan información paleoambiental de gran valor basada en el estudio de indicadores geoquímicos y biológicos (Bartolomé et al., 2015; Gómez Lende, 2016; Leunda et al., 2019; Ruiz-Blas et al., 2023; Sancho et al., 2018). Por ejemplo, la acumulación de hielo más antigua basada en la datación por radiocarbono de macrorrestos vegetales terrestres (6,1-1,8 ka, cueva de hielo A294, macizo de Cotiella, Pirineos) proporcionó información sobre la acumulación favorable de hielo durante el Neoglaciario (Sancho et al., 2018). Además, la identificación de macrorrestos vegetales y polen proporcionó fluctuaciones arbóreas a largo plazo durante este periodo (Leunda et al., 2019). En los Picos de Europa, la datación de restos orgánicos conservados en cuerpos de hielo reportó edades relacionadas con las fases más frías de la LIA, en torno a 1660-1680 AD durante el evento del Mínimo de Maunder (Gómez Lende, 2015), aunque la mayoría de los cuerpos de hielo cubren el último milenio y se formaron principalmente durante la LIA (Serrano et al., 2018a). En relación con la evolución pasada del permafrost en los Pirineos, la presencia y cronología de carbonatos criogénicos de cueva (CCC) en algunas cuevas de los Pirineos (Bartolomé et al., 2023, 2015) proporcionan información sobre el deshielo del permafrost (por ejemplo, durante la Anomalía Climática Medieval, Bartolomé et al., 2015) y la formación de fases de hielo en condiciones de permafrost (Bartolomé et al., 2023).

En 2013, la comunidad científica reconoció la necesidad de realizar importantes esfuerzos para recuperar la información física, química y biológica sin explotar contenida en los cuerpos de hielo antes de su completa desaparición (Kern y Perşoiu, 2013). El seguimiento de cuevas en los Pirineos y Picos de Europa muestra grandes pérdidas de masas de hielo (que van de 20 a 400 cm^{a-1} en hielo fósil y estacional, por ejemplo, las cuevas de hielo Verónica, Altaiz, Castil en los Picos y A294 y Casteret en los Pirineos) (Belmonte et al., 2014). Estas cuevas siguen la pérdida observada de cuerpos de hielo subterráneos a escala global (Kern y Perşoiu, 2013). Así, el aumento de las temperaturas, especialmente las invernales, que desempeñan un papel importante en el enfriamiento de las cuevas, así como el aumento del número de eventos de precipitación (o eventos de precipitación extrema) durante las estaciones más cálidas y la disminución de la nieve, que alimenta las cuevas de hielo, parecen estar detrás de la elevada pérdida de hielo observada en las cuevas de hielo. Por el contrario, las cuevas de hielo situadas en zonas de permafrost, donde la pérdida de hielo oscila entre 0-3 mm^{a-1} (Bartolomé et al., 2023), parecen seguir protegidas del calentamiento global en curso.

Las cuevas de hielo en los Picos de Europa se localizan siempre por debajo del cinturón de permafrost. En los Pirineos, su distribución se extiende a partir de los 1.900 m e incluye tanto ambientes con permafrost, especialmente en el macizo de Monte Perdido, como sin él (Serrano et al., 2018a). En ambos casos, las características endoclimáticas indican la presencia de ambientes con permafrost completamente independientes de las condiciones climáticas actuales, lo que los hace muy sensibles al calentamiento climático futuro (Kern y Perşoiu, 2013). La circulación de aire es el elemento térmico básico para mantener las temperaturas medias por debajo del punto de congelación, y la circulación de nieve y agua son los elementos hidrológicos básicos para la

alimentación y persistencia del hielo. Estas características permiten definir las cuevas de hielo como indicadores de entornos de permafrost, independientes de las condiciones ambientales de la superficie, aunque las temperaturas en torno a 0 y -1 °C en las cámaras y la galería implican que cualquier cambio térmico atmosférico provocará aumentos de temperatura en verano y la fusión de las masas de hielo.

6. Conclusión y perspectivas futuras

El estudio de la criosfera ha progresado considerablemente en los últimos años. La investigación sobre las tendencias actuales se ha visto complementada por nuevas investigaciones sobre el alcance y la cronología de los cambios pasados en la criosfera, en particular los que afectaron a los glaciares y al permafrost. De hecho, se ha avanzado considerablemente en nuestra comprensión de las oscilaciones glaciares del Cuaternario en las montañas ibéricas, que se cuentan entre las mejor estudiadas en cuanto a su evolución glaciar y periglacial.

El estudio de la criosfera actual en las montañas ibéricas confirma que el aumento acelerado de las temperaturas del aire afecta a todas las zonas montañosas estudiadas, así como a todos los componentes criosféricos. Las condiciones más frías de la PI se han desplazado en altitud y se concentran cada vez más en las superficies más altas. El aumento de la línea de equilibrio en todos los macizos ha llevado a una situación crítica a los glaciares pirenaicos, con predicciones de su inminente desaparición. Sólo los registros más largos muestran una disminución estadísticamente significativa del manto nivoso, debido a la gran variabilidad interanual de los fenómenos nivales, muy influida por la frecuencia de los tipos de tiempo durante los meses de invierno y primavera.

El permafrost es probablemente el elemento más incierto de la criosfera, tanto por su extensión espacial como por sus cambios temporales. Se espera que las investigaciones en curso en este ámbito proporcionen resultados más precisos en los Pirineos en los próximos años, confirmando la desaparición definitiva de las últimas zonas de permafrost que quedaban en Sierra Nevada. Las cuevas de hielo de los Picos de Europa y los Pirineos también han visto reducirse las masas de hielo que contienen.

En resumen, y en consonancia con los informes internacionales que predicen temperaturas más cálidas en la PI, se prevé que la criosfera de nuestras montañas se reduzca en el espacio y en el tiempo. Se espera que los glaciares disminuyan en número y desaparezcan en las próximas décadas, la temporada de nieve será más corta y los patrones espacio-temporales de la cubierta de nieve también cambiarán, el permafrost se degradará, aumentando el riesgo de peligros naturales en las zonas más altas de los Pirineos, y las cuevas de hielo seguirán perdiendo hielo. El patrimonio natural único que aún hoy representan los diferentes componentes criosféricos de las montañas ibéricas se verá así afectado, y asistiremos a cambios significativos en el paisaje alpino de los macizos más elevados.

Referencias

- Alonso González, E., 2020. El manto de nieve en la península ibérica: climatología y sensibilidad a la variabilidad climática. Universidad de Valladolid. <https://doi.org/10.35376/10324/45329>
- Alonso-González, E., López-Moreno, J., Ignacio, Gascoin, S., García-Valdecasas Ojeda, M., Sanmiguel-Valladolid, A., Navarro-Serrano, F., Revuelto, J., Ceballos, A., Esteban-Parra, M.J., Essery, R., 2017. Daily gridded datasets of snow depth and snow water equivalent for the Iberian Peninsula from 1980 to 2014. <https://doi.org/10.5194/essd-2017-106>
- Andrés, N., Gómez-Ortiz, A., Fernández-Fernández, J.M., Tanarro, L.M., Salvador-Franch, F., Oliva, M., Palacios, D., 2018. Timing of deglaciation and rock glacier origin in the southeastern Pyrenees: a review and new data. *Boreas* 47, 1050–1071. <https://doi.org/10.1111/bor.12324>
- Añel, J.A., López-Moreno, J.I., Otto, F.E.L., Vicente Serrano, S.M., Schaller, N., Massey, N., Buisán, S.T., Allen, M.R., 2014. The extreme snow accumulation in the western Spanish Pyrenees during winter and spring 2013.
- Bartolomé, M., Cazenave, G., Luetscher, M., Spötl, C., Gázquez, F., Belmonte, Á., Turchyn, A.V., López-Moreno, J.I., Moreno, A., 2023. Mountain permafrost in the Central Pyrenees: insights from the Devaux ice cave. *The Cryosphere* 17, 477–497. <https://doi.org/10.5194/tc-17-477-2023>
- Bartolomé, M., Sancho Marcén, C., Osácar Soriano, M.C., Moreno, A., Leunda Esnaola, M., Spötl, C., Luetscher, M., López Martínez, J., Belmonte Ribas, Á., 2015. Characteristics of cryogenic carbonates in a Pyrenean ice cave (northern Spain). *Geogaceta* 107–110.
- Bech, J., Pineda, N., Rigo, T., Aran, M., 2013. Remote sensing analysis of a Mediterranean thundersnow and low-altitude heavy snowfall event. *Atmospheric Res.* 123, 305–322. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.06.021>
- Belmonte, Á., Sancho, C., Moreno, A., López-Martínez, J. & Bartolomé, M., 2014. Present-day environmental dynamics in ice cave a294, Central Pyrenees, Spain. *Geogr. Fis. E Din. Quat.* 131--140. <http://dx.doi.org/10.4461/GFDQ.2014.37.12>
- Bonsoms, J., Gonzalez, S., Prohom, M., Esteban, P., Salvador-Franch, F., López-Moreno, J.I., Oliva, M., 2021. Spatio-temporal patterns of snow in the Catalan Pyrenees (NE Iberia). *Int. J. Climatol.* 41, 5676–5697. <https://doi.org/10.1002/joc.7147>
- Buisán, S.T., Earle, M.E., Collado, J.L., Kochendorfer, J., Alastrué, J., Wolff, M., Smith, C.D., López-Moreno, J.I., 2017. Assessment of snowfall accumulation underestimation by tipping bucket gauges in the Spanish operational network. *Atmospheric Meas. Tech.* 10, 1079–1091. <https://doi.org/10.5194/amt-10-1079-2017>
- Buisan, S.T., López-Moreno, J.I., Saz, M.A., Kochendorfer, J., 2016. Impact of weather type variability on winter precipitation, temperature and annual snowpack in the Spanish Pyrenees. *Clim. Res.* 69, 79–92. <https://doi.org/10.3354/cr01391>
- Buisan, S.T., Saz, M.A., López-Moreno, J.I., 2015. Spatial and temporal variability of winter snow and precipitation days in the western and central Spanish Pyrenees. *Int. J. Climatol.* 35, 259–274. <https://doi.org/10.1002/joc.3978>

- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W., McCabe, A.M., 2009. The Last Glacial Maximum. *Science* 325, 710–714. <https://doi.org/10.1126/science.1172873>
- Collados-Lara, A.-J., Pardo-Igúzquiza, E., Pulido-Velazquez, D., 2021. Assessing the impact of climate change – and its uncertainty – on snow cover areas by using cellular automata models and stochastic weather generators. *Sci. Total Environ.* 788, 147776. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.147776>
- Comprendiendo el relieve del pasado al futuro: actas de la XIV Reunión Nacional de Geomorfología Málaga, 22-25 de Junio de 2016, 2016. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Cuadrat, J., Serrano-Notivol, R., Saz, M. & Tejedor, E., 2016. Trends in temperature and precipitation in the Pyrenees range over the period 1950–2010. Presented at the International Geographical Union (IGU), Beijing. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.33451.23843>.
- De Pablo Dávila, F., Rivas Soriano, L.J., Mora García, M., González-Zamora, Á., 2021. Characterization of snowfall events in the northern Iberian Peninsula and the synoptic classification of heavy episodes (1988–2018). *Int. J. Climatol.* 41, 699–713. <https://doi.org/10.1002/joc.6646>
- Etzelmüller, B., Guglielmin, M., Hauck, C., Hilbich, C., Hoelzle, M., Isaksen, K., Noetzi, J., Oliva, M., Ramos, M., 2020. Twenty years of European mountain permafrost dynamics—the PACE legacy. *Environ. Res. Lett.* 15, 104070. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abae9d>
- Fernandes, M., Oliva, M., Fernández-Fernández, J.M., Vieira, G., Palacios, D., Garcia-Oteyza, J., Ventura, J., Schimmelpennig, I., ASTER Team, 2024. Geomorphological record of the glacial to periglacial transition from the Bølling–Allerød to the Holocene in the Central Pyrenees: the Lòcampo cirque in the regional context. *Boreas* 53, 71–87. <https://doi.org/10.1111/bor.12633>
- Fernandes, M., Oliva, M., Vieira, G., Palacios, D., Fernández-Fernández, J.M., Garcia-oteyza, J., Schimmelpennig, I., Team, A., Antoniades, D., 2022. Glacial oscillations during the Bølling–Allerød Interstadial–Younger Dryas transition in the Ruda Valley, Central Pyrenees. *J. Quat. Sci.* 37, 42–58. <https://doi.org/10.1002/jqs.3379>
- Feurdean, A., Perşoiu, A., Pazdur, A., Onac, B.P., 2011. Evaluating the palaeoecological potential of pollen recovered from ice in caves: A case study from Scărișoara Ice Cave, Romania. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 165, 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2011.01.007>
- García, M.G., Cañadas, E.S., Blasco, J.J.S., Trueba, J.J.G., 2017. Surface dynamic of a protalus lobe in the temperate high mountain. Western Maladeta, Pyrenees. *CATENA* 149, 689–700. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.08.011>
- García-Hernández, C., Ruiz-Fernández, J., Sánchez-Posada, C., Pereira, S., Oliva, M., 2018. An extreme event between The Little Ice Age and the 20th century: the snow avalanche cycle of 1888 in the Asturian Massif (Northern Spain). *Cuad. Investig. Geográfica* 44, 187–212. <https://doi.org/10.18172/cig.3386>
- García-Ruiz, J.M., López-Moreno, J.I., Lasanta, T., Vicente-Serrano, S.M., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Sanjuán, Y., Beguería, S., Nadal-Romero, E., Lana-Renault, N., Gómez-Villar, A., 2015. Los efectos geoecológicos del cambio global en el Pirineo Central español: una revisión a distintas escalas espaciales y temporales. *Pirineos* 170, e012. <https://doi.org/10.3989/Pirineos.2015.170005>

- García-Ruiz, J.M., Palacios, D., Andrés, N., López-Moreno, J.I., 2020. Neoglaciation in the Spanish Pyrenees: a multiproxy challenge. *Mediterr. Geosci. Rev.* 2, 21–36. <https://doi.org/10.1007/s42990-020-00022-9>
- García-Ruiz, J.M., Palacios, D., De Andrés, N., Valero-Garcés, B.L., López-Moreno, J.I., Sanjuán, Y., 2014. Holocene and 'Little Ice Age' glacial activity in the Marboré Cirque, Monte Perdido Massif, Central Spanish Pyrenees. *The Holocene* 24, 1439–1452. <https://doi.org/10.1177/0959683614544053>
- 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>
- Gómez, A., Palacios, D., Ramos, M., Tanarro, L.M., Schulte, L., Salvador, F., 2001. Location of permafrost in marginal regions: Corral del Veleta, Sierra Nevada, Spain. *Permafr. Periglac. Process.* 12, 93–110. <https://doi.org/10.1002/ppp.375>
- Gómez Lende, M., 2016. Cuevas heladas en el Parque Nacional Picos de Europa. *Fronteras subterráneas del hielo en el Macizo Central*. Ed. Organismo Autónomo Parques Nacionales, Madrid, pp 254. ISBN:9788480148917
- Gómez Lende, M., 2015. Cuevas heladas en Picos de Europa: clima, morfologías y dinámicas. Tesis doctoral, Univ. de Valladolid. <https://doi.org/10.35376/10324/16520>
- Gómez Lende, M., Serrano, E., Bordehore, L.J., Sandoval, S., 2016. The role of GPR techniques in determining ice cave properties: Peña Castil ice cave, Picos de Europa. *Earth Surf. Process. Landf.* 41, 2177–2190. <https://doi.org/10.1002/esp.3976>
- Gómez-Lende, M., Sánchez-Fernández, M., 2018. Cryomorphological Topographies in the Study of Ice Caves. *Geosciences* 8, 274. <https://doi.org/10.3390/geosciences8080274>
- Gómez-Lende, M., Serrano Cañadas, E., 2021. Cave mountain permafrost environments in Picos de Europa and their implications. *Cuaternario Geomorf.* 35, 55–76. <https://doi.org/10.17735/cyg.v35i3-4.89377>
- Gómez-Ortiz, A., Oliva, M., Salvador-Franch, F., Salvà-Catarineu, M., Palacios, D., De Sanjosé-Blasco, J.J., Tanarro-García, L.M., Galindo-Zaldívar, J., Sanz De Galdano, C., 2014. Degradation of buried ice and permafrost in the Veleta cirque (Sierra Nevada, Spain) from 2006 to 2013 as a response to recent climate trends. *Solid Earth* 5, 979–993. <https://doi.org/10.5194/se-5-979-2014>
- Gómez-Ortiz, A., Oliva, M., Salvador-Franch, F., Salvà-Catarineu, M., Plana-Castellví, J., 2018. The geographical interest of historical documents to interpret the scientific evolution of the glacier existing in the Veleta cirque (Sierra Nevada, Spain) during the Little Ice Age. *Cuad. Investig. Geográfica* 44, 267–292. <https://doi.org/10.18172/cig.3415>
- González García, M., Serrano, E., Sanjosé Blasco, J.J., González Trueba, J.J., 2013. Dinámica superficial y estado actual del glaciar rocoso de la Madaleta Occidental (Pirineos). *Cuad. Investig. Geográfica* 37, 81–94. <https://doi.org/10.18172/cig.1257>
- González Trueba, J.J., 2005. La Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NO de España). *Análisis morfológico y reconstrucción del avance glaciar histórico*. *Cuaternario Geomorf.* 479–94.

- González Trueba, J.J., Moreno, R.M., Martínez De Pisón, E., Serrano, E., 2008. 'Little Ice Age' glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. *The Holocene* 18, 551–568. <https://doi.org/10.1177/0959683608089209>
- González-Flórez, C., González-Cervera, Á., Durán, L., 2022. Characterising Large-Scale Meteorological Patterns Associated with Winter Precipitation and Snow Accumulation in a Mountain Range in the Iberian Peninsula (Sierra de Guadarrama). *Atmosphere* 13, 1600. <https://doi.org/10.3390/atmos13101600>
- Intergovernmental Panel On Climate Change (Ippc), 2022. The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate: Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 1st ed. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157964>
- Julián, A., Chueca, J., 2007. Permafrost distribution from BTS measurements (Sierra de Telera, Central Pyrenees, Spain): assessing the importance of solar radiation in a mid-elevation shaded mountainous area. *Permafr. Periglac. Process.* 18, 137–149. <https://doi.org/10.1002/ppp.576>
- Kern, Z., Perşoiu, A., 2013. Cave ice—the imminent loss of untapped mid-latitude cryospheric palaeoenvironmental archives. *Quat. Sci. Rev.* 67, 1–7. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.01.008>
- Lende, M.G., Berenguer, F., Serrano, E., 2014. Morphology, ice types and thermal regime in a high mountain ice cave. First studies applying Terrestrial Laser Scanner in the Peña Castil ice cave (Picos de Europa, Northern Spain). *Geogr. Fis. E Din. Quat.* 37, 141–150. <https://doi.org/10.4461/GFDQ.2014.37.13>
- 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>
- Llasat, M.C., Turco, M., Quintana-Seguí, P., Llasat-Botija, M., 2014. The snow storm of 8 March 2010 in Catalonia (Spain): a paradigmatic wet-snow event with a high societal impact. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 14, 427–441. <https://doi.org/10.5194/nhess-14-427-2014>
- López-Moreno, J.I., Fassnacht, S.R., Heath, J.T., Musselman, K.N., Revuelto, J., Latron, J., Morán-Tejeda, E., Jonas, T., 2013. Small scale spatial variability of snow density and depth over complex alpine terrain: Implications for estimating snow water equivalent. *Adv. Water Resour.* 55, 40–52. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.08.010>
- López-Moreno, J.I., Gascoin, S., Herrero, J., Sproles, E.A., Pons, M., Alonso-González, E., Hanich, L., Boudhar, A., Musselman, K.N., Molotch, N.P., Sickman, J., Pomeroy, J., 2017. Different sensitivities of snowpacks to warming in Mediterranean climate mountain areas. *Environ. Res. Lett.* 12, 074006. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa70cb>
- López-Moreno, J.I., Pomeroy, J.W., Alonso-González, E., Morán-Tejeda, E., Revuelto, J., 2020. Decoupling of warming mountain snowpacks from hydrological regimes. *Environ. Res. Lett.* 15, 114006. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abb55f>
- López-Moreno, J.I., Soubeyroux, J.M., Gascoin, S., Alonso-Gonzalez, E., Durán-Gómez, N., Lafaysse, M., Vernay, M., Carmagnola, C., Morin, S., 2020. Long-term trends (1958–2017) in snow cover duration and depth in the Pyrenees. *Int. J. Climatol.* 40, 6122–6136. <https://doi.org/10.1002/joc.6571>

- Luetscher, M., Jeannin, P.-Y., Haeberli, W., 2005. Ice caves as an indicator of winter climate evolution: a case study from the Jura Mountains. *The Holocene* 15, 982–993. <https://doi.org/10.1191/0959683605hl872ra>
- Luetscher, M., Lismonde, B., Jeannin, P., 2008. Heat exchanges in the heterothermic zone of a karst system: Monlesi cave, Swiss Jura Mountains. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 113, 2007JF000892. <https://doi.org/10.1029/2007JF000892>
- Lugon, R., Delaloye, R., Serrano, E., Reynard, E., Lambiel, C., González-Trueba, J.J., 2004. Permafrost and Little Ice Age glacier relationships, Posets Massif, Central Pyrenees, Spain. *Permafr. Periglac. Process.* 15, 207–220. <https://doi.org/10.1002/ppp.494>
- Martínez-Fernández, A., Serrano, E., De Sanjosé, J.J., Gómez-Lende, M., Sánchez-Fernández, M., López-Moreno, J.I., Rico, I., Pisabarro, A., 2023. The final countdown? Monitoring the rapid shrinkage of the Maladeta glacier (2010–2020), Southern Pyrenees. *Land Degrad. Dev.* 34, 5905–5922. <https://doi.org/10.1002/ldr.4886>
- Martínez-Fernández, A., Serrano, E., Pisabarro, A., Sánchez-Fernández, M., De Sanjosé, J.J., Gómez-Lende, M., Rangel-de Lázaro, G., Benito-Calvo, A., 2022. The Influence of Image Properties on High-Detail SfM Photogrammetric Surveys of Complex Geometric Landforms: The Application of a Consumer-Grade UAV Camera in a Rock Glacier Survey. *Remote Sens.* 14, 3528. <https://doi.org/10.3390/rs14153528>
- Melón-Nava, A., Merino, A., Sánchez, J.L., Santos-González, J., Gómez-Villar, A., García-Ortega, E., 2023. Snowfall events in the Cantabrian Mountains of northwestern Spain: WRF multiphysics ensemble assessment based on ground and multi-satellite observations. *Atmospheric Res.* 288, 106719. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2023.106719>
- Mora, J.Á.N., Martín, J.R., García, M.M., De Pablo Davila, F., Rivas Soriano, L., 2016. Climatological characteristics and synoptic patterns of snowfall episodes in the central Spanish Mediterranean area. *Int. J. Climatol.* 36, 4488–4496. <https://doi.org/10.1002/joc.4645>
- Moreno, A., Bartolomé, M., López-Moreno, J.I., Pey, J., Corella, J.P., García-Orellana, J., Sancho, C., Leunda, M., Gil-Romera, G., González-Sampériz, P., Pérez-Mejías, C., Navarro, F., Otero-García, J., Lapazarán, J., Alonso-González, E., Cid, C., López-Martínez, J., Oliva-Urcia, B., Faria, S.H., Sierra, M.J., Millán, R., Querol, X., Alastuey, A., García-Ruiz, J.M., 2021. The case of a southern European glacier which survived Roman and medieval warm periods but is disappearing under recent warming. *The Cryosphere* 15, 1157–1172. <https://doi.org/10.5194/tc-15-1157-2021>
- Navarro-Serrano, F., López-Moreno, J.I., Azorin-Molina, C., Alonso-González, E., Aznarez-Balta, M., Buisán, S.T., Revuelto, J., 2020. Elevation Effects on Air Temperature in a Topographically Complex Mountain Valley in the Spanish Pyrenees. *Atmosphere* 11, 656. <https://doi.org/10.3390/atmos11060656>
- Navarro-Serrano, F., López-Moreno, J.I., Azorin-Molina, C., Alonso-González, E., Tomás-Burguera, M., Sanmiguel-Valladolid, A., Revuelto, J., Vicente-Serrano, S.M., 2018. Estimation of near-surface air temperature lapse rates over continental Spain and its mountain areas. *Int. J. Climatol.* 38, 3233–3249. <https://doi.org/10.1002/joc.5497>
- Navarro-Serrano, F., López-Moreno, J.I., Azorin-Molina, C., Buisán, S., Domínguez-Castro, F., Sanmiguel-Valladolid, A., Alonso-González, E., Khorchani, M., 2019. Air temperature measurements using autonomous self-recording dataloggers in mountainous and snow covered areas. *Atmospheric Res.* 224, 168–179. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2019.03.034>

- Oliva, M., Andrés, N., Fernández-Fernández, J.M., Palacios, D., 2023. The evolution of glacial landforms in the Iberian Mountains during the Bølling–Allerød Interstadial, in: *European Glacial Landscapes*. Elsevier, pp. 369–377. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00013-9>
- Oliva, M., Fernández-Fernández, J.M., Palacios, D., 2022a. The Iberian Mountains: glacial landforms prior to the Last Glacial Maximum, in: *European Glacial Landscapes*. Elsevier, pp. 309–316. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823498-3.00041-8>
- Oliva, M., Gómez-Ortiz, A., 2012. Late-Holocene environmental dynamics and climate variability in a Mediterranean high mountain environment (Sierra Nevada, Spain) inferred from lake sediments and historical sources. *The Holocene* 22, 915–927. <https://doi.org/10.1177/0959683611434235>
- Oliva, M., Gómez-Ortiz, A., Salvador-Franch, F., Salvà-Catarineu, M., Palacios, D., Tanarro, L., Ramos, M., Pereira, P., Ruiz-Fernández, J., 2016a. Inexistence of permafrost at the top of the Veleta peak (Sierra Nevada, Spain). *Sci. Total Environ.* 550, 484–494. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.01.150>
- Oliva, M., Nývlt, D., Fernández-Fernández, J.M. (Eds.), 2022b. *Periglacial Landscapes of Europe*. Springer International Publishing, Cham. <https://doi.org/10.1007/978-3-031-14895-8>
- Oliva, M., Palacios, D., Fernández-Fernández, J.M., 2022c. The Iberian Peninsula, in: *Iberia, Land of Glaciers*. Elsevier, pp. 55–60. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00004-9>
- Oliva, M., Palacios, D., Fernández-Fernández, J.M., 2022d. Iberia, in: *Iberia, Land of Glaciers*. Elsevier, pp. 555–588. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00026-8>
- 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., Giralt, 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., 2018a. The Little Ice Age in Iberian mountains. *Earth-Sci. Rev.* 177, 175–208. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.11.010>
- Oliva, M., Serrano, E., Gómez-Ortiz, A., González-Amuchastegui, M.J., Nieuwendam, A., Palacios, D., Pérez-Alberti, A., Pellitero-Ondicol, R., Ruiz-Fernández, J., Valcárcel, M., Vieira, G., Antoniadès, D., 2016b. Spatial and temporal variability of periglaciation of the Iberian Peninsula. *Quat. Sci. Rev.* 137, 176–199. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.02.017>
- Oliva, M., Žebre, M., Guglielmin, M., Hughes, P.D., Çiner, A., Vieira, G., Bodin, X., Andrés, N., Colucci, R.R., García-Hernández, C., Mora, C., Nofre, J., Palacios, D., Pérez-Alberti, A., Ribolini, A., Ruiz-Fernández, J., Sankaya, M.A., Serrano, E., Urdea, P., Valcárcel, M., Woodward, J.C., Yıldırım, C., 2018b. Permafrost conditions in the Mediterranean region since the Last Glaciation. *Earth-Sci. Rev.* 185, 397–436. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.06.018>
- OPCC-CTP, 2018. Climate change in the Pyrenees: Impacts, vulnerabilities and adaptation. Bases of knowledge for the future climate change adaptation strategy in the Pyrenees.

- Palacios, D., De Andrés, N., Luengo, E., 2003. Distribution and effectiveness of nivation in Mediterranean mountains: Peñalara (Spain). *Geomorphology* 54, 157–178. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00340-9](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00340-9)
- Palma, P., Oliva, M., García-Hernández, C., Gómez Ortiz, A., Ruiz-Fernández, J., Salvador-Franch, F., Catarineu, M., 2017. Spatial characterization of glacial and periglacial landforms in the highlands of Sierra Nevada (Spain). *Sci. Total Environ.* 584–585, 1256–1267. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.01.196>
- Pérez-Palazón, M., Pimentel, R., Polo, M., 2018. Climate Trends Impact on the Snowfall Regime in Mediterranean Mountain Areas: Future Scenario Assessment in Sierra Nevada (Spain). *Water* 10, 720. <https://doi.org/10.3390/w10060720>
- Pérez-Palazón, M.J., Pimentel, R., Herrero, J., Aguilar, C., Perales, J.M., Polo, M.J., 2015. Extreme values of snow-related variables in Mediterranean regions: trends and long-term forecasting in Sierra Nevada (Spain). *Proc. Int. Assoc. Hydrol. Sci.* 369, 157–162. <https://doi.org/10.5194/piahs-369-157-2015>
- Perşoiu, A., Buzjak, N., Onaca, A., Pennos, C., Sotiriadis, Y., Ionita, M., Zachariadis, S., Styllas, M., Kosutnik, J., Hegyi, A., Butorac, V., 2021. Record summer rains in 2019 led to massive loss of surface and cave ice in SE Europe. *The Cryosphere* 15, 2383–2399. <https://doi.org/10.5194/tc-15-2383-2021>
- Perşoiu, A., Lauritzen, S.-E. (Eds.), 2018. *Ice caves*. Elsevier, Amsterdam, Netherlands.
- Perşoiu, A., Onac, B.P., Wynn, J.G., Blaauw, M., Ionita, M., Hansson, M., 2017. Holocene winter climate variability in Central and Eastern Europe. *Sci. Rep.* 7, 1196. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-01397-w>
- Pimentel, R., Herrero, J., Polo, M., 2017. Quantifying Snow Cover Distribution in Semiarid Regions Combining Satellite and Terrestrial Imagery. *Remote Sens.* 9, 995. <https://doi.org/10.3390/rs9100995>
- Pisabarro, A., Pellitero, R., Serrano, E., Gómez-Lende, M., González-Trueba, J.J., 2017. Ground temperatures, landforms and processes in an Atlantic mountain. Cantabrian Mountains (Northern Spain). *CATENA* 149, 623–636. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.051>
- Pons, M.R., Herrera, S., Gutiérrez, J.M., 2016. Future trends of snowfall days in northern Spain from ENSEMBLES regional climate projections. *Clim. Dyn.* 46, 3645–3655. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2793-9>
- Racine, T.M.F., Spötl, C., Reimer, P.J., Čarga, J., 2022. RADIOCARBON CONSTRAINTS ON PERIODS OF POSITIVE CAVE ICE MASS BALANCE DURING THE LAST MILLENNIUM, JULIAN ALPS (NW SLOVENIA). *Radiocarbon* 64, 333–356. <https://doi.org/10.1017/RDC.2022.26>
- Revuelto, J., Alonso-González, E., Gascoin, S., Rodríguez-López, G., López-Moreno, J.I., 2021a. Spatial Downscaling of MODIS Snow Cover Observations Using Sentinel-2 Snow Products. *Remote Sens.* 13, 4513. <https://doi.org/10.3390/rs13224513>
- Revuelto, J., Azorin-Molina, C., Alonso-González, E., Sanmiguel-Vallelado, A., Navarro-Serrano, F., Rico, I., López-Moreno, J.I., 2017. Meteorological and snow distribution data in the Izas Experimental Catchment (Spanish Pyrenees) from 2011 to 2017. *Earth Syst. Sci. Data* 9, 993–1005. <https://doi.org/10.5194/essd-9-993-2017>

- Revuelto, J., López-Moreno, J.I., Alonso-González, E., 2021b. Light and Shadow in Mapping Alpine Snowpack With Unmanned Aerial Vehicles in the Absence of Ground Control Points. *Water Resour. Res.* 57, e2020WR028980. <https://doi.org/10.1029/2020WR028980>
- Revuelto, J., López-Moreno, J.I., Azorin-Molina, C., Vicente-Serrano, S.M., 2014a. Topographic control of snowpack distribution in a small catchment in the central Spanish Pyrenees: intra- and inter-annual persistence. *The Cryosphere* 8, 1989–2006. <https://doi.org/10.5194/tc-8-1989-2014>
- Revuelto, J., López-Moreno, J.I., Azorin-Molina, C., Zabalza, J., Arguedas, G., Vicente-Serrano, S.M., 2014b. Mapping the annual evolution of snow depth in a small catchment in the Pyrenees using the long-range terrestrial laser scanning. *J. Maps* 10, 379–393. <https://doi.org/10.1080/17445647.2013.869268>
- Rico, I., Izagirre, E., Serrano, E., López-Moreno, J.I., 2017. Superficie glaciar actual en los Pirineos: Una actualización para 2016. *Pirineos* 172, 029. <https://doi.org/10.3989/Pirineos.2017.172004>
- Rico, I., Magnin, F., López Moreno, J.I., Serrano, E., Alonso-González, E., Revuelto, J., Hughes-Allen, L., Gómez-Lende, M., 2021. First evidence of rock wall permafrost in the Pyrenees (Vignemale peak, 3,298 m a.s.l., 42°46'16"N/0°08'33"W). *Permafr. Periglac. Process.* 32, 673–680. <https://doi.org/10.1002/ppp.2130>
- Ruiz-Blas, F., Muñoz-Hisado, V., García-Lopez, E., Moreno, A., Bartolomé, M., Leunda, M., Martínez-Alonso, E., Alcázar, A., Cid, C., 2023. The hidden microbial ecosystem in the perennial ice from a Pyrenean ice cave. *Front. Microbiol.* 14, 1110091. <https://doi.org/10.3389/fmicb.2023.1110091>
- Salvador Franch, F., Gómez Ortiz, A., Salvà Catarineu, M., Palacios Estremera, D., 2013. Caracterización térmica de la capa activa de un glaciar rocoso en medio periglacial de alta montaña mediterránea : El ejemplo del Corral del Veleta (Sierra Nevada, España). *Cuad. Investig. Geográfica* 37, 25–48. <https://doi.org/10.18172/cig.1255>
- 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>
- Sanmiguel-Valladolid, A., López-Moreno, J.I., Morán-Tejeda, E., Alonso-González, E., Navarro-Serrano, F.M., Rico, I., Camarero, J.J., 2020. Variable effects of forest canopies on snow processes in a valley of the central Spanish Pyrenees. *Hydrol. Process.* 34, 2247–2262. <https://doi.org/10.1002/hyp.13721>
- Santos-González, J., González-Gutiérrez, R.B., Redondo-Vega, J.M., Gómez-Villar, A., Jomelli, V., Fernández-Fernández, J.M., Andrés, N., García-Ruiz, J.M., Peña-Pérez, S.A., Melón-Nava, A., Oliva, M., Álvarez-Martínez, J., Chardon, J., Palacios, D., 2022. The origin and collapse of rock glaciers during the Bolling-Allerød interstadial: A new study case from the Cantabrian Mountains (Spain). *Geomorphology* 401, 108112. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108112>
- Serrano Cañadas, E., 2023. Glaciares, cultura y patrimonio: la huella cultural de los glaciares pirenaicos. Universidad de Valladolid.
- Serrano, E., Agudo, C., Delaloyé, R., González-Trueba, J.J., 2001. Permafrost distribution in the Posets massif, Central Pyrenees. *Nor. Geogr. Tidsskr. - Nor. J. Geogr.* 55, 245–252. <https://doi.org/10.1080/00291950152746603>

- Serrano, E., Agudo, C., Martínez De Pisón, E., 1999. Rock glaciers in the Pyrenees. *Permafr. Periglac. Process.* 10, 101–106. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1530\(199901/03\)10:1<101::AID-PPP308>3.0.CO;2-U](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199901/03)10:1<101::AID-PPP308>3.0.CO;2-U)
- Serrano, E., De Sanjosé, J.J., González-Trueba, J.J., 2010. Rock glacier dynamics in marginal periglacial environments. *Earth Surf. Process. Landf.* 35, 1302–1314. <https://doi.org/10.1002/esp.1972>
- Serrano, E., De Sanjosé-Blasco, J.J., Gómez-Lende, M., López-Moreno, J.I., Pisabarro, A., Martínez-Fernández, A., 2019. Periglacial environments and frozen ground in the central Pyrenean high mountain area: Ground thermal regime and distribution of landforms and processes. *Permafr. Periglac. Process.* 30, 292–309. <https://doi.org/10.1002/ppp.2032>
- Serrano, E., Gómez-Lende, M., Belmonte, Á., Sancho, C., Sánchez-Benítez, J., Bartolomé, M., Leunda, M., Moreno, A., Hivert, B., 2018a. Ice Caves in Spain, in: *Ice Caves*. Elsevier, pp. 625–655. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811739-2.00028-0>
- Serrano, E., González-trueba, J.J., Sanjosé, J.J., Del Río, L.M., 2011. Ice patch origin, evolution and dynamics in a temperate high mountain environment: the jou negro, picos de europa (nw spain). *Geogr. Ann. Ser. Phys. Geogr.* 93, 57–70. <https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2011.00006.x>
- Serrano, E., López-Moreno, J.I., Gómez-Lende, M., Pisabarro, A., Martín-Moreno, R., Rico, I., Alonso-González, E., 2020. Frozen ground and periglacial processes relationship in temperate high mountains: a case study at Monte Perdido-Tucarroya area (The Pyrenees, Spain). *J. Mt. Sci.* 17, 1013–1031. <https://doi.org/10.1007/s11629-019-5614-5>
- Serrano, E., Morales, C., González-Trueba, J., Martín, R., 2012. Cartografía del permafrost de montaña en los Pirineos españoles. *Finisterra* vol. 44 n.o 87 (2009). <https://doi.org/10.18055/FINIS1376>
- Serrano, E., Oliva, M., González-García, M., López-Moreno, J.I., González-Trueba, J., Martín-Moreno, R., Gómez-Lende, M., Martín-Díaz, J., Nofre, J., Palma, P., 2018b. Post-little ice age paraglacial processes and landforms in the high Iberian mountains: A review. *Land Degrad. Dev.* 29, 4186–4208. <https://doi.org/10.1002/ldr.3171>
- Serrano, E., San José, J.J., Agudo, C., 2006. Rock glacier dynamics in a marginal periglacial high mountain environment: Flow, movement (1991–2000) and structure of the Argualas rock glacier, the Pyrenees. *Geomorphology* 74, 285–296. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.08.014>
- Stoffel, M., Luetscher, M., Bollschweiler, M., Schlatter, F., 2009. Evidence of NAO control on subsurface ice accumulation in a 1200 yr old cave-ice sequence, St. Livres ice cave, Switzerland. *Quat. Res.* 72, 16–26. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2009.03.002>
- Tanarro, L.M., Hoelzle, M., García, A., Ramos, M., Gruber, S., Gómez, A., Piquer, M., Palacios, D., 2001. Permafrost distribution modelling in the mountains of the Mediterranean: Corral del Veleta, Sierra Nevada, Spain. *Nor. Geogr. Tidsskr. - Nor. J. Geogr.* 55, 253–260. <https://doi.org/10.1080/00291950152746612>
- Tapiador, F.J., Villalba-Pradas, A., Navarro, A., Martín, R., Merino, A., García-Ortega, E., Sánchez, J.L., Kim, K., Lee, G., 2021. A Satellite View of an Intense Snowfall in Madrid (Spain): The Storm ‘Filomena’ in January 2021. *Remote Sens.* 13, 2702. <https://doi.org/10.3390/rs13142702>
- Ventura Roca, J., 2016. IDENTIFICACIÓN E INVENTARIO DE POTENCIALES GLACIARES ROCOSOS ACTIVOS EN LOS PIRINEOS MEDIANTE FOTOINTERPRETACIÓN EN VISORES CARTOGRAFICOS 2D Y 3D: PRIMEROS RESULTADOS. *Polígonos Rev. Geogr.* 95. <https://doi.org/10.18002/pol.v0i28.4289>

- 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>
- Vidaller, I., Revuelto, J., Izagirre, E., Rojas-Heredia, F., Alonso-González, E., Gascoin, S., René, P., Berthier, E., Rico, I., Moreno, A., Serrano, E., Serreta, A., López-Moreno, J.I., 2021. Toward an Ice-Free Mountain Range: Demise of Pyrenean Glaciers During 2011–2020. *Geophys. Res. Lett.* 48, e2021GL094339. <https://doi.org/10.1029/2021GL094339>
- Žák, K., Richter, D.K., Filippi, M., Živor, R., Deininger, M., Mangini, A., Scholz, D., 2012. Coarsely crystalline cryogenic cave carbonate – a new archive to estimate the Last Glacial minimum permafrost depth in Central Europe. *Clim. Past* 8, 1821–1837. <https://doi.org/10.5194/cp-8-1821-2012>.

CAPÍTULO 3

VARIABLES ATMOSFÉRICAS EN ESPAÑA DURANTE EL PERIODO OBSERVACIONAL: VARIABILIDAD, TENDENCIAS Y MECANISMOS DE CIRCULACIÓN ASOCIADOS

Coordinadores: Roberto Serrano-Notivoli¹, Cristina Peña², Raquel Nieto³

Autores: Carmen Álvarez-Castro², Shalenys Bedoya-Valestt⁴, David Corell⁵, Pedro Dorta-Antequera⁶, Luis Durán⁷, Jose Carlos Fernández-Álvarez^{8,3}, Santos J. González-Rojj^{9,10,11}, Sixto Herrera¹², Agustí Jansà¹³, Belén Rodríguez-Fonseca^{7,14}, Paloma Trascasa-Castro¹⁵, Eduardo Utrabo-Carazo⁴

Colaboradores: Arnau Amengual¹³, Blanca Ayarzagüena⁷, César Azorín-Molina⁴, Samuel Barrao¹, Jorge Castillo-Mateo¹⁶, Ana C. Cebrián¹⁶, Jordan Correa González⁶, Ahmed El Kenawy¹⁷, María José Estrela⁹, David Gallego², Íñigo Gómara¹⁸, Amelia Gómez-Villar¹⁹, Álvaro González⁷, José A. Guijarro²⁰, Javier Herrero²¹, Samira Khodayar²², Aleksander Lacima-Nadolnik¹⁵, Abel López-Díez⁶, Teresa Losada¹⁴, María C. Llasat²³, Maialen Martija-Díez^{11,24}, José L. Martín Esquivel²⁵, Adrián Melón-Nava¹⁹, Javier Miró⁵, Alfonso Pisabarro¹⁹, Miguel A. Saz¹, Margarida Samso-Cabre¹⁵, Javier Santos-González¹⁹

¹ Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio, Instituto Universitario de Ciencias Ambientales (IUCA), Universidad de Zaragoza, Zaragoza, España.

² Departamento de Sistemas Físicos, Químicos y Naturales. Universidad Pablo de Olavide, Sevilla, España.

³ Centro de Investigación Mariña, Environmental Physics Laboratory (EPHysLab), Universidade de Vigo, Ourense, España.

⁴ Centro de Investigaciones sobre Desertificación, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CIDE, CSIC-UV-Generalitat Valenciana), Climate, Atmosphere and Ocean Laboratory (Climatoc-Lab), Moncada, Valencia, España.

⁵ Departamento de Geografía, Universidad de Valencia, Valencia, España.

⁶ Cátedra Universitaria de Reducción del Riesgo de Desastres y Ciudades Resilientes de la Universidad de La Laguna, San Cristóbal de La Laguna, España.

⁷ Departamento de Física de la Tierra y Astrofísica, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, España.

⁸ Galicia Supercomputing Center (CESGA), Santiago de Compostela, Spain

⁹ Climate and Environmental Physics, University of Bern, Bern, Switzerland

¹⁰ Oeschger Centre for Climate Change Research, University of Bern, Bern, Switzerland

¹¹ Departamento de Física, Universidad del País Vasco, Leioa, España.

¹² Departamento de Matemática aplicada y Ciencias de la Computación, Universidad de Cantabria, Santander, España.

¹³ Grupo de Meteorología, Dtp. De Física, Univ. de les Illes Balears (UIB), Palma de Mallorca, España.

¹⁴ Instituto de Geociencias (IGEO), UCM-CSIC, Madrid, España.

¹⁵ Barcelona Supercomputing Center-Centro Nacional de Supercomputación, Barcelona, España.

¹⁶ Departamento de Métodos Estadísticos, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, España.

- ¹⁷ Instituto Pirenaico de Ecología, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (IPE-CSIC), Zaragoza, España.
- ¹⁸ Departamento de Matemática Aplicada, Escuela de Ingeniería Informática, Universidad de Valladolid, Segovia, España.
- ¹⁸ Departamento de Geografía y Geología, Universidad de León, León, España.
- ²⁰ Retirado de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), Palma de Mallorca, España.
- ²¹ Modeling Nature (MNAT), Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Granada, Spain
- ²² Área de Meteorología y Climatología, Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo (CEAM), Valencia, España.
- ²³ GAMA, Departamento de Física Aplicada, Universitat de Barcelona, Barcelona, España.
- ²⁴ EUSKALMET, Agencia Vasca de Meteorología, Vitoria-Gasteiz, España.
- ²⁵ Parque Nacional del Teide, La Orotava, Tenerife, Islas Canarias, España.

1. Introducción

La variabilidad climática natural se refiere a las variaciones del clima causadas por procesos distintos de la influencia humana. Incluye la variabilidad interna generada por el propio sistema climático y la variabilidad impulsada por factores naturales externos. En España, el clima presenta una variabilidad natural muy marcada, con cambios importantes a diferentes escalas temporales, desde interanuales hasta multidecadales, que es más acusada en las precipitaciones y especialmente en las zonas de la cuenca mediterránea. En esta región, el coeficiente anual de variación de las precipitaciones supera el 20 % y puede alcanzar el 40 % en la parte sureste de la península ibérica (PI), con una frecuente aparición de años húmedos y secos. Diferentes estudios han demostrado que los sistemas meteorológicos que afectan a la PI están controlados por un reducido número de patrones a gran escala (por ejemplo, Rodríguez-Puebla et al., 1998; Sánchez-López, 2016; Trigo et al., 2002). Entre estos patrones, el que muestra una mayor influencia es la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), que es el patrón más prominente y recurrente de variabilidad atmosférica sobre las latitudes medias y altas del hemisferio norte (Hurrell et al., 2003). La NAO ejerce una influencia significativa sobre los patrones de temperatura y precipitación sobre la PI e incluso sobre la precipitación en las islas Canarias (Sánchez-Benítez et al., 2017; Trigo et al., 2002). Durante la fase positiva de la NAO la PI tiende a experimentar condiciones más suaves y secas. Por el contrario, durante su fase negativa, las masas de aire más frías pueden penetrar más hacia el sur en la PI, dando lugar a temperaturas más frías. Además, la fase negativa de la NAO se asocia con una mayor actividad de las tormentas en el Atlántico norte, lo que puede provocar un aumento de las precipitaciones en la mayor parte de la PI (Castro-Díez et al., 2002; Trigo et al., 2002). Además de la NAO, se sabe que otros modos de variabilidad climática sobre el Atlántico Norte-Europa, como los patrones del Atlántico este y escandinavo, también desempeñan un papel significativo en la modulación de las variables climáticas en la PI (Comas-Bru y McDermott, 2014; Jerez y Trigo, 2013; Sánchez-López, 2016). A pesar de su menor influencia, la Oscilación del Sur (SO, El Niño/La Niña) también puede afectar a la precipitación sobre la PI y las islas Canarias (Brönnimann, 2007; Rodríguez-Puebla et al., 1998; Vicente-Serrano, 2005).

Además, la precipitación sobre la costa oriental de la PI está influida por patrones regionales de baja frecuencia como la Oscilación Mediterránea y la Oscilación Mediterránea Occidental (OMM, Dünkeloh y Jacobeit, 2003; Martín-Vide y López-Bustins, 2006).

Otro aspecto importante de la variabilidad climática en España es la aparición de temperaturas y precipitaciones extremas. Aunque recientemente, en enero de 2021, España se vio afectada por dos eventos extremos, una larga ola de frío y un evento de fuertes nevadas asociado al ciclón extratropical Filomena, extremos invernales de tal intensidad son muy inusuales (Buisán et al., 2022). Por otro lado, son frecuentes los eventos de precipitación torrencial a finales de verano y en otoño a lo largo de una franja costera y prelitoral en la vertiente oriental y mediterránea de la PI, incluyendo las islas Baleares, generalmente ligados a fenómenos convectivos del tipo “gotas frías” o DANAS (sistemas aislados de bajas presiones en niveles altos) (Ferreira, 2021; Nieto et al., 2007). Sin embargo, los extremos que suponen un mayor riesgo para la salud y el bienestar de la población, así como para los ecosistemas y la economía, son las olas de calor y las sequías, que afectan con frecuencia a amplias zonas del país (García-Herrera et al., 2010; Salvador et al., 2020; IPCC, 2023; Serrano-Notivol et al., 2023). Aunque la ocurrencia de estos fenómenos extremos es común en el clima mediterráneo (Domínguez-Castro et al., 2019; IPCC, 2023; Serrano-Notivol et al., 2022), el cambio climático está intensificando la frecuencia e intensidad de las olas de calor y las sequías, haciendo que España, junto con toda la cuenca mediterránea, sea especialmente sensible a las consecuencias del aumento de las concentraciones de gases de efecto invernadero (IPCC, 2023).

Debido a su ubicación en la frontera entre los subtrópicos áridos y las latitudes medias templadas, España es muy vulnerable a los efectos del cambio climático. Amplias zonas de su territorio, especialmente el sudeste de la PI y las islas Canarias, se caracterizan por veranos cálidos y secos, valores bajos de los totales anuales de precipitación y una alta variabilidad interanual, lo que conduce a un estado de estrés hídrico semipermanente. La situación subtropical bajo el aire descendente que se extiende desde la alta subtropical del Atlántico norte controla las precipitaciones estivales bajas, mientras que las precipitaciones altas de la estación fría están controladas principalmente por los regímenes de vientos del oeste de latitudes medias. En consecuencia, las precipitaciones invernales son clave para la agricultura y la economía de la región, y es fundamental comprender cómo les está afectando el cambio climático o cómo evolucionarán las precipitaciones con el aumento de las temperaturas globales. Sin embargo, la pronunciada variabilidad decadal sobre la PI, unida al hecho de que las observaciones muestran una fuerte variabilidad espacial y estacional en las tendencias de precipitación, determina una gran incertidumbre que dificulta la identificación de vínculos a largo plazo entre la precipitación en la PI y la temperatura global (Lionello y Scarascia, 2018; Vicente-Serrano et al., 2017). Los modelos proyectan, en todos los escenarios, una gran reducción de la precipitación en la estación fría que podría situarse en un rango entre el 10-20 % para un calentamiento global de 4 °C (IPCC, 2023), que podría ser aún más fuerte en verano, cuando podría alcanzar una reducción del 40 % a un calentamiento global de 4 °C respecto a 1995-2014. Esto agravaría la tendencia creciente observada en las últimas décadas en la gravedad de las sequías estivales, relacionada con las variaciones de las precipitaciones (Liu et al., 2022).

En cuanto a la temperatura del aire, las observaciones indican que, efectivamente, España, junto con toda la cuenca mediterránea, se ha ido calentando desde la década de 1980 a un ritmo superior a la media mundial (IPCC, 2023; Lionello y Scarascia, 2018). La temperatura del aire

observada ha aumentado en todas las estaciones, pero de forma especialmente pronunciada durante el verano. Además, la frecuencia y la intensidad de los extremos cálidos han aumentado en las últimas décadas y se prevé que sigan aumentando independientemente del escenario de emisiones de gases de efecto invernadero (IPCC, 2023).

Este contexto, en el que se observa cómo las condiciones climáticas en España son cada vez más severas, en términos de aumento de la frecuencia e intensidad de sequías y calores extremos, mientras que las proyecciones indican que esta situación empeorará en el futuro, hace imprescindible un seguimiento riguroso de la evolución del comportamiento del clima en nuestro territorio. Los datos instrumentales, obtenidos a partir de mediciones directas mediante diversos instrumentos y técnicas de vigilancia del clima, proporcionan un registro exhaustivo de variables climáticas como la temperatura, las precipitaciones, el viento, etc. El análisis de estos datos permite detectar tendencias a largo plazo indicativas de cambio climático. También son cruciales para comprender la variabilidad natural, que a su vez es esencial para distinguir entre las fluctuaciones climáticas naturales y las inducidas por factores externos, en particular el cambio climático inducido por el hombre.

Este capítulo ofrece una revisión de los cambios en la variabilidad climática a lo largo del periodo instrumental en España. La primera sección describe los conjuntos de datos observacionales reticulares disponibles para la precipitación y la temperatura en España, a diferentes resoluciones temporales y espaciales. En las secciones 3, 4 y 5 se describen los resultados más recientes sobre los cambios observados en la temperatura del aire, la precipitación, el viento y la humedad atmosférica. En la sección 6 se analizan los principales modos de circulación que afectan a España y en la sección 7 se describen las condiciones específicas de algunas regiones concretas como las islas Canarias y Baleares, así como las de los sistemas montañosos y ciudades.

2. Datos

Los cambios en la variabilidad climática a lo largo del periodo instrumental se evalúan mediante las observaciones disponibles registradas en las estaciones meteorológicas. Sin embargo, no cubren todo el ámbito espacial y son especialmente escasas en zonas remotas y de topografía compleja. Los conjuntos de datos en rejilla proporcionan una representación continua de las variables climáticas que, dependiendo de la resolución espacial y temporal, así como del número de observaciones utilizadas para crearlos (Merino et al., 2021), proporcionan información climática fiable y representativa para cualquier dominio espacial. En la última década, el número de conjuntos de datos en rejilla disponibles ha aumentado enormemente, influido principalmente por la mayor reproducibilidad de los métodos, la potencia computacional y la disponibilidad de los datos, que han promovido la actual facilidad de acceso a los datos, sin precedentes (Serrano-Notivol y Tejedor, 2021). Los conjuntos de datos desarrollados para casi todos los países incluían metodologías similares pero diferentes resoluciones espaciales y temporales.

En España, el Banco Nacional de Datos Climáticos (BNDC) de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), junto con otras bases de datos de organismos oficiales autonómicos y nacionales, comprende información discontinua de datos climáticos de más de 10.000 observatorios, de los cuales <0,2 % disponen de más del 99 % de los datos para el periodo comprendido entre mediados del siglo XX y la actualidad. Además, el Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación y los Sistemas Automáticos de Información Hidrológica de las Confederaciones Hidrográficas

Nombre	Variable(s)	Alcance temporal [resolución] Dominio espacial [resolución]	Fuente
Iberia01	pr, tas, tasmax, tasmin	1971-2015 [diario] IP/BI [0,1°x0,1° regular]	https://doi.org/10.5194/essd-11-1947-2019
SPREAD	pr	1950-2012 [diario] (PI) 1971-2012 [diario] (BI/CI) IP/BI/CI [5x5 km regular].	https://doi.org/10.5194/essd-9-721-2017
STEAD	tasmáx, tasmin	1901-2014 [diario] (IP) 1971-2014 [diario] (BI/CI) IP/BI/CI [5x5 km regular].	https://doi.org/10.5194/essd-11-1171-2019
ESPAÑA-AEMET	pr, tasmax, tasmin	1951-2022 [diario] IP/BI [5x5 km rotados]	https://www.AEMET.es/documentos/es/conocermas/recursos_en_linea/publicaciones_y_estudios/publicaciones/NT_24_AEMET/NT_24_AEMET.pdf
MOTEDAS Century	tasman, tasmin	1916-2015 [mensual] IP/BI [10x10 km regular]	https://doi.org/10.1002/joc.6520
MOPREDAS Century	pr	1916-2020 [mensual] IP [10x10 km regular]	https://doi.org/10.1002/joc.8060
CLIMPY	pr, tasmax, tasmin	1981-2020 [diario] Pirineos [1x1 km regular].	https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2024.173052
Atlas climático de Aragón	pr, tasmax, tasmin	1950-2020 [diario] Aragón [1x1 km regular]	https://idearagon.aragon.es/atlas/Clima/info/atlas-climatico-aragon
Escenarios climáticos de Euskadi y observaciones (visor/rojos)	pr, tas, tasmax, tasmin	1971-2016 [mensual] País Vasco [1x1 km regular]	http://escenariosklima.ihobe.eus/ http://escenariosklima.ihobe.eus/thredds/catalog.html

Tabla 3.1. Conjuntos de datos observacionales disponibles para España. pr: precipitación; tas: temperatura media; tasmax: temperatura máxima; tasmin: temperatura mínima; PI: península ibérica; BI: islas Baleares; IC: islas Canarias; SPREAD: Precipitación Española a Escala Diaria; STEAD: Temperatura Española a Escala Diaria; MOTEDAS: Monthly Temperature Dataset of Spain; MOPREDAS: Conjunto de Datos de Precipitación Mensual de España; CLIMPY: CLima de los Pirineos.

también mantienen sus propias redes meteorológicas con varios centenares de estaciones. Aunque se puede acceder a toda esta información y utilizarla para estudiar la variabilidad climática en España, es necesario trabajar en el filtrado de los datos, la eliminación de los valores anómalos y la reconstrucción de las series temporales cuando sea necesario, para obtener información fiable

a largo plazo. Desde mediados de la década de 2000, se han realizado grandes esfuerzos para desarrollar una serie de conjuntos de datos en rejilla en España. Como resultado, ahora se dispone de diferentes bases de datos (Tabla 3.1) basadas en el uso de todas o parte de las observaciones a lo largo del tiempo. Aunque abarcan distintos periodos con diferentes resoluciones espaciales y temporales, su fiabilidad ha sido probada y avalada por publicaciones científicas. Se puede acceder a algunas de ellas a través de servicios cartográficos web, pero todas están disponibles como descarga de libre acceso o previa solicitud.

3. Temperatura

El presente informe se ha realizado a partir de los resultados del estudio de Vicente-Serrano et al. 2017, que describe la evolución reciente y las tendencias de diferentes variables climáticas, y sus extremos, a partir de datos observacionales. En su revisión, Vicente-Serrano et al. 2017 encontraron un fuerte aumento de la temperatura desde la década de 1960, más pronunciado durante los meses de verano (0,3 °C/década). Sin embargo, se registró una ralentización del aumento de la temperatura media desde finales de la década de 1990, impulsada principalmente por la evolución de la temperatura máxima. La frecuencia de fenómenos de temperaturas cálidas extremas (olas de calor) aumentó notablemente a partir del año 2000. Como resultado, el calentamiento observado tiene impactos en la definición de la estación cálida en España, con un incremento en la duración de la estación estival que oscila entre 5 y 12 días/década para el periodo 1979-2012 (Peña-Ortiz et al., 2015). El aumento de la frecuencia de temperaturas cálidas extremas fue continuo durante las dos últimas décadas en todo el país. Desde 2017, algunos de estos resultados han sido ratificados y/o ampliados en la literatura, como se refleja en este informe. Además, nuevos conjuntos de datos (ver Tabla 3.1), índices y metodologías han sido publicados y puestos a disposición de la comunidad científica, permitiendo un análisis más profundo de las tendencias observadas durante el periodo observacional.

Aunque la BNDC-AEMET es la principal fuente de datos para el análisis del clima, no contiene todos los registros históricos de la red de observatorios, ya que una gran cantidad de datos no ha sido digitalizada. En los últimos años, varios autores han realizado grandes esfuerzos para rescatar y digitalizar conjuntos de datos históricos, como los libros de Resúmenes Climáticos Anuales publicados por los servicios meteorológicos desde 1860 hasta 1950, anales científicos, periódicos y monografías (Beguiría et al., 2023; Gonzalez-Hidalgo et al., 2020; Vaquero et al., 2022). Además, el proyecto European Climate Assessment and Dataset (ECA&D, Klein Tank et al., 2002) ha incorporado progresivamente nuevos conjuntos de datos observacionales (por ejemplo, del Servicio Meteorológico de Cataluña e informes sinópticos de la red Global Telecommunications System (GTS)) y de estaciones en España, aumentando tanto la cobertura temporal como espacial.

A pesar de la señal global de calentamiento observada en el último siglo, este aumento no ha sido homogéneo ni en el tiempo ni en el espacio. Además, estudios recientes han puesto de manifiesto la necesidad de analizar de forma independiente, para una misma variable, la evolución de la parte central y de las colas de la distribución de la temperatura (Castillo-Mateo et al., 2023; Schliep et al., 2021), considerar las olas de calor y de frío como eventos interrelacionados (Serrano-Notivol et al., 2022) y analizar las distintas fuentes de incertidumbre que pueden afectar al análisis de la tendencia histórica (Padial-Iglesias et al., 2022).

3.1 Evolución de la temperatura media anual y estacional

Sandonis et al. 2021, utilizando el conjunto de datos MOTEDAS (ver Tabla 3.1, González-Hidalgo et al., 2020), revela un aumento de la temperatura media anual de $0,10\text{ }^{\circ}\text{C/década}$ en la España continental para el periodo 1916-2015. Estos resultados son similares a los obtenidos por Brunet et al. 2007, quienes, utilizando las 22 series de temperatura más largas de todas las disponibles para la península ibérica, encontraron un aumento significativo de la temperatura media anual de $0,10\text{ }^{\circ}\text{C/década}$ en el periodo 1850-2005 y de $0,13\text{ }^{\circ}\text{C/década}$ para el periodo 1901-2005. Su análisis a través de ventanas móviles de 50 años reveló que las mayores tendencias positivas (y significativas) se produjeron entre 1950 y 2012 (Figura 3.1).

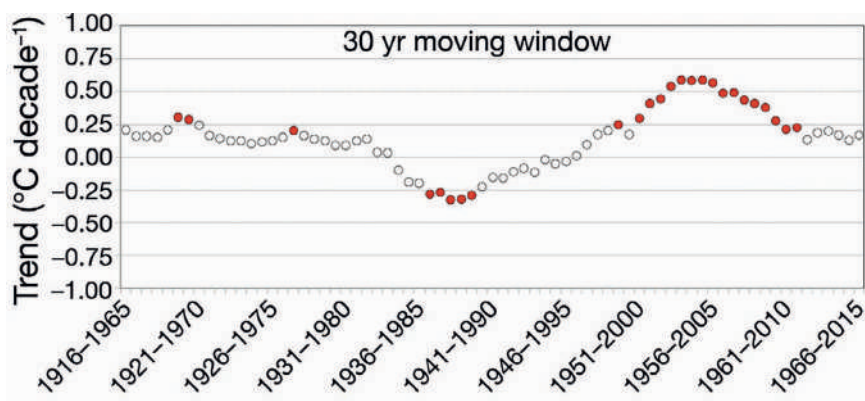


Figura 3.1. Tendencia de la tasa de valores medios anuales ($^{\circ}\text{C/década}$) a lo largo de 30 años. Círculos rojos: $p < 0,05$; círculos vacíos: no significativo. Fuente: Sandonis et al. (2021).

Según Sandonis et al. 2021, la temperatura media anual en la España continental ha tenido varias fluctuaciones desde principios del siglo XX hasta la actualidad, pudiéndose distinguir diferentes fases. En la primera fase, se observa un ligero aumento de la temperatura del aire desde el inicio de la serie hasta la década de 1950. En la segunda fase, no se observó ninguna tendencia clara en los primeros años, mientras que entre las décadas de 1960 y 1970 se observó un enfriamiento. En la tercera fase, se detectó un fuerte calentamiento desde la década de 1970 hasta la actualidad. Nótese que estos dos subperíodos globales también han sido reflejados por otros autores utilizando diferentes fuentes de datos (AEMET, 2023, 2022; Paniagua et al., 2019). Durante la última fase, el incremento tampoco ha sido monótono, describiendo los autores un periodo de pausa o hiato entre 1990 y 2015, donde los valores, a pesar de ser elevados, no mostraban una clara tendencia al alza. Sin embargo, otros estudios utilizando datos observacionales en rejilla y de alta calidad para la España peninsular, Ceuta, Melilla y Baleares, y para el periodo 1961-2018, calcularon una

tendencia al calentamiento de la temperatura media anual de 0,21 °C/década, mostrando el mismo patrón de aumento de temperatura en los últimos registros anuales de la serie (AEMET, 2023, 2022).

Algunos estudios han analizado el comportamiento estacional de la temperatura media y se han observado diferencias entre estaciones. Según AEMET, (2023, 2022), el verano ha sido la estación que más ha contribuido al aumento de la temperatura en España (incluyendo España peninsular, Ceuta, Melilla y Baleares) durante el periodo 1961-2018. Los resultados muestran una tendencia estadísticamente significativa al aumento de la temperatura de 0,27 °C/década en esta estación y de 0,24 °C/década en primavera, teniendo ambas estaciones un mayor peso en el efecto de calentamiento que el otoño y el invierno, cuya tendencia ha sido en ambos casos de 0,16 °C/década. El mayor peso del verano y la primavera en el calentamiento anual también ha sido observado por otros autores (Espín-Sánchez et al., 2023; Rodrigo, 2019; Sandonis et al., 2021) considerando diferentes fuentes de datos.

3.2 Evolución de las temperaturas máximas (Tmax) y mínimas (Tmin) anuales y estacionales

González-Hidalgo et al. 2020, utilizando datos en rejilla obtenidos a partir de las observaciones de 5.259 estaciones termométricas, analizaron la evolución de la temperatura Tmax y Tmin sobre la España continental. Este estudio reveló una tendencia creciente de la temperatura de 0,12 °C/década para la Tmax y de 0,10 °C/década para la Tmin en el periodo 1916-2015. Los resultados son similares a los obtenidos por Brunet et al. (2007), quienes, utilizando las series de datos más largas disponibles, estimaron un incremento de 0,11 °C/década para Tmax y 0,08 °C/década para Tmin durante el periodo 1850-2005, así como 0,17 °C/década para Tmax y 0,09 °C/década para Tmin durante el periodo 1901-2005.

La evolución de las temperaturas máximas y mínimas en los últimos 100 años no ha sido homogénea, con un comportamiento similar al de la temperatura media. Hubo una primera fase de ligero aumento de la temperatura observada hasta la década de 1950. Después hubo una segunda fase sin una tendencia clara seguida de una fase de enfriamiento entre las décadas de 1960 y 1970. Por último, hubo una fase de mayor aumento de la temperatura desde la década de 1970 hasta la actualidad. Al igual que con la temperatura media, los autores hablan de un periodo de tendencia positiva desde finales de los 80 hasta 2015. Asimismo, el estudio de AEMET (AEMET, 2023, 2022), que utiliza datos más recientes de España peninsular, Ceuta, Melilla y Baleares, estimó, para el periodo 1961-2018, un incremento de 0,20 °C/década para las temperaturas máximas y de 0,21 °C/década para las mínimas, observándose un aumento en ambas variables en los últimos años.

El comportamiento estacional de las temperaturas máximas y mínimas también ha sido analizado por varios autores. Según Peña-Angulo et al. 2021, las mayores tasas de tendencia para el periodo 1916-2015 corresponden a Tmax en primavera (0,16 °C/década) y verano (0,13 °C/década), mientras que para Tmin, las mayores tasas se dan en verano (0,13 °C/década) y otoño (0,11 °C/década). Se encontraron tendencias de calentamiento estadísticamente significativas en todas las estaciones analizadas. El estudio también

indica la presencia de dos periodos de ascenso, así como de una pausa intermedia y otra final. A su vez, señala que la tendencia observada en Tmax depende principalmente de la primavera, el verano y el otoño durante el primer periodo de ascenso; y del invierno, la primavera y el verano durante el segundo. En cuanto a la Tmin, la primavera, el verano y el otoño definen los dos periodos de aumento. Por otro lado, para el periodo 1961-2018 y España peninsular, Ceuta, Melilla y Baleares, el verano y la primavera han sido las estaciones que han mostrado una mayor tendencia al calentamiento de la Tmax (0,26 °C/década), mientras que el invierno ha sido la estación con menor tendencia (0,05 °C/década). En el caso de la Tmin, el verano ha sido la estación que más ha contribuido al calentamiento (0,28 °C/década) (AEMET, 2023, 2022).

González-Hidalgo et al. 2022 analizaron la evolución mensual de Tmax y Tmin, utilizando la misma base de datos y el mismo periodo de estudio que Peña-Angulo et al. 2021 y Sandonis et al. 2021. Las principales conclusiones de este estudio pueden resumirse como sigue: 1) Los aumentos de temperatura no se han producido de manera uniforme en todos los meses, sino que han sido específicos de determinados meses, en particular marzo y diciembre, así como junio y julio en menor medida, para la Tmax; y agosto y octubre para la Tmin; 2) La tendencia al calentamiento no ha seguido una trayectoria monotónica y se han identificado dos periodos diferentes de aumento de la temperatura, que afectan a meses concretos; 3) Se ha observado un periodo de estancamiento de la temperatura tanto en Tmax como en Tmin en todos los meses durante las últimas décadas; 4) Tmax y Tmin presentaron un comportamiento asíncrono, mostrando una evolución independiente entre sí; 5) Presentan una importante variabilidad espacial y diferencias entre meses, con dos gradientes predominantes de expansión-contracción: este-oeste para la Tmax y oeste-este para la Tmin.

3.3 Cambios en las temperaturas extremas

Como ha reflejado el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) (2023), muchos cambios en el sistema climático se acentúan en relación directa con el aumento del calentamiento global, incluido el incremento de la frecuencia e intensidad de los extremos cálidos. En los apartados anteriores se ha descrito una tendencia general positiva para el periodo histórico en las temperaturas medias, máximas y mínimas, basada en conjuntos de datos observacionales y de rejillas. Sin embargo, otros estudios han enfatizado que los eventos extremos de temperatura deben analizarse desde una perspectiva multidimensional (Díaz-Poso et al., 2023a, 2023b; Sánchez-Benítez et al., 2020) o considerando tanto los extremos de frío como de calor (Paredes-Fortuny y Khodayar, 2023; Serrano-Notivol et al., 2022) para evaluar adecuadamente el impacto de los eventos extremos. Para alcanzar este objetivo, se han propuesto en la literatura diversos índices para los extremos tanto de frío como de calor, y/o métodos para caracterizar la intensidad, duración, frecuencia y extensión espacial de los eventos extremos durante el periodo histórico (Cebrián et al., 2022; Schliep et al., 2021). En este contexto, Castillo-Mateo et al. 2023 encontraron que el efecto de una tendencia creciente en la ocurrencia de eventos récord en la temperatura máxima diaria es estadísticamente significativo en toda España, excepto en el norte y en las zonas de la cornisa cantábrica.

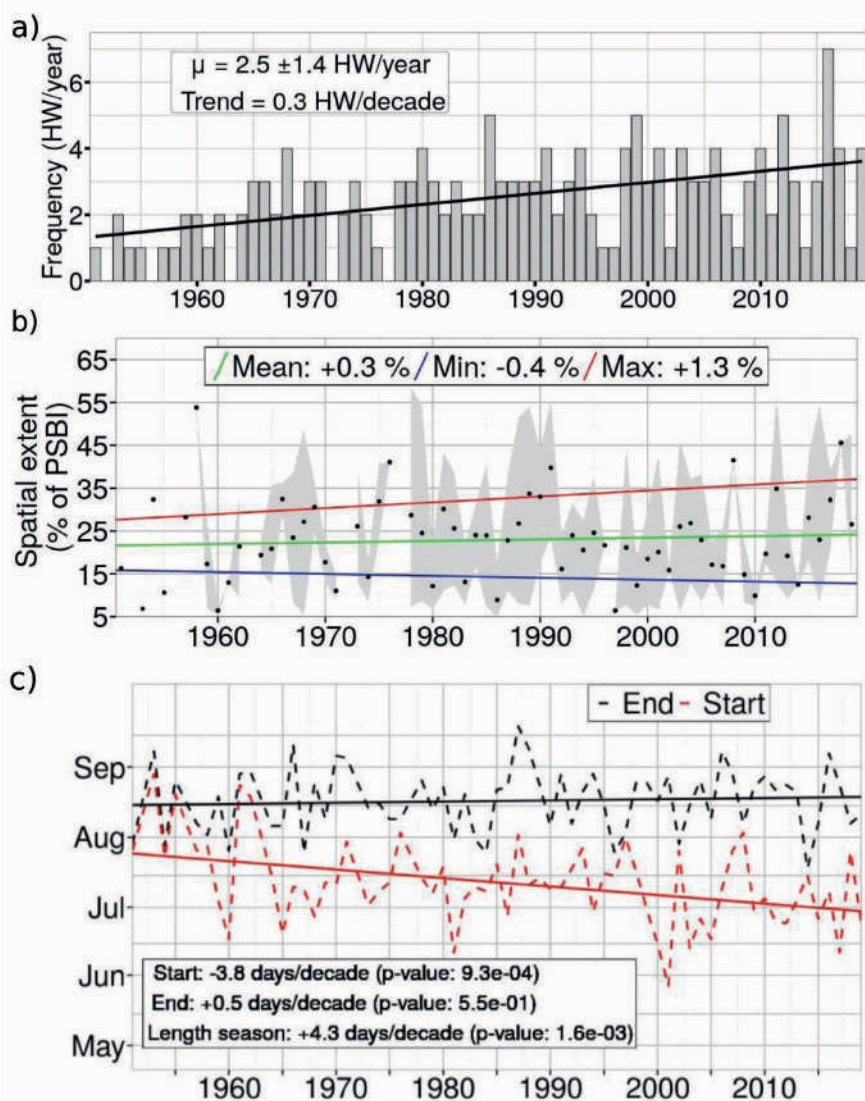


Figura 3.2. Frecuencia de las olas de calor en el periodo 1951-2019 en PI y Baleares. a) Evolución temporal de la frecuencia de las olas de calor en verano prolongado (mayo a septiembre) en barras grises y su correspondiente tendencia. b) Evolución temporal de la extensión espacial, donde los puntos negros representan la media anual, la zona gris sombreada representa el rango entre los valores máximos y mínimos anuales. Las líneas rectas representan la tendencia del valor máximo anual (rojo), el valor mínimo (azul) y el valor medio (verde). c) Evolución temporal de la temporada de olas de calor (HWS) día inicial (rojo), día final (negro) en líneas discontinuas y sus correspondientes tendencias en líneas continuas. Fuente: Paredes-Fortuny y Khodayar 2023.

En relación con las olas de calor, independientemente del índice analizado, se ha observado un incremento en la frecuencia (+0,3 eventos/década), intensidad (+0,1 °C/década), duración (+0,9 días/década para la duración máxima anual) y extensión espacial (+1,3 % del PI/década) durante el periodo 1951-2019 (Paredes-Fortuny y Khodayar, 2023, Figura 3.2), utilizando el conjunto de datos en rejilla producido por AEMET (ver Tabla 3.1). Además, el inicio de la estación de las olas de calor se produce antes en el tiempo (4 días/década), lo que da lugar a una estación cálida más prolongada. En cuanto a los impactos espaciales, la región más afectada en términos de frecuencia es el centro de la península ibérica, mientras que el norte y sureste del Mediterráneo son las regiones más afectadas en términos de intensidad, y las regiones del sur y noreste de la Península sufren la mayor duración. Resultados similares fueron obtenidos por (Díaz-Poso et al., 2023b) considerando el periodo 1950-2020 y el conjunto de datos en rejilla europeo E-OBS (Corney et al., 2018). Como era de esperar en base a los apartados anteriores, estas frecuencias aumentan cuando se considera un periodo más corto y reciente, alcanzando una tendencia para la frecuencia de +1,0 a +2,6 eventos de olas de calor por década durante el periodo 1979-2017 (Sánchez-Benítez et al., 2020). Como se ha reflejado anteriormente, esta evolución no es constante ni lineal durante el periodo histórico con un cambio en los años 80 de condiciones más frías a más cálidas, de olas de frío más intensas a olas de calor más intensas (Serrano-Notivol et al., 2022).

El calentamiento global afecta también a los eventos extremos de frío, principalmente sobre las cadenas montañosas de España (Díaz-Poso et al., 2023b; García-Martín et al., 2021), que tienden a disminuir durante el periodo de observación. García-Martín et al. 2021 concluye que el número de días de helada por año disminuyó para 68 estaciones meteorológicas sobre la PI durante el periodo 1975-2018, dando lugar a un incremento del periodo libre de heladas debido a un retraso de las heladas otoñales (0,4-1,06 días/año) y a la disminución de las heladas primaverales tempranas ((-0,43)-(-1,29) días/año). Esta reducción en el número de heladas fue más pronunciada en las estaciones de mayor altitud, así como el incremento del periodo libre de heladas. Díaz-Poso et al. (2023b) muestra que no existe un incremento en el número de días de ola de frío en ningún punto de la península ibérica para el periodo 1971-2000, siendo la tendencia negativa más acentuada en el este de la Península y en los principales sistemas montañosos, donde existe una tendencia significativa de -2 días/década.

A escala regional, algunos estudios se han centrado en la evolución temporal de la temperatura mínima sobre la región este y sureste de la PI (Olcina Cantos et al., 2019; Sánchez-Benítez et al., 2020), reflejando un incremento de la intensidad (~0,2 °C/década), frecuencia (11 días y 2-3 episodios de 3 días) y duración (13-19 días) de las noches tropicales, más significativo sobre la costa que en el interior, y una reducción de las noches frías, duración de los episodios fríos y días de helada.

4. Precipitación

4.1 Evolución de las precipitaciones medias anuales y estacionales

La mayoría de las tendencias anuales de la precipitación en España no son significativas (Caloiero et al., 2018; Coll et al., 2017; González-Hidalgo et al., 2023; Paniagua et al., 2019; Philandras et al., 2011). Aunque, en general, no existe una tendencia clara y

homogénea en el signo de las precipitaciones, la mayoría de los estudios (por ejemplo, Camuffo et al., 2013; Serrano-Notivol, 2017; Peña-Angulo et al., 2020; Senent-Aparicio et al., 2023) apuntan a un ligero descenso (no significativo en todas las zonas) de los totales anuales desde la segunda mitad del siglo XX, que enmascara potenciales comportamientos heterogéneos a escala estacional y mensual. Como se afirma en Bladé et al. 2010, *“cuando se comparan estudios sobre tendencias de precipitación en la península ibérica, es frecuente encontrar discrepancias y contradicciones en los resultados, incluso cuando se trata de tendencias relativas a un mismo periodo”*. En este sentido, González-Hidalgo et al. (2024, 2023) mostraron que las tendencias de precipitación cambian mucho su variabilidad espacial cuando se cambia el periodo temporal (Figura 3.3). Sin embargo, los patrones espaciales en el periodo similar a las investigaciones anteriores (mediados de los años 50 a 2020), también mostraron una gran variabilidad con una disminución general.

El declive general mostrado en la España peninsular está condicionado por una marcada variación interanual y con importantes contrastes espaciales. Destacan dos áreas bien diferenciadas: la costa mediterránea que muestra tendencias positivas (aunque estudios previos (p.ej. Valdés-Abellán et al., 2017) encontraron áreas y periodos temporales concretos con comportamiento inverso), y el resto de la España peninsular en la que las tendencias son negativas, de mayor magnitud y significatividad, especialmente en el sur de Galicia, sureste y centro peninsular y en los Pirineos orientales. Sin embargo, estos patrones experimentaron grandes cambios a lo largo del siglo XX y en diferentes regiones, por ejemplo, la zona norte experimentó cambios positivos significativos desde la década de 1980 y la cuenca del Ebro ha mostrado tendencias negativas con grandes diferencias desde las tierras bajas hasta los Pirineos (López-Moreno et al., 2011; Lutz et al., 2016). Estudios de orientación regional de la PI oriental para el periodo 1955-2016, utilizando una densa red de estaciones pluviométricas, mostraron una tendencia negativa general en el área que abarca las cuencas de los ríos Tajo y Segura (Miró et al., 2018). La pérdida general de precipitación se debe a la disminución de las precipitaciones registradas en invierno (diciembre, enero y febrero) y, principalmente, en verano (junio, julio y agosto). Miró et al. 2023 detectaron una notable pérdida de precipitación moderada en las cabeceras de varios de los ríos que tienen su origen en esta región del este peninsular, como el Tajo, Guadiana, Júcar y Segura. Según Miró et al. 2018 se pueden detectar diferencias en la precipitación del este de la península ibérica en función de su origen: 1) Las precipitaciones de origen atlántico se han reducido significativamente, lo que puede explicar la pérdida de precipitación detectada en las cabeceras de varios ríos, ya que esta es su fuente principal; 2) Las precipitaciones de génesis mediterránea, que pueden dar lugar a lluvias torrenciales, han aumentado en las zonas más susceptibles a este tipo de lluvias; 3) La distribución temporal de las lluvias convectivas está experimentando cambios, observándose una disminución de la frecuencia en verano (lo que se traduce en un descenso de las tormentas estivales) y un aumento de la frecuencia en el resto de meses del año.

Aun con diferencias según el periodo y las regiones estudiadas, existe consenso en la confirmación de un descenso de las precipitaciones en marzo y junio y un ligero aumento en octubre (del Río et al., 2011; González-Hidalgo et al., 2011), potencialmente debido a un desplazamiento temporal de los máximos primaverales y otoñales, respectivamente, por las condiciones cada vez más cálidas de la atmósfera y las masas oceánicas. García-Barrón et

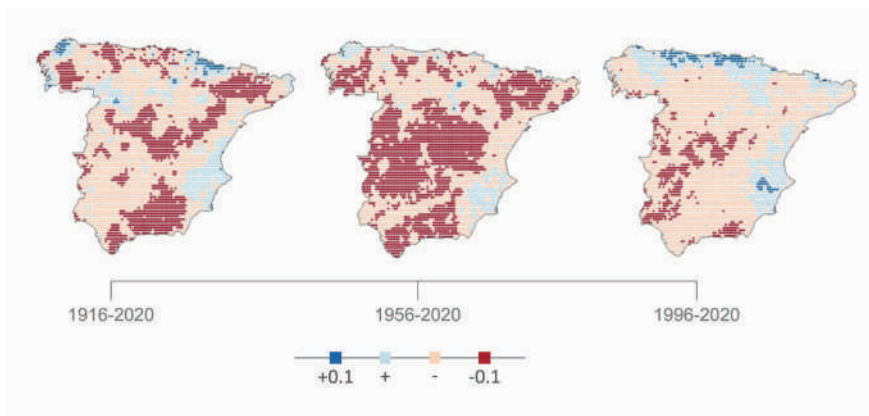


Figura 3.3. Tendencias de la precipitación anual en tres ventanas temporales de 1916-2020 (105 años) 1956-2020 (65 años) y 1996-2020 (25 años). Los colores azul (rojo) indican tendencias positivas (negativas), mientras que los tonos oscuros (claros) indican la significatividad (no significatividad) según la prueba de Mann-Kendall y el nivel de significatividad $\alpha = 0,10$. Fuente: Adaptado de González-Hidalgo et al. (2023).

al. 2018 informaron de un cambio multidecadal en el ciclo estacional de las precipitaciones a partir de la década de 1970, hacia un aumento de la frecuencia de lluvias en primavera.

La precipitación estacional muestra una tendencia negativa significativa en invierno, primavera y verano en sectores muy concretos del noreste peninsular en los dos primeros casos y de los Pirineos orientales en el tercero, con algunas áreas geográficas de menor importancia espacial en la mitad sur peninsular (De Luis et al., 2010; Serrano-Notivoli, 2017). Las tendencias negativas también fueron significativas en zonas interiores del sureste de Andalucía y en Baleares hasta la primera década del siglo XXI (Homar et al., 2010; Ruiz Sinoga et al., 2011). Estas tendencias negativas están especialmente relacionadas con las décadas de 1960 y 1970 y vinculadas a disminuciones de las precipitaciones al final del invierno (febrero y marzo) y en menor medida en junio (Bladé et al., 2010). El otoño muestra una tendencia general positiva que sólo se manifiesta de forma significativa en algunos sectores del tercio sur peninsular, las provincias atlánticas más occidentales y zonas concretas del tramo medio del Ebro. Estas tendencias positivas están asociadas a un aumento de las precipitaciones en octubre y menor en noviembre, con una elevada diferenciación regional.

La distribución espacial de las tendencias indica una disminución general de las precipitaciones en invierno (con aumentos en la costa mediterránea), que sólo es significativa en zonas muy concretas del territorio. La tendencia negativa en el tercio norte peninsular ha sido explicada en trabajos anteriores (Pérez et al., 2010) por su relación con la NAO. En los meses de invierno, cuando la fuerza de los vientos de poniente es mayor y los contrastes latitudinales de presión son más intensos, los

cambios en la NAO contribuyen, a largo plazo, a producir cambios en el régimen de precipitaciones esperado. También se observan descensos en toda la península en verano (Serrano-Notivoli, 2017), especialmente en el Pirineo oriental, la cabecera del río Tajo, las estribaciones nororientales del sistema central y algunos puntos aislados del tercio norte peninsular. Un comportamiento algo diferente en primavera muestra, por un lado, tendencias negativas en la mitad occidental que, generalizadas en el interior de Galicia, responden a una reducción significativa de los totales en marzo, como indican la mayoría de los estudios. También se observan descensos intensos en el sureste peninsular, en Cabo de Gata. La mitad oriental muestra tendencias positivas en la mitad sur de Aragón y el interior de la Comunidad Valenciana. En otoño el aumento es generalizado, con especial intensidad en la mitad sur peninsular, abarcando el valle del Guadalquivir, Extremadura y Castilla-La Mancha.

4.2 Cambios en las precipitaciones extremas y las sequías

En cuanto a los cambios observados en función de la intensidad de las precipitaciones, Miró et al. (2018), señalaron una disminución de las precipitaciones moderadas, y un aumento simultáneo de las precipitaciones torrenciales. Según esto, las regiones tradicionalmente susceptibles de sufrir frecuentes eventos de precipitación torrencial, en particular la zona costera comprendida entre el sur de la provincia de Valencia y el norte de la provincia de Alicante, han mostrado una clara tendencia al alza en este tipo de precipitaciones. Como resultado, se confirma un aumento de los eventos de precipitación torrencial extrema (≥ 200 mm/día), tanto en magnitud como en frecuencia. Un número importante de los eventos de precipitación torrencial están relacionados con configuraciones de DANAs (Miró et al., 2018), situaciones atmosféricas con una variabilidad interanual del 20 % en el periodo 1960-2017 (Muñoz et al., 2020) y que está cambiando en cuanto a su distribución temporal (Meseguer-Ruiz et al., 2021). Se ha detectado un aumento de este tipo de precipitaciones en noviembre y una disminución en octubre. El progresivo calentamiento del mar Mediterráneo en noviembre, combinado con la circulación de levante en la troposfera baja y la advección de aire polar en la troposfera media y alta, podría explicar este cambio. Estas condiciones pueden transportar más energía y vapor de agua, dando lugar a fenómenos torrenciales extremos (Meseguer-Ruiz et al., 2021).

El análisis de la evolución temporal de la precipitación convectiva en la Confederación Hidrográfica del Júcar (CHJ) y en las Cuencas Internas de Cataluña (CIC), ha mostrado un aumento significativo de la precipitación convectiva en la CHJ y un aumento significativo de los episodios convectivos en ambas regiones (Llasat et al., 2021). La precipitación convectiva se ha definido como aquella que supera el umbral de intensidad media de 35 mm/hora durante 5 minutos (Llasat, 2001) y se ha calculado para 129 pluviómetros que cubren ambas regiones. Aunque puede contribuir a la precipitación total anual hasta un 16 % de media, es generada por un porcentaje muy pequeño de los eventos pluviométricos anuales (entre el 3 % y el 6 % en todas las estaciones). Los fenómenos altamente convectivos suelen ser responsables de inundaciones repentinas en la región, que muestran una ligera tendencia positiva significativa (Llasat et al., 2016).

Las sequías del siglo XX en España han sido ampliamente estudiadas (Vicente-Serrano, 2021) ya que los registros instrumentales han permitido la evaluación detallada de las

condiciones hidroclimáticas en un amplio contexto temporal. La mayoría de los estudios han utilizado dos índices de sequía ampliamente reconocidos: el Índice de Precipitación Estandarizado (SPI) y el Índice de Precipitación-Evapotranspiración Estandarizado (SPEI). La alta variabilidad espacial en la ocurrencia de sequías es, como otras variables climáticas, recurrente en España. Algunos de los episodios más importantes no han afectado a la totalidad del país, ni siquiera dentro de la PI. Estudios previos (Vicente-Serrano, 2013) indican un aumento de las sequías en el noreste, sur y centro peninsular, mostrando una severidad que ha aumentado desde el último tercio del siglo XX. Domínguez-Castro et al. (2019) encontraron una mayor frecuencia de eventos de sequía en las regiones del norte que en las del sur de la PI en el periodo 1951-2014. Sin embargo, se observó una tendencia no significativa hacia una mayor duración y magnitud de la sequía en la mayor parte del PI. Por el contrario, Páscoa et al. 2021 encontraron tendencias positivas de duración para la mayor parte del territorio en el periodo 1971-2015. Noguera et al. 2020 hallaron que las sequías repentinas (sequías caracterizadas por un rápido desarrollo e intensificación) constituyeron el 40 % de todas las sequías en la España peninsular y Baleares durante el periodo 1961-2018 y que dichas sequías presentan una tendencia negativa en las regiones septentrionales de la PI, mientras que en las regiones meridionales, la tendencia fue generalmente positiva.

A escala local, las tendencias observadas en el este de la península ibérica, particularmente en las cuencas de los ríos Tajo y Segura entre 1955 y 2016, indican un aumento de la aridez y de la concentración temporal de las precipitaciones (Miró et al., 2018). El aumento de la duración de los periodos secos en las últimas décadas podría haber sido una de las causas del incremento de los valores de los índices de sequía, como el SPEI. Según un estudio realizado en la Sierra de Albarracín, zona de alta pluviosidad del este de la península ibérica, donde confluyen las cabeceras de varias cuencas hidrográficas (ríos Júcar, Tajo, Ebro y Guadiana), se encuentra en un periodo de sequía severa desde la década de 1980 (Miró et al., 2023). La cuenca del Tajo ha sido la más afectada y, en las últimas 4 décadas, apenas ha tenido algún periodo sin sequía. En el noroeste de España, Lorenzo et al. 2022 mostraron un aumento de las condiciones de sequía desde 1960 hasta 2020. Los episodios tendieron a prolongarse en el tiempo, con un claro aumento de las peores condiciones de sequía.

Entre los impulsores de las sequías en la PI (véase Vicente-Serrano, 2021), varios autores encontraron que la variabilidad de la Oscilación Ártica (AO) y la NAO mostraban impactos significativos principalmente en invierno, mientras que el patrón WeMo mostraba la mayor influencia en el comportamiento hidrológico sobre el sudeste (Manzano et al., 2019). El estudio de las fuentes de humedad atmosférica y de su transporte mostró que éstas tienen una gran influencia en la génesis de los eventos de sequía en la PI (Gimeno-Sotelo et al., 2024; véase la sección humedad en este capítulo).

En conjunto, el siglo XXI ha experimentado la mayor frecuencia de sequías graves de los últimos 150 años (Figura 3.4). Sin embargo, la sequía de 1991-1995 fue la mayor experimentada en el periodo de observación y fue especialmente intensa en la parte suroccidental de la PI. Eventos anteriores como los ocurridos en las décadas de 1980 y 1940 también tuvieron un alto impacto sobre las condiciones socioeconómicas del país (Vicente-Serrano, S.M. et al., 2023).

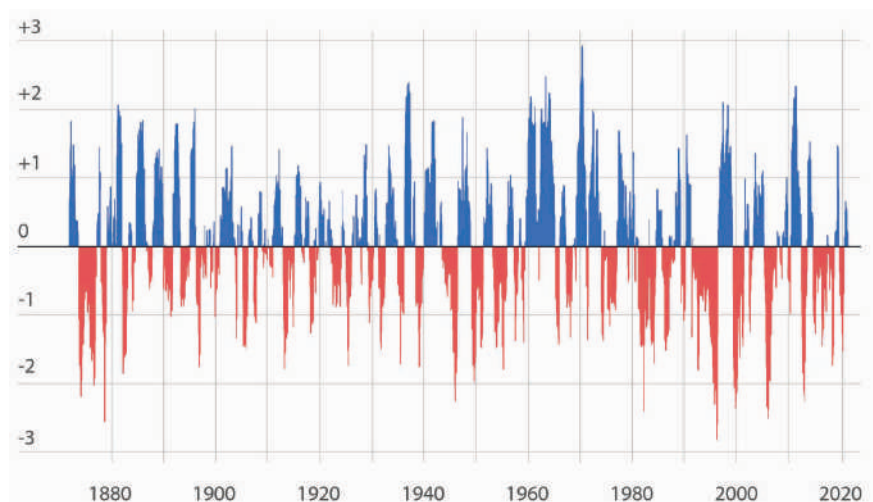


Figura 3.4. Evolución del índice de precipitación medio normalizado (SPI) en España en el periodo 1870-2020. Fuente: Adaptado de Vicente-Serrano et al., 2023.

4.3 Nuevos recursos hídricos

En el contexto actual, en el que algunas regiones de España se enfrentan a importantes pérdidas de precipitaciones, es importante explorar nuevas fuentes de suministro de agua para reducir el impacto de esta situación. Una de estas fuentes podría ser el agua procedente de la niebla, que ya ha sido recogida y utilizada en otros países del mundo, como Marruecos, Chile o Sudáfrica. Según Estrela et al., 2019, en un estudio realizado a lo largo de la costa mediterránea, desde Girona hasta Almería, en algunas localidades montañosas se han registrado tasas de captación superiores a $5 \text{ l} \cdot \text{m}^{-2} / \text{día}$, como en la Sierra del Montseny o en la Sierra de Mariola. Además, se han documentado importantes tasas de recolección ($> 2 \text{ l} \cdot \text{m}^{-2} / \text{día}$) en el sureste de España, particularmente en las provincias de Alicante, Murcia y Almería, que representa la región más árida de la península. Según Corell et al., 2020, las situaciones sinópticas más favorables para la presencia de nieblas de advección en el litoral mediterráneo son las de tipo anticiclónico, aunque son las de origen marítimo y ciclónico las que aportan mayores volúmenes de este tipo de agua. Asimismo, este estudio pone de manifiesto una robusta correlación entre los valores negativos del índice WeMO (WeMOi) y la recogida de niebla. Los análisis químicos del agua de niebla recogida, tal y como informan Corell et al., 2021, confirman el cumplimiento de la normativa nacional para el consumo humano. Esto posiciona al agua de niebla como una alternativa viable a considerar para futuras estrategias de abastecimiento de agua.

4.4 Relaciones entre precipitación-temperatura, variabilidad multidecadal y tendencias

Rodrigo, 2023 encontró un debilitamiento en la relación negativa entre temperatura y precipitación, lo que significa un cambio hacia condiciones cálido-húmedas (frío-seco) desde la década de 1970. El estudio relaciona las tendencias con los patrones de teleconexión de la NAO, WeMO, Atlántico Este (EA) y Escandinavia (SCAN), que modulan la relación termodinámica entre temperatura y precipitación. Un WeMOi bajo también fue relacionado con eventos de precipitación más extremos en Cataluña (López-Bustins et al., 2020).

Por último, algunos estudios relacionaron las tendencias de la precipitación y la temperatura con las de la aridez y las sequías (Coll et al., 2017; Paniagua et al., 2019). La principal conclusión fue que, aunque las tendencias de la precipitación no eran claras, la aridez en la Península Ibérica mostró una tendencia positiva a partir de la década de 1980 debido al aumento de la evaporación producido por la tendencia positiva de la temperatura del aire.

5. Viento

5.1 Cambios en los vientos

Aunque se le haya prestado menos atención, el calentamiento global no sólo ha alterado la temperatura del aire y los patrones de precipitación, sino que también ha inducido cambios en los vientos planetarios (McVicar et al., 2012). Varios estudios han demostrado cómo los reanálisis no son capaces de reproducir la variabilidad observada en los vientos cercanos a la superficie (por ejemplo, Ramon et al., 2019). Por esta razón, las observaciones son la columna vertebral de la investigación del viento. Los esfuerzos para recopilar observaciones históricas del viento, como el llevado a cabo por Rojas-Labanda et al., 2023 para Europa y Engström et al., 2023 para Suecia, juegan un papel crucial en la caracterización de los vientos superficiales.

5.2 Cambios en la velocidad del viento

El descenso de la velocidad de los vientos (fenómeno conocido con el término anglosajón de "*stilling*") sobre la PI fue estudiado por primera vez en la región por Azorín-Molina et al., 2014 para el período 1961-2011 y actualizado por Utrabo-Carazo et al., 2022 hasta 2019 (Figura 3.5), en un intento de encontrar el inicio de la "*inversión del viento*" descrita para otras regiones del globo (Zeng et al., 2019). Ambos estudios coinciden en que la velocidad del viento superficial en España y Portugal ha disminuido hasta 2010, a un ritmo anual de aproximadamente $-0,15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}/\text{década}$ ($p < 0,05$), siendo seguido por un cese de la quietud o un periodo de fortalecimiento del viento débil y no significativo de $+0,04 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}/\text{década}$. El año de inicio de este cese varía entre 1999 y 2018 dependiendo de la variable y de la estación del año considerada (Utrabo-Carazo et al., 2022). Además, a pesar de que la climatología 1961-2019 no mostró diferencias estacionales, cabe destacar la marcada estacionalidad encontrada por Azorín-Molina et al., 2014, ya que el ligero descenso en invierno-primavera y el débil aumento en verano-otoño dominaron en torno al 50 % de las estaciones meteorológicas (76 series de viento). Estos cambios observados podrían explicarse por cambios en los vientos regionales y locales, aunque el estado del arte de los cambios según los tipos de vientos es aún incipiente.

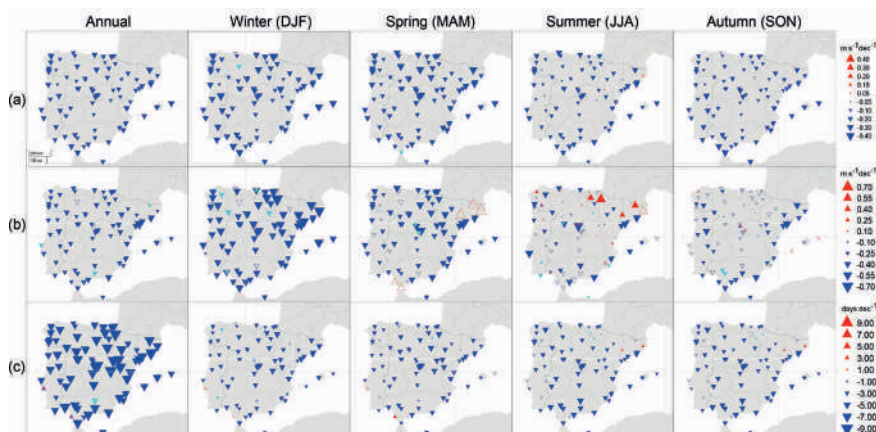


Figura 3.5. Tendencias espaciales anuales y estacionales de (a) la anomalía media mensual de la velocidad del viento cerca de la superficie (en $\text{ms}^{-1}/\text{década}$), (b) la anomalía media mensual de la ráfaga de viento máxima diaria (en $\text{m}^*\text{s}^{-1}/\text{década}$) y (c) el percentil 90 de la ráfaga de viento máxima diaria (en días/década) para 87 series de viento homogeneizadas para 1961-2019. Los triángulos rellenos azules y rojos son significativos a $p < 0,05$; los triángulos rellenos cian y magenta son significativos a $p < 0,10$; y los triángulos no rellenos no son significativos a $p < 0,10$. Se han utilizado diferentes escalas para cada variable con el fin de resaltar las tendencias. Fuente: Utrabo-Carazo et al., 2022.

Por poner un ejemplo, Azorín-Molina et al., 2018 encontraron tendencias de viento desacopladas entre estaciones costeras y de montaña (vientos de altura) sobre las islas Canarias, pero también patrones de tendencia estacional distintos de los vientos alisios con aumentos en verano y descensos durante el resto de estaciones. Además, Ortega et al., 2023 mostraron la gran capacidad del reanálisis de alta resolución COSMO-REA6 para capturar la variabilidad regional de los vientos en España, encontrando tendencias negativas débiles para los regímenes de *Levante* y *Poniente* en Gibraltar para 2000-2018. También encontraron que los patrones meteorológicos de Bloqueo Europeo y Dorsal Atlántica impulsan la frecuencia de ocurrencia de *Levante* y *Cierzo*, respectivamente. Finalmente, Bedoya-Valestt et al., 2023 reportaron velocidades de brisa marina debilitadas ($-0.08 \text{ m}^*\text{s}^{-1}/\text{década}$, $p < 0.05$) para el Este de la península ibérica para 1961-2019, mayor ocurrencia en invierno ($+1.70$ días/década, $p < 0.05$), probablemente influenciado por mayor actividad anticiclónica relacionada con NAO+; y disminución de días de brisa marina en verano (-0.58 días/década, $p < 0.05$). Esto último puede tener una influencia importante en las velocidades del viento observadas en las estaciones costeras en verano, especialmente en lugares donde la brisa marina sopla la mayor parte del año como la costa oriental del PI (Azorín-Molina et al., 2011).

5.3 Cambios en los vientos extremos

Las tendencias de las rachas de viento y de la intensidad de las tormentas durante el periodo de investigación se han abordado incluso menos que las de la velocidad del viento cerca de la superficie. Sin embargo, en las últimas décadas han cobrado mayor interés dentro de la

comunidad científica debido al efecto potencial del aumento de la temperatura del aire sobre la frecuencia y magnitud de los vientos extremos y los desastres asociados. De hecho, para el período 1961-2001 los eventos tormentosos en el noroeste de España han disminuido de 5 a 4 eventos por año con duraciones más cortas y sin observarse tendencia en las rachas de viento. Un trabajo más reciente de Azorín-Molina et al., 2016, que cubre toda la PI para el periodo 1961-2014, ha evidenciado tendencias anuales decrecientes en la ocurrencia de vientos racheados de alrededor de $-1,49$ días/década ($p < 0,05$), que también exhibe una marcada estacionalidad invierno-verano: tendencias negativas significativas en invierno en magnitud ($-0,168 \text{ m}^*\text{s}^{-1}/\text{década}$, $p < 0,10$) y frecuencia ($-0,73$ días/década), y tendencias positivas en verano, siendo sólo significativas en magnitud ($+0,148 \text{ m}^*\text{s}^{-1}/\text{década}$, $p < 0,05$). Sin embargo, tales diferencias estacionales (y espaciales) no se mostraron claramente en Utrabo-Carazo et al., 2022 para 1961-2019, a pesar de que se observaron tendencias de menor magnitud y significatividad en verano y otoño, particularmente sobre el noreste de España con tendencias positivas. En general, la magnitud de las tendencias es ligeramente superior para las rachas de viento máximas diarias que para la velocidad media diaria del viento. Por el contrario, Laurila et al. (2020) encontraron más episodios extremos de vientos fuertes en invierno que en verano tras analizar 40 años (1979-2018) de velocidad del viento cerca de la superficie a partir del reanálisis de quinta generación del ECMWF (ERA5). Esto último puede explicarse por el aumento de los eventos de viento asociados a ciclones registrados sobre la PI occidental hasta la década de 1990 (Nissen et al., 2010), ya que la mayoría de los eventos de viento que se producen en invierno están asociados a ciclogénesis. De hecho, la parte septentrional de la PI está muy afectada por vientos extremos asociados a ciclones atlánticos y extratropicales, cuya frecuencia e intensidad se espera que aumente en un clima cambiante (Ramos et al., 2016), mientras que la parte sudoriental está mayormente influenciada por fuertes vientos procedentes de ciclones mediterráneos (Hénin et al., 2021; Raveh-Rubin y Wernli, 2015), que potencian vientos regionales como el mistral, la tramontana o el siroco (Flaounas et al., 2022). Por último, Bedoya-Valestt et al., 2023 encontraron un reforzamiento de las rachas de brisa marina a escala anual durante los meses fríos para el periodo 1961-2019, siendo sólo significativo en otoño ($+0,07 \text{ m}^*\text{s}^{-1}/\text{década}$, $p < 0,01$). También observaron un debilitamiento no significativo de estas rachas en verano.

5.4 Causas de los cambios de viento

Entre las causas propuestas en Utrabo-Carazo et al., 2022 para el *stilling* del viento en la IP, encontramos un aumento de la estabilidad térmica atmosférica y un desplazamiento hacia el norte de la corriente en chorro. No se encontró otra causa para el cese del *stilling* más allá de un cambio en la tendencia de la oscilación del Mediterráneo occidental. De hecho, la gran variabilidad interanual de la velocidad del viento en esta región hace que los resultados no sean estadísticamente significativos en periodos tan cortos, por lo que se necesitan más datos para determinar las causas del cese del *stilling*. Además, los resultados muestran una dependencia estacional, que podría indicar la participación de diferentes mecanismos. Por ejemplo, las tendencias invernales podrían haberse visto reforzadas por las oscilaciones océano-atmósfera. Así, el fortalecimiento observado de la NAO entre 1960 y 1990 (Scaife et al., 2005) explicaría por qué en la PI las tendencias son mayores en magnitud en invierno que en verano, lo que es lo contrario a lo observado en Suecia, ya que la velocidad del viento está correlacionada negativamente con la NAO en la PI (Utrabo-Carazo et al., 2022) y positivamente en

Suecia (Minola et al., 2016). De hecho, Utrabo-Carazo et al., 2023 han demostrado que existe una clara influencia del vórtice polar estratosférico sobre el viento en superficie de la PI, de forma que un evento de calentamiento súbito estratosférico se corresponde con vientos más fuertes sobre la PI hasta dos meses después. La posible influencia de otras oscilaciones atmosféricas, como la WeMO y la Oscilación Mediterránea (MO), ha sido ampliamente discutida en la literatura. Estos dos patrones son, junto con la NAO, los principales impulsores de los cambios observados en los vientos en superficie durante el último medio siglo en la PI (Azorín-Molina et al., 2014; Bedoya-Valestt et al., 2023; Utrabo-Carazo et al., 2022). En particular, la WeMO ha mostrado una correlación más fuerte con las velocidades y rachas de viento que la MO en todas las escalas temporales, siendo positiva y altamente significativa a $p < 0,05$ (Utrabo-Carazo et al., 2022). De hecho, la WeMO muestra tendencias negativas estadísticamente significativas para 1961-2010 y positivas para 2010-2019, en concordancia con las tendencias observadas de la velocidad del viento. En el caso de otros regímenes de viento forzados por diferencias térmicas, como las brisas marinas, la WeMO también parece tener una influencia positiva en los cambios de velocidad media, pero otros factores locales, como los cambios en el uso del suelo, parecen desempeñar un papel más importante en el impulso de las rachas de viento. Debe prestarse más atención a la influencia de los cambios en el uso del suelo, que es una cuestión mal cuantificada en lo que respecta a su influencia en la velocidad del viento en la PI. De hecho, Azorín-Molina et al., 2014 detectaron cambios entre los vientos observados en ubicaciones urbanas y rurales, lo que pone de manifiesto la posible contribución del crecimiento de la urbanización al *stilling* global del viento (Vautard et al., 2010). Por último, otros factores como los cambios y el envejecimiento de los anemómetros pueden provocar sesgos significativos en las series de viento (Azorín-Molina et al., 2018), o incluso los intervalos de tiempo en la medición de la velocidad del viento (Azorín-Molina et al., 2017) y las rachas de viento (Minola et al., 2021).

5.5 Impacto del viento en el medio ambiente y la sociedad

Avanzar en el conocimiento de los cambios del viento y sus causas asociadas es esencial por sus implicaciones directas en muy diversos ámbitos, entre los que destacan los siguientes: (i) industria eólica; (ii) agricultura e hidrología; (iii) riesgos y desastres naturales; (iv) calidad del aire y salud; (v) operaciones aeroportuarias y tráfico rodado; (vi) propagación de incendios forestales y (vii) turismo y deportes de viento, entre otros muchos campos.

Los fuertes vientos son responsables cada año de grandes pérdidas económicas y de vidas humanas. En España, regiones como el norte peninsular, la costa mediterránea o las islas se ven afectadas por temporales de viento extratropical que alcanzan rachas de alrededor de 200 km/h, afectando gravemente a la industria agrícola y al sector pesquero, por poner un ejemplo. De hecho, el informe elaborado por el Consorcio de Compensación de Seguros, 2022, única fuente oficial disponible en España, estima unas pérdidas económicas totales de 12,3 millones de euros en 2022 debido a la “tormenta ciclónica atípica” (>120 km/h y tornado) en territorio nacional. Además, en 2022, los vientos extremos fueron la segunda causa de siniestralidad (después de las inundaciones) con 20.292 siniestros. En este sentido, el número de víctimas mortales en España por temporales de viento ascendió a 110 personas entre 2000 y 2019.

Por otro lado, uno de los principales intereses a la hora de estudiar el viento es su aplicación a la producción de energía. Numerosos estudios han tratado de estimar el recurso eólico en la PI, tanto en tierra como en el mar, generalmente a través de datos

procedentes de reanálisis. Como la PI está situada al sur de Europa, la energía eólica está muy correlacionada negativamente con la NAO en invierno, por lo que se verá considerablemente influida por la variabilidad multidecadal de este patrón (Neubacher et al., 2021). En particular, un aumento del número de tormentas de gran impacto con fuertes vientos asociados tendría un efecto positivo en la producción de energía eólica en invierno según Gonçalves et al., 2021. Carreno-Madinabeitia et al., 2021 mostraron un aumento de la densidad de potencia eólica marina (WPD) y del factor de capacidad (CF) en las aguas de la PI de alrededor de $174 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ para la WPD y del 8,8 % para el CF durante 1900-2010. Este incremento es coherente con el aumento del viento sobre las superficies oceánicas (Young y Ribal, 2019), que contrasta con el *stilling* observado sobre tierra y que conduce a una disminución del recurso eólico sobre las superficies continentales. Además, tanto Carreno-Madinabeitia et al., 2021 como de Castro et al., 2019 coinciden en que el Golfo de Lyon y el Estrecho de Gibraltar corresponden a ubicaciones óptimas para la instalación y mantenimiento de parques eólicos marinos. No obstante, Onea et al., 2020 destacaron la costa norte española como la localización con mejores características para el posible desarrollo de parques eólicos marinos, mientras que Salvador et al., 2018 estudiaron la idoneidad de determinadas localizaciones en la parte occidental de esta costa teniendo en cuenta las restricciones legales en materia de impacto ambiental.

Finalmente, en 2023, el viento representaba la principal fuente de energía limpia en España. En un escenario de calentamiento global, la energía eólica es clave para descarbonizar el sistema productivo y lograr una economía baja en carbono. Esto es particularmente pertinente en el contexto de la transición energética en la que estamos inmersos, destinada a mitigar el ritmo creciente del calentamiento. Comprender mejor los cambios del viento y la variabilidad decadal es crucial para mejorar las grandes incertidumbres en las proyecciones climáticas futuras.

6. Humedad atmosférica

La humedad mide la cantidad de agua presente en la atmósfera o en el suelo. Sus implicaciones en procesos meteorológicos como la formación de nubes y las precipitaciones son bien conocidas. En el ciclo hidrológico, la humedad es esencial para desencadenar las precipitaciones, junto con un mecanismo que obligue al aire húmedo a ascender. Diversos estudios observacionales y modelizaciones numéricas han mostrado una fuerte dependencia entre la presión de vapor saturado y la temperatura, lo que se traduce en un aumento de la evaporación ante un calentamiento atmosférico y, en consecuencia, de las precipitaciones (Gimeno et al., 2015).

En general, la dinámica de las precipitaciones en una región específica depende de tres fuentes de humedad atmosférica: la humedad ya presente en la atmósfera, la humedad advectada por los transportes atmosféricos y la humedad procedente de la evapotranspiración local o del reciclaje de la humedad (Eltahir y Bras, 1996; Gómez-Hernández et al., 2013; Trenberth, 1999). Sin embargo, el reciclaje de humedad y la advección son las dos principales fuentes de humedad (Gimeno et al., 2010). En este contexto, cobran gran importancia los denominados “ríos atmosféricos”, que son bandas alargadas y estrechas por las cuales se transportan grandes cantidades de humedad hacia latitudes medias, provocando precipitaciones extremas (e inundaciones) sobre Europa occidental.

Por otra parte, la humedad atmosférica desempeña un papel clave en un bucle de retroalimentación positiva que influye significativamente en el balance hídrico del suelo, junto con la radiación solar.

Una disminución de la humedad atmosférica reduce la formación de nubes, lo que permite que llegue más radiación a la superficie, potenciando el calentamiento del suelo y disminuyendo aún más la humedad (Rowell y Jones, 2006). Estudios recientes han determinado una relación directa entre el aumento de diversas fuentes de humedad atmosférica a escala global y los fenómenos de precipitaciones extremas en diferentes regiones (Nieto et al., 2014), que pueden ser más frecuentes y graves durante el siglo XXI (Giorgi et al., 2019). Por ello, el análisis de la humedad es esencial para comprender los complejos procesos internos del ciclo hidrológico y el origen de las precipitaciones continentales (Gimeno et al., 2020).

Finalmente, la salud humana también se ve afectada por la humedad. Cuando la temperatura corporal central supera los 37 °C, el calor interno debe liberarse mediante la evaporación del sudor. En entornos extremadamente húmedos este proceso es menos eficaz y el cuerpo puede alcanzar niveles de temperatura peligrosos (Kjellstrom et al., 2016).

Se han desarrollado varios estudios para determinar las fuentes de humedad que contribuyen a la precipitación sobre la PI (Gimeno et al., 2012). Gimeno et al., 2010, usando el modelo de dispersión de partículas lagrangiano FLEXPART forzado con datos del análisis operacional del ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) cada 6 h en 60 niveles verticales, confirman que las regiones fuente de humedad más importantes para la PI son el corredor tropical-subtropical del Atlántico Norte (TSNA, que se extiende desde el Golfo de México hasta la PI), la propia PI como fuente local, y la cuenca mediterránea occidental circundante. La contribución de humedad del TSNA aumenta durante el invierno y disminuye fuertemente durante el verano. Por el contrario, la contribución de la cuenca mediterránea occidental aumenta durante el verano, pero es relativamente menor durante el otoño y el invierno. Estos resultados muestran el predominio del transporte de humedad a larga distancia en relación con el reciclado durante el invierno, pero la importancia del reciclado durante el verano. Además, Ciric et al., 2018, utilizando la base de datos Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation (MSWEP), el mismo modelo FLEXPART y el reanálisis ERA-Interim (ECMWF Re-Analysis) para el período 1980-2016, mostraron que la contribución del mar Mediterráneo a los eventos de precipitación extrema durante enero y julio es más pronunciada en la PI y en las regiones de los alrededores. Batibeniz et al., 2020 confirma ambas fuentes oceánicas de humedad (TSNA y Mediterráneo) y su papel en las precipitaciones extremas diarias en la región mediterránea, para el periodo 1980-2013, utilizando datos de los reanálisis de ERA-Interim, MERRA2 (Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications), CFSR (Climate Forecast System Reanalysis) y JRA25 (Japanese 25-year Re-Analysis) y el enfoque lagrangiano DRM (Dynamical Recycling Model) para el seguimiento de partículas. Además, también se destacó la importancia de la NAO como forzante a gran escala sobre la región mediterránea, en contraste con la influencia relativamente débil y menos robusta de El Niño - Oscilación del Sur (ENSO). Fernández-Álvarez et al., 2023 coincide con los estudios previos al señalar las tres principales regiones fuente que contribuyen con humedad a la PI (el Atlántico Norte, el Mar Mediterráneo y la propia PI) y muestra que están bien representadas en el nuevo reanálisis ERA5, utilizando la última versión del modelo FLEXPARTv10.3 y FLEXPART-WRF, alimentado con nuevos datos dinámicos de alta resolución procedentes de simulaciones Weather Research and Forecasting (WRF) a diferentes resoluciones horizontales.

Por otro lado, simulaciones mensuales del modelo WRF forzadas con ERA-Interim para la PI y el periodo 2010-2014 (González-Rojí et al., 2019) mostraron que los valores más bajos para los procesos de reciclado de humedad (~3 %) se observan de noviembre a febrero y solo sobre la

región sureste, mientras que los valores máximos (16 %) se observan en primavera. Ríos-Entenza et al., 2014 también determinaron que los ratios de reciclado local alcanzaron los valores máximos en primavera y principios de verano. Este comportamiento es la clave para explicar la precipitación primaveral, particularmente sobre las zonas este y noreste de la PI. Por otro lado, durante la primavera y el verano se observa un gradiente de los máximos de reciclado de humedad hacia la región noreste de la PI (González-Rojí et al., 2019). Debe notarse que la disponibilidad de suficiente humedad en el suelo es necesaria para lograr altas proporciones de reciclado en coexistencia con la ocurrencia de patrones sinópticos que favorezcan que los movimientos convectivos resulten en precipitación. La relación entre el reciclado de la humedad estival y las precipitaciones sobre la PI se confirma mediante la comparación de las precipitaciones de 1980 a 1997 y de 1998 a 2019 utilizando el modelo Water Accounting Model-2 (WAM-2) con datos de ERA5 (Liu et al., 2022). La notable disminución de las precipitaciones estivales recientes puede atribuirse a la gran reducción simultánea de la evaporación en las partes oriental y occidental del Atlántico Norte, con una reducción del 57 % y del 17 %, respectivamente, después y antes de 1997. La contribución local de la PI sufrió una reducción del 26 % (Liu et al., 2022).

Sobre la PI, existe una fuerte relación entre el transporte de humedad y los extremos hidrometeorológicos, como la precipitación extrema o la sequía meteorológica (Gimeno-Sotelo et al., 2024; Gimeno-Sotelo y Gimeno, 2023). Sobre la mitad occidental de la PI, el transporte de humedad controla las precipitaciones extremas al menos tanto como la columna de agua o la inestabilidad atmosférica (Gimeno-Sotelo et al., 2023). Esto es debido principalmente a la incidencia de los ríos atmosféricos, y a la probabilidad de que se produzcan sequías cuando la humedad procedente del Atlántico Norte es extremadamente baja (Gimeno-Sotelo et al., 2024).

El estudio de las fuentes de humedad asociadas a eventos extremos es esencial para una mayor comprensión de estos fenómenos meteorológicos y sus impactos (Gimeno et al., 2010), así pues varias investigaciones se han centrado en este tipo de eventos. En concreto, los análisis individuales de fuentes de humedad para casos de estudio se han incrementado durante los últimos años, centrándose en la estación otoñal, cuando las precipitaciones extremas suelen afectar a la PI. Utilizando en modelo FLEXPART-WRF forzado con datos de ERA5, Álvarez-Socorro et al., 2023 investigaron dos eventos de precipitación extrema que afectaron a la PI: un ciclón extratropical ocurrido el 18 de septiembre de 1999 y una DANA ocurrida el 7 de septiembre de 1989. Ambos eventos se situaron en el primer puesto del ranking de precipitaciones extremas sobre la PI en el periodo 1950-2007 (Ramos et al., 2018). Para el primer caso, el principal aporte de humedad proviene del Atlántico Norte central y oriental (32 %), debido a un intenso río atmosférico. En cambio, para el segundo evento, el origen de la humedad fue principalmente el mar Mediterráneo occidental (40 %). Utilizando el modelo atmosférico regional WRF con una herramienta para el seguimiento de la humedad, Insua-Costa et al., 2019 también analizaron las principales fuentes de humedad para dos eventos de inundaciones catastróficas en 1982 en el área del Mediterráneo occidental. El caso ocurrido el 20 de octubre, conocido como el evento de Tous, estuvo asociado a una DANA sobre el Levante español. En este caso las fuentes de humedad lejanas, procedentes del océano Atlántico Norte tropical y subtropical, desempeñaron un papel similar al de las fuentes cercanas y locales del mar Mediterráneo occidental y central (46 % frente a 40 %). El otro evento analizado, ocurrido en noviembre, se produjo por un sistema profundo de bajas presiones situado frente a la costa de Galicia que tenía asociado un intenso río atmosférico. En este caso, la fuente de humedad dominante para la precipitación estuvo asociada a fuentes remotas (alrededor del 70 %). Utilizando el mismo modelo Eiras-Barca et al., 2017 analizaron la llamada Gran Tormenta de 1987,

también asociada a un intenso río atmosférico en el Atlántico norte. Este estudio encontró que el porcentaje de precipitación de origen tropical fue de alrededor del 60 %. Además, centrándose en el transporte general de humedad asociado a los ríos atmosféricos que se desarrollan en el océano Atlántico norte y tocan tierra hacia las costas septentrionales de la cuenca del Atlántico occidental (incluyendo la PI), se encontró que el denominado *Warm Pool* del hemisferio occidental es el gran reservorio de humedad para estos sistemas (Algarra et al., 2020).

Las medidas de vapor de agua precipitable para el periodo 2002-2008 en 18 emplazamientos de la PI, calculadas a partir de datos del satélite MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer), mostraron un ciclo anual con valores bajos en invierno (mínimo ~1 cm) y altos en verano (máximo ~3 cm), una amplitud de ciclo menor en los emplazamientos continentales que en los costeros, y la existencia de un claro gradiente norte-sur, con valores más altos en el norte de la PI (Bennouna et al., 2013). Resultados similares fueron encontrados en la costa atlántica española por Perdiguer-López et al., 2023, utilizando observaciones del Sistema Global de Navegación por Satélite (GNSS). Esta variabilidad estacional también se observa en las anomalías diurnas multianuales, siendo mayores en verano y menores en invierno. Aunque los diferentes emplazamientos tienen un comportamiento heterogéneo en su variación diurna, se detecta un patrón común caracterizado por un mínimo a última hora de la tarde para alcanzar un máximo por la tarde, corroborando los resultados de Ortiz De Galisteo et al., 2011. Una revisión de esta metodología y de las medidas (incluyendo la PI) fue realizada por Vaquero-Martínez y Antón, 2021. Vaquero-Martínez et al., 2017 validaron las medidas integradas de vapor de agua (IWV) del Instrumento de Monitorización de Ozono (OMI) con estaciones GPS (Sistema de Posicionamiento Global) terrestres y advirtieron la necesidad de tener en cuenta el origen de las medidas, ya que encontraron diferencias en las estimaciones de IWV, con el OMI sobreestimando significativamente los datos más bajos de IWV registrados por GPS (~40 %) y subestimando los valores más altos de referencia de IWV (~20 %). En la misma línea, Román et al., 2015 compararon la columna de vapor de agua total de GOME-2 (Global Ozone Monitoring Experiment 2) con GPS, encontrando una sobreestimación (10 %) de GOME-2 sobre todo en el suroeste de la PI (17 %). Las medidas de IWV se utilizaron para estudiar los sistemas de precipitación intensa en el noroeste del Mediterráneo (incluyendo el norte de la PI) durante la campaña de medidas del proyecto HyMeX-IOP12 utilizando observaciones instrumentales y simulación numérica de alta resolución con el modelo regional COSMO (Khodayar et al., 2018; Khodayar y Caldas-Álvarez, 2022). Los resultados mostraron que todas las precipitaciones intensas se forman en periodos y/o áreas de máximo vapor de agua integrado (IWV; 35-45 kg/m²) después de un aumento de ~10-20 kg/m².

7. Circulación atmosférica

La PI, una región geográficamente diversa, está significativamente influenciada por patrones de circulación atmosférica en el Atlántico norte que juegan un papel fundamental en la conformación de su clima (Trigo et al., 2002). No solo la conocida NAO juega un papel en el clima de la PI, también patrones como la oscilación mediterránea (Martín-Vide y López-Bustins, 2006; Redolat et al., 2019) y teleconexiones con modos remotos como ENSO (García-Serrano et al., 2011; López-Parages et al., 2016; Martija-Díez et al., 2023, 2021; Rodríguez-Fonseca et al., 2016) o la variabilidad del vórtice polar estratosférico, entre otros, ejercen una notable influencia en el suroeste de Europa. Así, la comprensión de la dinámica de los patrones atmosféricos del Atlántico norte, los regímenes locales y las teleconexiones, es esencial para comprender la variabilidad

del tiempo y el clima que experimenta la región. Los cambios asociados en los sistemas de circulación pueden tener efectos en cascada sobre la frecuencia e intensidad de los fenómenos meteorológicos extremos (Casanueva et al., 2014; Gómara et al., 2016, 2014; González-Alemán et al., 2023), el aumento del nivel del mar y la dinámica de los ecosistemas (Capa-Morocho et al., 2016, 2014; Gómara et al., 2020; López-Parages et al., 2022).

7.1 El caso de la Oscilación del Atlántico Norte

La NAO, como modo de variabilidad dominante de la atmósfera en el Atlántico norte (Hurrell et al., 2003; Pinto y Raible, 2012), determina la fuerza y la latitud de los vientos del oeste (Woollings et al., 2010) y la trayectoria de las tormentas del Atlántico norte (Gómara et al., 2016; Pinto et al., 2009). Como consecuencia, afecta al área mediterránea y del Atlántico Norte (MedNA) e influye notablemente en la ocurrencia de eventos meteorológicos y climáticos que afectan a la sociedad, como ciclones explosivos (Gómara et al., 2014), DANAs (Nieto et al., 2007), etc. Las precipitaciones extremas en el Mediterráneo occidental y noroeste de Europa (Krichak et al., 2014), la disponibilidad de agua para la agricultura intensiva y la energía hidroeléctrica en la península ibérica (Trigo et al., 2004), la energía eólica y el potencial solar sobre Iberia (Jerez et al., 2013) o el rendimiento de los cultivos en Europa y norte de África (Capa-Morocho et al., 2016, 2014; Gómara et al., 2020) constituyen, entre otros muchos, buenos ejemplos de la influencia de la NAO sobre la actividad socioeconómica.

En general, una fase positiva de la NAO se asocia con condiciones más frías y secas en toda la región MedNA (Rodríguez-Fonseca et al., 2016), aunque se ha observado que los impactos podrían ser inestables en escalas de tiempo multidecadales y más largas (Gómara et al., 2016; Pinto y Raible, 2012; Raible et al., 2014), por lo que es relevante realizar análisis para periodos lo más largos posible. Cuantificar la NAO utilizando medidas instrumentales anteriores a principios del siglo XIX es todo un reto. Sin embargo, durante la última década ha sido posible construir series instrumentales de índices equivalentes al de la NAO extendiéndose atrás varios siglos, basándose en las primeras observaciones de la dirección del viento realizadas, por ejemplo, en estaciones interiores, faros o por barcos en el mar o en puertos (Allan et al., 2011; Freeman et al., 2019; García-Herrera et al., 2005). A partir de estos primeros datos, Barriopedro et al., 2014 abordaron la construcción de estas series definiendo el denominado Índice del oeste (*westerly index*, WI), como medida directa de la persistencia de los vientos del oeste a escala mensual en el Canal de la Mancha. Utilizando mayoritariamente las direcciones del viento de la base de datos ICOADS (International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) (Freeman et al., 2019), estos autores fueron capaces de calcular el WI entre 1685 y 2008 (actualizado posteriormente hasta 2014), demostrando que el índice no sólo representa anomalías de temperatura y precipitación similares a las de la NAO en la región MedNa, sino que aporta información complementaria, ya que el WI no sólo representaba la fuerza relativa de los centros de acción de la NAO, sino los cambios en su posición relativa. De hecho, Vicente-Serrano et al., 2016 encontraron que la NAO y el WI eran complementarios a la hora de explicar la variabilidad de la severidad de la sequía en la mayor parte de Europa. Posteriormente, el método desarrollado para el WI fue aplicado a otras zonas del mundo (Gallego et al., 2019; Gómez-Delgado et al., 2019) y a otros componentes del viento en el Atlántico Norte por Mellado-Cano et al., 2020. En particular, Mellado-Cano et al., 2020 construyeron

“Índices Direccionales”, basándose únicamente en los datos de dirección del viento como en WI, pero considerando toda la rosa de los vientos. Con los índices direccionales fueron capaces de explicar una cantidad considerable de la variabilidad climática europea, en la mayoría de los casos mayor que la explicada solo por la NAO, sugiriendo además que los cambios geográficos en los patrones de presión superficial del Atlántico Norte son relevantes para investigar la variabilidad en la circulación atmosférica y sus impactos en el clima mediterráneo durante periodo instrumental. En otras palabras, es evidente que la fase particular de la NAO no es suficiente para caracterizar completamente el clima de la zona del MedNA (Barriopedro et al., 2011), siendo importante tener en cuenta otros posibles patrones. Estudios recientes sugieren que el patrón del Atlántico Este ha aumentado su influencia a través de su teleconexión con ENSO en los últimos años (King et al., 2023).

7.2 Regímenes meteorológicos

Aparte de la estructura dipolar característica de la NAO, la situación climática en la península ibérica está influida en gran medida por patrones consistentes de circulación atmosférica a gran escala que se producen repetidamente sobre el Mediterráneo y la zona del Atlántico norte, a menudo denominados “regímenes meteorológicos” (Corti et al., 1999; Michelangeli et al., 1995). Estos regímenes sirven como herramientas cruciales para simplificar el continuo de la circulación atmosférica en un número relativamente pequeño de patrones, que suelen oscilar entre cuatro y diez, sobre una base estacional o anual (Cortesi et al., 2019; Michelangeli et al., 1995).

Los regímenes meteorológicos (RM) se definen generalmente agrupando anomalías diarias de circulación atmosférica similares, como la altura geopotencial (Sánchez-Benítez et al., 2020), la presión a nivel del mar (Álvarez-Castro et al., 2018) o la dirección de la velocidad del viento (Hannachi et al., 2017). Las clasificaciones de RMs en el hemisferio norte suelen realizarse para el invierno boreal (diciembre a febrero) o el invierno extendido (noviembre a abril), ya que las anomalías invernales han demostrado ser predictores más eficaces del clima local (Vrac et al., 2014; Thornton et al., 2017; Ruggieri et al., 2020). Sin embargo, también se pueden definir RMs para el verano (Álvarez-Castro et al., 2018; Cassou et al., 2005; Guemas et al., 2010; Martija-Díez et al., 2023; Quesada et al., 2012), la primavera o el otoño, aunque estas dos estaciones han sido menos exploradas. Las clasificaciones a partir de datos anuales (Grams et al., 2017) o mensuales (Cortesi et al., 2021, 2019), también han demostrado su utilidad para diversas aplicaciones (Torralba et al., 2019). Aunque los nombres pueden variar, los regímenes meteorológicos en reanálisis como NCEP (National Centers for Environmental Prediction), ERA-interim o ERA5, suelen describirse como fase positiva de la NAO (NAO+), fase negativa de la NAO (NAO-), Bloqueo Escandinavo (BLO) y Dorsal Atlántica (AR, de sus siglas en inglés *Atlantic Ridge*) para invierno/anual (Cortesi et al., 2021) y NAO-, AR, BLO y Baja Atlántica (BA) en verano (Álvarez-Castro et al., 2018; Cassou et al., 2005; Martija-Díez et al., 2023). Las olas de frío suelen caracterizarse en invierno por una NAO-, como fue el caso del invierno de 2009-2010 (Cattiaux et al., 2010) y el final del invierno y la primavera de 2018 (García-Burgos et al., 2023; González-Alemán et al., 2023), o por el régimen de BLO (Vautard et al., 2018). Los inviernos suaves con precipitaciones persistentes sobre Europa occidental se caracterizan por la NAO+ (Gómara et al., 2014; Pinto y Raible, 2012). Las olas de calor suelen estar asociadas al régimen BLO, como por ejemplo el verano de 2003, 2010 o 2022 (Barriopedro et al., 2023), y BA

(Barriopedro et al., 2023; Sánchez-Benítez et al., 2020). Sin embargo, el uso de reanálisis más largos como el Reanálisis del Siglo XX de la NOAA (20CR, Compo et al., 2011) o el reanálisis del siglo XX del ECMWF (ERA20C, Poli et al., 2016) han mostrado que las olas de calor no siempre han estado ligadas a los regímenes BLO y/o BA y que, durante la primera parte del siglo XX, otros regímenes estuvieron implicados en estos eventos (Álvarez-Castro et al., 2018; Coumou et al., 2018).

El concepto de regímenes meteorológicos se basa en el análisis de la teoría de sistemas dinámicos de la variabilidad atmosférica (Vautard et al., 2019). Utilizando la teoría de sistemas dinámicos para comprender la predictibilidad de la circulación atmosférica en la región del Atlántico Norte, Faranda et al., 2017 descubrieron que los regímenes NAO +/- se asociaban con una mayor predictibilidad, mientras que BLO/AR se asociaban con una menor predictibilidad. En el caso de algunos fenómenos extremos como la tormenta Filomena (enero de 2021), esta técnica demostró que el patrón atmosférico cuando comenzó el fenómeno no estaba asociado a ningún régimen y que, de hecho, era muy raro e impredecible.

7.3 Patrones y forzamientos de las teleconexiones remotas

Los océanos se están calentando y es inequívoco que la influencia humana, a través de las emisiones de gases de efecto invernadero (GEI), tiene una contribución sustancial en este proceso (IPCC, 2023). Conocemos el estado de los océanos gracias a programas de monitorización como Marine Copernicus (Von Schuckmann et al., 2021), que se ha encargado de informar sobre la tendencia al calentamiento, el aumento de la frecuencia de las olas de calor marinas, la acidificación y los cambios regionales en la producción primaria. Los escenarios climáticos futuros indican que, durante el resto del siglo XXI, es probable que el calentamiento de los océanos oscile entre 2-4 (SSP1-2,6) y 4-8 veces (SSP5-8,5) el cambio de 1971-2018 (IPCC, 2023).

Centrándonos en la región del MedNA, los escenarios futuros mencionados han pronosticado un calentamiento drástico del mar Mediterráneo y un aumento del ciclo hidrológico, por lo que las zonas subtropicales, como nuestra zona de estudio, están destinadas a convertirse en tierras cada vez menos productivas (IPCC, 2023), con importantes consecuencias medioambientales, desde incendios más frecuentes hasta inseguridad alimentaria.

Los océanos mundiales presentan una variabilidad interanual a decadal que se refleja en los patrones de temperatura de la superficie del mar (TSM) que afectan a la circulación atmosférica, dando lugar tanto a procesos regionales acoplados atmósfera-océano como a teleconexiones climáticas (Von Schuckmann et al., 2021). En escalas temporales interanuales, ENSO es el modo dominante de variabilidad tropical en el invierno boreal y sus efectos se dejan sentir en todo el globo (McPhaden et al., 2006). El Niño se caracteriza por TSM anómalas en el Pacífico tropical central y oriental. En el Atlántico tropical, el Modo Meridional (MM) y El Niño Atlántico (NA) controlan la variabilidad interanual de la primavera y el verano boreales, respectivamente (Polo et al., 2008). El MM muestra un gradiente transecuatorial de la TSM y el NA es la contrapartida atlántica de El Niño. La variabilidad de baja frecuencia de los océanos se refleja en patrones de TSM a gran escala en los océanos Atlántico y Pacífico como, por ejemplo, en la Oscilación Multidecadal del Atlántico (OMA; Knight et al., 2005) y la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP; Dong y Dai, 2015). Por un

lado, la OMA muestra anomalías de la TSM del mismo signo en la cuenca del Atlántico Norte, con valores máximos sobre el giro subpolar. Por otro lado, la fase positiva del patrón ODP se caracteriza por anomalías positivas pronunciadas de la TSM a lo largo de las costas occidentales de América del Norte y del Sur y a lo largo de la banda ecuatorial (Cassou et al., 2018). Aunque la OMA y la ODP suelen considerarse modos internos, forzamientos externos como los gases de efecto invernadero, la variabilidad solar o las erupciones volcánicas también pueden influir en su variabilidad (Dong et al., 2014; Otterå et al., 2010).

La variabilidad atmosférica de MedNA no sólo está impulsada por la NAO, como hemos visto anteriormente, también está asociada a teleconexiones atmosféricas forzadas por la TSM, no sólo desde los océanos circundantes, como el mar Mediterráneo y el Atlántico tropical septentrional (Losada et al., 2010; Polo et al., 2005; Rodríguez-Fonseca et al., 2006), sino también desde regiones remotas como el océano Pacífico. ENSO se ha señalado como un modo de variabilidad con un impacto bajo pero significativo en la región MedNA (García-Serrano et al., 2011). Esta influencia de ENSO se ha relacionado con un patrón dipolar atmosférico que se asemeja a la NAO, identificándose un vínculo entre la fase positiva de ENSO y un patrón negativo similar a la NAO, principalmente durante el invierno boreal (García-Serrano et al., 2011; López-Parages y Rodríguez-Fonseca, 2012; Mezzina et al., 2020). En el resto de estaciones el impacto de ENSO sobre el Atlántico Norte no es estacionario (López-Parages y Rodríguez-Fonseca, 2012; Martija-Díez et al., 2023, 2021; Rodríguez-Fonseca et al., 2016). Así, se han encontrado diferentes impactos en el MedNA asociados a diferentes configuraciones espaciales de ENSO o a cambios relativos de fase (López-Parages y Rodríguez-Fonseca, 2012; Martija-Díez et al., 2023, 2021). En particular, se ha observado que la teleconexión ENSO no es estable en el tiempo y está modulada por los modos decadales de variabilidad del océano (López-Parages et al., 2016, 2015).

Los modos de variabilidad del Atlántico tropical también pueden influir en la región mediterránea. Las anomalías de la TSM en el Atlántico tropical norte, como parte del modo meridional (MM), pueden excitar un tren de ondas de Rossby en la primavera boreal que se extiende desde el Atlántico tropical occidental hasta las regiones extratropicales, convirtiéndose en una estructura similar a la de la NAO durante la siguiente estación de otoño-invierno (García-Serrano et al., 2011, 2008; Losada et al., 2007). Sin embargo, la relación TNA-NAO sufre variaciones durante el registro observacional, dependiendo del forzamiento ENSO y de la intensidad de la variabilidad atmosférica del Atlántico norte (Chen et al., 2015). Curiosamente, el afloramiento del noroeste africano parece ser un factor clave en el patrón de TSM del Atlántico tropical norte que impulsa las precipitaciones invernales sobre el MedNA (Yang et al., 2018). Durante el verano boreal, el Niño Atlántico (AN) es capaz de excitar ondas de Rossby atmosféricas que viajan atrapadas en el chorro norteafricano-asiático, desencadenando una respuesta circunglobal (García-Serrano et al., 2008; Haarsma y Hazeleger, 2007). Estas ondas se traducen en última instancia en patrones de variabilidad atmosférica sobre el Atlántico norte que modifican el régimen de precipitaciones de la región MedNA. Sin embargo, este patrón de teleconexión atmosférica también cambia con la configuración espacial del NA (Chen et al., 2024) y de ENSO (Losada et al., 2012). A escalas de tiempo multidecadales y más largas, se ha demostrado que la oscilación multidecadal y la circulación meridional del Atlántico afectan a la circulación a gran escala del Atlántico norte, incluida la trayectoria de las tormentas (Dong et al., 2013; Gómara et al., 2016; Woollings et al., 2012) y los regímenes meteorológicos (Zampieri et al., 2017).

Dada la evidencia de que los modos de variabilidad y sus teleconexiones cambian en función del estado medio del océano y dado el efecto del cambio climático antropogénico sobre el contenido de calor del océano, las características de los modos de variabilidad junto con sus impactos también podrían cambiar en escenarios futuros (Rodríguez-Fonseca et al., 2005). Varios estudios sugieren que los modos han cambiado en función de una modificación de la climatología oceánica (Fedorov y Philander, 2000; Martín-Rey et al., 2018). Wang et al., 2019, mostraron que, desde la década de 1970, se ha producido un aumento de la ocurrencia de eventos ENSO extremos, a lo que podría haber contribuido el aumento de los gases de efecto invernadero (Zhang et al., 2008). Además, la relación entre el ENSO del Pacífico central (PC) y el ENSO del Pacífico oriental ha aumentado desde 1901 (Wang et al., 2019) y es coherente con un aumento similar en las proyecciones del cambio climático (Yeh et al., 2009), posiblemente debido a un estado más cálido del océano y a una termoclina más profunda (Choi et al., 2011). Aunque sigue habiendo incertidumbre sobre la solidez de la respuesta de ENSO al calentamiento global (Chen et al., 2017), los modelos CMIP (Coupled Model Intercomparison Project) tienden a mostrar un mayor grado de consenso (Cai et al., 2021). Varios estudios han sugerido un vínculo más fuerte entre ENSO y la NAO en el futuro (Michel et al., 2020; Müller y Roeckner, 2008; Drouard y Cassou, 2019) y una mayor transmisión de ondas entre el Pacífico Norte y el Atlántico durante los episodios de La Niña como la razón de este vínculo más fuerte.

En cuanto a los modos de variabilidad del Atlántico tropical, también han sufrido cambios durante el siglo XX, algunos de ellos asociados a la oscilación multidecadal del Atlántico (Martín-Rey et al., 2019; Martín-Rey et al., 2018). Se espera que un futuro clima más cálido modifique el estado medio del océano y, por tanto, los mecanismos responsables de generar las diferentes configuraciones de los modos NA y MM (Mechoso, 2020). Los escenarios climáticos futuros han revelado un debilitamiento del patrón MM (Breugem et al., 2007). El estado medio más cálido proyectado podría modificar la posición de la célula de Hadley y la corriente en chorro, lo que podría afectar a la teleconexión con la región MedNA (Studholme et al., 2021). En un escenario más cálido, se espera que la convección profunda asociada al AN cubra una gran extensión en la cuenca del Atlántico tropical, lo que provocaría un desplazamiento hacia el este de sus teleconexiones atmosféricas. Esto sugiere un posible cambio en la respuesta en términos de las ondas de Rossby generadas, que puede modificar el impacto del NA en las olas de calor del verano europeo (Mohino y Losada, 2015). Cuando los impactos de los patrones y teleconexiones de la TSM afectan a variables climáticas directamente relacionadas con sectores socioeconómicos (por ejemplo, la producción de energía y alimentos, la salud o la gestión del agua), esta información puede traducirse en herramientas, productos y servicios personalizados para apoyar la toma de decisiones.

Aparte del océano, existen otras fuentes remotas de variabilidad de la región del suroeste de Europa. Una de ellas es la variabilidad del vórtice estratosférico polar en invierno. El vórtice estratosférico polar es una fuerte circulación ciclónica que rodea la región polar en latitudes altas. Se forma en otoño como resultado del gradiente meridional negativo de temperatura entre las latitudes medias y las polares y decae en primavera, cuando la luz solar vuelve a las latitudes altas (Vaughn et al., 2017). En las últimas décadas, muchos estudios han demostrado que los eventos de vórtice polar extremo pueden influir en el tiempo invernal europeo, ya que su señal se proyecta sobre la NAO (Baldwin et al., 2021).

En particular, los Calentamientos Estratosféricos Súbitos (SSWs, de sus siglas en inglés) (es decir, eventos en los que el vórtice polar es extremadamente débil) se han relacionado con una fase negativa de la NAO y, en consecuencia, con tiempo suave y condiciones húmedas en la PI. Un buen ejemplo es el extraordinario evento de fuertes precipitaciones de marzo de 2018 que puso fin a la fuerte sequía europea de 2016/17 y que estuvo fuertemente influenciado por un SSW en febrero de 2018 (Ayarzagüena et al., 2018).

Además, la influencia del vórtice polar en las condiciones meteorológicas de la PI no se limita únicamente a la estación invernal. Las condiciones primaverales también pueden estar moduladas por el estado del vórtice polar y, más estrictamente, por el momento de su ruptura final. En el hemisferio norte, la ruptura del vórtice oscila entre marzo y mayo y las condiciones atmosféricas en el sector euroatlántico son diferentes dependiendo de si ésta se produce al inicio o al final de la primavera (Ayarzagüena y Serrano, 2009; Gimeno et al., 2007; Hardiman et al., 2011).

8. Regiones de especial interés

8.1 Islas Canarias

Las islas Canarias, situadas en el sudeste del Atlántico norte frente a la costa occidental de África, tienen una superficie de unos 7.500 km² dividida en ocho islas mayores pobladas y varios islotes menores. Sólo Tenerife tiene una superficie ligeramente superior a 2.000 km², siendo La Graciosa la más pequeña, con sólo 29 km². Además, las islas centrales y occidentales presentan una orografía muy compleja, con cordilleras de alturas considerables y repletas de barrancos. En cinco de las islas la altitud máxima supera los 1.500 m, situándose en torno a los 2.400 en La Palma y los 3.700 en Tenerife. Esta compleja orografía favorece la creación de microclimas y es uno de los principales factores que definen la distribución de las precipitaciones. La singularidad de su ubicación y características geográficas y climáticas, condicionadas por la latitud subtropical a la que se sitúan (27°-29° N), su elevada densidad de población y su considerable dependencia del medio exterior y, en concreto, de la actividad turística, justifican la necesidad de individualizar su análisis respecto al resto del territorio nacional español. A pesar de la complejidad inherente al análisis climático de los pequeños territorios insulares, en los últimos años han sido numerosos los esfuerzos dirigidos a estudiar, con mayor detalle, los impactos del cambio climático en las latitudes macaronésicas (Carrillo et al., 2023; Cropper, 2013; Dorta Antequera et al., 2018; Martín et al., 2012; Máyer et al., 2017). De ahí que este capítulo se base en gran medida en las principales conclusiones de investigaciones que han tratado de adaptar los grandes análisis globales a una escala local y, sin duda, peculiar.

8.1.1 Cambios de temperatura

Así, una revisión de la literatura científica publicada en los últimos años aporta evidencias sólidas del aumento de temperatura que está experimentando la región (Dorta Antequera et al., 2018). Prácticamente todos los estudios sobre el tema coinciden en que el aumento de la temperatura es el parámetro climático con mayor certeza estadística (Cropper y Hanna, 2014), sobre todo a partir de las décadas de

1970 y 1980 (Cropper, 2013; Cropper y Hanna, 2014; Hernández Barrera et al., 2012; Luque et al., 2014; Martín et al., 2012; Sperling et al., 2004). En concreto, el incremento es mayor en las temperaturas mínimas (Luque et al., 2014; Martín et al., 2012), lo que provoca un aumento en el ya elevado número de noches tropicales y ecuatoriales y también tiende a provocar una disminución de la amplitud térmica diaria. Otra cuestión señalada por las investigaciones es la confirmación de que el aumento de temperatura es mayor en la alta montaña (Martín et al., 2012; Sperling et al., 2004), hecho también observado en otros territorios insulares de características similares (Díaz et al., 2011). Además, cabe destacar que, según varios de los estudios mencionados, el aumento se acentúa especialmente durante la época estival y, además, en la provincia de Las Palmas, más oriental y cercana al continente africano. Con todo, el aumento de las temperaturas en Canarias es superior a la media global de las últimas décadas (+0,27 °C entre 1981 y 2010) y similar al de los archipiélagos que están experimentando el mayor aumento de temperatura a nivel mundial (Cropper y Hanna, 2014).

Mención especial merecen las olas de calor, cuya frecuencia ha aumentado significativamente en el siglo XXI. Según datos de la AEMET, el número de olas de calor en Canarias ha pasado de 17 en el periodo comprendido entre 1975 y 2000 a 40 entre esta última fecha y 2023 (AEMET, 2022). También cabe mencionar las temperaturas récord que se han observado en los últimos años que, en varias estaciones del archipiélago, han superado recientemente la temperatura máxima absoluta. Por ejemplo, en el Aeropuerto de El Hierro, cuya serie de datos comenzó en 1973, se alcanzaron 35,4 °C el 10 de octubre de 2023. El 16 de agosto de 2021 se alcanzó la temperatura máxima absoluta registrada en el Aeropuerto de Tenerife Sur (44,3 °C), con episodios excepcionales como el ocurrido en mayo de 2015 en Lanzarote, cuando se superaron los 42,6 °C.

8.1.2 Cambios en las precipitaciones

Por otra parte, el análisis pluviométrico de cualquier territorio implica siempre una mayor complejidad dada la dificultad estadística que entraña la elevada irregularidad de las precipitaciones, así como su alta variabilidad temporal y su considerable concentración temporal y espacial. Estas circunstancias, unidas a la ausencia de registros de calidad, impiden la identificación de patrones claros con elevada significatividad estadística. Además, las islas Canarias han presentado tradicionalmente los coeficientes de variación más destacados de todo el país (Dorta Antequera et al., 2018), lo que hace altamente aventurado identificar tendencias temporales o espaciales con total certeza.

En cualquier caso, la mayoría de los estudios publicados apuntan a una disminución generalizada de las precipitaciones (De Luque, A. & Martín-Esquivel, J.L., 2011; García-Herrera et al., 2003; Máyer et al., 2017; Máyer Suárez et al., 2015), aunque las tendencias no son del todo significativas (Cropper, 2013; Sánchez-Benítez et al., 2017), pudiendo identificarse algo más claramente en la parte norte de Tenerife y, sobre todo, en Gran Canaria (Máyer et al., 2017). La reducción pluviométrica más acusada tiende a cuantificarse en unos 40 mm por década en enclaves concretos

de las islas (De Luque, A. & Martín-Esquivel, J.L., 2011; Máyer Suárez et al., 2015), alcanzando los 60 mm de disminución por década en la alta montaña desde 1970 (Hernández Barrera et al., 2012). Pequeños sectores de las islas, como la comarca noreste de La Palma o la isla de El Hierro, presentan incrementos de precipitación que no son estadísticamente relevantes (Hernández Barrera et al., 2012). Por otro lado, es posible apreciar un aumento de la intensidad de las precipitaciones, aunque solo en algunos observatorios, por lo que no se puede afirmar que se trate de una tendencia generalizada (Máyer et al., 2017).

En el contexto pluviométrico de las últimas décadas, se ha incrementado la frecuencia de inviernos muy secos (Dorta Antequera et al., 2018), evidenciándose, además, un aumento considerable de la intensidad de las sequías, particularmente en los sectores meridionales de la región (Amador González y Marzol Jaén, 2021). Obviamente, esta situación tiene consecuencias negativas sobre los ecosistemas, el riesgo de incendios forestales, la actividad agrícola y ganadera y el abastecimiento de agua de las islas.

Por otro lado, los registros de las últimas décadas sugieren una posible alteración del régimen pluviométrico anual en la región. Así, Canarias, con un claro patrón pluviométrico mediterráneo, ha mostrado tradicionalmente una ausencia casi total de precipitaciones durante el verano. Sin embargo, según los datos del último siglo, este patrón parece haber sufrido una incipiente y aún poco significativa variación. En los últimos veinticinco años se han producido importantes eventos pluviométricos durante el mes de agosto que han batido, entre otros, el récord mensual de precipitación para dicho mes en el centenario observatorio de Izaña, Tenerife (Dorta Antequera et al., 2018). Del mismo modo, fenómenos tropicales como la tormenta Hermine, que alcanzó Canarias en septiembre de 2022, dejando a su paso precipitaciones abundantes y sin precedentes para ese mes (AEMET, 2022), son eventos que, aun considerando las reservas expresadas sobre la significatividad estadística de las precipitaciones, invitan a pensar en una tropicalización de las lluvias en la región. En este contexto, episodios cada vez más frecuentes -aunque, por ahora, aislados- de naturaleza convectiva y origen puramente tropical pueden jugar un papel muy importante en este eventual cambio en la distribución estacional de las precipitaciones. En este sentido, parece identificarse una tendencia consistente en la extensión hacia el sudeste del Atlántico norte, en las proximidades de las islas Canarias y el golfo de Cádiz (Dorta Antequera et al., 2023). Estos centros de bajas presiones, formados en torno al archipiélago de Cabo Verde, tienden generalmente a dirigirse hacia el oeste, desplazándose hacia el Caribe y el Golfo de México siguiendo aguas cálidas (Dorta Antequera et al., 2018). Sin embargo, de forma anómala y puntual su trayectoria se ha modificado para girar hacia el este y aproximarse a las Azores, Madeira y Canarias. Es el caso de la tormenta Delta (2005), que causó graves daños en la región, Hermine (2022) y el huracán Vince (2005). Sin embargo, a pesar del aumento registrado en el número de perturbaciones de este tipo en el sureste del Atlántico norte (Dorta Antequera et al., 2023), hay que tener en cuenta que existen registros escritos que dan cuenta de la ocurrencia de eventos extremos en la zona -en 1724 y 1842, por ejemplo-, por lo que la ocurrencia de estos fenómenos en

Canarias no es inédita y no debe atribuirse, al menos directa y completamente, al cambio climático. Cuestión distinta es que el calentamiento global favorezca las probabilidades de aparición de fenómenos inestables de origen tropical o, en todo caso, de naturaleza convectiva, teniendo en cuenta el aumento de temperatura de la superficie oceánica próxima a Canarias estimado para las próximas décadas que podría superar los 2 °C a finales de siglo (Guijarro et al., 2014).

8.1.3 Otras variables

Aunque los impactos y tendencias descritos reflejan el consenso de la mayoría de las investigaciones publicadas sobre el cambio climático en Canarias, no debe obviarse el tratamiento de otras variables climáticas de interés, como la presión, la humedad relativa y la insolación. Respecto a la presión, expertos como Cropper y Hanna, 2014 señalan un aumento del gradiente barométrico entre Azores y Cabo Verde, lo que podría implicar un aumento de la intensidad de los vientos alisios también señalado por otros autores (Guijarro et al., 2014). Sin embargo, estudios con datos del reanálisis de NCEP/NCAR como los de Marrero-Betancort et al., 2020, muestran una disminución neta de 1 m/s en la intensidad de los vientos alisios. Utilizando el afloramiento al este de Canarias como proxy, Gallego et al., 2022 no encuentran una relación clara con los vientos según el análisis del índice NAO, pero sí con la NAO de verano, que cada vez se posiciona más hacia el noreste de Europa en su fase positiva, provocando una disminución de los vientos del noreste favorables al afloramiento.

No obstante, también se ha señalado que, como consecuencia de la extensión del anticiclón de las Azores hacia el Sáhara, es de esperar un cambio en las condiciones de viento (en los meses fríos, el área de altas presiones ocupa posiciones cada vez más zonales, produciéndose con mayor frecuencia vientos del este de componente zonal que podrían estar intensificando las intrusiones saharianas en la región) (Alonso-Pérez et al., 2011). Sin embargo, en otras investigaciones no se observan tendencias significativas en estos episodios de polvo en suspensión (García et al., 2016).

En relación a la humedad relativa, los resultados obtenidos no son concluyentes; algunos estudios identifican aumentos en sectores costeros del 1,1 %/década (Sperling et al., 2004), mientras que otros reportan una disminución que podría estar detrás del aumento de 18,2 mm/década en la evapotranspiración, especialmente durante la época estival (Vicente-Serrano et al., 2016). La insolación es una variable para la que aún no se han identificado tendencias significativas (Sanroma et al., 2010).

En resumen, las variaciones de diversos parámetros climáticos son evidentes en las islas Canarias. El aumento de temperatura, especialmente el nocturno, es muy significativo, las precipitaciones muestran una tendencia, aún muy incipiente, a la disminución y los fenómenos extremos de origen tropical se convierten en una amenaza creciente en un contexto más cálido y, sobre todo, con temperaturas superficiales del mar más elevadas.

8.2 Baleares

8.2.1 Cambios de temperatura

El análisis más completo sobre las tendencias de la temperatura en las islas Baleares es el realizado por Homar et al., 2010, en el que examinaron las tendencias de las temperaturas máximas y mínimas a partir de la información recogida en tres estaciones de temperatura, con registros diarios que abarcaban desde 1976 hasta 2006. Estas estaciones estaban situadas en las cabeceras de las pistas de los aeropuertos de las tres islas principales, donde la urbanización no tuvo un impacto relevante en los valores registrados. Además, se evaluó la temperatura media anual en la troposfera media y la estratosfera baja utilizando datos de radiosondeos específicos para las islas Baleares para el periodo comprendido entre 1981 y 2006. El análisis de los registros de temperatura mostró que las temperaturas mínimas aumentaron 0,58 °C/década durante el periodo de 31 años, mientras que las máximas exhibieron un incremento de 0,50 °C/década. Ambas tendencias mostraron una confianza estadística superior al 99%. Al mismo tiempo, las temperaturas en la troposfera media mostraron un descenso a un ritmo de -0,54 °C/década, mientras que la estratosfera inferior mostró una tendencia de -0,78 °C/década. A pesar de la considerable variabilidad interanual de ambas series, la confianza estadística para el signo de las tendencias lineales en la troposfera y la estratosfera superó el 98 %.

Posteriormente, Guijarro, 2013 estimó las tendencias de temperatura en todas las regiones españolas -incluidas las islas Baleares- cubriendo un periodo más largo comenzando en 1951, con series homogeneizadas. Para las islas Baleares, las tendencias obtenidas fueron muy bajas. La información sobre tendencias también se incluye en los informes trimestrales y anuales del estado del clima en las islas Baleares, publicados por el Laboratorio Interdisciplinar de Cambio Climático de la Universidad de las islas Baleares (LINCC-UIB), desde 2017 (Jansà et al., 2017).

Un trabajo reciente sobre tendencias climáticas en Baleares, obtenidas a partir de observaciones instrumentales, es el de Guijarro y Jansà (2022). Este trabajo se refiere únicamente a las tendencias de temperatura y revisa la literatura previa sobre el tema, incluyendo el anteriormente citado de Homar et al., 2010. Además, se calcularon las tendencias con datos más recientes (hasta 2020) y se homogeneizaron. Sus resultados mostraron que las tendencias de temperatura variaban en función de si se aplicaban o no procedimientos de homogeneización, y eran extremadamente sensibles a las características de la muestra (longitud y fecha). Aunque las tendencias eran siempre positivas cuando se tomaban muestras suficientemente largas y recientes (de al menos 30 años, a partir de 1995 o más tarde), las variaciones entre una muestra u otra eran muy pronunciadas, de poco más de 0,1 °C/década a casi 0,7 °C/década, lo que demuestra que la elevada variabilidad natural impide tendencias termométricas más robustas.

Por último, los datos obtenidos de los sensores de las boyas meteorológicas de *Puertos del Estado* se utilizaron para analizar las variaciones interanuales de parámetros como la temperatura del aire sobre el mar. Algunos resultados pueden verse en Barrientos et al., 2022.

Referencia	Periodo	Número de series	Temperatura máxima.	Temperatura media.	Temperatura mínima.
Guijarro, 2001	1978-2000	4		0.77	
Homar et al., 2010	1976-2006	3	0.58	0.54	0.50
Jansà, 2012	1973-2009	1		0.54	
Guijarro, 2013	1951-2012	48	0.14	0.11	0.07
Jansà y otros, 2017	1973-2012	48		0.41	
Jansà, 2018	1973-2017	3		0.35	
Jansà y otros, 2019	1973-2017	4		0.28	
Guijarro y Jansà, 2022	1961-2020	22	0.19	0.21	
Guijarro y Jansà, 2022	1991-2020	22	0.37	0.28	

Tabla 3.2. Recopilación de las tendencias de temperatura publicadas (°C/década) de las islas Baleares. (Adaptado de Guijarro y Jansà, 2022; series homogeneizadas en negrita)

8.2.2 Cambios en las precipitaciones

Homar et al., 2010 también examinaron las variaciones de las precipitaciones en las islas Baleares analizando los datos de 18 pluviómetros con registros diarios completos entre 1951 y 2006. Este estudio encontró una notable tendencia negativa en la precipitación anual, mostrando una disminución de 163 mm por siglo, con un nivel de confianza del 85 %. Un algoritmo para la detección de cambios significativos en la tendencia, basado en la optimización de la varianza explicada por segmentos de la serie completa (Oosterbaan, 1994), dio como resultado una detección consistente de un punto de corte entre los años 1979-1983. El algoritmo identificó disminuciones bruscas de la precipitación anual de 65 mm de media entre los dos periodos distintos (1951-1980 y 1981-2006). El análisis también puso de manifiesto un cambio en la composición de la precipitación total anual: las precipitaciones escasas (hasta 4 mm) y las muy abundantes (más de 64 mm) mostraron una mayor contribución, mientras que la contribución de las precipitaciones moderadas a abundantes (es decir, entre 16 y 32 mm) disminuyó.

Mezclando datos hidrológicos y de precipitación instrumental, García et al., 2017 realizaron un análisis exhaustivo centrado en las tendencias anuales y estacionales de los datos de caudal diario observados en 14 estaciones de aforo situadas a lo largo de torrentes temporales en toda Mallorca. Utilizando una prueba de Mann-Kendall, se examinaron las tendencias en los datos que abarcan desde 1977 hasta 2009 para la descarga, el número de días de agua, la precipitación acumulada, la

evapotranspiración potencial y los cambios en la cubierta terrestre. Sus conclusiones revelaron una tendencia general a la disminución del caudal durante la primavera y el verano, con reducciones de entre el 4 y el 17 % en determinadas cuencas. Se observó que los cambios estacionales afectaban especialmente a las cabeceras de las cuencas situadas en las montañas de Mallorca. En consecuencia, se realizó una prueba regional de Kendall en 12 cuencas de la sierra de Tramuntana que reveló una disminución significativa del número de días con caudal de -0,44 días/año. A pesar de la importante variabilidad interanual, la disminución del número de días de caudal se atribuyó a una confluencia de factores: i) la disminución de las precipitaciones anuales, ii) el aumento de las temperaturas, y iii) la influencia de la colonización forestal y el crecimiento de los campos agrícolas abandonados.

En relación con las tendencias observadas en la precipitación en las islas Baleares, su variabilidad, su dependencia del periodo o de la muestra considerada es más importante que las asociadas a la tendencia de la temperatura. Jansà et al., 2019 mostraron que, dependiendo de la muestra o del periodo escogido, la tendencia puede incluso cambiar de signo negativo a positivo. Por lo tanto, la tendencia negativa de la precipitación estimada por Homar et al., 2010 no puede tomarse como estable y permanente. Al observar las tendencias de 30 años consecutivos de la precipitación media en los tres aeropuertos de Baleares, se observan grandes diferencias de signo, con tendencias negativas de hasta -4,5 mm/año (1971-2000) y positivas de +4,5 mm/año (1981-2010).

8.2.3 Tendencias de la temperatura y las precipitaciones en Menorca

Con referencia, no al conjunto de las islas Baleares, sino a la isla de Menorca en particular, Jansà et al., 2019 calcularon las tendencias de temperatura y precipitación a partir de los datos de AEMET del aeropuerto. En ellos destacan los notables cambios de signo en la tendencia de la precipitación en función del periodo considerado. Tampoco se observaron cambios en otras variables como la insolación, el viento, etc., asociados al cambio climático. Algunos de estos resultados se obtuvieron en el marco del proyecto BIOCLIMA 2017, dirigido por el OBSAM-IME (Menorca) y financiado por la Fundación Biodiversidad (Madrid). Un breve resumen de los resultados obtenidos se publicó en catalán y castellano en OBSAM-IME (2018).

Jansà et al., 2019 también destacaron la alta estacionalidad de las tendencias de las temperaturas en Menorca (también visto para Mallorca (Jansà, A., 2012)). Esta estacionalidad de la tendencia de las temperaturas, con un marcado máximo a finales de primavera, dio lugar a un estudio específico referido al conjunto de las islas Baleares, con extensión a toda la región ibero-mediterránea y suroeste europea, en el que se destaca un aumento de la frecuencia e intensidad de una dorsal anticiclónica en niveles altos, especialmente a finales de primavera (Jansà et al., 2017).

8.3 Montañas

Las montañas desempeñan un papel crucial en el sistema climático a diferentes escalas temporales y espaciales. Afectan al flujo de masas de aire mediante efectos dinámicos y

termodinámicos, que influyen en el clima de amplias zonas de la Tierra (Buzzi y Tibaldi, 1978; Frei y Schär, 1998; Yasunari et al., 2006). A escala regional, las montañas crean condiciones meteorológicas distintas y recurrentes en su entorno inmediato y en sus zonas de influencia, lo que da lugar a lo que suele denominarse clima alpino o de montaña (James, 1922).

Aunque las montañas sólo cubren el 27 % de la superficie terrestre, reciben muchas más precipitaciones que las tierras bajas y contienen el 70 % del agua dulce del planeta (Casassa et al., 2007). Desempeñan un papel crucial en el ciclo del agua, actuando como gigantescas “torres de agua” que recogen, almacenan y liberan gradualmente agua dulce a las zonas circundantes (Viviroli et al., 2007).

El Sexto Informe de Evaluación (AR6, de sus siglas en inglés) del IPCC (IPCC, 2023) afirma que la capa de nieve en primavera en todo el hemisferio norte se ha reducido significativamente desde la década de 1950. Además, las regiones de alta montaña han experimentado un calentamiento significativo desde principios del siglo XX, lo que ha provocado una reducción media del manto de nieve (Marty et al., 2017). Se ha observado que el cambio de la nieve a la lluvia como principal forma de precipitación provoca una disminución tanto del caudal de los arroyos como del almacenamiento de aguas subterráneas en regiones en las que el deshielo es la principal fuente de recarga (Berghuijs et al., 2014; Earman y Dettinger, 2011). Este cambio se asocia a una mayor reducción del equivalente en agua de nieve (SWE, de sus siglas en inglés) en las cotas más bajas.

Sistema Central

La región sufre sequías frecuentes y se prevé un cambio en la intensidad de las precipitaciones. Se prevé una menor proporción de agua equivalente de nieve y un deshielo más rápido debido al aumento de las temperaturas (Durán et al., 2023). Los planificadores tendrán que adaptarse a este nuevo escenario, que puede dar lugar a una redistribución del ciclo de escorrentía estacional y a cambios en las intensidades. También se ha constatado una tendencia significativa a la disminución de los días con una cobertura de nieve superior a 3 cm desde el año 2000 (González-Flórez et al., 2022). Esto se atribuye al aumento de la temperatura del suelo como consecuencia del cambio climático y la elevación de la isoterma de cero grados centígrados. Esta hipótesis, coherente con otros trabajos en la zona (Rubio-Romero, A.; Granados, I., 2008), requiere una mayor investigación en el futuro.

Desgraciadamente, faltan estudios de variabilidad climática regional y de vínculos entre clima e hidrología en estas montañas debido a la complejidad de los fenómenos. Hay algunas excepciones como Durán et al., 2013 para la sierra de Guadarrama o Azorín-Molina et al. 2021 para Gredos, pero se anima a seguir investigando.

Sierra Nevada

La variabilidad espacial y temporal de Sierra Nevada está influenciada principalmente por la NAO en la parte occidental, mientras que la parte oriental está más afectada por las depresiones mediterráneas, especialmente la WeMO (Esteban-Parra et al., 2022). Sierra Nevada experimenta una marcada variabilidad interanual e intraanual de las precipitaciones, típica del clima mediterráneo (Castillo, et al., 1996). Las precipitaciones

se concentran principalmente entre octubre y abril. Existe una clara disminución de las precipitaciones de oeste a este, y una tendencia al aumento de las precipitaciones con la altitud. La precipitación media anual en la cara noroeste, que está orientada en la dirección predominante de las tormentas entrantes, es de 550 mm a 1.000 m y de 750 mm a 2.000 m. Hacia el este, el efecto de sombra reduce la precipitación media anual a 300 mm a 1.000 m y a 465 mm a 2.000 m. El gradiente medio de precipitación con la altitud a lo largo de toda Sierra Nevada es de unos 150 mm/km por encima de 1.300 m. La fracción de nieve es muy variable e impredecible. Los procesos nivales son dominantes por encima de los 2.300 m en el noroeste y de los 2.500 m en el resto de la Sierra. La sublimación de la nieve es un factor importante, con valores locales que alcanzan hasta el 30 % a lo largo del tiempo (Herrero y Polo, 2016). A escala de macizo, supone en torno al 15-20 % de la nieve total acumulada en superficie. Los fenómenos de lluvia sobre nieve son frecuentes y significativos desde el punto de vista hidrológico debido a las marcadas variaciones de temperatura, incluso durante la estación invernal.

El análisis histórico de Pérez Palazón, 2019 muestra una tendencia general decreciente de 2,3 y 0,3 mm/año para la precipitación y la innivación anuales, respectivamente, en Sierra Nevada durante un periodo de 55 años. Aunque existen diferencias locales en valores y nivel de significatividad, esta tendencia no se traduce necesariamente en un aumento de los episodios de sequía caracterizados por SPI. El aumento de las condiciones de sequía está más bien relacionado con el aumento de la demanda atmosférica (Esteban-Parra et al., 2022). Se han detectado tendencias significativas de la temperatura. Globalmente, las tasas de aumento anual son ligeramente superiores para las temperaturas máximas que para las mínimas. Los mayores aumentos se observan durante el verano, con tendencias muy significativas superiores a 0,3 °C/década tanto para las temperaturas máximas como para las mínimas. También se observan tendencias significativas positivas durante la primavera y el otoño.

Este comportamiento se refuerza en los escenarios futuros. Las proyecciones de cambio climático muestran una clara tendencia al calentamiento y una reducción de las precipitaciones sobre Sierra Nevada (Esteban-Parra et al., 2022). Esta tendencia es más intensa para el futuro lejano bajo el escenario RCP8.5. Es probable que los episodios de sequía sean ligeramente más largos y frecuentes en el futuro próximo, con un marcado aumento de su duración e intensidad para el futuro lejano. La cara noroeste podría experimentar mayores pérdidas anuales de nieve en milímetros. Sin embargo, en términos relativos, la zona oriental (río Andarax), menos nevada, sería la más afectada (Polo et al., 2022). Además, el aparente cambio hacia eventos torrenciales podría dar lugar a cambios no significativos o incluso ligeros aumentos locales de la innivación anual en las zonas meridionales.

Pirineos

Varios estudios de la última década han centrado sus esfuerzos en comprender el comportamiento de los regímenes de precipitación en los Pirineos. López-Moreno et al., 2011 mostraron una disminución general (1955-2006) de la precipitación anual, del número de días de lluvia y de la intensidad de la precipitación, al tiempo que un aumento de la duración de los periodos secos. Esta disminución fue especialmente significativa en

las cabeceras durante el invierno y la primavera. Lemus-Canovas et al., 2019 aumentaron el detalle de estos resultados al obtener una clasificación de 8 regiones que exhiben características diferenciadas de precipitación. Dos de ellas, situadas en la vertiente sur, mostraron una disminución significativa. Sin embargo, Buisan et al., 2015 no encontraron tendencias significativas en el número de precipitaciones o días de nieve para el periodo 1981-2010.

En términos de eventos extremos, Lemus-Canovas et al., 2021 encontraron una clara dependencia de las influencias marítimas y las teleconexiones, siendo la WeMO la más importante, especialmente para el lado oriental de la cordillera. Bajo periodos de retorno de 5 años, magnitudes de 150 mm por día son altamente esperables en esta zona.

En cuanto a las temperaturas, se ha observado un aumento de los eventos compuestos secos-calientes en el periodo 1981-2015 (Lemus-Canovas y Lopez-Bustins, 2021), lo que es de suma importancia para la cobertura nival (Bonsoms et al., 2023). Además, el ritmo de aumento de la temperatura en los Pirineos es superior al del calentamiento global (Deaux, et al., 2014; El Kenawy et al., 2013; Espejo F, Ferraz J, Palomo M., 2008; Spagnoli et al., 2002). Aumentos significativos, especialmente en primavera (Pérez-Zanon et al., 2017), propician una notable disminución de la cobertura nival y un retroceso acelerado de masas de hielo y glaciares (Albalat et al., 2022; López-Moreno et al., 2020, 2016; Martínez-Fernández et al., 2022; Vidaller et al., 2023). Aunque la información meteorológica es escasa e intermitente en el tiempo, existe una base de datos recientes procedentes de un esfuerzo internacional conjunto que abarca desde mediados del siglo XX (Cuadrat et al., 2024).

Cordillera Cantábrica

La Cordillera Cantábrica se extiende longitudinalmente (de oeste a este) a lo largo de unos 300 km, separando el mar Cantábrico de la meseta norte. Es una zona montañosa con una marcada asimetría entre vertientes, que presenta importantes diferencias estructurales y geomorfológicas. Su clima presenta una amplia gama de matices, lo que se traduce en una importante riqueza paisajística. La vertiente norte tiene un carácter oceánico con un fuerte gradiente altitudinal, mientras que la vertiente sur presenta un menor gradiente altitudinal además de una mayor continentalidad e insolación (Ortega Villazán y Morales Rodríguez, 2015). Entre los sectores más elevados se encuentran Picos de Europa, Macizo de Fuentes Carrionas, Macizo de Peña Ubíña, Sierra de Híjar, Macizo de Mampodre o Sierra de Gistredo, donde las cotas máximas superan los 2.000 m, alcanzando los 2.650 m en Torre Cerrado (Picos de Europa).

Por un lado, la vertiente norte se caracteriza por temperaturas frescas durante todo el año, con una amplitud térmica anual baja, precipitaciones moderadas y ausencia de aridez estival. En la vertiente sur, a mayor altitud, los veranos son frescos y cortos, mientras que los inviernos son largos y rigurosos. Hay una gran oscilación térmica anual y, en los sectores más meridionales, se produce aridez estival. Los inviernos son especialmente fríos cuando se presentan circulaciones retrógradas y las nevadas son frecuentes (Ortega Villazán y Morales Rodríguez, 2015). Las bajas temperaturas en los macizos más altos hacen que el permafrost se conserve en cuevas heladas (Gómez Lende, 2016; Gómez-Lende y Serrano Cañadas, 2021) y persistan manchas de hielo muy pequeñas (restos de

pequeños glaciares formados durante la Pequeña Edad de Hielo) (González Trueba, 2005; Serrano et al., 2018).

No existen estudios científicos específicos para el conjunto de la Cordillera Cantábrica sobre tendencias observadas y predicciones a medio plazo en el contexto del cambio climático. Sin embargo, algunos estudios realizados para toda la Península Ibérica permiten distinguir tendencias en la Cordillera Cantábrica en comparación con otros sistemas montañosos y zonas adyacentes (del Río et al., 2011; Díaz-Poso et al., 2023a, 2023b; Ferreiro Lera et al., 2022; Lastrada et al., 2021). Otros estudios cubren parcialmente aspectos de las tendencias climáticas en partes del área de distribución o estudios locales que también muestran diferentes respuestas al cambio climático (Álvarez-Martínez et al., 2014; Del Río González, S, 2005; Gallinar Cañedo et al., 2022; Ortega Villazán y Morales Rodríguez, 2015; Pisabarro et al., 2019).

Un análisis de las estaciones meteorológicas de la vertiente sur desde mediados del siglo XX muestra un aumento de las temperaturas medias anuales, especialmente debido al comportamiento térmico de la primavera y el verano, estimado en 0,05 °C anuales (Ortega Villazán y Morales Rodríguez, 2015). Se han observado tendencias crecientes en los valores de las anomalías de las temperaturas máximas, mínimas y medias, tanto anuales como estacionales (Álvarez-Martínez et al., 2014; Morales et al., 2005). Se observa un aumento (tanto en las máximas como en las mínimas diarias) en la frecuencia anual de valores extremos más altos y también una disminución en la frecuencia anual de valores extremos más bajos (Morales et al., 2005). Localmente, se ha observado una tendencia de 1,5 °C en la temperatura media anual del periodo 1961 a 2014 en una de las cuencas de cabecera del sector central de la cordillera, el alto Pisuergra (Pisabarro et al., 2019). Estudios recientes confirman esta tendencia, con un aumento de la intensidad, frecuencia y duración de las olas de calor (Díaz-Poso et al., 2023b) y, en mayor medida, una disminución de las olas de frío (Díaz-Poso et al., 2023a) para el periodo futuro próximo (2021-2050), con un mayor impacto en el entorno de la Cordillera Cantábrica en comparación con otros sistemas montañosos y zonas adyacentes.

A nivel estacional, un análisis de las temperaturas en el periodo 1961-2006 mostró tendencias positivas significativas en los valores de temperatura de primavera y verano en la zona de la Cordillera Cantábrica, con incrementos de 0,1 °C o 0,2 °C en la temperatura media por década (del Río et al., 2011). A través del estudio de los picos de caudal debidos al deshielo, se ha detectado un mayor y recurrente impacto de las altas temperaturas invernales y primaverales, lo que ha provocado que los picos de caudal de los ríos analizadas en la vertiente sur se adelanten dos meses (Morán-Tejeda et al., 2021, 2010; Pisabarro et al., 2019).

Otros estudios han analizado la importancia de la cobertura nival a nivel local en zonas de gran altitud (González Trueba y Serrano Cañadas, 2010), en algunos casos utilizando registradores de datos para estudiar el efecto aislante de la nieve sobre las temperaturas del suelo y sus implicaciones geomorfológicas. Estos estudios ponen de manifiesto una variabilidad interanual en los días con cobertura nival anual (Gallinar Cañedo et al., 2022) y una tendencia regresiva desde mediados del siglo XX en el sector occidental de la cordillera (Santos González et al., 2013), en la vertiente norte (Beato Bergua et al., 2019) o en la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica (Merino et al., 2014; Pisabarro, 2020). Sin

embargo, las tendencias de temperatura registradas en lugares de gran altitud (series cortas) muestran tendencias más estables, ya que la topografía local tiene un impacto significativo en el régimen térmico a mayor altitud (Melón-Nava et al., 2022; Pisabarro et al., 2017; Ruiz-Fernández et al., 2023). Por tanto, estas zonas adquieren un gran interés para la futura monitorización de las condiciones climáticas a escala local, debiendo promoverse el mantenimiento de series temporales de datos para evaluar la respuesta al cambio climático en base a series más largas.

En los últimos años se han desarrollado proyectos multidisciplinares que ponen de manifiesto las peculiaridades biofísicas de la Cordillera Cantábrica y su interés para tratar de crear un observatorio de seguimiento de los efectos del cambio global en esta zona, a pesar de la división administrativa de este espacio (Barquín Ortiz et al., 2018). Destacan una profunda transformación de los usos del suelo en las últimas décadas, consecuencia de la despoblación y de los cambios en los modelos ganaderos hacia la pérdida de modelos extensivos y de concentración, favoreciendo el abandono y la reforestación de grandes superficies (Álvarez-Martínez et al., 2014; Beato Bergua et al., 2019; García-Hernández et al., 2017; García-Llamas et al., 2019) y problemas ambientales por sobrepastoreo. También se ha analizado la disminución de la escorrentía, posible consecuencia de esta profunda transformación en el contexto de cambios en los regímenes termopluviométricos (Pisabarro et al., 2019).

El efecto negativo del aumento de la vegetación forestal y arbustiva, unido al cambio del régimen de lluvias (mayor irregularidad) y al aumento de las temperaturas, favorece las condiciones propicias para que los incendios forestales sean más virulentos y extensos, dada la mayor dificultad para extinguirlos con un mayor volumen de combustible expuesto a periodos de sequía cada vez más prolongados.

8.4 Ciudades

La caracterización y el análisis de los cambios climáticos regionales debidos a la urbanización plantean un reto adicional en los entornos urbanos para el desarrollo de políticas de adaptación al cambio climático. El calentamiento global y sus repercusiones locales plantean importantes retos para la sostenibilidad, la calidad de vida y la salud de las poblaciones urbanas. Las emisiones antropogénicas de gases de efecto invernadero han provocado un aumento de la temperatura media global en superficie de 1,15 °C (IPCC, 2023b). Esto es especialmente relevante si se tiene en cuenta que la región mediterránea se está calentando a un ritmo más rápido que la media mundial y se espera un aumento de 2 °C con respecto a la época preindustrial en los próximos 20 años (Zittis et al., 2019).

España es especialmente sensible al efecto Isla de Calor Urbana (ICU), dado que un alto porcentaje de su población reside en zonas urbanas (aproximadamente el 81 %). La ICU agrava aún más la exposición al calor de las ciudades ya evidente en condiciones de cambio climático, especialmente en verano (Cuadrat, et al., 2022). Este fenómeno está causado principalmente por la concentración de edificios y aceras en los núcleos urbanos, así como por superficies artificiales capaces de absorber y retener la radiación solar entrante, y reemitirla en forma de calor. La falta de vegetación y de masas de agua, la liberación de calor por las actividades humanas y la morfología urbana (con la formación

de cañones urbanos), contribuyen significativamente al aumento de la temperatura en las zonas urbanas, en relación con sus entornos circundantes. La diferencia de temperatura es especialmente significativa en verano, cuando las temperaturas nocturnas en las zonas urbanas pueden ser 2 °C más altas que fuera de las ciudades (Martín-Vide y Moreno-García, 2020), alcanzando hasta 8 °C en condiciones de alta estabilidad atmosférica. Esta combinación de factores expone a grandes porcentajes de la población del país a riesgos relacionados con la salud derivados del calor (Heaviside et al., 2017; Hsu et al., 2021).

En la última década, las ciudades más pobladas de España han experimentado récords de temperatura sin precedentes. La Figura 3.6 muestra las anomalías anuales de temperatura en 8 de las ciudades españolas más pobladas desde 1980 hasta 2023. A pesar de la variabilidad interanual, existe una clara tendencia en las temperaturas superficiales impulsada por el cambio climático y exacerbada por factores urbanos como el efecto ICU. Los valores anuales de temperatura han aumentado hasta 2,1 °C (Zaragoza) por encima del periodo climatológico (1981-2010). En todas las ciudades mostradas en la Figura 3.6, el año más caluroso registrado se produjo en los últimos 5 años, excepto en el caso de Sevilla. Las condiciones de calor extremo experimentadas en varias ciudades españolas en los últimos años han demostrado aumentar el riesgo de eventos cardiovasculares agudos (Salvador et al., 2023), y la mortalidad (Royé et al., 2020). Por ejemplo, el verano de 2022 fue el más caluroso registrado desde 1961, y provocó un exceso de mortalidad de más de 5.000 personas debido a las condiciones de calor extremo en las capitales de provincia españolas (Tobías et al., 2023).

Las tendencias climáticas observadas junto con el acelerado crecimiento urbano ponen de relieve la necesidad de realizar investigaciones específicas que nos permitan comprender y abordar las complejas interacciones entre la urbanización y la dinámica climática en España. Estos estudios no sólo deberían contribuir a una planificación urbana sostenible, sino que también son esenciales para mitigar los impactos adversos del clima sobre el bienestar de la sociedad.

En los años 80 se realizaron trabajos de investigación para comprender el clima urbano en algunas ciudades españolas, con el objetivo de caracterizar y cuantificar la ICU en forma de anomalías centro-periferia. Sin embargo estos trabajos no tuvieron en cuenta la perspectiva espacial de los factores que contribuyen a las anomalías (López Gómez, 1993; López Gómez, A., 1988; Torrecilla et al., 1998). Es importante destacar las dificultades para obtener datos con una adecuada resolución temporal y espacial debido a la falta de redes de observación con la densidad suficiente para evaluar de forma robusta las características de la dinámica climática urbana. Esta limitación dificulta la replicabilidad y comparación de estudios entre ciudades, ya que cada una tiene sus propios protocolos de diseño de redes, instalación y especificación de sensores, por no hablar de la heterogeneidad en la longitud de los datos disponibles para cada lugar.

No obstante, la investigación actual sigue centrándose en la caracterización de las ICU (Acero et al., 2013), así como en los diferentes impactos de las olas de calor (Tejedor et al., 2016), e incluso en el perfeccionamiento de la información y la cartografía detallada de las temperaturas urbanas (Barrao et al., 2022). En la última década, los estudios de modelización han tenido como objetivo representar la estructura térmica de las ciudades (Banks et al., 2015; Núñez-Peiró et al., 2021; Salamanca et al., 2012), utilizando también proyecciones climáticas (José et al., 2018).

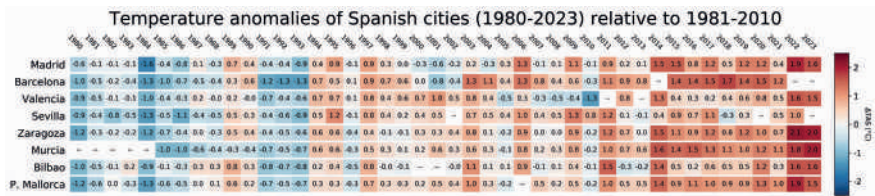


Figura 3.6. Anomalías de temperatura en superficie de 1980 a 2023 (relativas a 1981-2010) para las ciudades españolas más pobladas. Los datos que faltan de estaciones/años concretos aparecen en blanco. Fuente de datos: AEMET OpenData.

La dificultad de obtener información climática de los entornos urbanos abre el camino a la búsqueda de nuevas metodologías, entre las que destaca el uso creciente de información obtenida por satélite y teledetección. Sin embargo, es importante señalar que estos estudios se centran en la temperatura de los materiales, no en la temperatura del aire, lo que da lugar al concepto de isla de calor urbana superficial (SUHI, por sus siglas en inglés), que es diferente de la ICU, que se refiere a la temperatura del aire. Aunque estos estudios permiten una resolución espacial detallada y continua, esta escala no suele corresponderse con las dimensiones de las ciudades medianas o pequeñas, ya que depende totalmente de la resolución de las imágenes de satélite, lo que dificulta la realización de estudios intraurbanos detallados.

A pesar de las limitaciones de las imágenes de satélite, incluyendo la falta de información en tiempo continuo, la ausencia de datos horarios y los problemas derivados de la nubosidad u otros fenómenos atmosféricos, la integración de datos de satélite en los estudios del clima urbano permite realizar comparaciones entre diferentes ciudades (Hidalgo García et al., 2022; Rodríguez-Gómez et al., 2022). Incluso se ha explorado el uso de drones y sus aplicaciones mediante sensores térmicos en espacios urbanos (Rodríguez et al., 2022).

Estudios recientes ponen de relieve la necesidad de integrar los estudios sobre el clima urbano en análisis multidisciplinares. Destaca la interacción entre el clima urbano y la salud, explorando cómo las condiciones climáticas afectan a la salud humana a partir de datos de ingresos hospitalarios y tasas de mortalidad (Carmona et al., 2016; Íñiguez et al., 2021; Kim et al., 2019; Tobías et al., 2023). También hay un interés creciente en comprender cómo el clima urbano está vinculado al turismo (Díaz-Poso et al., 2023c; Millán López y Fernández García, 2018), incluidas las tendencias futuras en condiciones de cambio climático (Martínez-Ibarra, 2015; Millán López, 2019).

Otro foco de investigación crucial es la mitigación y adaptación al cambio climático en entornos urbanos (Gandini et al., 2021; Hidalgo-García y Rezapouraghdam, 2023; Martínez-Juárez et al., 2019; Pietrapertosa et al., 2023; Salvia et al., 2021). Esto va más allá de la propuesta de soluciones, abarcando la evaluación futura de estas medidas y la identificación de las zonas urbanas más vulnerables a los impactos climáticos adversos. Una perspectiva emergente, fuertemente vinculada a la arquitectura y el urbanismo, consiste en incorporar variables y conceptos climáticos a cuestiones relacionadas con la eficiencia energética y el confort térmico en edificios y espacios urbanos (Álvarez et al., 2021; Aram

et al., 2020; Lomba-Fernández et al., 2019; Rodríguez Algeciras y Matzarakis, 2016). Este enfoque refleja la creciente concienciación sobre la importancia de diseñar entornos urbanos sostenibles y resilientes, teniendo en cuenta las condiciones climáticas locales.

Este enfoque multidisciplinar permite una comprensión más amplia de las repercusiones del clima urbano en la sociedad y el medio ambiente. Sin embargo, esto no nos exime de la necesidad de una investigación específica que aborde con detalle la climatología urbana. Comprender las variables meteorológicas y geográficas, así como los procesos físicos en el contexto urbano, permitirá entender mejor la interacción entre el clima regional y la dinámica urbana y, en última instancia, será útil para las políticas de adaptación y mitigación.

9. Conclusiones

Este capítulo es una revisión de los conocimientos actuales sobre la variabilidad climática a lo largo del periodo instrumental en España. El país dispone de una red de observación sólida y bien distribuida para todas las variables atmosféricas que, junto con una serie de conjuntos de datos en rejilla construidos de forma fiable, permiten un análisis exhaustivo de la variabilidad climática pasada (Serrano-Notivoli y Tejedor, 2021). En relación con la temperatura, diferentes estudios han encontrado una tendencia positiva durante el periodo instrumental (en diferentes periodos durante los últimos 100 años), aunque ésta muestra una notable variabilidad temporal y espacial. Para las temperaturas medias anuales, esta tendencia alcanza un valor de 0,21 °C/década en el periodo 1961-2018 (AEMET, 2023, 2022). Sin embargo, el aumento de temperatura es mayor para el verano o la primavera, cuando puede alcanzar 0,27 °C/década y 0,24 °C/década, respectivamente (AEMET, 2023, 2022). Además, los eventos extremos de temperatura, como la aparición de olas de calor, han aumentado en frecuencia (+0,3/década), intensidad (+0,1 °C/década), duración (+0,9 días/década para la duración máxima anual) y extensión espacial (+1,3% del PI por década) en el periodo 1951-2019 (Paredes-Fortuny y Khodayar, 2023).

A diferencia de la temperatura, en general, no existe una tendencia clara y homogénea en el signo de las precipitaciones. La mayoría de los estudios (por ejemplo, Camuffo et al., 2013; Serrano-Notivoli, 2017; Peña-Angulo et al., 2020; Senent-Aparicio et al., 2023) apuntan a un ligero descenso (no significativo en todas las zonas) de los totales anuales desde la segunda mitad del siglo XX. El descenso general mostrado en la España peninsular está condicionado por una marcada variación interanual y con importantes contrastes espaciales. No obstante, existe consenso en la confirmación de un descenso de las precipitaciones en marzo y junio y un ligero aumento en octubre (del Río et al., 2011; González-Hidalgo et al., 2024; González-Hidalgo et al., 2011), potencialmente debido a un desplazamiento temporal de los máximos primaverales y otoñales, respectivamente por las condiciones cada vez más cálidas de la atmósfera y de las masas oceánicas.

Las tendencias de las precipitaciones extremas son variables para todo el territorio o periodo temporal, pero se ha observado un aumento de los eventos convectivos, dando lugar a un incremento de los eventos de alta precipitación, especialmente a finales de otoño, probablemente relacionado con un mar Mediterráneo más cálido (Meseguer-Ruiz et al., 2021; Miró et al., 2018; Muñoz et al., 2020). Por otro lado, el siglo XXI ha experimentado la mayor frecuencia de sequías severas de los últimos 150 años (Vicente-Serrano et al., 2023). Aunque las cantidades de precipitación se han situado en torno a los valores medios, el aumento de las temperaturas

ha impulsado una mayor demanda evaporativa atmosférica, lo que ha provocado sequías más prolongadas e intensas (Coll et al., 2017; Paniagua et al., 2019).

La PI muestra una fuerte relación entre el transporte de humedad desde sus fuentes de humedad dominantes (el Atlántico Norte tropical-subtropical, la propia PI (reciclaje) y la cuenca mediterránea occidental circundante) y los extremos hidrometeorológicos, como la precipitación extrema o la sequía meteorológica. Las precipitaciones extremas muestran una gran dependencia del aporte de humedad de estas fuentes, así como de la columna de agua o de la inestabilidad atmosférica. Las sequías meteorológicas se deben a un bajo aporte de humedad (Gimeno-Sotelo et al., 2024; Gimeno-Sotelo y Gimeno, 2023). El aporte de humedad atmosférica de las fuentes dominantes tiene un claro comportamiento estacional, dominando el aporte tropical-subtropical del Atlántico norte durante la estación fría y aumentando el aporte mediterráneo y de reciclaje durante la estación cálida (Gimeno et al., 2010). La notable disminución de las precipitaciones estivales recientes sobre la península ibérica puede atribuirse a la reducción de las contribuciones de humedad procedentes de la propia PI (26%) y del este del Atlántico norte (57%), según se extrae de la comparación entre los periodos anterior y posterior a 1997 (Liu et al., 2022).

En cuanto a la variabilidad del viento, se ha señalado que la velocidad del viento cerca de la superficie de la PI ha disminuido desde principios de la década de 1960 hasta 2010, dando lugar a un fenómeno denominado "*stilling*", a un ritmo anual de aproximadamente $-0,15 \text{ m}^*\text{s}^{-1}/\text{década}$ ($p < 0,05$). Este fenómeno ha estado seguido por un cese del *stilling* o un período de fortalecimiento débil y no significativo del viento. La estabilización pudo deberse a un aumento de la estabilidad térmica atmosférica y a un desplazamiento hacia el norte de la corriente en chorro. No se encontró otra causa para el cese del *stilling* que un cambio en la tendencia de la Oscilación del Mediterráneo Occidental (Azorín-Molina et al., 2014; Utrabo-Carazo et al., 2022).

Más allá de la PI merecen especial atención las islas Canarias y las islas Baleares debido a las particularidades de su ubicación y características geográficas y climáticas. Las Islas Canarias están experimentando temperaturas más elevadas especialmente en verano, lo que conlleva una mayor frecuencia de olas de calor (Dorta Antequera et al., 2018). Las tendencias de las precipitaciones no son homogéneas, pero se ha observado una disminución general de las cantidades totales (Dorta Antequera et al., 2018). Por otro lado, los registros de temperatura de Baleares mostraron que tanto las temperaturas mínimas como las máximas han aumentado por encima de $0,50 \text{ }^{\circ}\text{C}$ por década en el periodo 1976-2006 (Homar et al., 2010). También experimentaron una notable tendencia negativa en la precipitación anual de $1,63 \text{ mm}$ por año durante el periodo 1951-2006, aunque no fue estable a lo largo de todo el periodo (Homar et al., 2010).

Otros territorios que presentan condiciones climáticas especiales y vulnerabilidades específicas al cambio climático son los sistemas montañosos. 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, éstas están acelerando los 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.

Por otra parte, es importante señalar que debido a que un alto porcentaje de su población reside en zonas urbanas (aproximadamente el 81 %), España es especialmente sensible al efecto isla de calor urbano. En la última década, las ciudades españolas más pobladas han experimentado

récords de temperatura sin precedentes. Estos han sido impulsados por el cambio climático y, a su vez, intensificados por factores urbanos como el efecto ICU. Como resultado, existe una creciente concienciación sobre la importancia de diseñar entornos urbanos sostenibles y resilientes, teniendo en cuenta las condiciones climáticas locales (Cuadrat, et al., 2022; Heaviside et al., 2017; Hsu et al., 2021).

Por último, todavía hay margen de mejora en el análisis de la variabilidad pasada reciente de las variables atmosféricas en España. La sólida red de observación, centenaria en algunos casos para temperatura y precipitación, es útil para ciertos fines como promediar variables climáticas o extraer tendencias para regiones concretas. Sin embargo, existen varias zonas en el país, como montañas de gran altitud o áreas no pobladas relativamente remotas, sin información observacional y para las que los modelos no reproducen con precisión el comportamiento de algunas variables. Esto se debe a la ubicación irregular y a la inaccesibilidad de las estaciones meteorológicas, así como al uso de modelos polivalentes que no reflejan las condiciones locales de esas variables tan dispersas. La cobertura observacional no es homogénea en todas las escalas espaciales y temporales, lo que dificulta, por ejemplo, los análisis comparativos de tendencias. Recientemente, varias investigaciones han explorado e implementado la inclusión de diferentes fuentes de observaciones basadas en tecnologías de teledetección como la información por satélite, los datos basados en radares e incluso los UAV (vehículos aéreos no tripulados) para mejorar el conocimiento del comportamiento del clima desde escalas regionales a locales. Si bien esto podría ser válido para las últimas décadas, el problema crece a medida que retrocedemos en el tiempo el periodo de estudio y no se dispone de información. Antes de mediados del siglo XX, el reto de completar las observaciones en España suponía un mayor esfuerzo en la digitalización de documentos antiguos con información meteorológica y metadatos de gran valor. Todas estas nuevas fuentes de información pueden utilizarse para mejorar los conjuntos de datos reticulares ya existentes, que necesariamente deben actualizarse periódicamente y, preferiblemente, con mayor resolución espacial.

Referencias

- Acero, J.A., Arrizabalaga, J., Kupski, S., Katzschnher, L., 2013. Urban heat island in a coastal urban area in northern Spain. *Theor. Appl. Climatol.* 113, 137–154. <https://doi.org/10.1007/s00704-012-0774-z>
- AEMET, 2023. Olas de calor en España desde 1975, Área de Climatología y Aplicaciones Operativas. Agencia Española de Meteorología.
- AEMET, 2022. Avance climatológico de Canarias. Septiembre de 2022.
- Albalat, A., Trapero, L., Lemus, M., Pons, M., 2022. Indicadores para el análisis de la evolución del espesor del manto de nieve en las estaciones de esquí: el caso de Andorra. *Asociación Española de Climatología*.
- Algarra, I., Nieto, R., Ramos, A.M., Eiras-Barca, J., Trigo, R.M., Gimeno, L., 2020. Significant increase of global anomalous moisture uptake feeding landfalling Atmospheric Rivers. *Nat. Commun.* 11, 5082. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-18876-w>
- Allan, R., Brohan, P., Compo, G.P., Stone, R., Luterbacher, J., Brönnimann, S., 2011. The International Atmospheric Circulation Reconstructions over the Earth (ACRE) Initiative. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 92, 1421–1425. <https://doi.org/10.1175/2011BAMS3218.1>
- Alonso-Perez, S., Cuevas, E., Perez, C., Querol, X., Baldasano, J.M., Draxler, R., De Bustos, J.J., 2011. Trend changes of African airmass intrusions in the marine boundary layer over the subtropical Eastern North Atlantic region in winter: TREND CHANGES OF AFRICAN AIRMASS INTRUSIONS. *Tellus B* 63, 255–265. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2010.00524.x>
- Álvarez, I., Quesada-Ganuza, L., Briz, E., Garmendia, L., 2021. Urban Heat Islands and Thermal Comfort: A Case Study of Zorrotzaurre Island in Bilbao. *Sustainability* 13, 6106. <https://doi.org/10.3390/su13116106>
- Álvarez-Castro, M.C., Faranda, D., Yiou, P., 2018. Atmospheric Dynamics Leading to West European Summer Hot Temperatures Since 1851. *Complexity* 2018, 1–10. <https://doi.org/10.1155/2018/2494509>
- Álvarez-Martínez, J.M., Suárez-Seoane, S., Stoorvogel, J.J., De Luis Calabuig, E., 2014. Influence of land use and climate on recent forest expansion: a case study in the Eurosiberian-Mediterranean limit of north-west Spain. *J. Ecol.* 102, 905–919. <https://doi.org/10.1111/1365-2745.12257>
- Álvarez-Socorro, G., Fernández-Álvarez, J.C., Nieto, R., 2023. Moisture Source Analysis of Two Case Studies of Major Extreme Precipitation Events in Summer in the Iberian Peninsula. *Atmosphere* 14, 1213. <https://doi.org/10.3390/atmos14081213>
- Amador González, A., Marzol Jaén, M.V., 2021. La frecuencia e intensidad de las sequías en las vertientes meridionales de las islas Canarias (1970 – 2018). *Investig. Geográficas* 78. <https://doi.org/10.5354/0719-5370.2021.64047>
- Aram, F., Solgi, E., García, E.H., Mosavi, A., 2020. Urban heat resilience at the time of global warming: evaluating the impact of the urban parks on outdoor thermal comfort. *Environ. Sci. Eur.* 32, 117. <https://doi.org/10.1186/s12302-020-00393-8>

- Ayarzagüena, B., Barriopedro, D., Garrido-Pérez, J.M., Abalos, M., De La Cámara, A., García-Herrera, R., Calvo, N., Ordóñez, C., 2018. Stratospheric Connection to the Abrupt End of the 2016/2017 Iberian Drought. *Geophys. Res. Lett.* 45. <https://doi.org/10.1029/2018GL079802>
- Ayarzagüena, B., Serrano, E., 2009. Monthly Characterization of the Tropospheric Circulation over the Euro-Atlantic Area in Relation with the Timing of Stratospheric Final Warmings. *J. Clim.* 22, 6313–6324. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2913.1>
- Azorín-Molina, C., Asín, J., McVicar, T.R., Minola, L., López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Chen, D., 2018. Evaluating anemometer drift: A statistical approach to correct biases in wind speed measurement. *Atmospheric Res.* 203, 175–188. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.12.010>
- Azorín-Molina, C., Chen, D., Tijm, S., Baldi, M., 2011. A multi-year study of sea breezes in a Mediterranean coastal site: Alicante (Spain). *Int. J. Climatol.* 31, 468–486. <https://doi.org/10.1002/joc.2064>
- Azorín-Molina, C., Guijarro, J., McVicar, T.R., Vicente-Serrano, S.M., Chen, D., Jerez, S., Espirito-Santo, F., 2016. Trends of daily peak wind gusts in Spain and Portugal, 1961–2014. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 121, 1059–1078. <https://doi.org/10.1002/2015JD024485>
- Azorín-Molina, C., Vicente-Serrano, S.M., McVicar, T.R., Jerez, S., Sánchez-Lorenzo, A., López-Moreno, J.-I., Revuelto, J., Trigo, R.M., López-Bustins, J.A., Espirito-Santo, F., 2014. Homogenization and Assessment of Observed Near-Surface Wind Speed Trends over Spain and Portugal, 1961–2011*. *J. Clim.* 27, 3692–3712. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00652.1>
- Azorín-Molina, C., Vicente-Serrano, S.M., McVicar, T.R., Revuelto, J., Jerez, S., López-Moreno, J.-I., 2017. Assessing the impact of measurement time interval when calculating wind speed means and trends under the stilling phenomenon: IMPACT OF MEASUREMENT TIME INTERVAL ON WIND SPEED MEANS AND TRENDS. *Int. J. Climatol.* 37, 480–492. <https://doi.org/10.1002/joc.4720>
- Baldwin, M.P., Ayarzagüena, B., Birner, T., Butchart, N., Butler, A.H., Charlton-Pérez, A.J., Domeisen, D.I.V., Garfinkel, C.I., Garny, H., Gerber, E.P., Hegglin, M.I., Langematz, U., Pedatella, N.M., 2021. Sudden Stratospheric Warmings. *Rev. Geophys.* 59, e2020RG000708. <https://doi.org/10.1029/2020RG000708>
- Banks, R.F., Tiana-Alsina, J., Rocadenbosch, F., Baldasano, J.M., 2015. Performance Evaluation of the Boundary-Layer Height from Lidar and the Weather Research and Forecasting Model at an Urban Coastal Site in the North-East Iberian Peninsula. *Bound.-Layer Meteorol.* 157, 265–292. <https://doi.org/10.1007/s10546-015-0056-2>
- Barquín Ortiz, J., Álvarez-Martínez, J.M., Jiménez-Alfaro, B., García, Daniel, García, David, Serrano, E., González-Díez, A., Tejón, S., De Luis Calabuig, E., Taboada, Á., Purroy, F.J., Del Jesús, M., Naves, J., Fernández-Gil, A., Serdio, Á., Lucio, A., Suárez, R., Araujo, J., 2018. The Integration of knowledge about the Cantabrian Cordillera: towards an inter-regional observatory of global change. *Ecosistemas* 27, 96–104. <https://doi.org/10.7818/ECOS.1422>
- Barrao, S., Serrano-Notivol, R., Cuadrat, J.M., Tejedor, E., Saz Sánchez, M.A., 2022. Characterization of the UHI in Zaragoza (Spain) using a quality-controlled hourly sensor-based urban climate network. *Urban Clim.* 44, 101207. <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2022.101207>
- Barrientos, N., R. Vaquer-Sunyer, A. Jansà, 2022. Temperatura del aire sobre el mar (Informe Mar Balear 2024).

- Barriopedro, D., Fischer, E.M., Luterbacher, J., Trigo, R.M., García-Herrera, R., 2011. The Hot Summer of 2010: Redrawing the Temperature Record Map of Europe. *Science* 332, 220–224. <https://doi.org/10.1126/science.1201224>
- Barriopedro, D., Gallego, D., Álvarez-Castro, M.C., García-Herrera, R., Wheeler, D., Peña-Ortiz, C., Barbosa, S.M., 2014. Witnessing North Atlantic westerlies variability from ships' logbooks (1685–2008). *Clim. Dyn.* 43, 939–955. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1957-8>
- Barriopedro, D., García-Herrera, R., Ordóñez, C., Miralles, D.G., Salcedo-Sanz, S., 2023. Heat Waves: Physical Understanding and Scientific Challenges. *Rev. Geophys.* 61, e2022RG000780. <https://doi.org/10.1029/2022RG000780>
- Batibeniz, F., Ashfaq, M., Önal, B., Turuncoglu, U.U., Mehmood, S., Evans, K.J., 2020. Identification of major moisture sources across the Mediterranean Basin. *Clim. Dyn.* 54, 4109–4127. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05224-3>
- Beato Bergua, S., Poblete Piedrabuena, M.Á., Marino Alfonso, J.L., 2019. Snow avalanches, land use changes, and atmospheric warming in landscape dynamics of the Atlantic mid-mountains (Cantabrian Range, NW Spain). *Appl. Geogr.* 107, 38–50. <https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2019.04.007>
- Bedoya-Valestt, S., Azorín-Molina, C., Gimeno, L., Guijarro, J.A., Sánchez-Morcillo, V.J., Aguilar, E., Brunet, M., 2023. Opposite trends of sea-breeze speeds and gusts in Eastern Spain, 1961–2019. *Clim. Dyn.* 60, 2847–2869. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06473-0>
- Beguiría, S., Peña-Angulo, D., Trullenque-Blanco, V., González-Hidalgo, C., 2023. MOPREDAScentury: a long-term monthly precipitation grid for the Spanish mainland. *Earth Syst. Sci. Data* 15, 2547–2575. <https://doi.org/10.5194/essd-15-2547-2023>
- Bennouna, Y.S., Torres, B., Cachorro, V.E., Ortiz De Galisteo, J.P., Toledano, C., 2013. The evaluation of the integrated water vapour annual cycle over the Iberian Peninsula from EOS-MODIS against different ground-based techniques. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 139, 1935–1956. <https://doi.org/10.1002/qj.2080>
- Berghuijs, W.R., Woods, R.A., Hrachowitz, M., 2014. A precipitation shift from snow towards rain leads to a decrease in streamflow. *Nat. Clim. Change* 4, 583–586. <https://doi.org/10.1038/nclimate2246>
- Bladé, I., Castro-Díez, Y., Gutiérrez, J.M., Herrera, S., López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., 2010. Tendencias atmosféricas en la Península Ibérica en período instrumental en el contexto de la variabilidad natural I DIGITAL.CSIC [WWW Document]. URL <https://digital.csic.es/handle/10261/46752> (accessed 3.8.24).
- Bonsoms, J., López-Moreno, J.I., Alonso-González, E., 2023. Snow sensitivity to temperature and precipitation change during compound cold-hot and wet-dry seasons in the Pyrenees. *The Cryosphere* 17, 1307–1326. <https://doi.org/10.5194/tc-17-1307-2023>
- Brönnimann, S., 2007. Impact of El Niño–Southern Oscillation on European climate. *Rev. Geophys.* 45, 2006RG000199. <https://doi.org/10.1029/2006RG000199>
- Brunet, M., Jones, P.D., Sigro, J., Saladie, O., Aguilar, E., Moberg, A., Della-Marta, P.M., Lister, D., Walthier, A., López, D., 2007. Temporal and spatial temperature variability and change over Spain during 1850–2005. *J. Geophys. Res.-Atmospheres* 112.

- Buisan, S.T., Saz, M.A., López-Moreno, J.I., 2015. Spatial and temporal variability of winter snow and precipitation days in the western and central Spanish Pyrenees. *Int. J. Climatol.* 35, 259–274. <https://doi.org/10.1002/joc.3978>
- Buisán, S.T., Serrano-Notivol, R., Kochendorfer, J., Bello-Millán, F.J., 2022. Adjustment of Solid Precipitation during the Filomena Extreme Snowfall Event in Spain: From Observations to “True Precipitation.” *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 103, E2570–E2578. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-22-0012.1>
- Buzzi, A., Tibaldi, S., 1978. Cyclogenesis in the lee of the Alps: A case study. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 104, 271–287. <https://doi.org/10.1002/qj.49710444004>
- Cai, W., Santoso, A., Collins, M., Dewitte, B., Karamperidou, C., Kug, J.-S., Lengaigne, M., McPhaden, M.J., Stuecker, M.F., Taschetto, A.S., Timmermann, A., Wu, L., Yeh, S.-W., Wang, G., Ng, B., Jia, F., Yang, Y., Ying, J., Zheng, X.-T., Bayr, T., Brown, J.R., Capotondi, A., Cobb, K.M., Gan, B., Geng, T., Ham, Y.-G., Jin, F.-F., Jo, H.-S., Li, X., Lin, X., McGregor, S., Park, J.-H., Stein, K., Yang, K., Zhang, L., Zhong, W., 2021. Changing El Niño–Southern Oscillation in a warming climate. *Nat. Rev. Earth Environ.* 2, 628–644. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00199-z>
- Caloiero, T., Caloiero, P., Frustaci, F., 2018. Long-term precipitation trend analysis in Europe and in the Mediterranean basin. *Water Environ. J.* 32, 433–445. <https://doi.org/10.1111/wej.12346>
- Camuffo, D., Bertolin, C., Diodato, N., Cocheo, C., Barriendos, M., Domínguez-Castro, F., Garnier, E., Alcoforado, M.J., Nunes, M.F., 2013. Western Mediterranean precipitation over the last 300 years from instrumental observations. *Clim. Change* 117, 85–101. <https://doi.org/10.1007/s10584-012-0539-9>
- Capa-Morocho, M., Rodríguez-Fonseca, B., Ruíz-Ramos, M., 2016. Sea surface temperature impacts on winter cropping systems in the Iberian Peninsula. *Agric. For. Meteorol.* 226–227, 213–228. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2016.06.007>
- Capa-Morocho, M., Rodríguez-Fonseca, B., Ruíz-Ramos, M., 2014. Crop yield as a bioclimatic index of El Niño impact in Europe: Crop forecast implications. *Agric. For. Meteorol.* 198–199, 42–52. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2014.07.012>
- Carmona, R., Díaz, J., Mirón, I.J., Ortiz, C., Luna, M.Y., Linares, C., 2016. Mortality attributable to extreme temperatures in Spain: A comparative analysis by city. *Environ. Int.* 91, 22–28. <https://doi.org/10.1016/j.envint.2016.02.018>
- Carreno-Madinabeitia, S., Ibarra-Berastegi, G., Sáenz, J., Ulazia, A., 2021. Long-term changes in offshore wind power density and wind turbine capacity factor in the Iberian Peninsula (1900–2010). *Energy* 226, 120364. <https://doi.org/10.1016/j.energy.2021.120364>
- Carrillo, J., Hernández-Barrera, S., Expósito, F.J., Díaz, J.P., González, A., Pérez, J.C., 2023. The uneven impact of climate change on drought with elevation in the Canary Islands. *Npj Clim. Atmospheric Sci.* 6, 31. <https://doi.org/10.1038/s41612-023-00358-7>
- Casanueva, A., Rodríguez-Puebla, C., Frías, M.D., González-Reviriego, N., 2014. Variability of extreme precipitation over Europe and its relationships with teleconnection patterns. *Hydrol Earth Syst Sci* 18, 709–725. <https://doi.org/10.5194/hess-18-709-2014>
- Casassa, G., Haeberli, W., Jones, G., Kaser, G., Ribstein, P., Rivera, A., Schneider, C., 2007. Current status of Andean glaciers. *Glob. Planet. Change* 59, 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.11.013>

- Cassou, C., Kushnir, Y., Hawkins, E., Pirani, A., Kucharski, F., Kang, I.-S., Caltabiano, N., 2018. Decadal Climate Variability and Predictability: Challenges and Opportunities. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 99, 479–490. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0286.1>
- Cassou, C., Terray, L., Phillips, A.S., 2005. Tropical Atlantic Influence on European Heat Waves. *J. Clim.* 18, 2805–2811. <https://doi.org/10.1175/JCLI3506.1>
- Castillo, A., Del-Valle, M., Rubio-Campos, J. C., Fernández-Rubio, R., 1996. Síntesis hidrológica del macizo de Sierra Nevada (Granada y Almería). Presented at the 1ª Conferencia Internacional Sierra Nevada: Conservación y Desarrollo Sostenible, pp. 389–417.
- Castillo-Mateo, J., Cebrián, A.C., Asín, J., 2023. Statistical analysis of extreme and record-breaking daily maximum temperatures in peninsular Spain during 1960–2021. *Atmospheric Res.* 293, 106934. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2023.106934>
- Castro-Díez, Y., Pozo-Vázquez, D., Rodrigo, F.S., Esteban-Parra, M.J., 2002. NAO and winter temperature variability in southern Europe. *Geophys. Res. Lett.* 29. <https://doi.org/10.1029/2001GL014042>
- Cebrián, A.C., Asín, J., Gelfand, A.E., Schliep, E.M., Castillo-Mateo, J., Beamonte, M.A., Abaurrea, J., 2022. Spatio-temporal analysis of the extent of an extreme heat event. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* 36, 2737–2751. <https://doi.org/10.1007/s00477-021-02157-z>
- Chen, B., Zhang, L., Wang, C., 2024. Distinct Impacts of the Central and Eastern Atlantic Niño on the European Climate. *Geophys. Res. Lett.* 51, e2023GL107012. <https://doi.org/10.1029/2023GL107012>
- Chen, C., Cane, M.A., Wittenberg, A.T., Chen, D., 2017. ENSO in the CMIP5 Simulations: Life Cycles, Diversity, and Responses to Climate Change. *J. Clim.* 30, 775–801. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0901.1>
- Chen, J., Chen, F., Feng, S., Huang, W., Liu, J., Zhou, A., 2015. Hydroclimatic changes in China and surroundings during the Medieval Climate Anomaly and Little Ice Age: spatial patterns and possible mechanisms. *Quat. Sci. Rev.* 107, 98–111. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.10.012>
- Choi, J., An, S.-I., Kug, J.-S., Yeh, S.-W., 2011. The role of mean state on changes in El Niño's flavor. *Clim. Dyn.* 37, 1205–1215. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0912-1>
- Ciric, D., Nieto, R., Losada, L., Drumond, A., Gimeno, L., 2018. The Mediterranean Moisture Contribution to Climatological and Extreme Monthly Continental Precipitation. *Water* 10, 519. <https://doi.org/10.3390/w10040519>
- Coll, J.R., Aguilar, E., Ashcroft, L., 2017. Drought variability and change across the Iberian Peninsula. *Theor. Appl. Climatol.* 130, 901–916. <https://doi.org/10.1007/s00704-016-1926-3>
- Comas-Bru, L., McDermott, F., 2014. Impacts of the EA and SCA patterns on the European twentieth century NAO–winter climate relationship. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 140, 354–363. <https://doi.org/10.1002/qj.2158>
- Compo, G.P., Whitaker, J.S., Sardeshmukh, P.D., Matsui, N., Allan, R.J., Yin, X., Gleason, B.E., Vose, R.S., Rutledge, G., Bessemoulin, P., Brönnimann, S., Brunet, M., Crouthamel, R.I., Grant, A.N., Groisman, P.Y., Jones, P.D., Kruk, M.C., Kruger, A.C., Marshall, G.J., Maugeri, M., Mok, H.Y., Nordli, Ø., Ross, T.F., Trigo, R.M., Wang, X.L., Woodruff, S.D., Worley, S.J., 2011. The Twentieth Century Reanalysis Project. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137, 1–28. <https://doi.org/10.1002/qj.776>

- Consorcio de Compensación de Seguros, 2022. Informe Anual 2022, Catálogo de Publicaciones de la Administración General del Estado (<http://publicacionesoficiales.boe.es>).
- Corell, D., Estrela, M.J., Valiente, J.A., 2021. Chemical characterization in coastal fog and rain at Mount Monduver fog-collection station, Mediterranean Iberian Peninsula. *Atmospheric Res.* 258, 105636. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2021.105636>
- Corell, D., Estrela, M.J., Valiente, J.A., Azorín-Molina, C., Chen, D., 2020. Influences of synoptic situation and teleconnections on fog-water collection in the Mediterranean Iberian Peninsula, 2003–2012. *Int. J. Climatol.* 40, 3297–3317. <https://doi.org/10.1002/joc.6398>
- Comes, R.C., Van Der Schrier, G., Van Den Besselaar, E.J.M., Jones, P.D., 2018. An Ensemble Version of the E-OBS Temperature and Precipitation Data Sets. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 123, 9391–9409. <https://doi.org/10.1029/2017JD028200>
- Cortesi, N., Torralba, V., González-Reviriego, N., Soret, A., Doblas-Reyes, F.J., 2019. Characterization of European wind speed variability using weather regimes. *Clim. Dyn.* 53, 4961–4976. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04839-5>
- Cortesi, N., Torralba, V., Lledó, L., Manrique-Suñén, A., González-Reviriego, N., Soret, A., Doblas-Reyes, F.J., 2021. Yearly evolution of Euro-Atlantic weather regimes and of their sub-seasonal predictability. *Clim. Dyn.* 56, 3933–3964. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05679-y>
- Corti, S., Molteni, F., Palmer, T.N., 1999. Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes. *Nature* 398, 799–802. <https://doi.org/10.1038/19745>
- Coumou, D., Di Capua, G., Vavrus, S., Wang, L., Wang, S., 2018. The influence of Arctic amplification on mid-latitude summer circulation. *Nat. Commun.* 9, 2959. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05256-8>
- Cropper, T., 2013. The weather and climate of Macaronesia: past, present and future. *Weather* 68, 300–307. <https://doi.org/10.1002/wea.2155>
- Cropper, T.E., Hanna, E., 2014. An analysis of the climate of Macaronesia, 1865–2012. *Int. J. Climatol.* 34, 604–622.
- Cuadrat, J. M., Serrano-Notivol, R., Barro, S., Saz, M. Á., and Tejedor, E., 2022. Variabilidad temporal de la isla de calor urbana de la ciudad de Zaragoza (España). *Cuad. Investig. Geográfica* 48, 97–110.
- Cuadrat, J.M., Serrano-Notivol, R., Prohom, M., Cunillera, J., Tejedor, E., Saz, M.Á., De Luis, M., Lladrés-Brustenga, A., Soubeyroux, J.-M., 2024. Climate of the Pyrenees: Extremes indices and long-term trends. *Sci. Total Environ.* 933, 173052. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2024.173052>
- De Luis, M., Brunetti, M., González-Hidalgo, J.C., Longares, L.A., Martín-Vide, J., 2010. Changes in seasonal precipitation in the Iberian Peninsula during 1946–2005. *Glob. Planet. Change* 74, 27–33. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.06.006>
- De Luque, A. & Martín-Esquivel, J.L., 2011. Cualificación y homogeneización de las series climáticas mensuales de precipitación de Canarias. Estimación de Tendencias de la Precipitación. Memoria explicativa de resultados. Agencia Canaria de Desarrollo Sostenible y Cambio Climático, Gobierno de Canarias.

- Deaux, N., Soubayroux, J. M., Cuadrat, J. M., Cunillera, J., Esteban, P., Prohom, M., Serrano-Notivoli, R., 2014. Homogénéisation transfrontalière des températures sur le massif des Pyrénées. Presented at the XXVII Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Dijon, France, pp. 344–350.
- de Castro, M., Costoya, X., Salvador, S., Carvalho, D., Gómez-Gesteira, M., Sanz-Larruga, F.J., Gimeno, L., 2019. An overview of offshore wind energy resources in Europe under present and future climate. *Ann. N. Y. Acad. Sci.* 1436, 70–97. <https://doi.org/10.1111/nyas.13924>
- del Río González, S, 2005. El cambio climático y su influencia en la vegetación de Castilla y León (España), *Itinera Geobotanica*.
- del Río, S., Herrero, L., Pinto-Gomes, C., Penas, A., 2011. Spatial analysis of mean temperature trends in Spain over the period 1961–2006. *Glob. Planet. Change* 78, 65–75.
- Díaz, H.F., Giambelluca, T.W., Eischeid, J.K., 2011. Changes in the vertical profiles of mean temperature and humidity in the Hawaiian Islands. *Glob. Planet. Change* 77, 21–25. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.02.007>
- Díaz-Poso, A., Lorenzo, N., Martí, A., Royé, D., 2023a. Cold wave intensity on the Iberian Peninsula: Future climate projections. *Atmospheric Res.* 295, 107011. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2023.107011>
- Díaz-Poso, A., Lorenzo, N., Royé, D., 2023b. Spatio-temporal evolution of heat waves severity and expansion across the Iberian Peninsula and Balearic islands. *Environ. Res.* 217, 114864. <https://doi.org/10.1016/j.envres.2022.114864>
- Díaz-Poso, A., Royé, D., Martínez-Ibarra, E., 2023c. Turismo y Cambio Climático: Aplicación del Holiday Climate Index (HCI:Urban) en España en los meses de verano para mediados y finales de siglo. *Investig. Tur.* 274–296. <https://doi.org/10.14198/INTURI.23493>
- Domínguez-Castro, F., Vicente-Serrano, S.M., Tomás-Burguera, M., Peña-Gallardo, M., Beguería, S., El Kenawy, A., Luna, Y., Morata, A., 2019. High spatial resolution climatology of drought events for Spain: 1961–2014. *Int. J. Climatol.* 39, 5046–5062. <https://doi.org/10.1002/joc.6126>
- Dong, B., Dai, A., 2015. The influence of the Interdecadal Pacific Oscillation on Temperature and Precipitation over the Globe. *Clim. Dyn.* 45, 2667–2681. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2500-x>
- Dong, B., Sutton, R.T., Woollings, T., Hodges, K., 2013. Variability of the North Atlantic summer storm track: mechanisms and impacts on European climate. *Environ. Res. Lett.* 8, 034037. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/3/034037>
- Dong, L., Zhou, T., Chen, X., 2014. Changes of Pacific decadal variability in the twentieth century driven by internal variability, greenhouse gases, and aerosols. *Geophys. Res. Lett.* 41, 8570–8577. <https://doi.org/10.1002/2014GL062269>
- Dorta Antequera, P., Domínguez Hernández, A., Díaz Pacheco, J., López Díez, A., Martín Raya, N., 2023. Tropical disturbances in the southeastern North Atlantic. State of the art and future prospects. *Investig. Geográficas* 33. <https://doi.org/10.14198/INGEO.22559>
- Dorta Antequera, P., López Díez, A., Díaz Pacheco, J.S., 2018. El calentamiento global en el Atlántico Norte Suroriental. El caso de Canarias. Estado de la cuestión y perspectivas de futuro. *Cuad. Geográficos* 57, 27–52. <https://doi.org/10.30827/cuadgeo.v57i2.5934>

- Drouard, M., Cassou, C., 2019. A Modeling- and Process-Oriented Study to Investigate the Projected Change of ENSO-Forced Wintertime Teleconnectivity in a Warmer World. *J. Clim.* 32, 8047–8068. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0803.1>
- Düneloh, A., Jacobeit, J., 2003. Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability 1948–98. *Int. J. Climatol.* 23, 1843–1866. <https://doi.org/10.1002/joc.973>
- Durán L., González-Florez & Rodríguez-Fonseca B., 2023. Climate Variability, Teleconnections and Climate Change in a Mountainous Region of Central Spain (Sierra de Guadarrama). Presented at the CLIVAR 2023: TOWARDS AN INTEGRATED VIEW OF CLIMATE, Madrid.
- Durán, L., Sánchez, E., Yagüe, C., 2013. Climatology of precipitation over the Iberian Central System mountain range. *Int. J. Climatol.* 33, 2260–2273.
- Earman, S., Dettinger, M., 2011. Potential impacts of climate change on groundwater resources – a global review. *J. Water Clim. Change* 2, 213–229. <https://doi.org/10.2166/wcc.2011.034>
- Eiras-Barca, J., Domínguez, F., Hu, H., Garaboa-Paz, D., Míguez-Macho, G., 2017. Evaluation of the moisture sources in two extreme landfalling atmospheric river events using an Eulerian WRF tracers tool. *Earth Syst. Dyn.* 8, 1247–1261. <https://doi.org/10.5194/esd-8-1247-2017>
- El Kenawy, A., López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., 2013. Summer temperature extremes in northeastern Spain: spatial regionalization and links to atmospheric circulation (1960–2006). *Theor. Appl. Climatol.* 113, 387–405. <https://doi.org/10.1007/s00704-012-0797-5>
- Eltahir, E.A.B., Bras, R.L., 1996. Precipitation recycling. *Rev. Geophys.* 34, 367–378. <https://doi.org/10.1029/96RG01927>
- Engström, J.E., Wern, L., Hellström, S., Kjellström, E., Zhou, C., Chen, D., Azorín-Molina, C., 2023. Data rescue of historical wind observations in Sweden since the 1920s. *Earth Syst. Sci. Data* 15, 2259–2277. <https://doi.org/10.5194/essd-15-2259-2023>
- Espejo F, Ferraz J, Palomo M., 2008. Tendencias recientes en las series de temperatura del Pirineo Central y Occidental (No. 6). *Asociación Española de Climatología*.
- Espín-Sánchez, D., Olcina-Cantos, J., Conesa-García, C., 2023. Temporal Changes in Tourists' Climate-Based Comfort in the Southeastern Coastal Region of Spain. *Climate* 11, 230. <https://doi.org/10.3390/cli11110230>
- Esteban-Parra, M.J., García-Valdecasas Ojeda, M., Peinó-Calero, E., Romero-Jiménez, E., Yeste, P., Rosa-Cánovas, J.J., Rodríguez-Brito, A., Gámiz-Fortis, S.R., Castro-Díez, Y., 2022. Climate Variability and Trends, in: Zamora, R., Oliva, M. (Eds.), *The Landscape of the Sierra Nevada*. Springer International Publishing, Cham, pp. 129–148. https://doi.org/10.1007/978-3-030-94219-9_9
- Estrela, M.J., Corell, D., Valiente, J.A., Azorín-Molina, C., Chen, D., 2019. Spatio-temporal variability of fog-water collection in the eastern Iberian Peninsula: 2003–2012. *Atmospheric Res.* 226, 87–101. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2019.04.016>
- Faranda, D., Messori, G., Yiou, P., 2017. Dynamical proxies of North Atlantic predictability and extremes. *Sci. Rep.* 7, 41278. <https://doi.org/10.1038/srep41278>
- Fedorov, A.V., Philander, S.G., 2000. Is El Niño Changing? *Science* 288, 1997–2002. <https://doi.org/10.1126/science.288.5473.1997>

- Fernández-Álvarez, J.C., Vázquez, M., Pérez-Alarcón, A., Nieto, R., Gimeno, L., 2023. Comparison of Moisture Sources and Sinks Estimated with Different Versions of FLEXPART and FLEXPART-WRF Models Forced with ECMWF Reanalysis Data. *J. Hydrometeorol.* 24, 221–239. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-22-0018.1>
- Ferreira, R.N., 2021. Cut-Off Lows and Extreme Precipitation in Eastern Spain: Current and Future Climate. *Atmosphere* 12, 835. <https://doi.org/10.3390/atmos12070835>
- Ferreiro Lera, G.B., Álvarez Santacoloma, A., González Pérez, A., Penas Merino, Á., Río González, S. del, 2022. Presente y futuro de la sequía en la Península Ibérica: un análisis comparado. *Asociación Española de Climatología*.
- Flaounas, E., Davolio, S., Raveh-Rubin, S., Pantillon, F., Miglietta, M.M., Gaertner, M.A., Hatzaki, M., Homar, V., Khodayar, S., Korres, G., Kotroni, V., Kushta, J., Reale, M., Ricard, D., 2022. Mediterranean cyclones: current knowledge and open questions on dynamics, prediction, climatology and impacts. *Weather Clim. Dyn.* 3, 173–208. <https://doi.org/10.5194/wcd-3-173-2022>
- Freeman, E., Kent, E.C., Brohan, P., Cram, T., Gates, L., Huang, B., Liu, C., Smith, S.R., Worley, S.J., Zhang, H.-M., 2019. The International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set – Meeting Users Needs and Future Priorities. *Front. Mar. Sci.* 6, 435. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00435>
- Frei, C., Schär, C., 1998. A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *Int. J. Climatol.* 18, 873–900. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(19980630\)18:8<873::AID-JOC255>3.0.CO;2-9](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(19980630)18:8<873::AID-JOC255>3.0.CO;2-9)
- Gallego, D., García-Herrera, R., Gómez-Delgado, F.D.P., Ordoñez-Perez, P., Ribera, P., 2019. Tracking the moisture transport from the Pacific towards Central and northern South America since the late 19th century. *Earth Syst. Dyn.* 10, 319–331. <https://doi.org/10.5194/esd-10-319-2019>
- Gallego, D., García-Herrera, R., Mohino, E., Losada, T., Rodríguez-Fonseca, B., 2022. Secular Variability of the Upwelling at the Canaries Latitude: An Instrumental Approach. *J. Geophys. Res. Oceans* 127, e2021JC018039. <https://doi.org/10.1029/2021JC018039>
- Gallinar Cañedo, D., Ruiz-Fernández, J., García-Hernández, C., 2022. La nieve en el Macizo de las Ubiñas (Montañas Cantábricas) y sus implicaciones geomorfológicas. *Bol. Asoc. Geógrafos Esp.* <https://doi.org/10.21138/bage.3224>
- Gandini, A., Quesada, L., Prieto, I., Garmendia, L., 2021. Climate change risk assessment: A holistic multi-stakeholder methodology for the sustainable development of cities. *Sustain. Cities Soc.* 65, 102641. <https://doi.org/10.1016/j.scs.2020.102641>
- García, M.G., Cañadas, E.S., Blasco, J.J.S., Trueba, J.J.G., 2017. Surface dynamic of a protalus lobe in the temperate high mountain. Western Maladeta, Pyrenees. *CATENA* 149, 689–700. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.08.011>
- García, R.D., García, O.E., Cuevas, E., Cachorro, V.E., Barreto, A., Guirado-Fuentes, C., Kouremeti, N., Bustos, J.J., Romero-Campos, P.M., De Frutos, A.M., 2016. Aerosol optical depth retrievals at the Izaña Atmospheric Observatory from 1941 to 2013 by using artificial neural networks. *Atmospheric Meas. Tech.* 9, 53–62. <https://doi.org/10.5194/amt-9-53-2016>
- García-Barrón, L., Aguilar-Alba, M., Morales, J., Sousa, A., 2018. Intra-annual rainfall variability in the Spanish hydrographic basins. *Int. J. Climatol.* 38, 2215–2229. <https://doi.org/10.1002/joc.5328>

- García-Burgos, M., Gómara, I., Rodríguez-Fonseca, B., González-Alemán, J.J., Zurita-Gotor, P., Ayarzagüena, B., 2023. Abrupt and persistent atmospheric circulation changes in the North Atlantic under La Niña conditions. *Weather Clim. Extrem.* 42, 100609. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2023.100609>
- García-Hernández, C., Ruiz-Fernández, J., Sánchez-Posada, C., Pereira, S., Oliva, M., Vieira, G., 2017. Reforestation and land use change as drivers for a decrease of avalanche damage in mid-latitude mountains (NW Spain). *Glob. Planet. Change* 153, 35–50. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.05.001>
- García-Herrera, R., Díaz, J., Trigo, R.M., Luterbacher, J., Fischer, E.M., 2010. A Review of the European Summer Heat Wave of 2003. *Crit. Rev. Environ. Sci. Technol.* 40, 267–306. <https://doi.org/10.1080/10643380802238137>
- García-Herrera, R., Gallego, D., Hernández, E., Gimeno, L., Ribera, P., Calvo, N., 2003. Precipitation trends in the Canary Islands. *Int. J. Climatol.* 23, 235–241.
- García-Herrera, R., Können, G.P., Wheeler, D.A., Prieto, M.R., Jones, P.D., Koek, F.B., 2005. CLIWOC: A Climatological Database for the World's Oceans 1750–1854. *Clim. Change* 73, 1–12. <https://doi.org/10.1007/s10584-005-6952-6>
- García-Llamas, P., Geijzendorffer, I.R., García-Nieto, A.P., Calvo, L., Suárez-Seoane, S., Cramer, W., 2019. Impact of land cover change on ecosystem service supply in mountain systems: a case study in the Cantabrian Mountains (NW of Spain). *Reg. Environ. Change* 19, 529–542. <https://doi.org/10.1007/s10113-018-1419-2>
- García-Martín, A., Paniagua, L.L., Moral, F.J., Rebollo, F.J., Rozas, M.A., 2021. Spatiotemporal Analysis of the Frost Regime in the Iberian Peninsula in the Context of Climate Change (1975–2018). *Sustainability* 13, 8491. <https://doi.org/10.3390/su13158491>
- García-Romero, L., Carreira-Galbán, T., Rodríguez-Báez, J.Á., Máyer-Suárez, P., Hernández-Calvento, L., Yánes-Luque, A., 2023. Mapping Environmental Impacts on Coastal Tourist Areas of Oceanic Islands (Gran Canaria, Canary Islands): A Current and Future Scenarios Assessment. *Remote Sens.* 15, 1586. <https://doi.org/10.3390/rs15061586>
- García-Serrano, J., Losada, T., Rodríguez-Fonseca, B., Polo, I., 2008. Tropical Atlantic Variability Modes (1979–2002). Part II: Time-Evolving Atmospheric Circulation Related to SST-Forced Tropical Convection. *J. Clim.* 21, 6476–6497. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2191.1>
- García-Serrano, J., Rodríguez-Fonseca, B., Bladé, I., Zurita-Gotor, P., De La Cámara, A., 2011. Rotational atmospheric circulation during North Atlantic-European winter: the influence of ENSO. *Clim. Dyn.* 37, 1727–1743. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0968-y>
- Gimeno, L., Nieto, R., Trigo, R.M., 2007. Decay of the Northern Hemisphere stratospheric polar vortex and the occurrence of cut-off low systems: An exploratory study. *Meteorol. Atmospheric Phys.* 96, 21–28. <https://doi.org/10.1007/s00703-006-0218-3>
- Gimeno, L., Nieto, R., Trigo, R.M., Vicente-Serrano, S.M., López-Moreno, J.I., 2010. Where Does the Iberian Peninsula Moisture Come From? An Answer Based on a Lagrangian Approach. *J. Hydrometeorol.* 11, 421–436. <https://doi.org/10.1175/2009JHM1182.1>
- Gimeno, L., Stohl, A., Trigo, R.M., Domínguez, F., Yoshimura, K., Yu, L., Drumond, A., Durán-Quesada, A.M., Nieto, R., 2012. Oceanic and terrestrial sources of continental precipitation. *Rev. Geophys.* 50, 2012RG000389. <https://doi.org/10.1029/2012RG000389>

- Gimeno, L., Vázquez, M., Eiras-Barca, J., Sorí, R., Stojanovic, M., Algarra, I., Nieto, R., Ramos, A.M., Durán-Quesada, A.M., Domínguez, F., 2020. Recent progress on the sources of continental precipitation as revealed by moisture transport analysis. *Earth-Sci. Rev.* 201, 103070. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103070>
- Gimeno, L., Vázquez, M., Nieto, R., Trigo, R.M., 2015. Atmospheric moisture transport: the bridge between ocean evaporation and Arctic ice melting. *Earth Syst. Dyn.* 6, 583–589. <https://doi.org/10.5194/esd-6-583-2015>
- Gimeno-Sotelo, L., Bevacqua, E., Gimeno, L., 2023. Combinations of drivers that most favor the occurrence of daily precipitation extremes. *Atmospheric Res.* 294, 106959. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2023.106959>
- Gimeno-Sotelo, L., Gimeno, L., 2023. Where does the link between atmospheric moisture transport and extreme precipitation matter? *Weather Clim. Extrem.* 39, 100536. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2022.100536>
- Gimeno-Sotelo, L., Sorí, R., Nieto, R., Vicente-Serrano, S.M., Gimeno, L., 2024. Unravelling the origin of the atmospheric moisture deficit that leads to droughts. *Nat. Water.* <https://doi.org/10.1038/s44221-023-00192-4>
- Giorgi, F., Raffaele, F., Coppola, E., 2019. The response of precipitation characteristics to global warming from climate projections. *Earth Syst. Dyn.* 10, 73–89. <https://doi.org/10.5194/esd-10-73-2019>
- Gómara, I., Bellocchi, G., Martin, R., Rodríguez-Fonseca, B., Ruiz-Ramos, M., 2020. Influence of climate variability on the potential forage production of a mown permanent grassland in the French Massif Central. *Agric. For. Meteorol.* 280, 107768. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2019.107768>
- Gómara, I., Rodríguez-Fonseca, B., Zurita-Gotor, P., Pinto, J.G., 2014. On the relation between explosive cyclones affecting Europe and the North Atlantic Oscillation: Gomara et al.: Cyclones affecting Europe and the NAO. *Geophys. Res. Lett.* 41, 2182–2190. <https://doi.org/10.1002/2014GL059647>
- Gómara, I., Rodríguez-Fonseca, B., Zurita-Gotor, P., Ulbrich, S., Pinto, J.G., 2016. Abrupt transitions in the NAO control of explosive North Atlantic cyclone development. *Clim. Dyn.* 47, 3091–3111. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3015-9>
- Gómez Lende, M., 2016. Cuevas heladas en el Parque Nacional Picos de Europa fronteras subterráneas del hielo en el Macizo Central. Organismo Autónomo Parques Nacionales, Madrid.
- Gómez-Delgado, F.D.P., Gallego, D., Peña-Ortiz, C., Vega, I., Ribera, P., García-Herrera, R., 2019. Long term variability of the northerly winds over the Eastern Mediterranean as seen from historical wind observations. *Glob. Planet. Change* 172, 355–364. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.10.008>
- Gómez-Hernández, M., Drumond, A., Gimeno, L., García-Herrera, R., 2013. Variability of moisture sources in the Mediterranean region during the period 1980-2000: Variability of Mediterranean Moisture Sources. *Water Resour. Res.* 49, 6781–6794. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20538>
- Gómez-Lende, M., Serrano Cañadas, E., 2021. Cave mountain permafrost environments in Picos de Europa and their implications. *Cuaternario Geomorfol.* 35, 55–76. <https://doi.org/10.17735/cyg.v35i3-4.89377>

- Gonçalves, A., Liberato, M.L.R., Nieto, R., 2021. Wind Energy Assessment during High-Impact Winter Storms in Southwestern Europe. *Atmosphere* 12, 509. <https://doi.org/10.3390/atmos12040509>
- González Trueba, J.J., 2005. La Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NO de España). Análisis morfológico y reconstrucción del avance glaciar histórico. *Cuaternario Geomorfol.* 479-94.
- González Trueba, J.J., Serrano Cañadas, E., 2010. La nieve en los Picos de Europa: implicaciones geomorfológicas y ambientales. *Cuad. Investig. Geográfica Geogr. Res. Lett.* 36, 61–84.
- González-Alemán, J.J., Insua-Costa, D., Bazile, E., González-Herrero, S., Marcello Miglietta, M., Groenemeijer, P., Donat, M.G., 2023. Anthropogenic Warming Had a Crucial Role in Triggering the Historic and Destructive Mediterranean Derecho in Summer 2022. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 104, E1526–E1532. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-23-0119.1>
- González-Flórez, C., González-Cervera, Á., Durán, L., 2022. Characterising Large-Scale Meteorological Patterns Associated with Winter Precipitation and Snow Accumulation in a Mountain Range in the Iberian Peninsula (Sierra de Guadarrama). *Atmosphere* 13, 1600. <https://doi.org/10.3390/atmos13101600>
- González-Hidalgo, J.C., Beguería, S., Peña-Angulo, D., Sandonis, L., 2022. Variability of maximum and minimum monthly mean air temperatures over mainland Spain and their relationship with low-variability atmospheric patterns for period 1916–2015. *Int. J. Climatol.* 42, 1723–1741. <https://doi.org/10.1002/joc.7331>
- González-Hidalgo, J.C., Beguería, S., Peña-Angulo, D., Trullenque-Blanco, V., 2023. MOPREDAS_century database and precipitation trends in mainland Spain, 1916–2020. *Int. J. Climatol.* 43, 3828–3840. <https://doi.org/10.1002/joc.8060>
- González-Hidalgo, J.C., Brunetti, M., De Luis, M., 2011. A new tool for monthly precipitation analysis in Spain: MOPREDAS database (monthly precipitation trends December 1945–November 2005). *Int. J. Climatol.* 31, 715–731. <https://doi.org/10.1002/joc.2115>
- González-Hidalgo, J.C., Peña-Angulo, D., Beguería, S., Brunetti, M., 2020. MOTEDAS century: A new high-resolution secular monthly maximum and minimum temperature grid for the Spanish mainland (1916–2015). *Int. J. Climatol.* 40, 5308–5328. <https://doi.org/10.1002/joc.6520>
- González-Hidalgo, J.C., Trullenque-Blanco, V., Beguería, S., Peña-Angulo, D., 2024. Seasonal precipitation changes in the western Mediterranean Basin: The case of the Spanish mainland, 1916–2015. *Int. J. Climatol.* 44, 1800–1815. <https://doi.org/10.1002/joc.8412>
- González-Rojí, S.J., Sáenz, J., Díaz De Argandoña, J., Ibarra-Berastegi, G., 2019. Moisture Recycling over the Iberian Peninsula: The Impact of 3DVAR Data Assimilation. *Atmosphere* 11, 19. <https://doi.org/10.3390/atmos11010019>
- Grams, C.M., Beerli, R., Pfenninger, S., Staffell, I., Wernli, H., 2017. Balancing Europe's wind-power output through spatial deployment informed by weather regimes. *Nat. Clim. Change* 7, 557–562. <https://doi.org/10.1038/nclimate3338>
- Guemas, V., Salas-Méla, D., Kageyama, M., Giordani, H., Voldoire, A., Sanchez-Gomez, E., 2010. Summer interactions between weather regimes and surface ocean in the North-Atlantic region. *Clim. Dyn.* 34, 527–546. <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0491-6>

- Guijarro, J.A., 2013. Tendencias de la temperatura., in: *Fenómenos Meteorológicos Adversos En España*. pp. 313–323.
- Guijarro, J.A., Conde, J., Campins, J., Picornell, M.A., Orro, M.L., 2014. Tendencias de viento, oleaje y temperatura superficial Mediterráneo y Atlántico próximos a partir de datos de reanálisis., in: *Cambio Climático y Cambio Global. Asociación Española de Climatología, Serie A*. pp. 315–324.
- Guijarro Pastor, J.A., Jansà Clar, A., 2022. Variabilidad de las tendencias de las temperaturas e impacto en su comunicación al público: ejemplo en las Islas Baleares. *Asociación Española de Climatología*.
- Haarsma, R.J., Hazeleger, W., 2007. Extratropical Atmospheric Response to Equatorial Atlantic Cold Tongue Anomalies. *J. Clim.* 20, 2076–2091. <https://doi.org/10.1175/JCLI4130.1>
- Hannachi, Abdel., Straus, D.M., Franzke, C.L.E., Corti, S., Woollings, T., 2017. Low-frequency nonlinearity and regime behaviour in the Northern Hemisphere extratropical atmosphere. *Rev. Geophys.* 55, 199–234. <https://doi.org/10.1002/2015RG000509>
- Hardiman, S.C., Butchart, N., Charlton-Perez, A.J., Shaw, T.A., Akiyoshi, H., Baumgaertner, A., Bekki, S., Braesicke, P., Chipperfield, M., Dameris, M., García, R.R., Michou, M., Pawson, S., Rozanov, E., Shibata, K., 2011. Improved predictability of the troposphere using stratospheric final warmings. *J. Geophys. Res.* 116, D18113. <https://doi.org/10.1029/2011JD015914>
- Heaviside, C., Macintyre, H., Vardoulakis, S., 2017. The Urban Heat Island: Implications for Health in a Changing Environment. *Curr. Environ. Health Rep.* 4, 296–305. <https://doi.org/10.1007/s40572-017-0150-3>
- Hénin, R., Ramos, A.M., Pinto, J.G., Liberato, M.L.R., 2021. A ranking of concurrent precipitation and wind events for the Iberian Peninsula. *Int. J. Climatol.* 41, 1421–1437. <https://doi.org/10.1002/joc.6829>
- Hernández Barrera, S., Tarife Méndez, R., Gámiz Fortis, S.R., Castro Díez, Y., Esteban Parra, M.J., 2012. Estudio de las sequías en las Islas Canarias mediante el análisis de índices multiescales. *Asociación Española de Climatología*.
- Herrero, J., Polo, M.J., 2016. Evapsublimation from the snow in the Mediterranean mountains of Sierra Nevada (Spain). *The Cryosphere* 10, 2981–2998. <https://doi.org/10.5194/tc-10-2981-2016>
- Hidalgo García, D., Arco Díaz, J., Martín Martín, A., Gómez Cobos, E., 2022. Spatiotemporal Analysis of Urban Thermal Effects Caused by Heat Waves through Remote Sensing. *Sustainability* 14, 12262. <https://doi.org/10.3390/su141912262>
- Hidalgo-García, D., Rezapouraghdam, H., 2023. Variability of heat stress using the UrbClim climate model in the city of Seville (Spain): mitigation proposal. *Environ. Monit. Assess.* 195, 1164. <https://doi.org/10.1007/s10661-023-11768-8>
- Homar, V., Ramis, C., Romero, R., Alonso, S., 2010. Recent trends in temperature and precipitation over the Balearic Islands (Spain). *Clim. Change* 98, 199–211. <https://doi.org/10.1007/s10584-009-9664-5>
- Hsu, A., Sherif, G., Chakraborty, T., Manya, D., 2021. Disproportionate exposure to urban heat island intensity across major US cities. *Nat. Commun.* 12, 2721. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-22799-5>

- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M., 2003. An Overview of the North Atlantic Oscillation, in: W. H.J., Y. K., G. O., M. V. (Eds.), *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*. American Geophysical Union (AGU), Washington, US, pp. 1–35.
- Iñiguez, C., Royé, D., Tobías, A., 2021. Contrasting patterns of temperature related mortality and hospitalization by cardiovascular and respiratory diseases in 52 Spanish cities. *Environ. Res.* 192, 110191. <https://doi.org/10.1016/j.envres.2020.110191>
- Insua-Costa, D., Miguez-Macho, G., Llasat, M.C., 2019. Local and remote moisture sources for extreme precipitation: a study of the two catastrophic 1982 western Mediterranean episodes. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 23, 3885–3900. <https://doi.org/10.5194/hess-23-3885-2019>
- Intergovernmental Panel On Climate Change, 2023. *Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 1st ed. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>
- Intergovernmental Panel On Climate Change (Ipcc), 2023. *Climate Change 2022 – Impacts, Adaptation and Vulnerability: Working Group II Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 1st ed. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009325844>
- James, P.E., 1922. KÖPPEN'S CLASSIFICATION OF CLIMATES: A REVIEW. *Mon. Weather Rev.* 50, 69–72. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1922\)50<69:KCOCAR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1922)50<69:KCOCAR>2.0.CO;2)
- Jansà, A., 2012. Primavera i canvi climàtic (Territoris No. 8). Universitat de les Illes Balears.
- Jansà, A., Guijarro, J.A., Maimó, A., 2019. Time and spatial differences on climate tendencies in the Balearics, in: 7th International Conference on Meteorology and Climatology of the Mediterranean (MetMed). Palma, Spain.
- Jansà, A., Homar, V., Romero, R., Alonso, S., Guijarro, J.A., Ramis, C., 2017. Extension of summer climatic conditions into spring in the Western Mediterranean area. *Int. J. Climatol.* 37, 1938–1950. <https://doi.org/10.1002/joc.4824>
- Jerez, S., Trigo, R.M., 2013. Time-scale and extent at which large-scale circulation modes determine the wind and solar potential in the Iberian Peninsula. *Environ. Res. Lett.* 8, 044035. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/4/044035>
- Jerez, S., Trigo, R.M., Vicente-Serrano, S.M., Pozo-Vázquez, D., Lorente-Plazas, R., Lorenzo-Lacruz, J., Santos-Alamillos, F., Montávez, J.P., 2013. The Impact of the North Atlantic Oscillation on Renewable Energy Resources in Southwestern Europe. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 52, 2204–2225. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-12-0257.1>
- José, R.S., Pérez, J.L., Pérez, L., Barras, R.M.G., 2018. Impacts of global climate scenarios over three European cities using mesoscale and CFD simulations with very high horizontal resolution. *Int. J. Environ. Pollut.* 64, 341. <https://doi.org/10.1504/IJEP.2018.099467>
- Khodayar, S., Caldas-Álvarez, A., 2022. Seasonal heavy precipitation sensitivity to moisture corrections in the western Mediterranean across resolutions. *Atmospheric Res.* 280, 106429. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106429>
- Khodayar, S., Czajka, B., Caldas-Álvarez, A., Helgert, S., Flamant, C., Di Girolamo, P., Bock, O., Chazette, P., 2018. Multi-scale observations of atmospheric moisture variability in relation to heavy precipitating

- systems in the northwestern Mediterranean during HyMeX IOP12. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 144, 2761–2780. <https://doi.org/10.1002/qj.3402>
- Kim, Y., Kim, H., Gasparrini, A., Armstrong, B., Honda, Y., Chung, Y., Ng, C.F.S., Tobias, A., Íñiguez, C., Lavigne, E., Sera, F., Vicedo-Cabrera, A.M., Ragettli, M.S., Scovronick, N., Acquaotta, F., Chen, B.-Y., Guo, Y.-L.L., Seposo, X., Dang, T.N., De Sousa Zanotti Stagliorio Coelho, M., Saldiva, P.H.N., Kosheleva, A., Zanobetti, A., Schwartz, J., Bell, M.L., Hashizume, M., 2019. Suicide and Ambient Temperature: A Multi-Country Multi-City Study. *Environ. Health Perspect.* 127, 117007. <https://doi.org/10.1289/EHP4898>
- King, M.P., Keenlyside, N., Li, C., 2023. ENSO teleconnections in terms of non-NAO and NAO atmospheric variability. *Clim. Dyn.* 61, 2717–2733. <https://doi.org/10.1007/s00382-023-06697-8>
- Kjellstrom, T., Briggs, D., Freyberg, C., Lemke, B., Otto, M., Hyatt, O., 2016. Heat, Human Performance, and Occupational Health: A Key Issue for the Assessment of Global Climate Change Impacts. *Annu. Rev. Public Health* 37, 97–112. <https://doi.org/10.1146/annurev-publhealth-032315-021740>
- Klein Tank, A.M.G., Wijngaard, J.B., Können, G.P., Böhm, R., Demarée, G., Gocheva, A., Mileta, M., Pashiardis, S., Hejkrlik, L., Kern-Hansen, C., Heino, R., Bessemoulin, P., Müller-Westermeier, G., Tzanakou, M., Szalai, S., Pálsdóttir, T., Fitzgerald, D., Rubin, S., Capaldo, M., Maugeri, M., Leitass, A., Bukantis, A., Aberfeld, R., Van Engelen, A.F.V., Forland, E., Mielus, M., Coelho, F., Mares, C., Razuvaev, V., Nieplova, E., Cegnar, T., Antonio López, J., Dahlström, B., Moberg, A., Kirchhofer, W., Ceylan, A., Pachaliuk, O., Alexander, L.V., Petrovic, P., 2002. Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. *Int. J. Climatol.* 22, 1441–1453. <https://doi.org/10.1002/joc.773>
- Knight, J.R., Allan, R.J., Folland, C.K., Vellinga, M., Mann, M.E., 2005. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophys. Res. Lett.* 32, 1–4. <https://doi.org/10.1029/2005GL024233>
- Krichak, S., Breitgand, J., Gualdi, S., Feldstein, S., 2014. Teleconnection-extreme precipitation relationships over the Mediterranean region. *Theor. Appl. Climatol.* 117, 679–692.
- Lastrada, E., Garzón-Roca, J., Cobos, G., Torrijo, F.J., 2021. A Decrease in the Regulatory Effect of Snow-Related Phenomena in Spanish Mountain Areas Due to Climate Change. *Water* 13, 1550. <https://doi.org/10.3390/w13111550>
- Lemus-Canovas, M., López-Bustins, J.A., 2021. Assessing internal changes in the future structure of dry–hot compound events: the case of the Pyrenees. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 21, 1721–1738. <https://doi.org/10.5194/nhess-21-1721-2021>
- Lemus-Canovas, M., López-Bustins, J.A., Martín-Vide, J., Halifa-Marin, A., Insua-Costa, D., Martínez-Artigas, J., Trapero, L., Serrano-Notivol, R., Cuadrat, J.M., 2021. Characterisation of Extreme Precipitation Events in the Pyrenees: From the Local to the Synoptic Scale. *Atmosphere* 12, 665. <https://doi.org/10.3390/atmos12060665>
- Lemus-Canovas, M., López-Bustins, J.A., Trapero, L., Martín-Vide, J., 2019. Combining circulation weather types and daily precipitation modelling to derive climatic precipitation regions in the Pyrenees. *Atmospheric Res.* 220, 181–193. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2019.01.018>

- Lionello, P., Scarascia, L., 2018. The relation between climate change in the Mediterranean region and global warming. *Reg. Environ. Change* 18, 1481–1493. <https://doi.org/10.1007/s10113-018-1290-1>
- Liu, Y., García, M., Zhang, C., Tang, Q., 2022. Recent decrease in summer precipitation over the Iberian Peninsula closely links to reduction in local moisture recycling. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 26, 1925–1936. <https://doi.org/10.5194/hess-26-1925-2022>
- Llasat, M., 2001. An objective classification of rainfall events on the basis of their convective features: application to rainfall intensity in the northeast of Spain. *Int. J. Climatol.* 21, 1385–1400. <https://doi.org/10.1002/joc.692>
- Llasat, M.C., Del Moral, A., Cortès, M., Rigo, T., 2021. Convective precipitation trends in the Spanish Mediterranean region. *Atmospheric Res.* 257, 105581. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2021.105581>
- Llasat, M.C., Marcos, R., Turco, M., Gilabert, J., Llasat-Botija, M., 2016. Trends in flash flood events versus convective precipitation in the Mediterranean region: The case of Catalonia. *J. Hydrol.* 541, 24–37. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.05.040>
- Lomba-Fernández, C., Hernantes, J., Labaka, L., 2019. Guide for Climate-Resilient Cities: An Urban Critical Infrastructures Approach. *Sustainability* 11, 4727. <https://doi.org/10.3390/su11174727>
- López Gómez, A., 1993. El clima de las ciudades españolas, Geografía menor. Cátedra, Madrid.
- López Gómez, A., C.S. de I.C. (España) I. de E. y G., 1988. El clima urbano de Madrid: la isla de calor. CSIC, Instituto de Economía y Geografía Aplicadas.
- López-Bustins, J.A., Arbiol-Roca, L., Martín-Vide, J., Barrera-Escoda, A., Prohom, M., 2020. Intra-annual variability of the Western Mediterranean Oscillation (WeMO) and occurrence of extreme torrential precipitation in Catalonia (NE Iberia). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 20, 2483–2501. <https://doi.org/10.5194/nhess-20-2483-2020>
- López-Moreno, J.I., Pomeroy, J.W., Alonso-González, E., Morán-Tejeda, E., Revuelto, J., 2020. Decoupling of warming mountain snowpacks from hydrological regimes. *Environ. Res. Lett.* 15, 114006. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abb55f>
- López-Moreno, J.I., Revuelto, J., Rico, I., Chueca-Cía, J., Julián, A., Serreta, A., Serrano, E., Vicente-Serrano, S.M., Azorín-Molina, C., Alonso-González, E., García-Ruiz, J.M., 2016. Thinning of the Monte Perdido Glacier in the Spanish Pyrenees since 1981. *The Cryosphere* 10, 681–694. <https://doi.org/10.5194/tc-10-681-2016>
- López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Morán-Tejeda, E., Zabalza, J., Lorenzo-Lacruz, J., García-Ruiz, J.M., 2011. Impact of climate evolution and land use changes on water yield in the Ebro basin. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 311–322. <https://doi.org/10.5194/hess-15-311-2011>
- López-Parages, J., Gómara, I., Rodríguez-Fonseca, B., García-Lafuente, J., 2022. Potential SST drivers for Chlorophyll-a variability in the Alboran Sea: A source for seasonal predictability? *Front. Mar. Sci.* 9, 931832. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.931832>
- López-Parages, J., Rodríguez-Fonseca, B., 2012. Multidecadal modulation of El Niño influence on the Euro-Mediterranean rainfall. *Geophys. Res. Lett.* 39, 2011GL050049. <https://doi.org/10.1029/2011GL050049>

- López-Parages, J., Rodríguez-Fonseca, B., Dommenget, D., Frauen, C., 2016. ENSO influence on the North Atlantic European climate: a non-linear and non-stationary approach. *Clim. Dyn.* 47, 2071–2084. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2951-0>
- López-Parages, J., Rodríguez-Fonseca, B., Terray, L., 2015. A mechanism for the multidecadal modulation of ENSO teleconnection with Europe. *Clim. Dyn.* 45, 867–880. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2319-x>
- Lorenzo, M.N., Álvarez, I., Taboada, J.J., 2022. Drought evolution in the NW Iberian Peninsula over a 60 year period (1960–2020). *J. Hydrol.* 610, 127923. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.127923>
- Losada, T., Rodríguez-Fonseca, B., Janicot, S., Gervois, S., Chauvin, F., Ruti, P., 2010. A multi-model approach to the Atlantic Equatorial mode: impact on the West African monsoon. *Clim. Dyn.* 35, 29–43. <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0625-5>
- Losada, T., Rodríguez-Fonseca, B., Kucharski, F., 2012. Tropical influence on the summer Mediterranean climate. *Atmospheric Sci. Lett.* 13, 36–42. <https://doi.org/10.1002/asl.359>
- Losada, T., Rodríguez-Fonseca, B., Mechoso, C.R., Ma, H.-Y., 2007. Impacts of SST anomalies on the North Atlantic atmospheric circulation: a case study for the northern winter 1995/1996. *Clim. Dyn.* 29, 807–819. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0261-x>
- Luque, A., Martín, J.L., Dorta, P., Mayer, P., 2014. Temperature Trends on Gran Canaria (Canary Islands). An Example of Global Warming over the Subtropical Northeastern Atlantic. *Atmospheric Clim. Sci.* 04, 20–28. <https://doi.org/10.4236/acs.2014.41003>
- Lutz, S.R., Mallucci, S., Diamantini, E., Majone, B., Bellin, A., Merz, R., 2016. Hydroclimatic and water quality trends across three Mediterranean river basins. *Sci. Total Environ.* 571, 1392–1406. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.07.102>
- Manzano, A., Clemente, M.A., Morata, A., Luna, M.Y., Beguería, S., Vicente-Serrano, S.M., Martín, M.L., 2019. Analysis of the atmospheric circulation pattern effects over SPEI drought index in Spain. *Atmospheric Res.* 230, 104630. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2019.104630>
- Marrero-Betancort, N., Marcello, J., Rodríguez Esparragón, D., Hernández-León, S., 2020. Wind variability in the Canary Current during the last 70 years. *Ocean Sci.* 16, 951–963. <https://doi.org/10.5194/os-16-951-2020>
- Marrero-Betancort, N., Marcello, J., Rodríguez-Esparragón, D., Hernández-León, S., 2022. Sea Level Change in the Canary Current System during the Satellite Era. *J. Mar. Sci. Eng.* 10, 936. <https://doi.org/10.3390/jmse10070936>
- Martija-Díez, M., López-Parages, J., Rodríguez-Fonseca, B., Losada, T., 2023. The stationarity of the ENSO teleconnection in European summer rainfall. *Clim. Dyn.* 61, 489–506. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06596-4>
- Martija-Díez, M., Rodríguez-Fonseca, B., López-Parages, J., 2021. "ENSO Influence on Western European summer and fall Temperatures." *J. Clim.* 1–51. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0808.1>
- Martín, J.L., Bethencourt, J., Cuevas-Agulló, E., 2012. Assessment of global warming on the island of Tenerife, Canary Islands (Spain). Trends in minimum, maximum and mean temperatures since 1944. *Clim. Change* 114, 343–355. <https://doi.org/10.1007/s10584-012-0407-7>

- Martínez-Fernández, A., Serrano, E., Pisabarro, A., Sánchez-Fernández, M., De Sanjosé, J.J., Gómez-Lende, M., Rangel-de Lázaro, G., Benito-Calvo, A., 2022. The Influence of Image Properties on High-Detail SfM Photogrammetric Surveys of Complex Geometric Landforms: The Application of a Consumer-Grade UAV Camera in a Rock Glacier Survey. *Remote Sens.* 14, 3528. <https://doi.org/10.3390/rs14153528>
- Martínez-Ibarra, E., 2015. Climate, water and tourism: causes and effects of droughts associated with urban development and tourism in Benidorm (Spain). *Int. J. Biometeorol.* 59, 487–501. <https://doi.org/10.1007/s00484-014-0851-3>
- Martínez-Juarez, P., Chiabai, A., Suárez, C., Quiroga, S., 2019. Insights on Urban and Periurban Adaptation Strategies Based on Stakeholders' Perceptions on Hard and Soft Responses to Climate Change. *Sustainability* 11, 647. <https://doi.org/10.3390/su11030647>
- Martín-Rey, M., Polo, I., Rodríguez-Fonseca, B., Lazar, A., Losada, T., 2019. Ocean Dynamics Shapes the Structure and Timing of Atlantic Equatorial Modes. *J. Geophys. Res. Oceans* 124, 7529–7544. <https://doi.org/10.1029/2019JC015030>
- Martín-Rey, M., Polo, I., Rodríguez-Fonseca, B., Losada, T., Lazar, A., 2018. Is There Evidence of Changes in Tropical Atlantic Variability Modes under AMO Phases in the Observational Record? *J. Clim.* 31, 515–536. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0459.1>
- Martín-Vide, J., López-Bustins, J.A., 2006. The Western Mediterranean Oscillation and rainfall in the Iberian Peninsula. *Int. J. Climatol.* 26, 1455–1475. <https://doi.org/10.1002/joc.1388>
- Martín-Vide, J., Moreno-García, M.C., 2020. Probability values for the intensity of Barcelona's urban heat island (Spain). *Atmospheric Res.* 240, 104877. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.104877>
- Marty, C., Tilg, A.-M., Jonas, T., 2017. Recent Evidence of Large-Scale Receding Snow Water Equivalents in the European Alps. *J. Hydrometeorol.* 18, 1021–1031. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0188.1>
- Máyer, P., Marzol, M.V., Parreño, J.M., 2017. Precipitation trends and a daily precipitation concentration index for the mid-Eastern Atlantic (Canary Islands, Spain). *Cuad. Investig. Geográfica* 43, 255–268. <https://doi.org/10.18172/cig.3095>
- Máyer Suárez, P., Marzol Jaén, M.V., Parreño Castellano, J.M., 2015. Tendencias de la precipitación en Canarias. Instituto Geológico y Minero de España.
- McPhaden, M.J., Zebiak, S.E., Glantz, M.H., 2006. ENSO as an Integrating Concept in Earth Science. *Science* 314, 1740–1745. <https://doi.org/10.1126/science.1132588>
- McVicar, T.R., Roderick, M.L., Donohue, R.J., Li, L.T., Van Niel, T.G., Thomas, A., Grieser, J., Jhajharia, D., Himri, Y., Mahowald, N.M., Mescherskaya, A.V., Kruger, A.C., Rehman, S., Dinpashoh, Y., 2012. Global review and synthesis of trends in observed terrestrial near-surface wind speeds: Implications for evaporation. *J. Hydrol.* 416–417, 182–205. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.10.024>
- Mechoso, C.R. (Ed.), 2020. *Interacting Climates of Ocean Basins: Observations, Mechanisms, Predictability, and Impacts*, 1st ed. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781108610995>
- Mellado-Cano, J., Barriopedro, D., García-Herrera, R., Trigo, R.M., 2020. New observational insights into the atmospheric circulation over the Euro-Atlantic sector since 1685. *Clim. Dyn.* 54, 823–841. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-05029-z>

- Melón-Nava, A., Santos-González, J., María Redondo-Vega, J., Blanca González-Gutiérrez, R., Gómez-Villar, A., 2022. Factors influencing the ground thermal regime in a mid-latitude glacial cirque (Hoyo Empedrado, Cantabrian Mountains, 2006–2020). *CATENA* 212, 106110. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106110>
- Merino, A., Fernández, S., Hermida, L., López, L., Sánchez, J.L., García-Ortega, E., Gascón, E., 2014. Snowfall in the Northwest Iberian Peninsula: Synoptic Circulation Patterns and Their Influence on Snow Day Trends. *Sci. World J.* 2014, 1–14. <https://doi.org/10.1155/2014/480275>
- Merino, A., García-Ortega, E., Navarro, A., Fernández-González, S., Tapiador, F.J., Sánchez, J.L., 2021. Evaluation of gridded rain-gauge-based precipitation datasets: Impact of station density, spatial resolution, altitude gradient and climate. *Int. J. Climatol.* 41, 3027–3043. <https://doi.org/10.1002/joc.7003>
- Meseguer-Ruiz, O., López-Bustins, J.A., Arbiol-Roca, L., Martín-Vide, J., Miró, J., Estrela, M.J., 2021. Temporal changes in extreme precipitation and exposure of tourism in Eastern and South-Eastern Spain. *Theor. Appl. Climatol.* 144, 379–390. <https://doi.org/10.1007/s00704-021-03548-6>
- Mezzina, B., García-Serrano, J., Bladé, I., Kucharski, F., 2020. Dynamics of the ENSO Teleconnection and NAO Variability in the North Atlantic–European Late Winter. *J. Clim.* 33, 907–923. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0192.1>
- Michel, S., Swingedouw, D., Chavent, M., Ortega, P., Mignot, J., Khodri, M., 2020. Reconstructing climatic modes of variability from proxy records using ClimIndRec version 1.0. *Geosci. Model Dev.* 13, 841–858. <https://doi.org/10.5194/gmd-13-841-2020>
- Michelangeli, P.-A., Vautard, R., Legras, B., 1995. Weather Regimes: Recurrence and Quasi Stationarity. *J. Atmospheric Sci.* 52, 1237–1256. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1995\)052<1237:WRRAQS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1995)052<1237:WRRAQS>2.0.CO;2)
- Millán López, A., 2019. Cambio climático y actividad turística en los espacios urbanos del interior de España: impactos sobre el modelo de aptitud climático-turística de León, Granada y Madrid. *Investig. Geográficas* 53. <https://doi.org/10.14198/INGEO2019.72.03>
- Millán López, A., Fernández García, F., 2018. Propuesta de un índice climático-turístico adaptado al turismo de interior en la Península Ibérica: aplicación a la ciudad de Madrid. *Investig. Geográficas* 31. <https://doi.org/10.14198/INGEO2018.70.02>
- Minola, L., Azorín-Molina, C., Chen, D., 2016. Homogenization and Assessment of Observed Near-Surface Wind Speed Trends across Sweden, 1956–2013. *J. Clim.* 29, 7397–7415. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0636.1>
- Minola, L., Azorín-Molina, C., Guijarro, J.A., Zhang, G., Son, S., Chen, D., 2021. Climatology of Near-Surface Daily Peak Wind Gusts Across Scandinavia: Observations and Model Simulations. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 126, e2020JD033534. <https://doi.org/10.1029/2020JD033534>
- Miró, J.J., Estrela, M.J., Caselles, V., Gómez, I., 2018. Spatial and temporal rainfall changes in the Júcar and Segura basins (1955–2016): Fine-scale trends. *Int. J. Climatol.* 38, 4699–4722. <https://doi.org/10.1002/joc.5689>
- Miró, J.J., Estrela, M.J., Corell, D., Gómez, I., Luna, M.Y., 2023. Precipitation and drought trends (1952–2021) in a key hydrological recharge area of the eastern Iberian Peninsula. *Atmospheric Res.* 286, 106695. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2023.106695>

- Mohino, E., Losada, T., 2015. Impacts of the Atlantic Equatorial Mode in a warmer climate. *Clim. Dyn.* 45, 2255–2271. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2471-y>
- Morales, C.G., Ortega, M.T., Labajo, J.L., Plorno, A., 2005. Recent trends and temporal behavior of thermal variables in the region of Castilla-León (Spain). *Atmósfera* 18, 71–90.
- Morán-Tejeda, E., Ceballos-Barbancho, A., Llorente-Pinto, J.M., 2010. Hydrological response of Mediterranean headwaters to climate oscillations and land-cover changes: The mountains of Duero River basin (Central Spain). *Glob. Planet. Change* 72, 39–49. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.03.003>
- Morán-Tejeda, E., Llorente-Pinto, J.M., Ceballos-Barbancho, A., Tomás-Burguera, M., Azorín-Molina, C., Alonso-González, E., Revuelto, J., Herrero, J., López-Moreno, J.I., 2021. The significance of monitoring high mountain environments to detect heavy precipitation hotspots: a case study in Gredos, Central Spain. *Theor. Appl. Climatol.* 146, 1175–1188. <https://doi.org/10.1007/s00704-021-03791-x>
- Müller, W.A., Roeckner, E., 2008. ENSO teleconnections in projections of future climate in ECHAM5/MPI-OM. *Clim. Dyn.* 31, 533–549. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0357-3>
- Muñoz, C., Schultz, D., Vaughan, G., 2020. A Midlatitude Climatology and Interannual Variability of 200- and 500-hPa Cut-Off Lows. *J. Clim.* 33, 2201–2222. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0497.1>
- Neubacher, C., Witthaut, D., Wohland, J., 2021. Multi-decadal offshore wind power variability can be mitigated through optimized European allocation. *Adv. Geosci.* 54, 205–215. <https://doi.org/10.5194/adgeo-54-205-2021>
- Nieto, R., Castillo, R., Drumond, A., Gimeno, L., 2014. A catalog of moisture sources for continental climatic regions. *Water Resour. Res.* 50, 5322–5328. <https://doi.org/10.1002/2013WR013901>
- Nieto, R., Gimeno, L., Añel, J.A., De La Torre, L., Gallego, D., Barriopedro, D., Gallego, M., Gordillo, A., Redaño, A., Delgado, G., 2007. Analysis of the precipitation and cloudiness associated with COLs occurrence in the Iberian Peninsula. *Meteorol. Atmospheric Phys.* 96, 103–119. <https://doi.org/10.1007/s00703-006-0223-6>
- Nissen, K.M., Leckebusch, G.C., Pinto, J.G., Renggli, D., Ulbrich, S., Ulbrich, U., 2010. Cyclones causing wind storms in the Mediterranean: characteristics, trends and links to large-scale patterns. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 10, 1379–1391. <https://doi.org/10.5194/nhess-10-1379-2010>
- Noguera, I., Domínguez-Castro, F., Vicente-Serrano, S.M., 2020. Characteristics and trends of flash droughts in Spain, 1961–2018. *Ann. N. Y. Acad. Sci.* 1472, 155–172. <https://doi.org/10.1111/nyas.14365>
- Núñez-Peiró, M., Mavrogiani, A., Symonds, P., Sánchez-Guevara Sánchez, C., Neila González, F.J., 2021. Modelling Long-Term Urban Temperatures with Less Training Data: A Comparative Study Using Neural Networks in the City of Madrid. *Sustainability* 13, 8143. <https://doi.org/10.3390/su13158143>
- Olcina Cantos, J., Serrano-Notivol, R., Miró, J., Meseguer-Ruiz, O., 2019. Tropical nights on the Spanish Mediterranean coast, 1950–2014. *Clim. Res.* 78, 225–236. <https://doi.org/10.3354/cr01569>
- Onea, F., Ruiz, A., Rusu, E., 2020. An Evaluation of the Wind Energy Resources along the Spanish Continental Nearshore. *Energies* 13, 3986. <https://doi.org/10.3390/en13153986>

- Ortega, M., Sánchez, E., Gutiérrez, C., Molina, M.O., López-Franca, N., 2023. Regional winds over the Iberian Peninsula (Cierzo, Levante and Poniente) from high-resolution COSMO-REA6 reanalysis. *Int. J. Climatol.* 43, 1016–1033. <https://doi.org/10.1002/joc.7860>
- Ortega Villazán, M.T., Morales Rodríguez, C.G., 2015. El clima de la Cordillera Cantábrica castellano-leonesa: diversidad, contrastes y cambios. *Investig. Geográficas* 45. <https://doi.org/10.14198/INGEO2015.63.04>
- Ortiz De Galisteo, J.P., Cachorro, V., Toledano, C., Torres, B., Laulainen, N., Bennouna, Y., De Frutos, A., 2011. Diurnal cycle of precipitable water vapor over Spain. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137, 948–958. <https://doi.org/10.1002/qj.811>
- Otterå, O.H., Bentsen, M., Drange, H., Suo, L., 2010. External forcing as a metronome for Atlantic multidecadal variability. *Nat. Geosci.* 3, 688–694. <https://doi.org/10.1038/ngeo955>
- Padial-Iglesias, M., Pons, X., Serra, P., Ninyerola, M., 2022. Does the gap-filling method influence long-term (1950–2019) temperature and precipitation trend analyses? *GeoFocus Rev. Int. Cienc. Tecnol. Inf. Geográfica* 5–33. <https://doi.org/10.21138/GF.773>
- 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>
- Paredes-Fortuny, L., Khodayar, S., 2023. Understanding the Magnification of Heatwaves over Spain: Relevant changes in the most extreme events. *Weather Clim. Extrem.* 42, 100631. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2023.100631>
- Páscoa, P., Russo, A., Gouveia, C.M., Soares, P.M.M., Cardoso, R.M., Careto, J.A.M., Ribeiro, A.F.S., 2021. A high-resolution view of the recent drought trends over the Iberian Peninsula. *Weather Clim. Extrem.* 32, 100320. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2021.100320>
- Peña-Angulo, D., González-Hidalgo, J.C., Sandonís, L., Beguería, S., Tomás-Burguera, M., López-Bustins, J.A., Lemus-Canovas, M., Martín-Vide, J., 2021. Seasonal temperature trends on the Spanish mainland: A secular study (1916–2015). *Int. J. Climatol.* 41, 3071–3084. <https://doi.org/10.1002/joc.7006>
- Peña-Angulo, D., Vicente-Serrano, S.M., Domínguez-Castro, F., Murphy, C., Reig, F., Trambay, Y., Trigo, R.M., Luna, M.Y., Turco, M., Noguera, I., Aznárez-Balta, M., García-Herrera, R., Tomas-Burguera, M., El Kenawy, A., 2020. Long-term precipitation in Southwestern Europe reveals no clear trend attributable to anthropogenic forcing. *Environ. Res. Lett.* 15, 094070. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab9c4f>
- Peña-Ortiz, C., Barriopedro, D., García-Herrera, R., 2015. Multidecadal Variability of the Summer Length in Europe. *J. Clim.* 28, 5375–5388. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00429.1>
- Perdiguer-López, R., Berne Valero, J.L., Garrido-Villén, N., 2023. GNSS-retrieved precipitable water vapour in the Atlantic coast of France and Spain with GPT3 model. *Acta Geod. Geophys.* 58, 575–600. <https://doi.org/10.1007/s40328-023-00427-6>
- Pérez, F.F., Boscolo, R., Bladé, I., Cacho, I., Castro-Díez, Y., Gomis, D., González-Sampériz, P., Miguez-Macho, G., Rodríguez-Fonseca, B., Rodríguez-Puebla, C., Sánchez, E., Sotillo, M.G., Valero-Garcés, B.L., Vargas-Yáñez, M., 2010. Clima en España: pasado, presente y futuro. Informe de Evaluación del

Cambio Climático Regional. Climate in Spain: past, present and future. Regional climate change assessment report.

- Pérez Palazón, M.J., 2019. Análisis de tendencias en los flujos de agua y energía de la capa de nieve a diversas escalas en Sierra Nevada. Trend analysis of water and energy fluxes in snowpacks on different scales in Sierra Nevada.
- Philandras, C.M., Nastos, P.T., Kapsomenakis, J., Douvis, K.C., Tselioudis, G., Zerefos, C.S., 2011. Long term precipitation trends and variability within the Mediterranean region. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 11, 3235–3250.
- Pietrapertosa, F., Olazabal, M., Simoes, S.G., Salvia, M., Fokaides, P.A., Ioannou, B.I., Vigié, V., Spyridaki, N.-A., De Gregorio Hurtado, S., Geneletti, D., Heidrich, O., Tardieu, L., Feliu, E., Rižnar, K., Matosović, M., Balzan, M.V., Flamos, A., Šel, N.B., Reckien, D., 2023. Adaptation to climate change in cities of Mediterranean Europe. *Cities* 140, 104452. <https://doi.org/10.1016/j.cities.2023.104452>
- Pinto, J.G., Raible, C.C., 2012. Past and recent changes in the North Atlantic oscillation. *Wiley Interdiscip. Rev. Clim. Change* 3, 79–90. <https://doi.org/10.1002/wcc.150>
- Pinto, J.G., Zacharias, S., Fink, A.H., Leckebusch, G.C., Ulbrich, U., 2009. Factors contributing to the development of extreme North Atlantic cyclones and their relationship with the NAO. *Clim. Dyn.* 32, 711–737. <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0396-4>
- Pisabarro, A., 2020. Snow cover as a morphogenic agent determining ground climate, landforms and runoff in the Valdecebollas massif, Cantabrian Mountains. *Cuad. Investig. Geográfica* 46, 81–102. <https://doi.org/10.18172/cig.3823>
- Pisabarro, A., Pellitero, R., Serrano, E., Gómez-Lende, M., González-Trueba, J.J., 2017. Ground temperatures, landforms and processes in an Atlantic mountain. Cantabrian Mountains (Northern Spain). *CATENA* 149, 623–636. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.051>
- Pisabarro, A., Pellitero, R., Serrano, E., López-Moreno, J.I., 2019. Impacts of land abandonment and climate variability on runoff generation and sediment transport in the Pisuerga headwaters (Cantabrian Mountains, Spain). *Geogr. Ann. Ser. Phys. Geogr.* 101, 211–224. <https://doi.org/10.1080/04353676.2019.1591042>
- Poli, P., Hersbach, H., Dee, D.P., Berrisford, P., Simmons, A.J., Vitart, F., Laloyaux, P., Tan, D.G.H., Peubey, C., Thépaut, J.-N., Trémolet, Y., Hólm, E.V., Bonavita, M., Isaksen, I., Fisher, M., 2016. ERA-20C: An Atmospheric Reanalysis of the Twentieth Century. *J. Clim.* 29, 4083–4097. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0556.1>
- Polo, I., De Fonseca, B.R., Sheinbaum, J., 2005. Northwest Africa upwelling and the Atlantic climate variability. *Geophys. Res. Lett.* 32, 2005GL023883. <https://doi.org/10.1029/2005GL023883>
- Polo, I., Rodríguez-Fonseca, B., Losada, T., García-Serrano, J., 2008. Tropical Atlantic Variability Modes (1979–2002). Part I: Time-Evolving SST Modes Related to West African Rainfall. *J. Clim.* 21, 6457–6475. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2607.1>
- Polo, M.J., Herrero, J., Millares, A., Pimentel, R., Moñino, A., Pérez-Palazón, M.-J., Aguilar, C., Losada, M.A., 2022. Snow Dynamics, Hydrology, and Erosion, in: Zamora, R., Oliva, M. (Eds.), *The Landscape of the Sierra Nevada*. Springer International Publishing, Cham, pp. 149–164. https://doi.org/10.1007/978-3-030-94219-9_10

- Quesada, B., Vautard, R., Yiou, P., Hirschi, M., Seneviratne, S.I., 2012. Asymmetric European summer heat predictability from wet and dry southern winters and springs. *Nat. Clim. Change* 2, 736–741. <https://doi.org/10.1038/nclimate1536>
- Raible, C.C., Lehner, F., González-Rouco, J.F., Fernández-Donado, L., 2014. Changing correlation structures of the Northern Hemisphere atmospheric circulation from 1000 to 2100 AD. *Clim. Past* 10, 537–550. <https://doi.org/10.5194/cp-10-537-2014>
- Ramon, J., Lledó, L., Torralba, V., Soret, A., Doblas-Reyes, F.J., 2019. What global reanalysis best represents near-surface winds? *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 145, 3236–3251. <https://doi.org/10.1002/qj.3616>
- Ramos, A.M., Martins, M.J., Tomé, R., Trigo, R.M., 2018. Extreme Precipitation Events in Summer in the Iberian Peninsula and Its Relationship With Atmospheric Rivers. *Front. Earth Sci.* 6, 110. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00110>
- Ramos, A.M., Tomé, R., Trigo, R.M., Liberato, M.L.R., Pinto, J.G., 2016. Projected changes in atmospheric rivers affecting Europe in CMIP5 models. *Geophys. Res. Lett.* 43, 9315–9323. <https://doi.org/10.1002/2016GL070634>
- Raveh-Rubin, S., Wernli, H., 2015. Large-scale wind and precipitation extremes in the Mediterranean: a climatological analysis for 1979–2012. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 141, 2404–2417. <https://doi.org/10.1002/qj.2531>
- Redolat, D., Monjo, R., López-Bustins, J.A., Martín-Vide, J., 2019. Upper-Level Mediterranean Oscillation index and seasonal variability of rainfall and temperature. *Theor. Appl. Climatol.* 135, 1059–1077. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2424-6>
- Rios-Entenza, A., Soares, P.M.M., Trigo, R.M., Cardoso, R.M., Míguez-Macho, G., 2014. Moisture recycling in the Iberian Peninsula from a regional climate simulation: Spatiotemporal analysis and impact on the precipitation regime. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 119, 5895–5912. <https://doi.org/10.1002/2013JD021274>
- Rodrigo, F.S., 2023. Spatiotemporal variability of the relationship between seasonal temperatures and precipitation in Spain, 1951–2019. *Theor. Appl. Climatol.* 153, 1371–1391. <https://doi.org/10.1007/s00704-023-04550-w>
- 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>
- Rodríguez Algeciras, J.A., Matzarakis, A., 2016. Quantification of thermal bioclimate for the management of urban design in Mediterranean climate of Barcelona, Spain. *Int. J. Biometeorol.* 60, 1261–1270. <https://doi.org/10.1007/s00484-015-1121-8>
- Rodríguez, M.V., Melgar, S.G., Márquez, J.M.A., 2022. Assessment of aerial thermography as a method of in situ measurement of radiant heat transfer in urban public spaces. *Sustain. Cities Soc.* 87, 104228. <https://doi.org/10.1016/j.scs.2022.104228>
- Rodríguez-Fonseca, B., Polo, I., Serrano, E., Castro, M., 2006. Evaluation of the North Atlantic SST forcing on the European and Northern African winter climate. *Int. J. Climatol.* 26, 179–191. <https://doi.org/10.1002/joc.1234>

- Rodríguez-Fonseca, B., Sánchez, E., Arribas, A., 2005. Winter climate variability changes over Europe and the Mediterranean region under increased greenhouse conditions. *Geophys. Res. Lett.* 32, 2005GL022800. <https://doi.org/10.1029/2005GL022800>
- Rodríguez-Fonseca, B., Suárez-Moreno, R., Ayarzagüena, B., López-Parages, J., Gómara, I., Villamayor, J., Mohino, E., Losada, T., Castaño-Tierno, A., 2016. A Review of ENSO Influence on the North Atlantic. A Non-Stationary Signal. *Atmosphere* 7, 87. <https://doi.org/10.3390/atmos7070087>
- Rodríguez-Gómez, F., Fernández-Cañero, R., Pérez, G., Del Campo-Ávila, J., López-Rodríguez, D., Pérez-Urrestarazu, L., 2022. Detection of unfavourable urban areas with higher temperatures and lack of green spaces using satellite imagery in sixteen Spanish cities. *Urban For. Urban Green.* 78, 127783. <https://doi.org/10.1016/j.ufug.2022.127783>
- Rodríguez-Puebla, C., Encinas, A.H., Nieto, S., Garmendia, J., 1998. Spatial and temporal patterns of annual precipitation variability over the Iberian Peninsula. *Int. J. Climatol.* 18, 299–316. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(19980315\)18:3<299::AID-JOC247>3.0.CO;2-L](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(19980315)18:3<299::AID-JOC247>3.0.CO;2-L)
- Rojas-Labanda, C., González-Rouco, F., García-Bustamante, E., Navarro, J., Lucio-Eceiza, E.E., Van Der Schrier, G., Kaspar, F., 2023. Surface wind over Europe: Data and variability. *Int. J. Climatol.* 43, 134–156. <https://doi.org/10.1002/joc.7739>
- Román, R., Antón, M., Cachorro, V.E., Loyola, D., Ortiz De Galisteo, J.P., De Frutos, A., Romero-Campos, P.M., 2015. Comparison of total water vapor column from GOME-2 on MetOp-A against ground-based GPS measurements at the Iberian Peninsula. *Sci. Total Environ.* 533, 317–328. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.06.124>
- Rowell, D.P., Jones, R.G., 2006. Causes and uncertainty of future summer drying over Europe. *Clim. Dyn.* 27, 281–299. <https://doi.org/10.1007/s00382-006-0125-9>
- Royé, D., Codesido, R., Tobías, A., Taracido, M., 2020. Heat wave intensity and daily mortality in four of the largest cities of Spain. *Environ. Res.* 182, 109027. <https://doi.org/10.1016/j.envres.2019.109027>
- Rubio-Romero, A., Granados, I., 2008. Efectos del cambio climático sobre los macroinvertebrados fluviales del Alto Lozoya. Presented at the XIV Congreso de la Asociación Ibérica de Limnología, Huelva - Spain.
- Ruiz Sinoga, J.D., García Marín, R., Martínez Murillo, J.F., Gabarrón Galeote, M.A., 2011. Precipitation dynamics in southern Spain: trends and cycles. *Int. J. Climatol.* 31, 2281–2289. <https://doi.org/10.1002/joc.2235>
- Ruiz-Fernández, J., García-Hernández, C., Ochoa-Álvarez, M., Van Den Bergh, M., Gallinar Cañedo, D., González-Díaz, B., 2023. Ground and Near-Rock Surface Air Thermal Regimes in the High Mountain of the Picos De Europa (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Air Soil Water Res.* 16, 117862212311766. <https://doi.org/10.1177/11786221231176676>
- Salamanca, F., Martilli, A., Yagüe, C., 2012. A numerical study of the Urban Heat Island over Madrid during the DESIREX (2008) campaign with WRF and an evaluation of simple mitigation strategies. *Int. J. Climatol.* 32, 2372–2386. <https://doi.org/10.1002/joc.3398>
- Salvador, C., Gullón, P., Franco, M., Vicedo-Cabrera, A.M., 2023. Heat-related first cardiovascular event incidence in the city of Madrid (Spain): Vulnerability assessment by demographic, socioeconomic, and health indicators. *Environ. Res.* 226, 115698. <https://doi.org/10.1016/j.envres.2023.115698>

- Salvador, C., Nieto, R., Linares, C., Díaz, J., Gimeno, L., 2020. Short-term effects of drought on daily mortality in Spain from 2000 to 2009, *Environmental Research*, 183, 109200. <https://doi.org/10.1016/j.envres.2020.109200>
- Salvador, S., Costoya, X., Sanz-Larruga, F., Gimeno, L., 2018. Development of Offshore Wind Power: Contrasting Optimal Wind Sites with Legal Restrictions in Galicia, Spain. *Energies* 11, 731. <https://doi.org/10.3390/en11040731>
- Salvia, M., Olazabal, M., Fokaides, P.A., Tardieu, L., Simoes, S.G., Geneletti, D., De Gregorio Hurtado, S., Vigié, V., Spyridaki, N.-A., Pietrapertosa, F., Ioannou, B.I., Matosović, M., Flamos, A., Balzan, M.V., Feliu, E., Rižnar, K., Šel, N.B., Heidrich, O., Reckien, D., 2021. Climate mitigation in the Mediterranean Europe: An assessment of regional and city-level plans. *J. Environ. Manage.* 295, 113146. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2021.113146>
- Sánchez-Benítez, A., Barriopedro, D., García-Herrera, R., 2020. Tracking Iberian heatwaves from a new perspective. *Weather Clim. Extrem.* 28, 100238. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2019.100238>
- Sánchez-Benítez, A., García-Herrera, R., Vicente-Serrano, S.M., 2017. Revisiting precipitation variability, trends and drivers in the Canary Islands. *Int. J. Climatol.* 37, 3565–3576. <https://doi.org/10.1002/joc.4937>
- Sánchez-López, G., 2016. North Atlantic Oscillation imprints in the Central Iberian Peninsula for the last two millennia: from ordination analyses to the Bayesian approach. University of Barcelona, Barcelona.
- Sandonis, L., González-Hidalgo, J., Peña-Angulo, D., Beguería, S., 2021. Mean temperature evolution on the Spanish mainland 1916–2015. *Clim. Res.* 82, 177–189. <https://doi.org/10.3354/cr01627>
- Santos González, J., Redondo Vega, J.M., Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B., 2013. Dinámica actual de los nichos de nivación del Alto Sil (Cordillera Cantábrica). *Cuad. Investig. Geográfica* 36, 87–106. <https://doi.org/10.18172/cig.1229>
- Scaife, A.A., Knight, J.R., Vallis, G.K., Folland, C.K., 2005. A stratospheric influence on the winter NAO and North Atlantic surface climate. *Geophys. Res. Lett.* 32. <https://doi.org/10.1029/2005GL023226>
- Schliep, E.M., Gelfand, A.E., Abaurrea, J., Asín, J., Beamonte, M.A., Cebrián, A.C., 2021. Long-Term Spatial Modelling for Characteristics of Extreme Heat Events. *J. R. Stat. Soc. Ser. A Stat. Soc.* 184, 1070–1092. <https://doi.org/10.1111/rssa.12710>
- Senent-Aparicio, J., López-Ballesteros, A., Jimeno-Sáez, P., Pérez-Sánchez, J., 2023. Recent precipitation trends in Peninsular Spain and implications for water infrastructure design. *J. Hydrol. Reg. Stud.* 45, 101308. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2022.101308>
- Serrano, E., Oliva, M., González-García, M., López-Moreno, J.I., González-Trueba, J., Martín-Moreno, R., Gómez-Lende, M., Martín-Díaz, J., Nofre, J., Palma, P., 2018. Post-little ice age paraglacial processes and landforms in the high Iberian mountains: A review. *Land Degrad. Dev.* 29, 4186–4208. <https://doi.org/10.1002/ldr.3171>
- Serrano, V., M, S., 2013. Spatial and temporal evolution of precipitation droughts in Spain in the last century.
- Serrano-Notivol, R., 2017. Reconstrucción climática instrumental de la precipitación diaria en España: ensayo metodológico y aplicaciones.

- Serrano-Notivolí, R., Lemus-Canovas, M., Barro, S., Sarricolea, P., Meseguer-Ruiz, O., Tejedor, E., 2022. Heat and cold waves in mainland Spain: Origins, characteristics, and trends. *Weather Clim. Extrem.* 37, 100471. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2022.100471>
- Serrano-Notivolí, R., Tejedor, E., 2021. From rain to data: A review of the creation of monthly and daily station-based gridded precipitation datasets. *WIREs Water* 8, e1555. <https://doi.org/10.1002/wat2.1555>
- Serrano-Notivolí, R., Tejedor, E., Sarricolea, P., Meseguer-Ruiz, O., De Luis, M., Saz, M.Á., Longares, L.A., Olcina, J., 2023. Unprecedented warmth: A look at Spain's exceptional summer of 2022. *Atmospheric Res.* 293, 106931. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2023.106931>
- Spagnoli, B., Planton, S., Déqué, M., Mestre, O., Moisselin, J. -M., 2002. Detecting climate change at a regional scale: the case of France. *Geophys. Res. Lett.* 29. <https://doi.org/10.1029/2001GL014619>
- Sperling, F.N., Washington, R., Whittaker, R.J., 2004. Future Climate Change of the Subtropical North Atlantic: Implications for the Cloud Forests of Tenerife. *Clim. Change* 65, 103–123. <https://doi.org/10.1023/B:CLIM.0000037488.33377.bf>
- Tejedor, E., Cuadrat, J.M., Saz, M.Á., Serrano Notivolí, R., López, N., Aladrén, M., 2016. Islas de calor y confort térmico en Zaragoza durante la ola de calor de julio de 2015, in: *Clima, Sociedad, Riesgos y Ordenación Del Territorio. Servicio de Publicaciones de la UA*, pp. 141–151. <https://doi.org/10.14198/XCongresoAECALicante2016-13>
- Tobías, A., Royé, D., Iñiguez, C., 2023. Heat-attributable Mortality in the Summer of 2022 in Spain. *Epidemiology* 34, e5–e6. <https://doi.org/10.1097/EDE.0000000000001583>
- Torrealla, R.C., Gallego, E.G., García, F.F., 1998. *Clima y ambiente urbano en ciudades ibéricas e iberoamericanas*. Parteluz.
- Trenberth, K.E., 1999. Atmospheric Moisture Recycling: Role of Advection and Local Evaporation. *J. Clim.* 12, 1368–1381.
- Trigo, R., Osborn, T., Corte-Real, J., 2002. The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms. *Clim. Res.* 20, 9–17. <https://doi.org/10.3354/cr020009>
- Trigo, R.M., Pozo-Vázquez, D., Osborn, T.J., Castro-Díez, Y., Gámiz-Fortis, S., Esteban-Parra, M.J., 2004. North Atlantic oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. *Int. J. Climatol.* 24, 925–944.
- Utrabo-Carazo, E., Azorín-Molina, C., Aguilar, E., Brunet, M., 2023. A Spectral Analysis of Near-Surface Mean Wind Speed and Gusts Over the Iberian Peninsula. *Geophys. Res. Lett.* 50, e2023GL103323. <https://doi.org/10.1029/2023GL103323>
- Utrabo-Carazo, E., Azorin-Molina, C., Serrano, E., Aguilar, E., Brunet, M., Guijarro, J.A., 2022. Wind stilling ceased in the Iberian Peninsula since the 2000s. *Atmospheric Res.* 272, 106153. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106153>
- Valdés-Abellán, J., Pardo, M.A., Tenza-Abril, A.J., 2017. Observed precipitation trend changes in the western Mediterranean region. *Int. J. Climatol.* 37, 1285–1296. <https://doi.org/10.1002/joc.4984>
- Vaquero, J.M., Bravo-Paredes, N., Obregón, M.A., Carrasco, V.M.S., Valente, M.A., Trigo, R.M., Domínguez-Castro, F., Montero-Martín, J., Vaquero-Martínez, J., Antón, M., García, J.A., Gallego, M.C., 2022.

- Recovery of early meteorological records from Extremadura region (SW Iberia): The 'CilPastExtrem' (v1.0) database. *Geosci. Data J.* 9, 207–220. <https://doi.org/10.1002/gdj3.131>
- Vaquero-Martínez, J., Antón, M., 2021. Review on the Role of GNSS Meteorology in Monitoring Water Vapor for Atmospheric Physics. *Remote Sens.* 13, 2287. <https://doi.org/10.3390/rs13122287>
- Vaquero-Martínez, J., Antón, M., Ortiz De Galisteo, J.P., Cachorro, V.E., Wang, H., González Abad, G., Román, R., Costa, M.J., 2017. Validation of integrated water vapor from OMI satellite instrument against reference GPS data at the Iberian Peninsula. *Sci. Total Environ.* 580, 857–864. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.12.032>
- Vargas-Yáñez, M., Tel, E., Marcos, M., Moya, F., Ballesteros, E., Alonso, C., García-Martínez, M.C., 2023. Factors Contributing to the Long-Term Sea Level Trends in the Iberian Peninsula and the Balearic and Canary Islands. *Geosciences* 13, 160. <https://doi.org/10.3390/geosciences13060160>
- Vautard, R., Cattiaux, J., Yiou, P., Thépaut, J.-N., Ciais, P., 2010. Northern Hemisphere atmospheric stilling partly attributed to an increase in surface roughness. *Nat. Geosci.* 3, 756–761. <https://doi.org/10.1038/ngeo979>
- Vicente-Serrano, S., 2021. The evolution of climatic drought studies in Spain over the last few decades. *Geographica* 7–34. https://doi.org/10.26754/ojs_geoph/geoph.2021734640
- Vicente-Serrano, S.M., Beguería, S., Hernández-Santana, V., Durán, J.J., Rosales, M.A., Camarero, J.J., 2023. Sequías. Informe de transferencia de conocimiento. <https://doi.org/10.20350/digitalCSIC/15371>
- Vicente-Serrano, S.M., 2005. El Niño and La Niña influence on droughts at different timescales in the Iberian Peninsula. *Water Resour. Res.* 41, 2004WR003908. <https://doi.org/10.1029/2004WR003908>
- Vicente-Serrano, S.M., Azorín-Molina, C., Sánchez-Lorenzo, A., El Kenawy, A., Martín-Hernández, N., Peña-Gallardo, M., Beguería, S., Tomás-Burguera, M., 2016. Recent changes and drivers of the atmospheric evaporative demand in the Canary Islands. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 20, 3393–3410. <https://doi.org/10.5194/hess-20-3393-2016>
- Vicente-Serrano, S.M., Rodríguez-Camino, E., Domínguez-Castro, F., El Kenawy, A., Azorín-Molina, C., 2017. An updated review on recent trends in observational surface atmospheric variables and their extremes over Spain. *Cuad. Investig. Geográfica* 43, 209–232. <https://doi.org/10.18172/cig.3134>
- 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>
- Viviroli, D., Dür, H.H., Messerli, B., Meybeck, M., Weingartner, R., 2007. Mountains of the world, water towers for humanity: Typology, mapping, and global significance. *Water Resour. Res.* 43, 2006WR005653. <https://doi.org/10.1029/2006WR005653>
- Von Schuckmann, K., Le Traon, P.-Y., Smith, N., Pascual, A., Djavidnia, S., Gattuso, J.-P., Grégoire, M., Aaboe, S., Alari, V., Alexander, B.E., Alonso-Martirena, A., Aydogdu, A., Azzopardi, J., Bajo, M., Barbariol, F., Batistić, M., Behrens, A., Ismail, S.B., Benetazzo, A., Bitetto, I., Borghini, M., Bray, L., Capet, A., Carlucci, R., Chatterjee, S., Chiggiato, J., Ciliberti, S., Cipriano, G., Clementi, E., Cochrane, P., Cossarini, G., D'Andrea, L., Davison, S., Down, E., Drago, A., Druon, J.-N., Engelhard, G., Federico, I., Garić, R., Gauci, A., Gerin, R., Geyer, G., Giesen, R., Good, S., Graham, R., Grégoire, M., Greiner,

- E., Gundersen, K., Hélaouët, P., Hendricks, S., Heymans, J.J., Holt, J., Hure, M., Juza, M., Kassis, D., Kellett, P., Knol-Kauffman, M., Kountouris, P., Köuts, M., Lagemaat, P., Laverne, T., Legeais, J.-F., Traon, P.-Y.L., Libralato, S., Lien, V.S., Lima, L., Lind, S., Liu, Y., Macías, D., Maljutenko, I., Mangin, A., Männik, A., Marinova, V., Martellucci, R., Masnadi, F., Mauri, E., Mayer, M., Menna, M., Meulders, C., Møgster, J.S., Monier, M., Mork, K.A., Müller, M., Nilsen, J.E.Ø., Notarstefano, G., Oviedo, J.L., Palermo, C., Pallalexis, A., Panzeri, D., Pardo, S., Peneva, E., Pezzutto, P., Pirro, A., Platt, T., Poulain, P.-M., Prieto, L., Querin, S., Rabenstein, L., Raj, R.P., Raudsepp, U., Reale, M., Renshaw, R., Ricchi, A., Ricker, R., Rikka, S., Ruiz, J., Russo, T., Sanchez, J., Santoleri, R., Sathyendranath, S., Scarcella, G., Schroeder, K., Sparnocchia, S., Spedicato, M.T., Stanev, E., Staneva, J., Stocker, A., Stoffelen, A., Teruzzi, A., Townhill, B., Uiboupin, R., Valcheva, N., Vandenbulcke, L., Vindenes, H., Schuckmann, K.V., Vrgoč, N., Wakelin, S., Zupa, W., 2021. Copernicus Marine Service Ocean State Report, Issue 5. *J. Oper. Oceanogr.* 14, 1–185. <https://doi.org/10.1080/1755876X.2021.1946240>
- Wang, B., Luo, X., Yang, Y.-M., Sun, W., Cane, M.A., Cai, W., Yeh, S.-W., Liu, J., 2019. Historical change of El Niño properties sheds light on future changes of extreme El Niño. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 116, 22512–22517. <https://doi.org/10.1073/pnas.1911130116>
- Waugh, D.W., Sobel, A.H., Polvani, L.M., 2017. What Is the Polar Vortex and How Does It Influence Weather? *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 98, 37–44. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00212.1>
- Woollings, T., Gregory, J.M., Pinto, J.G., Meyers, M., Brayshaw, D.J., 2012. Response of the North Atlantic storm track to climate change shaped by ocean–atmosphere coupling. *Nat. Geosci.* 5, 313–317. <https://doi.org/10.1038/ngeo1438>
- Woollings, T., Hannachi, A., Hoskins, B., Turner, A., 2010. A Regime View of the North Atlantic Oscillation and Its Response to Anthropogenic Forcing. *J. Clim.* 23, 1291–1307. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3087.1>
- Yanes Luque, A., Rodríguez-Báez, J.A., Máyer Suárez, P., Dorta Antequera, P., López-Díez, A., Díaz-Pacheco, J., Pérez-Chacón, E., 2021. Marine storms in coastal tourist areas of the Canary Islands. *Nat. Hazards* 109, 1297–1325. <https://doi.org/10.1007/s11069-021-04879-3>
- Yasunari, T., Saito, K., Takata, K., 2006. Relative Roles of Large-Scale Orography and Land Surface Processes in the Global Hydroclimate. Part I: Impacts on Monsoon Systems and the Tropics. *J. Hydrometeorol.* 7, 626–641. <https://doi.org/10.1175/JHM515.1>
- Yeh, S.-W., Kug, J.-S., Dewitte, B., Kwon, M.-H., Kirtman, B.P., Jin, F.-F., 2009. El Niño in a changing climate. *Nature* 461, 511–514.
- Young, I.R., Ribal, A., 2019. Multiplatform evaluation of global trends in wind speed and wave height. *Science* 364, 548–552. <https://doi.org/10.1126/science.aav9527>
- Zeng, Z., Ziegler, A.D., Searchinger, T., Yang, L., Chen, A., Ju, K., Piao, S., Li, L.Z.X., Ciais, P., Chen, D., Liu, J., Azorin-Molina, C., Chappell, A., Medvigy, D., Wood, E.F., 2019. A reversal in global terrestrial stilling and its implications for wind energy production. *Nat. Clim. Change* 9, 979–985. <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0622-6>
- Zhang, X., Sorteberg, A., Zhang, J., Gerdes, R., Comiso, J.C., 2008. Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system. *Geophys. Res. Lett.* 35. <https://doi.org/10.1029/2008GL035607>

Zittis, G., Hadjinicolaou, P., Klangidou, M., Proestos, Y., Lelieveld, J., 2019. A multi-model, multi-scenario, and multi-domain analysis of regional climate projections for the Mediterranean. *Reg. Environ. Change* 19, 2621–2635. <https://doi.org/10.1007/s10113-019-01565-w>

CAPÍTULO 4
CAMBIOS FÍSICOS
Y BIOGEOQUÍMICOS
EN EL OCÉANO
ALREDEDOR DE ESPAÑA
DURANTE EL PERIODO
OBSERVACIONAL:
VARIABILIDAD,
TENDENCIAS Y
FORZAMIENTOS.

Coordinadores/Autores principales: Manuel Vargas-Yáñez¹, Marta Marcos², Marcos Fontela³ y Raquel Somavilla¹

Colaboradores: Ángel Amores², Miguel Aguilles², Mélanie Juza⁴, Iván Parra-Berrocal⁵, Jordi Salat⁶, Josep Pascual⁶, Alonso Hernández-Guerra⁷, Almudena Fontán⁸, Marina Chiffet⁸, Moncho Gómez-Gesteira⁹

¹ Instituto Español de Oceanografía (IEO-CSIC). Málaga, España

² Institut Mediterrani d'Estudis Avançats (IMEDEA, Universidad de las Islas Baleares) Palma, España

³ Instituto de Investigaciones Marinas (IIM-CSIC). Vigo, España

⁴ Sistema de Observación y Predicción Costero de las Islas Baleares (SOCIB), Palma, España

⁵ Centre National de Recherches Météorologiques, Toulouse, Francia

⁶ Institut de Ciències del Mar (CSIC), Barcelona, España.

⁷ Instituto de Oceanografía y Cambio Global (IOCAG), Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, España.

⁸ AZTI, Centro de Investigación Marina y Alimentaria, Pasaia (Gipuzkoa) España

⁹ Universidad de Vigo, Vigo, España

1. Introducción

Los océanos cubren más del setenta por ciento de la superficie terrestre y, debido a su gran volumen y a su inercia térmica -unas 4000 veces mayor que la del aire-, acumulan el 93% de la energía del Sistema Climático de la Tierra, siendo el principal impulsor de la regulación del clima y actuando como amortiguador térmico del calentamiento climático (Intergovernmental Panel On Climate Change, IPCC 2023). Además, el océano global no sólo absorbe, almacena y redistribuye grandes cantidades de calor, sino también de carbono. El océano contiene 50 veces más carbono que la atmósfera y absorbe activamente cerca del 30% del dióxido de carbono antropogénico emitido (Le Quére et al., 2015). La mitad de la producción primaria neta de la Tierra es producida en las capas superficiales del océano por el fitoplancton, con la consiguiente liberación de oxígeno (Keeling et al., 2010). La regulación de las concentraciones atmosféricas y marinas de dióxido de carbono (CO₂) y el suministro de oxígeno son solo algunos de los servicios que los ecosistemas marinos y la biodiversidad marina prestan al bienestar humano.

A medida que las concentraciones de gases de efecto invernadero aumentan el desequilibrio radiativo de la Tierra (la energía recibida del Sol supera la energía que sale de la atmósfera de vuelta al espacio), los océanos secuestran hasta el 93% del calor extra en el sistema climático (IPCC, 2023) y, como resultado, el océano se está calentando (Balmaseda et al., 2013; Cheng et al., 2019, 2022; Roemmich et al., 2015). La interfaz atmósfera-océano es una puerta de entrada clave en el sistema climático terrestre. Es donde la atmósfera pone en movimiento al océano, se producen los procesos de interacción atmósfera-océano relevantes para el clima y tiempo atmosférico y donde los contaminantes (es decir, plástico, CO₂ antropogénico, residuos

radiactivos/químicos) entran en el mar. Está tan evidente que el conocimiento preciso de los intercambios a través de esta interfaz es fundamental tanto para la evolución del océano como para nuestro clima en su conjunto que, de hecho, los flujos de calor turbulento y radiativo entre el océano y la atmósfera se encuentran tanto entre las Variables Esenciales del Océano (EOV en sus siglas en inglés) como entre las Variables Esenciales del Clima (ECV en sus siglas en inglés). Las observaciones in situ de estas variables proceden en su mayoría de boyas fijas y buques. Esto significa que, a pesar de la importancia de estas mediciones, actualmente sólo existen unos 300 lugares de observación in situ del intercambio de calor, agua y momento en la inmensidad de todo el océano y con una distribución no homogénea. En consecuencia, nuestra capacidad para resolver la amplia gama de procesos de interacción océano-atmósfera con una resolución espacial y temporal adecuada sigue siendo limitada. Esto significa que las estimaciones de los flujos de calor en los que tienen lugar intercambios entre la atmósfera y el océano que permiten al océano acumular más del 90% de la energía en el sistema climático están aún lejos de poder cerrar el balance de calor a $+1 \text{ Wm}^{-2}$ -como las estimaciones actuales basadas en el aumento del contenido de calor del océano ($+0,6 \pm 0,3 \text{ Wm}^{-2}$), mostrando una incertidumbre ($\pm 17 \text{ Wm}^{-2}$) incluso mayor que las estimaciones a partir de los flujos de calor TOA (Top Of the Atmosphere). Una ganancia neta media mundial de calor de la atmósfera al océano de $+1 \text{ Wm}^{-2}$, si se mezcla con los 700 m superiores del océano, conduce a un aumento de la temperatura media en esa capa de $0.11 \text{ }^{\circ}\text{C/década}$, suficiente para explicar las tendencias actuales de calentamiento. Así pues, las estimaciones del contenido de calor oceánico proporcionan la estimación más precisa del calentamiento de nuestro sistema climático.

El océano no sólo se está calentando, sino que los datos de mareógrafos y altimetría también arrojan resultados concluyentes: el nivel del mar está subiendo y este aumento se está acelerando (IPCC, 2023). Además, en respuesta a la intensificación del ciclo hidrológico debido a que una atmósfera más cálida es capaz de mantener y redistribuir mayor cantidad de humedad, las zonas saladas (mayor salinidad) son cada vez más saladas y las zonas salobres (menor salinidad) son cada vez más salobres. En otras palabras, las zonas más secas son cada vez más secas y las zonas más húmedas son cada vez más húmedas. También en este caso, para la comprensión y el seguimiento de este patrón con consecuencias globales también en tierra, los datos oceanográficos son cruciales. La medición de la distribución geográfica del flujo de calor latente es especialmente importante, ya que implica cambios en la evaporación y en el ciclo hidrológico, pero es difícil determinar con precisión estos flujos atmósfera-océano. Así pues, dado el predominio del océano en el ciclo hidrológico, una de las mejores pruebas de la intensificación del ciclo hidrológico procede de hecho de la hidrografía: de las tendencias observadas en las salinidades oceánicas.

El drástico aumento de las emisiones antropogénicas de CO_2 desde la industrialización no sólo provoca el calentamiento de los océanos, la subida del nivel del mar y la intensificación del ciclo hidrológico, sino que también es la causa de la acidificación de los océanos (un conjunto de cambios en la química del agua de mar debidos al aumento progresivo de las concentraciones de carbono inorgánico en el océano que provoca la disminución del pH del agua y de la saturación de carbonato cálcico, entre otros) y de una disminución significativa del contenido de oxígeno disuelto (Keeling et al., 2010).

La circulación oceánica, la estratificación del océano y la profundidad de la capa de mezcla son otros factores fundamentales que determinan el papel fundamental del océano en el clima al absorber, almacenar y redistribuir grandes cantidades de calor, carbono y otros trazadores.

Basándose en observaciones oceánicas, este capítulo pretende ofrecer una actualización de los cambios y tendencias regionales observados en estas propiedades y procesos físicos y biogeoquímicos durante el registro histórico existente en las aguas oceánicas que rodean la Península Ibérica y los archipiélagos canario y balear.

2. Cambios observados en el océano.

2.1. Cambios en las capas superficiales del océano. Variabilidad y tendencias de la temperatura, la salinidad, la estratificación y la profundidad de la capa de mezcla.

2.1.1. Temperatura de la superficie del mar.

El último Sexto Informe de Evaluación (AR6 en sus siglas en inglés) del IPCC (IPCC, 2023) determinó que es prácticamente seguro que la temperatura global de la superficie del mar (SST) ha aumentado desde principios del siglo 20th. La temperatura global de la superficie del mar (SST) ha aumentado 0,88 [0,68 a 1,01] °C desde 1850-1900 hasta 2011-2020 y 0,60 [0,44 a 0,74] °C desde 1980 hasta 2020, lo que supone una tasa media de 0,15 °C/década. Las tasas de calentamiento de la SST son geográficamente heterogéneas, ya que algunas regiones se calientan más rápido que otras. Lo mismo ocurre con las aguas que rodean la Península Ibérica y las Islas Canarias, que abarcan regímenes oceánicos muy diferentes, con transición hacia regiones subpolares en el Golfo de Vizcaya y el Atlántico Nororiental, a aguas más subtropicales en el Golfo de Cádiz, las corrientes de contorno Este en las Islas Canarias y, por último, el Mar Mediterráneo.

El Atlántico Nororiental, al este de las dos corrientes principales de la cuenca, la Corriente Noratlántica y la Corriente de las Azores, y hacia el Margen Europeo en el Golfo de Vizcaya muestra un gradiente en el calentamiento de la SST similar a los valores climatológicos medios de la SST, con tasas de calentamiento más rápidas hacia la esquina sureste del Golfo de Vizcaya donde se encuentran valores de SST estivales más cálidos. Así, las tendencias de la SST hacia la esquina interior del Golfo de Vizcaya alcanzan 0,35 °C/década. A medida que se avanza hacia el oeste este ritmo de calentamiento disminuye, y en las aguas oceánicas al norte y oeste del cabo Finisterre la tendencia de la SST es de 0,25 °C/década. Tendencias de calentamiento similares se encuentran más al sur, hacia el Golfo de Cádiz. Aunque menores que las de las aguas interiores del Golfo de Vizcaya o del Mar Mediterráneo descritas a continuación, estas tasas siguen siendo significativamente superiores a la media mundial de 0,15 °C/década. Las regiones de afloramiento en la costa oeste y norte de la Península Ibérica parecen ser un 'reducto' del calentamiento global, y dependiendo de la zona incluso se observan tendencias de enfriamiento como también se ha informado para el Sistema de Afloramiento de la Corriente de Canarias (ver Fig. 4.1). Los cambios en la fuerza del afloramiento costero han sido ampliamente estudiados desde 1990, cuando Bakun (Bakun, 1990) propuso que el calentamiento global puede inducir un enfriamiento en las zonas costeras a través de la intensificación de los vientos favorables al afloramiento. La intensificación requerida de la tensión del viento en estas regiones parece ocurrir en algunas

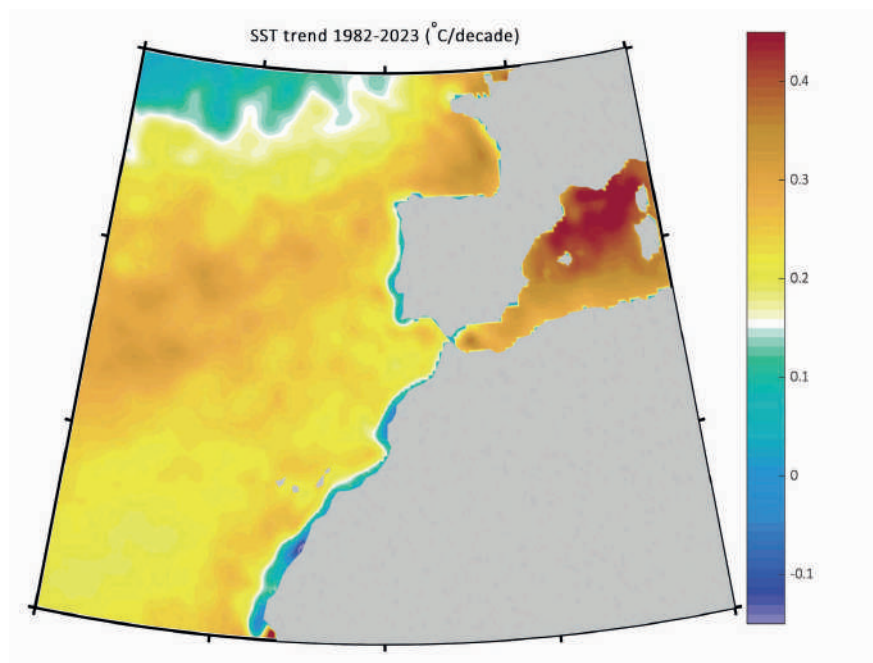


Figura 4.1. Tendencias de la SST a partir del conjunto de datos de alta resolución SSTV2 OI de la NOAA (<https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.highres.html>) basada en datos de SST obtenidos por satélite en el periodo 1982-2023. Las tendencias de la SST se indican mediante la escala de colores. El color blanco marca la tendencia de calentamiento de la SST media global (0,15°C/década) para el periodo 1980-2020 como referencia. Como se ha observa, con la única excepción de algunas aguas costeras, todas las aguas oceánicas que rodean la Península Ibérica y los archipiélagos se están calentando más rápidamente que la media global.

regiones de afloramiento (Seabra et al., 2019; Sydeman et al., 2014; R. Varela et al., 2015; Rubén Varela et al., 2018). Sin embargo, la intensificación de los vientos no necesariamente debe soportar completamente un aumento del flujo medio y del transporte de Ekman (afloramiento). La energía adicional impartida por la intensificación de los vientos se traslada parcialmente en cascada a la actividad oceánica de mesoescala de las corrientes de contorno en lugar de dirigirse hacia una aceleración de su flujo medio, un efecto conocido como Eddy compensation (Beal & Elipot, 2016; Marshall & Speer, 2012). Además, otros procesos pueden ralentizar temporalmente las tasas de calentamiento global también en aguas oceánicas. Así, el Golfo de Vizcaya pareció pausar su calentamiento durante la década comprendida entre mediados de la década de 2000 y mediados de la de 2010 (Somavilla et al., 2017). Como resultado, las tendencias de calentamiento han variado significativamente en las últimas décadas en la zona con valores medios de 0,35 °C/década cuando se calculan desde principios de la década de 1980 hasta mediados de la década de 2000 (Costoya et al., 2014; Goikoetxea et

al., 2009), disminuyendo a menos de 0,20 °C/década al incluir la década más fría de mediados de la década de 2010 para la zona (Fontán et al., 2008; Somavilla et al., 2017; Taboada & Anadón, 2012). Esta ralentización de las tendencias de calentamiento también fue observable en las aguas oceánicas al oeste de la Península Ibérica, desde el extremo noroccidental de Galicia hasta el sur de Portugal (Taboada & Anadón, 2012). Este parón del calentamiento parece haber cesado, y las tasas de calentamiento se están acelerando de nuevo.

El mar Mediterráneo suele considerarse un punto caliente del cambio climático y, debido a sus reducidas dimensiones y a su carácter semicerrado. El aumento de la SST en esta región del océano mundial constituye un ejemplo de esta situación. Según Juza & Tintoré, 2021 el calentamiento de la superficie mediterránea, estimado a partir de datos satelitales desde principios de los años 80, podría ser dos o tres veces mayor que el observado para el océano global (ver Fig. 4.1). Estas tendencias no son espacialmente homogéneas, con un mayor calentamiento en el Mediterráneo oriental en las últimas cuatro décadas. También existen diferencias importantes en el Mediterráneo occidental, y más concretamente en las aguas del Mediterráneo español, donde se observa claramente un gradiente sur-norte. Las tendencias más bajas durante el periodo 1982-2022 para la TSM media anual se observarían en el sector norte del Mar de Alborán ($2,4 \pm 0,5$ °C/siglo), aumentando hacia el norte y alcanzando los $3,9 \pm 0,6$ °C/siglo hasta el norte del Mar de Cataluña (Manuel Vargas-Yáñez et al., 2023). Este intenso calentamiento estimado a partir de datos de satélite se confirma con los obtenidos a partir de medidas in situ. Vargas-Yáñez et al., 2023 han estimado un calentamiento de $1,78 \pm 0,01$ °C/siglo a partir de una serie temporal diaria de temperatura del agua en la playa de Fuengirola (noroeste del Mar de Alborán), y Salat et al., 2019 han obtenido un calentamiento del agua superficial en la estación oceanográfica de L'Estartit (costa de Girona, norte del Mar de Cataluña) de $2,8 \pm 0,4$ °C/siglo. Cabe destacar que el intenso calentamiento en la costa de L'Estartit no solo afecta a las aguas superficiales, sino a todo el rango de profundidades de la plataforma continental, ya que las tendencias de calentamiento en el fondo de la estación de L'Estartit (80 m) también mostraron una tendencia positiva de $2,0 \pm 0,3$ °C/siglo.

Este aumento de la TSM también afecta a las aguas que rodean las Islas Canarias. Estas aguas forman parte del conocido como Sistema de Afloramiento de la Corriente de Canarias, que se extiende desde el extremo norte de Galicia (noroeste de la Península Ibérica) hasta el sur de Senegal, y es uno de los cuatro Sistemas de Afloramiento Este del mundo. Según Siemer et al., 2021, la SST en esta región aumentó a un ritmo de 0,16 °C/década. Sin embargo, como en el caso del Mar Mediterráneo, este calentamiento no es homogéneo. Las tendencias aumentan hacia el mar. En la zona de las Islas Canarias, Vélez-Belchí et al., 2015 encontraron que la TSM había aumentado a una tasa de $0,27 \pm 0,21$ °C/década como se muestra en la Figura 4.1. Por el contrario, las tendencias de la temperatura son menores o incluso negativas en algunas partes de la costa donde el afloramiento causado por los vientos alisios es más intenso y permanente (Siemer et al., 2021). Estos autores señalan que esto estaría causado por una intensificación de los vientos favorables al afloramiento. Este es un efecto del cambio climático que

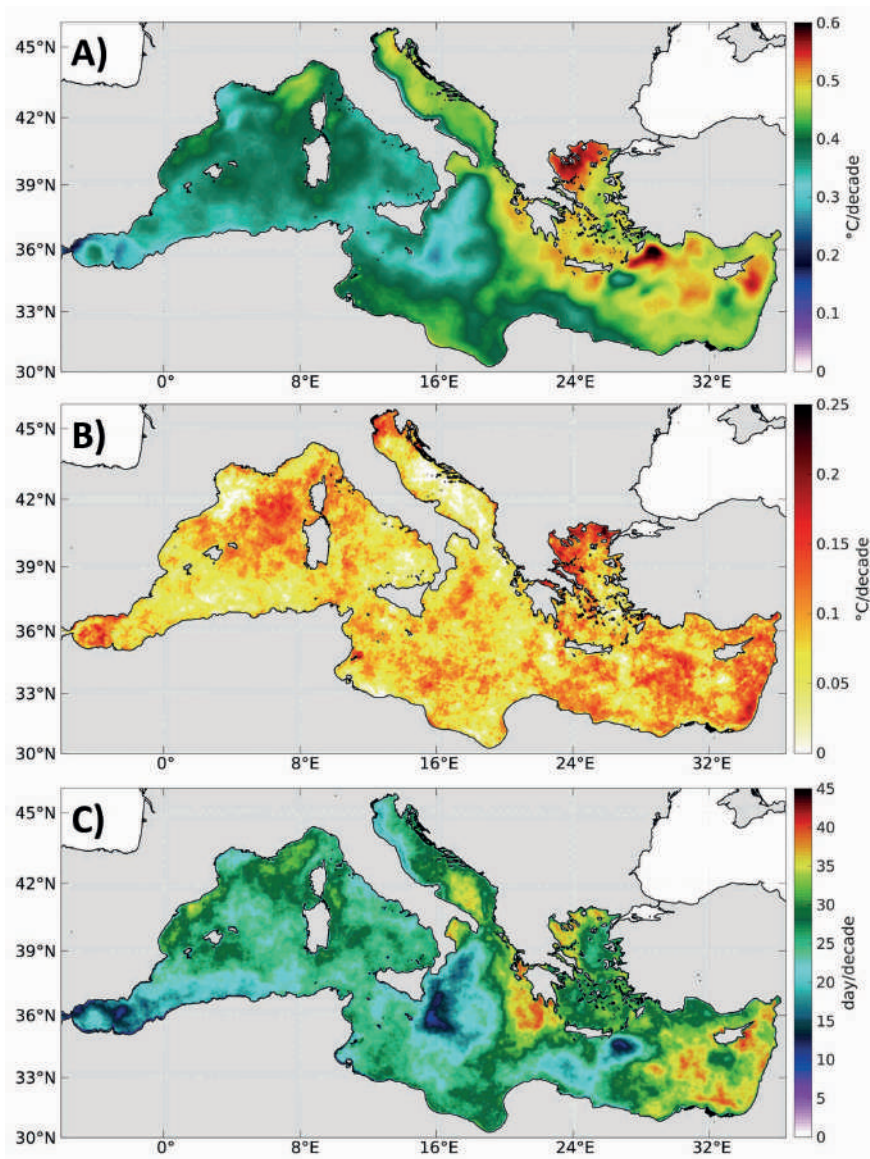


Figura 4.2 A) Tendencias lineales en °C/década para la SST en el Mar Mediterráneo. B) Intensidad de MHWs en °C/década, C) tendencias lineales para el número anual de días con MHWs en el Mar Mediterráneo.

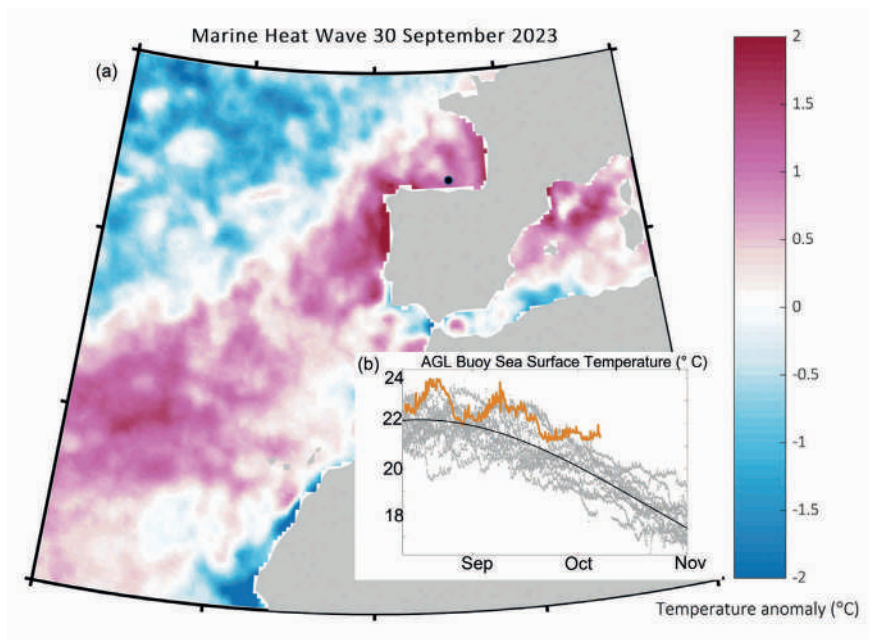


Figura 4.3. (a) Ola de calor marina en el Atlántico Norte oriental y el Mediterráneo occidental detectada a partir de datos de temperatura de la superficie del mar obtenidos por satélite (NOAA OI SST V2 High Resolution Dataset, <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.highres.html>) siguiendo a Hobday et al., 2016 a finales de septiembre de 2023, donde después del verano las temperaturas estuvieron entre 1,5 y 2°C por encima del percentil 90 de la temperatura de la superficie del mar. El punto negro en (a) marca la ubicación de la boya AGL en el Golfo de Vizcaya. (b) Temperatura de la superficie del mar registrada por la boya desde mediados de agosto hasta mediados de octubre (línea naranja) en comparación con los datos restantes registrados por la boya AGL para los mismos días del año desde su despliegue en 2007 (puntos grises) y su ciclo climatológico anual (línea negra).

ya había sido hipotetizado por Bakun en 1990. Sin embargo, Siemer et al., 2021 descubrieron que los resultados eran en cierto modo contradictorios, ya que las tendencias negativas de la SST y el aumento de la intensidad del afloramiento se asociaban también a una disminución de la concentración de clorofila y de la producción primaria.

Este calentamiento de la superficie del mar no sólo se pone de manifiesto por el aumento de la temperatura a largo plazo, sino también por el número y la intensidad de los fenómenos extremos. Aunque no existe una definición única de ola de calor marina (MHW en sus siglas en inglés), se suele aceptar como un episodio en el que la SST supera un determinado umbral durante más de cinco días. Este umbral suele considerarse como el percentil 90 calculado a partir de una climatología a largo plazo (al menos 30 años; véase, por ejemplo, Hobday et al., 2016). Juza et al., 2022 han estudiado los MHW en el mar Mediterráneo para

el periodo 1982-2020, analizando la intensidad media, la intensidad máxima, la duración y la frecuencia de estos fenómenos extremos.

Estos autores encontraron que todas estas propiedades habían aumentado a lo largo del periodo analizado. Estas tendencias fueron actualizadas en Vargas-Yáñez et al., 2023 para el periodo 1982-2022 y mostraron valores máximos de 0,18 °C/década para la intensidad media, 0,65 °C/década para la intensidad máxima, 12,4 días/década para la duración media y 2,4 eventos/década para la frecuencia de MHWs. Esta información se actualiza continuamente en la aplicación web (<https://apps.socib.es/subregmed-marine-heatwaves/>, Juza & Tintoré, 2021).

En el Atlántico Nordeste, las MHW han recibido menos atención, pero la aparición de El Niño en el verano de 2023 se ha asociado con el desarrollo de la mayor ola de calor marina registrada en el Atlántico Nordeste durante el verano de 2023 (GOOS Observation Coordination Group, 2023) (Fig. 4.3). Los datos satelitales e in-situ muestran cómo la superficie del mar se mantuvo por encima de su valor climatológico durante todo el verano de 2023, acumulando un valor de 2 °C por encima del valor climatológico y 1 °C por encima del valor más alto registrado anteriormente a principios de otoño (Fig. 4.3b). En cuanto a las tendencias de la SST, las regiones de afloramiento parecen ser un "reducto" para el calentamiento oceánico al verse menos afectadas por el MHW (Rubén Varela et al., 2018).

2.1.2. Estratificación del océano superior y capas mixtas superficiales

El calentamiento de la superficie oceánica suele asociarse con un océano más estratificado, menos productivo y menos oxigenado. Esta afirmación se basa principalmente en los resultados de modelos climáticos que encuentran un aumento de la estratificación cerca de la superficie y capas de mezcla menos profundas bajo escenarios de calentamiento global (Cabré et al., 2015; Capotondi et al., 2012). Sin embargo, estudios recientes basados en observaciones han demostrado que esto no ocurre necesariamente así en el océano, y en los últimos 60 años a la vez que se ha producido un aumento generalizado de la estratificación del 1-9%/dec (G. Li et al., 2020; Sallée et al., 2021; Yamaguchi y Suga, 2019), la profundidad de la capa de mezcla ha aumentado en algunos lugares varios metros por década (Sallée et al., 2021; Somavilla et al., 2017). Este hallazgo no concuerda con la expectativa -obtenida a través de proyecciones de modelos climáticos (Cabré et al., 2015; Capotondi et al., 2012; Fu et al., 2016; Moore et al., 2018)- de un aumento de la estratificación y capas de mezcla más someras provocados por el calentamiento global, como se recoge en el último informe del IPCC (IPCC, 2023).

Este patrón se observó por primera vez a partir de series temporales oceanográficas a largo plazo en el Golfo de Vizcaya y se comprobó que ocurría en otras latitudes medias en el océano a partir de otras largas series temporales oceanográficas y boyas Argo (Somavilla et al., 2017). Se encontró que mientras que la SST está aumentando en estas regiones como se ha descrito en el apartado anterior, el registro oceánico muestra usando diferentes índices de estratificación y profundidad de la capa de mezcla (MLD en su siglas en inglés) que la estratificación

no está aumentando inequívocamente ni las MLD haciéndose menos profundas en estas regiones. Por el contrario, en el Golfo de Vizcaya, coincidiendo con las tendencias de calentamiento de la superficie, la MLD se profundiza con una mayor profundización de las MLD invernales a tasas superiores a 10 m/década. Al igual que los cambios en la temperatura superficial, esta tendencia persistió hasta mediados de la década de 2010 debido a la ocurrencia en esa década de eventos de mezcla excepcionalmente intensos en los años 2005, 2006, 2009 y 2010 que alcanzaron los 350 m mientras que el valor climatológico en aguas oceánicas del Golfo de Vizcaya se sitúa en torno a los 200 m (Charria et al., 2017; Chust et al., 2022; Costoya et al., 2014; Somavilla et al., 2017; Valencia et al., 2019). Estos eventos extremos de mezcla erosionaron fuertemente la estratificación de la columna de agua hasta niveles de la piconclina permanente a lo largo de la década de mediados de los años 2000 y 2010, generando efectos sobre la redistribución del calor y la circulación a escala de cuenca del Atlántico Norte como se describe en la siguiente apartado. Desde 2010, solo se ha producido un episodio de mezcla anormalmente profunda en 2018, por lo que las tendencias de profundización parecen haberse detenido hasta ahora (Chust et al., 2022; Valencia et al., 2019). En consecuencia, a diferencia de otras cuencas, las tendencias de la MLD en el Atlántico Noreste están ligadas a la ocurrencia de eventos extremos de enfriamiento y mezcla asociados a la ocurrencia de anomalías de bloqueo atmosférico cuya frecuencia puede aumentar bajo el calentamiento global (Somavilla et al., 2016). Cabe señalar que estos efectos tan marcados sobre las condiciones oceánicas se deben a una configuración regional específica del forzamiento atmosférico (anomalías de bloqueo asociadas a la presencia de un anticiclón persistente al oeste de las Islas Británicas) que no es captada por los índices atmosféricos a gran escala. Además, la aparición de dicho centro anómalo de altas presiones y su localización predominante durante el invierno parece ser un factor clave que determina un forzamiento atmosférico similar (vientos muy fríos y secos que inducen fuertes pérdidas de calor del océano a la atmósfera) y la sincronización de los procesos oceánicos en el Golfo de Vizcaya y el Mediterráneo Noroccidental (Golfo de León). Los procesos oceanográficos resultantes son la profundización extrema de la MLD en el Golfo de Vizcaya y la aparición de convección profunda en el Mediterráneo Noroccidental (Chust et al., 2022; Font et al., 2007; López-Jurado et al., 2005; Schroeder et al., 2016; Somavilla et al., 2017; Valencia et al., 2019). Los principales modos de variabilidad atmosférica sobre la región Atlántico Norte/Europa han sido discutidos en varios trabajos (por ejemplo, Cassou et al., 2011; Josey & Marsh, 2005; Rogers, 1990; Tréguer et al., 2014), siendo la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y el Patrón del Atlántico Este (EA) los principales modos de variabilidad atmosférica en el Atlántico Nordeste y Mediterráneo Noroccidental.

Se utilizan diferentes índices para estimar la estratificación oceánica basándose en la estructura vertical del interior del océano en tres capas verticales: la capa de mezcla, la piconclina estacional y la piconclina permanente. Dado que se asume que más allá de la mayor profundidad alcanzada históricamente por la capa de mezcla invernal la estratificación oceánica permanece constante, la mayor parte de los esfuerzos de investigación tanto en la observación como en la comprensión

de la estratificación oceánica se han concentrado en la estratificación superficial (Chu & Fan, 2019; G. Li et al., 2020; Sallée et al., 2021; Somavilla et al., 2017; Yamaguchi & Suga, 2019). Así pues, los índices de estratificación oceánica suelen tratar de estimar la estratificación superficial. El índice de estratificación superficial empleado con más frecuencia es la diferencia de densidad entre la superficie del mar y 200 m, $\Delta\sigma_{200}$. Aunque es relativamente fácil de obtener, la estratificación superficial calculada en un intervalo de profundidad fijo como $\Delta\sigma_{200}$ estima la estratificación dentro de la propia capa de mezcla en regiones con MLD superiores a 200 m. Ello pone de manifiesto el inconveniente de utilizar índices de estratificación basados en diferencias en rangos de profundidad fijos, y la necesidad de una comparación específica de este índice más sencillo y empleado en su uso y que integra verticalmente las diferencias de densidad, con otras estimaciones de estratificación superficial que informan de la distribución de los gradientes de densidad en la vertical como la estratificación máxima en la columna de agua o la frecuencia de Brunt-Väisälä (Chu y Fan, 2019; Sallée et al., 2021; Somavilla et al., 2017).

El Mediterráneo suele considerarse un mar de tres capas. La capa superior se extendería desde la superficie hasta los 150 m y está ocupada por el Agua Atlántica (AW) que desemboca en el Mediterráneo a través del Estrecho de Gibraltar. La capa intermedia está formada por aguas originadas principalmente en la cuenca levantina (Agua Intermedia Levantina, LIW y Agua Intermedia Cretense, CIW) y también por aguas intermedias originadas en el Mediterráneo Occidental (Agua Mediterránea Occidental, WIW). Por último, las aguas profundas se originan por convección profunda en los mares Adriático y Egeo (en el Mediterráneo oriental) y en el golfo de León, en el Mediterráneo occidental. La masa de agua formada en esta última región es el Agua Profunda del Mediterráneo Occidental (WMDW).

Rixen et al., 2005 fue uno de los primeros trabajos que analizó los cambios de temperatura y salinidad en el mar Mediterráneo para estas tres capas. Respecto a la superior, estos autores encontraron que la capa superior se había enfriado desde 1950 hasta principios de los años 80 y se había calentado desde entonces, con una tendencia general al calentamiento para el periodo 1950-2000. Vargas-Yáñez et al., 2010; Vargas-Yáñez et al., 2017 han demostrado que los datos de temperatura y salinidad in situ disponibles en el Mediterráneo occidental son muy escasos y esta situación empeora al aumentar la profundidad. Como consecuencia de esta escasez, el cálculo de tendencias es muy sensible a los métodos de procesamiento de datos, aumentando la incertidumbre de las estimaciones. Esta incertidumbre también se ve incrementada por la alta variabilidad natural de estas aguas que están sujetas a la interacción con la atmósfera. Vargas-Yáñez et al., 2023 estimaron las tendencias de temperatura y salinidad en los 150 m superiores de la columna de agua en las aguas mediterráneas españolas para los periodos 1900-2020 y 1945-2020 teniendo en cuenta la incertidumbre impuesta por la variabilidad natural de las series temporales y la causada por el método de procesamiento y la escasez de datos. Estos trabajos encontraron que dichas tendencias eran positivas y se habían intensificado para el segundo periodo analizado (desde mediados del siglo XX). Sin embargo, dichas tendencias no fueron estadísticamente diferentes de cero en el

caso de la temperatura y oscilaron entre $-0,22$ y $1,22$ °C/siglo. El aumento de la salinidad fue estadísticamente significativo y osciló entre $0,08$ y $0,39$ °C/siglo. La falta de significación estadística debe asociarse a la escasez de datos ya que las series temporales de SST e in situ en los 80 m superiores de la estación de L'Estartit han mostrado un calentamiento significativo y muy intenso de la capa superior. Esta hipótesis es apoyada por Llasses et al., 2015, quienes encontraron que la frecuencia temporal y espacial de los datos disponibles en el mar Mediterráneo no eran apropiados para la detección de tendencias a largo plazo.

Este calentamiento de la capa superior podría producir un aumento de la estratificación que disminuiría la eficacia de la mezcla del viento. Vargas-Yáñez et al., 2022 analizaron la evolución de la profundidad de la capa mixta a partir de series temporales de CTD que abarcaban desde 1992 hasta 2021 en algunos casos y desde 2007 hasta 2021 en otros y no encontraron cambios significativos. El análisis de la profundidad de la capa mixta a partir de perfiles Argo (mixedlayer.ucsd.edu; Holte et al., 2017) tampoco mostró ninguna tendencia significativa. Dado que el aumento de la estratificación podría reducir potencialmente la productividad de las aguas superficiales, estos autores comprobaron la evolución de la concentración de clorofila superficial desde 1997 hasta 2021 y no encontraron cambios significativos, en concordancia con los resultados de las mediciones de clorofila in situ obtenidos por García-Martínez et al., 2019. Sin embargo, Gómez-Jakobsen et al., 2022 encontraron una disminución de la concentración de clorofila superficial sobre las aguas mediterráneas españolas. Hay que tener en cuenta que esta variable tiene una varianza muy grande y la discrepancia en los resultados podría deberse a la falta de series temporales lo suficientemente largas para el cálculo de tendencias a largo plazo (Boyce & Worm, 2015).

2.2. Calor oceánico y contenido de agua dulce.

Como se ha explicado anteriormente, el calentamiento de los océanos -es decir, el aumento del contenido de calor de los océanos (OHC en sus siglas en inglés)- juega un papel fundamental en el balance de energía en la Tierra dominando el aumento de energía en el sistema climático terrestre, con más del 90 % del desequilibrio radiativo terrestre (llegada de más energía proveniente del Sol a nuestro planeta de la que deja el sistema de vuelta al espacio debido a la presencia de gases de efecto invernadero en la atmósfera) reflejada como calentamiento de los océanos y aumento del OHC (IPCC, 2023). Por este motivo, la estimación del aumento del contenido de calor a partir de las medida de temperatura del océano es, como se ha comentado, la medida más precisa disponible del cuanto se está calentando nuestro sistema climático, del desequilibrio radiativo terrestre. Durante el periodo comprendido entre 1971 y 2019, el océano se calentó a tasas medias de $0,015$ °C/década en los primeros 2000 m (Cheng et al., 2019). Aunque estos aumentos de temperatura puedan parecer pequeños, deben considerarse en relación con la gran masa de agua que se ha calentado. Si la misma cantidad de calor que ha quedado enterrada en los 2000 m superiores del océano se hubiera acumulado en la atmósfera, la superficie de la Tierra se habría calentado más de 30 °C en lugar de $0,85$ °C durante los últimos 50 años (IPCC, 2022).

Antes de la década de 2000, el Atlántico Norte era la cuenca que mostraba el mayor calentamiento. Sin embargo, desde mediados de la década de 2000, durante el denominado hiato de calentamiento global, en esta cuenca se transfirieron grandes cantidades de calor de niveles superiores a niveles más profundos, mientras que el dominio en términos de captura de calor atmosférico se trasladó al Indopacífico. Una gran transformación de las aguas modales en el Atlántico Noreste desempeñó un papel crucial en este comportamiento (Somavilla et al., 2016; Sullivan, 2016). A mediados de la década de 2000, extraordinarios eventos de mezcla convectiva transformaron las aguas modales del ENA en una variedad mucho más salada, cálida y densa, transfiriendo a capas más profundas el calor y la sal que habían sido ganados lentamente en las capas superficiales. La profunda mezcla convectiva que se indujo dio lugar a la homogeneización de las propiedades de la columna de agua desde la superficie hasta niveles de densidad en rangos de profundidad de 350-500 m. Esta mezcla de aguas superficiales (más cálidas y saladas) y aguas modales (más frías y frescas) hizo que las aguas superficiales se volvieran más frías ($-0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$), creando un tipo de agua modal del Atlántico Nordeste (ENACW en sus siglas en inglés) más densa ($+0,1\text{ kgm}^{-3}$), cálida ($+0,23\text{ }^{\circ}\text{C}$) y salina ($+0,015$). La mayor parte del mayor calentamiento observado a profundidades intermedias ($+0,33\text{ }^{\circ}\text{C}$ ganados entre 1997 y 2012) se explicó por el aumento de las aguas modales durante el invierno de 2005 ($+0,23\text{ }^{\circ}\text{C}$). El aumento del contenido de calor en esa región del Atlántico Noreste debido a ese súbito aumento de temperatura en el año 2005 representó el 44% del aumento total del contenido de calor a profundidades intermedias en el Atlántico Norte (36° a 65°N) entre 1997 y 2012. Desde mediados de la década de 2010, las tendencias de salinización se han invertido y se ha observado un enfriamiento acelerado de las capas superficiales, primero en el Atlántico Norte subpolar, pero ahora se ha generalizado y ha alcanzado las latitudes medias del Atlántico Noreste (Golfo de Vizcaya), el Golfo de Cádiz y la región de Canarias (González-Pola et al., 2023). En promedio anual, la disminución de la salinidad va acompañada de temperaturas inferiores a la media.

En el Mediterráneo, las capas intermedias y profundas tienen una variabilidad mucho menor que la superior, por lo que los cambios de temperatura y salinidad se han estimado de forma significativa. Las capas intermedia y profunda aumentaron su temperatura a tasas que oscilaron entre $0,10$ y $0,36\text{ }^{\circ}\text{C/siglo}$ y entre $0,16$ y $0,35\text{ }^{\circ}\text{C/siglo}$ respectivamente. Las tendencias para la salinidad se situaron entre $0,04$ y $0,14\text{ }^{\circ}\text{C/siglo}^{-1}$ para la capa intermedia, y entre $0,09$ y $0,13\text{ }^{\circ}\text{C/siglo}^{-1}$ para la capa profunda. El calentamiento de toda la columna de agua produjo una absorción de calor equivalente de $0,22$ a $0,72\text{ W/m}^2$, lo que concuerda con el aumento del contenido de calor a escala global (Von Schuckmann et al., 2023).

En las Islas Canarias, las aguas centrales se encuentran por debajo de las aguas superficiales. Esta masa de agua es el Agua Central del Atlántico Norte Oriental (ENACW) que se extiende de 100 a 700 m formando la termoclina principal. Las aguas intermedias se extienden por debajo de esta masa de agua hasta los 1500 m aproximadamente. Esta capa está formada por Agua Mediterránea (AM) y Agua Antártica Intermedia (AAIW). Por último, las aguas profundas (Agua Profunda del Atlántico Norte, NADW) se extienden por debajo de las aguas intermedias. Vélez-Belchí et al., 2010 analizaron los cambios de temperatura y salinidad en el Océano Atlántico a lo largo de los $24,5^{\circ}\text{N}$, utilizando secciones hidrográficas repetidas y datos Argo. Según estos autores, las aguas por encima de los 2000 m de

profundidad se calentaron y aumentaron su salinidad entre 1957 y 2004. Sin embargo, se pueden distinguir dos periodos diferentes. Hay un calentamiento y salinización de las aguas centrales e intermedias desde 1957 hasta 1998, y un enfriamiento y refrescamiento desde entonces hasta 2004. Vélez-Belchí et al., (2015) analizaron los datos de SST y CTD y encontraron que la SST aumentó a un ritmo de $0,28\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{década}$ en las aguas de las Islas Canarias. La tendencia de la temperatura para las aguas centrales fue de $0,27 \pm 0,21\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{década}$, pero la tendencia de la salinidad no fue significativa. Estos autores distinguieron dos estratos diferentes para las aguas profundas: el superior, de 1700 a 2600 dbar donde no se detectaron cambios significativos, y el inferior, de 2600 a 3600 dbar donde se observaron tendencias de enfriamiento y disminución de la salinidad.

2.3. Circulación oceánica.

Los patrones de circulación en el Atlántico oriental, donde se encuentran la Península Ibérica y las Islas Canarias, son débiles en comparación con las principales corrientes del Atlántico norte. La corriente limitrofe occidental del Atlántico Norte, la Corriente del Golfo, sigue su trayectoria siguiendo las costas orientales de los Estados Unidos antes de girar hacia el este dentro de los 40°N alimentando la corriente del Atlántico Norte (NAC en sus siglas en inglés) que atraviesa el Océano Atlántico. En las proximidades de la dorsal atlántica, a unos 30°W , se produce una bifurcación del flujo de agua subtropical. La NAC sigue su trayectoria hacia el noreste y la Corriente de las Azores (AC) circula hacia el sureste. La circulación principal en las aguas que rodean la Península Ibérica y las Islas Canarias es el residuo de estas corrientes principales al oeste de la Península Ibérica. La Península Ibérica y las Islas Canarias también están situadas en el sistema de la corriente de contorno oriental del Atlántico Norte que se extiende desde el sistema de afloramiento africano hasta Irlanda. La zona está influenciada por un flujo polar geostroficamente equilibrado, atrapado a menos de 50 Km del borde de la plataforma y debido a un gradiente de densidad transversal a la costa de la Península Ibérica conocido como Iberian Poleward Current (IPC), también llamada Corriente de Navidad debido a que tiende a alcanzar la vertiente cantábrica alrededor de Navidad.

Además de estas corrientes, la cuenca del Atlántico Norte es una cuenca única en términos de circulación y clima debido a la existencia de varios lugares de formación de aguas profundas en el Atlántico Norte, un componente vital de la Circulación Meridional de Retorno del Atlántico (AMOC en sus siglas en inglés) que transporta una cantidad sustancial de calor hacia el norte a través del ecuador en el Atlántico. En este sentido, difiere radicalmente de los océanos Índico y Pacífico, donde el transporte de calor se aleja del ecuador y se dirige hacia los polos (Trenberth et al., 2019). Así, la AMOC es el nombre que recibe el patrón de circulación en el Atlántico Norte que controla el intercambio de calor entre los trópicos y las latitudes polares e incluye el flujo superficial hacia el norte de aguas cálidas y salinas procedentes de los trópicos en la Corriente del Golfo (Corriente de contorno oeste del Atlántico Norte) y el flujo profundo hacia el sur de aguas frías procedentes de las regiones polares. Se supone que la intensidad de la AMOC está estrechamente vinculada al proceso de convección profunda que conecta los flujos de aguas superficiales y profundas de esta circulación. Sólo hay unos pocos lugares en el planeta donde este proceso de convección, que genera aguas lo bastante densas como para mezclarse con las del fondo, ventila el océano profundo desde su superficie. En el Atlántico Norte, los mares de Labrador e

Irminger, en el Atlántico Norte subpolar, y el mar de Groenlandia, en los mares nórdicos, son ejemplos de lugares de convección profunda. Las secciones hidrográficas y los datos de trazadores apoyan la conclusión de que desde estos lugares, en los mares de Labrador e Irminger en el Atlántico Norte, la AMOC transporta aguas profundas de reciente formación hacia el sur (Lozier, 2012). Sin embargo, no hay pruebas procedentes de datos in situ de la existencia de una relación entre las variaciones en la intensidad de la convección profunda y la formación de masas de aguas profundas con las variaciones en la intensidad de la AMOC (Lozier et al., 2019; Rhein, 2019; University of Southampton et al., 2016; Zou & Lozier, 2016). La ausencia de esta evidencia choca irremediablemente con los resultados de los modelos que coinciden en la existencia de esta relación. Todo ello pone de manifiesto no solo que existe un amplio margen de mejora de los modelos climáticos, sino también que nuestro conocimiento de los mecanismos que controlan la AMOC y la ventilación de aguas profundas es aún limitado. Antes de la creación de las arrays de fondeos RAPID y OSNAP, la imagen aceptada de la circulación de retorno era la de un flujo a gran escala similar a una "cinta transportadora", como proponía Broecker. Los descubrimientos de las observaciones oceanográficas in situ de RAPID, OSNAP, SAMBA y otras redes de boyas y fondeos en el Atlántico Norte han cuestionado estos paradigmas anteriores de la AMOC. Ahora se sabe que la AMOC es muy variable en todas las escalas temporales, no sólo de años a milenios, sino también de días en adelante, dominando el forzamiento del viento la variabilidad en escalas temporales más cortas y aumentando la importancia del forzamiento termohalino en escalas temporales más largas (Srokosz et al., 2023). El flujo de retorno profundo de la AMOC no se limita a la corriente profunda del límite occidental (DWBC en sus siglas en inglés) y existen vías interiores tanto en el Atlántico Norte como en el Sur, lejos del límite occidental. Es posible que la AMOC y la ventilación de aguas profundas no estén controladas por la formación e inyección de agua densa a grandes profundidades, sino por los mecanismos de afloramiento que "tiran" de estas aguas hacia arriba y su incorporación a las corrientes limítrofes (Lozier et al., 2019; Somavilla et al., 2019; Straneo, 2006; Visbeck, 2007).

A pesar de las muchas cuestiones abiertas sobre la variabilidad, el forzamiento y las vías de circulación de retorno en profundidad de la AMOC, su relación con el sistema de corrientes de contorno occidentales del Atlántico Norte, la Corriente del Golfo que forma el miembro superficial de la AMOC, se estudia y revisa permanentemente. Sin embargo, se desconocen en gran medida los efectos y la contribución potencial de la AMOC en los cambios de circulación en la región menos energética de las latitudes medias del Atlántico Norte oriental (Frazão et al., 2022). Períodos de intensificación (1950s, 1980-2000) y debilitamiento (1960s y 2000s) de la Corriente del Golfo y de las Azores ocurren concurrentemente en ambas regiones (Frazao et al., 2022) y coinciden con cambios conspicuos en la región del Agua Central del Atlántico Norte Oriental (Somavilla et al., 2016), pero la relación potencial entre estos cambios permanece inexplorada.

La gran transformación de las aguas modales en el Atlántico Norte oriental descrita en la sección anterior también tuvo grandes implicaciones para la circulación oceánica a escala de cuenca oceánica. El aumento de las densidades alteró el gradiente de altura dinámico zonal invirtiendo el flujo regional hacia el sur y potenciando el acceso de ENACW más salada a latitudes más altas. Estas intrusiones de agua salada desde latitudes medias a latitudes altas durante finales de la década de 2000 y principios de 2010 compensaron la señal de

disminución de la salinidad esperada debido al creciente deshielo de Groenlandia y otros lugares del Ártico, haciendo que en lugares de formación de agua profunda la salinidad aumentase adquiriendo relevancia para la formación de agua profunda (Dukhovskoy et al., 2016). Esta inversión duró una década. Desde mediados de la década de 2010, las tendencias de salinización (aumento de la salinidad) se invirtieron y se ha observado un enfriamiento acelerado en las capas superficiales (primeros cientos de metros), primero en el Atlántico Norte subpolar, pero ahora es generalizado y ha alcanzado las latitudes medias del Atlántico Norte oriental. En promedio anual, la disminución de la salinidad va acompañado de temperaturas superiores a la media y del restablecimiento del flujo septentrional (hacia el sur). Los cambios en la circulación a niveles de agua intermedios parecen estar asociados a cambios en la fuerza del afloramiento en el sur del Golfo de Vizcaya. Así, durante la inversión de la circulación (hacia el norte) entre mediados de la década de 200 y mediados de la década de 2010 el afloramiento se debilitó en la zona, iniciándose un proceso de restauración de las condiciones de afloramiento previamente conocidas a partir de 2014 (González-Pola et al., 2024, en revisión). La etapa de circulación de las aguas centrales invertida y fluyendo hacia el Norte duró aproximadamente una década de duración y supuso un refuerzo de las tendencias de meridionalización en curso atribuidas al cambio climático que afecta a los ecosistemas, mientras que la recuperación posterior a la circulación tradicional devolvió a la región a un carácter clásico más boreal (González-Pola et al., 2024, en revisión). El anormalmente cálido verano de 2023 en todo el Noreste Atlántico podrían haber cesado dicha tendencia pero la evolución en años posteriores será necesaria para evaluar la recuperación o no de dichos patrones de circulación y afloramiento propios del Cantábrico. Aún se desconoce la posible recurrencia y, de ser así, las escalas temporales de los cambios de sentido en la región y su posible relación o implicación con patrones de circulación concurrentes a mayor escala. Además, estos pueden verse afectados ahora y en el futuro por el cambio climático, favoreciendo potencialmente cualquiera de los dos regímenes posibles.

En el Mediterráneo Occidental, y más concretamente en aguas españolas, no se han registrado cambios en la circulación de la capa superior. Sin embargo, se han observado cambios importantes en el LIW y el WMDW tanto en el Mediterráneo Oriental como en el Occidental. La formación de WMDW en las aguas de mar abierto del Golfo de León es un proceso con una alta variabilidad interanual como muestran Herrmann et al., 2010, con años en los que la convección profunda alcanza el fondo marino, como el invierno 1986/87, y otros en los que prevalecen condiciones suaves y la convección es mucho más superficial, como por ejemplo la década de 1990. En los inviernos 2004/05 y 2005/06 se dieron condiciones muy frías en el Golfo de León y se formó un volumen excepcionalmente grande de WMDW. Este WMDW era más salado, cálido y denso que el agua profunda formada en años anteriores, lo que cambió la forma de los diagramas típicos de TS de WMED (López-Jurado et al., 2005; Schroeder et al., 2016). Este cambio en la estructura termohalina de la WMED se denominó Transición del Mediterráneo Occidental (WMT en sus siglas en inglés). Una de las causas propuestas para esta transición es la llegada de LIW más salados y cálidos desde el EMED bajo la influencia del Transitorio del Mediterráneo Oriental (EMT: un evento extremo que cambió las propiedades y el lugar de formación de las aguas profundas en el EMED). La otra causa podría ser la acumulación de sal y calor en la capa intermedia del EMED durante los años 90 y principios de los 2000 debido a la ausencia de convección profunda durante varios inviernos suaves.

Es muy probable que el origen de la WMT sea una combinación de ambas causas. Según Margirier et al., 2020, no hubo formación de aguas profundas durante el invierno 2007/08, pero se observaron nuevos episodios de convección profunda de 2009 a 2013 (Houpert et al., 2016) y luego este proceso estuvo ausente de 2014 a 2017.

Los cambios en las propiedades de las masas de agua y sus ritmos de formación que se han descrito brevemente anteriormente no sólo afectan a la WMED y a la EMED, sino también al flujo de salida del Mediterráneo a través del Estrecho de Gibraltar y, por tanto, al Océano Atlántico y a su circulación meridional de inversión. García-Lafuente et al., 2021 han demostrado que el flujo de salida de aguas mediterráneas aumentó durante el período 2004-2012, siendo estas aguas de salida más frías y frescas. Por el contrario, el flujo de salida disminuyó y se hizo más salado y cálido durante el siguiente período 2013-2020. Durante el primer período, el flujo de salida se realizó en un mayor porcentaje de WMDW que se estaba drenando tras los grandes volúmenes de agua profunda formados desde 2004/05. Por el contrario, la convección profunda no se produjo después de 2013 y el flujo de salida disminuyó al mismo tiempo que el LIW (más salado y cálido que el WMDW) se convirtió en el principal componente del flujo de salida del Mediterráneo.

2.4. Nivel del mar

El nivel medio global del mar (GMSL en sus siglas en inglés) ha ido aumentando a razón de 1,73 [1,28-2,17] mm/año desde principios del siglo XX (IPCC, 2023), un ritmo superior al de los últimos tres milenios (Kopp et al., 2014). Casi el 40% de este aumento se atribuye a la expansión térmica de los océanos debido a la absorción de calor oceánico, otro 40% a la fusión del hielo de los glaciares y el 25% a la fusión del hielo de Groenlandia, con pequeñas contribuciones de la capa de hielo de la Antártida y de cambios (negativos) en los depósitos de agua terrestres (IPCC, 2023). Además, la tasa observada de GMSL se ha ido acelerando desde la década de 1960 (Dangendorf et al., 2019), alcanzando un valor de 3,7 mm/año durante el período 2006-2018. La aceleración más reciente, desde la década de 1990, ha sido impulsada principalmente por una mayor tasa de pérdida de masa de la capa de hielo. Ahora está bien establecido que estas tasas crecientes de GMSL responden al forzamiento antropogénico, al menos desde la década de 1970, cuando comenzó la aceleración (Marcos et al., 2017; Marcos y Amores, 2014; Slangen et al., 2016).

A escala regional, la subida media del nivel del mar puede diferir de la media mundial. Desde principios de los años noventa, los altímetros instalados en los satélites miden el nivel del mar absoluto (es decir, referenciado a un elipsoide) con una precisión cada vez mayor, y han revelado cambios que varían según las regiones. Los patrones regionales, que también varían temporalmente debido a los modos internos del clima, están dominados por la expansión térmica no uniforme de los océanos vinculada a cambios tanto en la circulación oceánica forzada por el viento como en los flujos de calor atmósfera-océano (Meyssignac et al., 2017). Otros factores, como la redistribución superficial de la masa de hielo asentada en tierra y los depósitos hidrológicos, los denominados cambios de gravedad, rotación y deformación (GRD), también influyen en los cambios regionales del nivel medio del mar. A lo largo de las costas españolas, las mediciones de altimetría muestran tasas globales de aumento del nivel medio del mar superiores a 3 mm/año desde 1993, similares a las del GMSL para el mismo período (Figura 4.4).

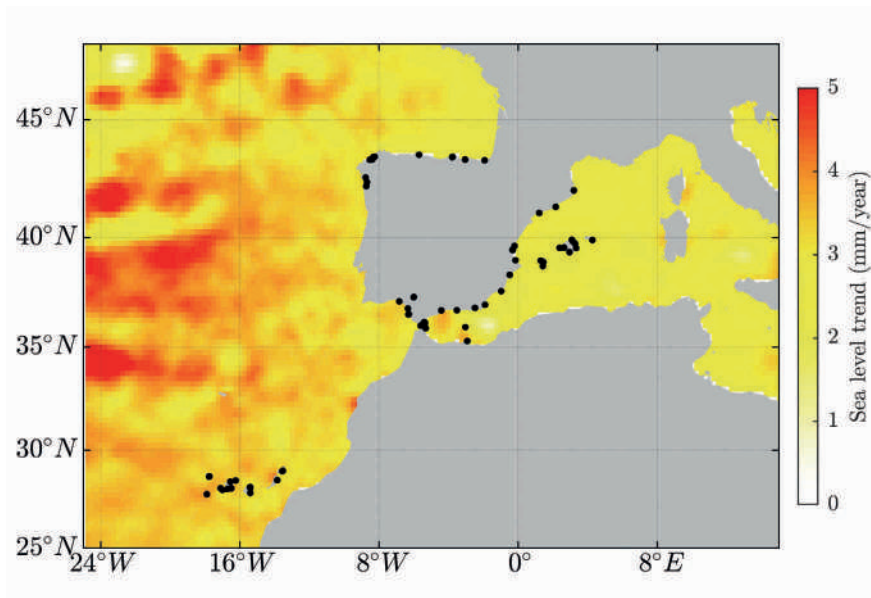


Figura 4.4. Tendencias absolutas del nivel del mar a partir de observaciones altimétricas (1993-2023) y localización de estaciones mareográficas a lo largo de las costas españolas.

En términos de impactos costeros, lo que importa es el cambio relativo del nivel del mar con respecto a la tierra. Los cambios relativos del nivel del mar son la combinación del nivel absoluto del mar (el componente oceánico) y los movimientos verticales de la tierra que pueden estar causados por diversos mecanismos tanto naturales como de origen antropogénico (Wöppelmann y Marcos, 2016). Entre ellos se incluyen el ajuste isostático glaciar, la tectónica y el vulcanismo, pero también el hundimiento debido a la extracción de aguas subterráneas y otras actividades humanas. En la actualidad, los movimientos verticales del terreno se monitorizan mediante redes GNSS que proporcionan registros puntuales precisos de los movimientos del terreno. Sin embargo, en muchas zonas la información sigue siendo muy escasa, ya sea porque los registros GNSS son demasiado cortos o porque no existen. Un producto reciente combina GNSS, mareógrafos y datos altimétricos para obtener tasas de movimiento del terreno a lo largo de las regiones costeras para el periodo 1995-2020 (Oelmann et al., 2023). Las tendencias lineales obtenidas a lo largo de la España peninsular revelan una contribución pequeña pero espacialmente variable del movimiento vertical de la tierra de $-0,4 \pm 0,3$ mm/año, con valores más altos (en términos absolutos) que alcanzan los $-0,7$ mm/año en el noroeste de España.

Los mareógrafos proporcionan observaciones puntuales y directas del cambio relativo del nivel del mar con respecto a la tierra sobre la que se asientan. Las costas españolas

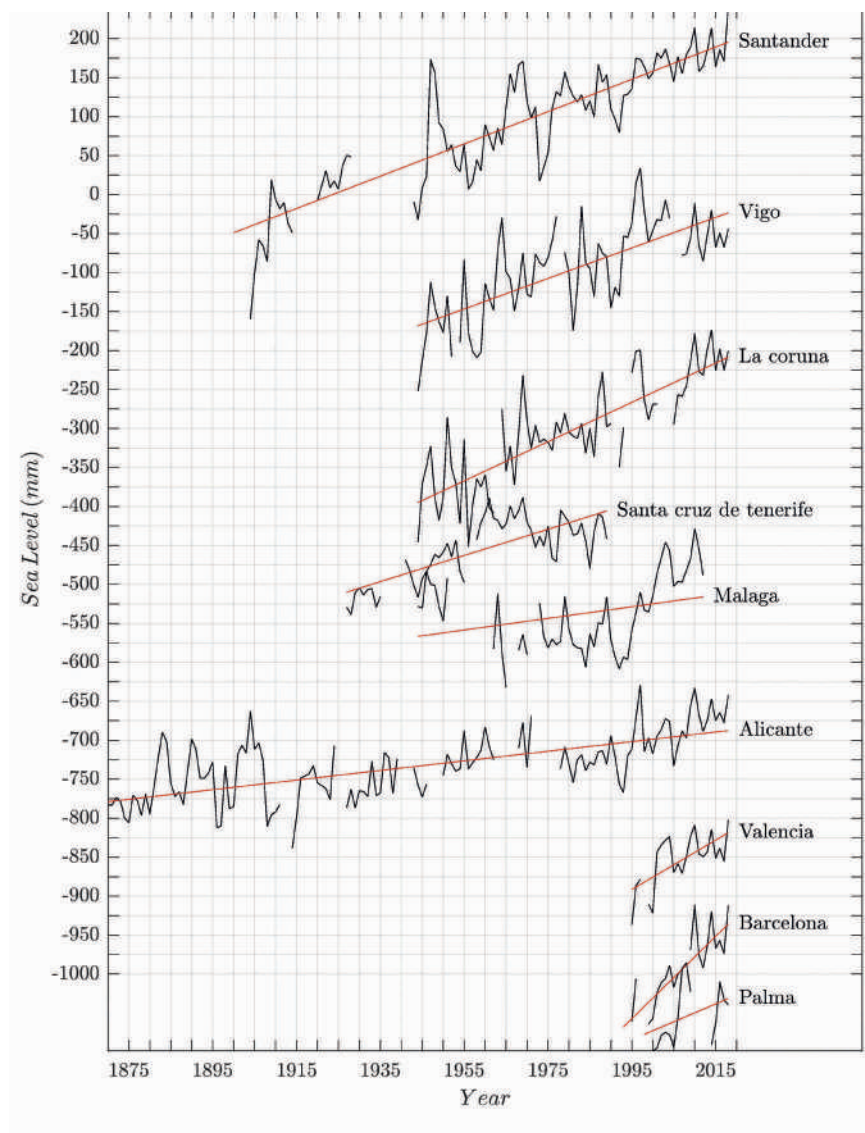


Figura 4.5. Evolución media anual del nivel del mar en mareógrafos seleccionados de las costas españolas. Las líneas rojas indican las tendencias lineales para los periodos de observación.

están bien cubiertas por estaciones mareográficas (Figura 4.3), operadas por diferentes agencias (véase Pérez Gómez et al., 2022 para una lista completa a lo largo de las costas mediterráneas, que incluye todos los operadores de mareógrafos en España). Los mareógrafos registran los cambios del nivel del mar con frecuencias de muestreo horarias o superiores; por lo tanto, no sólo miden el nivel medio del mar, sino también los cambios de alta frecuencia del nivel del mar relacionados con tormentas, seiches y tsunamis o meteotsunamis (que se analizarán más adelante). La cobertura temporal de los mareógrafos varía de un lugar a otro, con estaciones de más de 100 años (por ejemplo, en Alicante) y la mayoría de 30 años o menos (Marcos y Tsimplis, 2008).

En la Figura 4.5 se representan las series temporales anuales de un conjunto de estaciones seleccionadas, junto con las tendencias lineales. Las diferencias entre las tendencias lineales reflejan los distintos periodos de tiempo de los registros observacionales y también las variaciones espaciales de los movimientos verticales de la tierra.

Aunque los efectos de los cambios del nivel medio del mar son locales, sus causas son, en gran medida, mundiales. Entre ellos se incluyen, como ya se ha indicado anteriormente, la expansión térmica de los océanos y el deshielo terrestre. Los patrones espaciales derivados de los efectos gravitatorios del deshielo de Groenlandia y la Antártida se anulan mutuamente a lo largo de las costas españolas (Bamber y Riva, 2010). En la Figura 4.4 se representan las tendencias regionales esterodinámicas del nivel del mar (es decir, asociadas a la circulación oceánica y a los cambios de densidad) medidas mediante altimetría por satélite, con tasas de alrededor de 3 mm/año desde 1993. A escalas temporales decenales y multidecadales, la variabilidad del nivel del mar a lo largo de las costas españolas (hasta 15 cm) es coherente con la del cercano Atlántico Norte (Calafat et al., 2012). Estos cambios lentos están impulsados por los vientos litorales que se propagan hacia el norte a lo largo de las plataformas continentales europeas (Calafat et al., 2012; Hughes et al., 2019). Además, la contribución atmosférica a los cambios del nivel del mar (ausente en los productos altimétricos), que actúa a través del forzamiento mecánico de la presión atmosférica y los vientos superficiales, también explica una parte significativa de la variabilidad observada del nivel del mar en estas escalas temporales largas (Calafat et al., 2012; Gomis et al., 2008; Marcos y Tsimplis, 2008). A escalas temporales interanuales, los registros cercanos muestran una variabilidad muy coherente (Figura 2), que en gran medida está controlada por patrones de circulación atmosférica a gran escala (Martínez-Asensio et al., 2014; Volkov & Landerer, 2015). El más importante de estos patrones climáticos en la región es la NAO, que representa hasta el 40 % de la varianza invernal anual del nivel del mar en algunos mareógrafos (Martínez-Asensio et al., 2014). En general, se ha demostrado que la contribución atmosférica a los cambios del nivel del mar es responsable del 20-40% de la varianza anual observada en los mareógrafos a partir de simulaciones hidrodinámicas del océano (Marcos y Tsimplis, 2008).

Los niveles costeros extremos del mar surgen de la combinación de cambios en el nivel medio del mar, mareas tormentosas, mareas y olas de viento (Pugh & Woodworth, 2014). Los episodios de niveles del mar extremos se desencadenan por perturbaciones atmosféricas, que en la región ibérica están causadas por ciclones extratropicales y también por medicanes (huracanes mediterráneos) en su vertiente mediterránea (Emanuel, 2005). La ocurrencia e intensidad de estos extremos costeros están, a largo plazo, modulados por

los cambios del nivel medio del mar, ya que éstos modifican los niveles de agua sobre los que los extremos alcanzan las costas (Woodworth et al., 2019). A lo largo de las costas atlánticas de la Península Ibérica y las Islas Canarias, las mareas astronómicas también contribuyen de forma importante a los niveles extremos costeros del mar, a diferencia de lo que ocurre en las costas mediterráneas. Aunque en algunas regiones las mareas y las mareas tormentosas pueden interactuar entre sí y modificar los niveles costeros extremos del mar, este no es el caso a lo largo de las costas españolas, debido a la presencia de estrechas plataformas continentales (Marcos et al., 2009). En algunas localizaciones costeras, las oscilaciones del nivel del mar de muy alta frecuencia (con periodos del orden de minutos), generadas por tsunamis, meteotsunamis o seiches, también pueden contribuir a los niveles extremos costeros del mar (Monserrat et al., 2006). Son especialmente frecuentes en el mar Mediterráneo (Vilibić et al., 2021) y pueden alcanzar amplitudes de varias decenas de cm.

Las observaciones de los niveles extremos del mar en las costas se basan en mediciones mareográficas de alta frecuencia. En la actualidad, existen 70 estaciones mareográficas a lo largo de las costas españolas operadas por cuatro instituciones, con diferente cobertura temporal (Figura 4.6). Los instrumentos muestrean el nivel del mar a altas frecuencias para registrar todos los procesos que contribuyen a los fenómenos extremos, como los mencionados anteriormente. A pesar de la relativamente buena cobertura espacial de las costas españolas, los niveles extremos del mar pueden variar espacialmente debido a la topografía costera local. Los modelos hidrodinámicos, forzados por la presión media al nivel del mar y los campos de viento en superficie, son una herramienta habitual para ofrecer una imagen completa de la probabilidad e intensidad de los niveles extremos del mar en las costas. Su precisión depende de la resolución espaciotemporal de los campos forzados y de la resolución de las batimetrías costeras. En general, los modelos hidrodinámicos muestran una buena correspondencia con las observaciones costeras, incluso con resoluciones costeras del orden de kilómetros. Por ejemplo, las correlaciones lineales entre los registros de mareógrafos y los resultados de un modelo hidrodinámico global son superiores a 0,5 en las costas atlánticas ibéricas y en torno a 0,4 en la cuenca mediterránea (Muis et al., 2020). El nivel de retorno a 50 años de la contribución de las mareas de tormenta a los niveles extremos del mar en las costas es, en promedio, de 0,5 m en las costas atlánticas españolas y en las Islas Canarias, según se obtiene tanto de las observaciones de mareógrafos puntuales (Marcos & Woodworth, 2017) como de los modelos oceánicos regionales (Chaigneau et al., 2022). Estos valores aumentan desde unos 20 cm en las localidades más meridionales hasta 60 cm en la costa norte de España. A lo largo de las costas mediterráneas españolas, los niveles de retorno a 50 años de las mareas de tormenta se sitúan entre 40 y 50 cm, según un modelo numérico regional de alta resolución (Toomey et al., 2022). Estos valores procedentes de modelos regionalizados son coherentes con otros trabajos que proporcionan evaluaciones a escala global (Muis et al., 2020).

2.5. Cambios biogeoquímicos

En el marco del cambio climático antropogénico, el océano se enfrenta a varios retos biogeoquímicos. Principalmente, tres factores de estrés agudos y globales actúan de forma concurrente: el calentamiento, la acidificación y la desoxigenación. Las alteraciones

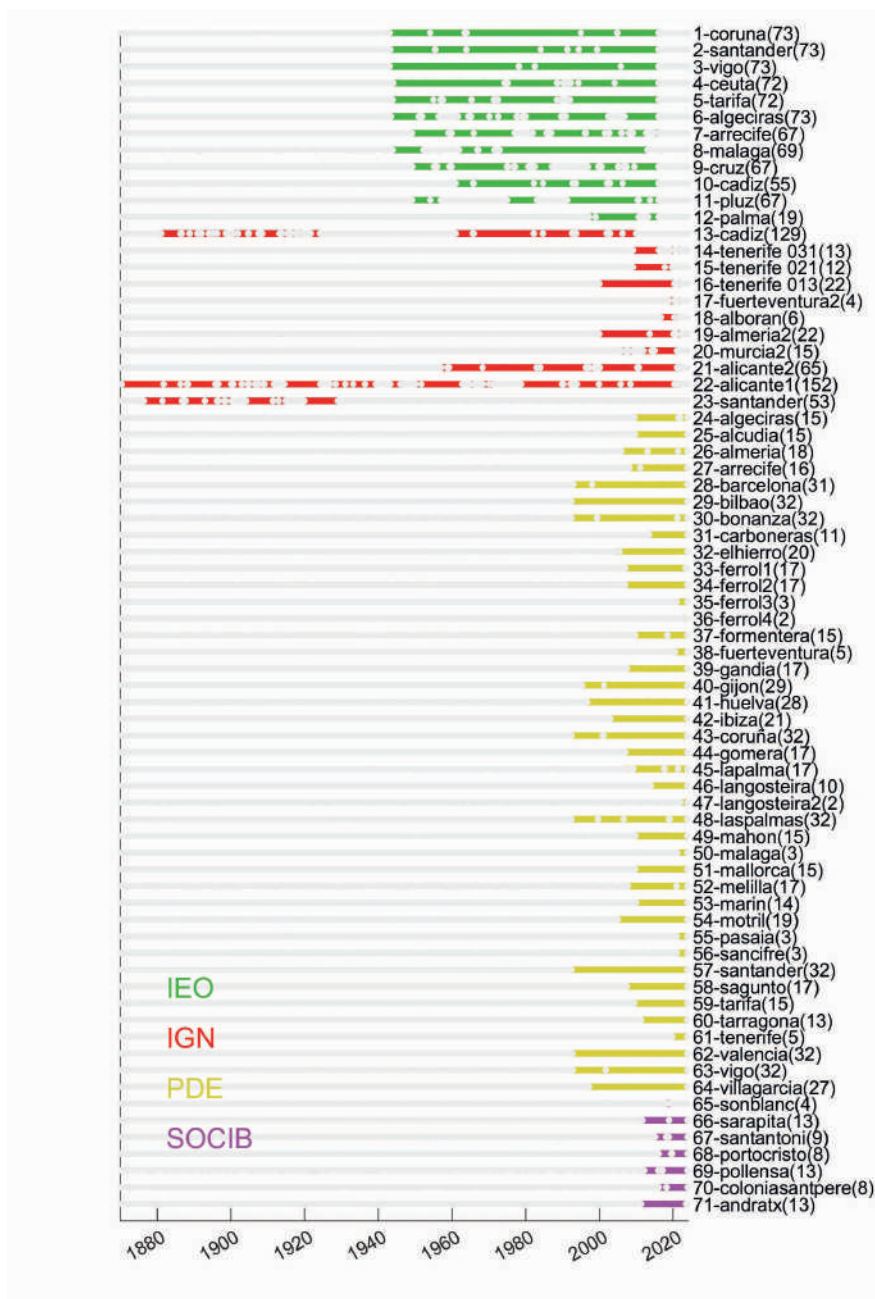


Figura 4.6. Distribución espacio-temporal de las observaciones mareográficas a lo largo de las costas españolas.

descritas de los procesos físicos del océano están profundamente entrelazadas con estos forzamientos, provocando cambios profundos en los ciclos biogeoquímicos. Su impacto es de gran alcance, con algunos cambios biogeoquímicos ya evidentes y otros previstos a medio plazo. Aunque algunos cambios son consecuencia directa de la absorción antropogénica de dióxido de carbono y calor, como la acidificación de los océanos (Raven et al., 2005), el calentamiento (Li et al., 2023) o la intensificación de la estratificación vertical (Sallée et al., 2021), también hay cambios mediados por respuestas más complejas e interconectadas.

Dado que la absorción de calor y el aumento de las temperaturas alrededor de la Península Ibérica y Canarias han sido descritos previamente en este capítulo, vamos a centrarnos en dos estresores principales del cambio climático en el océano: la acidificación oceánica y la pérdida de oxígeno o desoxigenación. Las proyecciones de fin de siglo de los modelos de la Fase 6 del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP6 en sus siglas en inglés) muestran una acidificación y desoxigenación oceánicas concurrentes con el calentamiento, el descenso de los niveles de nitrato en el océano superior y una producción primaria directamente proporcional a las trayectorias de emisiones de los escenarios de las Vías Socioeconómicas Compartidas (SSP en sus siglas en inglés) (Kwiatkowski et al., 2020). Aunque la acidificación y la desoxigenación de los océanos son procesos globales, existe una gran variabilidad regional. Además, una gran fracción de las aguas oceánicas que rodean la Península Ibérica y las Islas Canarias pertenecen al sistema de afloramiento del límite oriental del Gran Ecosistema Marino de la Corriente de Canarias (Aristegui et al., 2009), y las zonas de afloramiento son puntos calientes de afección de los principales estresores biogeoquímicos (Gruber, 2011). Cabe señalar que el contenido de nutrientes inorgánicos disponibles en el agua de mar, aunque son importantes trazadores biogeoquímicos, están fuera del alcance de la descripción actual de los cambios, ya que la línea de base de sus cambios aún no está bien resuelta. Lo mismo ocurre con una amplia gama de procesos, como por ejemplo los regímenes de vientos, las trayectorias de las tormentas, la mezcla vertical y la turbulencia que, en última instancia, dictan los límites de la producción primaria, los cambios en los estados redox de los oligoelementos, las alteraciones en la afluencia fluvial de nutrientes alóctonos y/o contaminantes... Todos los procesos de esta lista no exhaustiva presentan matices regionales que dan lugar a un espectro diverso de tendencias y consecuencias difíciles de predecir. La escasez de observaciones sostenidas a largo plazo pone de relieve la necesidad de un seguimiento exhaustivo para desentrañar los entresijos de estos cambios biogeoquímicos, que son fundamentales para comprender la evolución del ecosistema oceánico.

2.5.1. Acidificación oceánica

La acidificación de los océanos (OA en sus siglas en inglés) es una consecuencia polifacética de la absorción por el océano de un exceso de CO_2 procedente de la atmósfera. Este proceso altera el equilibrio de carbono inorgánico del océano, provocando multitud de cambios químicos en el agua de mar: desde la disminución del pH y del contenido de iones carbonato hasta el aumento de la presión parcial de CO_2 . Es *prácticamente seguro*, el término de máxima probabilidad en la escala de nivel de confianza del IPCC, que el pH oceánico está disminuyendo a un ritmo de 0,0017-0,0027 unidades de pH al año $^{-1}$ (IPCC, 2022). Estas desviaciones del

estado natural suponen un reto termodinámico para la formación y el mantenimiento de estructuras de carbonato cálcico (CaCO_3) como conchas y esqueletos en organismos marinos. La progresión del OA no es globalmente homogénea y está muy influenciada por su contexto geográfico (Bates et al., 2014): hay zonas susceptibles por sus propiedades fisicoquímicas inherentes como por ejemplo las altas latitudes debido a su menor capacidad tampón. La progresión actual hacia la subsaturación de carbonatos debido al OA podría comprometer la sostenibilidad de los hábitats y los servicios ecosistémicos desarrollados por los ingenieros de los ecosistemas, como las comunidades de corales de aguas frías que actualmente viven en aguas profundas cercanas o en camino de la subsaturación de carbonatos (Guinotte et al., 2006).

Las aguas superiores muestran cambios estacionales en su química del carbono debido a varios procesos: algunos están liderados por la biología, como la producción primaria (que consume CO_2 del agua), y la remineralización de materia orgánica (que libera carbono inorgánico de la reserva orgánica) pero también la formación y disolución de CaCO_3 (Zeebe, 2012). Además, existen procesos inorgánicos en la interfaz océano-atmósfera como la disolución de CO_2 atmosférico en aguas superficiales o la liberación de CO_2 disuelto a la atmósfera (Takahashi et al., 2009). En aguas subsuperficiales la variabilidad estacional en las propiedades del sistema de carbono está amortiguada (Vázquez-Rodríguez, Padin, et al., 2012) y relacionada con eventos episódicos de ventilación en zonas de formación de masa de agua (Pérez et al., 2021), mientras que en aguas más profundas la señal de acidificación está fuertemente modulada por la dinámica de la masa de agua (Fontela et al., 2020; García-Ibáñez et al., 2016; Lauvset et al., 2020).

Aquí debe tenerse en cuenta que, aunque vamos a incluir y resumir las tendencias del OA alrededor de la Península Ibérica y las islas Canarias basándonos en observaciones, algunos de los lugares de estudio tienen un fuerte componente costero. Las zonas costeras y menos profundas, normalmente más productivas y propensas a las descargas terrestres, se ven afectadas por procesos complejos y dinámicos diferentes a los de las zonas oceánicas. En consecuencia, las tasas anuales de cambio del pH superficial en las zonas costeras pueden ser un orden de magnitud mayor que en el océano superficial (Bates et al., 2014; Flecha et al., 2022).

En la Figura 4.7 se incluye un resumen de las tasas de cambio del pH conocidas a lo largo de la columna de agua (0 - 2000 m de profundidad) en las distintas localizaciones geográficas basadas exclusivamente en mediciones. Esta representación gráfica ofrece una visión completa de las diferentes magnitudes de tendencia del pH publicadas en torno a la Península Ibérica y las islas Canarias junto con los periodos de tiempo considerados. A escala global, el pH medio de la superficie del océano abierto disminuyó a un ritmo de 0,0018 unidades de pH al año⁻¹ (Lauvset et al., 2015 Figura 4.7). Aunque la absorción antropogénica de carbono es el principal forzamiento, el aumento de la temperatura del mar refuerza la OA (Lauvset et al., 2015; Pérez et al., 2021). La serie temporal más larga disponible de OA alrededor de la Península Ibérica se encuentra en el límite norte del sistema de afloramiento ibérico en aguas gallegas (Padin et al., 2020).

Allí se ha evaluado el progreso de la OA en aguas costeras y de plataforma desde 1976 y las tendencias interanuales de acidificación oscilan entre $-0,0012$ y $-0,0039$ unidades de pH al año⁻¹ (Padin et al., 2020 Figura 4.7). También en el Atlántico Norte, pero desde una perspectiva oceánica más profunda, se observa una disminución inequívoca del pH en el Atlántico Norte Oriental (ENA, Figura 4.7) en la masa de agua Agua Central del Atlántico Noreste (ENACW en sus siglas en inglés) (Vázquez-Rodríguez, Pérez, et al., 2012). El ENACW en la zona de estudio se encuentra por debajo de la capa de mezcla estacional y hasta los 500 m de profundidad aproximadamente, de modo que la tasa decreciente observada de $-0,0009 \pm 0,0001$ unidades de pH al año⁻¹ se representa a 250 m de profundidad en la Figura 4.7. Esta señal de acidificación dentro de la capa superior del Atlántico Norte oriental en el periodo 1981-2008 experimenta una compensación parcial debido a procesos de ventilación amplificados (Vázquez-Rodríguez, Pérez, et al., 2012). Este periodo de alta ventilación por procesos de mezcla intensos descritos en la sección 2.1.2, asociado a años predominantemente positivos de la NAO, da lugar a tasas de acidificación inferiores a las previstas. Notablemente, el último año del periodo de tiempo evaluado (2008) coincide con la fecha de inicio de un periodo de baja ventilación significativa en el Atlántico Norte Oriental, un fenómeno que ha persistido desde al menos 2014 (Fröb et al., 2016). Siguiendo en el ENA, la tasa de acidificación también fue significativa para la capa afectada por la influencia mediterránea, y la tendencia de disminución del pH registrada para el Agua Mediterránea (MW) fue de $-0,00058 \pm 0,0001$ unidades de pH al año⁻¹ (Vázquez-Rodríguez, Padin, et al., 2012). La masa de agua más profunda donde se observó una disminución estadísticamente significativa del pH fue en la capa de Agua del Mar del Labrador (LSW) a unos 2000 m de profundidad, con una tendencia de disminución del pH de $-0,00083 \pm 0,0001$ unidades de pH yr⁻¹ (Vázquez-Rodríguez, Padin, et al., 2012). Nótese que el progreso de la OA en LSW fue más rápido que en MW. Dado que la OA es un proceso complejo que afecta a diversas variables biogeoquímicas, algunas de las alteraciones debidas al cambio climático se han reportado en otras variables relacionadas con el carbono, como por ejemplo el estado de saturación del aragonito o la disminución de iones carbonato. En el océano Atlántico Nororiental, cerca del Sistema Ibérico de Afloramiento, el contenido de carbonato está disminuyendo en las masas de agua superiores e intermedias. Concretamente, hay una disminución de carbonato de $-0,57 \pm 0,12$ $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{ año}^{-1}$ en la ENACW (Fontela et al., 2020). Este descenso afecta también al MW a una tasa de $-0,39 \pm 0,05$ $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{ año}^{-1}$ y llega incluso al LSW a $-0,21 \pm 0,03$ $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{ año}^{-1}$ (Fontela et al., 2020). El avance hacia la subsaturación de carbonatos está relacionado con el aumento del contenido de carbono antropogénico y su transporte hacia profundidades mayores mediado por la circulación meridional de retorno del Atlántico en zonas de formación de masas de aguas profundas (Pérez et al., 2018), pero aún no se ha realizado un análisis en profundidad de los impulsores del forzamiento de la acidificación oceánica en el Atlántico Nordeste. Por último, las aguas más profundas del Atlántico Nordeste, las Aguas Profundas del Atlántico Norte (NADW) no muestran ninguna disminución estadísticamente significativa en las variables de carbono (Fontela et al., 2020; Vázquez-Rodríguez, Pérez, et al., 2012) y, por lo tanto, no se incluyen en la Figura 4.7

Más al sur, en la región subtropical del Atlántico Norte Oriental, se han documentado extensamente alrededor de las Islas Canarias amplias series temporales de mediciones de alta calidad (M. González-Dávila et al., 2010; Melchor González-Dávila & Santana-Casiano, 2023; Santana-Casiano et al., 2007). La estación ESTOC (European Station for Time series in the Ocean at the Canary Islands), en particular, destaca por su notable conjunto de datos que abarca 25 años (1995-2019), estableciéndose como una de las estaciones de referencia centradas en el carbono más largas del Atlántico Norte (Lange et al., 2023). En la superficie, la disminución del pH del agua de mar de alrededor de $0,0017 \pm 0,0004$ unidades de pH por año⁻¹ también es evidente en la tasa positiva de aumento de la $p\text{CO}_2$ del agua de mar superficial (Santana-Casiano et al., 2007). Allí, la $p\text{CO}_2$ del agua de mar aumentó a una tasa similar a la de la $p\text{CO}_2$ atmosférica observada en la estación de Izaña ($\sim 1,6 \mu\text{atmyr}^{-1}$), apuntando hacia el control directo del aumento de la concentración atmosférica de CO_2 como resultado de las emisiones antropogénicas sobre las variables de carbono del océano superficial (Santana-Casiano et al., 2007). La tasa de acidificación de las NACW para el periodo 1995-2004 en ESTOC coincide estrechamente con la tasa determinada en ENA para el periodo 1981-2008 (Figura 4.7). Aquí, las aguas centrales a 250 m de profundidad presentaron una tendencia decreciente de $-0,0013 \pm 0,0004$ unidades de pH yr^{-1} y una disminución de carbonatos de $-0,5 \pm 0,1 \mu\text{molkg yr}^{-1}$ (M. González-Dávila et al., 2010). Además, los datos más recientes sobre las tasas oceánicas en ESTOC, que amplían las tendencias publicadas anteriormente del periodo 1995-2010 en casi una década (1995-2019), indican una aceleración de la OA de $\sim 20\%$ (Fig.4). Este descenso gradual, que totaliza 0,051 unidades de pH desde el inicio de las mediciones, representa un aumento sustancial del $+13\%$ de la acidez. Teniendo en cuenta que los rangos estacionales habituales en el pH en latitudes subtropicales son inferiores a 0,4 unidades de pH (Carstensen & Duarte, 2019), la magnitud observada del cambio ya está por encima de la variabilidad estacional natural. La tendencia de descenso del pH a 1000 m de profundidad ha pasado de $-0,0005$ unidades de pH año⁻¹ cuando se analiza el periodo 1995-2004 a $-0,0011$ unidades de pH año⁻¹ cuando el periodo abarca 1995-2019 (González-Dávila & Santana-Casiano, 2023, Figura 4.7). Esta aceleración de la tendencia acentúa el avance mucho más rápido del OA a 1000 m de profundidad. Esta reciente reactivación está en consonancia con el aumento del flujo de CO_2 hacia el océano en el Atlántico Norte de latitudes medias durante el periodo 2002-2016 (Macovei et al., 2020). Además, los cambios interanuales en el índice de la NAO afectan a la variabilidad del sumidero del Atlántico Norte (Schuster y Watson, 2007) y a la captación antropogénica de dióxido de carbono (Pérez et al., 2013). La tendencia a 2000 m de profundidad para el periodo 1995-2019 se mantiene casi igual que para 1995-2004 (Figura 4.7). Los cambios observados en el sistema de carbonatos en ESTOC apuntan inequívocamente a la influencia antropogénica, enfatizando aún más la necesidad de continuar el seguimiento y la comprensión de esta dinámica evolutiva en las aguas de Canarias.

El Golfo de Cádiz, situado en el sector oriental del Océano Atlántico Norte, entre la Península Ibérica y el continente africano, es una puerta oceanográfica que

conecta el Océano Atlántico y el Mar Mediterráneo a través del Estrecho de Gibraltar (Sánchez-Leal et al., 2017). Allí se adquirieron los primeros conocimientos sobre las tendencias de acidificación con datos observacionales autónomos de alta frecuencia (Flecha et al., 2015). Se determinó una tendencia decreciente bastante notable de $-0,0044 \pm 0,00006$ unidades de pH al año⁻¹, en el agua de salida del Mediterráneo (MOW) basada en un periodo de observación autónoma continua de unos tres años (Flecha et al., 2015). Esta tendencia a corto plazo también fue apoyada por un cambio concomitante en la pCO_2 registrado con un equipo independiente (Flecha et al., 2015). Mediciones posteriores han extendido este periodo hasta marzo de 2017, confirmando una tendencia de acidificación continuada ($\sim 4,5$ años) a una tasa de $-0,00462 \pm 0,0006$ año⁻¹ (García-Lafuente et al., 2021) junto con una tendencia de calentamiento de $0,339 \pm 0,008$ °C década⁻¹ en la capa más profunda del flujo de salida. Nótese que la tasa de disminución del pH encontrada a ~ 300 m de profundidad en el Estrecho de Gibraltar es notablemente superior (2-3 veces) a las tasas de acidificación registradas en múltiples series temporales de la superficie oceánica. En la misma zona, utilizando mediciones analíticas discretas obtenidas desde campañas en barcos oceanográficos en lugar de equipos autónomos se respaldaron las tendencias de acidificación a escala decenal desde 2005 hasta 2015 (Flecha et al., 2019) y 2021 (Amaya-Vías et al., 2023). Con el apoyo de mediciones espectrofotométricas del pH del agua de mar, se encontró una gran tendencia a la disminución de $-0,0036 \pm 0,0003$ unidades de pH por año⁻¹ para el NACW y de $-0,0009 \pm 0,0005$ unidades de pH por año⁻¹ en el Agua Profunda del Mediterráneo Occidental (WMDW, alrededor de 360 m) (Flecha et al., 2019). Las diferentes tasas entre estas masas de agua se atribuyen a la distancia geográfica de sus respectivas regiones de origen y a la edad de las masas de agua: WMDW ha estado recientemente en contacto con la atmósfera, dando lugar a un pH más bajo debido a su reciente formación. La acidificación a escala decadal en el Estrecho de Gibraltar se vio reforzada por procesos naturales en las masas de agua superiores e intermedias, que representan el 60% y el 40% de la disminución global del pH en la NACW y la WMDW respectivamente. Las mediciones de pH muestran un fuerte descenso en el invierno de 2016 que apunta hacia una sustitución en la prevalencia de la fracción de Agua Intermedia Levantina (LIW) con respecto a la WMDW en el flujo de salida. La serie temporal se ha ampliado recientemente hasta 2021, abarcando 17 años (2005-2021, Amaya-Vías et al., 2023). Las observaciones más recientes confirman las tendencias previamente publicadas en NACW, duplican la tendencia a la acidificación en WMDW ($-0,0019 \pm 0,0003$ unidades de pH por año⁻¹), y por primera vez, detectan una tendencia significativa a la disminución del pH en LIW (Amaya-Vías et al., 2023).

El agua atlántica que fluye a través del Estrecho de Gibraltar supone un transporte neto de carbono antropogénico hacia el Mediterráneo (Huertas et al., 2009). Junto con la relativamente corta escala de tiempo de retorno del mar Mediterráneo, la circulación transmite una fuerte señal de acidificación a las aguas profundas (Álvarez et al., 2014). Aun así, el mar Mediterráneo es una cuenca semicerrada en la que no se espera un problema de subsaturación de aragonito a medio-largo plazo (Hassoun et al., 2015). A escala de cuenca y desde un enfoque de

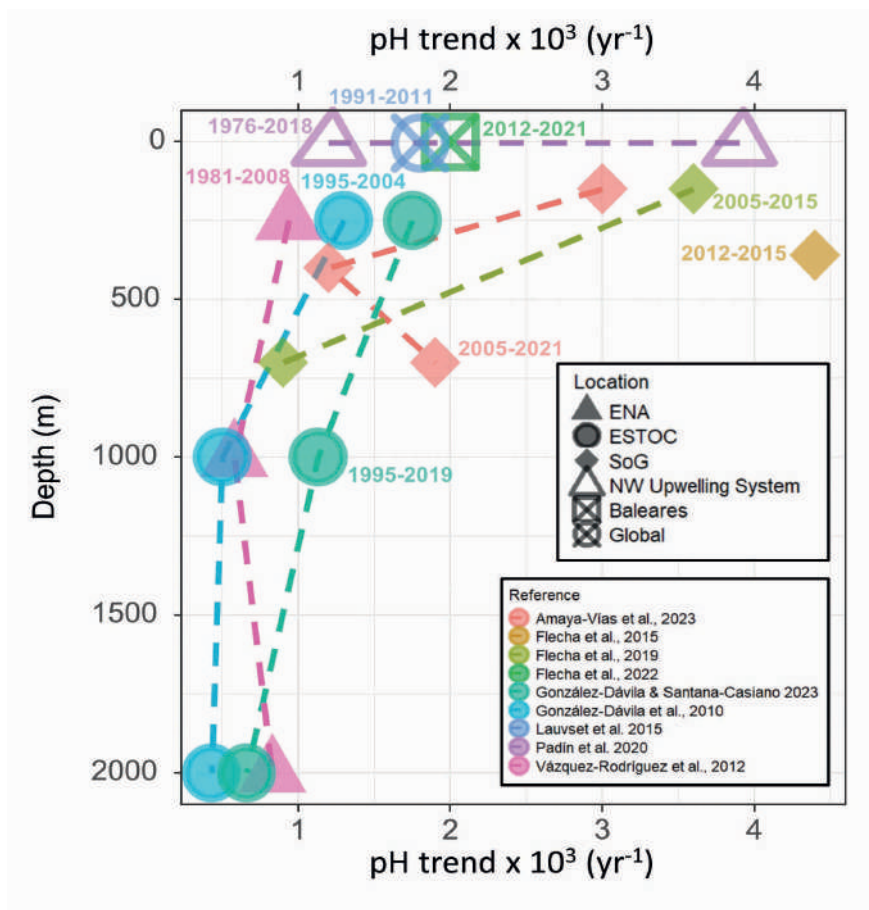


Figura 4.7. Tendencias publicadas que muestran la tasa anual de cambio del pH (unidades de $\text{pH} \times 10^3 \text{ año}^{-1}$) en relación con la profundidad (desde la superficie hasta los 2000 m) para las aguas que rodean la Península Ibérica y las Islas Canarias. Los puntos de datos están codificados por colores según las referencias y conectados por líneas discontinuas para visualizar los patrones verticales. La forma de cada punto de datos corresponde a su localización geográfica. La etiqueta incluye el periodo temporal de las observaciones que sustentan la tendencia (en años).

modelización, Palmiéri et al., 2015 informaron de una tendencia de disminución del pH superficial de 0,0004 unidades de pH al año⁻¹, una magnitud total de -0,084 unidades de pH desde la era preindustrial. En el Mediterráneo occidental, los enfoques de aprendizaje automático reconstruyeron una serie temporal de 9 años (2012-2021) en el Mar Balear costero (Palma) con una tendencia decreciente de $0,002 \pm 0,00054$ unidades de pH yr^{-1} (FFlecha et al., 2022, Figura 4.7). Allí, las técnicas de redes neuronales han demostrado ser eficaces para abordar las

lagunas existentes en las series temporales de acidificación, especialmente cuando existen dudas sobre el mal funcionamiento de los sensores o una falta de confianza en las mediciones autónomas (es decir, deriva). En la actualidad, los sensores comerciales de pH son menos fiables que los de temperatura, salinidad u oxígeno, y fueron precisamente esos tres parámetros los que constituyeron la base de una red neuronal bidireccional de memoria a largo y corto plazo (Flecha et al., 2022). Mientras que el principal forzamiento de la disminución del pH en la bahía de Palma fue el aumento del CO atmosférico, cabe destacar que también encontraron una tendencia estadísticamente significativa en la alcalinidad total ($-4,0 \pm 0,4 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{año}^{-1}$), estrechamente asociada a una significativa disminución de la salinidad superficial ($-0,059 \pm 0,002 \text{año}^{-1}$) (Flecha et al., 2022). En la fecha de finalización de este capítulo, no se dispone de tendencias para las capas intermedias y más profundas del noroeste del mar Mediterráneo próximo a la Península Ibérica.

A pesar del considerable avance tanto en la diversidad geográfica como en el volumen de tendencias publicadas sobre la acidificación oceánica en torno a la Península Ibérica y las Islas Canarias, como se ha señalado anteriormente, sigue existiendo la oportunidad de enriquecer aún más nuestra comprensión mediante la utilización de productos emergentes de síntesis de datos. Estos enfoques innovadores, basados en el reanálisis y el aprendizaje automático, ofrecen la oportunidad de obtener una visión más cohesionada y completa. Para la acidificación oceánica, vamos a aprovechar el conjunto de datos OceanSODA-ETHZ (Gregor & Gruber, 2021). OceanSODA proporciona campos mensuales cuadrículados globales de variables superficiales relacionadas con el carbono en el océano. Se basa en una combinación de observaciones y enfoques de aprendizaje automático y cubre ininterrumpidamente el periodo desde 1982. Por lo tanto, este conjunto de datos es valioso para estudiar el ciclo del carbono oceánico y su evolución en las últimas décadas. En la Figura 4.8 se han seleccionado cinco zonas representativas de las aguas marinas de la Península Ibérica y las Islas Canarias. En aras de la coherencia, hemos evitado intencionadamente las zonas costeras siempre que ha sido posible, ya que es probable que las tendencias de acidificación no estén bien resueltas mediante síntesis de datos o productos de modelización en las zonas costeras (informe OSPAR OA, McGovern et al., 2023). En todas las zonas, el pH muestra inequívocamente un descenso neto de casi 0,1 unidades de pH durante esos 40 años, desde valores superficiales de 8,15 unidades de pH a 8,05 en la actualidad (Figura 4.8).

2.5.2. Desoxigenación de los océanos

La desoxigenación oceánica es la disminución a largo plazo de la concentración de oxígeno disuelto en el océano debido al cambio climático (Keeling et al., 2010). La disminución observada en el contenido de oxígeno del océano (Schmidt et al., 2017; Stendardo y Gruber, 2012) coincide con la predicción de que un océano más cálido perderá oxígeno (Laurent Bopp et al., 2002; Sarmiento et al., 1998). De hecho, la desoxigenación del océano es un proceso en curso que continuará durante varios siglos incluso después de que se alcancen las emisiones netas

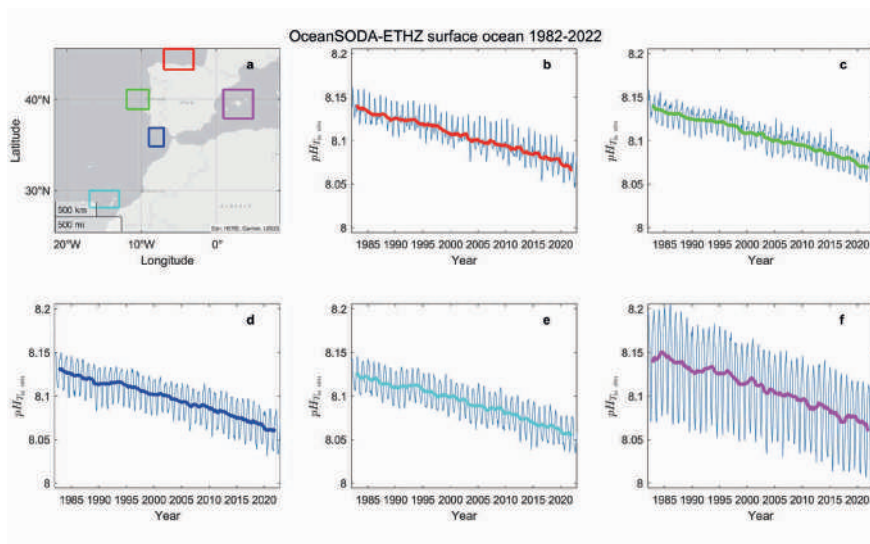


Figura 4.8. Evolución temporal del pH superficial para el periodo 1982-2022 en diferentes zonas alrededor de la Península Ibérica y Canarias. Las zonas están representadas como cuadrados en el subplot (a) y el código de color es compartido con los subplots de series temporales (b-f). Datos de OceanSODA-ETHZ (Gregor & Gruber, 2021).

cero de CO_2 (Oschlies, 2021). La observación y atribución de la disminución de oxígeno en el agua de mar no es sencilla, ya que la cantidad de oxígeno está estrechamente relacionada con varios factores interconectados. Por un lado, el calentamiento afecta directamente a la solubilidad, mientras que los cambios dinámicos en la circulación, la estratificación, la mezcla y la ventilación también influyen en el oxígeno exportado a profundidad (Oschlies et al., 2018). Además, también hay efectos biológicos, ya que la fotosíntesis genera oxígeno en la capa superior del océano, y la respiración lo consume a través de toda la columna de agua. Por lo tanto, por debajo de la capa fotosintética del océano, la cantidad de oxígeno en profundidad es una interacción entre la respiración (que consume) y la mezcla vertical (que repone el oxígeno). De hecho, la proporción de desoxigenación que se explica actualmente por el exceso de calor oceánico en la capa superior es de alrededor del 15%, y la mayor parte de la disminución se debe al aumento de la estratificación (Helm et al., 2011) y al consiguiente menor transporte de oxígeno disuelto de las aguas superficiales a las subsuperficiales (Frölicher et al., 2009).

Las estimaciones basadas en observaciones muestran que el contenido mundial de oxígeno oceánico ya ha disminuido más de un 2 % (Schmidtke et al., 2017). Esta disminución media mundial abarca una gran heterogeneidad regional. Se prevé que la reserva de oxígeno oceánico disminuya a finales de siglo, con independencia del escenario climático (un -1,81% adicional en RCP2.6 hasta un -3,45% en RCP8.5) (L. Bopp et al., 2013; Kwiatkowski et al., 2020), y las mayores pérdidas

se van a producir en las aguas subsuperficiales de las regiones de latitud media (Gattuso et al., 2015). Aunque la tasa de disminución modelizada en los modelos climáticos sea pequeña, $0,05 \text{ mmolm año}^{-3-1}$ (Oschlies, 2021), se prevé que se produzca una desoxigenación significativa en el océano bentónico global, incluso a profundidades superiores a 2000 metros, en todos los escenarios climáticos (Kwiatkowski et al., 2020). Además, los modelos actuales subestiman la pérdida de oxígeno oceánico en comparación con las observaciones en un factor de dos (Oschlies et al., 2018) enfatizando la necesidad de continuar los esfuerzos en este tema. El tiempo de aparición de las disminuciones del contenido interior de oxígeno, es decir, el momento en que las señales de la desoxigenación oceánica se vuelven persistentemente detectables a partir de su variabilidad interna, es mucho más largo que en el caso de las tendencias del pH impulsadas por el cambio climático (Henson et al., 2017). Un análisis de conjunto de los modelos CMIP5 determinó que las tendencias en la desoxigenación se harán evidentes hacia mediados de siglo (Henson et al., 2017). Por lo tanto, la detección inequívoca de la desoxigenación oceánica no será posible en muchas regiones a menos que haya una disponibilidad suficiente de observaciones a largo plazo internamente coherentes.

El Atlántico Norte muestra susceptibilidad a los factores estresantes compuestos de desoxigenación, acidificación y estrés por nutrientes (Kwiatkowski et al., 2020). Las capas superiores del Atlántico Norte subpolar y oriental se han encontrado como puntos calientes de disminución de oxígeno (Stendardo & Gruber, 2012; Tanhua & Keeling, 2012). Las series temporales (1965-2005) del contenido de oxígeno para la cuenca de Europa occidental muestran un descenso de $-0,3 \pm 0,12 \text{ } \mu\text{molkg yr}^{-1}$ y de $-0,2 \pm 0,34 \text{ } \mu\text{molkg yr}^{-1}$ en el horizonte de densidad de las masas de agua modales y del agua del mar de Labrador, respectivamente (Stendardo & Gruber, 2012). La disminución a largo plazo apunta a una posible aceleración desde principios de la década de 1990 (Stendardo & Gruber, 2012), pero la gran variabilidad natural del oxígeno en el Atlántico Norte limita la detección y atribución de la desoxigenación oceánica a impulsores específicos (Frölicher et al., 2009).

Desde una perspectiva costera, la mayor base de datos actualizada para las tendencias a largo plazo de las propiedades biogeoquímicas en el sistema de surgencia ibérico (1976-2018) detectó una tasa de desoxigenación de $-0,7 \pm 0,2 \text{ } \mu\text{molkg yr}^{-1}$ en las aguas superficiales del interior de la Ría de Vigo (Padin et al., 2020). La magnitud coincide con la tasa de desoxigenación observada de $\sim 0,8 \text{ } \mu\text{molkg yr}^{-1}$ a 100 m de profundidad en el Golfo de Vizcaya durante el periodo 2002-2019 (Chust et al., 2022). En contraste, también en el Golfo de Vizcaya, las observaciones en aguas costeras muestran evidencias de aumento del oxígeno disuelto en aguas superficiales a una tasa de $+0,3 \text{ } \mu\text{molkg yr}^{-1}$ durante el periodo 1995-2019 (Chust et al., 2022). Los autores relacionan el aumento de oxígeno en aguas superficiales con un incremento de la producción primaria motivado por una mayor disponibilidad de nutrientes inorgánicos en el periodo estudiado (Chust et al., 2022). La disminución del oxígeno a 100 m de profundidad podría estar relacionada con i) el aumento paralelo de la temperatura del mar en la columna de agua (0-100 m de profundidad) entre 1986 y 2019 (Chust

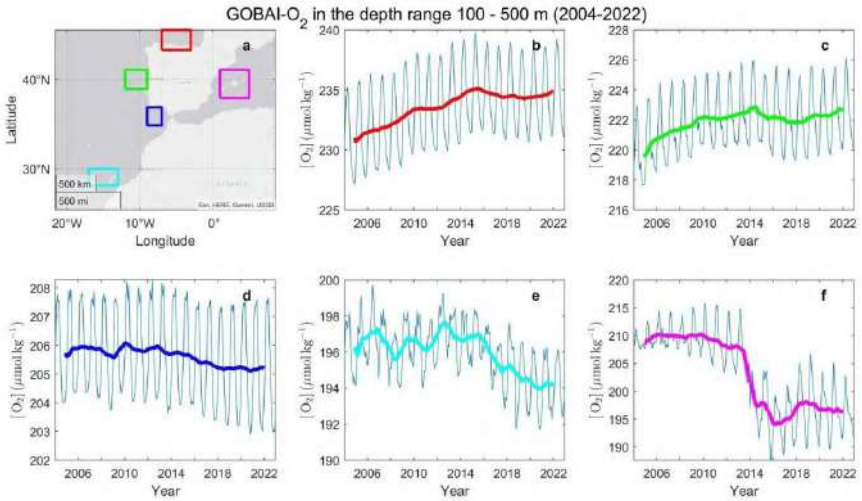


Figura 4.9. Concentración media de oxígeno disuelto $[O_2]$ ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) en la capa de profundidad 100-500 m para el periodo 2004-2022 en diferentes zonas alrededor de la Península Ibérica y Canarias. Las zonas están representadas como cuadrados en el subplot (a) y el código de colores es compartido con el subplot de series temporales (b-f). Nótese que el eje y no es el mismo para cada subtrazado. Datos de GOBAL- O_2 (Sharp et al., 2023).

et al., 2022), ii) un aumento de la remineralización de la materia orgánica en profundidades subsuperficiales debido al aumento de la producción primaria, o iii) ambos procesos reforzándose mutuamente.

A escala global, las latitudes medias y bajas presentan menores concentraciones de oxígeno en superficie. En la estación ESTOC de las Islas Canarias hay una disminución no significativa del oxígeno en los mil metros superiores asociada a temperaturas más altas (Melchor González-Dávila & Santana-Casiano, 2023). Aunque el contenido de oxígeno ha disminuido en ENACW, ha aumentado a un ritmo de $+0,25 \pm 0,08 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{ año}^{-1}$ a profundidades inferiores a 2000 m, en el NADW (Melchor González-Dávila & Santana-Casiano, 2023). Los autores relacionan el aumento de oxígeno en el NADW con recientes eventos de ventilación profunda del Atlántico en la capa LSW (Koelling et al., 2022) y con una creciente influencia del Agua Antártica de Fondo (AABW) en el Atlántico Norte subtropical en tiempos recientes (Krasheninnikova et al., 2021).

Haciéndonos eco de nuestra metodología para las tendencias de acidificación de los océanos superficiales, aquí aprovechamos un producto cuadrículado cuatridimensional diferente que ofrece un enfoque sistemático y escalable para explorar el contenido de oxígeno disuelto en el interior de los océanos. El producto GOBAL- O_2 (Gridded Ocean Biogeochemistry from Artificial Intelligence - Oxygen) proporciona un conjunto de datos cuadrículados que ofrece campos mensuales de oxígeno disuelto interior en el océano global desde 2004 hasta 2000 m de

profundidad (Sharp et al., 2023). Los datos se obtienen utilizando algoritmos de aprendizaje automático entrenados en datos de oxígeno disuelto observados procedentes de múltiples plataformas de observación, incluidos estudios realizados desde buques y perfiles ARGO. Los algoritmos utilizados para producir GOBAL- O_2 se han validado utilizando observaciones reales y datos sintéticos de salida de modelos, y el propio producto de datos se ha comparado con el Atlas Oceánico Mundial y mediciones discretas seleccionadas, reproduciendo con un enfoque independiente la tendencia decreciente observada en el inventario de oxígeno en los 2000 m superiores del océano global (Sharp et al., 2023).

Como aguas oceánicas representativas de la Península Ibérica y las Islas Canarias se han seleccionado cinco zonas, y el análisis se centra en la banda de profundidad 100-500 m (Figura 4.9). La capa de profundidad elegida se centra en las aguas centrales-modales, evitando la variabilidad biológica y los cambios estacionales que suelen producirse en las aguas superficiales (aquí definidas como 0-100 m). Como era de esperar, el contenido de oxígeno y la variabilidad estacional en el Atlántico Norte son mayores en las zonas Norte que en las Sur. La serie temporal no muestra ninguna tendencia interanual significativa para el periodo 2004-2022 alrededor de la Península Ibérica y las Islas Canarias dentro del Océano Atlántico Norte. Hay un aumento bastante modesto de la concentración de oxígeno en el NO de la Península Ibérica (40°N), pasando de 230 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ en 2004 hasta 235 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ en 2016-2022, que podría estar relacionado con eventos de ventilación recurrentes anualmente que tuvieron su pico en el año 2016. El Golfo de Cádiz muestra la más estable de las series temporales, centrada en torno a 205-206 $\mu\text{mol kg}^{-1}$. Alrededor de las Islas Canarias la primera parte de la serie temporal (2004-2015) es estable en 196 $\mu\text{mol kg}^{-1}$, mientras que hay un descenso muy pequeño de 2 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ desde 2016 hasta el final de la serie temporal. En el mar Mediterráneo se produce un fuerte descenso de la concentración de oxígeno en 2013-2014 en el mar Balear (Figura 4.9f). Este cambio coincide con el final de los eventos de convección profunda observados anualmente en el Golfo de León hasta 2013 (Houpert et al., 2016) y su ausencia a partir de 2014. Cabe señalar que estos resultados no están confirmados desde una perspectiva observacional y su significado debe tomarse con mucha cautela.

Ciertamente, para detectar el ritmo de la desoxigenación de los océanos, como para casi todos los impulsores ambientales del cambio climático, es obligatorio disponer de redes de observación sostenidas a largo plazo para describir los cambios futuros en el océano antropogénico.

Referencias

- Álvarez, M., Sanleón-Bartolomé, H., Tanhua, T., Mintrop, L., Luchetta, A., Cantoni, C., et al. (2014). The CO₂ system in the Mediterranean Sea: a basin wide perspective. *Ocean Science*, 10(1), 69–92. <https://doi.org/10.5194/os-10-69-2014>
- Amaya-Vías, S., Flecha, S., Pérez, F. F., Navarro, G., García-Lafuente, J., Makaoui, A., & Huertas, I. E. (2023). The time series at the Strait of Gibraltar as a baseline for long-term assessment of vulnerability of calcifiers to ocean acidification. *Frontiers in Marine Science*, 10. <https://doi.org/10.3389/fmars.2023.1196938>
- Aristegui, J., Barton, E. D., Álvarez-Salgado, X. A., Santos, A. M. P., Figueiras, F. G., Kifani, S., et al. (2009). Sub-regional ecosystem variability in the Canary Current upwelling. *Progress in Oceanography*, 83(1–4), 33–48. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.07.031>
- Bakun, A. (1990). Global Climate Change and Intensification of Coastal Ocean Upwelling. *Science*, 247(4939), 198–201. <https://doi.org/10.1126/science.247.4939.198>
- Balmaseda, M. A., Trenberth, K. E., & Källén, E. (2013). Distinctive climate signals in reanalysis of global ocean heat content. *Geophysical Research Letters*, 40(9), 1754–1759. <https://doi.org/10.1002/grl.50382>
- Bamber, J., & Riva, R. (2010). The sea level fingerprint of recent ice mass fluxes. *The Cryosphere*, 4(4), 621–627. <https://doi.org/10.5194/tc-4-621-2010>
- Bates, N., Astor, Y., Church, M., Currie, K., Dore, J., Gonaález-Dávila, M., et al. (2014). A Time-Series View of Changing Ocean Chemistry Due to Ocean Uptake of Anthropogenic CO₂ and Ocean Acidification. *Oceanography*, 27(1), 126–141. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2014.16>
- Beal, L. M., & Elipot, S. (2016). Broadening not strengthening of the Agulhas Current since the early 1990s. *Nature*, 540(7634), 570–573. <https://doi.org/10.1038/nature19853>
- Bopp, L., Resplandy, L., Orr, J. C., Doney, S. C., Dunne, J. P., Gehlen, M., et al. (2013). Multiple stressors of ocean ecosystems in the 21st century: projections with CMIP5 models. *Biogeosciences*, 10(10), 6225–6245. <https://doi.org/10.5194/bg-10-6225-2013>
- Bopp, Laurent, Le Quéré, C., Heimann, M., Manning, A. C., & Monfray, P. (2002). Climate-induced oceanic oxygen fluxes: Implications for the contemporary carbon budget. *Global Biogeochemical Cycles*, 16(2). <https://doi.org/10.1029/2001GB001445>
- Boyce, D., & Worm, B. (2015). Patterns and ecological implications of historical marine phytoplankton change. *Marine Ecology Progress Series*, 534, 251–272. <https://doi.org/10.3354/meps11411>
- Cabré, A., Marinov, I., & Leung, S. (2015). Consistent global responses of marine ecosystems to future climate change across the IPCC AR5 earth system models. *Climate Dynamics*, 45(5–6), 1253–1280. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2374-3>
- Calafat, F. M., Chambers, D. P., & Tsimlis, M. N. (2012). Mechanisms of decadal sea level variability in the eastern North Atlantic and the Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C9), 2012JC008285. <https://doi.org/10.1029/2012JC008285>

- Capotondi, A., Alexander, M. A., Bond, N. A., Curchitser, E. N., & Scott, J. D. (2012). Enhanced upper ocean stratification with climate change in the CMIP3 models. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C4), 2011JC007409. <https://doi.org/10.1029/2011JC007409>
- Carstensen, J., & Duarte, C. M. (2019). Drivers of pH Variability in Coastal Ecosystems. *Environmental Science & Technology*, 53(8), 4020–4029. <https://doi.org/10.1021/acs.est.8b03655>
- Cassou, C., Minvielle, M., Terray, L., & Périgaud, C. (2011). A statistical–dynamical scheme for reconstructing ocean forcing in the Atlantic. Part I: weather regimes as predictors for ocean surface variables. *Climate Dynamics*, 36(1), 19–39. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0781-7>
- Chaigneau, A. A., Refray, G., Voldoire, A., & Melet, A. (2022). IBI-CCS: a regional high-resolution model to simulate sea level in western Europe. *Geoscientific Model Development*, 15(5), 2035–2062. <https://doi.org/10.5194/gmd-15-2035-2022>
- Charria, G., Theetten, S., Vandermeirsch, F., Yelekçi, Ö., & Audiffren, N. (2017). Interannual evolution of (sub)mesoscale dynamics in the Bay of Biscay. *Ocean Science*, 13(5), 777–797. <https://doi.org/10.5194/os-13-777-2017>
- Cheng, L., Abraham, J., Hausfather, Z., & Trenberth, K. E. (2019). How fast are the oceans warming? *Science*, 363(6423), 128–129. <https://doi.org/10.1126/science.aav7619>
- Cheng, L., Foster, G., Hausfather, Z., Trenberth, K. E., & Abraham, J. (2022). Improved Quantification of the Rate of Ocean Warming. *Journal of Climate*, 35(14), 4827–4840. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-21-0895.1>
- Chu, P. C., & Fan, C. (2019). Global ocean synoptic thermocline gradient, isothermal-layer depth, and other upper ocean parameters. *Scientific Data*, 6(1), 119. <https://doi.org/10.1038/s41597-019-0125-3>
- Chust, G., González, M., Fontán, A., Revilla, M., Alvarez, P., Santos, M., et al. (2022). Climate regime shifts and biodiversity redistribution in the Bay of Biscay. *Science of The Total Environment*, 803, 149622. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.149622>
- Costoya, X., deCastro, M., Gómez-Gesteira, M., & Santos, F. (2014). Mixed Layer Depth Trends in the Bay of Biscay over the Period 1975–2010. *PLoS ONE*, 9(6), e99321. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0099321>
- Dangendorf, S., Hay, C., Calafat, F. M., Marcos, M., Piecuch, C. G., Berk, K., & Jensen, J. (2019). Persistent acceleration in global sea-level rise since the 1960s. *Nature Climate Change*, 9(9), 705–710. <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0531-8>
- Dukhovskoy, D. S., Myers, P. G., Platov, G., Timmermans, M., Curry, B., Proshutinsky, A., et al. (2016). Greenland freshwater pathways in the sub-Arctic Seas from model experiments with passive tracers. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(1), 877–907. <https://doi.org/10.1002/2015JC011290>
- Emanuel, K. (2005). Genesis and maintenance of “Mediterranean hurricanes”. *Advances in Geosciences*, 2, 217–220. <https://doi.org/10.5194/adgeo-2-217-2005>
- Flecha, S., Pérez, F. F., García-Lafuente, J., Sammartino, S., Ríos, Aida, F., & Huertas, I. E. (2015). Trends of pH decrease in the Mediterranean Sea through high frequency observational data: indication of ocean acidification in the basin. *Scientific Reports*, 5(1), 16770. <https://doi.org/10.1038/srep16770>

- Flecha, S., Pérez, F. F., Murata, A., Makaoui, A., & Huertas, I. E. (2019). Decadal acidification in Atlantic and Mediterranean water masses exchanging at the Strait of Gibraltar. *Scientific Reports*, *9*(1), 15533. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-52084-x>
- Flecha, S., Giménez-Romero, À., Tintoré, J., Pérez, F. F., Alou-Font, E., Matías, M. A., & Hendriks, I. E. (2022). pH trends and seasonal cycle in the coastal Balearic Sea reconstructed through machine learning. *Scientific Reports*, *12*(1), 12956. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-17253-5>
- Font, J., Palanques, A., Puig, P., Salat, J., & Emelianov, M. (2007). Sequence of hydrographic changes in NW Mediterranean deep water due to the exceptional winter of 2005. *Scientia Marina*, *71*, 339–346.
- Fontán, A., Valencia, V., Borja, Á., & Goikoetxea, N. (2008). Oceano-meteorological conditions and coupling in the southeastern Bay of Biscay, for the period 2001–2005: A comparison with the past two decades. *Journal of Marine Systems*, *72*(1–4), 167–177. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.08.003>
- Fontela, M., Pérez, F. F., Carracedo, L. I., Padín, X. A., Velo, A., García-Ibañez, M. I., & Lherminier, P. (2020). The Northeast Atlantic is running out of excess carbonate in the horizon of cold-water corals communities. *Scientific Reports*, *10*(1), 14714. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-71793-2>
- Frazão, H. C., Prien, R. D., Schulz-Bull, D. E., Seidov, D., & Waniek, J. J. (2022). The Forgotten Azores Current: A Long-Term Perspective. *Frontiers in Marine Science*, *9*, 842251. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.842251>
- Fröb, F., Olsen, A., Våge, K., Moore, G. W. K., Yashayaev, I., Jeansson, E., & Rajasakaren, B. (2016). Irminger Sea deep convection injects oxygen and anthropogenic carbon to the ocean interior. *Nature Communications*, *7*(1), 13244. <https://doi.org/10.1038/ncomms13244>
- Frölicher, T. L., Joos, F., Plattner, G. -K., Steinacher, M., & Doney, S. C. (2009). Natural variability and anthropogenic trends in oceanic oxygen in a coupled carbon cycle–climate model ensemble. *Global Biogeochemical Cycles*, *23*(1), 2008GB003316. <https://doi.org/10.1029/2008GB003316>
- Fu, W., Randerson, J. T., & Moore, J. K. (2016). Climate change impacts on net primary production (NPP) and export production (EP) regulated by increasing stratification and phytoplankton community structure in the CMIP5 models. *Biogeosciences*, *13*(18), 5151–5170. <https://doi.org/10.5194/bg-13-5151-2016>
- García-Ibañez, M. I., Zunino, P., Fröb, F., Carracedo, L. I., Ríos, A. F., Mercier, H., et al. (2016). Ocean acidification in the subpolar North Atlantic: rates and mechanisms controlling pH changes. *Biogeosciences*, *13*(12), 3701–3715. <https://doi.org/10.5194/bg-13-3701-2016>
- García-Lafuente, J., Sammartino, S., Huertas, I. E., Flecha, S., Sánchez-Leal, R. F., Naranjo, C., et al. (2021). Hotter and Weaker Mediterranean Outflow as a Response to Basin-Wide Alterations. *Frontiers in Marine Science*, *8*. <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.613444>
- García-Martínez, M. D. C., Vargas-Yáñez, M., Moya, F., Santiago, R., Muñoz, M., Reul, A., et al. (2019). Average nutrient and chlorophyll distributions in the western Mediterranean: RADMED project. *Oceanologia*, *61*(1), 143–169. <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2018.08.003>
- Gattuso, J.-P., Magnan, A., Billé, R., Cheung, W. W. L., Howes, E. L., Joos, F., et al. (2015). Contrasting futures for ocean and society from different anthropogenic CO₂ emissions scenarios. *Science*, *349*(6243), aac4722. <https://doi.org/10.1126/science.aac4722>

- Goikoetxea, N., Borja, Á., Fontán, A., González, M., & Valencia, V. (2009). Trends and anomalies in sea-surface temperature, observed over the last 60 years, within the southeastern Bay of Biscay. *Continental Shelf Research*, 29(8), 1060–1069. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.11.014>
- Gómez-Jakobsen, F., Ferrera, I., Yebra, L., & Mercado, J. M. (2022). Two decades of satellite surface chlorophyll a concentration (1998–2019) in the Spanish Mediterranean marine waters (Western Mediterranean Sea): Trends, phenology and eutrophication assessment. *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 28, 100855. <https://doi.org/10.1016/j.rsase.2022.100855>
- Gomis, D., Ruiz, S., Sotillo, M. G., Álvarez-Fanjul, E., & Terradas, J. (2008). Low frequency Mediterranean sea level variability: The contribution of atmospheric pressure and wind. *Global and Planetary Change*, 63(2–3), 215–229. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2008.06.005>
- González-Dávila, M., Santana-Casiano, J. M., Rueda, M. J., & Llinás, O. (2010). The water column distribution of carbonate system variables at the ESTOC site from 1995 to 2004. *Biogeosciences*, 7(10), 3067–3081. <https://doi.org/10.5194/bg-7-3067-2010>
- González-Dávila, Melchor, & Santana-Casiano, J. M. (2023). Long-term trends of pH and inorganic carbon in the Eastern North Atlantic: the ESTOC site. *Frontiers in Marine Science*, 10, 1236214. <https://doi.org/10.3389/fmars.2023.1236214>
- Gonzalez-Pola, C., Larsen, K. M. H., Fratantoni, P., & Beszczynska-Möller, A. (2023). *ICES Report on ocean climate 2020* (p. 29037302 Bytes). [object Object]. <https://doi.org/10.17895/ICES.PUB.19248602.V3>
- Gonzalez-Pola, C., Somavilla, R., Graña, R., & Vilorio, A., I., L. (2024). A decade-long flow reversal in the intergyre region of the Eastern North Atlantic. *Progress in Oceanography*.
- GOOS. (2023). OceanOPS Report Card 2023. Retrieved March 5, 2024, from <https://www.ocean-ops.org/reportcard/>
- Gregor, L., & Gruber, N. (2021). OceanSODA-ETHZ: a global gridded data set of the surface ocean carbonate system for seasonal to decadal studies of ocean acidification. *Earth System Science Data*, 13(2), 777–808. <https://doi.org/10.5194/essd-13-777-2021>
- Gruber, N. (2011). Warming up, turning sour, losing breath: ocean biogeochemistry under global change. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 369(1943), 1980–1996. <https://doi.org/10.1098/rsta.2011.0003>
- Guinotte, J. M., Orr, J., Cairns, S., Freiwald, A., Morgan, L., & George, R. (2006). Will human-induced changes in seawater chemistry alter the distribution of deep-sea scleractinian corals? *Frontiers in Ecology and the Environment*, 4(3), 141–146. [https://doi.org/10.1890/1540-9295\(2006\)004\[0141:WHCIS C\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/1540-9295(2006)004[0141:WHCIS C]2.0.CO;2)
- Hassoun, A. E. R., Gemayel, E., Krasakopoulou, E., Goyet, C., Abboud-Abi Saab, M., Guglielmi, V., et al. (2015). Acidification of the Mediterranean Sea from anthropogenic carbon penetration. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 102, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.04.005>
- Helm, K. P., Bindoff, N. L., & Church, J. A. (2011). Observed decreases in oxygen content of the global ocean: GLOBAL DECREASES IN OCEAN OXYGEN LEVELS. *Geophysical Research Letters*, 38(23), n/a–n/a. <https://doi.org/10.1029/2011GL049513>

- Henson, S. A., Beaulieu, C., Ilyina, T., John, J. G., Long, M., Séférian, R., et al. (2017). Rapid emergence of climate change in environmental drivers of marine ecosystems. *Nature Communications*, 8(1), 14682. <https://doi.org/10.1038/ncomms14682>
- Herrmann, M., Sevault, F., Beuvier, J., & Somot, S. (2010). What induced the exceptional 2005 convection event in the northwestern Mediterranean basin? Answers from a modeling study. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(C12), 2010JC006162. <https://doi.org/10.1029/2010JC006162>
- Hobday, A. J., Alexander, L. V., Perkins, S. E., Smale, D. A., Straub, S. C., Oliver, E. C. J., et al. (2016). A hierarchical approach to defining marine heatwaves. *Progress in Oceanography*, 141, 227–238. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2015.12.014>
- Holte, J., Talley, L. D., Gilson, J., & Roemmich, D. (2017). An Argo mixed layer climatology and database. *Geophysical Research Letters*, 44(11), 5618–5626. <https://doi.org/10.1002/2017GL073426>
- Houpert, L., Durrieu De Madron, X., Testor, P., Bosse, A., D'Ortenzio, F., Bouin, M. N., et al. (2016). Observations of open-ocean deep convection in the northwestern Mediterranean Sea: Seasonal and interannual variability of mixing and deep water masses for the 2007–2013 Period: DEEP CONVECTION OBS. NWMED 2007–2013. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(11), 8139–8171. <https://doi.org/10.1002/2016JC011857>
- Huertas, I. E., Ríos, A. F., García-Lafuente, J., Makaoui, A., Rodríguez-Gálvez, S., Sánchez-Román, A., et al. (2009). Anthropogenic and natural CO₂ exchange through the Strait of Gibraltar. *Biogeosciences*, 6(4), 647–662. <https://doi.org/10.5194/bg-6-647-2009>
- Hughes, C. W., Fukumori, I., Griffies, S. M., Huthnance, J. M., Minobe, S., Spence, P., et al. (2019). Sea Level and the Role of Coastal Trapped Waves in Mediating the Influence of the Open Ocean on the Coast. *Surveys in Geophysics*, 40(6), 1467–1492. <https://doi.org/10.1007/s10712-019-09535-x>
- Intergovernmental Panel On Climate Change. (2023). *Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (1st ed.). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>
- ipcc. (2022). *Global Warming of 1.5°C: IPCC Special Report on Impacts of Global Warming of 1.5°C above Pre-industrial Levels in Context of Strengthening Response to Climate Change, Sustainable Development, and Efforts to Eradicate Poverty* (1st ed.). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157940>
- Josey, S. A., & Marsh, R. (2005). Surface freshwater flux variability and recent freshening of the North Atlantic in the eastern subpolar gyre. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110(C5), 2004JC002521. <https://doi.org/10.1029/2004JC002521>
- Juza, M., & Tintoré, J. (2021). Multivariate Sub-Regional Ocean Indicators in the Mediterranean Sea: From Event Detection to Climate Change Estimations. *Frontiers in Marine Science*, 8, 610589. <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.610589>
- Juza, M., Fernández-Mora, À., & Tintoré, J. (2022). Sub-Regional Marine Heat Waves in the Mediterranean Sea From Observations: Long-Term Surface Changes, Sub-Surface and Coastal Responses. *Frontiers in Marine Science*, 9, 785771. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.785771>
- Keeling, R. F., Körtzinger, A., & Gruber, N. (2010). Ocean Deoxygenation in a Warming World. *Annual Review of Marine Science*, 2(1), 199–229. <https://doi.org/10.1146/annurev.marine.010908.163855>

- Koelling, J., Atamanchuk, D., Karstensen, J., Handmann, P., & Wallace, D. W. R. (2022). Oxygen export to the deep ocean following Labrador Sea Water formation. *Biogeosciences*, 19(2), 437–454. <https://doi.org/10.5194/bg-19-437-2022>
- Kopp, R. E., Horton, R. M., Little, C. M., Mitrovica, J. X., Oppenheimer, M., Rasmussen, D. J., et al. (2014). Probabilistic 21st and 22nd century sea-level projections at a global network of tide-gauge sites. *Earth's Future*, 2(8), 383–406. <https://doi.org/10.1002/2014EF000239>
- Krashennikova, S. B., Demidov, A. N., & Ivanov, A. A. (2021). Variability of the Characteristics of the Antarctic Bottom Water in the Subtropical North Atlantic. *Oceanology*, 61(2), 151–158. <https://doi.org/10.1134/S0001437021020090>
- Kwiatkowski, L., Torres, O., Bopp, L., Aumont, O., Chamberlain, M., Christian, J. R., et al. (2020). Twenty-first century ocean warming, acidification, deoxygenation, and upper-ocean nutrient and primary production decline from CMIP6 model projections. *Biogeosciences*, 17(13), 3439–3470. <https://doi.org/10.5194/bg-17-3439-2020>
- Lange, N., Fiedler, B., Álvarez, M., Benoît-Cattin, A., Benway, H., Buttigieg, P. L., et al. (2023, July 31). Synthesis Product for Ocean Time-Series (SPOTS) – A ship-based biogeochemical pilot. <https://doi.org/10.5194/essd-2023-238>
- Lauvset, S. K., Gruber, N., Landschützer, P., Olsen, A., & Tjiputra, J. (2015). Trends and drivers in global surface ocean pH over the past 3 decades. *Biogeosciences*, 12(5), 1285–1298. <https://doi.org/10.5194/bg-12-1285-2015>
- Lauvset, S. K., Carter, B. R., Pérez, F. F., Jiang, L. -Q., Feely, R. A., Velo, A., & Olsen, A. (2020). Processes Driving Global Interior Ocean pH Distribution. *Global Biogeochemical Cycles*, 34(1), e2019GB006229. <https://doi.org/10.1029/2019GB006229>
- Le Quéré, C., Moriarty, R., Andrew, R. M., Canadell, J. G., Sitch, S., Korsbakken, J. I., et al. (2015). Global Carbon Budget 2015. *Earth System Science Data*, 7(2), 349–396. <https://doi.org/10.5194/essd-7-349-2015>
- Li, G., Cheng, L., Zhu, J., Trenberth, K. E., Mann, M. E., & Abraham, J. P. (2020). Increasing ocean stratification over the past half-century. *Nature Climate Change*, 10(12), 1116–1123. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-00918-2>
- Li, Z., England, M. H., & Groeskamp, S. (2023). Recent acceleration in global ocean heat accumulation by mode and intermediate waters. *Nature Communications*, 14(1), 6888. <https://doi.org/10.1038/s41467-023-42468-z>
- Llases, J., Jordà, G., & Gomis, D. (2015). Skills of different hydrographic networks in capturing changes in the Mediterranean Sea at climate scales. *Climate Research*, 63(1), 1–18. <https://doi.org/10.3354/cr01270>
- López-Jurado, J. -L., González-Pola, C., & Vélez-Belchí, P. (2005). Observation of an abrupt disruption of the long-term warming trend at the Balearic Sea, western Mediterranean Sea, in summer 2005. *Geophysical Research Letters*, 32(24), 2005GL024430. <https://doi.org/10.1029/2005GL024430>
- Lozier, M. S., Li, F., Bacon, S., Bahr, F., Bower, A. S., Cunningham, S. A., et al. (2019). A sea change in our view of overturning in the subpolar North Atlantic. *Science*, 363(6426), 516–521. <https://doi.org/10.1126/science.aau6592>

- Lozier, M. Susan. (2012). Overturning in the North Atlantic. *Annual Review of Marine Science*, 4(1), 291–315. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120710-100740>
- Macovei, V. A., Hartman, S. E., Schuster, U., Torres-Valdés, S., Moore, C. M., & Sanders, R. J. (2020). Impact of physical and biological processes on temporal variations of the ocean carbon sink in the mid-latitude North Atlantic (2002–2016). *Progress in Oceanography*, 180, 102223. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2019.102223>
- Marcos, M., & Amores, A. (2014). Quantifying anthropogenic and natural contributions to thermosteric sea level rise: Marcos and Amores: Anthropogenic ocean warming. *Geophysical Research Letters*, 41(7), 2502–2507. <https://doi.org/10.1002/2014GL059766>
- Marcos, M., & Tsimplis, M. N. (2008). Coastal sea level trends in Southern Europe. *Geophysical Journal International*, 175(1), 70–82. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03892.x>
- Marcos, M., & Woodworth, P. L. (2017). Spatiotemporal changes in extreme sea levels along the coasts of the North Atlantic and the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(9), 7031–7048. <https://doi.org/10.1002/2017JC013065>
- Marcos, M., Tsimplis, M. N., & Shaw, A. G. P. (2009). Sea level extremes in southern Europe. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C1), 2008JC004912. <https://doi.org/10.1029/2008JC004912>
- Marcos, M., Marzeion, B., Dangendorf, S., Slangen, A. B. A., Palanisamy, H., & Fenoglio-Marc, L. (2017). Internal Variability Versus Anthropogenic Forcing on Sea Level and Its Components. *Surveys in Geophysics*, 38(1), 329–348. <https://doi.org/10.1007/s10712-016-9373-3>
- Margirier, F., Testor, P., Heslop, E., Malli, K., Bosse, A., Houpert, L., et al. (2020). Abrupt warming and salinification of intermediate waters interplays with decline of deep convection in the Northwestern Mediterranean Sea. *Scientific Reports*, 10(1), 20923. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-77859-5>
- Marshall, J., & Speer, K. (2012). Closure of the meridional overturning circulation through Southern Ocean upwelling. *Nature Geoscience*, 5(3), 171–180. <https://doi.org/10.1038/ngeo1391>
- Martínez-Asensio, A., Marcos, M., Tsimplis, M. N., Gomis, D., Josey, S., & Jordà, G. (2014). Impact of the atmospheric climate modes on Mediterranean sea level variability. *Global and Planetary Change*, 118, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.03.007>
- McGovern, E., Schilder, J., Artioli, Y., Birchenough, S., Dupont, S., Findlay, H., Skjelvan, I., Skogen, M.D., Álvarez, M., Büsher, J.V., Chierici, M., Agaard Christensen, J.P., Diaz, P.L., Grage, A., Gregor, L., Humphreys, M., Järegren, J., Knockaert, M., Krakau, M., Nogueira, M., Ólafsdóttir, S.R., von Schuckmann, K., Carreiro-Silva, M., Stiasny, M., Walshaw, P., Widdicombe, S., Gehlen, M., Chau, T.T.T., Chevallier, F., Savoye, N., Clark, J., Galli, G., Hordoir, R. and Moffat, C. (2023). The 2023 Quality Status Report for the North-East Atlantic. Retrieved July 5, 2024, from <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pt0000387263>
- Meyssignac, B., Piecuch, C. G., Merchant, C. J., Racault, M.-F., Palanisamy, H., MacIntosh, C., et al. (2017). Causes of the Regional Variability in Observed Sea Level, Sea Surface Temperature and Ocean Colour Over the Period 1993–2011. *Surveys in Geophysics*, 38(1), 187–215. <https://doi.org/10.1007/s10712-016-9383-1>
- Monserrat, S., Vilibić, I., & Rabinovich, A. B. (2006). Meteotsunamis: atmospherically induced destructive ocean waves in the tsunami frequency band. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6(6), 1035–1051. <https://doi.org/10.5194/nhess-6-1035-2006>

- Moore, J. K., Fu, W., Primeau, F., Britten, G. L., Lindsay, K., Long, M., et al. (2018). Sustained climate warming drives declining marine biological productivity. *Science*, 359(6380), 1139–1143. <https://doi.org/10.1126/science.aao6379>
- Muis, S., Apecechea, M. I., Dullaart, J., De Lima Rego, J., Madsen, K. S., Su, J., et al. (2020). A High-Resolution Global Dataset of Extreme Sea Levels, Tides, and Storm Surges, Including Future Projections. *Frontiers in Marine Science*, 7, 263. <https://doi.org/10.3389/fmars.2020.00263>
- Oelsmann, J., Marcos, M., Passaro, M., Sanchez, L., Dettmering, D., Dangendorf, S., & Seitz, F. (2023). *Vertical land motion reconstruction unveils non-linear effects on relative sea level* (preprint). In Review. <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-1714816/v1>
- Oschlies, A. (2021). A committed fourfold increase in ocean oxygen loss. *Nature Communications*, 12(1), 2307. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-22584-4>
- Oschlies, A., Brandt, P., Stramma, L., & Schmidtko, S. (2018). Drivers and mechanisms of ocean deoxygenation. *Nature Geoscience*, 11(7), 467–473. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0152-2>
- Padin, X. A., Velo, A., & Pérez, F. F. (2020). ARIOS: a database for ocean acidification assessment in the Iberian upwelling system (1976–2018). *Earth System Science Data*, 12(4), 2647–2663. <https://doi.org/10.5194/essd-12-2647-2020>
- Palmiéri, J., Orr, J. C., Dutay, J.-C., Béranger, K., Schneider, A., Beuvier, J., & Somot, S. (2015). Simulated anthropogenic CO₂ storage and acidification of the Mediterranean Sea. *Biogeosciences*, 12(3), 781–802. <https://doi.org/10.5194/bg-12-781-2015>
- Pérez, F. F., Mercier, H., Vázquez-Rodríguez, M., Lherminier, P., Velo, A., Pardo, P. C., et al. (2013). Atlantic Ocean CO₂ uptake reduced by weakening of the meridional overturning circulation. *Nature Geoscience*, 6(2), 146–152. <https://doi.org/10.1038/ngeo1680>
- Perez, F. F., Fontela, M., García-Ibáñez, M. I., Mercier, H., Velo, A., Lherminier, P., et al. (2018). Meridional overturning circulation conveys fast acidification to the deep Atlantic Ocean. *Nature*, 554(7693), 515–518. <https://doi.org/10.1038/nature25493>
- Pérez, F. F., Olafsson, J., Ólafsdóttir, S. R., Fontela, M., & Takahashi, T. (2021). Contrasting drivers and trends of ocean acidification in the subarctic Atlantic. *Scientific Reports*, 11(1), 13991. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-93324-3>
- Pérez Gómez, B., Vilibić, I., Šepić, J., Međugorac, I., Ličer, M., Testut, L., et al. (2022). Coastal sea level monitoring in the Mediterranean and Black seas. *Ocean Science*, 18(4), 997–1053. <https://doi.org/10.5194/os-18-997-2022>
- Pugh, D., & Woodworth, P. (2014). *Sea-Level Science: Understanding Tides, Surges, Tsunamis and Mean Sea-Level Changes* (1st ed.). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139235778>
- Raven, J. K., Caldeira, H., Elderfield, H., O'Hoghe-Guldberg, P., Liss, U., Riebesell, J., Shepherd, C., Turley, A., & Watson, A. (2005). Ocean acidification due to increasing atmospheric carbon dioxide. London Document No. 12/05. The Royal Society. Retrieved from <https://royalsociety.org/-/media/policy/publications/2005/9634.pdf>
- Rhein, M. (2019). Taking a close look at ocean circulation. *Science*, 363(6426), 456–457. <https://doi.org/10.1126/science.aaw3111>

- Rixen, M., Beckers, J. -M., Levitus, S., Antonov, J., Boyer, T., Maillard, C., et al. (2005). The Western Mediterranean Deep Water: A proxy for climate change. *Geophysical Research Letters*, 32(12), 2005GL022702. <https://doi.org/10.1029/2005GL022702>
- Roemmich, D., Church, J., Gilson, J., Monselesan, D., Sutton, P., & Wijffels, S. (2015). Unabated planetary warming and its ocean structure since 2006. *Nature Climate Change*, 5(3), 240–245. <https://doi.org/10.1038/nclimate2513>
- Rogers, J. C. (1990). Patterns of Low-Frequency Monthly Sea Level Pressure Variability (1899–1986) and Associated Wave Cyclone Frequencies. *Journal of Climate*, 3(12), 1364–1379. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1990\)003<1364:POLFMS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1990)003<1364:POLFMS>2.0.CO;2)
- Salat, J., Pascual, J., Flexas, M., Chin, T. M., & Vazquez-Cuervo, J. (2019). Forty-five years of oceanographic and meteorological observations at a coastal station in the NW Mediterranean: a ground truth for satellite observations. *Ocean Dynamics*, 69(9), 1067–1084. <https://doi.org/10.1007/s10236-019-01285-z>
- Sallée, J.-B., Pellichero, V., Akhoudas, C., Pauthenet, E., Vignes, L., Schmidtko, S., et al. (2021). Summertime increases in upper-ocean stratification and mixed-layer depth. *Nature*, 591(7851), 592–598. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03303-x>
- Sánchez-Leal, R. F., Bellanco, M. J., Fernández-Salas, L. M., García-Lafuente, J., Gasser-Rubinat, M., González-Pola, C., et al. (2017). The Mediterranean Overflow in the Gulf of Cadiz: A rugged journey. *Science Advances*, 3(11), eaao0609. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aao0609>
- Santana-Casiano, J. M., González-Dávila, M., Rueda, M., Linás, O., & González-Dávila, E. (2007). The interannual variability of oceanic CO₂ parameters in the northeast Atlantic subtropical gyre at the ESTOC site. *Global Biogeochemical Cycles*, 21(1), 2006GB002788. <https://doi.org/10.1029/2006GB002788>
- Sarmiento, J. L., Hughes, T. M. C., Stouffer, R. J., & Manabe, S. (1998). Simulated response of the ocean carbon cycle to anthropogenic climate warming. *Nature*, 393(6682), 245–249. <https://doi.org/10.1038/30455>
- Schmidtko, S., Stramma, L., & Visbeck, M. (2017). Decline in global oceanic oxygen content during the past five decades. *Nature*, 542(7641), 335–339. <https://doi.org/10.1038/nature21399>
- Schroeder, K., Chiggiato, J., Bryden, H. L., Borghini, M., & Ben Ismail, S. (2016). Abrupt climate shift in the Western Mediterranean Sea. *Scientific Reports*, 6(1), 23009. <https://doi.org/10.1038/srep23009>
- Schuster, U., & Watson, A. J. (2007). A variable and decreasing sink for atmospheric CO₂ in the North Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112(C11), 2006JC003941. <https://doi.org/10.1029/2006JC003941>
- Seabra, R., Varela, R., Santos, A. M., Gómez-Gesteira, M., Meneghesso, C., Wetthey, D. S., & Lima, F. P. (2019). Reduced Nearshore Warming Associated With Eastern Boundary Upwelling Systems. *Frontiers in Marine Science*, 6, 104. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00104>
- Sharp, J. D., Fassbender, A. J., Carter, B. R., Johnson, G. C., Schultz, C., & Dunne, J. P. (2023). GOBAL-O₂ : temporally and spatially resolved fields of ocean interior dissolved oxygen over nearly 2 decades. *Earth System Science Data*, 15(10), 4481–4518. <https://doi.org/10.5194/essd-15-4481-2023>

- Siemer, J. P., Machin, F., González-Vega, A., Arrieta, J. M., Gutiérrez-Guerra, M. A., Pérez-Hernández, M. D., et al. (2021). Recent Trends in SST, Chl- *a* , Productivity and Wind Stress in Upwelling and Open Ocean Areas in the Upper Eastern North Atlantic Subtropical Gyre. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126(8), e2021JC017268. <https://doi.org/10.1029/2021JC017268>
- Slangen, A. B. A., Church, J. A., Agosta, C., Fettweis, X., Marzeion, B., & Richter, K. (2016). Anthropogenic forcing dominates global mean sea-level rise since 1970. *Nature Climate Change*, 6(7), 701–705. <https://doi.org/10.1038/nclimate2991>
- Somavilla, R., González-Pola, C., Schauer, U., & Budéus, G. (2016). Mid-2000s North Atlantic shift: Heat budget and circulation changes. *Geophysical Research Letters*, 43(5), 2059–2068. <https://doi.org/10.1002/2015GL067254>
- Somavilla, R., González-Pola, C., & Fernández-Díaz, J. (2017). The warmer the ocean surface, the shallower the mixed layer. How much of this is true? *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(9), 7698–7716. <https://doi.org/10.1002/2017JC013125>
- Srokosz, M. A., Holliday, N. P., & Bryden, H. L. (2023). Atlantic overturning: new observations and challenges. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 381(2262), 20220196. <https://doi.org/10.1098/rsta.2022.0196>
- Stendardo, I., & Gruber, N. (2012). Oxygen trends over five decades in the North Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C11), 2012JC007909. <https://doi.org/10.1029/2012JC007909>
- Straneo, F. (2006). Heat and Freshwater Transport through the Central Labrador Sea*. *Journal of Physical Oceanography*, 36(4), 606–628. <https://doi.org/10.1175/JPO2875.1>
- Sullivan, C. (2016). The North Atlantic Ocean's Missing Heat Is Found in Its Depths. *Eos*, 97. <https://doi.org/10.1029/2016EO047009>
- Sydeman, W. J., García-Reyes, M., Schoeman, D. S., Rykaczewski, R. R., Thompson, S. A., Black, B. A., & Bograd, S. J. (2014). Climate change and wind intensification in coastal upwelling ecosystems. *Science*, 345(6192), 77–80. <https://doi.org/10.1126/science.1251635>
- Taboada, F. G., & Anadón, R. (2012). Patterns of change in sea surface temperature in the North Atlantic during the last three decades: beyond mean trends. *Climatic Change*, 115(2), 419–431. <https://doi.org/10.1007/s10584-012-0485-6>
- Takahashi, T., Sutherland, S. C., Wanninkhof, R., Sweeney, C., Feely, R. A., Chipman, D. W., et al. (2009). Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂, and net sea–air CO₂ flux over the global oceans. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56(8–10), 554–577. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.12.009>
- Tanhua, T., & Keeling, R. F. (2012). Changes in column inventories of carbon and oxygen in the Atlantic Ocean. *Biogeosciences*, 9(11), 4819–4833. <https://doi.org/10.5194/bg-9-4819-2012>
- Toomey, T., Amores, A., Marcos, M., & Orfila, A. (2022). Coastal sea levels and wind-waves in the Mediterranean Sea since 1950 from a high-resolution ocean reanalysis. *Frontiers in Marine Science*, 9, 991504. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.991504>
- Tréguer, P., Goberville, E., Barrier, N., L'Helguen, S., Morin, P., Bozec, Y., et al. (2014). Large and local-scale influences on physical and chemical characteristics of coastal waters of Western

- Europe during winter. *Journal of Marine Systems*, 139, 79–90. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2014.05.019>
- Trenberth, K. E., Zhang, Y., Fasullo, J. T., & Cheng, L. (2019). Observation-Based Estimates of Global and Basin Ocean Meridional Heat Transport Time Series. *Journal of Climate*, 32(14), 4567–4583. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0872.1>
- University of Southampton, Frajka-Williams, E., Bamber, J., & Våge, K. (2016). Greenland Melt and the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Oceanography*, 29(4), 22–33. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2016.96>
- Valencia, V., Fontán, A., Goikoetxea, N., Chifflet, M., González, M., & López, A. (2019). Long-term evolution of the stratification, winter mixing and θ -S signature of upper water masses in the southeastern Bay of Biscay. *Continental Shelf Research*, 181, 124–134. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2019.05.010>
- Varela, R., Álvarez, I., Santos, F., deCastro, M., & Gómez-Gesteira, M. (2015). Has upwelling strengthened along worldwide coasts over 1982–2010? *Scientific Reports*, 5(1), 10016. <https://doi.org/10.1038/srep10016>
- Varela, Rubén, Lima, F. P., Seabra, R., Meneghesso, C., & Gómez-Gesteira, M. (2018). Coastal warming and wind-driven upwelling: A global analysis. *Science of The Total Environment*, 639, 1501–1511. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.05.273>
- Vargas-Yáñez, M., Zunino, P., Benali, A., Delpy, M., Pastre, F., Moya, F., et al. (2010). How much is the western Mediterranean really warming and salting? *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(C4), 2009JC005816. <https://doi.org/10.1029/2009JC005816>
- Vargas-Yáñez, M., García-Martínez, M. C., Moya, F., Balbín, R., López-Jurado, J. L., Serra, M., et al. (2017). Updating temperature and salinity mean values and trends in the Western Mediterranean: The RADMED project. *Progress in Oceanography*, 157, 27–46. <https://doi.org/10.1016/j.poccean.2017.09.004>
- Vargas-Yáñez, Manuel, Moya, F., Balbín, R., Santiago, R., Ballesteros, E., Sánchez-Leal, R. F., et al. (2022). Seasonal and Long-Term Variability of the Mixed Layer Depth and its Influence on Ocean Productivity in the Spanish Gulf of Cádiz and Mediterranean Sea. *Frontiers in Marine Science*, 9, 901893. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.901893>
- Vargas-Yáñez, Manuel, Moya, F., Serra, M., Juzà, M., Jordà, G., Ballesteros, E., et al. (2023). Observations in the Spanish Mediterranean Waters: A Review and Update of Results of 30-Year Monitoring. *Journal of Marine Science and Engineering*, 11(7), 1284. <https://doi.org/10.3390/jmse11071284>
- Vázquez-Rodríguez, M., Pérez, F. F., Velo, A., Ríos, A. F., & Mercier, H. (2012). Observed acidification trends in North Atlantic water masses. *Biogeosciences*, 9(12), 5217–5230. <https://doi.org/10.5194/bg-9-5217-2012>
- Vázquez-Rodríguez, M., Padin, X. A., Pardo, P. C., Ríos, A. F., & Pérez, F. F. (2012). The subsurface layer reference to calculate preformed alkalinity and air–sea CO₂ disequilibrium in the Atlantic Ocean. *Journal of Marine Systems*, 94, 52–63. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2011.10.008>
- Vélez-Belchí, P., Hernández-Guerra, A., Fraile-Nuez, E., & Benítez-Barrios, V. (2010). Changes in Temperature and Salinity Tendencies of the Upper Subtropical North Atlantic Ocean at 24.5°N. *Journal of Physical Oceanography*, 40(11), 2546–2555. <https://doi.org/10.1175/2010JPO4410.1>

- Vélez-Belchí, P., González-Carballo, M., Pérez-Hernández, M. D., Hernández-Guerra. (2015). *Oceanographic and biological features in the Canary Current Large Marine Ecosystem*. Paris, France: IOC-UNESCO. Retrieved from <http://hdl.handle.net/1834/9135>
- Vilibić, I., Denamiel, C., Zemunik, P., & Monserrat, S. (2021). The Mediterranean and Black Sea meteotsunamis: an overview. *Natural Hazards*, 106(2), 1223–1267. <https://doi.org/10.1007/s11069-020-04306-z>
- Visbeck, M. (2007). Power of pull. *Nature*, 447(7143), 383–383. <https://doi.org/10.1038/447383a>
- Volkov, D. L., & Landerer, F. W. (2015). Internal and external forcing of sea level variability in the Black Sea. *Climate Dynamics*, 45(9–10), 2633–2646. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2498-0>
- Von Schuckmann, K., Minière, A., Gues, F., Cuesta-Valero, F. J., Kirchengast, G., Adusumilli, S., et al. (2023). Heat stored in the Earth system 1960–2020: where does the energy go? *Earth System Science Data*, 15(4), 1675–1709. <https://doi.org/10.5194/essd-15-1675-2023>
- Woodworth, P. L., Melet, A., Marcos, M., Ray, R. D., Wöppelmann, G., Sasaki, Y. N., et al. (2019). Forcing Factors Affecting Sea Level Changes at the Coast. *Surveys in Geophysics*, 40(6), 1351–1397. <https://doi.org/10.1007/s10712-019-09531-1>
- Wöppelmann, G., & Marcos, M. (2016). Vertical land motion as a key to understanding sea level change and variability. *Reviews of Geophysics*, 54(1), 64–92. <https://doi.org/10.1002/2015RG000502>
- Yamaguchi, R., & Suga, T. (2019). Trend and Variability in Global Upper-Ocean Stratification Since the 1960s. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(12), 8933–8948. <https://doi.org/10.1029/2019JC015439>
- Zeebe, R. E. (2012). History of Seawater Carbonate Chemistry, Atmospheric CO₂, and Ocean Acidification. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40(1), 141–165. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-042711-105521>
- Zou, S., & Lozier, M. S. (2016). Breaking the Linkage Between Labrador Sea Water Production and Its Advective Export to the Subtropical Gyre. *Journal of Physical Oceanography*, 46(7), 2169–2182. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-15-0210.1>

CAPÍTULO 5

UNA REVISIÓN ACTUALIZADA DEL CAMBIO CLIMÁTICO ATMOSFÉRICO REGIONAL EN ESPAÑA: EVALUACIÓN DE MODELOS Y PROYECCIONES

Coordinadores: Marta Domínguez-Alonso (Tragsatec - AEMET, Sist. Inf. Gest. Doc. y Consult., Madrid, España), Jesús Fernández (Instituto de Física de Cantabria (IFCA), CSIC-Universidad de Cantabria, Santander, España), Sixto Herrera (Departamento de Matemática Aplicada y Ciencias de la Computación, Universidad de Cantabria, Santander, España)

Autores principales: Miguel Andrés-Martín¹, Jesús Asín², Joaquín Bedia^{3,4}, Swen Brands⁵, Ana Casanueva^{3,4}, Matilde García-Valdecasas Ojeda^{6,7}, Albano González⁸, Santos J. González-Rojí^{9,10,14}, Claudia Gutiérrez¹¹, Alfonso Hernanz¹², Maialen Martija-Díez^{13,14}, Ángel G. Muñoz¹⁵, Matias Olmo¹⁵, Rubén Vázquez¹¹, Daniel Argüeso¹⁶, César Azorín-Molina¹, William Cabos¹¹, Alba de la Vara¹⁷, Javier Díez-Sierra⁵, José Carlos Fernández-Álvarez^{18,19}, Sonia R. Gámiz-Fortis^{6,7}, Maddalen Iza¹³, Juan Carlos Pérez Darias⁸, Enrique Sánchez²⁰

¹ Centro de Investigaciones sobre Desertificación, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CIDE, CSIC-UV-Generalitat Valenciana), Moncada, España

² Universidad de Zaragoza, Zaragoza, España

³ Dept. Matemática Aplicada y Ciencias de la Computación, Universidad de Cantabria, Santander, España

⁴ Grupo de Meteorología y Computación (unidad asociada al CSIC), Universidad de Cantabria, Santander, España

⁵ Instituto de Física de Cantabria (IFCA), CSIC-Universidad de Cantabria, Santander, España

⁶ Departamento de Física Aplicada, Universidad de Granada, Granada, España

⁷ Instituto Interuniversitario de Investigación del Sistema Tierra en Andalucía (IISTA-CEAMA), Granada, España

⁸ Departamento de Física, Universidad de La Laguna, San Cristóbal de La Laguna, España

⁹ Climate and Environmental Physics, University of Bern, Bern, Suiza

¹⁰ Oeschger Centre for Climate Change Research, University of Bern, Bern, Suiza

¹¹ Departamento de Física y Matemáticas, Universidad de Alcalá, Madrid, España

¹² State Meteorological Agency (AEMET), Madrid, España

¹³ EUSKALMET, Agencia Vasca de Meteorología, Vitoria-Gasteiz, España

¹⁴ Departamento de Física, Universidad del País Vasco (UPV/EHU), Leioa, España

¹⁵ Barcelona Supercomputing Center, Barcelona, España

¹⁶ Departamento de Física, Universidad de las Islas Baleares, Palma, España

¹⁷ Kveloce (Senior Europa S.L.), Valencia, España

¹⁸ Galicia Supercomputing Center (CESGA), Santiago de Compostela, España

¹⁹ Centro de Investigación Mariña, Environmental Physics Laboratory (EPHysLab), Universidade de Vigo, Ourense, España

²⁰ Facultad de Ciencias Ambientales y Bioquímica, Universidad de Castilla-La Mancha (UCLM), Toledo, España

1. Introduction

Los impactos de los cambios en el clima de la Tierra debidos al calentamiento global observado han adquirido una importancia crítica para múltiples sectores socioeconómicos y medioambientales de todo el mundo. Dado que en las últimas décadas se han registrado sobre España riesgos climáticos sin precedentes, con graves consecuencias sobre las actividades sociales, las infraestructuras y la salud humana, se ha incrementado la investigación centrada en el estudio del clima pasado y futuro de la Península Ibérica (PI) y sus mares circundantes (Soares et al., 2023a; Ventura et al., 2023).

Las emisiones antropogénicas pueden modificar la frecuencia e intensidad de los fenómenos extremos, tales como precipitaciones intensas, períodos de sequía y olas de calor, aunque la variabilidad natural también es una fuente importante de cambios en el clima (Intergovernmental Panel On Climate Change (IPCC), 2023). Esta última es una componente inherente al sistema climático, mientras que los cambios inducidos por el hombre están relacionados sobre todo con las emisiones de gases de efecto invernadero (GEI), la industrialización, la urbanización y las modificaciones del uso del suelo. Aunque tanto la variabilidad natural como el cambio climático antropogénico interactúan entre sí para producir el clima observado, es importante identificar si los principales impulsores de los cambios en el clima se deben a causas naturales o antropogénicas, ya que las políticas de adaptación y mitigación son -en general- diferentes en función de las causas. También es importante tener en cuenta que el impacto del cambio climático antropogénico es diferente para las distintas variables climáticas.

Por ejemplo, un análisis de descomposición temporal de 120 años de duración (Greene et al., 2011) realizado considerando el periodo 1901-2020 sobre el PI para la estación invernal ayuda a evaluar qué parte de la varianza total se explica por la señal de cambio climático antropogénico a largo plazo observada, la variabilidad interdecadal natural y la variabilidad interanual natural (Figura 5.1). Otras estaciones muestran una descomposición similar. Mientras que aproximadamente un tercio de la varianza total de la temperatura en superficie durante el periodo de investigación se explica por la señal antropogénica del cambio climático (Figura 5.1c), ésta explica muy poco de la señal de precipitación (Figura 5.1d). Al igual que en muchas otras regiones del mundo (por ejemplo, Muñoz et al., 2016; Thomson et al., 2018), la mayor parte de la varianza observada en la temperatura (Figura 5.1g) y la precipitación (Figura 5.1h) sobre el PI está dominada por la señal de variabilidad interanual natural. Este análisis implica que la variabilidad natural debe tenerse siempre en cuenta al estudiar los impactos climáticos, además de la señal de cambio climático antropogénico (o forzado por el efecto invernadero). Además, el análisis de descomposición de las escalas temporales puede realizarse para diagnosticar hasta qué punto los modelos climáticos representan la varianza explicada observada para cada escala temporal, e identificar sesgos en los procesos físicos relacionados; que los autores sepan, este enfoque de diagnóstico de modelos no se ha explorado aún en la bibliografía.

El uso de simulaciones climáticas es clave para comprender la complejidad del sistema climático y su variabilidad a lo largo de los periodos pasados y futuros. Por ejemplo, Fernández- Montes et al., 2017 estudiaron la covariabilidad de la precipitación y la temperatura para el periodo 1001-2099 utilizando simulaciones de modelos, encontrando que una fase positiva de la Variabilidad Multidecadal Atlántica (VMA) estaba relacionada con una correlación negativa entre precipitación y temperatura, lo que significa un régimen cálido-seco. En este sentido, los modelos climáticos

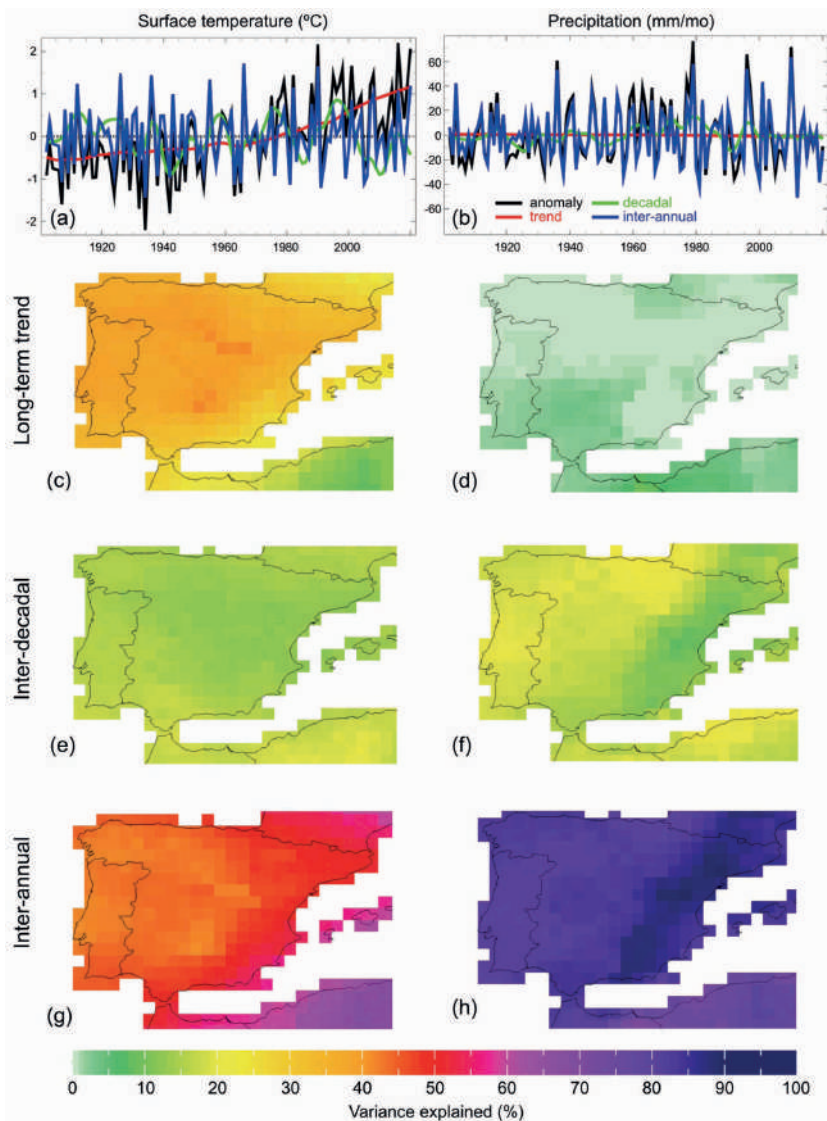


Figura 5.1: Descomposición temporal de las series temporales observadas de temperatura superficial (a) y precipitación (b), promediadas sobre el PI. Las series temporales originales (observadas) (negro) se descomponen en términos de una superposición de la tendencia no lineal a largo plazo (rojo), la señal interdecadal (verde) y la interanual (azul). También se incluyen mapas espaciales que muestran la varianza explicada por la tendencia a largo plazo (c,d), la señal interdecadal (e,f) y la señal interanual (g,h). Fuente: International Research Institute for Climate and Society (IRI) Timescale Decomposition Maproom¹.

¹ https://iridl.ldeo.columbia.edu/maproom/Global/Time_Scales/index.html

globales (GCM) son herramientas esenciales que modelizan numéricamente el sistema climático y proporcionan resultados globales para diferentes escenarios. Los GCM individuales se desarrollan y mejoran durante décadas para reproducir los procesos climáticos globales con la mayor precisión posible. Sin embargo, la resolución de los GCM a menudo no es suficiente para describir algunos fenómenos regionales, los cuales son parametrizados y a menudo mal representados, incluidos los procesos de submalla y los fenómenos extremos (Meehl et al., 2020).

En este sentido, el Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP, por sus siglas en inglés) abarca un gran conjunto de simulaciones globales para una variedad de escenarios pasados y futuros (Eyring et al., 2016). Para el siglo 21st, el último conjunto CMIP6 ofrece múltiples trayectorias socioeconómicas compartidas (SSP, por sus siglas en inglés), que describen argumentos plausibles de la evolución de la sociedad mundial en el contexto del cambio climático, reflejando la dificultad y los retos de aplicar respuestas de mitigación o adaptación basadas en características sociales como los cambios demográficos y los avances técnicos (IPCC, 2023).

Es necesario conocer mejor la sensibilidad de las características regionales y locales de la variabilidad y el cambio climático, lo que permite describir mejor los procesos y mecanismos de forzamiento responsables de las condiciones climáticas regionales. En este sentido, la comunidad científica ha realizado importantes esfuerzos para obtener información de mayor resolución, necesaria para la modelización del impacto y la toma de decisiones. Para ello se recurre a estrategias de regionalización dinámica o estadística, utilizando modelos climáticos regionales (RCM) y métodos de regionalización estadística empírica (ESD). Aunque ambos tienen sus distintas habilidades y limitaciones, han demostrado capacidades para simular las principales características climáticas regionales (Casanueva et al., 2016; Gutiérrez et al., 2019; Hernanz et al., 2022; Vautard et al., 2021).

Otras técnicas para reducir la brecha entre los GCM y la información local incluyen procedimientos de ajuste del sesgo (BA), que suelen consistir en escalar los resultados de los modelos climáticos para tener en cuenta sus errores sistemáticos (Maraun, 2016). Además, la importancia de la comprensión basada en procesos y la evaluación de modelos puede determinar nuestra confianza en las proyecciones climáticas futuras. Esta cuestión puede abordarse mediante una serie de restricciones, métodos de ponderación y enfoques argumentales que se aplican a grandes conjuntos de modelos (Palmer et al., 2023; Shepherd et al., 2018). Todas ellas son herramientas esenciales empleadas en múltiples estudios de investigación -que se tuvieron en cuenta para este informe- dedicados a comprender las proyecciones registradas y previstas de diferentes amenazas climáticas.

La última revisión de CLIVAR-España sobre evaluación atmosférica regional (Montávez et al., 2017) y proyecciones futuras (Fernández et al., 2017) consistió en breves resúmenes de los estudios existentes, que se publicaron en un número especial de CLIVAR Exchanges (Sánchez et al., 2017). Éstos se basaron principalmente en información de las iniciativas ENSEMBLES (Déqué et al., 2012), ESCENA (Domínguez et al., 2013), esTcena (Gutiérrez et al., 2013), VALUE (Maraun et al., 2015) y EURO-CORDEX (European branch of COordinated Regional Climate Downscaling Experiment, Jacob et al., 2020a). Las proyecciones cuantitativas futuras se limitaron principalmente a la precipitación y la temperatura medias estacionales, donde se pudo cubrir un amplio conjunto de incertidumbres para la regionalización dinámica (DD, Fernández et al., 2019) utilizando datos de EURO-CORDEX, que se ajustaron mediante cuatro métodos de regionalización estadística diferentes. Amblar Francés et al., 2017 proporcionan una guía detallada y consistente para futuros escenarios de cambio climático sobre España explotando estos datos.

En este capítulo se describe el estado del arte de la literatura sobre proyecciones futuras de diferentes variables atmosféricas que cubren España, basadas principalmente en simulaciones globales de las iniciativas CMIP5 y CMIP6, y en evaluaciones regionales considerando RCMs de la iniciativa CORDEX (COordinated Regional Climate Downscaling EXperiment) (Carvalho et al., 2022; Coppola et al., 2021a; Cos et al., 2022; Vautard et al., 2021) y modelos ESD, incluyendo los nuevos métodos de aprendizaje profundo (Baño-Medina et al., 2020, 2021, 2022; Hernanz et al., 2024; Soares et al., 2023a). En paralelo a esta revisión bibliográfica, la iniciativa Escenarios-PNACC 2023, liderada por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), recopila y armoniza datos para proporcionar un nuevo conjunto de escenarios regionales integrales de cambio climático que alimenten los diferentes sectores, sistemas y recursos cubiertos por el Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático (PNACC) español.

El capítulo se estructura con una sección inicial que recoge el marco metodológico común seguido en la mayoría de los estudios considerados, junto con las fuentes de datos comunes. El resto del capítulo se dedica a secciones centradas en la proyección futura de distintas variables, seguidas de un apartado dedicado a los índices multivariable. La última sección está dedicada a regiones de especial interés, que merecen un tratamiento aparte debido a sus peculiaridades: las Islas Canarias y las regiones de montaña. Al final de cada sección, se recogen las lagunas de conocimiento identificadas durante la revisión y las áreas en las que es necesario seguir investigando.

2. Metodología y fuentes de datos

En los siguientes apartados se resumen los principales avances en las proyecciones climáticas regionales para España por variables, y también centrándose en regiones de especial interés, como las zonas de montaña o las islas. Muchos de estos avances se basan en nuevos conjuntos de datos climáticos disponibles en los últimos años. A continuación se ofrece un breve resumen por fuentes.

La principal fuente de información sobre el clima futuro son los GCM, que pueden simular la respuesta del sistema climático a distintos forzamientos. Las simulaciones de los GCM de prácticamente todos los modelos existentes se organizan internacionalmente en el CMIP, que alimenta los informes de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC). El último ciclo, CMIP6, incluye la generación más reciente de GCM, compuesta en su mayoría por Modelos del Sistema Tierra (ESM), que simulan una amplia gama de procesos y capturan la compleja dinámica de todo el sistema Tierra, incluyendo el ciclo del carbono, los ciclos biogeoquímicos y las interacciones entre las diferentes componentes (Bonan y Doney, 2018).

CMIP6 proporciona resultados de simulación para una gran cantidad de actividades (Eyring et al., 2016). La actividad más relevante para proyectar el clima futuro es ScenarioMIP, que considera simulaciones globales transitorias forzadas por los principales SSP (Riahi et al., 2017). En combinación con las concentraciones de GEI de larga vida de las trayectorias de concentración representativas (RCP), estos nuevos conjuntos de escenarios proporcionan forzamientos de modelos que representan desarrollos socioeconómicos alternativos, que van desde el desarrollo sostenible hasta el desarrollo basado en combustibles fósiles. Las simulaciones históricas del experimento CMIP, basadas en forzamientos naturales y antropogénicos observados, también son cruciales para establecer una referencia para las proyecciones futuras. Las simulaciones scenarioMIP se ramifican a partir de la simulación histórica de 2015. Así, las simulaciones scenarioMIP de CMIP6

proporcionan todas las variables climáticas para el presente siglo y más allá, con cobertura global, y para un conjunto de unos 60 modelos diferentes. Esto nos permite explorar la incertidumbre de los modelos en las proyecciones. Además, cada modelo, forzado por el forzamiento histórico y un determinado SSP, se ejecuta en condiciones iniciales diferentes para generar distintos miembros del conjunto que den cuenta de la variabilidad interna del modelo, resultante de la variabilidad natural no forzada en el sistema acoplado.

Los GCM de CMIP6 tienen resoluciones espaciales de unos 100 km, insuficientes para resolver muchas características locales y regionales (costas, pequeñas barreras orográficas, lagos, islas, etc.) que modulan el clima regional. El proceso de reducción de escala afina los resultados gruesos de los GCM para tener en cuenta estas características regionales. La DD suele basarse en RCM, que alcanzan resoluciones de 10-50 km en una área limitada (p.e. Europa). Los RCM están anidados, generalmente de forma unidireccional, al GCM, que proporciona las condiciones de contorno para la simulación. En CMIP6, junto con las simulaciones escenarioMIP, el experimento High Resolution Model Intercomparison Project (HighResMIP) produjo simulaciones globales de alta resolución (~25-50 km) (Haarsma et al., 2016a), para evaluar el impacto de una mayor resolución horizontal en las simulaciones globales. Este experimento ha alcanzado la resolución de los enfoques de DD, por lo que podría utilizarse en combinación con ellos para producir escenarios climáticos regionales (Demory et al., 2020a). Otras formas de DD utilizan GCM con mallas no estructuradas o estiradas, que tienen una resolución variable, creciente sobre una región objetivo. Sin embargo, estas técnicas de refinamiento de cuadrículas no se han aplicado recientemente en Europa.

La ESD consiste en entrenar modelos estadísticos para explotar las relaciones entre las características climáticas a gran escala, bien representadas por los GCM, y el clima regional. Los modelos ESD se entrenan a partir de datos de reanálisis y observaciones locales, y se aplican al clima a gran escala producido por un GCM. Los métodos clásicos de ESD pueden basarse en modelos de tipo regresión, patrones análogos, generadores de tiempo (WG) o combinaciones de ellos. Existen comparaciones exhaustivas de estos métodos sobre Europa (Gutiérrez et al., 2019) y también específicamente sobre España (Hernanz et al., 2022c, b, a). También se utilizan técnicas de aprendizaje automático para ESD (Baño-Medina et al., 2020, 2021, 2022; Hernanz et al., 2023a; Soares et al., 2023a) y para construir emuladores de RCMs (Doury et al., 2023), que potencialmente pueden utilizarse para aliviar la carga de DD, aunque su transferibilidad para reducir la escala de diferentes RCMs es objeto de debate (Baño-Medina et al., 2023; Hernanz et al., 2024).

La reducción de escala proporciona datos climáticos a escalas finas, pero también introduce incertidumbres adicionales como resultado de los diferentes enfoques disponibles y los diferentes modelos dentro de cada enfoque. Así pues, los esfuerzos individuales de investigación difícilmente pueden cubrir todas las incertidumbres que implica la generación de información climática regional. CORDEX tiene como objetivo proporcionar proyecciones climáticas históricas y futuras a alta resolución para un conjunto de 14 dominios en todo el mundo (Gutowski et al., 2016). La actividad de regionalización se coordina, por tanto, dentro y entre las comunidades regionales de los diferentes dominios. La comunidad EURO-CORDEX (Jacob et al., 2020b) proporcionó simulaciones basadas en DD de CMIP5 a dos resoluciones: EUR-44 con una resolución estándar de 0,44° (~50 km) y EUR-11 con una resolución más alta, a 0,11° de espaciado de cuadrícula (~12,5 km). Los próximos experimentos CORDEX para el DD de CMIP6 (CORDEX-CMIP6) tienen como objetivo proporcionar

un espaciado de malla de 12,5 km (0,11°) sobre Europa (Katragkou et al., 2024) con una matriz de combinación equilibrada escenario-GCM-RCM (Sobolowski et al., 2023).

Una fuente clave de incertidumbre en los modelos dinámicos (GCM y RCM) es la parametrización de los procesos no resueltos, que se producen a escalas espaciales menores que las de sus rejillas. Las parametrizaciones modelizan el efecto de estos procesos de submalla (radiación, turbulencia, microfísica de nubes, etc.) sobre las variables resueltas del modelo. Las parametrizaciones tienen una base física sólida, pero sólo pueden representar estadísticamente estos procesos de submalla. Un proceso de submalla particularmente incierto es la convección profunda, que modifica fuertemente los perfiles verticales de humedad y calor, y puede producir grandes cantidades de precipitación, que son clave para las evaluaciones de impacto. A medida que la resolución del modelo aumenta más allá de unos pocos kilómetros, las células convectivas pueden resolverse explícitamente y la parametrización de la convección profunda puede desactivarse. Estos RCM que resuelven la convección (CP-RCM) funcionan a resoluciones de malla inferiores a 4 km y son especialmente útiles para los estudios de impacto, ya que mejoran el desencadenamiento y las cantidades de precipitación local con respecto a las RCM estándar (Lucas-Picher et al., 2021). Las simulaciones CP-RCM no pueden realizarse de forma extensiva a escala continental, sino que se han llevado a cabo en el marco de programas más específicos (CORDEX Flagship Pilot Studies, Coppola et al., 2020). Sin embargo, ninguno de los CORDEX Flagship Pilot Studies (CORDEX-FPS) cubre hasta la fecha el territorio español. Como alternativa, existen varios esfuerzos individuales de CP-RCM (ver Tabla 5.1), especialmente sobre las Islas Canarias.

La Earth System Grid Federation (ESGF) es una colaboración internacional para desarrollar y mantener la infraestructura de software que permite la gestión y el acceso abierto a datos científicos climáticos a gran escala, como productos de reanálisis, simulaciones de modelos y observaciones por satélite. ESGF apoya, entre otros proyectos, los servicios de datos de CMIP y CORDEX.

Los datos CORDEX también están disponibles a través de otros servicios, como portales de impacto (<https://climate4impact.eu>) y otros portales de visualización (Tabla 5.2), que pueden combinar los datos CORDEX con otros esfuerzos de reducción de escala, como ESD.

Los modelos tienen sesgos, es decir, desviaciones respecto al clima observado. Son herramientas útiles que intentan representar el mayor número posible de procesos relevantes pero, aun así, no pueden representar perfectamente el sistema climático. En particular, los GCM tienen sesgos que también pueden propagarse a través del proceso de reducción de escala. Para separar los sesgos del GCM de los del paso de reducción de escala, es habitual realizar simulaciones de evaluación, anidadas en un reanálisis, como sustituto de las condiciones observadas a gran escala. Con estas condiciones de contorno perfectas para los RCM, o campos de entrada para los ESD, los sesgos resultantes pueden atribuirse al método de reducción de escala. Las simulaciones históricas de GCM nos permiten evaluar los sesgos combinados del GCM y del modelo de reducción de escala.

Los sesgos pueden ser bastante grandes y deben ajustarse antes de poder interpretar las proyecciones climáticas regionales futuras, especialmente en el caso de los índices climáticos derivados de umbrales absolutos (Dosio, 2016). El ajuste más sencillo consiste en considerar únicamente los cambios futuros (método delta o cambios delta) con respecto a un período climático de referencia determinado. Esto supone que los modelos que tienden a ser, por ejemplo, demasiado cálidos o demasiado lluviosos mantendrán ese comportamiento en el futuro,

Data set	Tipo	Periodo	Región (res.)	Referencia	Disponibilidad
CMIP6 (BCCAQ)	Scen(3)-GCM(18)-BA	2015-2100	Global (0.25°)	Gebrechorkos et al. (2023)	Open CEDA
HighResMIP CMIP6	Tiers (3)-GCM(19-Tier 1)	2015-2050(2100)	Global (25-50 km)	Haarsma et al., 2016	Open CEDA
EURO-CORDEX	Scen(3)-GCM(8)-RCM(14) ensemble	1950-2100	Continental Europe (12.5 km)	Jacob et al. (2020)	Open ESGF
	Scen(2)-GCM(3)-RCM(1) ensemble		Canary Islands (3 km)	González et al. (2023a, 2023b, 2023c)	Open ULL repository
EUCP CAN-1	PGW	2006-2015 2106-2115	Canary Islands (1.1 km)	Gao et al. (2023)	On request (to appear on ESGF)
	Scen(3)-GCM(1)-RCM(1) ensemble	2010-2014 2049-2053 2093-2010	North Atlantic and Europe (20 km)	Fernández-Álvarez et al. (2023a,b)	On request
DeepESD-EE	Scen(1)-GCM(8)-ESD(1) ensemble	1975-2100	Europe (50 km)	Baño-Medina et al. (2022)	Open ESGF
ESGCM-DL	Scen(4)-GCM(7)-MME(1)	1981-2010 2015-2040 2041-2070 2071-2100	Iberian Peninsula (0.1°)	Soares et al. (2023a)	The DL configuration is available upon request
	Scen(1)-GCM(1)-RCM(1)	1995-2014 2046-2065 2081-2100	Portugal (6 km)	Claro et al. (2023)	On request
WorldCLIM	Scen (4) - GCM (23) - Delta Method	1971 - 2000 2021 - 2040 2041 - 2060 2061 - 2080 2081 - 2100	Global Land Areas (1 km)	Fick and Hijmans, (2017)	Worldclim (https://www.worldclim.org/)
AEMET-rejilla	Scen (3) - GCM (24) - ESD (3)	1961-2100	Iberian Peninsula and Balearic Islands (0.05°)	Amblar-Francés et al. (2017)	Open AEMET repository
AEMET-estaciones	Scen (3) - GCM (24) - ESD (3)	1961-2100	Spain (stations)	Amblar-Francés et al. (2017)	Open AEMET repository

Tabla 5.1: Fuentes de datos consideradas en este capítulo. Para cada conjunto de datos, se muestran en columnas el tipo de datos y las incertidumbres consideradas, el periodo de tiempo, la cobertura regional y la resolución, las referencias principales y la disponibilidad.

Visor de datos	Fuente de datos	Tipo	Periodo	Región (res.)	Disponibilidad
AdapteCCa – Visor de Escenarios de Cambio Climático	EURO-CORDEX / AEMET (ESD)	Scen(2)-GCM(6)-RCM(7) / Scen (3) - GCM (24) - ESD (2)	1971-2000 2011-2040 2041-2071 2071-2100	Peninsular Spain, Balearic Island (10 km) / Spain stations	Open (THREDDS catalog)
Geoportal Observatorio Pirenaico de Cambio Climático (OPCC)	EURO-CORDEX	Scen(2)	2030 2050 2070 2090	Pyrenees (10 km)	Open
Escenarios climáticos de Euskadi y series de datos	EURO-CORDEX	Scen(2)-GCM(5)-RCM(4)	1971-2000 2011-2040 2041-2071 2071-2100	Basque Country (1 km)	Open (THREDDS catalog)
Aplicación de descarga y visualización de escenarios climáticos regionalizados para Andalucía	CMIP5	Scen(2)-GCM(4)	1961-2000 2011-2040 2041-2070 2071-2099	Andalucía (200 m)	Open
Sistema de Información para la Gobernanza Climática en Canarias	CMIP5	RCM	1980-2009 2030-2059 2070-2099	Canary Islands (3 km)	Open
Copernicus Interactive Climate Atlas	CORDEX, CMIP5, CMIP6	GCM, RCM	1850-2100	Global	Open

Tabla 5.2: Portales web que ofrecen visualizaciones de datos climáticos para proyecciones futuras sobre España.

y estos sesgos se anularán al obtener la señal de cambio (delta). Sin embargo, los posibles cambios en la estructura temporal que podrían simular los modelos no se tienen en cuenta en el método delta (por ejemplo, posibles cambios en la variabilidad interanual general o en los extremos), ya que la serie temporal simulada imita el comportamiento temporal de los modelos de las observaciones. Una alternativa es el BA, que suele ajustar algunas características de la distribución del modelo hacia las contrapartidas observadas. Como resultado, se eliminan

parcialmente los errores sistemáticos del modelo. Existe una gran variedad de métodos de BA (Gutiérrez et al., 2019), empíricos o paramétricos, que ajustan la media, algunos percentiles o todos los cuantiles. Empirical Quantile Mapping (EQM) es uno de los métodos BA y ESD más utilizados y con mejores resultados en experimentos de evaluación (Gutiérrez et al., 2019; Hertig et al., 2019). EQM consiste en igualar las distribuciones simuladas y observadas estableciendo una función de transferencia dependiente del cuantil en el periodo de control, que se aplica a la distribución modelizada en un periodo objetivo. Por construcción, es capaz de corregir sesgos dependientes de la intensidad (es decir, sesgos que cambian a lo largo de la distribución) y, como consecuencia, puede modificar la señal original de cambio climático dada por el modelo, lo cual es discutible (Casanueva et al., 2018). Los métodos de BA más avanzados intentan preservar otras propiedades, como las tendencias, los extremos o las relaciones multivariantes. A medida que los métodos de BA se vuelven más complejos al ajustar más características, también se vuelven más sensibles al conjunto de datos observacionales utilizado para calibrar la función de corrección (Casanueva et al., 2020b).

El funcionamiento de los modelos de reducción de escala y de impacto puede resultar costoso. En principio, las incertidumbres se evalúan mediante conjuntos cuyos miembros exploran diferentes vías de concentración de GEI, GCM, inicializaciones de GCM, etc. Una alternativa a la reducción de escala de simulaciones históricas más las de escenarios con diferentes GCM es el enfoque del pseudocalentamiento global (PGW) (Brogli et al., 2023). El PGW aprovecha la simulación de evaluación anidada en el reanálisis y la considera también como simulación histórica de referencia. Esto se hace realizando la ejecución futura anidada en condiciones de contorno consistentes en la variabilidad diaria del reanálisis y añadiendo una señal de cambio, delta, que varía mensualmente. Esta señal puede proceder de un solo GCM o de varios juntos. Este enfoque es más apropiado para los cambios anuales o estacionales, pero menos adecuado para el estudio de ciertos fenómenos extremos.

Otra forma de aliviar el coste de la variabilidad interna y la incertidumbre del escenario es utilizar la temperatura media global del aire en superficie (GSAT) como dimensión de análisis en lugar del tiempo, aprovechando la relación monótona de estas variables bajo el calentamiento global (Díez-Sierra, et al., 2024; Seneviratne y Hauser, 2020). Diferentes modelos y realizaciones de modelos alcanzan diferentes niveles de calentamiento global (GWL) en diferentes momentos, dependiendo también del escenario. El enfoque GWL se centra en objetivos concretos de aumento de GSAT (por ejemplo, $+1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ó $+2\text{ }^{\circ}\text{C}$) independientemente de cuándo se alcancen estos objetivos en las distintas realizaciones de modelos o escenarios. Estos GWL pueden luego trasladarse a otras variables o a regiones concretas. Además, dado que los cambios con respecto a esta variable son relativamente lineales, las tasas de cambio también son significativas (por ejemplo, una disminución estival de las precipitaciones del -7% por cada $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ de calentamiento global).

Como observación final antes de pasar a la revisión bibliográfica de las siguientes secciones, nos gustaría hacer una advertencia sobre las cifras concretas que se ofrecen a continuación, por ejemplo, las que se refieren a un aumento concreto de una variable en el futuro. Estas cifras dependen en gran medida del periodo futuro que estemos considerando (a menudo nos referiremos simplemente al futuro próximo, medio o lejano) y también del periodo utilizado como referencia climática de partida para calcular la señal de cambio delta. La comunidad científica está lejos de adoptar un conjunto estándar de periodos para la evaluación del cambio climático futuro. A modo

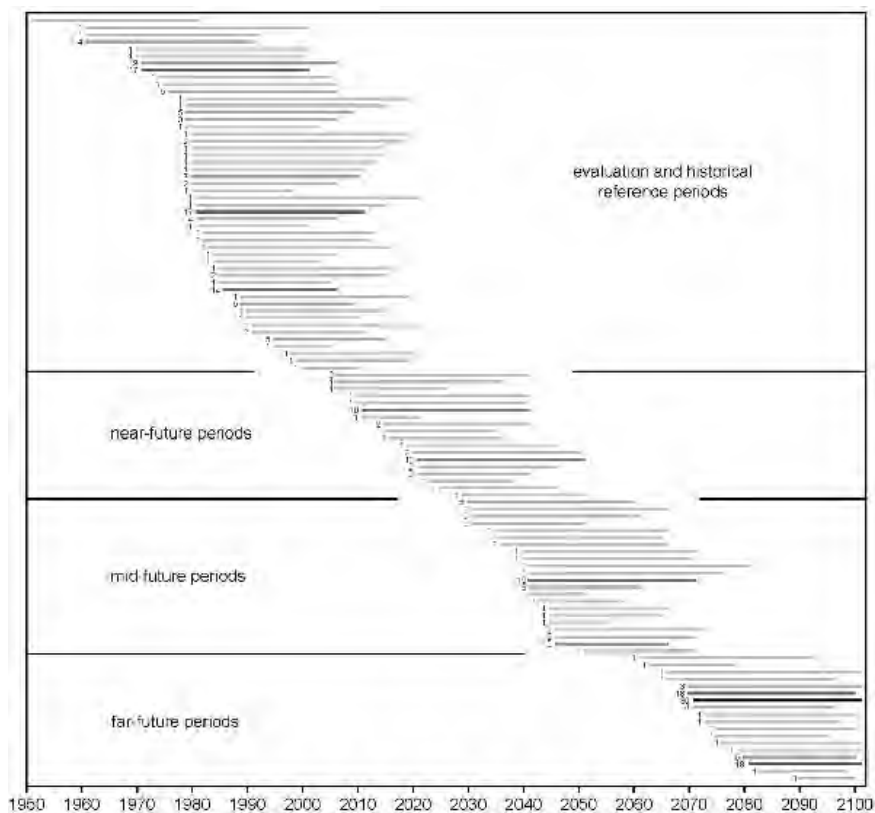


Figura 5.2: Periodos de tiempo utilizados como referencia climática de referencia y objetivos futuros en los estudios considerados en el capítulo. En la figura sólo se incluyen los periodos con una duración de entre 10 y 40 años. Están ordenados por año de inicio y, a continuación, por duración decreciente del periodo. El número de estudios que utilizan un periodo determinado se indica a la izquierda de la línea correspondiente al periodo. Los tonos grises más oscuros identifican los periodos más utilizados.

de ejemplo ilustrativo, aprovechando la amplia base de datos bibliográfica recopilada para este capítulo, la Figura 5.2 muestra la variedad de periodos considerados en los estudios de esta base de datos. Por lo tanto, animamos al lector interesado a remitirse a las fuentes originales citadas para obtener información detallada detrás de las cifras reales y también a recurrir al conjunto cada vez mayor de portales web que explotan las proyecciones existentes (véase la Tabla 5.2) para obtener estimaciones particulares de los cambios futuros. Algunos de estos portales (por ejemplo, el Atlas Climático Interactivo Copernicus) ofrecen una selección de líneas de base de referencia, para adaptarse a las necesidades del usuario.

3. Evaluación y proyecciones de las variables climáticas

3.1. Temperatura

Los sesgos sistemáticos en los resultados directos de temperatura de los modelos climáticos dificultan su uso directo en estudios de impacto a escala local o regional, en particular cuando se trata de fenómenos extremos. Esta situación se identificó en los GCM del CMIP5 (Brands et al., 2013), y sigue siendo válida en el CMIP6 y, en cierto modo, la heredan los RCM del CORDEX (Coppola et al., 2021a) a través de las condiciones de contorno dadas por estos GCM. Los GCM de CMIP6 captan los cambios observados en los índices extremos y HWs durante la segunda mitad del siglo XX, aunque con cierta tendencia a sobreestimar la magnitud de las tendencias en los días calurosos (Barriopedro et al., 2023). La habilidad de los GCM para representar los extremos de temperatura varía con la estación, la región, el conjunto de datos de referencia y el índice extremo, reflejando problemas en su representación de índices de duración de rachas y basados en percentiles. En general, hay una mejor representación de los índices absolutos y umbrales en los trópicos, y de los índices basados en percentiles en los extratropicales (Barriopedro et al., 2023).

La PI ha sido identificada como un punto caliente de temperaturas extremas proyectadas (Cos et al., 2022; Lionello y Scarascia, 2018). Es decir, la región mediterránea (10° O, 40° E, 30° N, 45° N; Iturbide et al., 2020) muestra un aumento anual de la temperatura superior a la media mundial, con las mayores amplificaciones obtenidas sobre el PI en verano (1.6 veces superior al calentamiento medio mundial, Cos et al., 2022). Vautard et al., 2023 estimaron las tendencias de la temperatura máxima diaria en verano para 1950-2022, y descubrieron que las tendencias de calentamiento para “la región de Europa occidental de 20° × 10° tiene la tendencia T_{Xx} (Temperatura Máxima Anual) más alta de todas las regiones del mismo tamaño alrededor del globo entre 75°S y 75°N desplazadas en pasos de 5° (incluyendo puntos marinos)”. El trabajo también descubrió que las simulaciones históricas de 32 GCM no muestran tendencias de calor inducidas por la circulación tan grandes como las observadas, explicando que “en los últimos 70 años, el calor extremo ha aumentado a un ritmo desproporcionado en Europa Occidental, en comparación con las simulaciones de los modelos climáticos”. Por lo tanto, el calor estival futuro dado por las proyecciones de los GCM para la PI podría ser conservador.

Los GCM tienen una resolución espacial grosera (~100s de km) que limita su aplicación en el análisis regional, y la información de mayor resolución se obtiene mediante la reducción de escala de los GCM con RCM - típicamente ~12 - 50 km de resolución, pero sobre un área limitada de la Tierra (por ejemplo, Europa), y/o ESD. En el marco de CMIP6, se definió un nuevo experimento HighResMIP (Haarsma et al., 2016b) para mejorar, en comparación con los modelos existentes de menor resolución, la representación de procesos en todas las componentes del sistema climático, considerando simulaciones globales, pero a resoluciones espaciales típicamente consideradas por RCMs (~ 25-50 km), y mejorando las diferentes componentes del modelo para representar mejor los procesos y eventos extremos de alto impacto. Utilizando estas simulaciones, Squintu et al., 2021 encontraron que los modelos de baja resolución (LR) presentan patrones similares en los sesgos de tendencia que los modelos de alta resolución (HR) sobre Iberia, y que la reproducción de tendencias de extremos cálidos con HR no ha mejorado considerablemente el LW sobre Europa para la mayoría de los modelos.

Los métodos de DD son capaces de generar, considerando el GCM como condiciones de contorno, proyecciones regionales físicamente coherentes para un conjunto de variables climáticas; en particular, para aquellas menos afectadas por la parametrización del modelo. En la última década se han tenido en cuenta diferentes incertidumbres que afectan a las simulaciones numéricas: la resolución espacial ha ido aumentando continuamente, desde los 0,12° de CORDEX hasta la resolución actual que resuelve la convección (~3 km) (p. ej. Pérez et al., 2022; Solano-Farías et al., 2024); el dominio de integración también puede cambiar, ya que la PI está situada en la intersección de los dominios CORDEX europeo, africano, mediterráneo y del medio este del norte de África (Driouech et al., 2020; Legasa et al., 2020); al ser una península rodeada por dos masas de agua muy diferentes, podría ser relevante el acoplamiento aire-mar considerado para la simulación (De La Vara et al., 2021; Falquina et al., 2022); también se ha considerado la incertidumbre observacional de la evaluación de los modelos (Herrera et al., 2020).

A pesar de la resolución espacial, los RCM pueden seguir sufriendo sesgos relevantes (Careto et al., 2022; Casanueva et al., 2020b; Coppola et al., 2021a) que requieren un postprocesado estadístico antes de poder ser utilizados en aplicaciones de impacto (Gutiérrez et al., 2019). La iniciativa europea COST Action VALUE (<http://www.value-cost.eu/>, Maraun et al., 2019; Rössler et al., 2019), en la que participaron varios grupos de investigación españoles, consideró el estado del arte de los métodos de ESD, que pueden clasificarse según la naturaleza de los predictores en la fase de entrenamiento (PP: Perfect Prognosis; MOS: Model Output Statistics, incluyendo BA y WG: weather generators), y realizó una validación sistemática de sus propiedades evaluando la variabilidad temporal y espacial, los eventos extremos, la coherencia y variabilidad espacial, y la consistencia inter-variable. En particular, los paquetes de software abierto R climate4R (Iturbide et al., 2019) y downscaleR (Bedía et al., 2020) han sido desarrollados por el grupo CSIC-Universidad de Cantabria, siguiendo los principios FAIR (Findability, Accessibility, Interoperability and Reusability) (Iturbide et al., 2022a), para facilitar el procedimiento de regionalización estadística a escalas locales o regionales. Como resultado del esfuerzo de esta comunidad científica, los métodos estadísticos han sido discutidos en la contribución del Grupo de Trabajo I al Sexto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC-AR6-WGI, IPCC 2023, Sección 10.3.3., en inglés.7), en la que se concluye que existe un alto grado de confianza en que “los métodos estadísticos de reducción de escala con predictores cuidadosamente elegidos y una estructura de modelo adecuada para una aplicación dada representan de forma realista muchos aspectos estadísticos de la temperatura y la precipitación diarias actuales” y “la BA ha demostrado ser beneficiosa como interfaz entre las proyecciones de los modelos climáticos y la modelización de impactos en muchos contextos diferentes”, aunque estos últimos métodos, su relevancia y sus limitaciones se tratan ampliamente en el Recuadro Transversal 10.2. Además, los métodos ESD se han incluido como otro “dominio” de CORDEX (Gutowski Jr. et al., 2016, <https://cordex.org>) para contribuir a las proyecciones de cambio climático obtenidas con esos métodos.

Evaluación de modelos

Aunque la representación de las HW ha mejorado de CMIP5 a CMIP6, capturando, con cierta tendencia a sobreestimar la magnitud de las tendencias en los días calurosos, los

cambios observados en índices extremos y HW durante la segunda mitad del siglo XX, se han producido mejoras limitadas en los sesgos medios o en la dispersión de los modelos (Barriopedro et al., 2023). Ossó et al., 2023 también encontraron un sesgo cálido en el sur de Europa en verano, que podría estar relacionado con diferencias sobre el Atlántico Norte, mientras que en invierno, el sesgo parece estar relacionado con la continentalidad. También la tendencia, tanto de las observaciones como de los GCM, reflejan que la PI y Baleares han experimentado temperaturas inusuales durante la última década en comparación con el siglo XX. Este calentamiento también ha afectado a la duración de las estaciones (Wang et al., 2021), con una prolongación/acortamiento de la duración verano/invierno a un ritmo medio de 4.2/2.1 días cada 10 años, reforzando la estacionalidad cerca de la región mediterránea desde la década de 1950.

Por otro lado, considerando el conjunto multimodelo (MME) del experimento multidecadal del CMIP6, De Luca et al., 2023 concluyen que restringir la variabilidad decadal en las proyecciones climáticas puede mejorar la predicción de temperaturas extremas para los próximos 20 años.

La mayoría de los estudios que consideran los RCM han tenido en cuenta el dominio europeo de CORDEX. Como la PI está incluida en varios dominios CORDEX, Legasa et al., 2020 analizaron, para algunos índices de precipitación, esta fuente de incertidumbre, reflejando que, aunque la contribución del dominio por sí solo es casi insignificante (por debajo del 5% en todos los casos), para algunos casos (índice y región) el efecto combinado dominio/modelo alcanza hasta el 40% de la varianza total, abriendo la ventana de ampliar el conjunto de un dominio particular utilizando como proxies ejecuciones adicionales de GCM-RCM de un dominio solapado. Driouech et al., 2020 consideraron el medio oriente y el norte de África, encontrando algunos sesgos fríos sobre la PI pero capturando razonablemente bien varios índices climáticos extremos. Varios autores (Cabos et al., 2020; De La Vara et al., 2021; Falquina et al., 2022) analizaron el efecto sobre el clima regional del acoplamiento océano- atmósfera, encontrando, para el periodo 1976-2005, algunos cambios del clima regional hacia condiciones más cálidas y secas en verano. Los cambios en invierno fueron menores que en verano, asociados principalmente al patrón orográfico y afectando sobre todo a la temperatura mínima, pero también con un sesgo positivo, exceptuando la zona que rodea Sierra Nevada que presenta un sesgo ligeramente frío. Herrera et al., 2020 consideraron diferentes tipos de observaciones sobre la PI para evaluar un conjunto de RCMs de EURO-CORDEX y analizar la incertidumbre observacional de los resultados obtenidos para varios índices que reflejan los regímenes medio y extremo. Los RCM son capaces de reproducir el patrón espacial y la variabilidad observados en la PI. La incertidumbre observacional aumenta cuando se consideran los extremos, encontrándose la principal contribución de las observaciones para los percentiles inferior (MAE01 - Error Absoluto Medio del percentil 1st) y superior (MAE99 - Error Absoluto Medio del percentil 99). Considerando un gran conjunto de EURO-CORDEX, Vautard et al., 2021 realizaron una amplia evaluación de los RCM. Se obtuvo una fuerte dependencia del sesgo del RCM para la temperatura mínima. Las temperaturas medias y máximas presentan un comportamiento similar con sesgos que oscilan entre -3.4 °C y 1.2 °C en invierno y entre -4 °C y 1.5 °C en verano. Para TXx, al igual que para la temperatura media estival, se ha encontrado un sesgo general frío sobre la PI. El número de días con temperatura máxima superior a 35 °C (TX35) presenta un sesgo promedio bajo sobre la PI. En el caso de la TNn (temperatura

mínima anual), los sesgos promedio son moderados y no siguen las pautas de sesgo de la temperatura media invernal, mientras que los sesgos extremos alcanzan más de 5 °C en valores absolutos. Los extremos fríos fueron disminuyendo, siendo más relevante la disminución en los principales sistemas montañosos de la PI. En cuanto al número de días de ola de frío, la reducción encontrada fue mayor en el este de la Península y también sobre los sistemas montañosos donde la tendencia (-2 días/década) fue casi el doble de la tendencia para todo el dominio (-1.3 días/década). Para aumentar la resolución espacial sobre Canarias, Pérez et al., 2022 consideraron un conjunto basado en el modelo WRF de simulaciones que resuelven la convección. A pesar de la alta resolución espacial y temporal de los modelos, se obtiene un sesgo, incluso cuando las simulaciones están dirigidas por datos de reanálisis, para las temperaturas máximas (2.6 °C) y mínimas (2.1 °C), que aumenta para el valor de retorno de 20 años (2 °C de media) alcanzando 2.9 °C y 4.2 °C para las estaciones más altas (Izaña y Tenerife Norte). De los ensembles, el dirigido por MIROC fue el que mejor se ajustó a las observaciones.

Gutiérrez et al., 2019 resumieron los resultados de un conjunto de más de 50 métodos de ESD producidos en el marco de VALUE, que abarca los tres enfoques comunes de reducción de escala (PP, MOS, incluyendo BA, y WGs). En el caso de las temperaturas, la mayoría de los métodos de reducción de escala mejoran considerablemente los sesgos de los modelos y ningún enfoque o técnica de reducción de escala parece ser superior al resto en general. Recientemente, Baño-Medina et al., 2020 extendieron el enfoque VALUE a técnicas de aprendizaje profundo. Utilizaron redes neuronales convolucionales profundas (CNN) y, aunque el valor añadido es limitado para los extremos de temperatura, estas técnicas superan a las técnicas clásicas, principalmente para la precipitación, y podrían aplicarse a grandes regiones (por ejemplo, continentes), fomentando su uso en iniciativas internacionales como CORDEX (Baño-Medina et al., 2022).

Además, las recientes técnicas de inteligencia artificial explicable (XAI) proporcionan información sobre la consistencia física de estos modelos de aprendizaje profundo (González-Abad et al., 2023) y permiten discernir modelos plausibles mediante el estudio de la selección de predictores (Baño-Medina et al., 2023). Las restricciones físicas también pueden aplicarse a las técnicas de aprendizaje profundo para garantizar la coherencia física en las relaciones entre variables (González-Abad et al., 2023).

Centrándose en la PI, Casanueva et al., 2020 analizaron la incertidumbre vinculada al ESD, utilizando datos diarios de precipitación y temperatura. Se evaluó la sensibilidad a la referencia observacional utilizada para calibrar el método, y el efecto del desajuste de resolución entre el modelo y las observaciones sobre la señal de cambio climático de la temperatura y la precipitación considerando aspectos marginales, temporales y extremos. Se utilizaron conjuntos de datos observacionales en rejilla, el E-OBS v19e (Cornes et al., 2018) y el Iberia01 (Herrera et al., 2019) que cubren la PI, y el GCM EC-EARTH (r12i1p1) del CMIP5. Se aplicó el paquete R climate4R para utilizar diferentes métodos de ESDs, mapeo de cuantiles, empírico, paramétrico, paramétrico de Pareto Generalizado, y otros con características de preservación de tendencia. Para la temperatura, se consideran dos índices extremos, número máximo de días consecutivos con temperatura máxima diaria (T_x) >90th percentil y Noches tropicales (días con temperatura mínima (T_n) >20°C). Los métodos estándar de mapeo de cuantiles arrojan condiciones futuras más cálidas, pero sin

mecanismos físicos que justifiquen el aumento de la señal. Todos los métodos tienden a aumentar las señales originales del modelo, y en mayor medida cuando se utiliza Iberia01 como referencia. Los autores concluyen que la elección de métodos de preservación de la tendencia es recomendable en las aplicaciones generales de BA para postprocesar los resultados de los modelos, ya que son métodos conservadores.

En cuanto a las proyecciones de valores extremos, algunos esfuerzos han sido desarrollados por grupos españoles en el proyecto VALUE. Hertig et al., 2019 se centraron particularmente en la evaluación de métodos ESD para el downscaling de extremos, y encontraron que los métodos que utilizan distribuciones paramétricas requieren distribuciones no estándar para representar correctamente los aspectos marginales de los extremos, ya que una distribución Gaussiana para la temperatura tiende a tergiversar los valores extremos. No existe un método de reducción de escala para todos los aspectos de los fenómenos extremos y, por lo tanto, dependiendo del fenómeno específico de interés, es necesario elegir un método apropiado.

Las actividades de investigación de AEMET incluyen la evaluación de métodos estadísticos de regionalización. Hernanz et al., 2022c compararon 5 EDS para las temperaturas máximas y mínimas diarias: análogos, Regresión Lineal Múltiple, Redes Neuronales Artificiales, Máquinas de Vectores Soporte y Regresión Kernel Ridge. Tx y Tn procedían de la malla de alta resolución de 5 km ROCIO_IBEB (Peral García et al., 2017) compuesta por 16.156 puntos sobre España, y predictores de ERA-Interim con resolución espacial de $1.5^\circ \times 1.5^\circ$. Las comparaciones se basaron en 3 índices: valor medio, percentiles 10th y 90th. Las mejoras de realizar cualquier tipo de downscaling son claras, debido a que los valores medios están satisfactoriamente representados, con sesgos generalmente inferiores a 0.5°C . Los sesgos son, en general, menores y más dispersos para la regresión y el método de análogos. Para todos los métodos, los sesgos para la cola inferior de la distribución Tx son generalmente mayores que para los valores medios, con una fuerte sobreestimación en invierno para la cola inferior de la distribución Tn, donde todos los métodos muestran sesgos concentrados alrededor de casi $+1^\circ\text{C}$, probablemente relacionados con inversiones térmicas. Adicionalmente, se ha desarrollado el pyClim-SDM (Hernanz et al., 2023b), en el cual se implementan aproximaciones basadas en mapeo cuantílico, análogos, generador meteorológico, algoritmos de aprendizaje automático y modelos de regresión. alguna restricción de este software es que la selección de predictores está ligada al punto de malla más cercano de los modelos climáticos.

Los esfuerzos para analizar los eventos extremos han considerado que los efectos de ese tipo de eventos requieren proyecciones diarias a escala espacial local, como los estudios de salud vinculados a los extremos de calor en las grandes ciudades. Las olas de calor se producen cada vez más en la mayoría de las regiones del mundo (Perkins-Kirkpatrick y Lewis, 2020), y este hecho se observa en la PI (Díaz-Poso et al., 2023a), y en las ciudades españolas (Abaurrea et al., 2018) para las HW diurnas, nocturnas y compuestas (Tx y Tn) que aumentan en frecuencia y en la relación entre el tipo compuesto y el número total de todos los tipos. Para obtener proyecciones, algunos estudios se han basado en la salida directa de los GCM (Barriopedro et al., 2023; Lorenzo et al., 2021; Molina et al., 2020). También se han desarrollado métodos ESD específicos para temperaturas extremas, HW o eventos extremos similares, Abaurrea et al., 2018 utilizaron modelos estadísticos para

representar ocurrencias diarias de eventos extremos en Tx, Tn y extremos compuestos simultáneos, basados en procesos de Poisson no estacionarios, utilizando modelos de tipo regresión se estiman las tasas de ocurrencia de excesos sobre umbral. como funciones del tiempo y covariables relacionadas con la temperatura.

Los predictores para los métodos ESD aplicados a la temperatura se seleccionan a partir de rejillas que utilizan la temperatura, la humedad, la altura geopotencial, la velocidad del viento zonal y meridional, en 850, 700, 500 hPa, generalmente utilizando anomalías (Amblar-Francés et al., 2020; Baño-Medina et al., 2022; Soares et al., 2023a). También se incluye como predictores información sobre la evolución de la señal climática resumida mediante medias mensuales agregadas, por ejemplo (Abaurrea et al., 2018).

La verificación de las condiciones que afectan a la capacidad de extrapolación de los procedimientos estadísticos deben tenerse en cuenta. Abaurrea et al., 2018 comprobaron las condiciones de extrapolación marginal y multivariante en cada trayectoria futura, todos los predictores de un día deben ser inferiores a sus máximos correspondientes en los datos de ajuste, y la distancia de Mahalanobis del vector predictor debe ser inferior a los máximos de la muestra de ajuste. Cuando el porcentaje de días no proyectados en una trayectoria es superior al 25%, se elimina del análisis, pues el procedimiento estadístico no fue utilizable en algunas estaciones interiores para RCP 8.5 y también para 2041-60 para RCP 4.5. Iturbide et al., 2022b no pudieron utilizar el método del mapa cuantílico para proyectar la temperatura en RCP 8.5 porque se ve afectado por problemas de extrapolación para los valores periféricos del último percentil.

Proyecciones de cambio climático

Se han utilizado diferentes índices de extremos cálidos específicamente sobre España, pero se llega a resultados similares sobre los extremos subyacentes. Lorenzo et al., 2021 analizan las proyecciones de olas de calor para 2021-2050 en la IP. El valor medio durante 1971-2000 es de unos 23 días de HWs, pero la mediana de los RCM EURO-CORDEX proyecta 44 días en RCP 4.5, y 50 días en RCP 8.5, es decir, una tendencia positiva global de 6.4 y 7.6 días/década en los escenarios RCP 4.5 y RCP 8.5, respectivamente. La extensión espacial de las HW casi se duplicará en RCP 8.5 para 2021-2050, y la duración promedio de las HW es superior a 10 días en prácticamente toda la península, excepto en la costa atlántica, donde las duraciones se sitúan entre 6 y 7 días. Un análisis espacial de la tendencia del número anual de días de ola de calor muestra que los valores más altos se localizan en los Pirineos, en el interior y al sur de la PI.

Amblar-Francés et al., 2020 generaron proyecciones para el siglo 21st para Tx y Tn sobre la región pirenaica, utilizando una cuadrícula de 5 km × 5 km y 24 modelos CMIP5, para los escenarios historical, RCP 4.5, RCP6.0 y RCP 8.5. Los resultados se obtuvieron sobre los percentiles 17 y 83, el número de días cálidos (WD), noches cálidas (WN) y la duración del periodo cálido (WSDI). El aumento de WD y WN es especialmente notable a finales de siglo y para los escenarios más emisivos, donde los aumentos probablemente se sitúen entre 10-55 días para WD, 10-40 días para WSDI y 10-55 días para WN.

Abaurrea et al., 2018 desarrollaron una modelización conjunta de ocurrencia de eventos de calor extremo en Tx y Tn diarios, aplicada a cinco ciudades españolas, utilizada para

generar proyecciones para 2031-60 bajo los RCP 4.5, 6.0 y 8.5, con datos de 4 CMIP5 GCMs. Se obtienen proyecciones para tasas de ocurrencia de valores sobre umbral para 3 tipos de eventos: sólo extremo en Tx, sólo en Tn y evento simultáneo. Los tres escenarios sugieren un claro aumento de la intensidad, pero se encuentran diferencias relevantes entre la evolución en los distintos escenarios, ciudades (climas) y tipo de evento. En 2031-40, se obtienen valores similares bajo RCP 8.5 y RCP 4.5, y la mediana de los ratios entre la proyección 2031-40 y 1971-2000 es de 3.5 para eventos simultáneos, 2.2 para sólo en Tx y 2.4 para sólo en Tn, pero aparecen diferentes patrones espaciales con las mayores intensidades proyectadas para sólo Tx en Zaragoza, para sólo Tn en Burgos, para evento simultáneo en Zaragoza y Barcelona. Sin embargo, en 2041-50 las proyecciones crecen más rápidamente bajo RCP 8.5, y, a partir de 2051, se proyectan valores mucho más altos que en los otros escenarios.

Los cambios globales proyectados se utilizarían como referencia para comparar las proyecciones sobre España. Barriopedro et al., 2023 resume que con un calentamiento de 2 °C a escala global un día caluroso con frecuencia 1 de cada 20 años en el clima actual sería aproximadamente 2.5 veces más probable, pero un día caluroso 1/50 se incrementaría 5 veces. Carvalho et al., 2021 coincidieron con estos resultados, reflejando que se prevé que todas las variables de temperatura aumenten en el escenario SSP5-8.5, principalmente en verano, con incrementos de 2-3 °C (5-6 °C) a mediados (finales) de siglo. También aumentarán a finales de siglo las noches tropicales y los días calurosos (tas > 30 °C) y muy calurosos (tasmax > 40 °C) en 50-80 noches/año, 40-60 días/año y 30-40 días/año, respectivamente. Como resultado de estas tendencias, la primavera y el verano comenzarán antes (~3.3 días y ~4.6 días por década bajo los escenarios RCP 8.5/SSP5-8.5), mientras que el otoño y el invierno comenzarán más tarde (~3.8 días y ~1.4 días por década bajo RCP 8.5/SSP5-8.5), lo que podría dar lugar a un verano de 166 días y un invierno de 31 días en 2100 (Wang et al., 2021). Cos et al., 2022 ampliaron el análisis a simulaciones con RCM, CMIP5 y CMIP6, obteniendo resultados similares bajo el escenario RCP 8.5/SSP5-8.5 pero proyectando una recuperación del descenso de las precipitaciones bajo el escenario de bajas emisiones, tras la mitigación. Estas tendencias están parcialmente moduladas por los RCMs de CORDEX bajo el RCP 8.5 con incrementos para día con temperatura máxima mayor de 35 °C / 40 °C de 30 días / 10 días a mediados de siglo y 50 días / 20 días para finales de siglo (Coppola et al., 2021a), y un incremento de la temperatura media/máxima/mínima de 2.1 / 2.3 / 1.8 (4.1 / 4.4 / 3.8) °C en el futuro a medio (largo) plazo (Carvalho et al., 2021b). Sin embargo, se proyectan incrementos mucho mayores para las zonas centrales del interior, especialmente en el sur, en la Cordillera Cantábrica y Pirineos, lo que conllevaría una disminución en la ocurrencia de Días de Helada (DF) y olas de frío (días e intensidad), como ha sido reflejado por Díaz-Poso et al., 2023. De Luca et al., 2023 resumen las proyecciones de extremos cálidos para el período 1950-2100, utilizando 25 modelos CMIP6, y encontraron, bajo SSP5-8.5, que un índice sobre Tx superior al percentil 90th muestra los mayores aumentos en la intensidad de extremos cálidos sobre el centro de Sudamérica, centro de América del Norte y Europa. Molina et al., 2020 y Herrera-Lormendez et al., 2023, considerando el RCM EURO-CORDEX y el conjunto CMIP6 GCM, estableció que el las HW más intensas de la actualidad sobre el Mediterráneo podrían convertirse casi en la norma a finales del siglo 21st en un escenario RCP 8.5.

En cuanto a las incertidumbres entre escenarios, Amblar-Francés et al., 2020 descubrieron que la distribución espacial de los cambios en los índices extremos de temperatura sobre los Pirineos depende en gran medida de los modelos. Constataron que la influencia de los escenarios se hace notable a partir de 2050 aproximadamente, y que también se produce un aumento de las incertidumbres relacionadas tanto con los escenarios como con los modelos. Sin embargo, constataron que las incertidumbres relacionadas con los escenarios predominan sobre las relacionadas con los modelos. Las incertidumbres entre modelos climáticos en cada escenario asociadas a las proyecciones de extremos cálidos se analizan mediante gráficos (Abaurrea et al., 2018; Lorenzo et al., 2021). Abaurrea et al., 2018 analizaron las fuentes de la incertidumbre utilizando la media de las tasas ajustadas correspondientes a las trayectorias de los GCM disponibles, luego se utilizó una descomposición de la variabilidad análoga al modelo ANOVA (Análisis de Varianza) en cada mes-década, considerando tres factores: Localización, Escenario y ESM, este último anidado en los dos primeros. Las diferencias entre localizaciones explican alrededor del 20% de la variabilidad, entre escenarios el 6.9% en 2031-40 y el 15.8% en 2051-60, luego la mayor parte de la variabilidad es entre GCM.

3.2. Precipitación

La precipitación es una de las variables con una evolución futura más incierta en todo el mundo, pero el área mediterránea, y la PI en particular, sigue siendo un punto caliente de sequía, identificado en diferentes estudios globales que utilizan grandes conjuntos de GCM (De Luca y Donat, 2023; Trancoso et al., 2024) o RCM (Coppola et al., 2021b; Spinoni et al., 2020). Como medio para reducir las incertidumbres derivadas de los distintos modelos y la variabilidad decenal interna, el uso de proyecciones de GCM con restricciones basadas en observaciones ha mostrado cierta habilidad en las predicciones de sequía a 20 años en regiones concretas (De Luca et al., 2023).

La mayoría de las incertidumbres de las proyecciones climáticas regionales se cubren en diferentes estudios centrados en los índices de precipitación media y extrema en Europa y la PI, o en España en particular. Las proyecciones EURO-CORDEX cubren la mayor parte de estas incertidumbres, pero también hay estudios que evalúan la incertidumbre del método de reducción de escala mediante la inclusión de técnicas BA (Cardell et al., 2019a; Casanueva et al., 2020b; Dosio, 2016) y ESD (Baño-Medina et al., 2022; Hernanz et al., 2023a; Soares et al., 2023a). Asimismo, unos pocos estudios realizaron simulaciones RCM dedicadas a explorar otras fuentes de incertidumbre, como componentes acoplados adicionales como un océano regional (Cabos et al., 2020; De La Vara et al., 2021) o aerosoles interactivos (López-Romero et al., 2021). Pereira et al., 2021 hicieron una revisión relativamente reciente de los estudios centrados en las precipitaciones extremas sobre la PI.

El carácter discontinuo de las precipitaciones hace que la precipitación media sea una variable menos relevante que por ejemplo, la temperatura media. Se suelen utilizar varios índices para dar cuenta, por una parte, de la ocurrencia de precipitaciones (frecuencia de días húmedos, número de días consecutivos húmedos o secos, etc.) y, por otra, de la cantidad de precipitaciones durante los días húmedos (precipitación media en días húmedos, percentiles, fracción de precipitaciones derivadas de fenómenos de precipitación extrema, etc.). Estos índices se analizan en las secciones siguientes en relación con la capacidad de los modelos existentes para reproducirlos y su proyección futura.

Evaluación de modelos

La evaluación del modelo de downscaling para los de RCM EURO-CORDEX sobre la PI (Herrera et al., 2020) muestra sesgos muy dependientes del modelo y de la situación sinóptica. Aunque en general la mayoría de los RCM son capaces de reproducir el patrón espacial y la variabilidad de la precipitación, persisten los sesgos tanto para la precipitación media (hasta un 25%) como para los valores extremos (por ejemplo, los valores de retorno a 50 años pueden alcanzar sesgos de hasta el 50%). Las simulaciones Med-CORDEX (rama mediterránea de CORDEX) también cubren la PI y muestran resultados similares a EURO-CORDEX en lo que respecta a diferentes índices de precipitación media y extrema (Fantini et al., 2018).

También se han evaluado otras simulaciones de RCM anidadas a un reanálisis (experimento evaluation), que muestran sesgos comparables a los modelos EURO-CORDEX (por ejemplo, Driouech et al., 2020; Tuel et al., 2021). A diferencia de la radiación y la temperatura, una representación más realista de los aerosoles y su interacción con la radiación y las nubes mediante el modelo WRF mostró efectos insignificantes sobre la precipitación en la PI (López-Romero et al., 2021). Se demostró que una componente oceánica regional e interactiva en el modelo REMO tenía un efecto importante sobre la precipitación a lo largo de las porciones septentrional y oriental de la PI durante el invierno, cuando el acoplamiento aire-mar provoca un aumento pronunciado de la precipitación, mientras que la costa occidental de la PI se vuelve más seca (Cabos et al., 2020). Esto se atribuyó a un desplazamiento hacia el sureste de la Corriente del Golfo y de la Corriente del Atlántico Norte. El aire más húmedo transportado hacia la PI favorece el aumento de las precipitaciones en el noroeste de la PI. Al sur, una trayectoria más débil de la tormenta da lugar a condiciones más secas.

Otro aspecto importante de la evaluación de los modelos es el valor añadido con respecto a los campos a los que se anidan. Para ello, se comparan los campos originales y los obtenidos por reducción de escala con un conjunto de datos de observación, con el fin de evaluar si el producto de reducción de escala supera al original de baja resolución. En la PI, se observó un gran valor añadido de las simulaciones CORDEX EUR-11 para la intensidad de las precipitaciones y menor para la frecuencia de días húmedos (Caretto et al., 2022). El valor añadido se produce especialmente sobre las zonas costeras y las regiones montañosas de la PI. Asimismo, el valor añadido aumentó al considerar los valores extremos, especialmente durante el verano y el otoño. Aunque se espera que el valor añadido aumente con la resolución, Reder et al., 2022, en una simulación CP-RCM anidada en el ERA5 no encontraron valor añadido para Bilbao y Pamplona, las dos ciudades españolas consideradas en su estudio. Esto también podría deberse a la calidad de la base de datos observacionales de referencia (E-OBS) en la zona. Se demostró que la simulación con resolución de la convección sobre el suroeste de Europa con una resolución de 3 km (SWE3) tenía un valor añadido en la frecuencia e intensidad de las precipitaciones en días húmedos, y también en la reproducción de los episodios de precipitaciones intensas de cada estación en comparación con una simulación de 20 km (Shahi et al., 2022). No se encontró ningún valor añadido en la precipitación media estacional, que fue subestimada por la simulación SWE3.

En cuanto a los modelos de ESD, la iniciativa de la UE COST Action VALUE ha elaborado una evaluación exhaustiva de más de 50 métodos, incluido BA, para valores medios

(Gutiérrez et al., 2019) y extremos (Hertig et al., 2019). La mayoría de los métodos mejoran en gran medida los sesgos del modelo y ningún enfoque parece superior en general. Sin embargo, los resultados muestran la inadecuación de los métodos de regresión lineal para la reducción de escala del valor diario de precipitación. Los factores más decisivos que explican la variabilidad de los resultados son la introducción de una componente estacional (por ejemplo, entrenando los métodos por separado cada estación del calendario, mes o ventana móvil), que mejora los resultados, y la naturaleza determinista o estocástica del método. La PI muestra una de las correlaciones más débiles para las precipitaciones estivales. En cuanto a los aspectos marginales de los extremos, los mejores resultados se obtienen con los métodos MOS, los WG y los métodos PP que utilizan análogos. Los extremos relacionados con la longitud ortográfica están mejor representados por los métodos MOS y PP que utilizan análogos. La habilidad de los métodos PP con funciones de transferencia varía mucho entre los métodos y depende del índice extremo, la región y la estación considerados. En general, las rachas secas extremas muestran una mayor dispersión intramétodo en comparación con las rachas húmedas largas, especialmente en la PI.

Hernanz et al., 2023a ajustaron un método ESD de aprendizaje automático basado en el refuerzo de gradiente extremo (XGB) que mostró mejores resultados que los RCM EURO-CORDEX para todas las métricas de precipitación con sólo unas pocas excepciones, principalmente relacionadas con una subestimación de la varianza. Después de BA, tanto el SDM como los seis RCMs presentan resultados similares, sin diferencias significativas entre ellos.

En cuanto a la evaluación del experimento histórico, el conjunto CMIP6 no muestra ninguna señal significativa de cambio de precipitación sobre la PI ni para verano ni para invierno (Ossó et al., 2023). ERA5 o E-OBS muestran relaciones señal-ruido más fuertes, aunque todavía no significativas. La señal muy baja dada por CMIP6 se debe a la diversidad de relaciones señal-ruido en los modelos individuales, que muestran patrones diferentes e incluso señales opuestas sobre la zona.

Para EURO-CORDEX, Vautard et al., 2021 llevaron a cabo una evaluación exhaustiva de un gran conjunto de simulaciones históricas sobre Europa, considerando tanto los RCM como los GCM a los que se anidan. En invierno, se observa una sobreestimación generalizada de la precipitación sobre tierra, con valores medianos de sesgo que alcanzan el 50% en la mitad septentrional de la PI. En verano, los sesgos positivos son incluso mayor, ya que la lluvia está esencialmente ausente en las observaciones, mientras que la mayoría de las simulaciones producen precipitación convectiva (parametrizada). Los sesgos en la precipitación diaria acumulada promediada para la PI alcanzan hasta 2.4 mm/día (todos positivos) en invierno y hasta 2.6 mm/día (todos positivos menos dos) en verano. Esta sobreestimación también se encontró para la precipitación anual y otros índices relacionados sobre la España continental para un subconjunto del conjunto EURO-CORDEX (Lorenzo y Álvarez, 2020), mostrando diferentes patrones de sesgo dependiendo del GCM al que se anida el RCM. Estudios más locales también encuentran esta sobreestimación (por ejemplo, Moyano et al., 2023, sobre la cuenca del Miño). El análisis del dicho conjunto de simulaciones (Vautard et al., 2021) muestra que para los índices que dependen de fenómenos estacionales o de larga duración a gran escala (Días Secos Consecutivos -

CDD, Frecuencia de períodos de sequía superiores a 6 meses -DF6-), la contribución de los GCM a los sesgos es dominante, aunque esto ocurre sistemáticamente en todas las regiones individuales sólo para DF6. Para las precipitaciones extremas, la contribución de los RCM a los sesgos es dominante en todas las regiones, probablemente debido a la fuerte dependencia de las parametrizaciones físicas. Para los índices de precipitación fuerte hay un sesgo húmedo general que sigue el patrón de precipitación media. En la PI, la precipitación máxima diaria se sobreestima en un 27% y el número de días por encima del percentil 99th en un 23%. Sin embargo, algunos trabajos encontraron sesgos menores para la precipitación extrema (máximos diarios anuales) que para la precipitación media (Garijo y Mediero, 2019). En el Mediterráneo, Requena et al., 2023 encontraron una subestimación de la precipitación máxima diaria anual, atribuida a la limitación de los RCM para representar adecuadamente la precipitación convectiva típica de estas zonas, lo que también podría afectar a la fiabilidad de los resultados en estas regiones.

En el CMIP6, la resolución espacial de los GCM ha alcanzado una resolución similar a la de los RCM más groseros. En particular, los GCM HighResMIP de CMIP6 pueden compararse con CORDEX EUR-44 sobre Europa (Demory et al., 2020b). HighResMIP y EUR-11 simulan una disminución general de las precipitaciones de baja intensidad y un aumento de las precipitaciones de alta intensidad en comparación con los GCM de CMIP5 que impulsan los RCM EURO-CORDEX, especialmente sobre regiones costeras y orográficas como la PI. La resolución del modelo se identifica como el aspecto más importante para captar una distribución realista de la contribución de la precipitación diaria a los diferentes índices de precipitación. EUR-11 y EUR-44 muestran una mayor sobreestimación de la precipitación sobre la orografía que HighResMIP. Tanto HighResMIP como EURO-CORDEX representan mejor la precipitación de verano y otoño, mientras que sufren grandes sesgos húmedos (menores en el caso de HighResMIP) en invierno y primavera.

Cabos et al., 2020 evalúa el impacto de los campos de las condiciones de contorno en las simulaciones REMO RCM acopladas al océano frente a las no acopladas. Los sesgos de la precipitación son más sensibles al acoplamiento cuando son conducidos por un GCM (CMIP5 MPI-ESM), que cuando son conducidos por condiciones de contorno perfectas (ERA-Interim). Esto es coherente con las deficiencias del modelo impulsor MPI-ESM, que muestra un fuerte flujo del oeste que entra en la PI a través de la costa occidental. Es probable que los resultados dependan en gran medida de los modelos globales y regionales utilizados, y sería necesario un experimento multimodelo para llegar a conclusiones sólidas sobre el acoplamiento oceánico regional.

El valor añadido de las simulaciones EURO-CORDEX con respecto al GCM al que se anidan puede deducirse de las simulaciones históricas. En cuanto a las simulaciones de evaluación, el valor añadido es mayor para la intensidad y los extremos de las precipitaciones y menor para la frecuencia de días húmedos (Careto et al., 2022). El valor añadido es muy dependiente del GCM, con un fuerte valor añadido, independientemente del RCM, con respecto a los GCM de bajo rendimiento.

La precipitación dada por el RCM en escalas de tiempo sub-diarias se ha investigado menos. Berg et al., 2019 estudiaron la precipitación sub-diaria extrema de verano en el conjunto EURO-CORDEX. Todos los modelos tienen un rendimiento pobre a una duración horaria, con un rendimiento creciente para duraciones más largas. Tanto el GCM como el

RCM afectan tanto a las magnitudes como a los patrones espaciales en toda Europa, pero el RCM es más relevante en la conformación de la estructura espacial en duraciones cortas.

Los métodos de BA ajustan los resultados de los modelos a las observaciones, lo que puede afectar indirectamente a las tendencias y a la señal de cambio climático resultante. Hay casos en que esto está justificado, por ejemplo, para los índices climáticos definidos utilizando umbrales absolutos, para los cuales la señal original no sería fiable (Dosio, 2016). Sin embargo, en general, sin un mecanismo físico que justifique una modificación, preservar las tendencias de las distribuciones estadísticas básicas es una propiedad deseable de los métodos de BA. En una evaluación reciente (Casanueva et al., 2020b), los métodos que preservan en gran medida las señales originales del cambio climático en las diferentes variables e índices son los métodos que preservan la tendencia de los cuantiles, aunque algunos de ellos presentan problemas con el ajuste de la frecuencia de días húmedos. Sin embargo, para los índices de precipitación que representan aspectos marginales (SDII - Simple Daily Intensity Index), estos métodos elaborados muestran también una mayor sensibilidad a la elección de la referencia observacional, en comparación con los estándares. Los métodos BA estándar, a su vez, son más sensibles al conjunto de datos observacionales para los índices extremos (P98We-98° Percentil de Días Húmedos). Así pues, en cualquier caso es deseable disponer de una referencia de calidad alta. En general, se recomiendan los métodos de preservación de la tendencia para postprocesar los resultados de los modelos, ya que son métodos conservadores muy adecuados para aliviar los sesgos, manteniendo al mismo tiempo la señal original de cambio climático.

En una serie de estudios, AEMET ha probado 5 métodos diferentes de ESD sobre la España continental y las islas Baleares, antes de incluirlos en la base de datos Escenarios-PNACC 2023. Siguieron el marco definido en VALUE para evaluarlos con condiciones de contorno perfectas procedentes de un reanálisis (Hernanz et al., 2022c), condiciones de contorno procedentes de GCMs (Hernanz et al., 2022b) y un entorno de pseudorealidad para evaluar el supuesto de estacionariedad (Hernanz et al., 2022a). En el entorno de pseudorealidad, todos los métodos revelaron dificultades para representar un clima futuro más seco. Los métodos basados en análogos y de regresión lineal muestran un sesgo positivo cuando se aplican a un clima futuro más seco, y los algoritmos de aprendizaje automático presentan mayores sesgos de precipitación en condiciones futuras más secas cuando se comparan con sus resultados en el periodo histórico. En los experimentos 1 y 2 (Hernanz et al., 2022b, c) los métodos basados en análogos fueron capaces de captar la cantidad total de precipitación, la ocurrencia de precipitación y las precipitaciones intensas, mientras que los métodos de función de transferencia parecen sólo adecuados para la cantidad total de precipitación. No obstante, con los problemas de transferibilidad revelados por todos los métodos, parece razonable utilizar, al menos, un método de cada familia para generar las proyecciones climáticas.

Las CNN han surgido recientemente como una herramienta prometedora para la ESD, superando a los métodos clásicos de ESD (p.e. modelos lineales y lineales generalizados), utilizando predictores perfectos a gran escala procedentes de reanálisis (Baño-Medina et al., 2020). Esta evaluación a escala continental se amplió (Baño-Medina et al., 2021) al considerar la idoneidad de las CNN para la reducción de escala de proyecciones de cambio climático futuro utilizando salidas de GCM como predictores. En comparación con

los GLM bien establecidos, las CNN preservan mejor las proyecciones originales de los GCM para finales de siglo, lo que da lugar a resultados de reducción de escala más plausibles para las aplicaciones del cambio climático y proporciona patrones de reducción de escala espacialmente más homogéneos que los GLM. Los GLM basados en predictores locales son más sensibles a las posibles incoherencias que puedan surgir entre los datos de reanálisis y los predictores del GCM, lo que se traduce en mayores sesgos, especialmente para las métricas de cantidad de precipitación (SDII y percentil 98). Estos resultados se han extendido a un MME y se han comparado con los RCM EURO-CORDEX (Baño-Medina et al., 2022). DeepESD (Empirical Statistical Downscaling with Deep Learning) reduce los sesgos sistemáticos que presentan los GCM y los RCM en el periodo histórico. Del mismo modo, produce señales de cambio climático ampliamente comparables a las de los RCM y la incertidumbre de la señal de cambio climático, medida por la dispersión entre modelos, se reduce para la precipitación.

Proyecciones de cambio climático

La evaluación más reciente de las proyecciones de cambio climático dentro de las simulaciones de EURO-CORDEX (Coppola et al., 2021a) consideró no sólo los RCM CORDEX, sino también los GCM CMIP5 a los que se anidan y la generación más reciente de GCM de CMIP6. Para la precipitación, consideraron índices para regímenes medios (precipitación estacional media, intensidad diaria media, CDD media) y extremos (precipitación máxima anual, número de días por encima del percentil 99th, frecuencia de eventos de sequía de 6 meses).

CMIP6 SSP5-8.5 proyecta una disminución significativa ~40% en toda la PI de la precipitación media estival a finales de siglo, más fuerte hacia el suroeste. CMIP5 y EURO-CORDEX (RCP 8.5) muestran disminuciones menores (30%) pero aún significativas. Durante el invierno, los 3 conjuntos de datos proyectan una disminución significativa (20-30%) en la mitad sur de la PI, y cambios no significativos hacia el norte. Esta disminución de las precipitaciones se ha atribuido a los cambios en la circulación atmosférica y al desplazamiento hacia el polo de los vientos zonales del oeste de latitudes medias y las trayectorias de las tormentas asociadas con el cambio climático (Zappa et al., 2015). Para mediados de siglo, estas cifras se reducen aproximadamente a la mitad. Los cambios en los extremos anuales y en la intensidad media diaria son menos significativos, disminuyendo en general hacia el sur, no siendo significativos a mediados de siglo y aumentando hacia el norte. Las condiciones de sequía (CDD, DF6) aumentan significativamente con un gradiente norte-sur.

Estos resultados coinciden esencialmente con las de otros estudios que utilizan subconjuntos de las simulaciones RCM de EURO-CORDEX (Lorenzo y Álvarez, 2020), o que las amplían con otros dominios de CORDEX (Driouech et al., 2020; Fernández et al., 2019; Zittis et al., 2019), aunque se consideran periodos futuros y de referencia ligeramente diferentes. Del mismo modo, simulaciones aisladas realizadas con RCM específicos también coinciden en estos resultados (Tuel et al., 2021). Las estimaciones proporcionadas por las proyecciones globales CMIP también concuerdan con otros estudios (Cos et al., 2022), que muestran una desecación estival más intensa en el nuevo conjunto CMIP6 que en el CMIP5. Los valores actuales pueden obtenerse utilizando diferentes portales web (Tabla 5.2) para los distintos

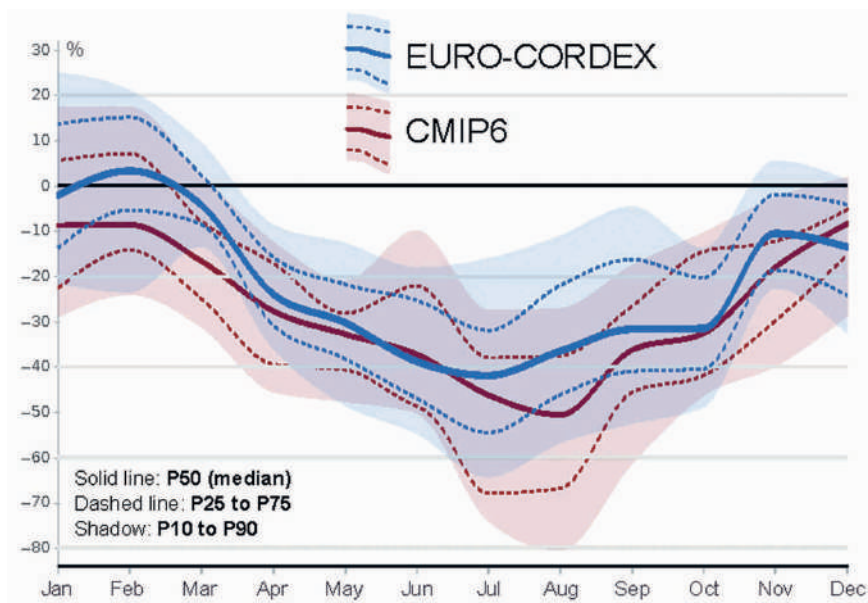


Figura 5.3: Cambio relativo medio de la precipitación (%) para 2081-2100 frente a 1981-2100 sobre la España continental y las islas Baleares según los conjuntos EURO-CORDEX (RCP 8.5) y CMIP6 (SSP5-8.5). Fuente: Adaptado del Atlas Climático Interactivo Copérnico (C3S/ECMWF), <https://atlas.climate.copernicus.eu>

escenarios, periodos y regiones. A modo de ejemplo, la Figura 5.3 muestra el ciclo anual para el cambio relativo de la precipitación agregada a finales de siglo, proporcionado por el nuevo Atlas Climático Interactivo Copernicus para la España continental.

Cardell et al., 2019 calcularon las señales de cambio (delta) tras aplicar BA llegando a conclusiones similares. No se realizó ninguna evaluación sistemática del impacto de la BA en los cambios del delta. Un trabajo anterior (Dosio, 2016) evaluó el impacto de BA en los cambios delta para varios índices de precipitación. Los resultados obtenidos tras ajustar el sesgo son relativamente similares a los originales, tanto en invierno como en verano, especialmente para el cambio en las precipitaciones media y total, y el número de días húmedos, a pesar de que los RCM originales sobreestiman en gran medida los valores climáticos actuales. Los resultados de otros índices son más heterogéneos.

A pesar de la disminución de la precipitación media, se prevé que los percentiles superiores, por ejemplo 95th, aumenten por encima de 2 mm/día a lo largo de la costa mediterránea y la PI meridional durante JJA (junio-julio-agosto) y SON (septiembre-octubre-noviembre) (Moliné et al., 2016). Se prevén descensos de hasta -2 mm/día en el noroeste, especialmente durante SON. Se prevé que los niveles de retorno de las precipitaciones de 24h a 10 años aumenten un 20-30% a finales de siglo en el escenario RCP 8.5 (Schmith et al., 2021). Otros estudios también proyectan aumentos en la mayoría de las zonas de los niveles de retorno para periodos

más largos, aunque su incertidumbre es mayor debido a la gran incertidumbre del muestreo (Garijo y Mediero, 2019). Zittis et al., 2021 proyectan aumentos de alrededor del 25% en los valores de retorno de la precipitación a 50 años en la mayor parte de la PI a finales de siglo, a pesar de la disminución de las cantidades totales de precipitación. También se prevé un aumento de las precipitaciones extremas a 100 años (Del Jesús y Díez-Sierra, 2023).

Los resultados del Índice de Precipitación Normalizado (SPI; García-Valdecasas Ojeda et al., 2021; Lorenzo et al., 2024) u otras variantes (Andrade et al., 2021b) están en consonancia con los resultados anteriores relativos a la precipitación, y muestran que es probable que la PI experimente episodios de sequía más largos y graves en el futuro, especialmente intensos a finales de siglo en el escenario de emisiones más elevadas (RCP 8.5), cuando la mayor duración y gravedad de los episodios de sequía se extiendan por la mayor parte de la PI. Los resultados específicos relativos a los cambios en la frecuencia, intensidad y duración para el futuro próximo son menos sólidos y dependen del escenario y de los estudios concretos, que consideran diferentes subconjuntos de EURO-CORDEX y simulaciones “*ad hoc*”. Véanse más detalles en la sección Sequía y aridez.

Se prevé que los sistemas aislados de precipitaciones que provocan fenómenos extremos sean mayores y más intensos a medida que aumente la temperatura (Matte et al., 2022). Esto se aplica a todas las subregiones europeas, teniendo en cuenta los valores de retorno de precipitación de 20 años. Para la PI, se prevé que los sistemas de precipitaciones más grandes aumenten en número, intensidad y tamaño, mientras que se prevé que los sistemas de tamaño intermedio disminuyan en número.

Una simulación RCM acoplada al océano (De La Vara et al., 2021) redujo la magnitud de los cambios futuros, coincidiendo en su mayor parte en los patrones espaciales. Sólo se encontraron diferentes patrones espaciales de cambio en invierno sobre el noroeste de la PI debido a diferencias en la circulación oceánica a gran escala en el Giro subtropical del Atlántico Norte. La precipitación media muestra cambios dependientes de la región en invierno, mientras que en verano se observa un clima más seco. No obstante, es necesario seguir investigando, sobre todo para tener en cuenta la incertidumbre de los conjuntos multi-modelo (GCM y RCM).

Una forma de superar la incertidumbre en las señales de cambio debida a la selección subjetiva de los periodos de tiempo futuros y de referencia (Figura 5.2) es el uso del calentamiento global como coordenada independiente, en lugar del tiempo (Díez-Sierra, et al., 2024). Los cambios futuros regionales, e incluso locales, de la mayoría de las variables se escalan linealmente con el GSAT, a diferencia de lo que ocurre con el tiempo. Esta respuesta lineal permite utilizar la pendiente de la escala como medida del cambio futuro. Por ejemplo, las precipitaciones estivales muestran en toda la PI una disminución del 10-15% por grado de calentamiento global. Esto es independiente del escenario de emisiones (Díez-Sierra et al., 2023), que sólo dicta cuándo y a qué velocidad se espera que se produzca un GWL concreto. Otras estaciones muestran pendientes no significativas (disminuciones del 5-10% en primavera y otoño y aumentos o disminuciones del ~3% en la PI septentrional o meridional, respectivamente). La CDD (es decir, la duración de los periodos de sequía) muestra tasas de cambio con aumentos de unos 10 días/°C en la mitad meridional de la PI y de 4-9 días/°C en la parte septentrional, con los menores aumentos previstos a lo largo de la costa septentrional y los Pirineos.

Se prevé que los cambios en la precipitación horaria sean de mayor magnitud y extensión que para la precipitación diaria, dando lugar a un aumento de la torrencialidad, lo que también es apoyado por el análisis de los cambios en la tasa de torrencialidad (Requena et al., 2023). Las áreas que presentan tendencias positivas y cambios significativos de precipitación subdiaria aumentan a medida que disminuye la duración; mostrando mayor intensidad para el escenario más pesimista y periodos futuros lejanos. Así pues, el efecto del cambio climático puede ser mayor en los fenómenos extremos con precipitaciones de corta duración. Esto puede atribuirse a un valor de escala más fuerte, a escalas temporales cortas, entre los cambios en la precipitación extrema y la precipitación media. temperatura de la superficie (Requena et al., 2023). La relación lineal entre los cambios en las precipitaciones extremas y la temperatura, derivada de la ecuación de Clausius-Clapeyron, parece ser un enfoque válido para proyectar cambios en las precipitaciones extremas estivales (Berg et al., 2019). En las regiones terrestres mediterráneas y de la PI, el escalonamiento de la temperatura es más débil de lo que implica la relación Clausius-Clapeyron, probablemente relacionado con la baja disponibilidad de humedad estival.

El cambio estadístico de escala temporal de la precipitación diaria a subdiaria (Del Jesús y Díez-Sierra, 2023) muestra también una reducción de la precipitación media a medida que avanza el siglo, con varianzas que también aumentan; es decir, apuntando hacia precipitaciones más torrenciales. La precipitación media disminuirá en la mayoría de los tipos de clima de abril a octubre, excepto en los climas más áridos, BWh (clima desértico tropical y subtropical) y BSh (clima estepario y desértico de latitudes medias), donde la reducción es mayor de septiembre a junio. Los cambios son más acusados para el RCP 8.5 que para el RCP 4.5. En general, se prevé una intensificación de los fenómenos subdiarios más extremos, así como un aumento del número de periodos secos. Sin embargo, la mayoría de los efectos se concentran en unos pocos tipos de clima seco.

La reducción de escala de DeepESD sobre Europa (Baño-Medina et al., 2022) presenta sólo ligeras diferencias regionales en el cambio futuro de las precipitaciones con respecto a los GCM y los RCM, presentando DeepESD una disminución más débil de las precipitaciones sobre la PI, especialmente en comparación con los GCM. Los patrones espaciales y las magnitudes del cambio son en general similares a los de los GCM, con algunas diferencias regionales en las señales de cambio climático entre DeepESD y los modelos dinámicos. Para el caso de la precipitación, estas diferencias conducen a una disminución de la incertidumbre multimodelo con respecto a la de sus GCM impulsores.

Soares et al., 2023 hicieron un estudio exhaustivo de 4 arquitecturas de CNN profundas diferentes para reducir la escala de 7 GCM de CMIP6 sobre la PI utilizando ERA5 e Iberia01 como conjuntos de datos observacionales de entrenamiento. Los GCM proyectan una disminución homogénea de la precipitación media diaria para todos los periodos y escenarios futuros, mientras que el conjunto regionalizado con CNN muestra disminuciones mayoritariamente consistentes en las zonas occidental y septentrional de la PI. Los aumentos regionales en el centro y el este de la PI, independientemente del periodo y el escenario, no son robustos, con menos de dos tercios del conjunto de acuerdo, pero pueden ser coherentes con cambios en la precipitación convectiva que no son capturados por los Modelos Climáticos Globales del Sistema Terrestre (MCGST) originales. Las proyecciones de precipitaciones decrecientes se encuentran principalmente en las porciones norte,

oeste y suroeste de la PI, aumentando en área y robustez hacia 2100, y con el escenario SSP5-8.5. Las proyecciones con CNN muestran reducciones de precipitaciones extremas (percentil 95th) que alcanzan más de 3 mm/día en el suroeste de la PI, expandiéndose hacia el este (parte del sur de la PI) a lo largo del siglo 21st, y más pronunciadas para los escenarios SSP3-7.0 y SSP5-8.5. En el centro, sureste y noroeste de la PI, las proyecciones regionalizadas muestran más precipitaciones extremas (aumentos superiores a 3 mm/día) en todos los escenarios y periodos. Por lo tanto, tanto la precipitación media como la extrema mostraron mayores discrepancias con respecto a los GCM.

En un estudio sobre las cuencas de los ríos Júcar y Segura, Miró et al., 2021 aplicaron un método de regionalización estadística (LARS-WG, Long Ashton Research Station Weather Generator) más BA (ISIMIP-Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project) a 4 CGMs del CMIP5. Encontraron una tendencia hacia una mayor irregularidad de las precipitaciones y lluvias torrenciales a corto plazo, junto con una pérdida de precipitaciones medias a largo plazo, mayor hacia las zonas interiores donde nacen los principales ríos que abastecen la región. Esta pérdida aparece a corto plazo y se agrava a largo plazo, con mayores pérdidas previstas para primavera y verano. Sin embargo, la reducción de las precipitaciones en la cabecera del Júcar se observa incluso en invierno.

Lagunas de conocimiento

Los extremos de precipitación subdiarios permanecen en gran medida inexplorados, debido principalmente a la falta de simulaciones que resuelven la convección sobre la zona y a la dificultad de aplicar enfoques ESD a estas escalas temporales. El rendimiento de los RCM es pobre para duraciones cortas y presenta mucha incertidumbre en su aplicación para proyecciones futuras (Berg et al., 2019). Las pocas simulaciones a escala de km disponibles del proyecto EUropean Climate Prediction (EUCP, Shahi et al., 2022), financiado por la UE, brindan la oportunidad de seguir investigando los extremos de corta duración, como paso inicial hacia simulaciones a escala de km más largas que exploren mejor la incertidumbre multimodelo. Las simulaciones que resuelven la convección han mostrado resultados prometedores en la reducción de la incertidumbre de las precipitaciones futuras (Fosser et al., 2020).

Las simulaciones EURO-CORDEX son el conjunto de elección para muchos estudios, pero las simulaciones de otros dominios CORDEX también cubren la PI con una habilidad comparable (Fantini et al., 2018; Legasa et al., 2020; Zittis et al., 2019) y permanecen infrautilizadas. Algunos de ellos (por ejemplo, Med-CORDEX) proporcionan simulaciones acopladas a un océano regional y otros componentes interactivos que están poco evaluados sobre España. Este tipo de análisis basado en entender ciertos procesos puede ser clave para generar confianza en los diferentes enfoques de regionalización y entender sus discrepancias.

3.3. Viento

En un contexto de cambio climático (IPCC, 2023), las variaciones históricas de la velocidad del viento cerca de la superficie (NSWS) han sido la parte olvidada del sistema climático en comparación con, por ejemplo, la temperatura del aire o los cambios en las precipitaciones. Aunque los científicos se mostraban escépticos a la hora de evaluar las tendencias y la variabilidad multidecadal de la NSWS debido a la escasa disponibilidad y calidad de las

mediciones del viento, los nuevos protocolos de recuperación y homogeneización de datos redujeron esta incertidumbre (Azorín-Molina et al., 2014; Azorín-Molina et al., 2019; Wan et al., 2010). Durante las últimas décadas, dos fenómenos fueron descubiertos gracias a la observación del NSW. El término “*stilling*” fue introducido por primera vez por Roderick et al., 2007 para referirse al declive del NSW terrestre en Australia, un fenómeno observado en todo el Hemisferio Norte (McVicar et al., 2012), así como en Suecia (Minola et al., 2016) o la PI (Azorín-Molina et al., 2014), entre otras regiones. Desde ~2010, se ha constatado una “*inversión*” del NSW en muchas zonas terrestres del Hemisferio Norte (Zeng et al., 2019), observándose también un cese del “*aquietamiento*” en la PI (Utrabo-Carazo et al., 2022).

NSW desempeña un papel clave en el sistema climático con implicaciones socioeconómicas y medioambientales de gran alcance. Aproximadamente, el 25% de la potencia total instalada en la PI procede del sector eólico (Dirección General de Energía (Comisión Europea), 2021). Los cambios en el NSW afectan directamente al sector energético, crucial para la descarbonización (Sherman et al., 2021; Wu et al., 2021). Además, los cambios en el NSW afectan a la agricultura de regadío y la desertificación debido a la relación entre el viento y la evapotranspiración (McVicar et al., 2012) y la erosión del suelo (Zhang et al., 2019), pero también a la visibilidad y la calidad del aire (Cai et al., 2017), la circulación oceánica y las surgencias (Sousa et al., 2017), las respuestas térmicas de los lagos (Woolway et al., 2019) o los incendios forestales (Schulte y Mladenoff, 2005), entre otros. Dadas las implicaciones mencionadas, las proyecciones de los futuros cambios del NSW bajo diferentes escenarios futuros es un área de investigación urgente. Los GCM del CMIP son la herramienta principal. Sin embargo, la resolución espacial de los modelos globales no es suficiente para las evaluaciones regionales. Son necesarios por tanto modelos regionales de mayor resolución, ya que permiten simular procesos a escala regional y local en zonas de topografía compleja (Molina et al., 2023), como la PI donde predominan regímenes locales como Cierzo o Levante (Ortega et al., 2023). Por otra parte, además de los modelos regionales, los modelos atmósfera-océano acoplados regionalmente (por ejemplo, Darmaraki et al., 2019; Sein et al., 2015; Somot et al., 2008) permiten aportar un valor añadido a la hora de representar tanto los mecanismos de viento generados por el gradiente térmico tierra-mar (por ejemplo, brisas marinas o vientos de surgencia a lo largo de la costa; De León y Orfila, 2013; Vázquez et al., 2022), como a la hora de evaluar los mecanismos derivados del cambio climático en el océano que podrían afectar al NSW.

Evaluación de modelos

Para confiar en las proyecciones futuras, los modelos deben ser capaces de reproducir los cambios pasados del NSW y la variabilidad multidecadal. A escala mundial, la mayoría de los modelos de CMIP6 no consiguen reproducir la variabilidad y las tendencias observadas a largo plazo en el NSW, siendo CESM2 el que presenta los mejores resultados (Shen et al., 2022). Sobre la PI, los modelos CMIP6 y un RCM (WRF anidado en CESM2) mostraron un rendimiento deficiente a la hora de capturar el NSW observado (frente a las observaciones in situ de AEMET) y grandes incertidumbres en las proyecciones futuras (Andrés-Martín et al., 2023). Productos de reanálisis subestiman las anomalías pasadas del NSW y no reproducen la variabilidad decenal (Torralba et al., 2017), siendo el reanálisis ERA5 el mejor en simulación de vientos entre otros conjuntos de datos de reanálisis (Ramon et al., 2019).

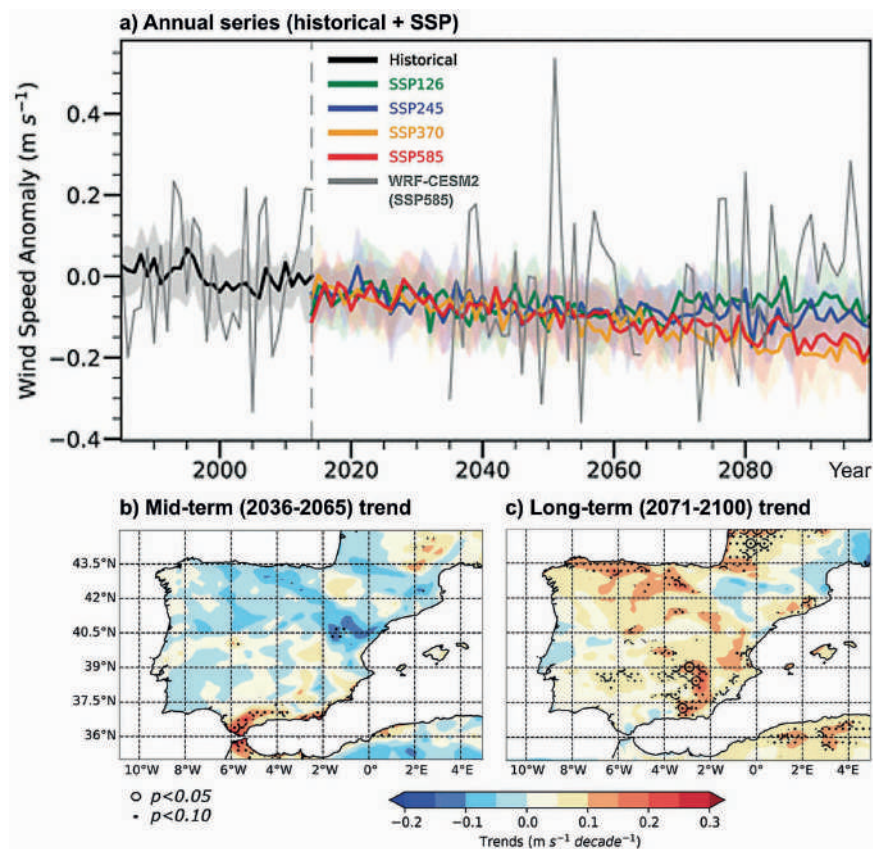


Figura 5.4: a) Anomalías anuales del NSWS (m s^{-1}) del MME (línea gruesa), dispersión de los modelos inter-CMIP6 (sombreado del rango entre los percentiles 25th y 75th), y el WRF-CESM2 (bajo SSP5-8.5); tendencias del NSWS ($\text{m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$) para b) los períodos a medio plazo (2036-2065) y c) a largo plazo (2071-2100) del WRF-CESM2 bajo SSP5-8.5. Fuente: Adaptado de Andrés-Martín y otros, 2023.

Proyecciones de cambio climático

En general, existe una gran incertidumbre en cuanto a la evolución del NSWS sobre la PI a finales de siglo. De hecho, existen discrepancias sobre si aumentará o disminuirá. En este contexto, algunos estudios que utilizan modelos de CMIP5 y CMIP6 indican una reducción de los vientos sobre Europa a finales de siglo (Carvalho et al., 2021c; Karaukas et al., 2018; Shen et al., 2022), concretamente sobre la PI (Jung y Schindler, 2022). Además, esta reducción se ha demostrado en estudios que utilizan modelos regionales como WRF (a lo largo de las costas atlánticas ibéricas; Soares et al., 2017) y EURO-CORDEX (Santos et al., 2018), en escenarios RCP 4.5 y RCP 8.5. Se han identificado varios factores como origen

de estas tendencias: cambios en la rugosidad de la superficie asociados a modificaciones en el uso del suelo y la cubierta vegetal, emisiones de aerosoles y cambios en la circulación a gran escala. Sin embargo, es tal la dificultad para evaluar los cambios en el patrón de vientos que, aunque disminuyan globalmente, podrían aumentar en regiones específicas de la Península (por ejemplo, Galicia y el Estrecho de Gibraltar; Santos et al., 2018), o aumentar en términos de vientos extremos, especialmente en las regiones del noroeste (Martins et al., 2020), o debido a una intensificación de los vientos en línea recta de tormenta debido al cambio climático (Prein, 2023).

Contrariamente a los estudios que demuestran una disminución del campo de vientos, existen estudios basados en modelos regionales forzados tanto por CMIP5 como por CMIP6 que muestran un aumento de los vientos sobre la PI (Claro et al., 2023; Fernández-Álvarez et al., 2023a; Soares et al., 2017b; Vázquez Medina, 2023). Estos estudios han indicado un aumento de los vientos más fuertes durante los meses de verano. En este sentido, una intensificación de la Alta de las Azores durante el invierno, la primavera y el otoño a finales de siglo podría provocar un aumento del patrón de vientos (Soares et al., 2017b; Sousa et al., 2017; Sylla et al., 2019; Vázquez et al., 2023). Sin embargo, utilizando un modelo regional acoplado atmósfera-océano, (Vázquez Medina, 2023) encontró que el aumento estival podría estar asociado a una intensificación de la baja térmica ibérica (causada por el aumento de la temperatura; Miranda et al., 2013) junto con un aumento de la presión en las Islas Británicas (como desencadenante del debilitamiento de la Circulación Meridional de Oscilación del Atlántico (AMOC); Haarsma et al., 2015). Por último, Andrés-Martín et al., 2023 descubrieron que los GCM del CMIP6 y el RCM del WRF-CESM2 presentan deficiencias al realizar la simulación de los cambios observados en el NSWS y la variabilidad multidecadal en la PI (1985-2014). A pesar de la mejora de la resolución espacial, el WRF-CESM2 no superó al GCM al que se anida. Bajo forzamientos antropogénicos elevados (es decir, SSP3-7.0 y SSP5-8.5), los GCM de CMIP6 proyectaron un descenso continuo de los vientos, mientras que bajo SSP2-4.5 y SSP1-2.6 mostraron una oscilación interdecadal (Figura 5.4). Por el contrario, el WRF-CESM2 proyectó un refuerzo del NSWS a medio y largo plazo en el siglo 21st. Debido a la gran incertidumbre observada, las proyecciones deben tomarse con cautela, y es muy necesario seguir trabajando para mejorar las parametrizaciones y la asimilación en los GCM y los RCM para simular con precisión el NSWS.

Lagunas de conocimiento

Evaluar los futuros cambios en la frecuencia y gravedad de los vientos extremos en función del calentamiento global es todo un reto. Un estudio reciente (González-Alemán et al., 2023) atribuyó el histórico y destructivo derecho mediterráneo (12 muertos y 106 heridos) de agosto de 2022 a (i) una ola de calor marina sin precedentes, y (ii) el cambio climático antropogénico, que contribuyó al desencadenamiento de los vientos en línea recta al potenciar los factores ambientales para desarrollar una convección profunda. Sin el actual forzamiento antropogénico del cambio climático, la situación sinóptica dinámica sólo habría desarrollado convección ordinaria sin derecho (González-Alemán et al., 2023). Otro estudio reciente concluyó que el derecho del Medio Oeste de 2020 habría cubierto el doble de terreno si se hubiera producido en el clima más cálido previsto para 2100 (Lasher-Trapp et al., 2023). Además, una nueva investigación mostró cómo los vientos en línea recta de las tormentas eléctricas se intensifican con el cambio climático en el centro de Estados Unidos

durante los últimos 40 años (Prein, 2023). Las estimaciones teóricas sugieren que los vientos racheados deberían intensificarse a un ritmo de $\sim 7.5\%$ por $^{\circ}\text{C}$, aunque los índices observados muestran un aumento más pronunciado de $\sim 7.5\%$ por $^{\circ}\text{C}$. Las simulaciones también mostraron un aumento de aproximadamente 5 veces en la extensión geográfica afectada por los vientos en línea recta. En conclusión, los futuros vientos extremos se intensificarían en un clima cálido en todo la PI, a pesar de la falta de investigación y de la gran incertidumbre sobre este tema.

En general, se echa en falta una evaluación más exhaustiva de los RCM, especialmente teniendo en cuenta la incertidumbre multimodelo y evaluando frente a datos observacionales, ya que se ha demostrado que los productos de reanálisis no son óptimos como referencia. Asimismo, los cambios en las direcciones dominantes del viento o en la frecuencia de aparición de vientos locales también están mucho menos estudiados que la velocidad del viento (Obermann-Hellhund et al., 2018; Ortega et al., 2023). Este sería otro tema para reforzar nuestro conocimiento sobre la evolución futura de los patrones de viento.

3.4. Circulación atmosférica

En esta sección se revisan los avances en los estudios sobre la circulación atmosférica en los que afectan a la PI. En primer lugar se examinan los índices de circulación a gran escala o sinópticos, seguidos de una revisión de los trabajos relacionados con los regímenes meteorológicos, también conocidos como patrones de circulación atmosférica (CP).

Circulación atmosférica a gran escala

En el sector Atlántico Norte-Europa, y en general en los extratropicales, las tendencias a largo plazo o las diferencias de época a lo largo del siglo 21st son mucho más inciertas para la Presión del Nivel del Mar (SLP) que para la temperatura y la precipitación (Deser et al., 2012).

La principal fuente de incertidumbre es la variabilidad natural y se necesita un conjunto mínimo de 20 a 30 miembros inicializados a partir de condiciones iniciales distintas para detectar una respuesta significativa de la SLP invernal media del conjunto (es decir, forzada externamente) a finales del siglo 21st, siendo necesarios más miembros para las proyecciones climáticas de mediados de siglo y menos de ellos para las proyecciones de la estación estival (Deser et al., 2012, 2017; Maher et al., 2019; McKenna y Maycock, 2021).

Por lo que respecta a los índices de circulación a gran escala que determinan la variabilidad climática en el período de investigación, en la década de 2040 se observa un cambio significativo de la media invernal del Modo Anular Norte hacia su fase positiva (Deser et al., 2012) y los patrones invernales de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), el Atlántico Escandinavo (SCA), el Atlántico Oriental (EA) y el Atlántico Oriental-Rusia Occidental (EA-WR) no muestran cambios significativos a lo largo de todo el siglo 21st en ningún caso si se calculan a partir de la SLP.

Sin embargo, si se calcula a partir de los valores de altura geopotencial, el EA invernal muestra una marcada tendencia hacia su fase positiva, asociada al flujo del oeste y a la advección de masas de aire oceánico templado hacia la PI, cuya magnitud aumenta con la altura hasta 100 hPa (Cusinato et al., 2021). Calculado de esta forma, EA-WR muestra una

ligera tendencia hacia su fase negativa mientras que SCA permanece estable al igual que su versión derivada del SLP (Cusinato et al., 2021). Según los GCM y métodos aplicados, se prevé que la NAO permanezca estable durante el siglo 21st (Cusinato et al., 2021) o que evolucione ligeramente hacia su fase positiva (Deser y Phillips, 2023). Las grandes diferencias mencionadas entre las proyecciones del EA invernal derivadas de la SLP y las alturas geopotenciales podrían explicarse por el hecho de que el patrón de teleconexión tripolar asociado en el campo de alturas geopotenciales se modifica por la expansión térmica a lo largo del siglo 21st, mientras que el patrón respectivo de la SLP permanece relativamente estable a lo largo del tiempo. Esto significaría que la SLP es la variable más robusta para describir los cambios de circulación a gran escala.

Para finales de siglo, se prevé que las situaciones de bloqueo atmosférico en la PI y sus alrededores disminuyan significativamente durante la estación invernal, y que se mantengan prácticamente sin cambios en verano (Davini y D'Andrea, 2020).

Dado que, en las zonas extratropicales, la contribución de la variabilidad interna a la incertidumbre total es mayor que la contribución de la incertidumbre relacionada con el modelo (Deser et al., 2012), los resultados mencionados se han obtenido a partir de MME, Single Model Initial-condition Large Ensembles (SMILES) o combinaciones de los mismos (Deser et al., 2020).

Regímenes meteorológicos y patrones de circulación

En la literatura se han empleado diversos procedimientos de agrupación para discretizar la circulación atmosférica en escalas espaciales que van desde continentes enteros o cuencas oceánicas hasta la escala subcontinental, regional e incluso local. Los conglomerados (o grupos) así obtenidos se denominan comúnmente regímenes meteorológicos, tipos de tiempo o CP sinópticos, cuyos patrones espaciales pueden coincidir con los CP a gran escala descritos en la sección anterior.

Independientemente de la escala espacial considerada, el rendimiento de los GCM a la hora de representar la frecuencia y persistencia climatológica observada de los CP ha mejorado en general de CMIP5 a CMIP6 (Brands et al., 2022, 2023; Cannon, 2020; Fernández-Granja et al., 2021) y esta conclusión es válida para la PI en particular (Brands et al., 2022). Sin embargo, la incertidumbre de los reanálisis puede comprometer los resultados de la evaluación en algunas regiones y estaciones, como el Mediterráneo en verano (Fernández-Granja et al., 2023).

Cuando nos centramos en los regímenes meteorológicos a gran escala, se observan cuatro tipos característicos que recuerdan a las fases positiva y negativa de la NAO, un patrón de bloqueo y un patrón de dorsal atlántica en el registro observacional (Delgado-Torres et al., 2022). Estos se asocian a diversos fenómenos climáticos a lo largo del periodo de investigación que operan en múltiples escalas espacio-temporales, favoreciendo allí las rachas húmedas/secas y cálidas/frías.

Además, la combinación única de la respuesta dinámica a gran escala y la respuesta termodinámica independiente a escala regional explican la robusta maximización regional del cambio climático invernal sobre el Mediterráneo, un punto caliente global de cambio

climático donde se han detectado tendencias de calentamiento y secado (Cos et al., 2022; Tuel y Eltahir, 2020).

A escala sinóptica, los CPs anticiclónicos y de levante se asocian generalmente con una ocurrencia de condiciones secas superiores a la media. Los CP que afectan al clima ibérico distinguen la posición e intensidad de la alta subtropical de las Azores y las bajas presiones en latitudes más altas y la ciclogénesis mediterránea (Olmo, et al., 2024). Las transiciones diarias entre patrones son mucho más rápidas en otoño y primavera, mientras que la estación estival está dominada por una estructura persistente de altas presiones -el Alto de las Azores- que da lugar a condiciones cálidas y secas sobre España.

Durante el invierno, una intensa baja subpolar cerca de Islandia y la alta subtropical centrada sobre el sur de Europa y el Mediterráneo disminuyen el desarrollo de las precipitaciones. Los cambios a largo plazo son mayores para las estructuras invernales, que se han encontrado significativamente vinculadas con la fase positiva de la NAO, lo que demuestra la importancia de las interacciones a escala temporal cruzada en el clima regional y local (Stryhal y Huth, 2019).

Además, los patrones sinópticos específicos modulan la aparición de distintos riesgos climáticos, como las precipitaciones graves y las olas de calor (Gil-Guirado et al., 2022; Herrera-Lormendez et al., 2023a; Materia et al., 2022; Miralles et al., 2019). En particular, sobre el sur de Cataluña, la presencia de un sistema de bajas presiones (advección de aire cálido y húmedo del mar Mediterráneo en niveles atmosféricos bajos), un frente frío y el aumento de la humedad en niveles bajos favorecen la desestabilización de la atmósfera, necesaria para el desarrollo de los sistemas de precipitación (Pérez-Zanón et al., 2018).

Además, un conjunto de CP que indican condiciones mayoritariamente estacionarias y estables o estructuras dinámicas y advectivas son responsables de una gran fracción de la varianza de las HW en España (Ventura et al., 2023). Además, las intrusiones de aire sahariano presentan configuraciones sinópticas que a menudo están relacionadas con la circulación ciclónica frente a la costa, en el Atlántico nororiental y un fuerte patrón de dorsal subtropical, promoviendo la advección de masa de aire anómalamente cálido que conduce a HWs en la PI (Sousa et al., 2020a).

Tal y como sugieren las proyecciones del cambio climático, la sequía ya experimentada -especialmente en la estación estival- se reforzará sobre el sur de Europa (IPCC, 2023). Los cambios en la circulación futura, basados en un gran conjunto de simulaciones con GCM (Herrera-Lormendez et al., 2023a), se espera que exacerbe aún más los extremos cálidos y secos sobre Europa, ya que los cambios en la frecuencia y las características intra-patrón de los CP pueden influir directamente en los eventos de impacto.

Las proyecciones indican también una fuerte disminución de la frecuencia de los vientos del oeste y un aumento de los CP del este que favorecen masas de aire más continentales, secas y cálidas sobre Europa central. Estas configuraciones atmosféricas aumentan la desecación estival prevista sobre el centro y el sur de Europa, incluida España (Herrera-Lormendez et al., 2023b). En el norte, este y sureste de España, se prevé que la SLP aumente en todas las estaciones excepto en verano, mientras que en el sur y suroeste se espera que aumente en invierno y disminuya en verano (Ozturk et al., 2022).

Se necesitan más estudios centrados en el análisis de los cambios futuros en la secuenciación estacional o intraestacional de los CP (además de los estudios ya disponibles que analizan la frecuencia estacional total de ocurrencia de las CP), y su implicación en los cambios en los mecanismos físicos y los impactos relacionados (Muñoz et al., 2017).

3.5. Humedad atmosférica

Como se ha reflejado en el Capítulo 3, Sección 6, la humedad atmosférica es una de las variables clave a investigar en un contexto de cambio climático, no sólo para la evaluación de los cambios potenciales en las fuentes de humedad o en los mecanismos de transporte, sino también para la evaluación de los riesgos potenciales para la salud bajo diferentes escenarios climáticos. Sin embargo, la literatura disponible centrada únicamente en la humedad atmosférica es escasa, y la mayoría de las veces se considera como una variable explicativa adicional en los estudios de temperatura y/o precipitación.

Evaluación de modelos

Los GCM del CMIP3 tienden a simular correctamente la humedad relativa (HR) sobre Europa durante el otoño y el invierno, así como sobre los océanos y los mares. Sin embargo, durante la primavera y el verano surgen algunas diferencias en comparación con los productos de observación. En primavera, los modelos globales sobreestimaron la HR en un 5-10% sobre amplias zonas de Europa, mientras que en verano se observa una subestimación de la HR del 10-20% sobre el este y el sur de Europa, que contrasta con una sobreestimación del 5% sobre la Europa más septentrional (Ruosteenoja y Räisänen, 2013). Sin embargo, los conjuntos de datos observacionales también están limitados por la baja densidad de estaciones meteorológicas y su cobertura temporal variable en Europa.

Más recientemente, se han evaluado los GCM de CMIP5 comparándolos con el último conjunto de datos observacionales sobre humedad (HadISDH), mostrando una amplia coincidencia en los cambios a gran escala y a largo plazo tanto para la humedad relativa como para la específica (Dunn et al., 2017). Sin embargo, ninguna de estas simulaciones de CMIP5 reprodujo los cambios observados durante la última década, lo que plantea dudas sobre su capacidad para proyectar cambios fiables para el futuro. También se evaluó la idoneidad de los GCM de CMIP5 para la detección de AR representados por los transportes integrados de vapor de agua (Espinoza et al., 2018). En contraste con la humedad relativa y específica, la media multimodelo mostró una buena representación de los transportes de vapor de agua zonales y meridionales y la frecuencia de AR en comparación con el reanálisis ERA-Interim, con sesgos por debajo de ~10% en las regiones de latitud media. Las simulaciones globales de CMIP5 también capturan los patrones espaciales de precipitación y evaporación terrestre, necesarios para el análisis del reciclaje de la humedad (Findell et al., 2019). También se ha confirmado la idoneidad de las últimas simulaciones de CMIP6 para la detección de AR (O'Brien et al., 2022).

También se han empleado simulaciones climáticas de alta resolución de la iniciativa EURO-CORDEX para evaluar los cambios de humedad en distintos escenarios climáticos. La humedad específica de estas simulaciones en las condiciones climáticas actuales es comparable a las proporcionadas por el reanálisis japonés JRA-55, que asimila las

observaciones mediante un esquema de asimilación 4D-VAR (Scoccimarro et al., 2017). La HR de estas simulaciones también se corrigió utilizando el método Quantile-Quantile basado en estaciones meteorológicas. Las simulaciones con corrección de sesgo proporcionan valores razonables de HR sobre el País Vasco (norte de España) cuando se comparan con el conjunto de datos E-OBS, pero subestiman los extremos de HR (Martija-Díez et al., 2023).

Proyecciones de cambio climático

Los futuros cambios en la HR proyectados por los modelos globales CMIP3 varían en toda Europa bajo el escenario A1B de emisiones intermedias. Se observa una notable reducción de la HR sobre la PI durante todas las estaciones, pero particularmente durante el verano, cuando se encuentra la máxima reducción (10%) (Ruosteenoja y Räisänen, 2013). Un estudio regional sobre el País Vasco (norte de España) utilizando datos EURO-CORDEX confirma esta reducción de la HR tanto para el escenario de emisiones intermedias como para el de emisiones altas (RCP 4.5 y RCP 8.5) en la mayor parte de la zona (Martija-Díez et al., 2023). A finales de siglo, los resultados muestran una reducción de la HR del 2% en las zonas del interior y un aumento del 1% en la costa para el RCP 8.5 (disminución y aumento del 0,5%, respectivamente, para el RCP 4.5). Esto se debe principalmente al aumento de la evaporación oceánica en un clima más cálido. Esta reducción de la HR sobre la PI concuerda con el ligero aumento de la humedad específica previsto por los RCM de EURO-CORDEX en el escenario RCP 8.5 de altas emisiones más cálido (Boé et al., 2020; Scoccimarro et al., 2017). Al mismo tiempo, se prevé que el reciclaje de precipitaciones en la PI aumente en todas las estaciones, excepto en verano, para mediados de siglo en el escenario SSP5-8.5, alcanzando un aumento del 2-8% en términos anuales (Fernández-Álvarez et al., 2023b). Además, como se detalla en el Capítulo 3, el Mar Mediterráneo y la cuenca del Atlántico Norte son fundamentales para el balance de humedad asociado a la PI, por lo que sus cambios son esenciales en los climas futuros. Para mediados (2036-2065) y finales de siglo (2071-2100) según el escenario SSP5-8.5, se prevé un aumento en invierno, primavera y otoño de la fuente de humedad del Mediterráneo (>10 % en comparación con el presente), pero con un ligero descenso en verano. Además, el Atlántico Norte aportará más humedad a la PI, con valores superiores al 20 % en invierno, verano y otoño excepto primavera (Fernández-Álvarez et al., 2023b).

También se observan reducciones considerables similares de la HR en las zonas interiores del sur de Europa. Sin embargo, se prevé un aumento de la HR en el noreste de Europa, sobre todo en invierno. También se observa una distribución geográfica similar de los cambios en la HR en los escenarios B1 de bajas emisiones y A2 de altas emisiones. En esos casos, el descenso máximo de la HR durante el verano varía entre el 7 y el 13%, respectivamente, sobre Europa (Ruosteenoja y Räisänen, 2013). El aumento de la HR sobre el norte de Europa coincide con el aumento previsto de la humedad específica en el norte de Europa por el escenario RCP 8.5 en las simulaciones regionales EURO-CORDEX (Boé et al., 2020; Scoccimarro et al., 2017). El aumento de la evaporación sobre el mar Mediterráneo también es responsable del aumento de la humedad específica sobre el mar y las zonas terrestres adyacentes, lo que podría dar lugar a cambios menores de la HR sobre el continente (Boé et al., 2020). Los cambios de humedad proyectados sobre el norte y el sur de Europa afectarán a la nubosidad, reduciéndola sobre la región

mediterránea y aumentándola sobre los países escandinavos (Coppola et al., 2021a). Al mismo tiempo, también se espera que disminuyan los ratios medios globales de reciclado (en un 2-3% por grado de calentamiento global según una simulación CMIP6), y una mayor cantidad de evaporación oceánica contribuirá a la precipitación continental (Findell et al., 2019).

Así, todas las proyecciones coinciden en una tendencia hacia climas más áridos sobre la PI y el sur de Europa (Ruosteenoja y Räisänen, 2013; Scoccimarro et al., 2017). La disminución de la HR aumentará la evapotranspiración potencial, lo que, junto con el aumento de las temperaturas y la disminución de las precipitaciones, agravará la escasez de agua en zonas ya secas. Por lo tanto, las estaciones húmedas y secas se amplificarán regionalmente, principalmente debido a flujos de humedad más intensos y a un debilitamiento de la circulación tropical, y el ciclo del agua se intensificará con mayores flujos de humedad que desencadenarán precipitaciones más intensas (Allan et al., 2020).

En cuanto a los AR, las pruebas sugieren que el aumento de la humedad atmosférica global, afectado por la escala Clausius-Clapeyron, aumentará la intensidad de los AR y sus precipitaciones relacionadas (Payne et al., 2020). Las simulaciones climáticas de CMIP5 bajo el escenario de altas emisiones RCP 8.5 confirman esto al proyectar un aumento del 50% en la frecuencia de AR y un aumento del 20% en los transportes de vapor de agua más extremos en las latitudes medias, que incluyen las costas de la PI y Europa occidental (Espinoza et al., 2018). Las mismas simulaciones también muestran una expansión en el tamaño de las ARs (25% más largas y anchas), y una disminución en el número de ARs en un 10% aproximadamente (Espinoza et al., 2018). Esta expansión hacia el norte está asociada a un desplazamiento hacia el polo de las trayectorias de las tormentas (Sousa et al., 2020b), lo que provocará una disminución de las precipitaciones sobre las regiones mediterráneas. Bajo SSP5-8.5, se proyecta un aumento de la fuerza y del transporte de humedad en las AR que alcanzan la PI. Además, las fuentes de humedad aumentan su contribución progresiva a las AR que llegan a tierra en la PI, mostrando un desplazamiento latitudinal y una pérdida de importancia en la contribución de humedad para regiones como el Golfo de México en verano y otoño (Fernández-Álvarez et al., 2023c). Así, la contribución a la precipitación del Atlántico Norte hacia Europa y la PI se reducirá y tendrá un impacto en las precipitaciones y una reducción de las precipitaciones a finales de siglo (2071-2100) según una simulación regional del modelo WRF bajo el escenario SSP5-8.5 (Fernández-Álvarez et al., 2023b). Esta reducción de las precipitaciones se ha confirmado sobre el suroeste de la PI con simulaciones WRF alternativas para los escenarios RCP 4.5 y RCP 8.5 (Tuel y Eltahir, 2020). Durante los días con los AR alcanzando tierra, también se prevé que aumenten los transportes de calor latente y sensible sobre Europa occidental (Shields et al., 2019).

El Atmospheric Rivers Tracking Method Intercomparison Project (ARTMIP; O'Brien et al., 2022) ha confirmado que la mayoría de los rastreadores de AR y las simulaciones de CMIP5 y CMIP6 coinciden en el aumento de la frecuencia, el tamaño y el número de AR en escenarios de altas emisiones (RCP 8.5 y SSP5-8.5). Sin embargo, ARTMIP también observó que el detector de AR empleado puede restringir el grado en que los AR penetran tierra adentro o su extensión total, destacando así la importancia de comprender las implicaciones de la incertidumbre para la investigación relacionada con las AR.

Lagunas de conocimiento

A pesar de la creciente atención que la AR está recibiendo durante los últimos años, se están descuidando variables alternativas relacionadas con la humedad, como la humedad relativa o específica. En la mayoría de los casos, dichas variables se consideran un añadido a los estudios de temperatura o precipitación, y pocos estudios se centran realmente en ellas. Además, el número de publicaciones sobre la PI es más bien escaso, lo que resulta sorprendente ya que la PI se considera un punto caliente en el marco del cambio climático. Por lo tanto, se pone de manifiesto una clara necesidad de seguir investigando sobre la humedad.

3.6. Radiación, nubes y aerosoles

La radiación solar superficial (SSR) desempeña un papel crucial en el sistema climático como fuente primaria de energía que impulsa la dinámica atmosférica, las corrientes oceánicas y los procesos de la biosfera global. Como principal componente del balance energético en superficie, controla numerosos procesos como los ciclos de temperatura, los procesos de evapotranspiración u otras actividades biológicas como la fotosíntesis. Además, en las últimas décadas se ha convertido en un importante recurso para el desarrollo de energías renovables, por lo que comprender la variabilidad y evolución de la SSR tiene importantes implicaciones medioambientales y socioeconómicas.

La radiación solar que llega a la superficie depende de su atenuación a través de la atmósfera, donde es absorbida en parte, y en parte dispersada por sus constituyentes. Por ello, la SSR está sujeta a cambios significativos debidos a actividades naturales o antropogénicas. Los cambios naturales se deben a factores astronómicos, al aumento de la carga de aerosoles tras erupciones volcánicas o a la variabilidad de la nubosidad. Entre ellos, la nubosidad puede considerarse la principal causa de variabilidad de la radiación solar en la superficie terrestre (García-Díez et al., 2015; Kothe et al., 2011) pero, a pesar de los esfuerzos por determinar su influencia, persisten grandes incertidumbres sobre la climatología y las tendencias de las nubes (Hartmann et al., 2000), así como sobre su respuesta y retroalimentaciones al forzamiento antropogénico (Dufresne y Bony, 2008; IPCC, 2014a; Randall et al., 2007).

De hecho, la inexactitud de la representación de las nubes en los GCM es la principal fuente de incertidumbre en las estimaciones de la sensibilidad climática y las predicciones del cambio climático (Bony et al., 2015; IPCC, 2014a). Aunque en las últimas décadas se ha realizado un enorme esfuerzo para mejorar la representación de los procesos nubosos en los modelos meteorológicos y también en los GCM (Randall et al., 2013), varios estudios siguen mostrando grandes diferencias entre las observaciones y las simulaciones de nubes de los modelos (Klein et al., 2013).

También hay pruebas del impacto antropogénico en la radiación solar que llega a la superficie, con una disminución también en zonas muy contaminadas (véase, por ejemplo, Li et al., 2017). Estos cambios en la SSR pueden tener profundos efectos en el sistema climático debido al importante papel que desempeña, pero también implicaciones económicas.

Los investigadores se han centrado en evaluar los cambios futuros de la SSR teniendo en cuenta sus implicaciones no sólo para el clima, sino también para el desarrollo de

estrategias energéticas sostenibles y, debido a ello, el número de estudios que analizan la SSR ha aumentado en los últimos años, aunque su análisis de los cambios futuros es limitado en comparación con otras variables (véase, por ejemplo, Dutta et al., 2022; Feron et al., 2020; Gernaat et al., 2021).

Los cambios proyectados en la SSR en diferentes escenarios no son homogéneos en todo el mundo, como demuestran diversos estudios, y los factores del cambio también dependen de las regiones (véanse, por ejemplo, Crook et al., 2011; Dutta et al., 2022; Wild et al., 2015), vinculados a su variabilidad en variables relacionadas (nubosidad y aerosoles). Así pues, las variaciones regionales en las tendencias y patrones de la SSR ponen de manifiesto la necesidad de realizar análisis y evaluaciones localizados.

A pesar de la importancia de la SSR por las razones expuestas, los estudios sobre su variabilidad y proyecciones futuras, así como los estudios sobre variables relacionadas, son escasos para la PI, y la mayor parte de la bibliografía realiza análisis a una escala espacial mayor. Además, la bibliografía se basa sobre todo en los cambios medios y las investigaciones sobre los extremos son escasas.

Los principales resultados sobre los cambios en la SSR hasta 2017 se realizan para regiones más amplias (a nivel mundial o europeo) utilizando GCM y RCM (Bartók et al., 2017; Crook et al., 2011; Jerez et al., 2015; Wild et al., 2015).

A escala continental, se observó una discrepancia en las proyecciones de SSR, en particular para Europa central, especialmente en los meses de primavera y verano, entre los modelos globales y regionales. Un conjunto de RCM de EURO-CORDEX sugirió una disminución general de la SSR sobre Europa central (Bartók et al., 2017; Jerez et al., 2015) en diferentes escenarios para finales de siglo, con una tendencia decreciente de -0.60 W/m^2 por década encontrada en Bartók et al., 2017, donde los autores atribuyen la discrepancia al diferente comportamiento de la nubosidad. Por otro lado, los GCM indicaron un aumento general (Wild et al., 2015) de la SSR sobre Europa, y se atribuye a un aumento de la radiación de cielos despejados sobre la zona. La discrepancia sobre el sector europeo aumentó la incertidumbre en las proyecciones de SSR sobre el continente.

En relación con esa incertidumbre está la evaluación de la cobertura nubosa a partir de los GCM y los RCM. Algunos autores han observado una subestimación de la cobertura nubosa total (TCC) en las simulaciones CMIP5 en la región mediterránea para el clima actual en comparación con los RCM (Enríquez-Alonso et al., 2016), especialmente en la época primavera-verano. Pero a pesar de la ligera mejora en la descripción del comportamiento estacional de la TCC para todo el periodo, los RCMs son incapaces de capturar el comportamiento decadal observado tendencia en TCC (Enríquez-Alonso et al., 2017).

A lo largo del periodo de investigación, los cambios previstos son, sin embargo, sutiles, como se observa en las referencias mencionadas. Los modelos globales de la CMIP5 proyectan para mediados de siglo una tendencia ligeramente negativa para la radiación en cielos despejados (0.002 W/m^2 /año), y una tendencia positiva para la radiación en todos los cielos (0.115 W/m^2 /año) (Wild et al., 2015). Los modelos regionales proyectan para un escenario de caso extremo (RCP 8.5) valores en torno a 5 W/m^2 para finales de siglo en términos anuales, impulsados sobre todo por la señal positiva en verano (Jerez et al., 2015). Los cambios en esa zona parecen estar impulsados principalmente por los cambios en la

nubosidad en la región mediterránea, donde se prevé una disminución como consecuencia del desplazamiento de la célula hadley hacia el norte (Bartók et al., 2017; Enríquez-Alonso et al., 2017; Sánchez-Lorenzo et al., 2017) aunque es necesario un análisis más profundo para determinar las causas de la SSR cambia a través de la PI.

Desde 2017, se han realizado varios estudios sobre la SSR, la nubosidad y los cambios en los aerosoles, que contribuyen al análisis de los cambios futuros sobre la PI. Sin embargo, la mayoría de estos estudios no se centran específicamente en este ámbito y aún faltan investigaciones más específicas.

Desde un punto de vista continental, para finales de siglo, las proyecciones de los modelos globales ven un aumento de la radiación en cielos despejados y una reducción de la nubosidad que van de la mano en el escenario SSP1-2.6, pero el efecto de una disminución de la radiación en cielos despejados se ve superado por una disminución de la nubosidad en SSP5-8.5, lo que resulta en un aumento de la radiación en todos los cielos sobre Europa (Hou et al., 2021).

La discrepancia en los cambios de la SSR durante los meses de verano entre los RCM y los GCM sobre Europa observada en estudios anteriores ha sido atribuida recientemente por varios autores (Boé et al., 2020; Coppola et al., 2021a; Gutiérrez et al., 2020) a la ausencia de evolución del aerosol en los GCM, tal como se informa en (Boé et al., 2020; Gutiérrez et al., 2020; Nabat et al., 2014). Esta incoherencia pone de relieve la importancia de tener en cuenta el aerosol en los RCM para proyectar mejor las tendencias de la SSR y sus impactos climáticos asociados.

Sin embargo, el mayor impacto del contenido de aerosoles se proyecta en Europa central, y esa es la zona donde la incertidumbre de las proyecciones de la SSR es mayor. El impacto de los aerosoles en la SSR sobre el sur de Europa parece ser bajo en las proyecciones futuras, en comparación con la evolución de la nubosidad, al igual que lo fue en las tendencias pasadas durante los períodos de brillo y oscurecimiento, en los que las nubes fueron el factor clave responsable de explicar las tendencias de “brillo”, ya que explican aproximadamente el 75% de los cambios en la radiación solar (Mateos et al., 2014).

Para la PI, se proyecta un aumento futuro de la irradiación solar en términos anuales para mediados de siglo (Gil et al., 2019) con los RCM del proyecto ESCENA, aunque no todos los escenarios coinciden en la distribución geográfica de este aumento. La distribución espacial de los cambios muestra un máximo en el suroeste de la PI y los valores mínimos de cambio sobre las zonas montañosas del norte y en el sureste, en la mayoría de las simulaciones.

Se prevé que los cambios medios anuales para finales de siglo sean inferiores a 5 W/m^2 con respecto a 1971-2000 con un conjunto de RCMs (Bartók et al., 2019) tras aplicar una metodología de corrección de sesgos. Se encuentra cierta variabilidad espacial con cambios mayores en la parte noroeste de España en comparación con otras regiones. En el País Vasco, para el escenario RCP 4.5, la evolución encontrada es diferente en el futuro medio y en el tardío (Martija-Díez et al., 2023). En el periodo 2041-2070 existe variabilidad espacial con zonas en las que la radiación tiende a disminuir, mientras que en las últimas décadas, aunque menos que en el escenario RCP 8.5, el aumento de la SSR es homogéneo en toda la zona.

Sobre una base estacional, la mayor disminución relativa de TCC en el Mediterráneo para las proyecciones futuras se observa en verano y, en segundo lugar, en otoño, mientras que el invierno es la estación con la menor tasa de disminución (Enríquez-Alonso et al., 2016), esto está de acuerdo con el patrón observado para SSR en Müller y Pfeifroth, 2022.

Los cambios medios de la SSR en verano para el escenario RCP 8.5 dependen del modelo utilizado. En general, los cambios en la SSR son mayores en los GCM (Figura 5.6), porque la disminución de la nubosidad también es mayor (Boé et al., 2020). La nubosidad se reduce entre un 5 y un 10% en la PI y la SSR varía entre ~5 y más de 10 W/m² según el modelo y la región (Boé et al., 2020). A mediados de siglo, los cambios encontrados en la cobertura nubosa y la SSR son similares pero menos intensos (Gutiérrez et al., 2020). Aunque se encuentran diferencias entre los RCM con y sin evolución de los aerosoles, la importancia relativa de los cambios en el cielo despejado en comparación con los cambios totales en el cielo es menor sobre Europa occidental, lo que sugiere una disminución importante de la nubosidad allí (Boé et al., 2020; Müller et al., 2019).

Sobre Europa occidental, la disminución prevista de la TCC es importante para finales de siglo (Boé et al., 2020). Sin embargo, para el futuro próximo (2021-2050) los cambios en la TCC son relativamente débiles para todos los GCM y RCMS en verano y presentan un patrón espacial irregular (Gutiérrez et al., 2020). Los GCM muestran una disminución de alrededor del 3-4% de la TCC en el centro y sur de la PI, mientras que en el norte se observa un ligero aumento (0-1%). En Galicia, Cataluña, Aragón y Baleares los modelos discrepan. Los modelos RCM analizados en Gutiérrez et al., 2020 presentan en general las mismas tendencias.

A pesar del aumento de la investigación sobre la SSR y sus fuentes de variabilidad, incluida la nubosidad y los aerosoles, siguen faltando referencias locales relativas a la PI. Además, aunque muchos estudios se centran en los cambios de los valores medios, pocos de ellos analizan la variabilidad o los posibles cambios de los valores extremos (Feron et al., 2020; Gil et al., 2019; Hou et al., 2021). Por lo tanto, es necesario seguir investigando para profundizar nuestros conocimientos en este ámbito.

3.7. Índices multivariables

Peligro de incendio

El sistema canadiense Fire Weather Index (FWI), desarrollado por el Servicio Forestal Canadiense, integra registros meteorológicos diarios (HR, velocidad del viento, temperatura del aire y precipitación acumulada de las últimas 24 h) y calcula la sequedad del combustible y otros parámetros intermedios (van Wagner, C.E., 1987). Es el sistema más utilizado internacionalmente, y el índice de referencia para el Sistema Europeo de Información sobre Incendios Forestales (EFFIS, San-Miguel-Ayán et al., 2012), con el fin de evaluar el nivel de peligro de incendio de forma armonizada en toda Europa. En España, la mayoría de las proyecciones futuras de peligro de incendios se han calculado a partir del sistema FWI.

Desde una perspectiva global, Europa emerge como una de las regiones del mundo con una señal robusta (positiva) de FWI, que se refuerza en intensidad y extensión espacial para GWLs más altos, según las proyecciones globales CMIP6 más recientes de FWI futuros

(Quilcaille et al., 2023). Estos resultados concuerdan con la anterior evaluación global llevada a cabo con un conjunto de modelos de CMIP5 (Bedia et al., 2015), según la cual la sensibilidad al fuego de muchos biomas vulnerables de la Europa templada aumentará en las próximas décadas. El estudio mostró que la región mediterránea tiene una alta sensibilidad a los incendios meteorológicos, y que esta sensibilidad aumentará en un futuro próximo, especialmente en el escenario de altas emisiones (RCP 8.5), aunque los efectos reales sobre las áreas quemadas pueden no aumentar en consecuencia una vez superado un umbral medio de FWI derivado empíricamente, vinculado a una mayor aridez y limitaciones de disponibilidad de combustible, como se muestra en las proyecciones estadísticas de áreas quemadas futuras para Europa (Turco et al., 2018).

Estudios previos anteriores proyectaron los cambios de la FWI en la Europa mediterránea (EUMED), la PI y España utilizando diferentes modelos, escenarios y métodos. Moriondo et al., 2006 utilizaron un único acoplamiento GCM-RCM (HadCM3-HadRM3, 0,44°x0,44°) y los Escenarios de Emisiones del Informe Especial (IE-EE) A2 y B2 para mostrar un aumento general del peligro de incendios en toda EUMED. Giannakopoulos et al. (2009) confirmaron estos resultados utilizando el mismo modelo global (HadCM3) y un escenario GWL de +2 °C. Ambos estudios indicaron un aumento general del peligro de incendios en ambos escenarios futuros en toda la región, debido principalmente a tres factores (1) aumento del número de años con alto peligro de incendios; (2) aumento de la duración de la temporada de peligro de incendios; (3) aumento de eventos extremos (por ejemplo, número total de días con FWI > 45 y episodios con FWI > 45 durante 7 días consecutivos) durante la temporada de incendios. Estos estudios indicaron un aumento del peligro de incendios en la mayor parte del periodo de investigación, especialmente en las regiones meridional y oriental. Además, el número total de días con valores extremos de FWI y la persistencia de episodios extremos de FWI disminuyen progresivamente al pasar de zonas llanas a zonas montañosas (Moriondo et al., 2006). Sin embargo, en el periodo de investigación también se observaron frecuencias elevadas (~90%) a grandes altitudes.

En la misma línea, utilizando simulaciones EURO-CORDEX sobre la cuenca mediterránea, se prevé que la frecuencia de incendios inducidos por el calor aumente en un 14% a finales de siglo (2071-2100) en el escenario RCP 4.5, y en un 30% en el RCP 8.5, lo que sugiere que la frecuencia y el alcance de los grandes incendios forestales aumentarán como consecuencia de los cambios previstos en la frecuencia de los Tipos de Clima de Incendio (FWT, Ruffault et al., 2020). En este caso, los FWT se describen mediante cinco variables que caracterizan diferentes niveles de aridez del combustible (de escala semanal a mensual) y las condiciones meteorológicas sincrónicas a corto plazo (es decir, a escala diaria) que controlan la aparición y propagación de los incendios forestales. Las variables incluyen la temperatura media diaria, la velocidad del viento, la HR y dos códigos acumulativos de humedad del combustible del sistema FWI, a saber, el código de humedad del mantillo (DMC) y el código de sequía (DC).

Bedia et al., 2013 aplicaron el método de análogos para reducir la escala de las proyecciones de peligro de incendios de un único GCM (ECHAM5) en el escenario A1B para varias localidades de España y Grecia. Validaron su método con datos de reanálisis y lo compararon con un RCM (RACMO2), encontrando patrones espaciales similares a los de los estudios previos de aumento del peligro de incendios en la primera mitad del siglo 21st, pero

divergentes en la segunda mitad, atribuidos por los autores a las limitaciones del método estadístico para extrapolar a las condiciones extremas sin precedentes de FWI proyectadas para la última parte del periodo en algunas zonas.

Herrera et al., 2013 identificaron problemas metodológicos con el uso de valores medios diarios para el cálculo del FWI, lo que podría afectar a las señales de cambio climático proyectadas en algunos estudios anteriores. Para ello, desarrollaron sus propias simulaciones con un RCM (WRF acoplado a ECHAM5). Sus resultados coincidieron con los de estudios previos en cuanto a anomalías positivas del FWI, más acentuadas en las zonas centrales de España, y allanaron el camino para el uso de la base de datos ENSEMBLES (van der Linden, P., Mitchell, J.F.B., 2009) para el cálculo del FWI, las simulaciones de alta resolución más avanzadas del momento. Como resultado, se elaboraron nuevas proyecciones dinámicas de los cambios de la FWI en la región mediterránea utilizando las simulaciones de ENSEMBLES a partir de cinco acoplamientos GCM-RCM diferentes (Bedia et al., 2014). Se aplicó una combinación óptima de variables proxy para superar las limitaciones de los datos de ENSEMBLES para el sistema FWI en relación con la agregación temporal de los resultados del modelo. Se encontró una señal positiva y robusta de aumento del peligro de incendios para España en el siglo 21st, más pronunciada en la segunda mitad del siglo. Se describieron notables incrementos para algunos indicadores críticos derivados del FWI como la frecuencia de eventos FWI > 30 (FOT30) y la duración de la estación de incendios. Sin embargo, tanto el FOT30 como la duración de la estación de incendios muestran una gran dispersión multimodelo, aumentando para el segundo y tercer intervalos de tiempo futuros considerados (2041-2070 y 2071-2100), lo que indica un alto grado de incertidumbre en estos aspectos no visto en proyecciones anteriores con un único modelo (Giannakopoulos et al., 2009; Moriondo et al., 2006). Las condiciones FWI medias del JJAS (junio-julio-agosto-septiembre) y el percentil 90th del FWI proyectado para España muestran una señal positiva consistente, acentuada en la última parte del periodo transitorio (2071-2100), con una dispersión mucho menor.

En los últimos tiempos se han introducido algunas modificaciones en la definición original de FWI para tener en cuenta la inestabilidad atmosférica (Pinto et al., 2020) como factor adicional de peligro de incendios de suma importancia para caracterizar el Peligro Meteorológico Extremo de Incendios (EMFD). Por ejemplo, Bento et al., 2023 encontraron que el EMFD aumentaría significativamente tanto en frecuencia como en intensidad a finales del siglo 21st en la PI, especialmente bajo el escenario RCP 8.5, con los mayores incrementos ocurriendo en las estaciones de verano y otoño, usando un ensemble de RCMs de la iniciativa EURO-CORDEX. La región noroccidental de Iberia, incluyendo el norte de Portugal y el noroeste-centro de España, son las regiones con mayores aumentos en los incendios futuros. peligro. También constatan un alargamiento de la temporada de incendios, con una ampliación prevista del periodo de peligro hasta junio y, en menor magnitud, hasta septiembre.

En conjunto, estos resultados contribuyeron a las líneas de evidencia previas que apuntaban a un aumento de las condiciones de peligro de incendios en EUMED, y en España en particular, con patrones espaciales consistentes de aumento de la FWI en la PI central y oriental, y también un alargamiento de la estación de incendios y de las condiciones medias de la FWI en las zonas atlánticas.

Confort humano y estrés térmico

Para muchos impactos, como la salud humana, el confort térmico y la productividad laboral, así como para sectores específicos (por ejemplo, el turismo), la interacción de varias variables puede potenciar su efecto individual. Los estudios mundiales muestran aumentos observados y previstos de calor sensible (por el aumento de la temperatura del aire) y latente (por el aumento de la humedad) en respuesta al forzamiento antropogénico del clima por los GEI, que dan lugar a cambios mayores en los índices de calor-humedad que en el caso de la temperatura del aire por sí sola (Matthews, 2018). En Europa, los cambios de la temperatura del aire son mayores en el sur que en el norte, a diferencia de los cambios del estrés térmico máximo estival (combinación de alta temperatura y alta humedad), que son más uniformes en todo el continente (Casanueva et al., 2020a). Esto podría deberse a la disminución prevista de la HR en la región mediterránea, que contrarresta el fuerte aumento de la temperatura y, por tanto, se traduce en un cambio menor del estrés térmico.

Desde un punto de vista metodológico, disponer de índices multivariantes implica examinar las relaciones entre variables y cómo los diferentes modelos climáticos y enfoques de reducción de escala son capaces de representarlas. Los RCMs presentan importantes sesgos en los índices de estrés térmico, por ejemplo, se encuentra una subestimación general de los eventos de estrés térmico moderado en el sur de Europa (Scoccimarro et al., 2017; Vautard et al., 2021). La contribución de los RCM a los sesgos en el estrés térmico es dominante con respecto a la contribución de los GCM, probablemente debido a la fuerte dependencia de las parametrizaciones físicas (Vautard et al., 2021). Dado que muchas políticas (por ejemplo, relacionadas con la productividad laboral) están asociadas a la superación de umbrales absolutos, se suele aplicar BA. El BA (mediante EQM y el método ISIMIP de preservación de la tendencia) de las variables meteorológicas individuales que forman un índice de estrés térmico (basado en la temperatura del punto de rocío y la temperatura del aire) es capaz de mejorar la representación de las relaciones inter-variables simplemente centrando las distribuciones marginales (Casanueva et al., 2019). En cuanto a las proyecciones futuras, BA conduce a cambios (en general, reducción) de las señales originales simuladas de los índices de estrés térmico. Sin embargo, la incertidumbre relacionada con el método BA es generalmente menor o similar a la incertidumbre del modelo.

Se prevé que la exposición al calor ambiental y la superación de los umbrales relevantes para el impacto aumenten en el transcurso del siglo 21st en general en Europa (Casanueva et al., 2020a; Scoccimarro et al., 2017), siendo el Mediterráneo una de las regiones con las tendencias más marcadas en varios índices de estrés térmico (Schwingshackl et al., 2021). Por ejemplo, por cada grado de aumento de la temperatura media global, la temperatura máxima diaria y la temperatura aparente aumentan 1,8 K/K, el índice de calor y el humidex aumentan 2.2, el WBGT (Wet Bulb Globe Temperature) aumenta 1.4 K/K y el UTCI (Universal Thermal Climate Index) aumenta 1.9 K/K en la región mediterránea.

El estrés térmico máximo estival a la sombra en la España continental en general puede pasar de 26-29°C en el clima actual a 28-29°C, 28-31°C y 30-32°C en 2070-2099 para los escenarios RCP 2.6, RCP 4.5 y RCP 8.5, respectivamente. En consecuencia, se prevé que el estrés térmico máximo estival en el sol aumente de 29-32°C a 30-33°C, 32-34°C y 34-36°C en 2070- 2099, respectivamente para los tres escenarios (Figura 5.5). Se prevé que el estrés térmico máximo sea mayor, pero también más frecuente, ya que se prevé

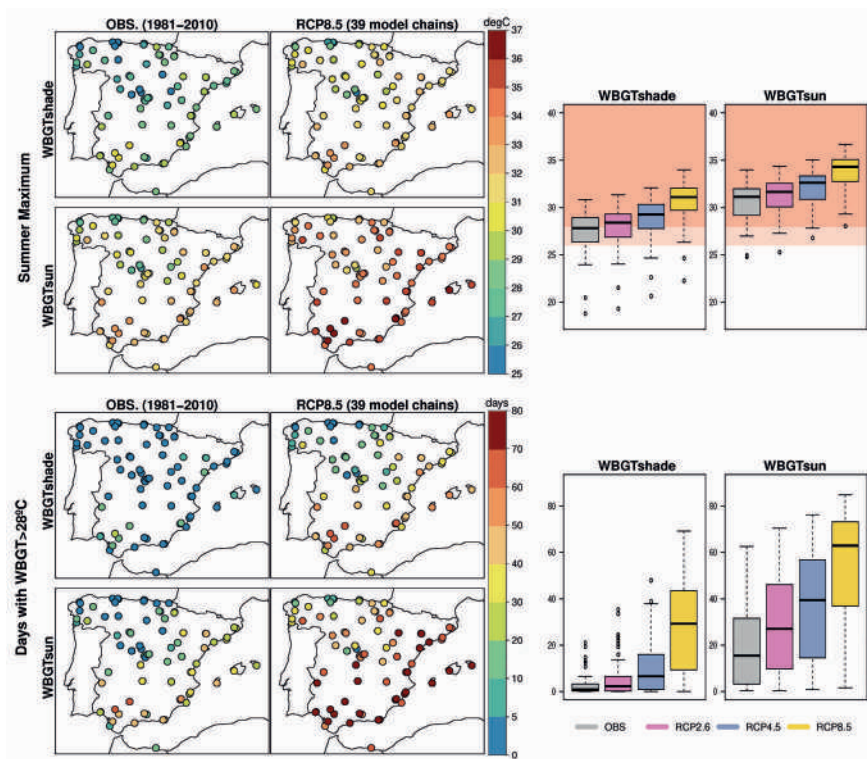


Figura 5.5. Máximo estrés térmico en verano (panel superior) y número de días con estrés térmico superior a 28 °C (panel inferior). Los mapas representan los valores observados y previstos (media MME para RCP 8,5 en 2070-2099) para el estrés térmico a la sombra (WBGTshade) y al sol (WBGTsun). Los gráficos de caja resumen los resultados para los tres RCP (2,6, 4,5 y 8,5) en 2070-2099 y dos implementaciones de WBGT para estaciones españolas. Fuente: Adaptado de Casanueva et al., 2020.

que las condiciones de estrés térmico extremo aumenten en 5-15, 15-30 y 30-50 días al año en la región mediterránea a finales de siglo con respecto al clima actual para los tres RCP, respectivamente (Casanueva et al., 2020, Figura 5.5). Las proyecciones climáticas son cualitativamente coherentes entre los índices de estrés térmico. En particular, considerando el humidex, se proyecta un enorme malestar (humidex entre 40-45) en el sur de Europa bajo RCP 8.5, por ejemplo en las llanuras del suroeste de España (Soccimarro et al., 2017). Considerando la temperatura de bulbo húmedo (TW), los mayores incrementos históricos de días críticos (TW por encima de 26°C) en ciudades europeas se encuentran en España, con Valencia a la cabeza de la clasificación de forma consistente a través de RCMs (Karwat y Franzke, 2021). En Madrid, los valores globales de TW son ligeramente inferiores, pero aún así pueden superar el nivel de 32 °C con el RCP 8.5, lo que provocaría un estrés térmico grave.

Este estrés térmico tiene importantes consecuencias en los sectores sanitario y económico. La mortalidad relacionada con el calor puede aumentar en torno a un 7.9% por década en España para el RCP 8.5 en 2050, lo que supone casi el doble de la tendencia de riesgo de mortalidad para el RCP 2.6 (Karwat y Franzke, 2021). En cuanto a la productividad laboral, a finales del siglo XXI bajo el RCP 8.5, la cantidad de horas de trabajo perdidas por estrés térmico puede alcanzar más del 50% en algunas localidades de España, siendo Sevilla la más afectada con un 30%, 40% y 57% de horas perdidas por estrés térmico para RCP 2.6, RCP 4.5 y RCP 8.5, respectivamente (medias MME para 2070-2100; Casanueva et al., 2020). España será uno de los países más perjudicados económicamente por el calor excesivo en el futuro, pasando de unas pérdidas del producto interior bruto (PIB) nacional de alrededor del 0.5% en el clima actual (1981-2010) al 2% en 2040 y al 3% en 2060 (García-León et al., 2021).

Junto con la pérdida de productividad laboral, la demanda de electricidad y las concentraciones de ozono no se escalan linealmente con la magnitud del calentamiento futuro, es decir, los mayores incrementos se dan durante las quincenas más cálidas dado el mismo nivel de calentamiento (Garrido-Pérez et al., 2023). Así pues, a medida que las temperaturas sigan aumentando, sería más beneficioso reorganizar las vacaciones de verano (es decir, pasar de la segunda quincena de agosto, que es la principal, a la segunda quincena de julio, que es la más calurosa) para reducir las pérdidas de productividad laboral, la demanda de electricidad y las concentraciones de ozono (Garrido-Pérez et al., 2023).

El turismo será uno de los sectores más afectados por el cambio climático en España. En la actualidad, casi todo el Mediterráneo presenta más de 90 días al año con condiciones aceptables (índice climático turístico, CIT, entre 4-5) y España cuenta con hasta 60 días al verano con condiciones climáticas ideales en la mayoría de las zonas costeras (CIT entre 6-7). En Canarias, las regiones costeras tienen actualmente entre 20-30 días excelentes e ideales al mes (Índice de Clima Turístico, CIT, entre 80-89 para “excelente” y por encima de 90 para “ideal”) e, incluso durante los meses de invierno, más de la mitad de los días pueden considerarse excelentes para el turismo urbano (Carrillo et al., 2022a).

Las proyecciones para 2075-2094 (en el escenario A1B del IE-EE) sugieren un importante deterioro de las condiciones óptimas estivales en España (que afectará especialmente al turismo de playa), con un aumento de unos 30 días de condiciones aceptables en la cuenca atlántica a expensas de una reducción del número de días ideales en otros lugares. Esto irá de la mano de una mejora general en las temporadas de entretiempo, por ejemplo, aumentando las condiciones ideales a medida que disminuyen las aceptables en primavera (Amengual et al., 2014).

Por regiones, se espera un desplazamiento hacia el norte de los activos climáticos, lo que dará lugar a excelentes potenciales climáticos en el centro y norte de España, mientras que es probable que disminuyan en las regiones del suroeste durante las estaciones altas (Cardell et al., 2023; Díaz-Poso et al., 2023b). En cuanto al turismo urbano (basado en el Índice de Clima Vacacional, HCI:Urbano), a mediados de siglo (2041-2060) las regiones con mejores condiciones de confort seguirán siendo Baleares, Murcia, Valencia y Andalucía, para RCP 4.5 y RCP 8.5 (Díaz-Poso et al., 2023b). A finales de siglo bajo RCP 8.5, las Baleares y Andalucía (dos de las regiones que reciben mayor número de turistas), son, junto con Extremadura y Murcia, las regiones con mayores descensos de HCI:Urbano (2.91%,

3.33%, 3.75% y 3.34% respectivamente, respecto a 1986-2005, en base a la media del conjunto EURO-CORDEX). Por el contrario, Asturias, Cantabria, La Rioja, Galicia y el País Vasco, mejorarán considerablemente el confort urbano, con incrementos del HCI:Urbano del 11.27%, 9.67%, 8.27%, 7.13% y 5.86%, respectivamente (Díaz-Poso et al., 2023b).

En las Islas Canarias, las previsiones muestran una mejora de la primavera al otoño en las zonas más altas. Sin embargo, se espera un menor número de días excelentes para el turismo (basado en TCI) especialmente en verano en el sur de Tenerife y Gran Canaria, y gran parte de Fuerteventura y Lanzarote, donde se encuentra la mayor parte de la infraestructura hotelera. Los días excelentes e ideales pueden aumentar en invierno y en temporada baja en las zonas más visitadas (Carrillo et al., 2022a).

Por actividades, se prevé un deterioro general de las condiciones climáticas óptimas para las actividades de interior (es decir, ciclismo, culturales, fútbol, golf, senderismo) en verano, mientras que la primavera y el otoño podrían beneficiarse de condiciones climáticas favorables (Bafaluy et al., 2014) y se espera un aumento general futuro de los potenciales climáticos excelentes en invierno (Cardell et al., 2023). Solo los deportes náuticos podrían experimentar un aumento importante del número anual de días calificados como ideales, ya que podrían practicarse no sólo en la temporada alta (verano), sino también en las temporadas bajas (Bafaluy et al., 2014). En concreto, el otoño se convertirá en la estación ideal para la navegación a vela, por lo que las empresas dedicadas a este sector deberían explorar la ampliación de esta actividad al otoño (Cardell et al., 2023).

Aún quedan algunas cuestiones abiertas en relación con el estrés térmico y el confort humano en España. Aunque la incertidumbre de los escenarios se tiene en cuenta en la mayoría de los estudios, sólo unos pocos cuantifican la incertidumbre de los modelos y sólo algunos utilizan un gran conjunto de RCM. La investigación futura podría beneficiarse del uso combinado de RCM con métodos de ESD, incluyendo aquellos que abordan aspectos multivariantes. La bibliografía sobre las Islas Baleares y Canarias es escasa; en esta revisión sólo se encontró un artículo sobre las Islas Canarias, basado en un único RCM dirigido por varios GCM.

Índices agroclimáticos

Los viñedos europeos representan aproximadamente el 52.7% del total de las superficies de cultivo de vid en el mundo, localizados principalmente en España, Francia e Italia (Cardell et al., 2019b). Además de las temperaturas y las precipitaciones, se definen algunos índices agroclimáticos para caracterizar las condiciones climatológicas en la estación de crecimiento (Serrano-Notivol y Beguería, 2021). Por ejemplo, el índice de Winkler combina las temperaturas máximas y mínimas diarias y proporciona información sobre la acumulación de calor durante la estación de crecimiento, el índice de Huglin (HI) se refiere a la suma de las temperaturas necesarias para el desarrollo de la vid y la maduración de la uva, el grado-día biológicamente efectivo (BEDD) da cuenta de la acumulación de calor y el índice hidrotérmico de Branas, Bernon y Levadoux (BBLI) cuantifica la influencia de la temperatura y la precipitación en el rendimiento de la uva y la calidad del vino.

El cambio climático afectará negativamente a la viticultura en el sur de Europa. Por un lado, el futuro aumento de las temperaturas se relaciona con un mayor estrés térmico acumulado

(más de 400 °C de aumento en el HI para 2041-2070; Fraga et al., 2013). Por otro lado, se prevé que se intensifiquen las condiciones de sequía durante el periodo vegetativo (Fraga et al., 2013). Además, la disminución prevista de las precipitaciones y las mayores tasas de evapotranspiración debidas a un clima más cálido probablemente aumentarán las necesidades de agua (Cardell et al., 2019b) y el sector deberá adaptarse incluyendo el riego de cultivos o métodos de mitigación del estrés hídrico. Los resultados de las proyecciones ENSEMBLES (Fraga et al., 2013) y EURO-CORDEX (Cardell et al., 2019b; Velasco Horcajada, 2023) coinciden cualitativamente para España. Por ejemplo, HI y BEDD, que dependen exclusivamente de las temperaturas, muestran un aumento generalizado en toda la PI bajo un GWL de 4 °C (Velasco Horcajada, 2023). Este aumento es especialmente notable en zonas como la meseta norte y las zonas montañosas, precisamente aquellas regiones con valores observados más bajos en el clima actual. Las diferencias en las señales de cambio climático están condicionadas por el modelo climático, siendo la incertidumbre asociada al método BA menor que la incertidumbre del modelo. Se prevé que el índice BBLI (que combina temperatura y precipitación) disminuya en amplias zonas de la PI (Velasco Horcajada, 2023). Todo lo anterior apunta a una reducción de las viñas de calidad de mesa y de la producción de uva de vinificación (Cardell et al., 2019b), que podría acentuarse debido a una mayor variabilidad interanual (Fraga et al., 2013).

Para el caso particular de la producción de vino en Rías Baixas, se prevén tendencias crecientes de los índices de Winkler y Huglin en el escenario A1B del IE-EE, en consonancia con la tendencia creciente observada en 1958-2005 (Lorenzo et al., 2013). Con el clima más cálido y seco previsto en la región, el espectro varietal de la DO Rías Baixas podría cambiar sustancialmente, ya que la idoneidad para el cultivo de una determinada variedad depende en gran medida de la temperatura.

Mientras que los estudios anteriores utilizan RCM, para proyectar acumulaciones de frío y calor se ha recurrido a la reducción de escala estadística basada en redes neuronales artificiales (Egea et al., 2022). Estos índices se utilizan para crear herramientas de decisión que ayuden a los productores y a otras partes interesadas a diseñar políticas de producción y económicas óptimas a medio y largo plazo. Las acumulaciones de frío y calor son relevantes para la producción de fruta de hueso (melocotón, albaricoque, ciruela y cereza dulce) en España; por ejemplo, los cultivares requieren acumulaciones de frío específicas, de lo contrario puede producirse una floración pobre, retraso en la floración y brotación, y falta de uniformidad en ambos procesos. Los escenarios futuros muestran una clara disminución del frío acumulado en las zonas cálidas, en el norte de Extremadura y en algunas zonas del interior del Mediterráneo. A medida que disminuye la acumulación de frío en los escenarios futuros, aumenta proporcionalmente la acumulación de calor (Egea et al., 2022). Para asegurar la idoneidad adaptativa de los diferentes cultivares, puede ser necesaria una relocalización, y algunos de los cultivares deberían ser trasladados a zonas próximas (zonas interiores en el área mediterránea o hacia Extremadura en el caso del Valle del Guadalquivir) donde los requerimientos de frío se cumplirán incluso en los escenarios futuros, y se espera que los riesgos de heladas disminuyan (Egea et al., 2022).

Basándose en los GCM, las tendencias decrecientes previstas en las acumulaciones de frío también se encuentran en Zaragoza y están asociadas a siete cultivares de cerezo dulce (Fadón et al., 2023). Para tres de las siete especies, la mayoría de los GCM predicen

riesgos medios o bajos para 2050 y 2085 bajo el escenario RCP 4.5. En el escenario RCP 8.5, sobre todo a finales del siglo 21st, se espera que cuatro de los cultivos con altas necesidades de frío no satisfagan sus necesidades de frío con mucha frecuencia. Aún así, las cerezas dulces podrían adaptarse a regiones con perfiles de frío medio y alto (Fadón et al., 2023).

Sequía y aridez

La sequía y la aridez plantean grandes desafíos para la economía, los ecosistemas y el sector agrícola (Zhou et al., 2019). Según el último informe del IPCC (IPCC, 2023), la agricultura y las sequías ecológicas se han hecho más frecuentes e intensas con 0.5 °C de aumento adicional de la temperatura global. Por tanto, en un mundo en calentamiento global, se prevén cambios en los patrones de este tipo de fenómenos, convirtiéndolos en factores críticos para la gestión del agua (García-Valdecasas Ojeda et al., 2021b), las evaluaciones del riesgo de incendios (Chaparro et al., 2016; Turco et al., 2013) y la implementación de estrategias de mitigación y adaptación al cambio climático. Esto es especialmente importante en regiones como la PI y Canarias, donde existen regiones secas con periodos prolongados sin precipitaciones.

El aumento de la temperatura global incrementará la demanda evaporativa atmosférica (DEA), lo que provocará un aumento de la aridez global (Asadi Zarch et al., 2017; Sherwood y Fu, 2014, entre otros). Estas condiciones se agravarán en las regiones en las que se prevé una disminución de las precipitaciones. Este es el caso de la PI, que, como parte de la región mediterránea, ha sido identificada como un punto caliente del cambio climático (Giorgi, 2006). Aquí, las pruebas de la reducción del ciclo del agua son sólidas en todos los escenarios climáticos futuros, con una baja incertidumbre en el signo de los cambios. En este contexto, los estudios centrados en los cambios en las condiciones de aridez para la PI sugieren una reducción significativa de las precipitaciones, especialmente hacia finales de siglo y bajo el escenario business-as-usual (RCP 8.5), con reducciones de hasta el 30-40% sobre la PI meridional (Carvalho et al., 2022; García-Valdecasas Ojeda et al., 2020a, b). Este hecho, combinado con el aumento de la DEA, que es más pronunciado en esta zona, es probable que conduzca a una disminución de la evapotranspiración superficial debido al agotamiento del contenido de agua del suelo (García-Valdecasas Ojeda et al., 2020a, b). Como excepción, se prevén aumentos de la evapotranspiración superficial en las regiones montañosas, como los Pirineos, pero también un aumento de la aridez, ya que se prevé una disminución del equilibrio entre precipitación y evapotranspiración (Carvalho et al., 2022). Esto último es apoyado por Andrade et al., 2021, quienes utilizaron los índices de aridez Martonne (De Martonne, 1923), Pinna Combinative (Zambakas, 1992) y Erinc (Erinc, 1965) para analizar las condiciones futuras y encontraron un aumento de la aridez sobre la PI en el futuro. Los resultados de estos tres índices, que se calcularon con un MME de simulaciones EURO-CORDEX corregidas de sesgo, mostraron condiciones más áridas de 2041 a 2071 en comparación con el pasado reciente (1961-1990) bajo RCP 4.5 y RCP 8.5, especialmente en las regiones del sur peninsular. Además, se espera que las Islas Canarias experimenten condiciones más secas debido a una reducción de las precipitaciones. Estos cambios serán más notables bajo el RCP 8.5 y en el sureste de Tenerife y Gran Canaria (Carrillo et al., 2023).

Mientras que la aridez se refiere al equilibrio medio a largo plazo entre la demanda de agua (es decir, la evapotranspiración) y la oferta de agua (es decir, las precipitaciones), la sequía se asocia a la escasez de agua durante un periodo concreto, por lo que puede considerarse un extremo. También se prevé que los cambios en las condiciones de sequía aumenten tanto en frecuencia como en gravedad en la región mediterránea. Esto es especialmente cierto para la PI y las Islas Canarias, donde numerosos estudios, utilizando diferentes metodologías, sugieren que la sequía empeorará en el futuro. Es decir, en esta región se encuentra una señal sólida relativa al aumento del peligro de sequía utilizando tanto datos globales (por ejemplo, Vicente-Serrano et al., 2020; Vicente-Serrano et al., 2022) y RCMs (Spinoni et al., 2018); basado en un número reducido de simulaciones climáticas (García-Valdecasas Ojeda et al., 2021b) o con el apoyo de conjuntos multimodelo RCM/GCM CORDEX (Álvarez et al., 2024; Driouech et al., 2020; García-Valdecasas Ojeda et al., 2021a; Spinoni et al., 2020); utilizando diferentes emisiones escenarios (Soares et al., 2023b; Spinoni et al., 2021), periodos futuros y niveles de calentamiento (GWL).

Los índices de sequía normalizados, como el Índice de Precipitación Normalizado (SPI, McKee et al., 1993) y el Índice de Evapotranspiración por Precipitación Normalizado (SPEI, Vicente-Serrano et al., 2010), se han utilizado ampliamente para evaluar las características de la sequía. Esto se debe principalmente a su carácter multiescalar, que permite utilizarlos para investigar diversos tipos de sequías. Así, en el caso de la PI, se suele aplicar la escala temporal de tres meses para evaluar la sequía meteorológica. Sin embargo, las escalas temporales de 6 o 12 meses parecen ser más adecuadas para caracterizar la sequía agrícola e hidrológica, respectivamente (García-Valdecasas Ojeda et al., 2017). En general, tanto los estudios globales como los regionales basados en índices de sequía muestran un consenso sobre la tendencia prevista en la PI en términos de sequía. Todos estos estudios indican que las condiciones de sequía empeorarán, acentuándose en los escenarios de mayores emisiones a finales de siglo. Sin embargo, la magnitud de los cambios previstos depende en gran medida de una serie de factores que deben tenerse en cuenta a la hora de evaluar la sequía en un clima cambiante. Por un lado, el uso de índices combinados como el SPEI o el índice de sequía de reconocimiento (RDI, Tsakiris et al., 2007), que tienen en cuenta el DEA a la hora de hacer un seguimiento de los episodios de sequía, parece ser fundamental en regiones áridas como la PI y a medida que aumentan las temperaturas. Por tanto, la no inclusión de esta variable en el índice podría conducir a errores significativos en la caracterización de la sequía (Carrillo et al., 2023), ya que esta variable podría ser un importante impulsor de la severidad de la sequía. En este sentido, muchos estudios reportan cambios mucho más significativos en las condiciones de sequía sobre la PI cuando se utilizó el SPEI en comparación con la proyección obtenida a partir del SPI (Carrillo et al., 2023; Esteban-Parra et al., 2022; García-Valdecasas Ojeda et al., 2021a; Soares et al., 2023b; Spinoni et al., 2020, 2021). Del mismo modo, la selección de las fórmulas de DEA podría tener un impacto significativo en la estimación de los eventos de sequía. Comúnmente, la DEA se estima siguiendo una de estas ecuaciones: (1) Thornthwaite (TH, Thornthwaite, 1948), que se basa en la temperatura media, (2) Hargreaves (HG, Hargreaves y Samani, 1985), que utiliza la temperatura máxima y mínima, y (3) Penman-Monteith (PM, Allen et al., 2006), que incluye variables adicionales como la radiación neta, la velocidad del viento o la presión de vapor. Varios estudios señalan la PM como una de las ecuaciones más adecuadas para estimar la DEA para el cálculo de índices de sequía, especialmente en el contexto del cambio climático (por ejemplo, Donohue

et al., 2010). Sin embargo, no siempre puede aplicarse, ya que PM requiere un mayor número de variables hidrometeorológicas para su cálculo, que no siempre están disponibles. En este caso, HG parece apropiado, a pesar de producir subestimaciones en regiones ventosas y sobreestimaciones en condiciones climáticas cálido-húmedas (Tabari et al., 2013). En cualquier caso, parece más apropiado que TH, que sobreestima las sequías (Han y Singh, 2023) en periodos secos, especialmente cuando se producen temperaturas extremas. Otra consideración importante es la selección del periodo de referencia a la hora de calcular características de la sequía como la frecuencia, la gravedad o la duración para condiciones preestablecidas (Um et al., 2017) y futuras. Esto es especialmente relevante cuando se utilizan proyecciones, con fuertes tendencias esperadas en las variables relacionadas con la sequía para finales de siglo (García-Valdecasas Ojeda et al., 2021a). Es decir, los índices de sequía futura se calculan normalmente utilizando índices autocalibrados o relativos. Los índices autocalibrados se calculan a lo largo de todo el periodo de estudio (desde el pasado reciente hasta el futuro lejano), mientras que los índices relativos sólo consideran el presente-pasado a la hora de ajustar los parámetros de distribución espacial. Así, en un estudio sobre el impacto del periodo de calibración en la proyección de diferentes características de la sequía calculando el SPEI en una escala temporal de 12 meses, García-Valdecasas Ojeda et al., 2021 descubrieron que los índices autocalibrados muestran un aumento de la frecuencia y duración de los episodios de sequía, mientras que los índices relativos indican un empeoramiento de la sequía asociado a episodios extremadamente prolongados.

Energías renovables

Según el IPCC, 2022, “todas las trayectorias mundiales modelizadas que limitan el calentamiento a 1.5 °C sin rebasamiento o con rebasamiento limitado, y las que limitan el calentamiento a 2 °C (>67%), implican reducciones rápidas y profundas, y en la mayoría de los casos inmediatas, de las emisiones de GEI en todos los sectores. Las estrategias de mitigación modelizadas para lograr estas reducciones incluyen la transición de los combustibles fósiles sin captura y almacenamiento de carbono (CAC) a fuentes de energía de muy bajo o nulo contenido en carbono, como las energías renovables o los combustibles fósiles con CAC”. Para ello, “en 2050 casi toda la electricidad debería suministrarse a partir de fuentes de carbono cero o bajas en carbono, como las renovables, combinadas con una mayor electrificación de la demanda energética”, según el IPCC, 2022. Esta transición supone un gran reto en todo el sector energético que tiene, por otro lado, múltiples cobeneficios, entre ellos mejoras en la calidad del aire y la salud.

En este marco, la viabilidad, operatividad y estabilidad de los sistemas eléctricos alimentados predominantemente por energías renovables, como la eólica y la solar, ha sido el principal foco de atención de los estudios realizados en España en los últimos años con el fin de apoyar científicamente la transición adecuada y la vía de adaptación hasta finales de siglo basada en los escenarios y simulaciones de cambio climático más avanzados.

Partiendo del concepto de sequía energética (De La Vara et al., 2020; Gutiérrez et al., 2021; Kapica et al., 2024), que refleja periodos de baja productividad, los estudios analizaron cómo evolucionará el sistema eléctrico de España, basado en las energías eólica y solar, a lo largo del próximo siglo, y cómo podrían combinarse ambas fuentes de energía para minimizar la ocurrencia de eventos de sequía energética (Jerez et al., 2019). Jerez et al.,

2019 realizaron un análisis más profundo para estudiar la complementariedad temporal de ambas fuentes de energía a varias escalas temporales.

La principal conclusión de todos los estudios es que un sistema híbrido, independientemente del escenario climático, podría reducir los requisitos de almacenamiento de energía y conducir a una reducción global de los días de sequía a lo largo del año en comparación con un sistema basado en uno de ellos por separado. Asimismo, una elevada cuota de energía fotovoltaica, al menos del 50%, reduce el impacto sobre la producción media total fotovoltaica-más-eólica y la variabilidad temporal de la producción diaria.

4. Regiones de especial interés

En esta sección, consideramos las regiones geográficas a pequeña escala, claramente delimitadas, que suelen estar más allá de la escala hábil de los grandes conjuntos de proyecciones regionales. También presentan contrastes difíciles (orográficos, tierra-mar, uso del suelo, etc.) que a menudo requieren análisis específicos. En particular, consideramos el caso de las Islas Canarias y diferentes regiones montañosas.

Otras áreas no se consideraron en detalle debido a los pocos estudios disponibles. Dos casos particulares representan importantes lagunas de conocimiento. Uno es el de las Islas Baleares, que suelen ser objeto de estudios que se centran, en principio, en la España continental y estas islas. Sin embargo, suelen extraerse pocas conclusiones para las islas y la resolución espacial de los productos de reducción de escala utilizados (por ejemplo, las simulaciones CORDEX EUR-11) representan a las islas mediante unas pocas celdas de cuadrícula incapaces de representar adecuadamente los detalles orográficos y de la línea de costa. Los pocos estudios específicos disponibles tratan principalmente de los impactos en diferentes sectores, como el turismo (Bafaluy et al., 2014; Torres et al., 2021) o la energía (De La Vara et al., 2020). La segunda laguna bibliográfica importante identificada se refiere a las zonas urbanas, donde el clima afecta a muchas personas. Dado que la presencia de las ciudades modifica su entorno, las zonas urbanas requieren proyecciones climáticas específicas más allá de las correspondientes a su ubicación general. Las ciudades se encuentran más allá de las escalas de habilidad tanto de los GCM como de los RCM. Estos últimos pueden incluir parametrizaciones específicas (modelos de dosel urbano; Garuma, 2018) para dar cuenta del efecto de las ciudades en el clima regional. Sin embargo, la complejidad, o incluso el uso, de estos modelos urbanos varía entre los RCM; por ejemplo, dentro del conjunto EURO-CORDEX. La importancia de evaluar los efectos del cambio climático en las ciudades ha sido destacada por el IPCC, que actualmente está preparando un Informe Especial sobre las ciudades (Bai, 2023), o CORDEX, que aprobó un Estudio Piloto Insignia (FPS) sobre Entornos Urbanos y Cambio Climático Regional¹. Los pocos estudios localizados para este informe se centran en índices específicos (sequía, torrencialidad, HWs) en una ciudad concreta (Andrade et al., 2021b; Cutillas-Lozano et al., 2023; Ventura et al., 2023), aunque existen estudios a escala europea que se centran en grandes ciudades, incluidas las españolas (Karwat y Franzke, 2021; Reder et al., 2022). Sus resultados se han incluido en las secciones anteriores.

Los resultados de la literatura científica disponible para las Islas Canarias y varias regiones montañosas se resumen en las siguientes secciones.

¹ https://ms.hereon.de/cordex_fps_urban/

4.1. Islas Canarias

El archipiélago canario está formado por 8 islas pequeñas (véase el capítulo 3: sección 8.1). Los GCM, debido a su resolución grosera, no son capaces de representar las islas pequeñas. Sus celdas de cuadrícula comprenden un porcentaje muy elevado de mar, con una pequeña contribución de fenómenos terrestres, y la orografía no se tiene en cuenta. Además, las Islas Canarias, debido a su ubicación, no están incluidas en las simulaciones climáticas regionales europeas conjuntas, como las del dominio EURO-CORDEX, que proporciona datos climáticos regionales a una resolución moderada. Todo ello conduce a una escasez de datos disponibles relacionados con las proyecciones climáticas, a una resolución adecuada, para las Islas Canarias.

Algunos estudios previos sobre las Islas Canarias utilizan CP-RCM con una resolución de 5 km, empleando el enfoque PGW para reproducir la distribución geográfica observada de la temperatura y la precipitación (Expósito González et al., 2022; Martí Ezpeleta et al., 2022; Pérez et al., 2014). Además, en la página web de la AEMET están disponibles datos de diferentes proyecciones climáticas, utilizando métodos ESD sobre un conjunto de estaciones para las Islas Canarias; no se proporcionan datos reticulados. Más recientemente, se han realizado nuevas simulaciones climáticas regionales, con una resolución espacial de 3 km, utilizando como controladores los resultados de tres GCM pertenecientes al proyecto CMIP5. Los tres se consideraron períodos de 30 años, tanto en el pasado reciente (1980-2009) como en el futuro (2030-2059 y 2070-2099), utilizando dos trayectorias de emisión, RCP 4.5 y RCP 8.5. Las proyecciones muestran un aumento significativo de la temperatura (en torno a 4.2 °C a finales de siglo para el escenario RCP 8.5), más pronunciado a mayor altitud (Pérez et al., 2022). Este comportamiento está asociado a una menor tasa de lapso en el futuro, que es consistente con una estratificación adiabática húmeda en zonas tropicales y subtropicales. Es importante tener en cuenta este hecho para los estudios de ecología, que suelen estimar un desplazamiento a mayores altitudes de ciertos ecosistemas para reducir las consecuencias del cambio climático, asumiendo normalmente una tasa de lapso similar a la actual. Como era de esperar, para finales de siglo se preveía un aumento significativo, cercano al 30% en puntos porcentuales para el RCP 8.5, del número de WD (temperatura máxima por encima del percentil 90th, calculado para el periodo de referencia). Al mismo tiempo, el número de noches frías (temperatura mínima inferior al percentil 10th) se reducirá prácticamente a cero. Además de la posible modificación de los patrones sinópticos, el aumento de las temperaturas se debe principalmente a una disminución de la TCC y de la humedad del suelo, que, a su vez, está causada por una disminución de las precipitaciones. Esta disminución de la humedad del suelo tiene un efecto directo en la reducción del flujo de calor latente y un aumento del flujo de calor sensible, lo que conduce a un aumento previsto de la amplitud térmica diurna. Los tiempos de retorno de las temperaturas extremadamente cálidas, calculados en el período pasado reciente con un período de retorno de 20 años, también disminuyen drásticamente a unos pocos años.

En cuanto a las precipitaciones, las proyecciones mencionadas predicen una disminución considerable, principalmente en las islas de mayor altitud (Acosta-Mora et al., 2022). Los resultados de las simulaciones muestran una disminución general de las precipitaciones anuales de alrededor del 30% a finales de siglo en la senda RCP 8.5. Esta disminución se debe principalmente a una reducción superior al 30% del número de días húmedos. Esta

disminución se debe principalmente a una reducción superior al 30% del número de días húmedos (precipitación diaria superior a 1 mm) en la mayoría de las zonas terrestres. Los días con precipitaciones intensas (más de 20 mm) también se reducirán en más de un 60% en muchas zonas de las islas. Se prevé un aumento de la duración máxima de los periodos secos en la mayor parte del territorio, así como una disminución de la duración máxima de los periodos húmedos. En contraste con las temperaturas extremas, se espera que aumenten los tiempos de retorno de las precipitaciones diarias extremas. Un experimento más corto (De Vries et al., 2022), que utilizó dos periodos de diez años (1996-2005 y 2090-2099) y un único GCM como condiciones de contorno, también proyectó una disminución de las precipitaciones horarias intensas (99,9th percentil calculado a partir de todos los datos, eventos húmedos y secos). En la isla más alta, Tenerife, se espera que las precipitaciones intensas disminuyan en torno a 4 mm/h en la estación más húmeda (diciembre-enero-febrero), debido principalmente a una reducción de los episodios de precipitaciones intensas, mientras que la intensidad de dichos episodios se mantiene muy similar.

Esta disminución de las precipitaciones, así como el aumento de la temperatura, conduce a un empeoramiento de las condiciones de sequía en las islas (Carrillo et al., 2023). Tanto el SPI como el SPEI se calcularon utilizando distribuciones estadísticas obtenidas para el periodo de 30 años correspondiente al pasado reciente. Las proyecciones futuras sugieren una disminución del número de periodos de sequía (Figura 5.8), ya que éstos serán considerablemente más largos, extendiéndose en algunas zonas a casi la totalidad del periodo de 30 años a finales de siglo. Como en otros estudios anteriores, se destaca la conveniencia de utilizar el índice SPEI en esta región, ya que también tiene en cuenta la evapotranspiración. En coherencia con lo anterior, un mayor incremento de la temperatura con la altitud y una disminución más pronunciada de las precipitaciones en las zonas más elevadas de las islas, conducirían a futuras sequías más severas en estas áreas. De hecho, las proyecciones muestran que, a finales de siglo, en el escenario RCP 8.5, casi todas las tierras altas estarían en sequía la mayor parte del tiempo.

También se ha estudiado el cambio futuro de varios indicadores de riesgo de incendio derivados del FWI (Carrillo et al., 2022b). La temporada de incendios aumentará su duración, siendo más notable a medida que aumente la altitud. Por ejemplo, para Tenerife, la temporada de incendios es actualmente de unos 166 días (desde mediados de junio hasta mediados de noviembre). Sin embargo, las proyecciones realizadas a finales de siglo indican una prolongación hasta unos 200 días para el RCP 4.5 y 241 días para el RCP 8.5 (de finales de marzo a finales de noviembre). Los días de riesgo extremo ($FWI > 60$) muestran un aumento medio del 58%, alcanzando 12 días al año, y la zona de alto riesgo podría aumentar un 44%. El factor que más influiría en el futuro empeoramiento del riesgo de incendios en las islas sería la reducción de las precipitaciones.

A lo largo de la costa noroccidental africana fluye una corriente de viento semipermanente, conocida como chorro costero de baja altura del norte de África (NACLLJ). Está impulsado principalmente por el Anticiclón de las Azores y la baja térmica del Sahara. Algunos estudios (Soares et al., 2019b, a), utilizando resultados de simulaciones CORDEX-África (a 0,44° de resolución) y de un modelo acoplado atmósfera-oceano (~25 km de atmósfera) proyectan un pequeño aumento de la velocidad del viento en superficie en la zona afectada por el NACLLJ. En la región de Canarias se proyecta una disminución de alrededor de 0.4 m/s, pero no

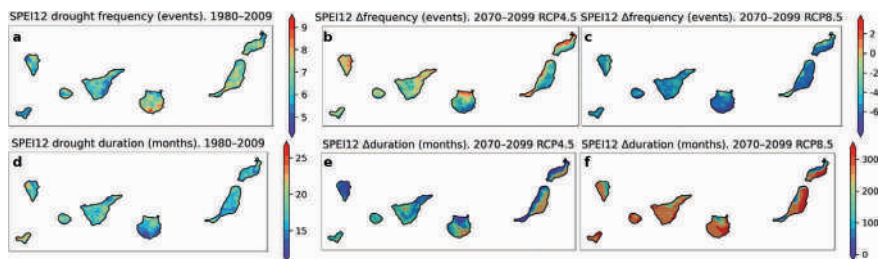


Figura 5.6: Frecuencia de sequías (número de episodios de sequía en 30 años) (a-c) y duración media (meses) (d-f) para el índice SPEI calculado a una escala temporal de 12 meses. Cambios en la frecuencia y duración de los episodios de sequía para el futuro (2070-2099), bajo RCP 4.5 (b, e) y RCP 8.5 (c, f), en relación con el periodo pasado reciente (1980-2009) (a, d). Los puntos de la cuadrícula punteados corresponden a cambios futuros robustos. Fuente: Carrillo et al., 2023.

es estadísticamente significativa. Simulaciones PGW de mayor resolución (González et al., 2017), utilizando la configuración WRF forzada por los modelos CMIP5 bajo RCP 4.5 y RCP 8.5, y ERA-Interim, proyectaron cambios pequeños y no estadísticamente significativos. Sin embargo, se observaron algunas modificaciones estacionales considerables en los periodos 2045-2054 y 2090-2099. Para el invierno aparece un aumento general en toda la región de estudio. Para el verano, en las cinco islas occidentales se observa una disminución en la parte central y un aumento en la costa norte y sur; en las islas restantes aparece un refuerzo en el norte y el sur, mientras que en la costa noroeste se observa una reducción.

Las exigencias computacionales de la modelización climática regional limitan la producción de un número suficiente de simulaciones a una escala apropiada para las Islas Canarias que permita evaluar adecuadamente las incertidumbres. Además, a diferencia de lo que ocurre en regiones más grandes, muy pocos grupos de investigación están interesados en realizar este tipo de simulaciones durante largos periodos de tiempo. Sin embargo, la complejidad de la orografía de las islas, la interfaz océano-tierra y la densidad de lugares de observación hacen de las islas un buen laboratorio para comprender la convección permitiendo simulaciones. En el futuro sería deseable aunar esfuerzos de grupos internacionales interesados en el estudio climático de diferentes archipiélagos, por ejemplo a través de un CORDEX-FPS u otras iniciativas similares.

4.2. Montañas

Las regiones montañosas son especialmente vulnerables al cambio climático y, por tanto, sirven de observatorios globales naturales donde se manifiestan los signos más evidentes del cambio global (Esteban-Parra et al., 2022). El calentamiento global afecta a la criosfera de las montañas, alterando el ciclo del agua a través de cambios en la escorrentía estacional, y los patrones de temperatura a través de cambios en el albedo. Estos cambios tienen implicaciones significativas para los embalses de agua, los ecosistemas de montaña, el turismo y otras áreas. Las montañas mediterráneas se enfrentan a un doble riesgo debido a su especial vulnerabilidad como regiones montañosas y a su ubicación en la cuenca

mediterránea, que se perfila como un punto caliente del cambio climático (Amblar-Francés et al., 2020). Para evaluar el impacto del calentamiento global en las regiones montañosas, son necesarias proyecciones de alta resolución que simulen adecuadamente su compleja topografía y sus procesos (por ejemplo, flujos de agua, nieve, albedo, convección). Los modelos de circulación general (GCM) carecen de la resolución espacial requerida, por lo que es necesario algún tipo de reducción de escala. Sin embargo, la reducción de escala en regiones montañosas es especialmente difícil por varias razones. Su compleja orografía exige simulaciones con una resolución extremadamente fina, difícil de conseguir incluso con modelos climáticos regionales (RCM). Además, las observaciones de montaña son escasas, lo que supone una limitación importante para la reducción estadística, el ajuste de sesgos y la evaluación de modelos. En esta sección, resumimos los principales hallazgos sobre proyecciones climáticas sobre las montañas españolas encontrados en la literatura reciente destacando los principales resultados para cada cordillera.

Carvalho et al., 2021 analizaron un conjunto de 17 simulaciones EURO-CORDEX combinando 6 GCM de CMIP5 y 5 RCM con corrección de sesgo sobre la Península Ibérica (PI), con una resolución espacial de 0.11°. El ensemble se validó sobre un periodo de referencia (1986-2005), y se analizaron proyecciones para dos periodos futuros (medio plazo: 2046-2065, y largo plazo: 2081-2100) bajo RCP 8.5. Se prevé que las temperaturas medias, máximas y mínimas aumenten sustancialmente, en torno a 2.1 °C, 2.3 °C y 1.8 °C, respectivamente, a medio plazo, y a 1.8 °C a largo plazo.

4.1 °C, 4.4 °C, y 3.8 °C a largo plazo, promediados en todo el dominio. Estos cambios son más pronunciados para las temperaturas máximas y medias, especialmente en las zonas centrales del interior, el sur, las cordilleras Cantábrica y Pirenaica, y Sierra Nevada. García-Valdecasas Ojeda et al., 2020 estudiaron el mismo dominio con la misma resolución, utilizando un RCM conducido por dos GCMs diferentes del CMIP5, previamente corregidos de sesgo. El periodo de referencia utilizado fue 1980-2014 y se calcularon los cambios para 2071-2100 bajo RCP 4.5 y RCP 8.5. Ambos escenarios proyectaron un aumento de la temperatura máxima, más marcado en las regiones montañosas. El aumento previsto de la temperatura máxima resultó ser mayor que el de la mínima, lo que dio lugar a valores positivos de la amplitud térmica diaria (DTR). Para los Pirineos y Sierra Nevada, dos de las principales cadenas montañosas de la PI, se han desarrollado estudios específicos (por ejemplo Amblar-Francés et al., 2020; Esteban-Parra et al., 2022; Pérez-Palazón et al., 2018).

En cuanto a las precipitaciones, diferentes estudios han proyectado cambios significativos en la PI, pero la distribución espacial exacta de los cambios sigue siendo incierta, ya que dependen en gran medida de los modelos, con una menor concordancia entre ellos en comparación con la temperatura (Amblar-Francés et al., 2020). La nieve es otro componente clave del ciclo del agua y un elemento crucial en muchos procesos ecológicos, hidrológicos y atmosféricos en zonas frías y montañosas. Las regiones montañosas, especialmente las situadas en entornos semiáridos, son muy vulnerables a los cambios de precipitaciones en forma de nieve a precipitaciones en forma de lluvia. En la PI, una gran cantidad de la precipitación total anual cae durante el invierno (López-Moreno et al., 2017), dando lugar a extensas áreas cubiertas de nieve (Alonso-González et al., 2020). Además, la retroalimentación nieve-albedo durante el invierno y la primavera en altitudes elevadas altera la humedad del suelo y posteriormente produce diferentes efectos a través de la

interacción tierra-atmósfera, es decir, efectos hidrológicos de la nieve (García-Valdecasas Ojeda et al., 2020a). Alonso-González et al., 2020 investigaron la sensibilidad del manto nivoso al aumento de temperatura y radiación de onda corta a lo largo de un gradiente de elevación (1500-2500 m) sobre las principales cadenas montañosas de la PI (Cordillera Cantábrica, Cordillera Central, Cordillera Ibérica, Pirineos y Sierra Nevada). Sus resultados mostraron notables diferencias en la sensibilidad de la duración del manto nivoso al aumento de la temperatura en las distintas zonas de estudio. En general, se observó una clara disminución de la sensibilidad de la duración del manto nivoso al aumento de la temperatura con el incremento de la altitud, especialmente en las zonas más frías. Los efectos de las variaciones en la precipitación sobre la sensibilidad de la duración del manto de nieve disminuyeron notablemente con el aumento de la elevación, y el efecto de la variabilidad de la radiación de onda corta sobre la duración del manto de nieve fue menor que el causado por las variaciones en la temperatura, con poco efecto inducido por la variación en la precipitación. La respuesta de las tasas de deshielo al calentamiento fue negativa en la mayoría de las zonas a todas las elevaciones, lo que sugiere temporadas de deshielo menos intensas pero más largas.

Para otras variables como la evapotranspiración, la humedad del suelo y la escorrentía, sólo se han encontrado unos pocos estudios en la literatura. García-Valdecasas Ojeda et al., 2020 encontraron valores elevados para la evapotranspiración en la climatología de referencia sobre zonas montañosas durante el verano. Sin embargo, los aumentos de evapotranspiración a grandes altitudes sólo se observan en algunos modelos, lo que indica que la variabilidad intermodelos es grande para esta variable.

Sierra Nevada

Los cambios proyectados son más pronunciados para las temperaturas máximas y medias, especialmente para Sierra Nevada (Carvalho et al., 2021a). En esta región, el cambio previsto en las temperaturas medias y máximas a largo plazo supera los 5 °C en determinadas zonas. García-Valdecasas Ojeda et al., 2020 encontraron que las simulaciones indican, en promedio, ligeros cambios en la precipitación invernal, con reducciones significativas sólo sobre ciertas regiones de gran altitud en el sur de la Península Ibérica (Sierra Nevada) para finales de siglo bajo el escenario RCP 8.5. El aumento de las temperaturas es más significativo en verano.

Esteban-Parra et al., 2022 analizaron un ensemble de 15 simulaciones EURO-CORDEX combinando 4 GCMs del CMIP5 con 5 RCMs sobre Sierra Nevada, con una resolución espacial de 0.11°, bajo RCP 4.5 y RCP 8.5. En el futuro próximo (2020-2049), ambos RCP muestran incrementos de alrededor de 1.5 °C y 2 °C en comparación con el periodo de referencia (1980-2009) para las temperaturas máximas y mínimas, respectivamente. Para el futuro a largo plazo (2070-2099), los aumentos en comparación con el pasado reciente alcanzan valores de hasta 3 °C y 5.5 °C bajo RCP 4.5 y RCP 8.5, respectivamente. Los aumentos de las temperaturas máximas y mínimas serán más pronunciados en verano, seguido del otoño, con cambios más moderados durante el invierno y la primavera.

Pérez-Palazón et al., 2018 también se centraron en Sierra Nevada, usando un ensemble de 9 CMIP5 GCMs downscaled con ESD sobre estaciones y luego interpolados a una malla

de 30 m con correcciones topográficas, bajo RCP 4.5 y RCP 8.5. Las tendencias durante 2006-2100 para la temperatura máxima se proyectan en 0.024 °C/año y 0.062 °C/año, para la temperatura mínima en 0.010 °C/año y 0.062 °C/año. 0.028 °C/año, y para la temperatura media 0.019 °C/año y 0.047 °C/año.

Sobre Sierra Nevada, las precipitaciones aumentan de este a oeste, con aproximadamente un 80% entre octubre y abril (Esteban-Parra et al., 2022). Las proyecciones de cambio climático para la precipitación en este macizo muestran un ligero descenso en la precipitación media anual para el futuro cercano (2020-2049) comparado con el pasado reciente (1980-2009), con las mayores diferencias sobre Sierra Nevada oriental (alrededor de -15%) bajo RCP 8.5 (Esteban-Parra et al., 2022). A finales de siglo (2070-2099), las diferencias entre los RCPs se hacen más pronunciadas, con el RCP 4.5 indicando reducciones en la precipitación de más del 15% de media, mientras que el RCP 8.5 muestra reducciones de hasta el 35% sobre Sierra Nevada occidental y áreas circundantes, con el verano viendo las mayores reducciones. Los cambios invernales son más moderados, y la primavera y el otoño muestran un comportamiento de transición entre el invierno y el verano. Estos resultados se alinean con los de Pérez-Palazón et al., 2018, que también encontraron una tendencia negativa de la precipitación en esta región, más marcada para RCP 8.5 que para RCP 4.5, utilizando técnicas estadísticas de reducción de escala.

Los estudios sobre precipitaciones extremas indican que es probable que los episodios de sequía sean ligeramente más largos y frecuentes en un futuro próximo (2020-2049), sin que el escenario RCP muestre un efecto claro sobre las condiciones de sequía durante este periodo. Se prevén aumentos de la duración media de la sequía, por término medio, de alrededor de 2 meses y 10 meses a escalas temporales de 3 y 12 meses, respectivamente, bajo el escenario RCP 4.5, y aumentos de la frecuencia de la sequía de alrededor de 2,5 episodios/año para ambas escalas temporales (Esteban-Parra et al., 2022). Para el futuro lejano (2070-2099), según el RCP 4.5, es probable que Sierra Nevada experimente un aumento en la severidad de las condiciones de sequía con eventos de sequía más frecuentes y de mayor duración. Para los índices de sequía (SPI y SPEI) calculados en escalas temporales de 12 meses, se prevé que la duración media de la sequía alcance unos 30 meses de media. Bajo RCP 8.5, la duración de los eventos de sequía puede aumentar hasta alrededor de 125 meses de media, alcanzando hasta 144 meses sobre Sierra Nevada occidental (Esteban-Parra et al., 2022). Carvalho et al., 2022 investigaron los futuros cambios de aridez en el Mediterráneo bajo RCP 4.5 y RCP 8.5 utilizando nueve simulaciones de alta resolución con corrección de sesgos del Proyecto EURO-CORDEX. Detectaron fuertes disminuciones de las precipitaciones (hasta un 30-40% en Sierra Nevada) hacia finales de siglo (2081-2100) bajo el RCP 8.5, asociadas a disminuciones previstas de la evapotranspiración, lo que dio lugar a ligeras reducciones del balance hídrico (precipitación - evapotranspiración).

Para Sierra Nevada, Pérez-Palazón et al., 2018 evaluaron la influencia de los escenarios climáticos futuros (RCP 4.5 y RCP 8.5) sobre el régimen de nevadas a escala anual y decadal para el periodo 2006-2100. El régimen de nevadas resultante para cada escenario sigue una significativa tendencia decreciente asociada a la tendencia creciente a largo plazo de la temperatura, con mayores reducciones de la superficie del dominio de nieve. Otro resultado importante de este estudio es el probable impacto de los escenarios

climáticos sobre la torrencialidad de las nevadas, con una disminución del número de días con nevadas y un aumento significativo de la intensidad media global de las nevadas bajo ambos RCP.

Para la evapotranspiración, las proyecciones futuras tanto bajo el RCP 4.5 como bajo el RCP 8.5 apuntan a un aumento durante el invierno, la primavera y el verano en algunas partes de Sierra Nevada, especialmente bajo el RCP 8.5 en invierno y primavera (García-Valdecasas Ojeda et al., 2020a). Esteban-Parra et al., 2022 encontraron reducciones en la evapotranspiración superficial durante el invierno y la primavera en gran parte de Sierra Nevada, mientras que varios puntos de gran altitud muestran aumentos moderados. Para verano y otoño, la reducción de la evapotranspiración es generalizada en toda la montaña y más marcada sobre Sierra Nevada oriental en verano. Los cambios para el futuro próximo son más moderados (valores que oscilan entre -10 y 5%) con diferencias similares entre los RCP. Las diferencias de magnitud son más pronunciadas entre los escenarios para el futuro lejano, con la mayor parte de la región mostrando reducciones que no superan el 15% bajo RCP 4.5, mientras que RCP 8.5 muestra disminuciones de hasta el 20% para el este de Sierra Nevada.

Esteban-Parra et al., 2022 encontraron que el contenido total de humedad del suelo en Sierra Nevada se prevé que disminuya en general, con un acuerdo general en el signo entre los modelos bajo RCP 8.5. Según el RCP 4,5, se prevén reducciones de hasta el 6% en el futuro próximo en comparación con el pasado reciente.

Pirineos

Se prevé un aumento sustancial de las temperaturas medias, máximas y mínimas. Estos cambios son más marcados para las temperaturas máximas y medias, y especialmente para las cordilleras pirenaicas (Carvalho et al., 2021a). Por ejemplo, el cambio previsto en las temperaturas medias y máximas a largo plazo supera los 5 °C en determinadas zonas de los Pirineos. El aumento proyectado en la temperatura máxima se encontró de mayor magnitud que en la mínima, resultando en valores positivos del rango diario de temperatura (DTR) (García-Valdecasas Ojeda et al., 2020a). Sin embargo, este DTR resultó ser negativo durante el invierno en los Pirineos, probablemente debido al agotamiento de la nieve. Amblar-Francés et al., 2020 analizaron un conjunto de 24 GCMs CMIP5 redimensionados con ESD en una cuadrícula de 0,05° sobre los Pirineos, bajo RCP 4.5, RCP6.0 y RCP 8.5. Se proyectan las temperaturas máximas y mínimas diarias en los Pirineos. Se prevé que las temperaturas máximas y mínimas diarias aumenten durante el siglo XXI para todos los RCP analizados. El cambio es más pronunciado para el escenario más emisor (RCP 8.5), para finales de siglo, y para la temperatura máxima donde, de media, se proyectan cambios entre 4.0 y 6.3 °C respecto al periodo de referencia (1986-2005). Además del cambio proyectado en los valores medios, también se han analizado en diferentes estudios algunos extremos relacionados con la temperatura. Carvalho et al., 2021 encontraron que se prevé una disminución de la ocurrencia de FDs, particularmente en zonas montañosas como los Pirineos. Esta reducción oscila entre 10 y 45 noches para 2046-2065 y 30-90 noches para 2081-2100. Amblar-Francés et al., 2020 encontraron que el número de WD y WN, así como el WSDI aumentarán, especialmente a finales de siglo y para los escenarios más emisivos, donde los aumentos probablemente estarán entre 10-55 días para WD, 10-40 días para

WSDI y 10-55 días para WN. FD muestra un descenso, más pronunciado para el RCP 8.5 y para finales de siglo (~ 60 días). Díaz-Poso et al., 2023; Lorenzo et al., 2021 analizaron HWs y olas de frío, respectivamente, sobre el PI utilizando 5 simulaciones EURO-CORDEX correspondientes a la combinación de 1 RCM con 5 GCM diferentes del CMIP5 y con una resolución espacial de 0.11° bajo RCP 4.5 y RCP 8.5. Se analizó el futuro próximo (2021-2050) y se observó un aumento significativo general de la intensidad, frecuencia, duración y extensión espacial de las olas de calor, que llegó al 150% en la costa mediterránea y los Pirineos. El número anual de días de ola de calor mostró los valores más altos localizados en los Pirineos, en el interior y al sur de la PI. El Factor de Exceso de Calor Máximo (EHFmax) mostró cambios que oscilaron entre el 60% y el 80% en el escenario RCP 4.5 y fue de casi el 100% en la mayor parte de la península en el escenario RCP 8.5 (los Pirineos mostraron los valores máximos). La tendencia espacial del número de días de ola de frío bajo RCP 4.5 oscila para todo el dominio entre 0 y -2 días/década, excepto para los principales sistemas montañosos, mientras que para el RCP 8.5, la tendencia negativa es significativa para todo el dominio y los valores inferiores a -3 días/década son generalizados, especialmente en la mitad sur de la PI y en Baleares. Los valores más bajos, correspondientes a las tendencias negativas más significativas, se concentran en los Pirineos con -4 días/década.

Amblar-Francés et al., 2020, aplicando técnicas estadísticas de downscaling utilizando 24 modelos climáticos del CMIP5 y tres escenarios (RCP 4.5, RCP 6 y RCP 8.5), establecieron que para los Pirineos los cambios futuros de precipitación no muestran una tendencia clara e incluso pueden apuntar hacia distintos sentidos de cambio, siendo la incertidumbre asociada a los modelos mayor que las incertidumbres debidas a los escenarios de emisión. En esta zona, en cuanto al comportamiento estacional, se aprecia un ligero descenso de las precipitaciones en otoño mientras que a finales de siglo se observa un aumento en verano. En consecuencia, la escorrentía superficial también experimentará cambios en estas regiones. García-Valdecasas Ojeda et al., 2020 encontraron que los aumentos en la escorrentía superficial aparecen junto con una reducción global en la escorrentía total en regiones de la PI, con los Pirineos como excepción, mostrando aumentos en la escorrentía total en sus simulaciones bajo RCP 8.5 para finales de siglo en invierno. Para este macizo, también aparecen incrementos notables en la precipitación primaveral, particularmente bajo el RCP 8.5, que coinciden con la mayor evapotranspiración que se produce en esta región (Carvalho et al., 2022; García-Valdecasas Ojeda et al., 2020a), anteriormente mencionado. Además, algunos estudios se han centrado en los cambios previstos en algunos extremos de precipitación. Para la zona de los Pirineos, existe una gran incertidumbre sobre este tema, sin tendencias claras de cambios en las precipitaciones intensas o en la duración de la sequía. Sólo el número de días húmedos muestra una ligera y reducida señal de aumento en algunas zonas aisladas de la parte oriental del macizo y una ligera señal de disminución en la parte septentrional (Amblar-Francés et al., 2020).

Se prevé que la evapotranspiración aumente en torno a un 20% bajo el RCP 8.5, lo que podría estar relacionado con el aumento de temperatura previsto para esta zona (Carvalho et al., 2022). Esto significa que la disponibilidad de agua puede disminuir significativamente hasta un 40-50% en los Pirineos debido a un aumento de la evapotranspiración. Este resultado concuerda con los de García-Valdecasas Ojeda et al., 2020, que encontraron altas tasas de evapotranspiración en los Pirineos (hasta un 25%) para el periodo 2071-2100 bajo el RCP 8.5 utilizando dos GCM para realizar el DD. Descubrieron que las proyecciones futuras,

tanto bajo el RCP 4.5 como bajo el RCP 8.5, apuntaban a un aumento durante el invierno, la primavera y el verano en las regiones montañosas del norte (por ejemplo, la Cordillera Cantábrica y los Pirineos), especialmente bajo el RCP8.5 en invierno y primavera.

Para los Pirineos, el estudio de García-Valdecasas Ojeda et al., 2020, muestra los cambios proyectados en el deshielo estacional para el futuro lejano (2071-2100) bajo los escenarios RCP 4.5 y RCP 8.5. A partir de aquí, se detecta un aumento del deshielo en invierno y primavera bajo los dos escenarios, más evidente bajo el RCP 8.5, asociado a un aumento de la humedad del suelo en este macizo, y que por tanto puede dar lugar a una mayor evapotranspiración asociada a los aumentos de temperatura.

En cuanto al contenido de agua del suelo, los valores elevados de la climatología de referencia en los Pirineos durante el verano y las proyecciones futuras según el RCP 8.5 apuntan a un aumento del contenido de humedad del suelo en los Pirineos durante el invierno (García-Valdecasas Ojeda et al., 2020). Se prevé que la escorrentía disminuya bajo el RCP 8.5 durante la primavera, el verano y el otoño en los Pirineos, y que aumente durante el invierno.

Cordillera Cantábrica

Los aumentos globales previstos para las temperaturas medias, máximas y mínimas son más marcados para las temperaturas máximas y medias, y especialmente para la cordillera Cantábrica (Carvalho et al., 2021). Se prevé que disminuya la aparición de FD (Carvalho et al., 2021). García-Valdecasas Ojeda et al., 2020 investigaron las proyecciones de cambio climático en la PI para el periodo 2071-2100 bajo el RCP 8.5 utilizando dos GCM para la realización de DD, encontrando altas tasas de evapotranspiración en la Cordillera Cantábrica. Se prevé que aumenten tanto bajo el RCP 4.5 como bajo el RCP 8.5, durante el invierno, la primavera y el verano en la zona, especialmente bajo el RCP8.5 en invierno y primavera.

5. Conclusiones

Hemos resumido los resultados de la literatura científica reciente en relación con el cambio climático futuro en España para diferentes variables y para regiones específicas de interés, donde se requieren evaluaciones específicas. Las cifras de los cambios proyectados específicos dependen en gran medida de los periodos de referencia y futuros considerados, junto con el conjunto de modelos utilizados para evaluar dichos cambios. Aun así, pueden extraerse algunas conclusiones generales de los resultados detallados anteriores.

En comparación con la evaluación anterior, hemos considerado una gran cantidad de referencias (más de 200) que abarcan diferentes variables e índices derivados. Esto pone de manifiesto el aumento sustancial de la literatura científica tras la publicación de las proyecciones globales y a escala reducida de diversas iniciativas coordinadas, como CMIP y CORDEX.

La evaluación de las proyecciones de temperatura para la Península Ibérica revela que, si bien los GCM de CMIP6 han mejorado en la captación de las tendencias de las temperaturas extremas, siguen sobreestimando las tendencias de los días cálidos y presentan importantes sesgos, sobre todo en los extremos estacionales y regionales. Se prevé que la región se enfrente a un fuerte calentamiento, especialmente en verano, con temperaturas que aumentarán 1.6 veces más rápido que la media

mundial. Los métodos de reducción de escala, incluidos los enfoques dinámicos y estadísticos, son cruciales para las proyecciones localizadas, aunque no están exentos de sesgos e incertidumbres. Innovaciones como el aprendizaje profundo están mejorando la precisión de la reducción de escala y la fiabilidad física. Las proyecciones indican un notable aumento de la frecuencia e intensidad de las olas de calor, con estaciones estivales prolongadas previstas para finales de siglo, especialmente bajo escenarios de altas emisiones. Las proyecciones a escala reducida revelan un aumento significativo de las temperaturas medias estivales en España, con un incremento medio de 2 °C en el escenario RCP4.5 y de hasta 4 °C en el escenario RCP8.5 a finales de siglo. Este aumento es más pronunciado en las regiones interiores que en las costeras. Además, los modelos indican un aumento de las temperaturas extremas, especialmente durante los meses de verano, y una mayor frecuencia de episodios de calor extremo y olas de calor prolongadas. Se prevé un aumento significativo de las temperaturas nocturnas, lo que contribuirá al incremento de las temperaturas medias globales. El sur de España es especialmente vulnerable, y las proyecciones indican un calentamiento más pronunciado. Las zonas costeras podrían experimentar un calor y una humedad más intensos, lo que afectaría a la comodidad y la salud humanas.

Se prevé que las precipitaciones medias disminuyan a lo largo del siglo, mientras que las precipitaciones extremas aumentarán. Además, la frecuencia de los ríos atmosféricos aumentará en un 50% en los escenarios de altas emisiones, y los transportes extremos de vapor de agua aumentarán en un 20%. La reducción de la aportación de humedad del Océano Atlántico Norte a Europa y a la PI repercutirá en el régimen de precipitaciones, reduciendo especialmente las lluvias durante el invierno y el otoño a finales de siglo. Estos cambios agravarán la escasez de agua en zonas ya secas, contribuyendo a una tendencia hacia climas más áridos en España.

Tanto los GCM como los RCM simulan mal los cambios observados en la velocidad del viento y la variabilidad multidecadal durante el periodo de investigación. En general, los GCM prevén una disminución de la velocidad del viento cerca de la superficie (NSWS) para finales de siglo, especialmente en escenarios de forzamiento antropogénico elevado. Sin embargo, algunos RCM indican un aumento de la NSWS para los mismos periodos. Debido a las grandes incertidumbres, las proyecciones de NSWS deben abordarse con cautela, por lo que es necesario seguir trabajando para mejorar la precisión de las simulaciones. La variabilidad interna sigue siendo la principal fuente de incertidumbre para las proyecciones de la circulación atmosférica futura.

Las proyecciones de los índices invernales del Atlántico Este (EA), Escandinavo (SCA) y Atlántico Este-Rusia Occidental (EA-WR) no muestran cambios significativos hacia sus fases positiva o negativa a lo largo del siglo XXI. Dependiendo de los GCM considerados, el índice de Oscilación del Atlántico Norte (NAO) puede permanecer estable o mostrar una ligera tendencia hacia su fase positiva. Se espera que el bloqueo atmosférico sobre el PI sea menos frecuente en invierno, sin que se prevean cambios significativos en verano. Se prevé una marcada reducción de la humedad relativa (HR) sobre la PI en todas las estaciones y escenarios climáticos, particularmente en verano, impulsada principalmente por el aumento de la evaporación oceánica.

Se prevé que la exposición ambiental al calor aumente a lo largo del siglo XXI, y que la superación de los umbrales relevantes para el impacto aumente de forma no lineal con la magnitud del calentamiento futuro. Se prevé un deterioro de las condiciones óptimas para el turismo estival, con mejoras en las temporadas de entretiempo y un desplazamiento hacia el norte. El cambio climático podría reducir la producción de algunos cultivos, incluida la uva, agravado por el aumento de la variabilidad interanual. La reducción prevista de las precipitaciones en la PI meridional,

combinada con el aumento de la demanda evaporativa atmosférica (DEA), puede disminuir la evapotranspiración superficial y aumentar las condiciones de aridez. Se prevé que las condiciones de sequía sean más frecuentes y graves, lo que concuerda con los estudios mundiales y regionales.

Las proyecciones climáticas indican un aumento de las condiciones de peligro de incendios, con incendios más frecuentes y extremos y temporadas de peligro más largas, que se extienden hasta junio y, en menor medida, septiembre. Los sistemas híbridos que combinan las energías eólica y solar podrían ayudar a mitigar las necesidades de almacenamiento de energía y los periodos de baja productividad, como los días de sequía.

Se prevé que las Islas Canarias experimenten un aumento significativo de la temperatura, de hasta 4.2 °C a finales de siglo según el escenario del Trayectoria de Concentración Representativ 8.5 (RCP 8.5), y una disminución sustancial de las precipitaciones en torno al 30%. Esto exacerbará las condiciones de sequía, especialmente a mayor altitud. La temporada de incendios se alargará, con más días de riesgo extremo de incendios y una mayor superficie susceptible de sufrirlos debido principalmente a la reducción de las precipitaciones. A pesar de las elevadas exigencias computacionales de la modelización climática de alta resolución para las Islas Canarias, sus características únicas ofrecen una valiosa oportunidad para realizar simulaciones que permitan la convección. La colaboración internacional es crucial para avanzar en la investigación climática en los archipiélagos.

Las regiones montañosas, sobre todo en el Mediterráneo, son muy sensibles al cambio climático, lo que las convierte en observatorios cruciales de los efectos del calentamiento global. El calentamiento global altera la criosfera y los ciclos hídricos de las montañas, afectando considerablemente a los ecosistemas y las actividades humanas. Las proyecciones climáticas precisas requieren modelos de alta resolución debido a la compleja topografía de las regiones montañosas, pero esto se ve dificultado por las limitaciones de los GCM y el reto de la reducción de escala. Los estudios muestran aumentos significativos de la temperatura y variadas proyecciones de precipitaciones en las montañas españolas, con notables diferencias de sensibilidad en el manto de nieve según las elevaciones. Aunque las proyecciones para otras variables como la evapotranspiración y la humedad del suelo son menos completas, indican una variabilidad considerable entre modelos.

Referencias

- Abaurrea, J., Asín, J., and Cebrián, A. C.: Modelling the occurrence of heat waves in maximum and minimum temperatures over Spain and projections for the period 2031-60, *Glob. Planet. Change*, 161, 244–260, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.11.015>, 2018.
- Acosta-Mora, P., Expósito González, F. J., Pérez Darías, J. C., González Fernández, A. J., and Díaz González, J. P.: Análisis de precipitaciones extremas en Canarias a partir de resultados de regionalizaciones estadísticas y dinámicas, *Asociación Española de Climatología*, 2022.
- Allan, R. P., Barlow, M., Byrne, M. P., Cherchi, A., Douville, H., Fowler, H. J., Gan, T. Y., Pendergrass, A. G., Rosenfeld, D., Swann, A. L. S., Wilcox, L. J., and Zolina, O.: Advances in understanding large-scale responses of the water cycle to climate change, *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 1472, 49–75, <https://doi.org/10.1111/nyas.14337>, 2020.
- Allen, R. G., Pruitt, W. O., Wright, J. L., Howell, T. A., Ventura, F., Snyder, R., Itenfisu, D., Steduto, P., Berengena, J., Yrisarry, J. B., Smith, M., Pereira, L. S., Raes, D., Perrier, A., Alves, I., Walter, I., and Elliott, R.: A recommendation on standardized surface resistance for hourly calculation of reference ETo by the FAO56 Penman-Monteith method, *Agric. Water Manag.*, 81, 1–22, <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2005.03.007>, 2006.
- Alonso-González, E., López-Moreno, J. I., Navarro-Serrano, F., Sanmiguel-Valladolid, A., Aznárez-Balta, M., Revuelto, J., and Ceballos, A.: Snowpack sensitivity to temperature, precipitation, and solar radiation variability over an elevational gradient in the Iberian mountains, *Atmospheric Res.*, 243, 104973, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.104973>, 2020.
- Álvarez, I., Pereira, H., Lorenzo, M. N., Picado, A., Sousa, M. C., Taboada, J. J., and Días, J. M.: Drought projections for the NW Iberian Peninsula under climate change, *Clim. Dyn.*, <https://doi.org/10.1007/s00382-023-07084-z>, 2024.
- Amblar Francés, P., Casado Calle, M. J., Pastor Saavedra, A., Ramos Calzado, P., and Rodríguez Camino, E.: Guía de escenarios regionalizados de cambio climático sobre España a partir de los resultados del IPCC-AR5, *Agencia Estatal de Meteorología*, <https://doi.org/10.31978/014-17-010-8>, 2017.
- Amblar-Francés, M. P., Ramos-Calzado, P., Sanchis-Lladó, J., Hernanz-Lázaro, A., Peral-García, M. C., Navascués, B., Domínguez-Alonso, M., Pastor-Saavedra, M. A., and Rodríguez-Camino, E.: High resolution climate change projections for the Pyrenees region, *Adv. Sci. Res.*, 17, 191–208, <https://doi.org/10.5194/asr-17-191-2020>, 2020.
- Amengual, A., Homar, V., Romero, R., Ramis, C., and Alonso, S.: Projections for the 21st century of the climate potential for beach-based tourism in the Mediterranean, *Int. J. Climatol.*, 34, 3481–3498, <https://doi.org/10.1002/joc.3922>, 2014.
- Andrade, C., Contente, J., and Santos, J. A.: Climate Change Projections of Aridity Conditions in the Iberian Peninsula, *Water*, 13, 2035, <https://doi.org/10.3390/w13152035>, 2021a.
- Andrade, C., Contente, J., and Santos, J. A.: Climate Change Projections of Dry and Wet Events in Iberia Based on the WASP-Index, *Climate*, 9, 94, <https://doi.org/10.3390/cli9060094>, 2021b.
- Andrés-Martín, M., Azorín-Molina, C., Shen, C., Fernández-Álvarez, J. C., Gimeno, L., Vicente-Serrano, S. M., and Zha, J.: Uncertainty in surface wind speed projections over the Iberian Peninsula: CMIP6

- GCMs versus a WRF-RCM, *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 1529, 101–108, <https://doi.org/10.1111/nyas.15063>, 2023.
- Asadi Zarch, M. A., Sivakumar, B., Malekinezhad, H., and Sharma, A.: Future aridity under conditions of global climate change, *J. Hydrol.*, 554, 451–469, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.08.043>, 2017.
- Azorín-Molina, C., Vicente-Serrano, S. M., McVicar, T. R., Jerez, S., Sánchez-Lorenzo, A., López-Moreno, J.-I., Revuelto, J., Trigo, R. M., López-Bustins, J. A., and Espírito-Santo, F.: Homogenization and Assessment of Observed Near-Surface Wind Speed Trends over Spain and Portugal, 1961–2011*, *J. Clim.*, 27, 3692–3712, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00652.1>, 2014.
- Azorín-Molina, C., Guijarro, J. A., McVicar, T. R., Trewin, B. C., Frost, A. J., and Chen, D.: An approach to homogenize daily peak wind gusts: An application to the Australian series, *Int. J. Climatol.*, 39, 2260–2277, <https://doi.org/10.1002/joc.5949>, 2019.
- Bafaluy, D., Amengual, A., Romero, R., and Homar, V.: Present and future climate resources for various types of tourism in the Bay of Palma, Spain, *Reg. Environ. Change*, 14, 1995–2006, <https://doi.org/10.1007/s10113-013-0450-6>, 2014.
- Bai, X.: Make the upcoming IPCC Cities Special Report count, *Science*, 382, eadl1522, <https://doi.org/10.1126/science.adl1522>, 2023.
- Baño-Medina, J., Manzanas, R., and Gutiérrez, J. M.: Configuration and intercomparison of deep learning neural models for statistical downscaling, *Geosci. Model Dev.*, 13, 2109–2124, <https://doi.org/10.5194/gmd-13-2109-2020>, 2020.
- Baño-Medina, J., Manzanas, R., and Gutiérrez, J. M.: On the suitability of deep convolutional neural networks for continental-wide downscaling of climate change projections, *Clim. Dyn.*, 57, 2941–2951, <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05847-0>, 2021.
- Baño-Medina, J., Manzanas, R., Cimadevilla, E., Fernández, J., González-Abad, J., Cofiño, A. S., and Gutiérrez, J. M.: Downscaling multi-model climate projection ensembles with deep learning (DeepESD): contribution to CORDEX EUR-44, *Geosci. Model Dev.*, 15, 6747–6758, <https://doi.org/10.5194/gmd-15-6747-2022>, 2022.
- Baño-Medina, J., Iturbide, M., Fernández, J., and Gutiérrez, J. M.: Transferability and explainability of deep learning emulators for regional climate model projections: Perspectives for future applications, <https://doi.org/10.48550/ARXIV.2311.03378>, 2023.
- Barriopedro, D., García-Herrera, R., Ordóñez, C., Miralles, D. G., and Salcedo-Sanz, S.: Heat Waves: Physical Understanding and Scientific Challenges, *Rev. Geophys.*, 61, e2022RG000780, <https://doi.org/10.1029/2022RG000780>, 2023.
- Bartók, B., Wild, M., Folini, D., Lüthi, D., Kotlarski, S., Schär, C., Vautard, R., Jerez, S., and Imecs, Z.: Projected changes in surface solar radiation in CMIP5 global climate models and in EURO-CORDEX regional climate models for Europe, *Clim. Dyn.*, 49, 2665–2683, <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3471-2>, 2017.
- Bartók, B., Tobin, I., Vautard, R., Vrac, M., Jin, X., Levavasseur, G., Denvil, S., Dubus, L., Parey, S., Michelangeli, P.-A., Troccoli, A., and Saint-Drenan, Y.-M.: A climate projection dataset tailored for the European energy sector, *Clim. Serv.*, 16, 100138, <https://doi.org/10.1016/j.cliser.2019.100138>, 2019.

- Bedia, J., Herrera, S., Martín, D. S., Koutsias, N., and Gutiérrez, J. M.: Robust projections of Fire Weather Index in the Mediterranean using statistical downscaling, *Clim. Change*, 120, 229–247, <https://doi.org/10.1007/s10584-013-0787-3>, 2013.
- Bedia, J., Herrera, S., Camia, A., Moreno, J. M., and Gutiérrez, J. M.: Forest fire danger projections in the Mediterranean using ENSEMBLES regional climate change scenarios, *Clim. Change*, 122, 185–199, <https://doi.org/10.1007/s10584-013-1005-z>, 2014.
- Bedia, J., Herrera, S., Gutiérrez, J. M., Benali, A., Brands, S., Mota, B., and Moreno, J. M.: Global patterns in the sensitivity of burned area to fire-weather: Implications for climate change, *Agric. For. Meteorol.*, 214–215, 369–379, <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2015.09.002>, 2015.
- Bedia, J., Baño-Medina, J., Legasa, M. N., Iturbide, M., Manzanar, R., Herrera, S., Casanueva, A., San-Martín, D., Cofiño, A. S., and Gutiérrez, J. M.: Statistical downscaling with the downscaleR package (v3.1.0): contribution to the VALUE intercomparison experiment, *Geosci. Model Dev.*, 13, 1711–1735, <https://doi.org/10.5194/gmd-13-1711-2020>, 2020.
- Bento, V. A., Lima, D. C. A., Santos, L. C., Lima, M. M., Russo, A., Nunes, S. A., DaCamara, C. C., Trigo, R. M., and Soares, P. M. M.: The future of extreme meteorological fire danger under climate change scenarios for Iberia, *Weather Clim. Extrem.*, 42, 100623, <https://doi.org/10.1016/j.wace.2023.100623>, 2023.
- Berg, P., Christensen, O. B., Klehmet, K., Lenderink, G., Olsson, J., Teichmann, C., and Yang, W.: Summertime precipitation extremes in a EURO-CORDEX 0.11° ensemble at an hourly resolution, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 19, 957–971, <https://doi.org/10.5194/nhess-19-957-2019>, 2019.
- Boé, J., Somot, S., Corre, L., and Nabat, P.: Large discrepancies in summer climate change over Europe as projected by global and regional climate models: causes and consequences, *Clim. Dyn.*, 54, 2981–3002, <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05153-1>, 2020.
- Bonan, G. B. and Doney, S. C.: Climate, ecosystems, and planetary futures: The challenge to predict life in Earth system models, *Science*, 359, eaam8328, <https://doi.org/10.1126/science.aam8328>, 2018.
- Bony, S., Stevens, B., Frierson, D. M. W., Jakob, C., Kageyama, M., Pincus, R., Shepherd, T. G., Sherwood, S. C., Siebesma, A. P., Sobel, A. H., Watanabe, M., and Webb, M. J.: Clouds, circulation and climate sensitivity, *Nat. Geosci.*, 8, 261–268, <https://doi.org/10.1038/ngeo2398>, 2015.
- Brands, S., Herrera, S., Fernández, J., and Gutiérrez, J. M.: How well do CMIP5 Earth System Models simulate present climate conditions in Europe and Africa?: A performance comparison for the downscaling community, *Clim. Dyn.*, 41, 803–817, <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1742-8>, 2013.
- Brands, S., Fernández-Granja, J. A., Fernández Fernández, J., Bedia, J., Casanueva, A., and Taboada Hidalgo, J. J.: Performance of the CMIP6 global climate models over the Iberian Peninsula and relationships with the simulated climate system complexity, *Asociación Española de Climatología*, 2022.
- Brands, S., Fernández-Granja, J. A., Bedia, J., Casanueva, A., and Fernández, J.: A Global Climate Model Performance Atlas for the Southern Hemisphere Extratropics Based on Regional Atmospheric Circulation Patterns, *Geophys. Res. Lett.*, 50, e2023GL103531, <https://doi.org/10.1029/2023GL103531>, 2023.
- Brogli, R., Heim, C., Mensch, J., Sørland, S. L., and Schär, C.: The pseudo-global-warming (PGW) approach: methodology, software package PGW4ERA5 v1.1, validation, and sensitivity analyses, *Geosci. Model Dev.*, 16, 907–926, <https://doi.org/10.5194/gmd-16-907-2023>, 2023.

- Cabos, W., De La Vara, A., Álvarez-García, F. J., Sánchez, E., Sieck, K., Pérez-Sanz, J.-I., Limareva, N., and Sein, D. V.: Impact of ocean-atmosphere coupling on regional climate: the Iberian Peninsula case, *Clim. Dyn.*, 54, 4441–4467, <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05238-x>, 2020.
- Cai, W., Li, K., Liao, H., Wang, H., and Wu, L.: Weather conditions conducive to Beijing severe haze more frequent under climate change, *Nat. Clim. Change*, 7, 257–262, <https://doi.org/10.1038/nclimate3249>, 2017.
- Cannon, A. J.: Reductions in daily continental-scale atmospheric circulation biases between generations of global climate models: CMIP5 to CMIP6, *Environ. Res. Lett.*, 15, 064006, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab7e4f>, 2020.
- Cardell, M. F., Romero, R., Amengual, A., Homar, V., and Ramis, C.: A quantile–quantile adjustment of the EURO-CORDEX projections for temperatures and precipitation, *Int. J. Climatol.*, 39, 2901–2918, <https://doi.org/10.1002/joc.5991>, 2019a.
- Cardell, M. F., Amengual, A., and Romero, R.: Future effects of climate change on the suitability of wine grape production across Europe, *Reg. Environ. Change*, 19, 2299–2310, <https://doi.org/10.1007/s10113-019-01502-x>, 2019b.
- Cardell, M. F., Amengual, A., and Romero, R.: Present and future climate potentials for several outdoor tourism activities in Spain, *J. Sustain. Tour.*, 31, 2219–2249, <https://doi.org/10.1080/09669582.2022.2096624>, 2023.
- Careto, J. A. M., Soares, P. M. M., Cardoso, R. M., Herrera, S., and Gutiérrez, J. M.: Added value of EURO-CORDEX high-resolution downscaling over the Iberian Peninsula revisited – Part 1: Precipitation, *Geosci. Model Dev.*, 15, 2635–2652, <https://doi.org/10.5194/gmd-15-2635-2022>, 2022.
- Carrillo, J., González, A., Pérez, J. C., Expósito, F. J., and Díaz, J. P.: Projected impacts of climate change on tourism in the Canary Islands, *Reg. Environ. Change*, 22, 61, <https://doi.org/10.1007/s10113-022-01880-9>, 2022a.
- Carrillo, J., Pérez, J. C., Expósito, F. J., Díaz, J. P., and González, A.: Projections of wildfire weather danger in the Canary Islands, *Sci. Rep.*, 12, 8093, <https://doi.org/10.1038/s41598-022-12132-5>, 2022b.
- Carrillo, J., Hernández-Barrera, S., Expósito, F. J., Díaz, J. P., González, A., and Pérez, J. C.: The uneven impact of climate change on drought with elevation in the Canary Islands, *Npj Clim. Atmospheric Sci.*, 6, 31, <https://doi.org/10.1038/s41612-023-00358-7>, 2023.
- Carvalho, D., Cardoso Pereira, S., and Rocha, A.: Future surface temperature changes for the Iberian Peninsula according to EURO-CORDEX climate projections, *Clim. Dyn.*, 56, 123–138, <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05472-3>, 2021a.
- Carvalho, D., Cardoso Pereira, S., and Rocha, A.: Future surface temperatures over Europe according to CMIP6 climate projections: an analysis with original and bias-corrected data, *Clim. Change*, 167, 10, <https://doi.org/10.1007/s10584-021-03159-0>, 2021b.
- Carvalho, D., Rocha, A., Costoya, X., deCastro, M., and Gómez-Gesteira, M.: Wind energy resource over Europe under CMIP6 future climate projections: What changes from CMIP5 to CMIP6, *Renew. Sustain. Energy Rev.*, 151, 111594, <https://doi.org/10.1016/j.rser.2021.111594>, 2021c.

- Carvalho, D., Pereira, S. C., Silva, R., and Rocha, A.: Aridity and desertification in the Mediterranean under EURO-CORDEX future climate change scenarios, *Clim. Change*, 174, 28, <https://doi.org/10.1007/s10584-022-03454-4>, 2022.
- Casanueva, A., Herrera, S., Fernández, J., and Gutiérrez, J. M.: Towards a fair comparison of statistical and dynamical downscaling in the framework of the EURO-CORDEX initiative, *Clim. Change*, 137, 411–426, <https://doi.org/10.1007/s10584-016-1683-4>, 2016.
- Casanueva, A., Bedia, J., Herrera, S., Fernández, J., and Gutiérrez, J. M.: Direct and component-wise bias correction of multi-variate climate indices: the percentile adjustment function diagnostic tool, *Clim. Change*, 147, 411–425, <https://doi.org/10.1007/s10584-018-2167-5>, 2018.
- Casanueva, A., Kotlarski, S., Herrera, S., Fischer, A. M., Kjellstrom, T., and Schwier, C.: Climate projections of a multivariate heat stress index: the role of downscaling and bias correction, *Geosci. Model Dev.*, 12, 3419–3438, <https://doi.org/10.5194/gmd-12-3419-2019>, 2019.
- Casanueva, A., Kotlarski, S., Fischer, A. M., Flouris, A. D., Kjellstrom, T., Lemke, B., Nybo, L., Schwier, C., and Liniger, M. A.: Escalating environmental summer heat exposure—a future threat for the European workforce, *Reg. Environ. Change*, 20, 40, <https://doi.org/10.1007/s10113-020-01625-6>, 2020a.
- Casanueva, A., Herrera, S., Ilturbide, M., Lange, S., Jury, M., Dosio, A., Maraun, D., and Gutiérrez, J. M.: Testing bias adjustment methods for regional climate change applications under observational uncertainty and resolution mismatch, *Atmospheric Sci. Lett.*, 21, e978, <https://doi.org/10.1002/asl.978>, 2020b.
- Chaparro, D., Piles, M., Vall-llossera, M., and Camps, A.: Surface moisture and temperature trends anticipate drought conditions linked to wildfire activity in the Iberian Peninsula, *Eur. J. Remote Sens.*, 49, 955–971, <https://doi.org/10.5721/EuJRS20164950>, 2016.
- Claro, A., Santos, J. A., and Carvalho, D.: Assessing the Future wind Energy Potential in Portugal Using a CMIP6 Model Ensemble and WRF High-Resolution Simulations, *Energies*, 16, 661, <https://doi.org/10.3390/en16020661>, 2023.
- Coppola, E., Sobolowski, S., Pichelli, E., Raffaele, F., Ahrens, B., Anders, I., Ban, N., Bastin, S., Belda, M., Belusic, D., Caldas-Álvarez, A., Cardoso, R. M., Davolio, S., Dobler, A., Fernández, J., Fita, L., Fumiere, Q., Giorgi, F., Goergen, K., Güttler, I., Halenka, T., Heinzeller, D., Hodnebrog, Ø., Jacob, D., Kartsios, S., Katragkou, E., Kendon, E., Khodayar, S., Kunstmann, H., Knist, S., Lavín-Gullón, A., Lind, P., Lorenz, T., Maraun, D., Marelle, L., Van Meijgaard, E., Milovac, J., Myhre, G., Panitz, H.-J., Piazza, M., Raffa, M., Raub, T., Rockel, B., Schär, C., Sieck, K., Soares, P. M. M., Somot, S., Srnc, L., Stocchi, P., Tölle, M. H., Truhetz, H., Vautard, R., De Vries, H., and Warrach-Sagi, K.: A first-of-its-kind multi-model convolution permitting ensemble for investigating convective phenomena over Europe and the Mediterranean, *Clim. Dyn.*, 55, 3–34, <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4521-8>, 2020.
- Coppola, E., Nogherotto, R., Ciarlo', J. M., Giorgi, F., Van Meijgaard, E., Kadyrov, N., Iles, C., Corre, L., Sandstad, M., Somot, S., Nabat, P., Vautard, R., Levavasseur, G., Schwingshackl, C., Sillmann, J., Kjellström, E., Nikulin, G., Aalbers, E., Lenderink, G., Christensen, O. B., Boberg, F., Sørland, S. L., Demory, M., Bülow, K., Teichmann, C., Warrach-Sagi, K., and Wulfmeyer, V.: Assessment of the European Climate Projections as Simulated by the Large EURO-CORDEX Regional and Global Climate Model Ensemble, *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 126, e2019JD032356, <https://doi.org/10.1029/2019JD032356>, 2021a.

- Coppola, E., Raffaele, F., Giorgi, F., Giuliani, G., Xuejie, G., Ciarlo, J. M., Sines, T. R., Torres-Alavez, J. A., Das, S., Di Sante, F., Pichelli, E., Glazer, R., Müller, S. K., Abba Omar, S., Ashfaq, M., Bukovsky, M., Im, E.-S., Jacob, D., Teichmann, C., Remedio, A., Remke, T., Kriegsmann, A., Bülow, K., Weber, T., Buntemeyer, L., Sieck, K., and Rechid, D.: Climate hazard indices projections based on CORDEX-CORE, CMIP5 and CMIP6 ensemble, *Clim. Dyn.*, 57, 1293–1383, <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05640-z>, 2021b.
- Cornes, R. C., Van Der Schrier, G., Van Den Besselaar, E. J. M., and Jones, P. D.: An Ensemble Version of the E-OBS Temperature and Precipitation Data Sets, *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 123, 9391–9409, <https://doi.org/10.1029/2017JD028200>, 2018.
- Cos, J., Doblas-Reyes, F., Jury, M., Marcos, R., Bretonnière, P.-A., and Samsó, M.: The Mediterranean climate change hotspot in the CMIP5 and CMIP6 projections, *Earth Syst. Dyn.*, 13, 321–340, <https://doi.org/10.5194/esd-13-321-2022>, 2022.
- Crook, J. A., Jones, L. A., Forster, P. M., and Crook, R.: Climate change impacts on future photovoltaic and concentrated solar power energy output, *Energy Environ. Sci.*, 4, 3101, <https://doi.org/10.1039/c1ee01495a>, 2011.
- Cusinato, E., Rubino, A., and Zanchettin, D.: Winter Euro-Atlantic Climate Modes: Future Scenarios From a CMIP6 Multi-Model Ensemble, *Geophys. Res. Lett.*, 48, e2021GL094532, <https://doi.org/10.1029/2021GL094532>, 2021.
- Cutillas-Lozano, L. G., López, M. S. C., Velasco, A. P., Andrés-Doménech, I., and Olcina-Cantos, J.: Local-scale regionalisation of climate change effects on rainfall pattern: application to Alicante City (Spain), *Theor. Appl. Climatol.*, 154, 377–402, <https://doi.org/10.1007/s00704-023-04565-3>, 2023.
- Darmaraki, S., Somot, S., Sevault, F., Nabat, P., Cabos Narvaez, W. D., Cavicchia, L., Djurdjevic, V., Li, L., Sannino, G., and Sein, D. V.: Future evolution of Marine Heatwaves in the Mediterranean Sea, *Clim. Dyn.*, 53, 1371–1392, <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04661-z>, 2019.
- Davini, P. and D'Andrea, F.: From CMIP3 to CMIP6: Northern Hemisphere Atmospheric Blocking Simulation in Present and Future Climate, *J. Clim.*, 33, 10021–10038, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0862.1>, 2020.
- De La Vara, A., Gutiérrez, C., González-Alemán, J. J., and Gaertner, M. Á.: Intercomparison Study of the Impact of Climate Change on Renewable Energy Indicators on the Mediterranean Islands, *Atmosphere*, 11, 1036, <https://doi.org/10.3390/atmos11101036>, 2020.
- De La Vara, A., Cabos, W., Sein, D. V., Teichmann, C., and Jacob, D.: Impact of air–sea coupling on the climate change signal over the Iberian Peninsula, *Clim. Dyn.*, 57, 2325–2349, <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05812-x>, 2021.
- De León, S. P. and Orfila, A.: Numerical study of the marine breeze around Mallorca Island, *Appl. Ocean Res.*, 40, 26–34, <https://doi.org/10.1016/j.apor.2012.12.003>, 2013.
- De Luca, P. and Donat, M. G.: Projected Changes in Hot, Dry, and Compound Hot-Dry Extremes Over Global Land Regions, *Geophys. Res. Lett.*, 50, e2022GL102493, <https://doi.org/10.1029/2022GL102493>, 2023.
- De Luca, P., Delgado-Torres, C., Mahmood, R., Samsó-Cabre, M., and Donat, M. G.: Constraining decadal variability regionally improves near-term projections of hot, cold and dry extremes, *Environ. Res. Lett.*, 18, 094054, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/acf389>, 2023.

- De Martonne, E.: Aridité et indices d'aridité, *Académie Sci. Comptes Rendus*, 182, 1935–1938, 1923.
- De Vries, H., Lenderink, G., Van Der Wiel, K., and Van Meijgaard, E.: Quantifying the role of the large-scale circulation on European summer precipitation change, *Clim. Dyn.*, 59, 2871–2886, <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06250-z>, 2022.
- Del Jesús, M. and Díez-Sierra, J.: Climate change effects on sub-daily precipitation in Spain, *Hydrol. Sci. J.*, 68, 1065–1077, <https://doi.org/10.1080/02626667.2023.2215931>, 2023.
- Delgado-Torres, C., Verfaillie, D., Mohino, E., and Donat, M. G.: Representation and Annual to Decadal Predictability of Euro-Atlantic Weather Regimes in the CMIP6 Version of the EC-Earth Coupled Climate Model, *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 127, e2022JD036673, <https://doi.org/10.1029/2022JD036673>, 2022.
- Demory, M.-E., Berthou, S., Fernández, J., Sørland, S. L., Brogli, R., Roberts, M. J., Beyerle, U., Seddon, J., Haarsma, R., Schär, C., Buonomo, E., Christensen, O. B., Ciarlo', J. M., Fealy, R., Nikulin, G., Peano, D., Putrasahan, D., Roberts, C. D., Senan, R., Steger, C., Teichmann, C., and Vautard, R.: European daily precipitation according to EURO-CORDEX regional climate models (RCMs) and high-resolution global climate models (GCMs) from the High-Resolution Model Intercomparison Project (HighResMIP), *Geosci. Model Dev.*, 13, 5485–5506, <https://doi.org/10.5194/gmd-13-5485-2020>, 2020a.
- Demory, M.-E., Berthou, S., Fernández, J., Sørland, S. L., Brogli, R., Roberts, M. J., Beyerle, U., Seddon, J., Haarsma, R., Schär, C., Buonomo, E., Christensen, O. B., Ciarlo', J. M., Fealy, R., Nikulin, G., Peano, D., Putrasahan, D., Roberts, C. D., Senan, R., Steger, C., Teichmann, C., and Vautard, R.: European daily precipitation according to EURO-CORDEX regional climate models (RCMs) and high-resolution global climate models (GCMs) from the High-Resolution Model Intercomparison Project (HighResMIP), *Geosci. Model Dev.*, 13, 5485–5506, <https://doi.org/10.5194/gmd-13-5485-2020>, 2020b.
- Déqué, M., Somot, S., Sánchez-Gómez, E., Goodess, C. M., Jacob, D., Lenderink, G., and Christensen, O. B.: The spread amongst ENSEMBLES regional scenarios: regional climate models, driving general circulation models and interannual variability, *Clim. Dyn.*, 38, 951–964, <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1053-x>, 2012.
- Deser, C. and Phillips, A. S.: A range of outcomes: the combined effects of internal variability and anthropogenic forcing on regional climate trends over Europe, *Nonlinear Process. Geophys.*, 30, 63–84, <https://doi.org/10.5194/npg-30-63-2023>, 2023.
- Deser, C., Phillips, A., Bourdette, V., and Teng, H.: Uncertainty in climate change projections: the role of internal variability, *Clim. Dyn.*, 38, 527–546, <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0977-x>, 2012.
- Deser, C., Hurrell, J. W., and Phillips, A. S.: The role of the North Atlantic Oscillation in European climate projections, *Clim. Dyn.*, 49, 3141–3157, <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3502-z>, 2017.
- Deser, C., Lehner, F., Rodgers, K. B., Ault, T., Delworth, T. L., DiNezio, P. N., Fiore, A., Frankignoul, C., Fyfe, J. C., Horton, D. E., Kay, J. E., Knutti, R., Lovenduski, N. S., Marotzke, J., McKinnon, K. A., Minobe, S., Randerson, J., Screen, J. A., Simpson, I. R., and Ting, M.: Insights from Earth system model initial-condition large ensembles and future prospects, *Nat. Clim. Change*, 10, 277–286, <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0731-2>, 2020.

- Díaz-Poso, A., Lorenzo, N., Martí, A., and Royé, D.: Cold wave intensity on the Iberian Peninsula: Future climate projections, *Atmospheric Res.*, 295, 107011, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2023.107011>, 2023a.
- Díaz-Poso, A., Royé, D., and Martínez-Ibarra, E.: Turismo y Cambio Climático: Aplicación del Holiday Climate Index (HCI:Urban) en España en los meses de verano para mediados y finales de siglo, *Investig. Tur.*, 274–296, <https://doi.org/10.14198/INTURI.23493>, 2023b.
- Díez-Sierra, J., Iturbide, M., Fernández, J., Gutiérrez, J. M., Milovac, J., and Cofiño, A. S.: Consistency of the regional response to global warming levels from CMIP5 and CORDEX projections, *Clim. Dyn.*, 61, 4047–4060, <https://doi.org/10.1007/s00382-023-06790-y>, 2023.
- Díez-Sierra, J., Iturbide, M., Brands, S., Fernández, J., Milovac, J., Cofiño, A. S., Azorín-Molina, C., Vicente-Serrano, S. M., and Gutiérrez, J. M.: Regional response of the Iberian mean and extreme climate to different levels of global warming, 2024.
- Directorate-General for Energy (European Commission): EU energy in figures: statistical pocketbook 2021, Publications Office of the European Union, LU, 2021.
- Domínguez, M., Romera, R., Sánchez, E., Fita, L., Fernández, J., Jiménez-Guerrero, P., Montávez, J., Cabos, W., Liguori, G., and Gaertner, M.: Present-climate precipitation and temperature extremes over Spain from a set of high resolution RCMs, *Clim. Res.*, 58, 149–164, <https://doi.org/10.3354/cr01186>, 2013.
- Donohue, R. J., McVicar, T. R., and Roderick, M. L.: Assessing the ability of potential evaporation formulations to capture the dynamics in evaporative demand within a changing climate, *J. Hydrol.*, 386, 186–197, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.03.020>, 2010.
- Dosio, A.: Projections of climate change indices of temperature and precipitation from an ensemble of bias-adjusted high-resolution EURO-CORDEX regional climate models, *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 121, 5488–5511, <https://doi.org/10.1002/2015JD024411>, 2016.
- Drìouech, F., ElRhaz, K., Moufouma-Okia, W., Arjda, K., and Balhane, S.: Assessing Future Changes of Climate Extreme Events in the CORDEX-MENA Region Using Regional Climate Model ALADIN-Climate, *Earth Syst. Environ.*, 4, 477–492, <https://doi.org/10.1007/s41748-020-00169-3>, 2020.
- Dufresne, J.-L. and Bony, S.: An Assessment of the Primary Sources of Spread of Global Warming Estimates from Coupled Atmosphere–Ocean Models, *J. Clim.*, 21, 5135–5144, <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2239.1>, 2008.
- Dunn, R. J. H., Willett, K. M., Ciavarella, A., and Stott, P. A.: Comparison of land surface humidity between observations and CMIP5 models, *Earth Syst. Dyn.*, 8, 719–747, <https://doi.org/10.5194/esd-8-719-2017>, 2017.
- Dutta, R., Chanda, K., and Maity, R.: Future of solar energy potential in a changing climate across the world: A CMIP6 multi-model ensemble analysis, *Renew. Energy*, 188, 819–829, <https://doi.org/10.1016/j.renene.2022.02.023>, 2022.
- Egea, J. A., Caro, M., García-Brunton, J., Gambín, J., Egea, J., and Ruiz, D.: Agroclimatic Metrics for the Main Stone Fruit Producing Areas in Spain in Current and Future Climate Change Scenarios: Implications From an Adaptive Point of View, *Front. Plant Sci.*, 13, 842628, <https://doi.org/10.3389/fpls.2022.842628>, 2022.

- Enríquez-Alonso, A., Sánchez-Lorenzo, A., Calbó, J., González, J.-A., and Norris, J. R.: Cloud cover climatologies in the Mediterranean obtained from satellites, surface observations, reanalyses, and CMIP5 simulations: validation and future scenarios, *Clim. Dyn.*, 47, 249–269, <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2834-4>, 2016.
- Enríquez-Alonso, A., Calbó, J., Sánchez-Lorenzo, A., and Tan, E.: Discrepancies in the Climatology and Trends of Cloud Cover in Global and Regional Climate Models for the Mediterranean Region, *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 122, <https://doi.org/10.1002/2017JD027147>, 2017.
- Ering, S.: An attempt on precipitation efficiency and a new index, *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Yayın.*, 1965.
- Espinoza, V., Walliser, D. E., Guan, B., Lavers, D. A., and Ralph, F. M.: Global Analysis of Climate Change Projection Effects on Atmospheric Rivers, *Geophys. Res. Lett.*, 45, 4299–4308, <https://doi.org/10.1029/2017GL076968>, 2018.
- Esteban-Parra, M. J., García-Valdecasas Ojeda, M., Peinó-Calero, E., Romero-Jiménez, E., Yeste, P., Rosa-Cánovas, J. J., Rodríguez-Brito, A., Gámiz-Fortis, S. R., and Castro-Díez, Y.: Climate Variability and Trends, in: *The Landscape of the Sierra Nevada*, edited by: Zamora, R. and Oliva, M., Springer International Publishing, Cham, 129–148, https://doi.org/10.1007/978-3-030-94219-9_9, 2022.
- Expósito González, F. J., Díaz González, J. P., González Fernández, A. J., and Pérez Darias, J. C.: Proyecciones climáticas de índices de temperaturas extremas en Canarias, *Asociación Española de Climatología*, 2022.
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., and Taylor, K. E.: 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>, 2016.
- Fadón, E., Fernández, E., Luedeling, E., and Rodrigo, J.: Agroclimatic requirements and adaptation potential to global warming of Spanish cultivars of sweet cherry (*Prunus avium* L.), *Eur. J. Agron.*, 145, 126774, <https://doi.org/10.1016/j.eja.2023.126774>, 2023.
- Falquina, R., De La Vara, A., Cabos, W., Sein, D., and Gallardo, C.: Impact of ocean-atmosphere coupling on present and future Köppen-Geiger climate classification in Europe, *Atmospheric Res.*, 275, 106223, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106223>, 2022.
- Fantini, A., Raffaele, F., Torma, C., Bacer, S., Coppola, E., Giorgi, F., Ahrens, B., Dubois, C., Sánchez, E., and Verdecchia, M.: Assessment of multiple daily precipitation statistics in ERA-Interim driven Med-CORDEX and EURO-CORDEX experiments against high resolution observations, *Clim. Dyn.*, 51, 877–900, <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3453-4>, 2018.
- Fernández, J., Frías, M. D., Cabos, W. D., Cofiño, A. S., Domínguez, M., Fita, L., Gaertner, M. A., García-Díez, M., Gutiérrez, J. M., Jiménez-Guerrero, P., Liguori, G., Montávez, J. P., Romera, R., and Sánchez, E.: Consistency of climate change projections from multiple global and regional model intercomparison projects, *Clim. Dyn.*, 52, 1139–1156, <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4181-8>, 2019.
- Fernández, J., Casanueva, A., Montávez, J. P., Gaertner, M. Á., Casado, M. J., Manzanar, R., and Gutiérrez, J. M.: Regional climate projections over Spain: Atmosphere. Future climate projections, 45–52 pp., 2017.
- Fernández-Álvarez, J. C., Pérez-Alarcón, A., Eiras-Barca, J., Ramos, A. M., Rahimi-Esfarjani, S., Nieto, R., and Gimeno, L.: Changes in Moisture Sources of Atmospheric Rivers Landfalling the Iberian Peninsula With WRF-FLEXPART, *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 128, e2022JD037612, <https://doi.org/10.1029/2022JD037612>, 2023.

- Fernández-Álvarez, J. C., Costoya, X., Pérez-Alarcón, A., Rahimi, S., Nieto, R., and Gimeno, L.: Dynamic downscaling of wind speed over the North Atlantic Ocean using CMIP6 projections: Implications for offshore wind power density, *Energy Rep.*, 9, 873–885, <https://doi.org/10.1016/j.egy.2022.12.036>, 2023a.
- Fernández-Álvarez, J. C., Pérez-Alarcón, A., Eiras-Barca, J., Rahimi, S., Nieto, R., and Gimeno, L.: Projected changes in atmospheric moisture transport contributions associated with climate warming in the North Atlantic, *Nat. Commun.*, 14, 6476, <https://doi.org/10.1038/s41467-023-41915-1>, 2023b.
- Fernández-Granja, J. A., Casanueva, A., Bedia, J., and Fernández, J.: Improved atmospheric circulation over Europe by the new generation of CMIP6 earth system models, *Clim. Dyn.*, 56, 3527–3540, <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05652-9>, 2021.
- Fernández-Granja, J. A., Brands, S., Bedia, J., Casanueva, A., and Fernández, J.: Exploring the limits of the Jenkinson–Collison weather types classification scheme: a global assessment based on various reanalyses, *Clim. Dyn.*, 61, 1829–1845, <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06658-7>, 2023.
- Fernández-Montes, S., Gómez-Navarro, J. J., Rodrigo, F. S., García-Valero, J. A., and Montávez, J. P.: 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>, 2017.
- Feron, S., Cordero, R. R., Damiani, A., and Jackson, R. B.: Climate change extremes and photovoltaic power output, *Nat. Sustain.*, 4, 270–276, <https://doi.org/10.1038/s41893-020-00643-w>, 2020.
- Findell, K. L., Keys, P. W., Van Der Ent, R. J., Lintner, B. R., Berg, A., and Krasting, J. P.: Rising Temperatures Increase Importance of Oceanic Evaporation as a Source for Continental Precipitation, *J. Clim.*, 32, 7713–7726, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0145.1>, 2019.
- Fosser, G., Kendon, E. J., Stephenson, D., and Tucker, S.: Convection-Permitting Models Offer Promise of More Certain Extreme Rainfall Projections, *Geophys. Res. Lett.*, 47, e2020GL088151, <https://doi.org/10.1029/2020GL088151>, 2020.
- Fraga, H., Malheiro, A. C., Moutinho-Pereira, J., and Santos, J. A.: Future scenarios for viticultural zoning in Europe: ensemble projections and uncertainties, *Int. J. Biometeorol.*, 57, 909–925, <https://doi.org/10.1007/s00484-012-0617-8>, 2013.
- García-Díez, M., Fernández, J., and Vautard, R.: An RCM multi-physics ensemble over Europe: multi-variable evaluation to avoid error compensation, *Clim. Dyn.*, 45, 3141–3156, <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2529-x>, 2015.
- García-León, D., Casanueva, A., Standardi, G., Burgstall, A., Flouris, A. D., and Nybo, L.: Current and projected regional economic impacts of heatwaves in Europe, *Nat. Commun.*, 12, 5807, <https://doi.org/10.1038/s41467-021-26050-z>, 2021.
- García-Valdecasas Ojeda, M., Gámiz-Fortis, S. R., Castro-Díez, Y., and Esteban-Parra, M. J.: Evaluation of WRF capability to detect dry and wet periods in Spain using drought indices, *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 122, 1569–1594, <https://doi.org/10.1002/2016JD025683>, 2017.
- García-Valdecasas Ojeda, M., Yeste, P., Gámiz-Fortis, S. R., Castro-Díez, Y., and Esteban-Parra, M. J.: Future changes in land and atmospheric variables: An analysis of their couplings in the Iberian Peninsula, *Sci. Total Environ.*, 722, 137902, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.137902>, 2020a.

- García-Valdecasas Ojeda, M., Rosa-Cánovas, J. J., Romero-Jiménez, E., Yeste, P., Gámiz-Fortis, S. R., Castro-Díez, Y., and Esteban-Parra, M. J.: The role of the surface evapotranspiration in regional climate modelling: Evaluation and near-term future changes, *Atmospheric Res.*, 237, 104867, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.104867>, 2020b.
- García-Valdecasas Ojeda, M., Romero-Jiménez, E., Rosa-Cánovas, J. J., Yeste, P., Castro-Díez, Y., Esteban-Parra, M. J., Vicente-Serrano, S. M., and Gámiz-Fortis, S. R.: Assessing Future Drought Conditions over the Iberian Peninsula: The Impact of Using Different Periods to Compute the SPEI, *Atmosphere*, 12, 980, <https://doi.org/10.3390/atmos12080980>, 2021a.
- García-Valdecasas Ojeda, M., Gámiz-Fortis, S. R., Romero-Jiménez, E., Rosa-Cánovas, J. J., Yeste, P., Castro-Díez, Y., and Esteban-Parra, M. J.: Projected changes in the Iberian Peninsula drought characteristics, *Sci. Total Environ.*, 757, 143702, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.143702>, 2021b.
- Garijo, C. and Mediero, L.: Assessment of Changes in Annual Maximum Precipitations in the Iberian Peninsula under Climate Change, *Water*, 11, 2375, <https://doi.org/10.3390/w11112375>, 2019.
- Garrido-Perez, J. M., García-Herrera, R., Barriopedro, D., and Ordóñez, C.: Shifting summer holidays in Spain as an adaptation measure to climate change, *Sci. Total Environ.*, 904, 166879, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.166879>, 2023.
- Garuma, G. F.: Review of urban surface parameterizations for numerical climate models, *Urban Clim.*, 24, 830–851, <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2017.10.006>, 2018.
- Gernaat, D. E. H. J., De Boer, H. S., Daioglou, V., Yalew, S. G., Müller, C., and Van Vuuren, D. P.: Climate change impacts on renewable energy supply, *Nat. Clim. Change*, 11, 119–125, <https://doi.org/10.1038/s41558-020-00949-9>, 2021.
- Giannakopoulos, C., Le Sager, P., Bindi, M., Moriondo, M., Kostopoulou, E., and Goodess, C. M.: Climatic changes and associated impacts in the Mediterranean resulting from a 2 °C global warming, *Glob. Planet. Change*, 68, 209–224, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2009.06.001>, 2009.
- Gil, V., Gaertner, M. A., Gutiérrez, C., and Losada, T.: Impact of climate change on solar irradiation and variability over the Iberian Peninsula using regional climate models, *Int. J. Climatol.*, 39, 1733–1747, <https://doi.org/10.1002/joc.5916>, 2019.
- Gil-Guirado, S., Pérez-Morales, A., Pino, D., Peña, J. C., and Martínez, F. L.: Flood impact on the Spanish Mediterranean coast since 1960 based on the prevailing synoptic patterns, *Sci. Total Environ.*, 807, 150777, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.150777>, 2022.
- Giorgi, F.: Climate change hot-spots, *Geophys. Res. Lett.*, 33, 2006GL025734, <https://doi.org/10.1029/2006GL025734>, 2006.
- González, A., Pérez, J. C., Díaz, J. P., and Expósito, F. J.: Future projections of wind resource in a mountainous archipelago, Canary Islands, *Renew. Energy*, 104, 120–128, <https://doi.org/10.1016/j.renene.2016.12.021>, 2017.
- González-Abad, J., Hernández-García, Á., Harder, P., Rolnick, D., and Gutiérrez, J. M.: Multi-variable Hard Physical Constraints for Climate Model Downscaling, <https://doi.org/10.48550/ARXIV.2308.01868>, 2023.
- González-Abad, J., Baño-Medina, J., and Gutiérrez, J. M.: Using Explainability to Inform Statistical Downscaling Based on Deep Learning Beyond Standard Validation Approaches, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 15, e2023MS003641, <https://doi.org/10.1029/2023MS003641>, 2023.

- González-Alemán, J. J., Insua-Costa, D., Bazile, E., González-Herrero, S., Marcello Miglietta, M., Groenemeijer, P., and Donat, M. G.: Anthropogenic Warming Had a Crucial Role in Triggering the Historic and Destructive Mediterranean Derecho in Summer 2022, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 104, E1526–E1532, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-23-0119.1>, 2023.
- Greene, A. M., Goddard, L., and Cousin, R.: Web tool deconstructs variability in twentieth-century climate, *Eos Trans. Am. Geophys. Union*, 92, 397–398, <https://doi.org/10.1029/2011EO450001>, 2011.
- Gutiérrez, C., Somot, S., Nabat, P., Mallet, M., Corre, L., Meijgaard, E. V., Perpiñán, O., and Gaertner, M. Á.: Future evolution of surface solar radiation and photovoltaic potential in Europe: investigating the role of aerosols, *Environ. Res. Lett.*, 15, 034035, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab6666>, 2020.
- Gutiérrez, C., De La Vara, A., González-Alemán, J. J., and Gaertner, M. Á.: Impact of Climate Change on Wind and Photovoltaic Energy Resources in the Canary Islands and Adjacent Regions, *Sustainability*, 13, 4104, <https://doi.org/10.3390/su13084104>, 2021.
- Gutiérrez, J. M., San-Martín, D., Brands, S., Manzanas, R., and Herrera, S.: Reassessing Statistical Downscaling Techniques for Their Robust Application under Climate Change Conditions, *J. Clim.*, 26, 171–188, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00687.1>, 2013.
- Gutiérrez, J. M., Maraun, D., Widmann, M., Huth, R., Hertig, E., Benestad, R., Roessler, O., Wibig, J., Wilcke, R., Kotlarski, S., San Martín, D., Herrera, S., Bedia, J., Casanueva, A., Manzanas, R., Iturbide, M., Vrac, M., Dubrovsky, M., Ribalaguya, J., Pórtoles, J., Rätty, O., Räisänen, J., Hingray, B., Raynaud, D., Casado, M. J., Ramos, P., Zerenner, T., Turco, M., Bosshard, T., Štěpánek, P., Bartholy, J., Pongracz, R., Keller, D. E., Fischer, A. M., Cardoso, R. M., Soares, P. M. M., Czernecki, B., and Pagé, C.: An intercomparison of a large ensemble of statistical downscaling methods over Europe: Results from the VALUE perfect predictor cross-validation experiment, *Int. J. Climatol.*, 39, 3750–3785, <https://doi.org/10.1002/joc.5462>, 2019.
- Gutowski Jr., W. J., Giorgi, F., Timbal, B., Frigon, A., Jacob, D., Kang, H.-S., Raghavan, K., Lee, B., Lennard, C., Nikulin, G., O'Rourke, E., Rixen, M., Solman, S., Stephenson, T., and Tangang, F.: WCRP COordinated Regional Downscaling EXperiment (CORDEX): a diagnostic MIP for CMIP6, *Geosci. Model Dev.*, 9, 4087–4095, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-4087-2016>, 2016.
- Gutowski, W. J. J., Giorgi, F., Timbal, B., Frigon, A., Jacob, D., Kang, H.-S., Raghavan, K., Lee, B., Lennard, C., Nikulin, G., O'Rourke, E., Rixen, M., Solman, S., Stephenson, T., and Tangang, F.: WCRP COordinated Regional Downscaling EXperiment (CORDEX): a diagnostic MIP for CMIP6, *Geosci. Model Dev.*, 9, 4087–4095, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-4087-2016>, 2016.
- Haarsma, R. J., Selten, F. M., and Drijfhout, S. S.: Decelerating Atlantic meridional overturning circulation main cause of future west European summer atmospheric circulation changes, *Environ. Res. Lett.*, 10, 094007, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/9/094007>, 2015.
- Haarsma, R. J., Roberts, M. J., Vidale, P. L., Senior, C. A., Bellucci, A., Bao, Q., Chang, P., Corti, S., Fučkar, N. S., Guemas, V., von Hardenberg, J., Hazeleger, W., Kodama, C., Koenigk, T., Leung, L. R., Lu, J., Luo, J.-J., Mao, J., Mizielinski, M. S., Mizuta, R., Nobre, P., Satoh, M., Scoccimarro, E., Semmler, T., Small, J., and von Storch, J.-S.: High Resolution Model Intercomparison Project (HighResMIP v1.0) for CMIP6, *Geosci. Model Dev.*, 9, 4185–4208, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-4185-2016>, 2016a.

- Haarsma, R. J., Roberts, M. J., Vidale, P. L., Senior, C. A., Bellucci, A., Bao, Q., Chang, P., Corti, S., Fučkar, N. S., Guemas, V., Von Hardenberg, J., Hazeleger, W., Kodama, G., Koenigk, T., Leung, L. R., Lu, J., Luo, J.-J., Mao, J., Mizielinski, M. S., Mizuta, R., Nobre, P., Satoh, M., Scoccimarro, E., Semmler, T., Small, J., and Von Storch, J.-S.: High Resolution Model Intercomparison Project (HighResMIP v1.0) for CMIP6, *Geosci. Model Dev.*, 9, 4185–4208, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-4185-2016>, 2016b.
- Han, J. and Singh, V. P.: A review of widely used drought indices and the challenges of drought assessment under climate change, *Environ. Monit. Assess.*, 195, 1438, <https://doi.org/10.1007/s10661-023-12062-3>, 2023.
- Hartmann, D. L., Wallace, J. M., Limpasuvan, V., Thompson, D. W. J., and Holton, J. R.: Can ozone depletion and global warming interact to produce rapid climate change?, *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 97, 1412–1417, <https://doi.org/10.1073/pnas.97.4.1412>, 2000.
- Hernanz, A., García-Valero, J. A., Domínguez, M., and Rodríguez-Camino, E.: Evaluation of statistical downscaling methods for climate change projections over Spain: Future conditions with pseudo reality (transferability experiment), *Int. J. Climatol.*, 42, 3987–4000, <https://doi.org/10.1002/joc.7464>, 2022a.
- Hernanz, A., García-Valero, J. A., Domínguez, M., and Rodríguez-Camino, E.: Evaluation of statistical downscaling methods for climate change projections over Spain: Present conditions with imperfect predictors (global climate model experiment), *Int. J. Climatol.*, 42, 6793–6806, <https://doi.org/10.1002/joc.7611>, 2022b.
- Hernanz, A., García-Valero, J. A., Domínguez, M., Ramos-Calzado, P., Pastor-Saavedra, M. A., and Rodríguez-Camino, E.: Evaluation of statistical downscaling methods for climate change projections over Spain: Present conditions with perfect predictors, *Int. J. Climatol.*, 42, 762–776, <https://doi.org/10.1002/joc.7271>, 2022c.
- Hernanz, A., Correa, C., Domínguez, M., Rodríguez-Guisado, E., and Rodríguez-Camino, E.: Comparison of machine learning statistical downscaling and regional climate models for temperature, precipitation, wind speed, humidity and radiation over Europe under present conditions, *Int. J. Climatol.*, 43, 6065–6082, <https://doi.org/10.1002/joc.8190>, 2023a.
- Hernanz, A., Correa, C., Andrés García-Valero, J., Domínguez, M., Rodríguez-Guisado, E., and Rodríguez-Camino, E.: pyClim-SDM: Service for generation of statistically downscaled climate change projections supporting national adaptation strategies, *Clim. Serv.*, 32, 100408, <https://doi.org/10.1016/j.cliser.2023.100408>, 2023b.
- Hernanz, A., Correa, C., Sánchez-Perrino, J., Prieto-Rico, I., Rodríguez-Guisado, E., Domínguez, M., and Rodríguez-Camino, E.: On the limitations of deep learning for statistical downscaling of climate change projections: The transferability and the extrapolation issues, *Atmospheric Sci. Lett.*, 25, e1195, <https://doi.org/10.1002/asl.1195>, 2024.
- Herrera, S., Bedia, J., Gutiérrez, J. M., Fernández, J., and Moreno, J. M.: On the projection of future fire danger conditions with various instantaneous/mean-daily data sources, *Clim. Change*, 118, 827–840, <https://doi.org/10.1007/s10584-012-0667-2>, 2013.
- Herrera, S., Cardoso, R. M., Soares, P. M., Espírito-Santo, F., Viterbo, P., and Gutiérrez, J. M.: Iberia01: a new gridded dataset of daily precipitation and temperatures over Iberia, *Earth Syst. Sci. Data*, 11, 1947–1956, <https://doi.org/10.5194/essd-11-1947-2019>, 2019.

- Herrera, S., Soares, P. M. M., Cardoso, R. M., and Gutiérrez, J. M.: Evaluation of the EURO-CORDEX Regional Climate Models Over the Iberian Peninsula: Observational Uncertainty Analysis, *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 125, e2020JD032880, <https://doi.org/10.1029/2020JD032880>, 2020.
- Herrera-Lormendez, P., Douville, H., and Matschullat, J.: European Summer Synoptic Circulations and Their Observed 2022 and Projected Influence on Hot Extremes and Dry Spells, *Geophys. Res. Lett.*, 50, e2023GL104580, <https://doi.org/10.1029/2023GL104580>, 2023a.
- Herrera-Lormendez, P., John, A., Douville, H., and Matschullat, J.: Projected changes in synoptic circulations over Europe and their implications for summer precipitation: A CMIP6 perspective, *Int. J. Climatol.*, 43, 3373–3390, <https://doi.org/10.1002/joc.8033>, 2023b.
- Hertig, E., Maraun, D., Bartholy, J., Pongracz, R., Vrac, M., Mares, I., Gutiérrez, J. M., Wibig, J., Casanueva, A., and Soares, P. M. M.: Comparison of statistical downscaling methods with respect to extreme events over Europe: Validation results from the perfect predictor experiment of the COST Action VALUE, *Int. J. Climatol.*, 39, 3846–3867, <https://doi.org/10.1002/joc.5469>, 2019.
- Hou, X., Wild, M., Folini, D., Kazadzis, S., and Wohland, J.: Climate change impacts on solar power generation and its spatial variability in Europe based on CMIP6, *Earth Syst. Dyn.*, 12, 1099–1113, <https://doi.org/10.5194/esd-12-1099-2021>, 2021.
- Intergovernmental Panel On Climate Change (Ed.): Evaluation of Climate Models, in: *Climate Change 2013 – The Physical Science Basis*, Cambridge University Press, 741–866, <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.020>, 2014a.
- Intergovernmental Panel On Climate Change (Ed.): Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility Pages 1029 to 1076, in: *Climate Change 2013 – The Physical Science Basis*, Cambridge University Press, 1029–1136, <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.024>, 2014b.
- Intergovernmental Panel On Climate Change (Ipcc): *Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 1st ed., Cambridge University Press, <https://doi.org/10.1017/9781009157896>, 2023a.
- Intergovernmental Panel On Climate Change (Ipcc) (Ed.): Summary for Policymakers, in: *Climate Change 2022 - Mitigation of Climate Change*, Cambridge University Press, 3–48, <https://doi.org/10.1017/9781009157926.001>, 2023b.
- Iturbide, M., Bedia, J., Herrera, S., Baño-Medina, J., Fernández, J., Frías, M. D., Manzananas, R., San-Martín, D., Cimadevilla, E., Cofiño, A. S., and Gutiérrez, J. M.: The R-based climate4R open framework for reproducible climate data access and post-processing, *Environ. Model. Softw.*, 111, 42–54, <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2018.09.009>, 2019.
- Iturbide, M., Gutiérrez, J. M., Alves, L. M., Bedia, J., Cerezo-Mota, R., Cimadevilla, E., Cofiño, A. S., Di Luca, A., Faria, S. H., Gorodetskaya, I. V., Hauser, M., Herrera, S., Hennessy, K., Hewitt, H. T., Jones, R. G., Krakovska, S., Manzananas, R., Martínez-Castro, D., Narisma, G. T., Nurhati, I. S., Pinto, I., Seneviratne, S. I., Van Den Hurk, B., and Vera, C. S.: An update of IPCC climate reference regions for subcontinental analysis of climate model data: definition and aggregated datasets, *Earth Syst. Sci. Data*, 12, 2959–2970, <https://doi.org/10.5194/essd-12-2959-2020>, 2020.
- Iturbide, M., Fernández, J., Gutiérrez, J. M., Pirani, A., Huard, D., Al Khourdajie, A., Baño-Medina, J., Bedia, J., Casanueva, A., Cimadevilla, E., Cofiño, A. S., De Felice, M., Díez-Sierra, J., García-Díez, M.,

- Goldie, J., Herrera, D. A., Herrera, S., Manzanas, R., Milovac, J., Radhakrishnan, A., San-Martín, D., Spinuso, A., Thyng, K. M., Trenham, C., and Yelekçi, Ö.: Implementation of FAIR principles in the IPCC: the WGI AR6 Atlas repository, *Sci. Data*, 9, 629, <https://doi.org/10.1038/s41597-022-01739-y>, 2022a.
- Iturbide, M., Casanueva, A., Bedia, J., Herrera, S., Milovac, J., and Gutiérrez, J. M.: On the need of bias adjustment for more plausible climate change projections of extreme heat, *Atmospheric Sci. Lett.*, 23, e1072, <https://doi.org/10.1002/asl.1072>, 2022b.
- Jacob, D., Teichmann, C., Sobolowski, S., Katragkou, E., Anders, I., Belda, M., Benestad, R., Boberg, F., Buonomo, E., Cardoso, R. M., Casanueva, A., Christensen, O. B., Christensen, J. H., Coppola, E., De Cruz, L., Davin, E. L., Dobler, A., Domínguez, M., Fealy, R., Fernández, J., Gaertner, M. A., García-Díez, M., Giorgi, F., Gobiet, A., Goergen, K., Gómez-Navarro, J. J., Alemán, J. J. G., Gutiérrez, C., Gutiérrez, J. M., Gütler, I., Haensler, A., Halenka, T., Jerez, S., Jiménez-Guerrero, P., Jones, R. G., Keuler, K., Kjellström, E., Knist, S., Kotlarski, S., Maraun, D., Van Meijgaard, E., Mercogliano, P., Montávez, J. P., Navarra, A., Nikulin, G., De Noblet-Ducoudré, N., Panitz, H.-J., Pfeifer, S., Piazza, M., Pichelli, E., Pietikäinen, J.-P., Prein, A. F., Preuschmann, S., Rechid, D., Rockel, B., Romera, R., Sánchez, E., Sieck, K., Soares, P. M. M., Somot, S., Srnc, L., Sørland, S. L., Termonia, P., Truhetz, H., Vautard, R., Warrach-Sagi, K., and Wulfmeyer, V.: Regional climate downscaling over Europe: perspectives from the EURO-CORDEX community, *Reg. Environ. Change*, 20, 51, <https://doi.org/10.1007/s10113-020-01606-9>, 2020a.
- Jacob, D., Teichmann, C., Sobolowski, S., Katragkou, E., Anders, I., Belda, M., Benestad, R., Boberg, F., Buonomo, E., Cardoso, R. M., Casanueva, A., Christensen, O. B., Christensen, J. H., Coppola, E., De Cruz, L., Davin, E. L., Dobler, A., Domínguez, M., Fealy, R., Fernández, J., Gaertner, M. A., García-Díez, M., Giorgi, F., Gobiet, A., Goergen, K., Gómez-Navarro, J. J., Alemán, J. J. G., Gutiérrez, C., Gutiérrez, J. M., Gütler, I., Haensler, A., Halenka, T., Jerez, S., Jiménez-Guerrero, P., Jones, R. G., Keuler, K., Kjellström, E., Knist, S., Kotlarski, S., Maraun, D., van Meijgaard, E., Mercogliano, P., Montávez, J. P., Navarra, A., Nikulin, G., de Noblet-Ducoudré, N., Panitz, H.-J., Pfeifer, S., Piazza, M., Pichelli, E., Pietikäinen, J.-P., Prein, A. F., Preuschmann, S., Rechid, D., Rockel, B., Romera, R., Sánchez, E., Sieck, K., Soares, P. M. M., Somot, S., Srnc, L., Sørland, S. L., Termonia, P., Truhetz, H., Vautard, R., Warrach-Sagi, K., and Wulfmeyer, V.: Regional climate downscaling over Europe: perspectives from the EURO-CORDEX community, *Reg. Environ. Change*, 20, 51, <https://doi.org/10.1007/s10113-020-01606-9>, 2020b.
- Jerez, S., Tobin, I., Vautard, R., Montávez, J. P., López-Romero, J. M., Thais, F., Bartok, B., Christensen, O. B., Colette, A., Déqué, M., Nikulin, G., Kotlarski, S., Van Meijgaard, E., Teichmann, C., and Wild, M.: The impact of climate change on photovoltaic power generation in Europe, *Nat. Commun.*, 6, 10014, <https://doi.org/10.1038/ncomms10014>, 2015.
- Jerez, S., Tobin, I., Turco, M., Jiménez-Guerrero, P., Vautard, R., and Montávez, J. P.: Future changes, or lack thereof, in the temporal variability of the combined wind-plus-solar power production in Europe, *Renew. Energy*, 139, 251–260, <https://doi.org/10.1016/j.renene.2019.02.060>, 2019.
- Jung, C. and Schindler, D.: A review of recent studies on wind resource projections under climate change, *Renew. Sustain. Energy Rev.*, 165, 112596, <https://doi.org/10.1016/j.rser.2022.112596>, 2022.
- Kapica, J., Jurasz, J., Canales, F. A., Bloomfield, H., Guezgouz, M., De Felice, M., and Kobus, Z.: The potential impact of climate change on European renewable energy droughts, *Renew. Sustain. Energy Rev.*, 189, 114011, <https://doi.org/10.1016/j.rser.2023.114011>, 2024.

- Karnauskas, K. B., Lundquist, J. K., and Zhang, L.: Southward shift of the global wind energy resource under high carbon dioxide emissions, *Nat. Geosci.*, 11, 38–43, <https://doi.org/10.1038/s41561-017-0029-9>, 2018.
- Karwat, A. and Franzke, C. L. E.: Future Projections of Heat Mortality Risk for Major European Cities, *Weather Clim. Soc.*, <https://doi.org/10.1175/WCAS-D-20-0142.1>, 2021.
- Katragkou, E., Sobolowski, S. P., Teichmann, C., Solmon, F., Pavlidis, V., Rechid, D., Hoffmann, P., Fernández, J., Nikulin, G., and Jacob, D.: Delivering an Improved Framework for the New Generation of CMIP6-Driven EURO-CORDEX Regional Climate Simulations, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 105, E962–E974, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-23-0131.1>, 2024.
- Klein, S. A., Zhang, Y., Zelinka, M. D., Pincus, R., Boyle, J., and Gleckler, P. J.: Are climate model simulations of clouds improving? An evaluation using the ISCCP simulator, *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 118, 1329–1342, <https://doi.org/10.1002/jgrd.50141>, 2013.
- Kothe, S., Dobler, A., Beck, A., and Ahrens, B.: The radiation budget in a regional climate model, *Clim. Dyn.*, 36, 1023–1036, <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0733-2>, 2011.
- Lasher-Trapp, S., Orendorf, S. A., and Trapp, R. J.: Investigating a Derecho in a Future Warmer Climate, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 104, E1831–E1852, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-22-0173.1>, 2023.
- Legasa, M. N., Manzanar, R., Fernández, J., Herrera, S., Iturbide, M., Moufouma-Okia, W., Zhai, P., Diouech, F., and Gutiérrez, J. M.: Assessing Multidomain Overlaps and Grand Ensemble Generation in CORDEX Regional Projections, *Geophys. Res. Lett.*, 47, e2019GL086799, <https://doi.org/10.1029/2019GL086799>, 2020.
- Li, X., Wagner, F., Peng, W., Yang, J., and Mauzerall, D. L.: Reduction of solar photovoltaic resources due to air pollution in China, *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 114, 11867–11872, <https://doi.org/10.1073/pnas.1711462114>, 2017.
- Lionello, P. and Scarascia, L.: The relation between climate change in the Mediterranean region and global warming, *Reg. Environ. Change*, 18, 1481–1493, <https://doi.org/10.1007/s10113-018-1290-1>, 2018.
- López-Moreno, J. I., Gascoin, S., Herrero, J., Sproles, E. A., Pons, M., Alonso-González, E., Hanich, L., Boudhar, A., Musselman, K. N., Molotch, N. P., Sickman, J., and Pomeroy, J.: Different sensitivities of snowpacks to warming in Mediterranean climate mountain areas, *Environ. Res. Lett.*, 12, 074006, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa70cb>, 2017.
- López-Romero, J. M., Montávez, J. P., Jerez, S., Lorente-Plazas, R., Palacios-Peña, L., and Jiménez-Guerrero, P.: Precipitation response to aerosol–radiation and aerosol–cloud interactions in regional climate simulations over Europe, *Atmospheric Chem. Phys.*, 21, 415–430, <https://doi.org/10.5194/acp-21-415-2021>, 2021.
- Lorenzo, M. N. and Álvarez, I.: Climate change patterns in precipitation over Spain using CORDEX projections for 2021–2050, *Sci. Total Environ.*, 723, 138024, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.138024>, 2020.
- Lorenzo, M. N., Taboada, J. J., Lorenzo, J. F., and Ramos, A. M.: Influence of climate on grape production and wine quality in the Rias Baixas, north-western Spain, *Reg. Environ. Change*, 13, 887–896, <https://doi.org/10.1007/s10113-012-0387-1>, 2013.

- Lorenzo, M. N., Pereira, H., Álvarez, I., and Días, J. M.: Standardized Precipitation Index (SPI) evolution over the Iberian Peninsula during the 21st century, *Atmospheric Res.*, 297, 107132, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2023.107132>, 2024.
- Lorenzo, N., Díaz-Poso, A., and Royé, D.: Heatwave intensity on the Iberian Peninsula: Future climate projections, *Atmospheric Res.*, 258, 105655, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2021.105655>, 2021.
- Lucas-Picher, P., Argüeso, D., Brisson, E., Trambay, Y., Berg, P., Lemonsu, A., Kotlarski, S., and Caillaud, C.: Convection-permitting modeling with regional climate models: Latest developments and next steps, *WIREs Clim. Change*, 12, e731, <https://doi.org/10.1002/wcc.731>, 2021.
- Maier, N., Milinski, S., Suárez-Gutiérrez, L., Botzet, M., Dobrynin, M., Kornbluh, L., Kröger, J., Takano, Y., Ghosh, R., Hedemann, C., Li, C., Li, H., Manzini, E., Notz, D., Putrasahan, D., Boysen, L., Claussen, M., Ilyina, T., Olonscheck, D., Raddatz, T., Stevens, B., and Marotzke, J.: The Max Planck Institute Grand Ensemble: Enabling the Exploration of Climate System Variability, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 11, 2050–2069, <https://doi.org/10.1029/2019MS001639>, 2019.
- Maraun, D.: Bias Correcting Climate Change Simulations - a Critical Review, *Curr. Clim. Change Rep.*, 2, 211–220, <https://doi.org/10.1007/s40641-016-0050-x>, 2016.
- Maraun, D., Widmann, M., Gutiérrez, J. M., Kotlarski, S., Chandler, R. E., Hertig, E., Wibig, J., Huth, R., and Wilcke, R. A. I.: VALUE : A framework to validate downscaling approaches for climate change studies, *Earth's Future*, 3, 1–14, <https://doi.org/10.1002/2014EF000259>, 2015.
- Maraun, D., Huth, R., Gutiérrez, J. M., Martín, D. S., Dubrovsky, M., Fischer, A., Hertig, E., Soares, P. M. M., Bartholy, J., Pongrácz, R., Widmann, M., Casado, M. J., Ramos, P., and Bedia, J.: The VALUE perfect predictor experiment: Evaluation of temporal variability, *Int. J. Climatol.*, 39, 3786–3818, <https://doi.org/10.1002/joc.5222>, 2019.
- Martí Ezpeleta, A., Lorenzo González, María de las Nieves, Royé, Dominic, and Díaz Poso, Alejandro: Retos del cambio climático: impactos, mitigación y adaptación, Asociación Española de Climatología Agencia Estatal de Meteorología (Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico), Madrid, 2022.
- Martija-Díez, M., López-Parages, J., Rodríguez-Fonseca, B., and Losada, T.: The stationarity of the ENSO teleconnection in European summer rainfall, *Clim. Dyn.*, 61, 489–506, <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06596-4>, 2023.
- Martins, J., Rocha, A., Viceto, C., Pereira, S. C., and Santos, J. A.: Future Projections for Wind, Wind Shear and Helicity in the Iberian Peninsula, *Atmosphere*, 11, 1001, <https://doi.org/10.3390/atmos11091001>, 2020.
- Mateos, D., Sánchez-Lorenzo, A., Antón, M., Cachorro, V. E., Calbó, J., Costa, M. J., Torres, B., and Wild, M.: Quantifying the respective roles of aerosols and clouds in the strong brightening since the early 2000s over the Iberian Peninsula, *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 119, <https://doi.org/10.1002/2014JD022076>, 2014.
- Materia, S., Ardilouze, C., Prodhomme, C., Donat, M. G., Benassi, M., Doblas-Reyes, F. J., Peano, D., Caron, L.-P., Ruggieri, P., and Gualdi, S.: Summer temperature response to extreme soil water conditions in the Mediterranean transitional climate regime, *Clim. Dyn.*, 58, 1943–1963, <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05815-8>, 2022.

- Matte, D., Christensen, J. H., and Ozturk, T.: Spatial extent of precipitation events: when big is getting bigger, *Clim. Dyn.*, 58, 1861–1875, <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05998-0>, 2022.
- Matthews, T.: Humid heat and climate change, *Prog. Phys. Geogr. Earth Environ.*, 42, 391–405, <https://doi.org/10.1177/0309133318776490>, 2018.
- McKee, T. B., Doesken, N. J., Kleist, J., and others: The relationship of drought frequency and duration to time scales, in: *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology*, 179–183, 1993.
- McKenna, C. M. and Maycock, A. C.: Sources of Uncertainty in Multimodel Large Ensemble Projections of the Winter North Atlantic Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, 48, e2021GL093258, <https://doi.org/10.1029/2021GL093258>, 2021.
- McVicar, T. R., Roderick, M. L., Donohue, R. J., Li, L. T., Van Niel, T. G., Thomas, A., Grieser, J., Jhajharia, D., Himri, Y., Mahowald, N. M., Mescherskaya, A. V., Kruger, A. C., Rehman, S., and Dinpashoh, Y.: Global review and synthesis of trends in observed terrestrial near-surface wind speeds: Implications for evaporation, *J. Hydrol.*, 416–417, 182–205, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.10.024>, 2012.
- Meehl, G. A., Senior, C. A., Eyring, V., Flato, G., Lamarque, J.-F., Stouffer, R. J., Taylor, K. E., and Schlund, M.: Context for interpreting equilibrium climate sensitivity and transient climate response from the CMIP6 Earth system models, *Sci. Adv.*, 6, eaba1981, <https://doi.org/10.1126/sciadv.aba1981>, 2020.
- Minola, L., Azorín-Molina, C., and Chen, D.: Homogenization and Assessment of Observed Near-Surface Wind Speed Trends across Sweden, 1956–2013, *J. Clim.*, 29, 7397–7415, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0636.1>, 2016.
- Miralles, D. G., Gentile, P., Seneviratne, S. I., and Teuling, A. J.: Land–atmospheric feedbacks during droughts and heatwaves: state of the science and current challenges, *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 1436, 19–35, <https://doi.org/10.1111/nyas.13912>, 2019.
- Miranda, P. M. A., Alves, J. M. R., and Serra, N.: Climate change and upwelling: response of Iberian upwelling to atmospheric forcing in a regional climate scenario, *Clim. Dyn.*, 40, 2813–2824, <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1442-9>, 2013.
- Miró, J. J., Estrela, M. J., Olcina-Cantos, J., and Martín-Vide, J.: Future Projection of Precipitation Changes in the Júcar and Segura River Basins (Iberian Peninsula) by CMIP5 GCMs Local Downscaling, *Atmosphere*, 12, 879, <https://doi.org/10.3390/atmos12070879>, 2021.
- Molina, M. O., Sánchez, E., and Gutiérrez, C.: Future heat waves over the Mediterranean from an Euro-CORDEX regional climate model ensemble, *Sci. Rep.*, 10, 8801, <https://doi.org/10.1038/s41598-020-65663-0>, 2020.
- Molina, M. O., Careto, J. A. M., Gutiérrez, C., Sánchez, E., and Soares, P. M. M.: The added value of high-resolution EURO-CORDEX simulations to describe daily wind speed over Europe, *Int. J. Climatol.*, 43, 1062–1078, <https://doi.org/10.1002/joc.7877>, 2023.
- Molinié, G., Déqué, M., Coppola, E., Blanchet, J., and Neppel, L.: Sub-chapter 1.3.1. Heavy precipitation in the Mediterranean basin, in: *The Mediterranean region under climate change*, edited by: Moatti, J.-P. and Thiébaud, S., IRD Éditions, 107–114, <https://doi.org/10.4000/books.irdeditions.23121>, 2016.
- Montávez, J. P., Fernández, J., Casanueva, A., Gutiérrez, J. M., and Sánchez, E.: Regional climate projections over Spain: Atmosphere. Present climate evaluation, 39–44 pp., 2017.

- Moriondo, M., Good, P., Durao, R., Bindi, M., Giannakopoulos, C., and Corte-Real, J.: Potential impact of climate change on fire risk in the Mediterranean area, *Clim. Res.*, 31, 85–95, 2006.
- Moyano, J., Dimas, M., Álvarez, A. J., Barranco, L. M., D, C. R., Portal, E., and Rico, A.: Evaluation of the impact of climate change on water resources and droughts frequency and severity in a small-scale international catchment in the Iberian Peninsula, *Int. J. Water*, 15, 207–231, <https://doi.org/10.1504/IJW.2023.133996>, 2023.
- Müller, J., Folini, D., Wild, M., and Pfenninger, S.: CMIP-5 models project photovoltaics are a no-regrets investment in Europe irrespective of climate change, *Energy*, 171, 135–148, <https://doi.org/10.1016/j.energy.2018.12.139>, 2019.
- Müller, R. and Pfeifroth, U.: Remote sensing of solar surface radiation – a reflection of concepts, applications and input data based on experience with the effective cloud albedo, *Atmospheric Meas. Tech.*, 15, 1537–1561, <https://doi.org/10.5194/amt-15-1537-2022>, 2022.
- Muñoz, Á. G., Thomson, M. C., Goddard, L., and Aldighieri, S.: Analyzing climate variations at multiple timescales can guide Zika virus response measures, *GigaScience*, 5, 41, <https://doi.org/10.1186/s13742-016-0146-1>, 2016.
- Muñoz, Á. G., Yang, X., Vecchi, G. A., Robertson, A. W., and Cooke, W. F.: A Weather-Type-Based Cross-Time-Scale Diagnostic Framework for Coupled Circulation Models, *J. Clim.*, 30, 8951–8972, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0115.1>, 2017.
- Nabat, P., Somot, S., Mallet, M., Sánchez-Lorenzo, A., and Wild, M.: Contribution of anthropogenic sulfate aerosols to the changing Euro-Mediterranean climate since 1980, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 5605–5611, <https://doi.org/10.1002/2014GL060798>, 2014.
- Obermann-Hellhund, A., Conte, D., Somot, S., Torma, C. Z., and Ahrens, B.: Mistral and Tramontane wind systems in climate simulations from 1950 to 2100, *Clim. Dyn.*, 50, 693–703, <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3635-8>, 2018.
- O'Brien, T. A., Wehner, M. F., Payne, A. E., Shields, C. A., Rutz, J. J., Leung, L. -R., Ralph, F. M., Collow, A., Gorodetskaya, I., Guan, B., Lora, J. M., McClenny, E., Nardi, K. M., Ramos, A. M., Tomé, R., Sarangi, C., Shearer, E. J., Ullrich, P. A., Zarzycki, C., Loring, B., Huang, H., Inda-Díaz, H. A., Rhoades, A. M., and Zhou, Y.: Increases in Future AR Count and Size: Overview of the ARTMIP Tier 2 CMIP5/6 Experiment, *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 127, e2021JD036013, <https://doi.org/10.1029/2021JD036013>, 2022.
- Olmo, M., Cos, J., Muñoz, AG, Altava-Ortiz, V, Barrera-Escoda, A, Campos, D, Soret, A, and Doblas-Reyes, F.: Cross-time scale analysis of year-round synoptic circulation patterns and their impacts on rainfall and temperatures in the Iberian Peninsula, *J. Clim. Submitt.*, 2024.
- Ortega, M., Sánchez, E., Gutiérrez, C., Molina, M. O., and López-Franca, N.: Regional winds over the Iberian Peninsula (Cierzo, Levante and Poniente) from high-resolution COSMO-REA6 reanalysis, *Int. J. Climatol.*, 43, 1016–1033, <https://doi.org/10.1002/joc.7860>, 2023.
- Ossó, A., Craig, P., and Allan, R. P.: An assessment of CMIP6 climate signals and biases in temperature, precipitation and soil moisture over Europe, *Int. J. Climatol.*, 43, 5698–5719, <https://doi.org/10.1002/joc.8169>, 2023.
- Ozturk, T., Matte, D., and Christensen, J. H.: Robustness of future atmospheric circulation changes over the EURO-CORDEX domain, *Clim. Dyn.*, 59, 1799–1814, <https://doi.org/10.1007/s00382-021-06069-0>, 2022.

- Palmer, T. E., McSweeney, C. F., Booth, B. B. B., Priestley, M. D. K., Davini, P., Brunner, L., Borchert, L., and Menary, M. B.: Performance-based sub-selection of CMIP6 models for impact assessments in Europe, *Earth Syst. Dyn.*, 14, 457–483, <https://doi.org/10.5194/esd-14-457-2023>, 2023.
- Payne, A. E., Demory, M.-E., Leung, L. R., Ramos, A. M., Shields, C. A., Rutz, J. J., Siler, N., Villarini, G., Hall, A., and Ralph, F. M.: Responses and impacts of atmospheric rivers to climate change, *Nat. Rev. Earth Environ.*, 1, 143–157, <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0030-5>, 2020.
- Peral García, C., Navascués Fernández-Victorio, B., and Ramos Calzado, P.: Serie de precipitación diaria en rejilla con fines climáticos, Agencia Estatal de Meteorología, <https://doi.org/10.31978/014-17-009-5>, 2017.
- Pereira, S. C., Carvalho, D., and Rocha, A.: Temperature and Precipitation Extremes over the Iberian Peninsula under Climate Change Scenarios: A Review, *Climate*, 9, 139, <https://doi.org/10.3390/cli9090139>, 2021.
- Pérez, J. C., Díaz, J. P., González, A., Expósito, J., Rivera-López, F., and Taima, D.: Evaluation of WRF Parameterizations for Dynamical Downscaling in the Canary Islands, *J. Clim.*, 27, 5611–5631, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00458.1>, 2014.
- Pérez, J. C., Expósito, F. J., González, A., and Díaz, J. P.: Climate projections at a convection-permitting scale of extreme temperature indices for an archipelago with a complex microclimate structure, *Weather Clim. Extrem.*, 36, 100459, <https://doi.org/10.1016/j.wace.2022.100459>, 2022.
- Pérez-Palazón, M., Pimentel, R., and Polo, M.: Climate Trends Impact on the Snowfall Regime in Mediterranean Mountain Areas: Future Scenario Assessment in Sierra Nevada (Spain), *Water*, 10, 720, <https://doi.org/10.3390/w10060720>, 2018.
- Pérez-Zanón, N., Casas-Castillo, M. C., Peña, J. C., Aran, M., Rodríguez-Solà, R., Redaño, A., and Solé, G.: Analysis of synoptic patterns in relationship with severe rainfall events in the Ebre Observatory (Catalonia), *Acta Geophys.*, 66, 405–414, <https://doi.org/10.1007/s11600-018-0126-1>, 2018.
- Perkins-Kirkpatrick, S. E. and Lewis, S. C.: Increasing trends in regional heatwaves, *Nat. Commun.*, 11, 3357, <https://doi.org/10.1038/s41467-020-16970-7>, 2020.
- Pinto, M. M., DaCamara, C. C., Hurdac, A., Trigo, R. M., and Trigo, I. F.: Enhancing the fire weather index with atmospheric instability information, *Environ. Res. Lett.*, 15, 0940b7, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab9e22>, 2020.
- Prein, A. F.: Thunderstorm straight line winds intensify with climate change, *Nat. Clim. Change*, 13, 1353–1359, <https://doi.org/10.1038/s41558-023-01852-9>, 2023.
- Quilcaille, Y., Batibenz, F., Ribeiro, A. F. S., Padrón, R. S., and Seneviratne, S. I.: Fire weather index data under historical and shared socioeconomic pathway projections in the 6th phase of the Coupled Model Intercomparison Project from 1850 to 2100, *Earth Syst. Sci. Data*, 15, 2153–2177, <https://doi.org/10.5194/essd-15-2153-2023>, 2023.
- Ramon, J., Lledó, L., Torralba, V., Soret, A., and Doblas-Reyes, F. J.: What global reanalysis best represents near-surface winds?, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 145, 3236–3251, <https://doi.org/10.1002/qj.3616>, 2019.
- Randall, D., Branson, M., Wang, M., Ghan, S., Craig, C., Gettelman, A., and Edwards, J.: A Community Atmosphere Model With Superparameterized Clouds, *Eos Trans. Am. Geophys. Union*, 94, 221–222, <https://doi.org/10.1002/2013EO250001>, 2013.

- Randall, D. A., Wood, R. A., Bony, S., Colman, R., Fichefet, T., Fyfe, J., Kattsov, V., Pitman, A., Shukla, J., Srinivasan, J., Stouffer, R. J., Sumi, A., and Taylor, K. E.: Climate Models and Their Evaluation, in: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.
- Reder, A., Raffa, M., Padulano, R., Rianna, G., and Mercogliano, P.: Characterizing extreme values of precipitation at very high resolution: An experiment over twenty European cities, *Weather Clim. Extrem.*, 35, 100407, <https://doi.org/10.1016/j.wace.2022.100407>, 2022.
- Requena, A. I., Jiménez-Álvarez, A., and García, C.: Assessment of climate change impact on maximum precipitation in Spain, *Hydrol. Process.*, 37, e14803, <https://doi.org/10.1002/hyp.14803>, 2023.
- Riahi, K., Van Vuuren, D. P., Kriegler, E., Edmonds, J., O'Neill, B. C., Fujimori, S., Bauer, N., Calvin, K., Dellink, R., Fricko, O., Lutz, W., Popp, A., Cuaserna, J. C., Kc, S., Leimbach, M., Jiang, L., Kram, T., Rao, S., Emmerling, J., Ebi, K., Hasegawa, T., Havlik, P., Humenöder, F., Da Silva, L. A., Smith, S., Stehfest, E., Bosetti, V., Eom, J., Gernaat, D., Masui, T., Rogelj, J., Strefler, J., Drouet, L., Krey, V., Luderer, G., Harmsen, M., Takahashi, K., Baumstark, L., Doelman, J. C., Kainuma, M., Klimont, Z., Marangoni, G., Lotze-Campen, H., Obersteiner, M., Tabeau, A., and Tavoni, M.: The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An overview, *Glob. Environ. Change*, 42, 153–168, <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2016.05.009>, 2017.
- Roderick, M. L., Rotstayn, L. D., Farquhar, G. D., and Hobbins, M. T.: On the attribution of changing pan evaporation, *Geophys. Res. Lett.*, 34, 2007GL031166, <https://doi.org/10.1029/2007GL031166>, 2007.
- Rössler, O., Fischer, A. M., Huebener, H., Maraun, D., Benestad, R. E., Christodoulides, P., Soares, P. M. M., Cardoso, R. M., Pagé, C., Kanamaru, H., Kreienkamp, F., and Vlachogiannis, D.: Challenges to link climate change data provision and user needs: Perspective from the COST-action VALUE, *Int. J. Climatol.*, 39, 3704–3716, <https://doi.org/10.1002/joc.5060>, 2019.
- Ruffault, J., Curt, T., Moron, V., Trigo, R. M., Mouillot, F., Koutsias, N., Pimont, F., Martin-StPaul, N., Barbero, R., Dupuy, J.-L., Russo, A., and Belhadj-Khedher, C.: Increased likelihood of heat-induced large wildfires in the Mediterranean Basin, *Sci. Rep.*, 10, 13790, <https://doi.org/10.1038/s41598-020-70069-z>, 2020.
- Ruosteenoja, K. and Räisänen, P.: Seasonal Changes in Solar Radiation and Relative Humidity in Europe in Response to Global Warming*, *J. Clim.*, 26, 2467–2481, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00007.1>, 2013.
- Sánchez, E., Rodríguez-Fonseca, B., Bladé, I., Brunet, M., Aznar, R., Cacho, I., Casado, M. J., Gimeno, L., Gutiérrez, J. M., Jordá, G., Lavín, A., López, J. A., Salat, J., and Valero-Garcés, B. L.: Progress in detection and projection of climate change in Spain since the 2010 CLIVAR-Spain regional climate change assessment report, 2017.
- Sánchez-Lorenzo, A., Enríquez-Alonso, A., Calbó, J., González, J.-A., Wild, M., Folini, D., Norris, J. R., and Vicente-Serrano, S. M.: Fewer clouds in the Mediterranean: consistency of observations and climate simulations, *Sci. Rep.*, 7, 41475, <https://doi.org/10.1038/srep41475>, 2017.
- San-Miguel-Ayanz, J., Schulte, E., Schmuck, G., Camia, A., Strobl, P., Liberta, G., Giovando, C., Boca, R., Sedano, F., Kempeneers, P., McInerney, D., Withmore, C., Oliveira, S. S. de, Rodrigues, M., Durrant, T., Corti, P., Oehler, F., Vilar, L., and Amatulli, G.: Comprehensive Monitoring of Wildfires in Europe: The

- European Forest Fire Information System (EFFIS), in: *Approaches to Managing Disaster - Assessing Hazards, Emergencies and Disaster Impacts*, IntechOpen, <https://doi.org/10.5772/28441>, 2012.
- Santos, F., Gómez-Gesteira, M., de Castro, M., Añel, J. A., Carvalho, D., Costoya, X., and Días, J. M.: On the accuracy of CORDEX RCMs to project future winds over the Iberian Peninsula and surrounding ocean, *Appl. Energy*, 228, 289–300, <https://doi.org/10.1016/j.apenergy.2018.06.086>, 2018.
- Schmith, T., Thejll, P., Berg, P., Boberg, F., Christensen, O. B., Christiansen, B., Christensen, J. H., Madsen, M. S., and Steger, C.: Identifying robust bias adjustment methods for European extreme precipitation in a multi-model pseudo-reality setting, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 25, 273–290, <https://doi.org/10.5194/hess-25-273-2021>, 2021.
- Schulte, L. A. and Mladenoff, D. J.: SEVERE WIND AND FIRE REGIMES IN NORTHERN FORESTS: HISTORICAL VARIABILITY AT THE REGIONAL SCALE, *Ecology*, 86, 431–445, <https://doi.org/10.1890/03-4065>, 2005.
- Schwingshackl, C., Sillmann, J., Vicedo-Cabrera, A. M., Sandstad, M., and Aunan, K.: Heat Stress Indicators in CMIP6: Estimating Future Trends and Exceedances of Impact-Relevant Thresholds, *Earths Future*, 9, e2020EF001885, <https://doi.org/10.1029/2020EF001885>, 2021.
- Scoccimarro, E., Fogli, P. G., and Gualdi, S.: The role of humidity in determining scenarios of perceived temperature extremes in Europe, *Environ. Res. Lett.*, 12, 114029, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa8cdd>, 2017.
- Sein, D. V., Mikolajewicz, U., Gröger, M., Fast, I., Cabos, W., Pinto, J. G., Hagemann, S., Semmler, T., Izquierdo, A., and Jacob, D.: Regionally coupled atmosphere-ocean-sea ice-marine biogeochemistry model ROM: 1. Description and validation, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 7, 268–304, <https://doi.org/10.1002/2014MS000357>, 2015.
- Seneviratne, S. I. and Hauser, M.: Regional Climate Sensitivity of Climate Extremes in CMIP6 Versus CMIP5 Multimodel Ensembles, *Earths Future*, 8, e2019EF001474, <https://doi.org/10.1029/2019EF001474>, 2020.
- Serrano-Notivol, R. and Beguería, S.: Distribución espacial y tendencias de indicadores agroclimáticos en la España peninsular, *Geographicalia*, 35–54, https://doi.org/10.26754/ojs_geoph/geoph.2021735204, 2021.
- Shahi, N. K., Polcher, J., Bastin, S., Pennel, R., and Fita, L.: Assessment of the spatio-temporal variability of the added value on precipitation of convection-permitting simulation over the Iberian Peninsula using the RegIPSL regional earth system model, *Clim. Dyn.*, 59, 471–498, <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06138-y>, 2022.
- Shen, C., Zha, J., Li, Z., Azorín-Molina, C., Deng, K., Minola, L., and Chen, D.: Evaluation of global terrestrial near-surface wind speed simulated by CMIP6 models and their future projections, *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 1518, 249–263, <https://doi.org/10.1111/nyas.14910>, 2022.
- Shepherd, T. G., Boyd, E., Calel, R. A., Chapman, S. C., Dessai, S., Dima-West, I. M., Fowler, H. J., James, R., Maraun, D., Martius, O., Senior, C. A., Sobel, A. H., Stainforth, D. A., Tett, S. F. B., Trenberth, K. E., Van Den Hurk, B. J. J. M., Watkins, N. W., Wilby, R. L., and Zenghelis, D. A.: Storylines: an alternative approach to representing uncertainty in physical aspects of climate change, *Clim. Change*, 151, 555–571, <https://doi.org/10.1007/s10584-018-2317-9>, 2018.

- Sherman, P., Song, S., Chen, X., and McElroy, M.: Projected changes in wind power potential over China and India in high resolution climate models, *Environ. Res. Lett.*, 16, 034057, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abe57c>, 2021.
- Sherwood, S. and Fu, Q.: A Drier Future?, *Science*, 343, 737–739, <https://doi.org/10.1126/science.1247620>, 2014.
- Shields, C. A., Rosenbloom, N., Bates, S., Hannay, C., Hu, A., Payne, A. E., Rutz, J. J., and Truesdale, J.: Meridional Heat Transport During Atmospheric Rivers in High-Resolution CESM Climate Projections, *Geophys. Res. Lett.*, 46, 14702–14712, <https://doi.org/10.1029/2019GL085565>, 2019.
- Soares, P. M. M., Lima, D. C. A., Cardoso, R. M., and Semedo, A.: High resolution projections for the western Iberian coastal low level jet in a changing climate, *Clim. Dyn.*, 49, 1547–1566, <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3397-8>, 2017a.
- Soares, P. M. M., Lima, D. C. A., Cardoso, R. M., Nascimento, M. L., and Semedo, A.: Western Iberian offshore wind resources: More or less in a global warming climate?, *Appl. Energy*, 203, 72–90, <https://doi.org/10.1016/j.apenergy.2017.06.004>, 2017b.
- Soares, P. M. M., Lima, D. C. A., Semedo, A., Cardoso, R. M., Cabos, W., and Sein, D. V.: Assessing the climate change impact on the North African offshore surface wind and coastal low-level jet using coupled and uncoupled regional climate simulations, *Clim. Dyn.*, 52, 7111–7132, <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4565-9>, 2019a.
- Soares, P. M. M., Lima, D. C. A., Semedo, A., Cabos, W., and Sein, D. V.: Climate change impact on Northwestern African offshore wind energy resources, *Environ. Res. Lett.*, 14, 124065, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab5731>, 2019b.
- Soares, P. M. M., Johannsen, F., Lima, D. C. A., Lemos, G., Bento, V., and Bushenkova, A.: High resolution downscaling of CMIP6 Earth System and Global Climate Models using deep learning for Iberia, *Climate and Earth system modeling*, <https://doi.org/10.5194/gmd-2023-136>, 2023a.
- Soares, P. M. M., Careto, J. A. M., Russo, A., and Lima, D. C. A.: The future of Iberian droughts: a deeper analysis based on multi-scenario and a multi-model ensemble approach, *Nat. Hazards*, 117, 2001–2028, <https://doi.org/10.1007/s11069-023-05938-7>, 2023b.
- Sobolowski, S., Somot, S., Fernandez, J., Evin, G., Maraun, D., Kotlarski, S., Jury, M., Benestad, R. E., Teichmann, C., Christensen, O. B., Katharina, B., Buonomo, E., Katragkou, E., Steger, C., Sørland, S., Nikulin, G., McSweeney, C., Dobler, A., Palmer, T., Wilke, R., Boé, J., Brunner, L., Ribes, A., Qasmi, S., Nabat, P., Sevault, F., Oudar, T., and Brands, S.: EURO-CORDEX CMIP6 GCM Selection & Ensemble Design: Best Practices and Recommendations, *Zenodo*, <https://doi.org/10.5281/ZENODO.7673400>, 2023.
- Solano-Farias, F., García-Valdecasas Ojeda, M., Donaire-Montaña, D., Rosa-Cánovas, J. J., Castro-Díez, Y., Esteban-Parra, M. J., and Gámiz-Fortis, S. R.: Assessment of physical schemes for WRF model in convection-permitting mode over southern Iberian Peninsula, *Atmospheric Res.*, 299, 107175, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2023.107175>, 2024.
- Somot, S., Sevault, F., Déqué, M., and Crépon, M.: 21st century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled atmosphere–ocean regional climate model, *Glob. Planet. Change*, 63, 112–126, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.10.003>, 2008.

- Sousa, M. C., de Castro, M., Álvarez, I., Gómez-Gesteira, M., and Días, J. M.: Why coastal upwelling is expected to increase along the western Iberian Peninsula over the next century?, *Sci. Total Environ.*, 592, 243–251, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.03.046>, 2017.
- Sousa, P. M., Barriopedro, D., García-Herrera, R., Ordóñez, C., Soares, P. M. M., and Trigo, R. M.: Distinct influences of large-scale circulation and regional feedbacks in two exceptional 2019 European heatwaves, *Commun. Earth Environ.*, 1, 48, <https://doi.org/10.1038/s43247-020-00048-9>, 2020a.
- Sousa, P. M., Ramos, A. M., Raible, C. C., Messmer, M., Tomé, R., Pinto, J. G., and Trigo, R. M.: North Atlantic Integrated Water Vapor Transport—From 850 to 2100 CE: Impacts on Western European Rainfall, *J. Clim.*, 33, 263–279, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0348.1>, 2020b.
- Spinoni, J., Vogt, J. V., Naumann, G., Barbosa, P., and Dosio, A.: Will drought events become more frequent and severe in Europe?, *Int. J. Climatol.*, 38, 1718–1736, <https://doi.org/10.1002/joc.5291>, 2018.
- Spinoni, J., Barbosa, P., Buchignani, E., Cassano, J., Cavazos, T., Christensen, J. H., Christensen, O. B., Coppola, E., Evans, J., Geyer, B., Giorgi, F., Hadjinicolaou, P., Jacob, D., Katzfey, J., Koenigk, T., Laprise, R., Lennard, C. J., Kurnaz, M. L., Li, D., Llopart, M., McCormick, N., Naumann, G., Nikulin, G., Ozturk, T., Panitz, H.-J., Porfiro Da Rocha, R., Rockel, B., Solman, S. A., Syktus, J., Tangang, F., Teichmann, C., Vautard, R., Vogt, J. V., Winger, K., Zittis, G., and Dosio, A.: Future Global Meteorological Drought Hot Spots: A Study Based on CORDEX Data, *J. Clim.*, 33, 3635–3661, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0084.1>, 2020.
- Spinoni, J., Barbosa, P., Buchignani, E., Cassano, J., Cavazos, T., Cescatti, A., Christensen, J. H., Christensen, O. B., Coppola, E., Evans, J. P., Forzieri, G., Geyer, B., Giorgi, F., Jacob, D., Katzfey, J., Koenigk, T., Laprise, R., Lennard, C. J., Kurnaz, M. L., Li, D., Llopart, M., McCormick, N., Naumann, G., Nikulin, G., Ozturk, T., Panitz, H., Da Rocha, R. P., Solman, S. A., Syktus, J., Tangang, F., Teichmann, C., Vautard, R., Vogt, J. V., Winger, K., Zittis, G., and Dosio, A.: Global exposure of population and land-use to meteorological droughts under different warming levels and SSPs : A CORDEX -based study, *Int. J. Climatol.*, 41, 6825–6853, <https://doi.org/10.1002/joc.7302>, 2021.
- Squintu, A. A., Van Der Schrier, G., Van Den Besselaar, E., Van Der Linden, E., Putrasahan, D., Roberts, C., Roberts, M., Scoccimarro, E., Senan, R., and Klein Tank, A.: Evaluation of trends in extreme temperatures simulated by HighResMIP models across Europe, *Clim. Dyn.*, 56, 2389–2412, <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05596-6>, 2021.
- Stryhal, J. and Huth, R.: Classifications of winter atmospheric circulation patterns: validation of CMIP5 GCMs over Europe and the North Atlantic, *Clim. Dyn.*, 52, 3575–3598, <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4344-7>, 2019.
- Sylla, A., Mignot, J., Capet, X., and Gaye, A. T.: Weakening of the Senegalo–Mauritanian upwelling system under climate change, *Clim. Dyn.*, 53, 4447–4473, <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04797-y>, 2019.
- Tabari, H., Grismer, M. E., and Trajkovic, S.: Comparative analysis of 31 reference evapotranspiration methods under humid conditions, *Irrig. Sci.*, 31, 107–117, <https://doi.org/10.1007/s00271-011-0295-z>, 2013.
- Thomson, M. C., Muñoz, Á. G., Cousin, R., and Shumake-Guillemot, J.: Climate drivers of vector-borne diseases in Africa and their relevance to control programmes, *Infect. Dis. Poverty*, 7, 81, <https://doi.org/10.1186/s40249-018-0460-1>, 2018.

- Torralba, V., Doblas-Reyes, F. J., and González-Reviriego, N.: Uncertainty in recent near-surface wind speed trends: a global reanalysis intercomparison, *Environ. Res. Lett.*, 12, 114019, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa8a58>, 2017.
- Torres, C., Jordà, G., De Vilchez, P., Vaquer-Sunyer, R., Rita, J., Canals, V., Cladera, A., Escalona, J. M., and Miranda, M. Á.: Climate change and its impacts in the Balearic Islands: a guide for policy design in Mediterranean regions, *Reg. Environ. Change*, 21, 107, <https://doi.org/10.1007/s10113-021-01810-1>, 2021.
- Trancoso, R., Syktus, J., Allan, R. P., Croke, J., Hoegh-Guldberg, O., and Chadwick, R.: Significantly wetter or drier future conditions for one to two thirds of the world's population, *Nat. Commun.*, 15, 483, <https://doi.org/10.1038/s41467-023-44513-3>, 2024.
- Tsakiris, G., Pangalou, D., and Vangelis, H.: Regional Drought Assessment Based on the Reconnaissance Drought Index (RDI), *Water Resour. Manag.*, 21, 821–833, <https://doi.org/10.1007/s11269-006-9105-4>, 2007.
- Tuel, A. and Eltahir, E. A. B.: Why Is the Mediterranean a Climate Change Hot Spot?, *J. Clim.*, 33, 5829–5843, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0910.1>, 2020.
- Tuel, A., Kang, S., and Eltahir, E. A. B.: Understanding climate change over the southwestern Mediterranean using high-resolution simulations, *Clim. Dyn.*, 56, 985–1001, <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05516-8>, 2021.
- Turco, M., Llasat, M. C., Von Hardenberg, J., and Provenzale, A.: Impact of climate variability on summer fires in a Mediterranean environment (northeastern Iberian Peninsula), *Clim. Change*, 116, 665–678, <https://doi.org/10.1007/s10584-012-0505-6>, 2013.
- Turco, M., Rosa-Cánovas, J. J., Bedia, J., Jerez, S., Montávez, J. P., Llasat, M. C., and Provenzale, A.: Exacerbated fires in Mediterranean Europe due to anthropogenic warming projected with non-stationary climate-fire models, *Nat. Commun.*, 9, 3821, <https://doi.org/10.1038/s41467-018-06358-z>, 2018.
- Um, M.-J., Kim, Y., Park, D., and Kim, J.: Effects of different reference periods on drought index (SPEI) estimations from 1901 to 2014, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21, 4989–5007, <https://doi.org/10.5194/hess-21-4989-2017>, 2017.
- Utrabo-Carazo, E., Azorín-Molina, C., Serrano, E., Aguilar, E., Brunet, M., and Guijarro, J. A.: Wind stilling ceased in the Iberian Peninsula since the 2000s, *Atmospheric Res.*, 272, 106153, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106153>, 2022.
- van der Linden, P., Mitchell, J.F.B.: ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project — European Environment Agency (EEA), 2009.
- van Wagner, C.E.: Development and structure of the Canadian Forest Fire Weather Index System, Minister of Supply and Services Canada, Ottawa, 1987.
- Vautard, R., Kadyrov, N., Iles, C., Boberg, F., Buonomo, E., Bülow, K., Coppola, E., Corre, L., Van Meijgaard, E., Nogherotto, R., Sandstad, M., Schwingshackl, C., Somot, S., Aalbers, E., Christensen, O. B., Ciarlo, J. M., Demory, M., Giorgi, F., Jacob, D., Jones, R. G., Keuler, K., Kjellström, E., Lenderink, G., Levavasseur, G., Nikulin, G., Sillmann, J., Solidoro, C., Sørland, S. L., Steger, C., Teichmann, C., Warrach-Sagi, K., and Wulfmeyer, V.: Evaluation of the Large EURO-CORDEX Regional

- Climate Model Ensemble, *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 126, e2019JD032344, <https://doi.org/10.1029/2019JD032344>, 2021.
- Vautard, R., Cattiaux, J., Happé, T., Singh, J., Bonnet, R., Cassou, C., Coumou, D., D'Andrea, F., Faranda, D., Fischer, E., Ribes, A., Sippel, S., and Yiou, P.: Heat extremes in Western Europe increasing faster than simulated due to atmospheric circulation trends, *Nat. Commun.*, 14, 6803, <https://doi.org/10.1038/s41467-023-42143-3>, 2023.
- Vázquez Medina, R.: Future climate evolution in the canary current upwelling system from a regional coupled model, doctoral thesis, 2023.
- Vazquez, R., Parras-Berrocal, I., Cabos, W., Sein, D. V., Mañanes, R., and Izquierdo, A.: Assessment of the Canary current upwelling system in a regionally coupled climate model, *Clim. Dyn.*, 58, 69–85, <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05890-x>, 2022.
- Vázquez, R., Parras-Berrocal, I. M., Koseki, S., Cabos, W., Sein, D. V., and Izquierdo, A.: Seasonality of coastal upwelling trends in the Mauritania-Senegalese region under RCP8.5 climate change scenario, *Sci. Total Environ.*, 898, 166391, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.166391>, 2023.
- Velasco Horcajada, J. J.: Idoneidad de técnicas univariantes y multivariantes para la corrección de sesgos en modelos climáticos regionales: aplicación para el cálculo de índices agroclimáticos, Suitability of uni and multi-variate bias correction techniques in regional climate models: applicability to the computation of agroclimatic indices, 2023.
- Ventura, S., Miró, J. R., Peña, J. C., and Villalba, G.: Analysis of synoptic weather patterns of heatwave events, *Clim. Dyn.*, 61, 4679–4702, <https://doi.org/10.1007/s00382-023-06828-1>, 2023.
- Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., and López-Moreno, J. I.: A Multiscalar Drought Index Sensitive to Global Warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index, *J. Clim.*, 23, 1696–1718, <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2909.1>, 2010.
- Vicente-Serrano, S. M., Domínguez-Castro, F., McVicar, T. R., Tomás-Burguera, M., Peña-Gallardo, M., Noguera, I., López-Moreno, J. I., Peña, D., and El Kenawy, A.: Global characterization of hydrological and meteorological droughts under future climate change: The importance of timescales, vegetation-CO₂ feedbacks and changes to distribution functions, *Int. J. Climatol.*, 40, 2557–2567, <https://doi.org/10.1002/joc.6350>, 2020.
- Vicente-Serrano, S. M., Peña-Angulo, D., Beguería, S., Domínguez-Castro, F., Tomás-Burguera, M., Noguera, I., Gimeno-Sotelo, L., and El Kenawy, A.: Global drought trends and future projections, *Philos. Trans. R. Soc. Math. Phys. Eng. Sci.*, 380, 20210285, <https://doi.org/10.1098/rsta.2021.0285>, 2022.
- Wan, H., Wang, X. L., and Swail, V. R.: Homogenization and Trend Analysis of Canadian Near-Surface Wind Speeds, *J. Clim.*, 23, 1209–1225, <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3200.1>, 2010.
- Wang, J., Guan, Y., Wu, L., Guan, X., Cai, W., Huang, J., Dong, W., and Zhang, B.: Changing Lengths of the Four Seasons by Global Warming, *Geophys. Res. Lett.*, 48, e2020GL091753, <https://doi.org/10.1029/2020GL091753>, 2021.
- Wild, M., Folini, D., Hakuba, M. Z., Schär, C., Seneviratne, S. I., Kato, S., Rutan, D., Ammann, C., Wood, E. F., and König-Langlo, G.: The energy balance over land and oceans: an assessment based on direct observations and CMIP5 climate models, *Clim. Dyn.*, 44, 3393–3429, <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2430-z>, 2015.

- Woolway, R. I., Merchant, C. J., Van Den Hoek, J., Azorín-Molina, C., Nöges, P., Laas, A., Mackay, E. B., and Jones, I. D.: Northern Hemisphere Atmospheric Stilling Accelerates Lake Thermal Responses to a Warming World, *Geophys. Res. Lett.*, 46, 11983–11992, <https://doi.org/10.1029/2019GL082752>, 2019.
- Wu, J., Han, Z.-Y., Yan, Y.-P., Sun, C.-Y., Xu, Y., and Shi, Y.: Future changes in wind energy potential over China using RegCM4 under RCP emission scenarios, *Adv. Clim. Change Res.*, 12, 596–610, <https://doi.org/10.1016/j.accre.2021.06.005>, 2021.
- Zambakas, J.: General climatology, Dep. Geol. Natl. Kapodistr. Univ. Athens Athens Greece, 1992.
- Zappa, G., Hoskins, B. J., and Shepherd, T. G.: The dependence of wintertime Mediterranean precipitation on the atmospheric circulation response to climate change, *Environ. Res. Lett.*, 10, 104012, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/10/104012>, 2015.
- Zeng, Z., Ziegler, A. D., Searchinger, T., Yang, L., Chen, A., Ju, K., Piao, S., Li, L. Z. X., Ciais, P., Chen, D., Liu, J., Azorín-Molina, C., Chappell, A., Medvigy, D., and Wood, E. F.: A reversal in global terrestrial stilling and its implications for wind energy production, *Nat. Clim. Change*, 9, 979–985, <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0622-6>, 2019.
- Zhang, G., Azorín-Molina, C., Shi, P., Lin, D., Guijarro, J. A., Kong, F., and Chen, D.: Impact of near-surface wind speed variability on wind erosion in the eastern agro-pastoral transitional zone of Northern China, 1982–2016, *Agric. For. Meteorol.*, 271, 102–115, <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2019.02.039>, 2019.
- Zhou, S., Zhang, Y., Park Williams, A., and Gentile, P.: Projected increases in intensity, frequency, and terrestrial carbon costs of compound drought and aridity events, *Sci. Adv.*, 5, eaau5740, <https://doi.org/10.1126/sciadv.aau5740>, 2019.
- Zittis, G., Hadjinicolaou, P., Klangidou, M., Proestos, Y., and Lelieveld, J.: A multi-model, multi-scenario, and multi-domain analysis of regional climate projections for the Mediterranean, *Reg. Environ. Change*, 19, 2621–2635, <https://doi.org/10.1007/s10113-019-01565-w>, 2019.
- Zittis, G., Bruggeman, A., and Lelieveld, J.: Revisiting future extreme precipitation trends in the Mediterranean, *Weather Clim. Extrem.*, 34, 100380, <https://doi.org/10.1016/j.wace.2021.100380>, 2021.

CAPÍTULO 6

PROYECCIONES REGIONALES DE CAMBIO CLIMÁTICO OCEÁNICO ALREDEDOR DE ESPAÑA

Autores: Paula Camus¹, Jose C. Sánchez-Garrido², Gabriel Jordà³

¹ Dpto. Ciencias Y Técnicas Del Agua Y Del Medio Ambiente, Universidad de Cantabria, Santander, España

² Grupo de Oceanografía Física, Departamento de Física Aplicada II, Universidad de Málaga, Málaga, España

³ Instituto Español de Oceanografía, CSIC, Palma, España

1. Introducción

Aproximadamente el 40% de la población mundial vive a menos de 100 kilómetros de la costa, mientras que en España el porcentaje asciende hasta el 60%. Además, el océano alberga una gran biodiversidad; la seguridad alimentaria presente y futura depende de los recursos marinos; el transporte marítimo es un elemento clave de la economía mundial y regional; y las actividades costeras contribuyen en gran medida a la economía española. Por lo tanto, es importante analizar la evolución prevista de las variables oceánicas en un contexto de aumento de las concentraciones de gases de efecto invernadero (GEI), especialmente para una región tan dependiente del mar como España.

El calentamiento global tiene repercusiones notorias en los océanos. El exceso de calor se almacena en gran medida en el interior del océano, induciendo un calentamiento del océano global a todas las profundidades. Las modificaciones esperadas en los patrones de viento, así como en los gradientes espaciales de densidad del agua, inducirían cambios en la circulación oceánica. A su vez, esos cambios implicarían diferentes redistribuciones de calor y sal, modificando así los campos de temperatura y salinidad tanto en horizontal como en vertical. Además, el nivel global del mar aumentará debido a la expansión térmica de la columna de agua y a la adición de masa procedente del deshielo continental y de los cambios en el almacenamiento de agua terrestre. A su vez, los gradientes espaciales del nivel del mar también se verán modificados por la redistribución de masas debida a cambios en la circulación oceánica o a efectos gravitatorios. También se prevé que la biogeoquímica oceánica se modifique de varias maneras. La absorción por el océano de las emisiones antropogénicas de carbono provoca la acidificación del agua de mar. La desoxigenación se ve exacerbada por la reducción de la solubilidad del oxígeno (O_2) debida al aumento de la temperatura del agua. El aumento de la estratificación cerca de la superficie impide la mezcla vertical y los intercambios de propiedades con el océano profundo y provoca una reducción del aporte de nutrientes a la zona eufótica. Como consecuencia, la producción primaria neta (NPP) podría sufrir cambios significativos.

Todas esas alteraciones proyectadas a escala mundial tendrán una importante diversidad regional. La forma en que se redistribuya el exceso de calor y masa, y posteriormente otras propiedades de los océanos, depende de muchos factores. Por lo tanto, se esperan grandes variaciones con respecto a los promedios globales a escala regional. En este capítulo se analizarán los cambios previstos para las principales variables físicas y biogeoquímicas en torno a la Península Ibérica y las Islas Canarias a partir de los resultados de los modelos oceánicos globales y regionales. Los resultados se presentarán por separado para el Atlántico y el Mediterráneo. La razón es que el

Mar Mediterráneo, debido a su naturaleza semicerrada y a la compleja orografía que lo rodea, puede evolucionar, hasta cierto punto, de forma diferente al Océano Atlántico cercano. Además, la complejidad dinámica de la región requiere modelos de alta resolución para caracterizarla adecuadamente. Así pues, los resultados obtenidos a partir de modelos globales (por ejemplo, los modelos CMIP) con resoluciones espaciales horizontales de 1° - 2° deben tomarse con cautela y es preferible basarse en modelos oceánicos regionales (por ejemplo, los modelos MedCORDEX, (Ruti et al., 2016)).

Este capítulo está organizado como sigue. En primer lugar, se presentarán las proyecciones de los cambios en la circulación oceánica, seguidas de las proyecciones de temperatura y salinidad. A continuación se abordará el nivel del mar y, por último, se analizarán las variables biogeoquímicas.

2. Circulación oceánica

La circulación general en el Atlántico Norte se caracteriza por una corriente de borde occidental, la Corriente del Golfo, que fluye siguiendo las costas orientales de Estados Unidos, gira hacia el este en torno a 40° N para alimentar la corriente del Atlántico Norte (NAC) que atraviesa el océano Atlántico. Hacia los 30° O se produce una bifurcación del flujo y, mientras la NAC sigue su trayectoria hacia el noreste, la corriente de las Azores (AC) se eleva hacia el sureste. Estas corrientes también determinan la circulación principal alrededor de la Península Ibérica (IP) y las Islas Canarias. Además, existe la Circulación Atlántica de Retorno Longitudinal (AMOC), que es el nombre que recibe el patrón de circulación en el Atlántico Norte que transporta agua cálida de las capas superiores del océano hacia el norte en la parte occidental, y agua fría y profunda hacia el sur en la parte oriental. La AMOC forma parte del sistema de circulación oceánica mundial y sus cambios influyen en el contenido y el transporte del calor oceánico mundial, así como en el nivel regional del mar. Por ello, se ha prestado mucha atención a su evolución futura. El AR6 del IPCC (Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático, 2023) informa de que, recientemente, la confianza en la AMOC modelizado y reconstruido ha disminuido debido a nuevas observaciones y a desacuerdos en los modelos. Concretamente, se ha descubierto que los modelos CMIP5 presentan grandes sesgos en la representación de la AMOC. Estos están relacionados con sesgos en la representación de la convección oceánica, la extensión del hielo marino y el forzamiento de agua dulce (Deshayes et al., 2014; Wang et al., 2015). Como resultado, hay una gran dispersión intermodelo en los transportes modelados por el CMIP5, que todavía está presente en las simulaciones CMIP6 (10-31 Sv; (Weijer et al., 2019)).

En cuanto a los cambios futuros, a pesar de las diferencias en la intensidad y las características generales del AMOC, las proyecciones de los modelos recogidas en el IPCC son cualitativamente similares. Los resultados sugieren que es muy probable que la AMOC disminuya a lo largo del siglo XXI para todos los escenarios SSP. Otro aspecto relevante es el posible colapso abrupto de la AMOC, que conllevaría cambios drásticos en el clima europeo (por ejemplo, véase el resumen de (Rahmstorf, 2024). El análisis de los modelos CMIP lleva a concluir que existe una confianza media en que el declive no implicará un colapso abrupto antes de 2100. Sin embargo, dos estudios recientes de (Ditlevsen y Ditlevsen, 2023) y (van Westen et al., 2024) sugieren que es muy probable que el colapso se produzca durante este siglo. El primero se centra en la detección de señales de alerta temprana del colapso del AMOC basadas en observaciones. En particular, han analizado el aumento de la varianza (es decir, la pérdida de resiliencia) y el aumento de la

autocorrelación (es decir, una ralentización crítica), y han proporcionado la significancia estadística y estimadores basados en datos para estimar el momento del colapso. (van Westen et al., 2024) han utilizado un enfoque diferente. En concreto, han utilizado un modelo climático de última generación para analizar los procesos de un colapso de la AMOC, y para desarrollar una señal de alerta temprana del colapso de la AMOC basada en la física y en cantidades observables. Este modelo se ha aplicado a su vez a productos de reanálisis, concluyendo que el AMOC actual está en vías de colapsar. Este colapso modificaría muchos aspectos de las condiciones marinas en torno a la IP, pero no existen estudios que analicen estos aspectos en detalle, ya que hasta hace poco el colapso de la AMOC no se consideraba un escenario plausible a corto plazo. Por ello, a continuación, nos centramos en los estudios publicados pero teniendo en cuenta que no consideran el colapso del AMOC.

En cuanto a las características regionales de la circulación alrededor de la IP y de las Islas Canarias, los modelos CMIP5 y CMIP6 muestran una casi duplicación de la circulación en superficie con una buena concordancia en el signo del cambio en el conjunto (Intergovernmental Panel On Climate Change, 2023). Este aumento podría estar inducido por el incremento de los gradientes horizontales de densidad (véanse las secciones sobre temperatura y salinidad más adelante). Esas simulaciones también muestran cambios significativos en los vientos de superficie. En particular, los vientos del sur que soplan a lo largo de la parte occidental del IP aumentarán, mientras que los vientos del este que soplan a lo largo de la parte septentrional del IP disminuirán. Esto implicará un aumento del bombeo de Ekman y del afloramiento a lo largo de las costas ibéricas occidentales y de la región canaria (~10-20% en el escenario SSP5-8.5 para el período 2070-2099), y una disminución del afloramiento en las costas septentrionales. Esto concuerda con los resultados de (Gomis et al., 2016) basados en los resultados de un pequeño conjunto de modelos oceánicos regionales.

Hay que señalar que la mayor parte de la información procede de modelos globales que carecen de la resolución necesaria para resolver espacialmente las estrechas plataformas continentales que rodean la IP y las Islas Canarias. Por lo tanto, existe una gran incertidumbre sobre cómo evolucionarán con el tiempo las características de la circulación local en estas regiones.

La circulación en el Mediterráneo occidental puede caracterizarse como un sistema casi permanente de dos capas, que forma parte de la circulación termohalina mediterránea (Millet, 1999). En la capa superior (0-150 m, aproximadamente), la afluencia de aguas atlánticas a través del estrecho de Gibraltar fluye a lo largo de la costa africana hacia el estrecho de Sicilia. Allí, parte del flujo recircula hacia el norte y se une a la corriente del norte que fluye a lo largo de los taludes septentrional e ibérico en sentido ciclónico. La capa intermedia (150- 600 m, aproximadamente) se caracteriza por la entrada de aguas intermedias levantinas a través del estrecho de Sicilia que también fluyen hacia el norte por los taludes continentales en sentido ciclónico hasta salir por el estrecho de Gibraltar (García Lafuente et al., 2009; Sánchez-Garrido et al., 2011). Sobre este patrón de circulación, existe un rico campo de giros de mesoescala y submesoescala (Isern-Fontanet et al., 2006). Además, en invierno se producen fuertes eventos convectivos en el Mediterráneo noroccidental, que llevan aguas oxigenadas hacia las capas intermedias y profundas (Somot et al., 2018).

La evolución de las principales características de la circulación bajo el cambio climático ha sido poco estudiada y ningún estudio ha sugerido cambios significativos en las principales características, hasta el momento. A escala de subcuencia, Adloff et al., (2015), utilizando un pequeño conjunto de simulaciones basadas en el mismo modelo, sugirieron un claro cambio

en la región balear con la penetración del agua superficial atlántica hacia el norte, a lo largo de las costas españolas. Sin embargo, este cambio proyectado debe interpretarse con cautela, ya que la circulación de su simulación histórica no era realista en esa zona. De La Vara et al., (2022), utilizando una única ejecución de un modelo oceánico global con mayor resolución en el Mediterráneo, también proyectaron algunos cambios en los patrones de circulación del mar Tirreno y los atribuyeron a cambios en el campo de vientos y en la circulación principal. Estos mecanismos no se han analizado hasta ahora en las costas mediterráneas ibéricas.

Se ha prestado más atención a la evolución prevista de la convección vertical en el Mediterráneo occidental. La mayoría de los estudios apuntan a una reducción de la convección invernal (Adloff et al., 2015; Sannino et al., 2022; Somot et al., 2006; Soto-Navarro et al., 2020). Aunque existen discrepancias entre los modelos en cuanto a la intensidad de esa reducción, casi todas las simulaciones muestran una clara reducción de la profundidad máxima de la capa de mezcla promedio, siendo mayor en el escenario RCP8.5 (Soto-Navarro et al., 2020). La reducción oscila entre el 20% y el 90% (Adloff et al., 2015; Somot et al., 2006; Soto-Navarro et al., 2020) y algunos autores incluso han proyectado un colapso de la convección bajo el escenario RCP8.5 en 2040-2050 (Parras-Berrocal et al., 2022) o 2060 (Sannino et al., 2022). Este colapso tendría importantes implicaciones para toda la circulación termohalina mediterránea, ya que podría reducir su intensidad hasta un 40% (Adloff et al., 2015; Somot et al., 2006), reduciendo a su vez la ventilación de las capas más profundas.

Los mecanismos que explican la reducción de la convección invernal son principalmente dos. En primer lugar, la reducción de la pérdida de flotabilidad en invierno y, en segundo lugar, un aumento de la estratificación que dificultaría los eventos convectivos. Ambos mecanismos ya han sido reportados para el clima actual (Amitai et al., 2017; Josey y Schroeder, 2023; Margirier et al., 2020) y contribuirán en el futuro. Sin embargo, parece que, en el futuro, el mecanismo dominante sería el aumento de la estratificación (Sannino et al., 2022; Somot et al., 2006). Aunque en el futuro se reduzca el número de eventos fuertes de pérdida de flotabilidad, seguirá habiendo algunos eventos fuertes. Sin embargo, el aumento de la estratificación debido al aligeramiento de las capas superiores (provocado por el calentamiento) y la densificación de las capas intermedias (provocado por el aumento de la salinidad) haría que hicieran falta pérdidas de flotabilidad más fuertes para generar convección.

Otra característica importante inducida por el calentamiento global en la circulación mediterránea sería el cambio en los flujos en el Estrecho de Gibraltar. En primer lugar, el transporte neto de agua aumentará para compensar el aumento previsto de la pérdida de agua en el Mediterráneo. El aumento de la evaporación y la reducción de las precipitaciones y las aportaciones fluviales harán que la cuenca mediterránea aumente la pérdida de agua a través de la superficie hasta un 40% (véase la sección sobre la salinidad del Mediterráneo más adelante). En consecuencia, para compensar ese aumento, el transporte neto de agua también aumentará hasta 0,02 Sv debido principalmente a una reducción de los flujos de salida y, en menor medida, a un aumento de los flujos de entrada (Adloff et al., 2015; Parras-Berrocal et al., 2022). El aumento de las diferencias de densidad entre las aguas atlánticas entrantes y las aguas mediterráneas salientes, presumiblemente también aumentaría el intercambio, aunque ningún estudio ha analizado este proceso en profundidad hasta el momento.

Por último, Ser-Giacomi et al., (2020) han analizado cómo evolucionaría el campo de mesoescala en el futuro basándose en la simulación de un único modelo bajo el escenario RCP8.5. Han demostrado que la energía cinética media y la turbulenta (MKE y EKE, respectivamente) aumentarían

hasta un 25% a finales de siglo. Sugieren que el aumento estaría vinculado a un incremento de la energía potencial disponible relacionado con el aumento de los gradientes horizontales de densidad. Sus resultados muestran que esto afectaría a todo el Mediterráneo y, especialmente, a la cuenca balear.

3. Temperatura

El conjunto de simulaciones climáticas globales muestra una relación casi lineal entre la tasa de temperatura media global y el cambio del contenido de calor oceánico global, con una gran coherencia entre CMIP5 y CMIP6 (Jevrejeva et al., 2021). Sin embargo, los patrones de adición de calor y los mecanismos de redistribución del calor desempeñan un papel clave en la configuración de los patrones de cambio del contenido de calor oceánico. En particular, en el Atlántico Norte, el patrón de calor añadido es bastante homogéneo, pero la redistribución impulsada por la circulación induce una disminución del contenido de calor a lo largo de las costas ibéricas y las Islas Canarias (alrededor de un -25% del calor añadido; Bronselaer y Zanna, 2020). Como se ha mencionado en la sección anterior, aunque la mayoría de los modelos coinciden en proyectar una ralentización de la AMOC, los detalles de los cambios de circulación proyectados, en términos de intensidad y localización, son bastante inciertos. En consecuencia, el componente de redistribución del calor también es más incierto que el componente de calor añadido en el Atlántico Norte. En otras palabras, hay un alto grado de confianza en la proyección del calentamiento del Atlántico Norte para las próximas décadas, pero existe un cierto grado de incertidumbre en los detalles regionales.

Las proyecciones del CMIP para el Atlántico Nororiental muestran un calentamiento generalizado que se reduce a lo largo del margen ibérico y de la región canaria debido al aumento del afloramiento estacional (Figura 6.1). Bajo el escenario SSP585, para el periodo (2070-2099), los modelos CMIP6 proyectan un aumento de la temperatura superficial del mar (SST) respecto al periodo (1955-1984) de $3,0 \pm 0,9^\circ\text{C}$ y $2,9 \pm 0,8^\circ\text{C}$ en el Cantábrico y el Golfo de Cádiz, mientras que proyectan $2,5 \pm 0,9^\circ\text{C}$ y $2,6 \pm 0,7^\circ\text{C}$ en el margen ibérico y la zona canaria, respectivamente. Usando un modelo regional, Gomis et al., (2016) mostraron resultados que son altamente consistentes con la imagen general proporcionada por los Modelos Climáticos Globales (GCM). La mayor resolución de su modelo les ha permitido dibujar un panorama más complejo sobre los procesos que determinarán la evolución de la temperatura en la región. Han comprobado que, cerca del margen continental, el aumento de la temperatura podría contrarrestarse parcialmente con un aumento de la afloración estacional, que también reproduce el conjunto CMIP6. Sin embargo, la estructura espacial de la señal de afloramiento en el modelo regional, y por tanto de la zona con menor calentamiento, es más compleja, apuntando hacia un efecto menos pronunciado en la parte norte del margen ibérico. Además, en cuanto al mayor calentamiento en el Golfo de Cádiz, hay que tener en cuenta que los modelos CMIP6 suelen tener una resolución espacial que les impide resolver adecuadamente los procesos dinámicos que tienen lugar en esa zona. Los resultados de Gomis et al. (2016) sugieren que los patrones de calentamiento en esa región están influenciados por la advección de agua a lo largo de los taludes continentales, lo que no puede ser reproducido por los modelos CMIP6. Por lo tanto, los resultados del CMIP6 en esa región deben tomarse con cautela.

El calentamiento es más pronunciado en verano que en invierno, especialmente en el Cantábrico y el Golfo de Cádiz, donde el calentamiento futuro en verano es $1,4^\circ\text{C}$ y $0,7^\circ\text{C}$ mayor que en invierno.

Por tanto, se producirá un aumento de la amplitud estacional de la SST. Esto se ha atribuido a un mayor asomeramiento relativo de la profundidad de la capa de mezcla en verano que en invierno (Alexander et al., 2018). En el margen ibérico y el área canaria el calentamiento estival también será mayor que el invernal, pero no tanto ($0,5^{\circ}\text{C}$ y $0,2^{\circ}\text{C}$, respectivamente).

El calentamiento estival también afectará a las características de las olas de calor marinas (MHW). La frecuencia de las olas de calor marinas se ha duplicado aproximadamente y se han hecho más intensas y largas desde la década de 1980, debido principalmente al aumento de las temperaturas estivales (Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático, 2023), y los modelos CMIP prevén que esta tendencia continúe. En el Atlántico nororiental y para el periodo 2080-2100, la proporción en la que aumentará el número de días de MHW al año en relación con la época preindustrial en el margen ibérico y las islas Canarias será de hasta 10-20 en el escenario SSP126 y de 60-80 en el escenario SSP585.

En cuanto a la evolución de las temperaturas subsuperficiales, los modelos CMIP6 proyectan un menor calentamiento, pero los patrones de cambio a 100 m de profundidad son muy coherentes con los de superficie (Figura 6.1). El calentamiento proyectado para el periodo 2070-2099 respecto a 1955-1984 es de $2,1 \pm 0,8^{\circ}\text{C}$, $2,0 \pm 0,8^{\circ}\text{C}$, $1,6 \pm 0,9^{\circ}\text{C}$ y $1,8 \pm 0,9^{\circ}\text{C}$ para el mar Cantábrico, el margen ibérico, el golfo de Cádiz y el área canaria, respectivamente. A 500 m, el patrón de cambio en el Atlántico NE es más homogéneo, con un gradiente de SE a NO (Figura 6.1). Para el mismo periodo y escenario, el calentamiento previsto es de $2,2 \pm 0,6^{\circ}\text{C}$, $2,0 \pm 0,5^{\circ}\text{C}$, $1,7 \pm 0,5^{\circ}\text{C}$ y $1,2 \pm 0,5^{\circ}\text{C}$.

La evolución futura de la temperatura en el Mediterráneo viene determinada por los cambios en los flujos de calor superficiales, el intercambio de calor en el estrecho de Gibraltar y, en menor medida, a los cambios en la contribución del estrecho de Dardanelos y los ríos (Jordà et al., 2017). En cuanto a los flujos de calor en superficie, estimados actualmente en aproximadamente -5 W/m^2 , todas las proyecciones de los modelos globales y regionales sugieren un cambio que oscila entre el $+25\%$ y el $+118\%$. Esto significa que algunos modelos predicen que el Mar Mediterráneo podría incluso ganar calor a través de la superficie en el futuro. La magnitud de los cambios en los flujos de calor superficial está estrechamente correlacionada con las concentraciones de GEI de los distintos escenarios considerados (Adloff et al., 2015; Dubois et al., 2012; Gualdi et al., 2013; Somot et al., 2008, 2006).

Soto-Navarro et al., (2020), utilizando el conjunto MedCORDEX de simulaciones de modelos regionales acoplados atmósfera-océano, han analizado la contribución de los flujos a través del Estrecho de Gibraltar. Han demostrado que todas las simulaciones proyectan una entrada de agua atlántica más cálida, en buena concordancia con el calentamiento previsto del Atlántico Nordoriental, pero también un calentamiento de las aguas de salida. Por lo tanto, el balance neto puede ser confuso. En general, en el conjunto MedCORDEX la mayoría de las simulaciones muestran un aumento neto del flujo térmico neto a través de Gibraltar, aunque una de las simulaciones muestra una disminución del mismo (es decir, el flujo térmico de salida es mayor que el flujo térmico de entrada). Comparando la contribución de los flujos de Gibraltar con los flujos de superficie, los resultados sugieren que el cambio del contenido de calor en el Mediterráneo estará dominado por la disminución de la pérdida de calor en superficie. En cuanto a la contribución de los ríos y del estrecho de Dardanelos, no existen estimaciones de su contribución futura, pero es probable que sea menor.

Como resultado, todas las simulaciones globales y regionales proyectan un Mediterráneo más cálido. La tasa de calentamiento depende en primer orden tanto del horizonte temporal como del escenario de emisiones de gases de efecto invernadero (Adloff et al., 2015; Mariotti et al., 2015; Shaltout y Omstedt, 2014). Darmaraki et al., (2019) mostraron que el conjunto MedCORDEX proyectaba un aumento de la SST media de la cuenca de $3,1 \pm 0,5$ °C y $1,6 \pm 0,8$ °C bajo los escenarios RCP8.5 y RCP4.5 para el periodo 2070-2100 con respecto al periodo 1976-2005. Esto concuerda con resultados anteriores. Adloff et al., (2015) proyectaron, para el mismo periodo, un aumento de la SST de 3,1°C, 2,5°C y 1,7°C bajo los escenarios A2, A1B y B1 del SRES, respectivamente. Para poner en contexto estos resultados, es interesante analizar lo que los modelos CMIP6 proyectan para esta región y para el océano global. Las proyecciones de la SST para las cuencas occidental y oriental del Mediterráneo son muy cercanas, alcanzando un $4,0 \pm 0,8$ °C, mientras que la SST global alcanza $2,9 \pm 0,8$ °C bajo el escenario SSP585. Por lo tanto, se espera que el Mediterráneo sea significativamente más cálido que el océano global y el Atlántico Nordoriental. Cabe señalar que Kwiatkowski et al., (2020) han mostrado que, bajo el escenario RCP8.5 y para el mismo periodo de tiempo, los modelos CMIP5 proyectan un calentamiento global de la SST de $3,5 \pm 0,8$ °C. Este menor calentamiento oceánico proyectado es el resultado de un aumento general de la sensibilidad climática de los modelos CMIP6 en relación con los CMIP5. Por tanto, dado que el conjunto regional MedCORDEX más reciente ha sido forzado por simulaciones CMIP5, cabría esperar que las proyecciones regionales mediterráneas produjeran mayores tasas de calentamiento cuando fueran forzadas por simulaciones CMIP6.

A pesar de no haber un consenso total sobre los patrones del aumento de la SST, la mayoría de los modelos muestran algunas características comunes en el Mediterráneo occidental (por ejemplo, Adloff et al., 2015; Soto-Navarro et al., 2020). En concreto, muestran un menor calentamiento cerca del estrecho de Gibraltar que se potencia hacia el norte a lo largo del margen oriental ibérico y alcanza valores máximos en el mar Balear, al norte de las Islas Baleares. Este patrón se observa en la mayoría de las simulaciones y en todos los escenarios. El calentamiento relativamente bajo en la parte sur se atribuye a la entrada de aguas atlánticas menos cálidas que las del interior del Mediterráneo. Los valores más elevados en el mar Balear, una de las regiones que muestran un mayor calentamiento en el Mediterráneo, pueden atribuirse al bajo tiempo de renovación y mezcla de las aguas en esa región (Adloff et al., 2015; Parras-Berrocal et al., 2022). Las proyecciones más recientes de Soto-Navarro et al., 2020 basadas en el conjunto MedCORDEX, muestran, para el periodo 2075-2100 con respecto a 1980-2005 bajo el escenario RCP8.5, un calentamiento de la SST de $3,1 \pm 0,4$ °C, $2,7 \pm 0,4$ °C y $2,3 \pm 0,6$ °C para la cuenca balear, alrededor de la región del cabo de Palos y el mar de Alborán, respectivamente.

En cuanto a las MHW, Darmaraki et al., 2019 han analizado los resultados del conjunto MedCORDEX y han encontrado que los modelos parecen simular correctamente las propiedades de las MHW durante el periodo histórico, a pesar de los sesgos en la SST media y extrema. Como era de esperar, el aumento de la SST media conlleva una intensificación y mayor frecuencia de los eventos. Sin embargo, el aumento del ciclo estacional (es decir, más calentamiento en verano que en invierno), así como la mayor variabilidad diaria de la temperatura, también contribuyen en un 10-20% a la intensificación de las MHW. Para 2100 y bajo RCP8.5, las simulaciones proyectan al menos un MHW de larga duración cada año, hasta tres meses más largo, unas 4 veces más intenso y 42 veces más severo que los eventos actuales.

La señal del cambio climático en superficie se propaga eficazmente hacia las capas más profundas a través de la circulación termohalina mediterránea y, más concretamente, a través de los procesos de formación de aguas intermedias y profundas. No existen estudios centrados específicamente en la zona española, pero en el Mediterráneo occidental, las proyecciones muestran un fuerte calentamiento hasta los 500-600 m. Para el periodo 2075-2100 con respecto a 1980-2005 bajo el escenario RCP8.5, Soto-Navarro et al., (2020) han mostrado un calentamiento de $2,4 \pm 0,4^{\circ}\text{C}$, $2,2 \pm 0,4^{\circ}\text{C}$ y $0,2 \pm 0,1^{\circ}\text{C}$ en las capas superior (0-150 m), intermedia (150-600 m) y profunda (600 m - fondo), respectivamente. En la capa superior, el calentamiento es inducido principalmente por el calentamiento de la superficie y la afluencia atlántica. En la capa intermedia, el factor dominante es la llegada de aguas intermedias levantinas, formadas en el Mediterráneo oriental, a través del estrecho de Sicilia. Estas aguas son muy cálidas y saladas y, en algunos modelos, pueden incluso inducir un calentamiento máximo subsuperficial en el Mediterráneo occidental.

4. Salinidad

La cantidad global de sal se mantendrá aproximadamente en valores constantes en el futuro (es decir, no hay una entrada significativa de sal en el océano global), pero cabe esperar cambios regionales. Desde la década de 1950, los cambios observados en los patrones de salinidad cercanos a la superficie y los subsuperficiales se han relacionado con cambios en los flujos de agua dulce superficial (Cheng et al., 2020; Zika et al., 2018). Sin embargo, los cambios en la circulación oceánica también afectan a la salinidad, en gran medida en escalas de tiempo anuales a decenales debido a la redistribución de las masas de agua (Du et al., 2019; Holliday et al., 2020; Liu et al., 2019). En el Atlántico Norte subpolar, desde principios de la década de 1990, la disminución de la salinidad esperada por el aumento del flujo de agua de deshielo de Groenlandia se ha visto compensada por el aumento de un transporte hacia el norte de aguas atlánticas que entran en el giro subpolar desde el sur (Dukhovskoy et al., 2019, 2016; Stendardo et al., 2020). Más tarde, después de mediados de la década de 2010, esa tendencia se invirtió y se produjo en el Atlántico Norte el mayor enfriamiento registrado en 120 años (Holliday et al., 2020).

En cuanto a la evolución futura de la salinidad, las proyecciones del CMIP6 confirman la evaluación del informe SROCC de que las regiones oceánicas dulces seguirán siendo más dulces y las regiones oceánicas saladas seguirán siendo más saladas en el siglo 21st. En particular, la mayor afluencia de agua dulce procedente del deshielo disminuirá la salinidad superficial en el Atlántico Norte subpolar y en la parte oriental del giro subtropical del Atlántico Norte, según las proyecciones del CMIP (Levang y Schmitt, 2020). Asimismo, Sathyanarayanan et al., (2021) señalan que, además de los cambios en los flujos superficiales de agua dulce, los cambios en la salinidad subsuperficial en los primeros 1000 m del Atlántico también pueden estar relacionados con los cambios en la tensión del viento y la circulación, que a su vez están relacionados con los cambios en el calentamiento de la superficie. Por otra parte, la mayoría de los modelos proyectan que las aguas del Atlántico tropical se volverán más saladas hasta aproximadamente 40°N . Esta evolución contrastada entre la reducción de salinidad en latitudes altas y el aumento de la salinidad en el Atlántico tropical es robusta entre los modelos. Sin embargo, los detalles dependen de cada modelo ya que dependen de las características de la circulación que reproducen (es decir, la fuerza y la anchura de la rama

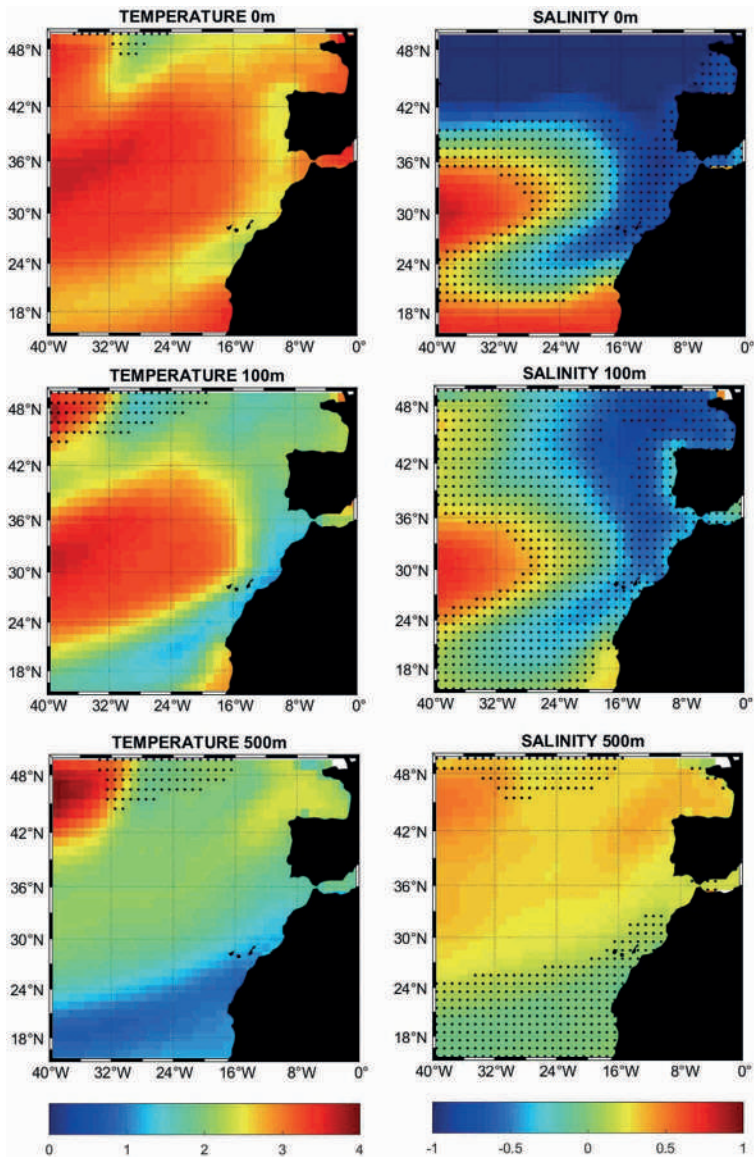


Figura 6.1. Cambio medio proyectado del conjunto CMIP6 (2070-2099 en relación con 1985-2014) bajo el escenario SSP5-8.5 de temperatura (izquierda) y salinidad (derecha) para diferentes capas: superficie (arriba), 100 m (centro) y 500 m (abajo). Las zonas punteadas indican las áreas donde la dispersión del conjunto es mayor que el cambio proyectado. Datos obtenidos del portal web sobre cambio climático de la NOAA (<https://psl.noaa.gov/ipcc/cmip6>).

oriental del giro subpolar). Esto aumenta la incertidumbre sobre la evolución de la salinidad en torno a la IP.

Para la salinidad de la superficie del mar (SSS), las proyecciones del CMIP6 bajo el escenario SSP5-8.5 muestran una reducción en el margen ibérico y la región canaria (cambios proyectados promediados entre -0,8 y -0,6 psu respectivamente para el periodo 2070-2100, ver Figura 6.1) con una dispersión entre modelos de 0,8 psu. Las diferencias estacionales en los cambios previstos son pequeñas. A 100 m el cambio de salinidad proyectado tiene un patrón similar pero la reducción es menor, situándose en torno a -0,5 psu. Cerca de las costas ibéricas occidentales, algunos modelos proyectan una reducción aún menor, de -0,2 psu, relacionada con el efecto contrario del aumento del afloramiento costero. Es decir, el aumento del afloramiento de aguas saladas profundas reduciría la reducción de salinidad inducida por los procesos de gran escala. A esta profundidad, la dispersión entre modelos es de aproximadamente 0,7 psu. A 500 m, existe un buen acuerdo entre los modelos y la mayoría de ellos proyectan un aumento de la salinidad de 0,2-0,3 psu con una dispersión entre modelos inferior a 0,15 psu.

Utilizando un modelo oceánico regional forzado por tres GCM, Gomis et al., (2016) han mostrado resultados similares. Además, gracias a la mayor resolución de su modelo, han confirmado que, a lo largo de las costas ibéricas, el eventual aumento de salinidad derivado de un afloramiento más intenso no sería suficiente para contrarrestar la reducción de gran escala.

Estos resultados, combinados con el calentamiento previsto de las capas superiores, sugieren que en el futuro la columna de agua estará más estratificada, especialmente alrededor de la IP, y un poco menos alrededor de las islas Canarias (Kwiatkowski et al., 2020).

La salinidad de la cuenca mediterránea viene determinada por el equilibrio entre el balance de agua dulce superficial (evaporación, precipitación y escorrentía fluvial) y la contribución de los intercambios a través del Estrecho de Gibraltar y, en menor medida, del Mar Negro (Jordà et al., 2017). Para el primer término, el consenso general en todas las proyecciones de los modelos es que aumentará el déficit hídrico. Sánchez-Gómez et al., (2009) analizaron los resultados de 12 Modelos Climáticos Regionales (RCM) forzados por 6 GCM diferentes bajo el escenario A1b. Sus resultados mostraron que es probable que el balance hídrico del Mediterráneo se vea alterado de forma significativa a finales de este siglo. Concretamente, las proyecciones regionales muestran un aumento del 12% de la evaporación, una reducción del 16% de las precipitaciones, una disminución del 24% de la escorrentía fluvial y una reducción del 40% de la aportación del Mar Negro. Todos estos cambios se traducen en un aumento del 40% de las pérdidas de agua. Dubois et al., (2012), utilizando un pequeño conjunto de modelos climáticos regionales acoplados atmósfera-oceano (AORCM), y Adloff et al., (2015), utilizando un único modelo, mostraron resultados similares. Más recientemente, Soto-Navarro et al., (2020) mostraron que el conjunto de RCM de MedCORDEX proyecta un aumento del déficit hídrico de $0,35 \pm 0,48$ mm/d ($0,25 \pm 0,17$ mm/d) para el periodo 2075-2100 con respecto a 1980-2005 bajo el escenario RCP8.5 (RCP4.5). Esto implicaría un aumento del 20% (15%) en las pérdidas de agua a través de la superficie, aunque la dispersión del conjunto es grande.

En cuanto a las proyecciones de transporte de sal a través del Estrecho de Gibraltar, son muy inciertas. Ese transporte depende de la magnitud del intercambio de agua (entrada y salida) y de la salinidad de las aguas intercambiadas. Existe un gran desacuerdo entre los modelos en cuanto a la magnitud de los cambios previstos en el intercambio de agua. Tampoco está

totalmente claro si las aguas entrantes serán más saladas o más dulces, ya que depende de cómo representen los GCM la redistribución del agua fundida en el Atlántico Norte. A pesar de ello, Soto-Navarro et al. (2020) hicieron un primer intento de desentrañar esos componentes en el conjunto MedCORDEX. Encontraron que los términos más importantes tenían efectos opuestos: la reducción de la salinidad en la entrada del Atlántico contribuiría a la reducción de la salinidad de la cuenca, mientras que la reducción del transporte de volumen de salida aumentaría la salinidad de la cuenca. La salinización del flujo de salida del Mediterráneo y la reducción del transporte de entrada desempeñarían un papel secundario, aunque no desdeñable. No obstante, estos resultados deben tomarse con cautela debido a las posibles imprecisiones de los cálculos.

En cuanto a la evolución de la SSS, Adloff et al. (2015) mostraron que la elección del GCM utilizado para proporcionar las condiciones de contorno laterales en el Atlántico cercano es un factor clave. En su caso, el GCM que utilizaron proporcionó proyecciones de aumento de la SSS atlántica de 0,2-0,6 psu, lo que se tradujo en un aumento de la SSS mediterránea de 0,5-0,7 psu. Soto-Navarro et al., (2020) confirmaron la sensibilidad de la SSS mediterránea a las condiciones laterales, especialmente alrededor de la Península Ibérica. La mayoría de los GCM utilizados para forzar su conjunto de RCM proyectan una reducción en la salinidad de la entrada de agua atlántica, lo que, a su vez, induce una disminución de 1 psu en las RCM a lo largo de las costas meridionales bajo el escenario RCP8.5 a finales de siglo. En el noreste de la Península y las Islas Baleares no se proyecta casi ningún cambio en la SSS. Cabe señalar que son pocos los GCM que no proyectan la entrada de aguas más dulces a través del Estrecho de Gibraltar. Los RCM que utilizan esos GCM como condiciones de contorno proyectan una salinización de la SSS del Mediterráneo occidental, como era de esperar.

En cuanto a la evolución de las aguas intermedias y profundas, hay mucho más acuerdo entre los modelos, ya que todos proyectan una salinización de esas capas. El aumento del déficit hídrico en el Mediterráneo oriental provoca un aumento de la salinidad de la masa de agua intermedia levantina formada en esa región. Posteriormente, esta masa de agua es advectada hacia la cuenca occidental ocupando la capa intermedia. La disminución de las tasas de formación de agua densa (véase la sección anterior sobre Temperatura), implica también una disminución de la advección de agua relativamente dulce desde la superficie hacia las capas más profundas, lo que, a su vez, conduce a un aumento de la salinidad en dichas capas. Como resultado, Soto-Navarro et al., (2020) proyectan un aumento de $0,25 \pm 0,18$ psu ($0,21 \pm 0,09$ psu) en la capa de 150-600 m en el Mediterráneo occidental a finales de siglo bajo el escenario RCP8.5 (RCP4.5). Para la capa por debajo de 600 m proyectan un aumento de $0,10 \pm 0,05$ psu ($0,10 \pm 0,14$ psu).

En resumen, el aumento previsto del déficit de agua dulce superficial implica un incremento de la salinidad de la cuenca, que no se limita a la capa superior sino que se traslada también a las capas intermedias y profundas. Las aguas atlánticas que entran en el Mediterráneo a través del Estrecho de Gibraltar serán más dulces, aunque existen grandes incertidumbres sobre la magnitud de ese endulzamiento. Estas aguas de menor salinidad reducirían la salinidad de las capas superiores en el Mediterráneo occidental, especialmente alrededor de la IP. Por lo tanto, se espera que la estratificación alrededor de las costas españolas aumente en las capas superiores, debido a la reducción de la salinidad y especialmente debido al calentamiento previsto. En las capas intermedias los resultados no son tan sólidos, ya que la salinización proyectada contrarrestaría parcialmente el calentamiento.

5. Nivel del mar

5.1 Nivel medio del mar

Las proyecciones regionales muestran que el cambio en el nivel medio del mar presenta una gran variabilidad espacial, derivada de la combinación de cambios dinámicos en el océano, efectos gravitacionales, rotacionales y de deformación en respuesta a los cambios de masa actuales, y el ajuste isostático glacial a largo plazo (Slangen et al., 2023). Los cambios en los componentes gravitacionales y de masa son a gran escala y, por lo tanto, su simulación no requiere una alta resolución espacial. No ocurre lo mismo con la componente dinámica del nivel del mar, influida por la circulación y los desplazamientos de masa debidos a los efectos mecánicos del viento y la presión atmosférica. Aunque el componente dinámico del nivel del mar es uno de los principales impulsores de la variabilidad espacial, a menudo se obtiene a partir de simulaciones de GCM. Sin embargo, la calidad de la información a escala local que proporcionan es limitada debido a su resolución espacial, de aproximadamente 1° en los modelos CMIP5 y de hasta $0,25^\circ$ en algunos pocos modelos CMIP6. En general, la resolución de los modelos globales no ha aumentado significativamente de CMIP5 a CMIP6, y el componente oceánico dinámico muestra un comportamiento similar (Liu et al., 2020). Por lo tanto, para tener en cuenta los procesos a pequeña escala, las mareas y las características batimétricas en las zonas costeras, es necesario un modelado de alta resolución, que también puede implicar un modelado más explícito de los procesos parametrizados en los modelos globales.

La reducción dinámica de escala de los GCM se ha aplicado en la plataforma continental del noroeste de Europa (Chaigneau et al., 2022; Hermans et al., 2020) y en el Mediterráneo (Sannino et al., 2022). En el estudio de Hermans et al., 2020, se utilizó el modelo regional AMM7 (O'Dea et al., 2017) para la reducción dinámica de escala de dos modelos globales CMIP5 (MIP-ESM-LR y HadGEM2-ES). La resolución horizontal de AMM7 es de $1/15^\circ$ de latitud por $1/9^\circ$ de longitud (nominalmente 7 por 7 km) y AMM7 tiene 50 niveles verticales con coordenadas z híbridas. El forzamiento atmosférico de superficie se obtiene a partir de simulaciones del modelo atmosférico regional RAC4 del Rossby Centre (Strandberg et al., 2014) a 50 km de resolución horizontal dentro de la iniciativa Euro-CORDEX. Se comprobó que el incremento de resolución proporciona una mejor simulación de la variabilidad media del nivel del mar a escala estacional e interanual. En cuanto a las proyecciones de cambio climático, el modelo regionalizado a partir de HadGEM2-ES proporciona variaciones dinámicas del nivel del mar más bajas para finales de siglo (2074-2099), en comparación con el periodo histórico (1980-2005), siendo 15 cm más bajas en el Mar del Norte y entre 3-4 cm a lo largo de la costa norte de España. En el caso del GCM MIP-ESM-LR, las diferencias máximas se limitaron a 2,5 cm en el Mar del Norte, mientras que a lo largo de la costa española, las proyecciones regionales proporcionaron descensos de 3,5 cm, similares entre ambos GCM. Sin embargo, estas diferencias entre las variaciones del nivel del mar en el noroeste de Europa obtenidas a partir de los modelos globales CMIP5 y mediante downscaling dinámico se encontraban dentro del rango de incertidumbre del conjunto de GCM CMIP5 (Hermans et al., 2020). Las diferencias de batimetría y de máscara terrestre entre los modelos globales y regionales fueron los principales factores que contribuyeron a estas diferencias.

Chaigneau et al., 2022 realizaron una reducción de escala dinámica en el Atlántico noroccidental a una resolución de 1/12 utilizando el modelo NEMO forzado con un modelo global CMIP6 de 1/4 de resolución (CNRM-CM6-1-HR), resolviendo las mareas, la presión atmosférica de superficie y la circulación oceánica general. También se realizó una corrección de sesgo del GCM para forzar el modelo regional durante el periodo comprendido entre 1950 y 2100 para los escenarios SSP1-2.6 y SSP5-8.5. Las comparaciones de las proyecciones del nivel del mar a lo largo de la costa mostraron un impacto limitado del aumento de la resolución, gracias a la resolución relativamente alta del GCM padre. En cuanto a la corrección de sesgos, el efecto sobre las proyecciones es pequeño a lo largo de la costa, excepto en el Mar Mediterráneo, donde las correcciones de sesgos son sustanciales. Las diferencias en los cambios dinámicos del nivel del mar son hasta 15 cm mayores en las proyecciones corregidas de sesgo en comparación con las proyecciones brutas en el Mar de Alborán, asociadas a un mayor aumento del transporte neto a través del Estrecho de Gibraltar. Estas diferencias en el nivel dinámico del mar se limitan a 3 cm a lo largo de las costas atlánticas del sur de España.

Por otra parte, el Mar Mediterráneo tiene la particularidad de ser un mar semicerrado conectado con el Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar. Por lo tanto, es crucial que los modelos oceánicos tengan una alta resolución y la capacidad de resolver los intercambios de agua a través del Estrecho de Gibraltar. Además, debido a la complejidad dinámica dentro de la cuenca, se requieren modelos de alta resolución para simular adecuadamente los procesos clave (Calafat et al., 2012). Por el contrario, los RCM pueden capturar parte de la variabilidad regional pero no suelen estar diseñados para reproducir la conexión con el océano global, por lo que se pierde una parte clave de la variabilidad, siendo las desviaciones locales de hasta 10 cm (Adloff et al., 2018). Las proyecciones del nivel medio del mar en el mar Mediterráneo fueron generadas por Sannino et al., (2022) para el escenario climático RCP8.5, utilizando un modelo oceánico (MED16, Sannino et al., 2015) con una resolución de 1/16°, aumentada aún más en los estrechos de Gibraltar y Dardanelos para representar los intercambios de agua entre cuencas en las fronteras laterales. El modelo MED16 se forzó utilizando los correspondientes experimentos regionales de regionalización realizados con el modelo atmosférico SMHI-RAC4 (Strandberg et al., 2014), forzado por el HadGEM2-ES RCP8.5 para el escenario futuro con una resolución de 0,11° (es decir, aproximadamente 12,5 km de separación entre celdas). El estudio concluyó que el cambio medio del nivel del mar en toda la cuenca se situaba dentro de las incertidumbres obtenidas a partir del conjunto de GCM CMIP5 seleccionado en Slangen et al., (2014), que excluía los modelos sin conexión abierta entre la cuenca y el océano Atlántico. En conclusión, la contabilización de todos los componentes muestra que el aumento del nivel del mar (SLR) en el Mediterráneo se aproximará al del Atlántico nororiental, donde el nivel futuro del mar será similar (diferencia inferior al 5%) al nivel medio global del mar. La razón es que las diferencias regionales producidas por los cambios en la circulación y la redistribución de masas casi se compensan entre sí (Slangen et al., 2014). Estos resultados coinciden con los obtenidos por Cherif et al., (2020), que concluyeron que las principales contribuciones a los cambios del nivel medio del mar en la cuenca mediterránea proceden del deshielo terrestre y de la dinámica del Atlántico nororiental.

En base a los resultados de estos estudios regionales, puede considerarse por tanto que las proyecciones regionales del nivel del mar del conjunto de modelos globales CMIP6 considerados en el último informe AR6 del IPCC pueden ser representativas para las costas españolas. El

último informe AR6 del IPCC proporcionó proyecciones del nivel del mar en el siglo XXI para cinco escenarios de emisiones diferentes (Intergovernmental Panel On Climate Change, 2023): SSP1-1.9 (“muy bajo”), SSP1-2.6 (“bajo”), SSP2-4.5 (“intermedio”), SSP3-7.0 (“alto”) y SSP5-8.5 (“muy alto”). En la Figura 6.2 se muestran los cambios regionales medios previstos del nivel del mar alrededor de España, con los factores principales: aumento termoestérico medio global del nivel del mar, fusión de hielo de Groenlandia, fusión de hielo de la Antártida, proyecciones de baja fiabilidad de las capas de hielo continentales, glaciares, almacenamiento de agua en tierra, nivel dinámico del mar en los océanos, efectos gravitacionales, rotacionales y de deformación, ajuste isostático glacial y otros factores determinantes del movimiento vertical de la tierra. Dado que no existe ningún modelo que pueda calcular directamente todas las contribuciones al cambio del nivel del mar, éstas se calculan por separado y luego se combinan. Estas proyecciones incluyen todos los procesos que pueden evaluarse con un nivel de confianza al menos medio, excluyendo así los procesos de los mantos de hielo asociados a una gran incertidumbre. Por ejemplo, los procesos relacionados con el flujo de hielo son muy inciertos, especialmente en lo que se refiere a las contribuciones de la Antártida y Groenlandia. Según el AR6 del IPCC, las proyecciones que tienen en cuenta esos mecanismos podrían aumentar el nivel medio global del mar (GMSL) hasta más de 3 m para 2300 en el escenario de emisiones muy altas SSP5-8.5 (Intergovernmental Panel On Climate Change, 2023). Además, un debilitamiento o incluso un colapso del AMOC (Universidad de Potsdam y Rahmstorf, 2024) provocaría, a través del equilibrio geostrófico, un aumento dinámico del nivel del mar en el océano Atlántico, con una subida de hasta 40-50 cm alrededor de la Península Ibérica y el Mediterráneo (van Westen et al., 2024).

Una novedad del informe AR6, en comparación con informes anteriores del IPCC, es la inclusión de proyecciones del nivel del mar estratificadas por niveles de calentamiento. La mayoría de los factores que contribuyen al GMSL están más vinculados a la temperatura global de la atmósfera en superficie (GSAT) integrada en el tiempo que a la GSAT instantánea (Hermans et al., 2020), lo que significa que las proyecciones del nivel del mar por nivel de calentamiento sólo pueden interpretarse si los niveles de calentamiento están vinculados a un marco temporal específico. Las proyecciones del nivel de calentamiento se definen a partir de la anomalía GSAT para el período (2081-2100). Pueden seguirse distintas trayectorias en GSAT para alcanzar un determinado nivel de temperatura, lo que afecta a la evolución temporal de los distintos factores que contribuyen al cambio del nivel del mar. Las proyecciones del nivel del mar que aquí se presentan pueden incluir diferentes trayectorias para alcanzar el mismo nivel de calentamiento en 2100, lo que se refleja en los rangos de incertidumbre, y por tanto deben interpretarse como ilustrativas de escenarios de nivel del mar bajo un determinado nivel de calentamiento. Teniendo en cuenta que la subida del nivel del mar en torno a España seguirá aproximadamente la subida del nivel global, resulta útil incluir aquí la subida del GMSL en función de los niveles de calentamiento (véase la Tabla 1).

5.2 Niveles extremos del nivel mar

Los niveles extremos del nivel del mar (ESL) en la costa son el resultado de la acción combinada de los cambios en el nivel medio del mar, las mareas astronómicas y las mareas meteorológicas y las olas generadas por la presión atmosférica y los vientos superficiales. Especialmente importantes son las mareas meteorológicas (mareas de tempestad), que son cambios en el nivel del agua generados por el forzamiento atmosférico mecánico, concretamente por el arrastre del viento sobre la superficie del mar y por las variaciones

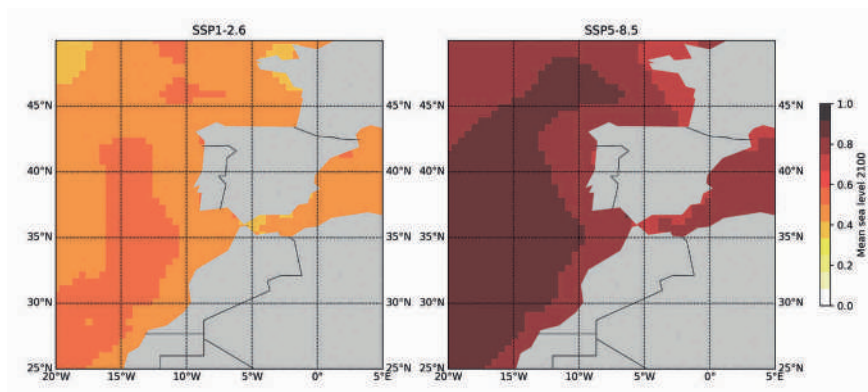


Figura 6.2. Mediana del cambio regional del nivel del mar en 2100 para diferentes escenarios (con respecto a 1995-2014) para: (Izquierda) SSP1-2.6; (Derecha) SSP5-8.5. Estos cambios incluyen todos los mecanismos que podrían evaluarse con, al menos, una confianza media (Intergovernmental Panel On Climate Change, 2023), excluyendo así los procesos de las capas de hielo asociados a una incertidumbre profunda.

en la presión atmosférica de superficie asociadas a las tormentas. Las mareas de tempestad duran desde unas horas hasta 2 ó 3 días y tienen escalas espaciales grandes en comparación con la profundidad del agua. Las olas también contribuyen a los extremos del nivel del mar a través de la transferencia de momento debida a la rotura de las olas (“wave set-up”) y el ascenso de las olas en una playa o estructura (“wave runup”) (Dodet et al., 2019). Por lo tanto, los extremos del nivel del mar son fenómenos a corto plazo (escala temporal de horas a días) generados por perturbaciones atmosféricas y mareas, pero también están modulados por variaciones estacionales, interanuales y a largo plazo tanto en el nivel medio del mar como en el forzamiento atmosférico.

Los cambios en el nivel medio del mar provocan modificaciones en el nivel de referencia a partir del cual los fenómenos extremos alcanzan la línea de costa. Por ejemplo, se ha observado que el aumento del nivel del mar puede alterar localmente las mareas astronómicas (Haigh et al., 2020). Sin embargo, los principales constituyentes armónicos de las mareas no se ven afectados significativamente a lo largo de la costa española debido a la profundidad y extensión de la plataforma continental (Pickering et al., 2017). Por otro lado, la acción del oleaje también es sensible a los cambios en la profundidad del agua en zonas poco profundas. En este sentido, se ha llevado a cabo un análisis de sensibilidad de los cambios proyectados en el oleaje ante variaciones en el nivel medio del mar a lo largo de las costas europeas (Chaigneau et al., 2022). En este caso, también se observó que el impacto más significativo de los cambios en el nivel medio del mar sobre el oleaje se produce en la extensa plataforma continental, donde predomina la dinámica de aguas someras, especialmente en zonas macromareales. Por lo tanto, en lo que respecta a las costas españolas, no se encontraron cambios significativos en los patrones de oleaje debidos a la subida del nivel medio del mar.

	1.5°C	2.0°C	3.0°C	4.0°C	5.0°C	SSP5-8.5 Confianza baja
SSP más ceranos	SSP1-2.6	SSP1-2.6/ SSP2-4.5	SSP2-4.5/ SSP3-7.0	SSP3-7.0	SSP5-8.5	
Total 2050	0.16-0.24 m	0.17-0.26 m	0.18-0.27 m	0.19-0.28 m	0.22-0.31 m	0.20-0.40 m
Total 2100	0.34-0.59 m	0.40-0.69 m	0.50-0.81 m	0.58-0.92 m	0.69-1.05 m	0.63-1.60 m
Tasa 2040- 2060	2,9-5,7 mm al año ⁻¹	3,7-7,0 mm año ⁻¹	4,6-8,1 mm al año ⁻¹	5,0-8,6 mm año ⁻¹	5,7-9,8 mm año ⁻¹	5,6-16,1 mm año ⁻¹
Tarifa 2080- 2100	2,6-6,4 mm al año ⁻¹	3,4-8,4 mm año ⁻¹	5,3--11,6 mm año ⁻¹	7,1-14,3 mm año ⁻¹	8,5-17,0 mm año ⁻¹	8,6-30,1 mm año ⁻¹

Tabla 6.1: Proyecciones de los rangos probables de aumento del GMSL del siglo XXI según las trayectorias climáticas que conducen a diferentes aumentos de la GSAT entre 1850-1900 y 2081-2100. También se incluyen las trayectorias de GSAT para las que las proyecciones del nivel de temperatura se ajustan mejor. Adaptado del (Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático 2023).

En cuanto a los cambios futuros de las mareas meteorológicas, se han empleado modelos hidrodinámicos barotrópicos para simular sus cambios futuros. Esto puede hacerse basándose únicamente en los cambios atmosféricos simulados a partir de modelos climáticos regionales o globales (Vousdoukas et al., 2018, 2017), o considerando el aumento previsto del nivel del mar impuesto al modelo como un cambio en la profundidad del agua (Muis et al., 2023, 2020). El estudio más reciente, realizado por Muis et al., (2023), simuló el nivel del mar debido al efecto combinado de las mareas astronómicas y meteorológicas de 1950 a 2050 para el escenario SSP5-8.5 a escala global. El modelo Global Tide and Surge se forzó con simulaciones atmosféricas de un conjunto de modelos climáticos de resolución ~25-km (High Resolution Model Intercomparison Project, HighResMIP, Haarsma et al., 2016) del CMIP6. Se proyectó una disminución de la marea meteorológica (valores correspondientes al periodo de retorno de 10 años) de hasta el 15 % a lo largo de la costa atlántica sur de la IP a mediados del siglo XXI (con un acuerdo estadísticamente significativo entre los modelos del conjunto HighResMIP). Se prevén pequeños cambios en las tormentas extratropicales de latitud media, pero se prevé un desplazamiento hacia el norte de sus trayectorias de este a oeste (Intergovernmental Panel On Climate Change, 2023), lo que podría explicar la disminución prevista de la marea meteorológica.

Para la costa mediterránea española, los cambios son insignificantes en el periodo 2021-2050. Sin embargo, para el horizonte 2071-2100 se esperan descensos del orden del 15%, según el estudio de Makris et al., (2023). Esta proyección se basa en el escenario RCP8.5 utilizando tres modelos atmosféricos regionales. También se prevén pequeños cambios a finales de siglo, con cambios nulos en el escenario RCP4.5 y una ligera disminución

de 0,02 m en el escenario RCP8.5, a partir de una regionalización hecha con 6 modelos climáticos regionales (CMCC, CNRM, GUF, ITUbat, ITUclm y LMD) en el marco de la iniciativa MedCORDEX utilizando el modelo HYPSE, que cubre todo el Mediterráneo con una resolución espacial de $1/5^\circ$ (Agulles et al., 2021). En general, se espera una disminución del número y la intensidad de las tormentas que se desplazan por el Mediterráneo a finales del siglo 21st, según el análisis de un conjunto de modelos regionales de Med-CORDEX para el escenario RCP8.5 (Reale et al., 2022), lo que explica los descensos previstos. Voudoukas et al., (2017) utilizando un conjunto de 8 GCM, también encontraron una disminución de la marea meteorológica a lo largo de la costa atlántica sur de España y el Cantábrico oriental, mientras que no se produjeron cambios significativos en la región mediterránea. Sin embargo, hay que tener en cuenta que la actividad ciclónica mediterránea puede no estar correctamente resuelta en los GCM debido a su resolución espacial.

Una vez obtenidas las proyecciones de los distintos componentes de los ESL, pueden emplearse dos enfoques diferentes para proyectar los cambios futuros de los ESL: (i) El enfoque estático, también conocido como compensación del nivel medio del mar, que utiliza las distribuciones históricas de los componentes de mareas, oleaje y olas. (ii) El enfoque dinámico, que utiliza modelos hidrodinámicos y/o de olas basados en proyecciones de campos atmosféricos para, a su vez, proyectar cambios en las distribuciones de mareas, mareas de tempestad y olas. A continuación, estos cambios se integran con las proyecciones de la subida del nivel medio para proyectar los futuros ESL.

Aquí analizaremos primero los cambios en los extremos del nivel del mar utilizando el enfoque estático, es decir: considerando sólo los efectos de la subida media del nivel del mar. En este caso, la distribución obtenida a partir del ajuste de los extremos históricos del nivel del mar se combina con las proyecciones de subida del nivel del mar, teniendo en cuenta la incertidumbre de ambas y suponiendo que la distribución histórica de los extremos se mantiene en el futuro. Las proyecciones de cambios en los niveles extremos del mar debidos a la subida del nivel del mar suelen expresarse como una amplificación de la probabilidad de que se produzca un fenómeno extremo concreto relacionado con el nivel del mar (Hermans et al., 2023; Tebaldi et al., 2021; Vitousek et al., 2017). Por ejemplo, en el AR6 del IPCC (Intergovernmental Panel On Climate Change, 2023) se proyectó que el nivel del mar asociado al evento centenario histórico, un evento con una probabilidad del 1% de ocurrir cada año (una vez por siglo en promedio), se superará varias veces al año en el Atlántico Ibérico en 2100 incluso para el escenario más moderado SSP2-4.5. En las Islas Canarias y las costas mediterráneas, se prevé que la amplificación sea incluso de 2 a 3 veces mayor, debido a la menor variabilidad climática en los extremos (Intergovernmental Panel On Climate Change, 2023).

Otra forma de aplicar este tipo de enfoque es, por ejemplo, calcular la subida del nivel del mar necesaria para multiplicar por 10 o por 100 las normas de protección contra inundaciones de las infraestructuras costeras (Hermans et al., 2023). El aumento del nivel del mar oscilaría entre unos pocos centímetros y decenas de centímetros en muchos mareógrafos del sur de Europa, lo que implica que la subida del nivel medio del mar reducirá el nivel de protección con relativa rapidez en estos lugares.

Siguiendo el enfoque dinámico (es decir, considerando la suma lineal de los cambios en la marea meteorológica, las olas y el aumento medio del nivel del mar), el efecto de las olas en los extremos del nivel del mar a escalas espaciales amplias, generalmente a escalas

globales, se ha evaluado principalmente utilizando formulaciones paramétricas para los efectos de las olas (Kirezci et al., 2020; Melet et al., 2018; Vousdoukas et al., 2017). En todos los casos, se asumen características costeras similares en todas las costas del mundo, típicamente playas disipativas con una amplia gama de valores de pendiente de playa. Las proyecciones de las condiciones meteorológicas de las mareas y las olas se derivan de los resultados de los modelos numéricos. Por ejemplo, en los estudios de Vousdoukas et al., (2018), donde utilizaron el modelo DFLOW FM y el modelo WW3 para la generación de olas (Mentaschi et al., 2017), forzados por un conjunto de 6 modelos globales para los escenarios RCP4.5 y RCP8.5. El estudio más reciente, publicado por Jevrejeva et al., (2023), integra simulaciones dinámicas de todos los componentes de los ESL, incluido el aumento medio del nivel del mar junto con los niveles debidos a las mareas astronómicas, meteorológicas e inducidas por las olas, para el presente siglo bajo los escenarios RCP4.5 y RCP8.5. Aplican un método probabilístico basado en procesos para calcular proyecciones regionales del nivel medio para cada escenario, con proyecciones de nivel medio que incorporan mayores incertidumbres derivadas de la fusión de hielo de Groenlandia y la Antártida (Vousdoukas et al., 2018). Este peor escenario para los ESL se calcula como una combinación del aumento del nivel del mar asociado a la marea meteorológica y las olas (período de retorno de 100 años, percentil 95th), la marea astronómica (percentil 95th) y un escenario de aumento del nivel del mar (percentil 95th). Es decir, se consideran la combinación de casos de baja probabilidad pero alto impacto. Los cambios previstos en los niveles extremos del mar de baja probabilidad para 2100, en relación con el periodo histórico 1980-2014, se estiman en torno a 1,3-1,4 m en la costa atlántica española, mientras que oscilan entre 1,6-1,8 m para la costa mediterránea. Estos aumentos se basan en ESL actuales de alrededor de 4,5-5,0 m en el Atlántico y de 2,5-3,0 m en el Mediterráneo (Figura 1 de Jevrejeva et al., 2023). Hasta el 90% de los cambios en los ESL de aquí a 2100 se explican por el futuro aumento del nivel del mar, frente al 10% debido a cambios en los niveles extremos del mar asociados a mareas meteorológicas y olas. En este estudio se ha utilizado el percentil 95th de las proyecciones regionales del nivel del mar, cuya subida media global es de 1,8 m de aquí a 2100. Los cambios debidos exclusivamente a las mareas meteorológicas y a las olas dan como resultado un aumento medio de 0,2 m a escala mundial. Para España, se prevén descensos del nivel del mar debidos a estas componentes de aproximadamente 0,3 m a lo largo de la costa atlántica meridional, mientras que se prevén aumentos de alrededor de 0,2 m a lo largo de la costa mediterránea y de menos de 0,1 m a lo largo de la costa cantábrica (véase la Figura 6.4).

6. Biogeoquímica

El cambio climático antropogénico afectará a los ciclos biogeoquímicos del océano. Los cambios medios globales proyectados a partir de los conjuntos de simulación CMIP5 y CMIP6 incluyen el calentamiento de los océanos, la acidificación, la desoxigenación, la disminución de nutrientes cerca de la superficie y cambios en la producción primaria neta (NPP) (Tabla 1; Bopp et al., 2013; Kwiatkowski et al., 2020). Todos estos cambios medioambientales plantearán graves desafíos a las especies marinas. Ya se han observado desplazamientos hacia los polos de muchas especies marinas incapaces de aclimatarse al aumento de las temperaturas, lo que ha provocado una reducción de la biodiversidad en los trópicos (Chaudhary et al., 2021; Thomas et al., 2012). Además de la temperatura, que regula la mayoría de los ritmos biológicos y ejerce una presión

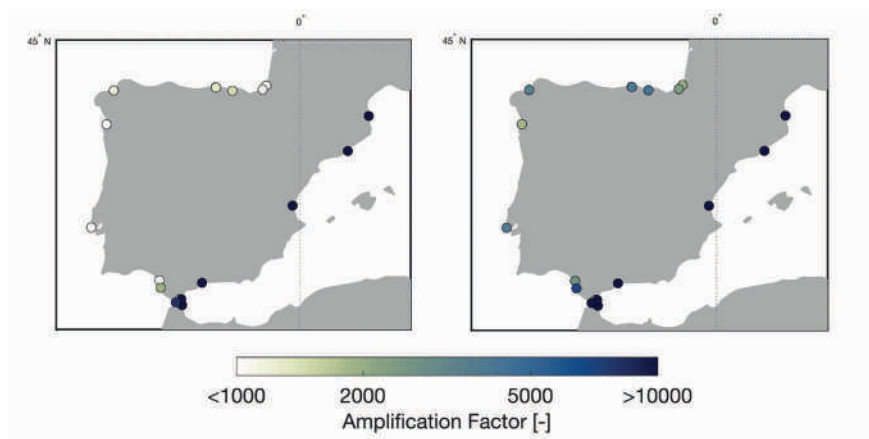


Figura 6.3. Factores de amplificación de la frecuencia media proyectada del evento centenario histórico del nivel del mar en 2100 bajo el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5 (adaptado de Intergovernmental Panel On Climate Change (IPCC, 2023). Un factor de amplificación de 100 significa que los fenómenos que se producen cada 100 años de media podrían producirse todos los años.

metabólica sobre los organismos vivos, la acidificación y la desoxigenación representan otros factores de estrés ambiental. Las especies calcificadoras, por ejemplo, son especialmente sensibles a la acidificación, experimentando un bajo crecimiento y una elevada mortalidad ante ligeros descensos del pH. Por otro lado, los bajos niveles de O_2 pueden ralentizar el metabolismo aeróbico y, por tanto, provocar una mayor mortalidad de las especies marinas. El aumento de la variabilidad interanual de estos factores de estrés y, especialmente, de fenómenos extremos como las olas de calor oceánicas, cuya frecuencia, intensidad y duración se prevé que aumenten en el futuro, agrava su impacto potencial sobre los ecosistemas marinos.

El aumento de las temperaturas del agua del mar y la acidificación son efectos futuros generalizados y robustos en todos los modelos CMIP. La absorción de las emisiones antropogénicas de carbono por el océano (hasta un 30% de las emisiones totales) es el principal motor de la acidificación del agua de mar. El pH global de la superficie ha disminuido en 0.1 unidades desde la época preindustrial (Bindoff, N. L., et al., 2007) y se prevé que esta tendencia se acelere durante las próximas décadas (Tabla 6.2). El aumento de la estratificación cerca de la superficie y la reducción de la profundidad de la capa de mezcla superficial son otras consecuencias del calentamiento global previstas a grandes rasgos. Una estratificación más fuerte impide la mezcla vertical y el intercambio de propiedades con el océano profundo, mientras que la disminución de la profundidad de la capa de mezcla da lugar a una fuente de afloramiento de agua menos profunda. Como consecuencia, la ventilación de las aguas profundas se ralentiza y el oxígeno disuelto en el agua de mar se reduce. Este proceso de desoxigenación se ve exacerbado por la reducción de la solubilidad del O_2 inducida por el calentamiento. La mayor disminución prevista del O_2 subsuperficial se produce en las latitudes más altas, mientras que tanto los modelos CMIP5 como CMIP6 predicen un aumento moderado del O_2 en las regiones ecuatoriales, pero con una elevada

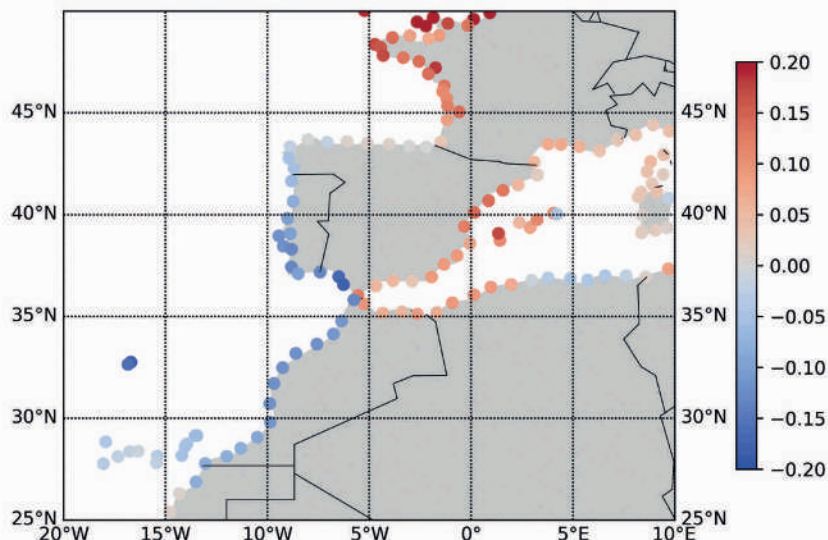


Figura 6.4. Impacto de las mareas meteorológicas y las olas en los cambios (aumento/disminución) en el percentil 95th de los niveles extremos del nivel del mar (m) para 2100, en relación con el período de referencia (1980-2014) para la costa europea (adaptado de Jevrejeva et al., 2023). Esta contribución debe sumarse a la subida media del nivel del mar para obtener el cambio total de los niveles extremos.

incertidumbre entre modelos. Se ha especulado que este último patrón puede estar relacionado con la escasa representación de las vías de ventilación subsuperficial en el océano ecuatorial por parte de los modelos de baja resolución.

Una estratificación más fuerte cerca de la superficie implica también un menor aporte de nutrientes a la zona eufótica. Se cree que éste es el principal factor de la disminución prevista de la NPP en gran parte de los océanos tropicales y de latitud media, donde la fotosíntesis está limitada en gran medida por la disponibilidad de nutrientes. Por el contrario, se prevé que la NPP aumente en las regiones polares y subpolares limitadas por la luz, donde una mezcla vertical más débil y el retroceso del hielo marino facilitan una exposición más prolongada del fitoplancton a la luz. En general, se prevé un descenso medio global de la NPP (Tabla 1), aunque la magnitud de dicho descenso es muy incierta entre los distintos modelos.

Las tendencias bioquímicas de las aguas atlánticas frente a la IP están muy influidas por los patrones del Atlántico Norte (Figura 6.5). Las desviaciones más significativas con respecto a las tendencias globales en las latitudes medias superiores del Atlántico norte se refieren a los nutrientes de la zona eufótica y a la NPP, disminuyendo ambos mucho más rápidamente que a escala global ($-2,5 \text{ mmol m}^{-3}$ y -20% en el escenario SSP5-8.5; véase también la Figura 6.5a-c). Estos cambios coinciden con un fuerte aumento de la estratificación y de la profundidad de la capa de mezcla

Variable	Escenario	
	SSP2-4.5	SSP5-8.5
ΔSST (°C)	$+2.10 \pm 0.43$	$+3.47 \pm 0.78$
ΔpH	-0.26 ± 0.00	-0.44 ± 0.01
ΔO_2 (mmol m ⁻³)	-8.14 ± 4.08	-13.27 ± 5.28
ΔNO_3 (mmol m ⁻³)	-0.65 ± 0.32	-1.06 ± 0.45
ΔNPP (%)	-1.13 ± 5.81	-2.99 ± 9.11

Tabla 6.2. Anomalías medias globales de la temperatura de la superficie del mar, pH superficial, concentración subsuperficial (100-600 m) de O_2 disuelto, concentración de nitrato (NO_3^-) en la capa superior del océano (0-100 m) y producción primaria neta integrada en profundidad para los escenarios de emisiones CMIP6 SSP2-4.5 y CMIP6 SSP5-8.5. Las anomalías corresponden a los valores medios de 2080-2099 en relación con los valores medios de 1970-1899 (adaptado de Kwiatkowski et al., 2020).

prevista en la región (Figura 6.5d-f), lo que sugiere que el mecanismo generalmente propuesto para la oligotrofización de los océanos de latitudes bajas (es decir, la reducción de la fertilización de la parte superior del océano por una mezcla vertical más débil) podría estar teniendo un papel en el Atlántico norte. El patrón de oligotrofización en el Atlántico norte decae de norte a sur, de modo que, a escala regional, el mar Cantábrico parece más sensible a la oligotrofización que la fachada suroeste de la IP y las islas Canarias. Pasando a escalas más cortas, no se encuentra ninguna tendencia significativa del NPP en la región de afloramiento costero frente a Portugal y el noroeste de África, como se observa en la estrecha franja costera blanca de la Figura 6.5b-c. Sin embargo, en estas regiones costeras de afloramiento, las regionalizaciones pueden diferir sustancialmente de las simulaciones globales (Pozo Buil et al., 2021), por lo que las proyecciones aquí deben considerarse con especial precaución.

Para el resto de estresores bioquímicos, los cambios proyectados de O_2 subsuperficial y pH superficial para finales del siglo 21st son de -30 mmol m^{-3} y $-0,3$ en SSP5-8.5 en aguas costeras de la IP y en las Islas Canarias (Fig. i,l); las mismas anomalías son de -20 mmol m^{-3} y $-0,2$ en SSP2-4.5 (Figura 6.5h-k). Los cambios de pH son prácticamente homogéneos en el Atlántico Norte.

Según los modelos globales del CMIP6, el Mar Mediterráneo estará expuesto a la acidificación de forma similar a la fachada ibérica atlántica, aunque menos que ésta a la desoxigenación subsuperficial ($\sim 20 \text{ mmol m}^{-3}$ en lugar de $\sim 30 \text{ mmol m}^{-3}$ en el escenario SSP5-8.5; Figura 6.5.i). También se prevé un refuerzo de la estratificación cercana a la superficie, especialmente en el Golfo de León y en la cuenca levantina (Figura 6.5.e-f), lo que sugiere una menor formación de aguas profundas e intermedias y una ralentización de la circulación de vuelco mediterránea, lo que concuerda bien con los resultados obtenidos con modelos regionales (Adloff et al., 2015; Soto-Navarro et al., 2020). En contraste con la mayoría de los sistemas oligotróficos, los modelos CMIP6 proyectan un aumento de la NPP en el Mediterráneo ($\text{gC m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ en SSP5-8.5, Figura 6.5.c)

a pesar del déficit asociado de fertilización del océano superior. Esto sugiere interacciones más complejas en la red trófica que determinan la NPP en el Mediterráneo, posiblemente relacionadas con el pastoreo del zooplancton y/o los efectos de la temperatura sobre las tasas metabólicas del fitoplancton.

Aunque las soluciones CMIP5 y CMIP6 pueden orientar sobre los posibles cambios biogeoquímicos futuros del Mediterráneo, la fiabilidad de las proyecciones globales a escala regional, y en el Mediterráneo en particular, puede ponerse en duda debido a la resolución relativamente gruesa de los modelos globales en los mares marginales. Se han aplicado algunos modelos físico-bioquímicos regionales para obtener información sobre los posibles cambios futuros de la bioquímica mediterránea (véase Reale et al., 2022 y referencias allí citadas). En general, los modelos regionales coinciden en que el Mediterráneo irá calentando a un ritmo acelerado con respecto al océano global, más salado, con una estratificación más fuerte cerca de la superficie y con una circulación termohalina más débil a finales de siglo (Soto-Navarro et al., 2020). Se espera que estos cambios sean más profundos en la cuenca levantina debido, en parte, a su mayor aislamiento del océano global. Sin embargo, no existe un acuerdo general sobre cómo afectarán estos cambios físicos a la producción primaria. Utilizando modelos regionales, se ha previsto que la NPP aumente (Reale et al., 2022), permanezca prácticamente inalterada (Lazzari et al., 2014; Macías et al., 2015) o incluso disminuya (Pagès et al., 2020; Richon et al., 2018) a finales del siglo XXI, ya sea bajo escenarios climáticos RCP8.5 o RCP4.5. Esta incertidumbre puede residir en las diferentes respuestas funcionales y parametrizaciones de las tasas metabólicas del fitoplancton a la temperatura empleadas por los modelos de biogeoquímica oceánica (Reale et al., 2022), combinadas con el papel principal de la temperatura como factor de estrés ambiental en el Mediterráneo por su tendencia acelerada al calentamiento. En algunos modelos, los efectos de la temperatura sobre el crecimiento del fitoplancton superan la disminución del crecimiento por la menor disponibilidad de nutrientes y el aumento de la respiración, dando lugar a una mayor NPP. Esta podría ser la razón del cambio positivo del NPP proyectado para el Mediterráneo en los modelos del CMIP6 (Figura 6.5c). Otro efecto identificado del calentamiento acelerado de la columna de agua superior en el Mediterráneo es el aumento de la respiración del ecosistema (Lazzari et al., 2014; Reale et al., 2022; Solidoro et al., 2022), contribuyendo a las tendencias globales de desoxigenación y acidificación.

7. Conclusiones y perspectivas

El calentamiento global tiene notables repercusiones en el océano a través de muchos mecanismos diferentes que van más allá del calentamiento del agua del mar. Cabe esperar cambios en los patrones de casi todos los campos oceánicos, así como un aumento global del nivel del mar, la temperatura del agua, la acidificación o la desoxigenación. Los detalles de esos cambios dependen de complejas interacciones entre distintos mecanismos. En este capítulo se presenta un análisis detallado del impacto del calentamiento global sobre las propiedades oceánicas en torno a España.

Se espera que se refuerce la circulación alrededor de las aguas del Atlántico Ibérico y de las Islas Canarias debido al aumento de los gradientes de densidad y a la intensificación de los vientos (Intergovernmental Panel On Climate Change, 2023). También aumentará el afloramiento a lo largo de las costas ibéricas occidentales y la región canaria, mientras que también se espera una disminución del afloramiento costero en las costas ibéricas septentrionales. No se prevén

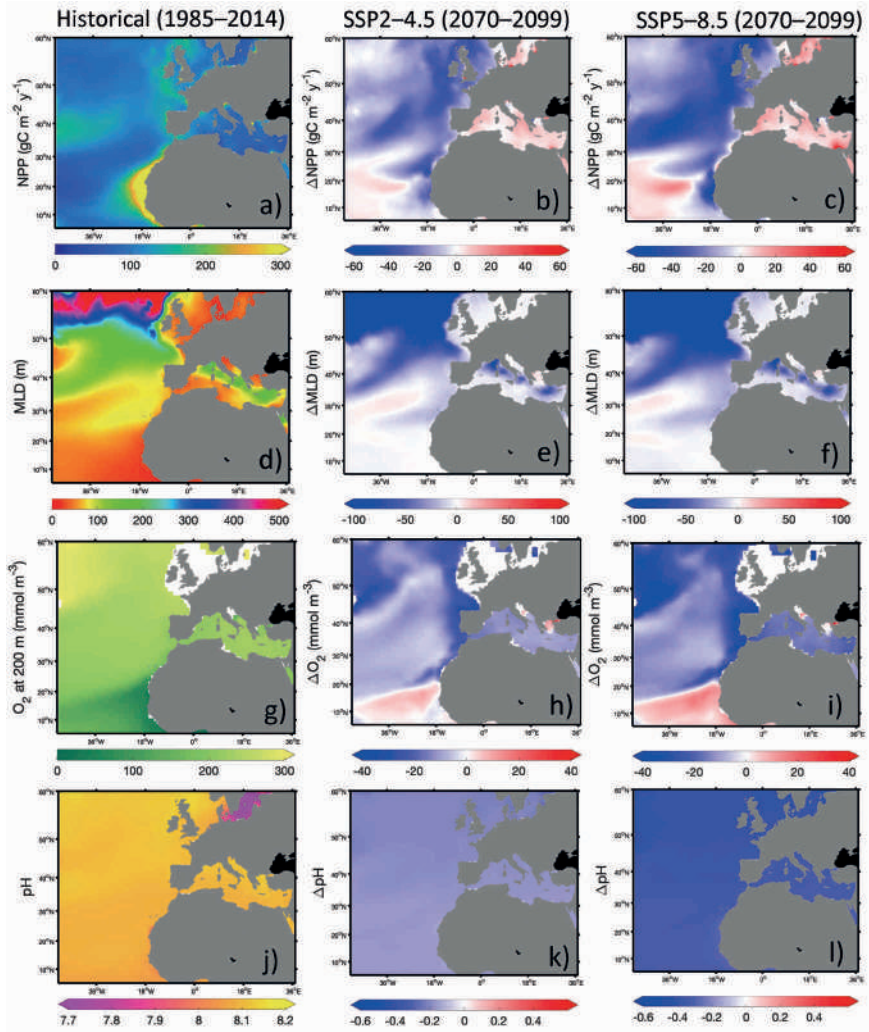


Figura 6.5. Media del conjunto CMIP6 para el periodo histórico (1985-2014) y anomalías proyectadas para el siglo XXI (2070-2099 en relación con el promedio del conjunto 1985-2014) bajo los experimentos CMIP6 SSP4-4.5 y SSP5-8.5 para (a-c) producción primaria neta, (d-f) profundidad de la capa de mezcla, (g-i) oxígeno disuelto a 200 m de profundidad, y (j-l) pH superficial. Datos obtenidos del portal web sobre cambio climático de la NOAA (<https://psl.noaa.gov/ipcc/cmip6>).

grandes cambios en la circulación general del Mediterráneo, pero sí una gran reducción de la convección de aguas profundas en el Mediterráneo occidental (Soto-Navarro et al., 2020), así como un aumento moderado de la actividad de mesoescala (Ser-Giacomi et al., 2020).

La temperatura del océano aumentará en todas las aguas españolas en toda la columna de agua, especialmente en el Mediterráneo. El calentamiento será mayor en verano y aumentará fuertemente la intensidad de las olas de calor marinas. En cuanto a la salinidad, se espera un endulzamiento de las aguas del Atlántico nororiental debido a la advección de aguas procedentes del Ártico. En las zonas costeras, ese endulzamiento se verá parcialmente amortiguado por el aumento del afloramiento costero. El contenido de sal en el Mediterráneo aumentará debido al aumento de la evaporación. Sin embargo, la salinidad en las aguas menos profundas de la cuenca occidental podría disminuir debido a la entrada de aguas atlánticas más frescas (Soto-Navarro et al., 2020).

El nivel medio del mar alrededor de España seguirá aproximadamente la misma evolución que el nivel medio global, ya que las diferencias regionales producidas por los cambios en la circulación y la redistribución de masas casi se compensan entre sí (Slangen et al., 2023). Hasta el 90% de los cambios en los niveles extremos del mar de aquí a 2100 se explican por el futuro aumento del nivel del mar, frente a un 10% debido a cambios en los niveles extremos del mar asociados a mareas meteorológicas y al oleaje. Como resultado, se espera que los fenómenos de niveles extremos del nivel del mar que históricamente se producían cada cien años, ahora se produzcan varias veces al año (Jevrejeva et al., 2023).

La tendencia a la acidificación de la superficie asociada a la absorción de emisiones antropogénicas de carbono es una característica robusta en los modelos. Además, prevén una reducción de la concentración de oxígeno disuelto atribuida a una mayor estratificación de la capa superior del océano, una ventilación más débil de las aguas subsuperficiales y una reducción de la solubilidad del O_2 inducida por el calentamiento.

El aumento de la estratificación del océano superior dificultará el aporte de nutrientes desde el océano profundo, por lo que cabe esperar una menor disponibilidad de nutrientes en la zona eufótica. La producción primaria neta también se verá afectada, y los modelos proyectan cambios negativos en el sector atlántico de la Península Ibérica y frente a las Islas Canarias, pero con una gran incertidumbre entre modelos. Esta incertidumbre se debe probablemente a la compleja dependencia del metabolismo del plancton respecto a la temperatura del agua del mar y a la variedad de formas en que se parametriza entre los distintos modelos. En el Mediterráneo, los cambios de la producción primaria neta son aún más inciertos debido al limitado número de simulaciones de modelos regionales realizadas y a la dispersión entre modelos.

Todos los análisis presentados en este capítulo han demostrado que la robustez de las proyecciones oceánicas regionales depende en gran medida de la región objeto de estudio, así como de la variable de interés. La mayoría de los estudios centrados en la región atlántica se basan en GCM, aunque los pocos estudios basados en RCM (Gomis et al., 2016) han señalado que los procesos locales que no resuelven los GCM (por ejemplo, el afloramiento costero) pueden modular los cambios a gran escala. Por lo tanto, deberían dedicarse más esfuerzos a la modelización regional de esta región para aumentar la solidez de las proyecciones costeras. En el Mediterráneo, la importancia de la modelización regional se ha puesto de manifiesto mucho antes y se han dedicado más esfuerzos a la modelización regional (véase, por ejemplo, la iniciativa MedCORDEX, Ruti et al., 2016), aunque también sería deseable disponer de conjuntos más amplios.

En cuanto a la solidez de las proyecciones para determinadas variables, las proyecciones de temperatura y nivel medio del mar son más sólidas, con grandes acuerdos entre los modelos. La circulación y la salinidad superficial son más inciertas tanto en el Atlántico como en el Mediterráneo, debido principalmente a las discrepancias entre los modelos sobre la advección hacia el sur del agua dulce del Atlántico norte. Un análisis detallado del mecanismo de esta advección podría contribuir a aumentar la confianza en las proyecciones. Las variables biogeoquímicas son más difíciles de simular, ya que su evolución depende tanto de procesos físicos como biogeoquímicos. Además, los conjuntos de modelos son relativamente pequeños y la incertidumbre de los modelos, ligada a los procesos biogeoquímicos esenciales, es relativamente grande. Así pues, es necesario seguir trabajando en el ajuste y la validación de los modelos, así como en la ampliación de los conjuntos, para aumentar la confianza de las proyecciones biogeoquímicas en torno a las aguas españolas.

REFERENCIAS

- Adloff, F., Jordà, G., Somot, S., Sevault, F., Arsouze, T., Meyssignac, B., Li, L., Planton, S., 2018. Improving sea level simulation in Mediterranean regional climate models. *Clim. Dyn.* 51, 1167–1178. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3842-3>
- Adloff, F., Somot, S., Sevault, F., Jordà, G., Aznar, R., Déqué, M., Herrmann, M., Marcos, M., Dubois, C., Padorno, E., Alvarez-Fanjul, E., Gomis, D., 2015. Mediterranean Sea response to climate change in an ensemble of twenty first century scenarios. *Clim. Dyn.* 45, 2775–2802. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2507-3>
- Agulles, M., Jordà, G., Lionello, P., 2021. Flooding of Sandy Beaches in a Changing Climate. The Case of the Balearic Islands (NW Mediterranean). *Front. Mar. Sci.* 8, 760725. <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.760725>
- Alexander, M.A., Scott, J.D., Friedland, K.D., Mills, K.E., Nye, J.A., Pershing, A.J., Thomas, A.C., 2018. Projected sea surface temperatures over the 21st century: Changes in the mean, variability and extremes for large marine ecosystem regions of Northern Oceans. *Elem. Sci. Anthr.* 6, 9. <https://doi.org/10.1525/elementa.191>
- Amitai, Y., Ashkenazy, Y., Gildor, H., 2017. Multiple equilibria and overturning variability of the Aegean-Adriatic Seas. *Glob. Planet. Change* 151, 49–59. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.05.004>
- Bindoff, N. L., Willebrand, J., Artale, V., Cazenave, A., Gregory, J. M., Gulev, S., Hanawa, K., Le Quere, C., Levitus, S., Njiri, Y., Shum, C. K., Talley, L. D., Unnikrishnan, A. S., Josey, S. A., Tamisiea, M., Tsimplis, M. and Woodworth, P., 2007. Observations: oceanic climate change and sea level, in *Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of Working Group I, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller. ed. Cambridge University Press, Cambridge.*
- Bopp, L., Resplandy, L., Orr, J.C., Doney, S.C., Dunne, J.P., Gehlen, M., Halloran, P., Heinze, C., Ilyina, T., Séférian, R., Tjiputra, J., Vichi, M., 2013. Multiple stressors of ocean ecosystems in the 21st century: projections with CMIP5 models. *Biogeosciences* 10, 6225–6245. <https://doi.org/10.5194/bg-10-6225-2013>
- Bronselaer, B., Zanna, L., 2020. Heat and carbon coupling reveals ocean warming due to circulation changes. *Nature* 584, 227–233. <https://doi.org/10.1038/s41586-020-2573-5>
- Calafat, F.M., Jordà, G., Marcos, M., Gomis, D., 2012. Comparison of Mediterranean sea level variability as given by three baroclinic models. *J. Geophys. Res. Oceans* 117, 2011JC007277. <https://doi.org/10.1029/2011JC007277>
- Chaigneau, A.A., Refray, G., Voldoire, A., Melet, A., 2022. IBI-CCS: a regional high-resolution model to simulate sea level in western Europe. *Geosci. Model Dev.* 15, 2035–2062. <https://doi.org/10.5194/gmd-15-2035-2022>
- Chaudhary, C., Richardson, A.J., Schoeman, D.S., Costello, M.J., 2021. Global warming is causing a more pronounced dip in marine species richness around the equator. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 118, e2015094118. <https://doi.org/10.1073/pnas.2015094118>

- Cheng, L., Trenberth, K.E., Gruber, N., Abraham, J.P., Fasullo, J.T., Li, G., Mann, M.E., Zhao, X., Zhu, J., 2020. Improved Estimates of Changes in Upper Ocean Salinity and the Hydrological Cycle. *J. Clim.* 33, 10357–10381. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0366.1>
- Darmaraki, S., Somot, S., Sevault, F., Nabat, P., Cabos Narvaez, W.D., Cavicchia, L., Djurdjevic, V., Li, L., Sannino, G., Sein, D.V., 2019. Future evolution of Marine Heatwaves in the Mediterranean Sea. *Clim. Dyn.* 53, 1371–1392. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04661-z>
- De La Vara, A., Parras-Berrocal, I.M., Izquierdo, A., Sein, D.V., Cabos, W., 2022. Climate change signal in the ocean circulation of the Tyrrhenian Sea. *Earth Syst. Dyn.* 13, 303–319. <https://doi.org/10.5194/esd-13-303-2022>
- Deshayes, J., Curry, R., Msadek, R., 2014. CMIP5 Model Intercomparison of Freshwater Budget and Circulation in the North Atlantic. *J. Clim.* 27, 3298–3317. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00700.1>
- Ditlevsen, P., Ditlevsen, S., 2023. Warning of a forthcoming collapse of the Atlantic meridional overturning circulation. *Nat. Commun.* 14, 4254. <https://doi.org/10.1038/s41467-023-39810-w>
- Dodet, G., Castelle, B., Masselink, G., Scott, T., Davidson, M., Floc'h, F., Jackson, D., Suanes, S., 2019. Beach recovery from extreme storm activity during the 2013–14 winter along the Atlantic coast of Europe. *Earth Surf. Process. Landf.* 44, 393–401. <https://doi.org/10.1002/esp.4500>
- Du, Y., Zhang, Y., Shi, J., 2019. Relationship between sea surface salinity and ocean circulation and climate change. *Sci. China Earth Sci.* 62, 771–782. <https://doi.org/10.1007/s11430-018-9276-6>
- Dubois, C., Somot, S., Calmanti, S., Carillo, A., Déqué, M., Dell'Aquila, A., Elizalde, A., Gualdi, S., Jacob, D., L'Hévéder, B., Li, L., Oddo, P., Sannino, G., Scoccimarro, E., Sevault, F., 2012. Future projections of the surface heat and water budgets of the Mediterranean Sea in an ensemble of coupled atmosphere–ocean regional climate models. *Clim. Dyn.* 39, 1859–1884. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1261-4>
- Dukhovskoy, D.S., Myers, P.G., Platov, G., Timmermans, M., Curry, B., Proshutinsky, A., Bamber, J.L., Chassignet, E., Hu, X., Lee, C.M., Somavilla, R., 2016. Greenland freshwater pathways in the subArctic Seas from model experiments with passive tracers. *J. Geophys. Res. Oceans* 121, 877–907. <https://doi.org/10.1002/2015JC011290>
- Dukhovskoy, D.S., Yashayaev, I., Proshutinsky, A., Bamber, J.L., Bashmachnikov, I.L., Chassignet, E.P., Lee, C.M., Tedstone, A.J., 2019. Role of Greenland Freshwater Anomaly in the Recent Freshening of the Subpolar North Atlantic. *J. Geophys. Res. Oceans* 124, 3333–3360. <https://doi.org/10.1029/2018JC014686>
- García Lafuente, J., Delgado, J., Sánchez Román, A., Soto, J., Carracedo, L., Díaz del Río, G., 2009. Interannual variability of the Mediterranean outflow observed in Espartel sill, western Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res. Oceans* 114, C10018–C10018. <https://doi.org/10.1029/2009jc005496>
- Gomis, D., Álvarez-Fanjul, E., Jordà, G., Marcos, M., Aznar, R., Rodríguez-Camino, E., Sánchez-Perrino, J.C., Rodríguez-González, J.M., Martínez-Asensio, A., Llasses, J., Pérez, B., Sotillo, M.G., 2016. Regional marine climate scenarios in the NE Atlantic sector close to the Spanish shores. *Sci. Mar.* 80, 215–234. <https://doi.org/10.3989/scimar.04328.07A>
- Gualdi, S., Somot, S., Li, L., Artale, V., Adani, M., Bellucci, A., Braun, A., Calmanti, S., Carillo, A., Dell'Aquila, A., Déqué, M., Dubois, C., Elizalde, A., Harzallah, A., Jacob, D., L'Hévéder, B., May, W., Oddo, P., Ruti,

- P, Sanna, A., Sannino, G., Scoccimarro, E., Sevault, F., Navarra, A., 2013. The CIRCE Simulations: Regional Climate Change Projections with Realistic Representation of the Mediterranean Sea. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 94, 65–81. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00136.1>
- Haarsma, R.J., Roberts, M.J., Vidale, P.L., Senior, C.A., Bellucci, A., Bao, Q., Chang, P., Corti, S., Fučkar, N.S., Guemas, V., Von Hardenberg, J., Hazeleger, W., Kodama, C., Koenigk, T., Leung, L.R., Lu, J., Luo, J.-J., Mao, J., Mizielinski, M.S., Mizuta, R., Nobre, P., Satoh, M., Scoccimarro, E., Semmler, T., Small, J., Von Storch, J.-S., 2016. High Resolution Model Intercomparison Project (HighResMIP v1.0) for CMIP6. *Geosci. Model Dev.* 9, 4185–4208. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-4185-2016>
- Haigh, I.D., Pickering, M.D., Green, J.A.M., Arbic, B.K., Arns, A., Dangendorf, S., Hill, D.F., Horsburgh, K., Howard, T., Idier, D., Jay, D.A., Jänicke, L., Lee, S.B., Müller, M., Schindelegger, M., Talke, S.A., Wilmes, S., Woodworth, P.L., 2020. The Tides They Are A-Changin': A Comprehensive Review of Past and Future Nonastronomical Changes in Tides, Their Driving Mechanisms, and Future Implications. *Rev. Geophys.* 58, e2018RG000636. <https://doi.org/10.1029/2018RG000636>
- Hermans, T.H.J., Malagón-Santos, V., Katsman, C.A., Jane, R.A., Rasmussen, D.J., Haasnoot, M., Garner, G.G., Kopp, R.E., Oppenheimer, M., Slangen, A.B.A., 2023. The timing of decreasing coastal flood protection due to sea-level rise. *Nat. Clim. Change* 13, 359–366. <https://doi.org/10.1038/s41558-023-01616-5>
- Hermans, T.H.J., Tinker, J., Palmer, M.D., Katsman, C.A., Vermeersen, B.L.A., Slangen, A.B.A., 2020. Improving sea-level projections on the Northwestern European shelf using dynamical downscaling. *Clim. Dyn.* 54, 1987–2011. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-05104-5>
- Holliday, N.P., Bersch, M., Bex, B., Chafik, L., Cunningham, S., Florindo-López, C., Hátún, H., Johns, W., Josey, S.A., Larsen, K.M.H., Mulet, S., Olmanns, M., Reverdin, G., Rossby, T., Thierry, V., Valdimarsson, H., Yashayaev, I., 2020. Ocean circulation causes the largest freshening event for 120 years in eastern subpolar North Atlantic. *Nat. Commun.* 11, 585. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-14474-y>
- Intergovernmental Panel On Climate Change, 2023. *Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 1st ed. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>
- Isern-Fontanet, J., García-Ladona, E., Font, J., 2006. Vortices of the Mediterranean Sea: An Altimetric Perspective. *J. Phys. Oceanogr.* 36, 87–103. <https://doi.org/10.1175/JPO2826.1>
- Jevrejeva, S., Palanisamy, H., Jackson, L.P., 2021. Global mean thermosteric sea level projections by 2100 in CMIP6 climate models. *Environ. Res. Lett.* 16, 014028. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abceea>
- Jevrejeva, S., Williams, J., Voudoukas, M.I., Jackson, L.P., 2023. Future sea level rise dominates changes in worst case extreme sea levels along the global coastline by 2100. *Environ. Res. Lett.* 18, 024037. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/acb504>
- Jordà, G., Von Schuckmann, K., Josey, S.A., Caniaux, G., García-Lafuente, J., Sammartino, S., Özsoy, E., Polcher, J., Notarstefano, G., Poulain, P.-M., Adloff, F., Salat, J., Naranjo, C., Schroeder, K., Chiggiato, J., Sannino, G., Macías, D., 2017. The Mediterranean Sea heat and mass budgets: Estimates,

- uncertainties and perspectives. *Prog. Oceanogr.* 156, 174–208. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2017.07.001>
- Josey, S.A., Schroeder, K., 2023. Declining winter heat loss threatens continuing ocean convection at a Mediterranean dense water formation site. *Environ. Res. Lett.* 18, 024005. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aca9e4>
- Kirezci, E., Young, I.R., Ranasinghe, R., Muis, S., Nicholls, R.J., Lincke, D., Hinkel, J., 2020. Projections of global-scale extreme sea levels and resulting episodic coastal flooding over the 21st Century. *Sci. Rep.* 10, 11629. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-67736-6>
- Kwiatkowski, L., Torres, O., Bopp, L., Aumont, O., Chamberlain, M., Christian, J.R., Dunne, J.P., Gehlen, M., Ilyina, T., John, J.G., Lenton, A., Li, H., Lovenduski, N.S., Orr, J.C., Palmieri, J., Santana-Falcón, Y., Schwinger, J., Séférian, R., Stock, C.A., Tagliabue, A., Takano, Y., Tjiputra, J., Toyama, K., Tsujino, H., Watanabe, M., Yamamoto, A., Yool, A., Ziehn, T., 2020. Twenty-first century ocean warming, acidification, deoxygenation, and upper-ocean nutrient and primary production decline from CMIP6 model projections. *Biogeosciences* 17, 3439–3470. <https://doi.org/10.5194/bg-17-3439-2020>
- Lazzari, P., Mattia, G., Solidoro, C., Salon, S., Crise, A., Zavatarelli, M., Oddo, P., Vichi, M., 2014. The impacts of climate change and environmental management policies on the trophic regimes in the Mediterranean Sea: Scenario analyses. *J. Mar. Syst.* 135, 137–149. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.06.005>
- Levang, S.J., Schmitt, R.W., 2020. Intergyre Salt Transport in the Climate Warming Response. *J. Phys. Oceanogr.* 50, 255–268. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-19-0166.1>
- Liu, B., Liu, J., Ning, L., Sun, W., Yan, M., Zhao, C., Chen, K., Wang, X., 2020. The Role of Samalas Mega Volcanic Eruption in European Summer Hydroclimate Change. *Atmosphere* 11, 1182. <https://doi.org/10.3390/atmos11111182>
- Liu, C., Liang, X., Ponte, R.M., Vinogradova, N., Wang, O., 2019. Vertical redistribution of salt and layered changes in global ocean salinity. *Nat. Commun.* 10, 3445. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-11436-x>
- Macias, D.M., Garcia-Goriz, E., Stips, A., 2015. Productivity changes in the Mediterranean Sea for the twenty-first century in response to changes in the regional atmospheric forcing. *Front. Mar. Sci.* 2. <https://doi.org/10.3389/fmars.2015.00079>
- Makris, C.V., Tolika, K., Baltikas, V.N., Velikou, K., Krestenitis, Y.N., 2023. The impact of climate change on the storm surges of the Mediterranean Sea: Coastal sea level responses to deep depression atmospheric systems. *Ocean Model.* 181, 102149. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2022.102149>
- Margirier, F., Testor, P., Heslop, E., Malill, K., Bosse, A., Houpert, L., Mortier, L., Bouin, M.-N., Coppola, L., D'Ortenzio, F., Durrieu De Madron, X., Murre, B., Prieur, L., Raimbault, P., Taillandier, V., 2020. Abrupt warming and salinification of intermediate waters interplays with decline of deep convection in the Northwestern Mediterranean Sea. *Sci. Rep.* 10, 20923. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-77859-5>
- Mariotti, A., Pan, Y., Zeng, N., Alessandri, A., 2015. Long-term climate change in the Mediterranean region in the midst of decadal variability. *Clim. Dyn.* 44, 1437–1456. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2487-3>

- Melet, A., Meyssignac, B., Almar, R., Le Cozannet, G., 2018. Under-estimated wave contribution to coastal sea-level rise. *Nat. Clim. Change* 8, 234–239. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0088-y>
- Mentaschi, L., Voudoukas, M.I., Voukouvalas, E., Dosio, A., Feyen, L., 2017. Global changes of extreme coastal wave energy fluxes triggered by intensified teleconnection patterns. *Geophys. Res. Lett.* 44, 2416–2426. <https://doi.org/10.1002/2016GL072488>
- Millot, C., 1999. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst.* 20, 423–442. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(98\)00078-5](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00078-5)
- Muis, S., Aerts, J.C.J.H., Á. Antolínez, J.A., Dullaart, J.C., Duong, T.M., Erikson, L., Haarsma, R.J., Apecechea, M.I., Mengel, M., Le Bars, D., O'Neill, A., Ranasinghe, R., Roberts, M.J., Verlaan, M., Ward, P.J., Yan, K., 2023. Global Projections of Storm Surges Using High-Resolution CMIP6 Climate Models. *Earth's Future* 11, e2023EF003479. <https://doi.org/10.1029/2023EF003479>
- Muis, S., Apecechea, M.I., Dullaart, J., De Lima Rego, J., Madsen, K.S., Su, J., Yan, K., Verlaan, M., 2020. A High-Resolution Global Dataset of Extreme Sea Levels, Tides, and Storm Surges, Including Future Projections. *Front. Mar. Sci.* 7, 263. <https://doi.org/10.3389/fmars.2020.00263>
- O'Dea, E., Furner, R., Wakelin, S., Siddorn, J., While, J., Sykes, P., King, R., Holt, J., Hewitt, H., 2017. The C05 configuration of the 7 km Atlantic Margin Model: large-scale biases and sensitivity to forcing, physics options and vertical resolution. *Geosci. Model Dev.* 10, 2947–2969. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-2947-2017>
- Pagès, R., Baklouti, M., Barrier, N., Ayache, M., Sevault, F., Somot, S., Moutin, T., 2020. Projected Effects of Climate-Induced Changes in Hydrodynamics on the Biogeochemistry of the Mediterranean Sea Under the RCP 8.5 Regional Climate Scenario. *Front. Mar. Sci.* 7, 563615. <https://doi.org/10.3389/fmars.2020.563615>
- Parras-Berrocal, I.M., Vázquez, R., Cabos, W., Sein, D.V., Álvarez, O., Bruno, M., Izquierdo, A., 2022. Surface and Intermediate Water Changes Triggering the Future Collapse of Deep Water Formation in the North Western Mediterranean. *Geophys. Res. Lett.* 49, e2021GL095404. <https://doi.org/10.1029/2021GL095404>
- Pickering, M.D., Horsburgh, K.J., Blundell, J.R., Hirschi, J.J.-M., Nicholls, R.J., Verlaan, M., Wells, N.C., 2017. The impact of future sea-level rise on the global tides. *Cont. Shelf Res.* 142, 50–68. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2017.02.004>
- Pozo Buil, M., Jacox, M.G., Fiechter, J., Alexander, M.A., Bograd, S.J., Curchitser, E.N., Edwards, C.A., Rykaczewski, R.R., Stock, C.A., 2021. A Dynamically Downscaled Ensemble of Future Projections for the California Current System. *Front. Mar. Sci.* 8, 612874. <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.612874>
- Reale, M., Cabos Narvaez, W.D., Cavicchia, L., Conte, D., Coppola, E., Flaounas, E., Giorgi, F., Gualdi, S., Hochman, A., Li, L., Lionello, P., Podrascanin, Z., Salon, S., Sanchez-Gomez, E., Scoccimarro, E., Sein, D.V., Somot, S., 2022. Future projections of Mediterranean cyclone characteristics using the Med-CORDEX ensemble of coupled regional climate system models. *Clim. Dyn.* 58, 2501–2524. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-06018-x>
- Richon, C., Dutay, J.-C., Dulac, F., Wang, R., Balkanski, Y., 2018. Modeling the biogeochemical impact of atmospheric phosphate deposition from desert dust and combustion sources to the Mediterranean Sea. *Biogeosciences* 15, 2499–2524. <https://doi.org/10.5194/bg-15-2499-2018>

- Ruti, P.M., Somot, S., Giorgi, F., Dubois, C., Flaounas, E., Obermann, A., Dell'Aquila, A., Pisacane, G., Harzallah, A., Lombardi, E., Ahrens, B., Akhtar, N., Alias, A., Arsouze, T., Aznar, R., Bastin, S., Bartholy, J., Béranger, K., Beuvier, J., Bouffies-Cloché, S., Brauch, J., Cabos, W., Calmanti, S., Calvet, J.-C., Carillo, A., Conte, D., Coppola, E., Djurdjevic, V., Drobinski, P., Elizalde-Arellano, A., Gaertner, M., Galàn, P., Gallardo, C., Gualdi, S., Goncalves, M., Jorba, O., Jordà, G., L'Heveder, B., Lebeaupin-Brossier, C., Li, L., Liguori, G., Lionello, P., Maciàs, D., Nabat, P., Öno, B., Raikovic, B., Ramage, K., Sevault, F., Sannino, G., Struglia, M.V., Sanna, A., Torma, C., Vervatis, V., 2016. Med-CORDEX Initiative for Mediterranean Climate Studies. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 97, 1187–1208. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00176.1>
- Sánchez-Garrido, J.C., Sannino, G., Liberti, L., García Lafuente, J., Pratt, L., 2011. Numerical modeling of three-dimensional stratified tidal flow over Camarinal Sill, Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.* 116, C12026. <https://doi.org/10.1029/2011JC007093>
- Sanchez-Gomez, E., Somot, S., Mariotti, A., 2009. Future changes in the Mediterranean water budget projected by an ensemble of regional climate models. *Geophys. Res. Lett.* 36, 2009GL040120. <https://doi.org/10.1029/2009GL040120>
- Sannino, G., Carillo, A., Iacono, R., Napolitano, E., Palma, M., Pisacane, G., Struglia, M., 2022. Modelling present and future climate in the Mediterranean Sea: a focus on sea-level change. *Clim. Dyn.* 59, 357–391. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-06132-w>
- Sannino, G., Carillo, A., Pisacane, G., Naranjo, C., 2015. On the relevance of tidal forcing in modelling the Mediterranean thermohaline circulation. *Prog. Oceanogr.* 134, 304–329. <https://doi.org/10.1016/j.pcean.2015.03.002>
- Sathyanarayanan, A., Köhl, A., Stammer, D., 2021. Ocean Salinity changes in the global ocean under global warming conditions Part 1: Mechanisms in a strong warming scenario. *J. Clim.* 1–56. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0865.1>
- Semia Cherif, Doblas-Miranda, E., Lionello, P., Borrego, C., Giorgi, F., Iglesias, A., Sihem Jebbari, Mahmoudi, E., Moriondo, M., Pringault, O., Rilov, G., Somot, S., Tsikliras, A., Vilà, M., Zittis, G., 2020. First Mediterranean Assessment Report - Chapter 2: Drivers of Change. [object Object]. <https://doi.org/10.5281/ZENODO.7100601>
- Ser-Giacomi, E., Jordà-Sánchez, G., Soto-Navarro, J., Thomsen, S., Mignot, J., Sevault, F., Rossi, V., 2020. Impact of Climate Change on Surface Stirring and Transport in the Mediterranean Sea. *Geophys. Res. Lett.* 47, e2020GL089941. <https://doi.org/10.1029/2020GL089941>
- Shaltout, M., Omstedt, A., 2014. Recent sea surface temperature trends and future scenarios for the Mediterranean Sea. *Oceanologia* 56, 411–443. <https://doi.org/10.5697/oc.56-3.411>
- Slangen, A.B.A., Carson, M., Katsman, C.A., Van De Wal, R.S.W., Köhl, A., Vermeersen, L.L.A., Stammer, D., 2014. Projecting twenty-first century regional sea-level changes. *Clim. Change* 124, 317–332. <https://doi.org/10.1007/s10584-014-1080-9>
- Slangen, A.B.A., Palmer, M.D., Camargo, C.M.L., Church, J.A., Edwards, T.L., Hermans, T.H.J., Hewitt, H.T., Garner, G.G., Gregory, J.M., Kopp, R.E., Santos, V.M., Van De Wal, R.S.W., 2023. The evolution of 21st century sea-level projections from IPCC AR5 to AR6 and beyond. *Camb. Prisms Coast. Futur.* 1, e7. <https://doi.org/10.1017/cft.2022.8>

- Solidoro, C., Cossarini, G., Lazzari, P., Galli, G., Bolzon, G., Somot, S., Salon, S., 2022. Modeling Carbon Budgets and Acidification in the Mediterranean Sea Ecosystem Under Contemporary and Future Climate. *Front. Mar. Sci.* 8, 781522. <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.781522>
- Somot, S., Houpert, L., Sevault, F., Testor, P., Bosse, A., Taupier-Letage, I., Bouin, M.-N., Waldman, R., Cassou, C., Sanchez-Gomez, E., Durrieu De Madron, X., Adloff, F., Nabat, P., Herrmann, M., 2018. Characterizing, modelling and understanding the climate variability of the deep water formation in the North-Western Mediterranean Sea. *Clim. Dyn.* 51, 1179–1210. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3295-0>
- Somot, S., Sevault, F., Déqué, M., 2006. Transient climate change scenario simulation of the Mediterranean Sea for the twenty-first century using a high-resolution ocean circulation model. *Clim. Dyn.* 27, 851–879. <https://doi.org/10.1007/s00382-006-0167-z>
- Somot, S., Sevault, F., Déqué, M., Crépon, M., 2008. 21st century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled atmosphere–ocean regional climate model. *Glob. Planet. Change* 63, 112–126. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.10.003>
- Soto-Navarro, J., Jordá, G., Amores, A., Cabos, W., Somot, S., Sevault, F., Macías, D., Djurdjevic, V., Sannino, G., Li, L., Sein, D., 2020. Evolution of Mediterranean Sea water properties under climate change scenarios in the Med-CORDEX ensemble. *Clim. Dyn.* 54, 2135–2165. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-05105-4>
- Stendardo, I., Rhein, M., Steinfeldt, R., 2020. The North Atlantic Current and its Volume and Freshwater Transports in the Subpolar North Atlantic, Time Period 1993–2016. *J. Geophys. Res. Oceans* 125, e2020JC016065. <https://doi.org/10.1029/2020JC016065>
- Strandberg, G., Kjellström, E., Poska, A., Wagner, S., Gaillard, M.-J., Trondman, A.-K., Mauri, A., Davis, B.A.S., Kaplan, J.O., Birks, H.J.B., Bjune, A.E., Fyfe, R., Giesecke, T., Kalnina, L., Kangur, M., Van Der Knaap, W.O., Kokfelt, U., Kuneš, P., Latašová, M., Marquer, L., Mazier, F., Nielsen, A.B., Smith, B., Seppä, H., Sugita, S., 2014. Regional climate model simulations for Europe at 6 and 0.2 k BP: sensitivity to changes in anthropogenic deforestation. *Clim. Past* 10, 661–680. <https://doi.org/10.5194/cp-10-661-2014>
- Tebaldi, C., Debeire, K., Eyring, V., Fischer, E., Fyfe, J., Friedlingstein, P., Knutti, R., Lowe, J., O'Neill, B., Sanderson, B., Van Vuuren, D., Riahi, K., Meinshausen, M., Nicholls, Z., Tokarska, K.B., Hurtt, G., Kriegler, E., Lamarque, J.-F., Meehl, G., Moss, R., Bauer, S.E., Boucher, O., Brovkin, V., Byun, Y.-H., Dix, M., Gualdi, S., Guo, H., John, J.G., Kharin, S., Kim, Y., Koshiro, T., Ma, L., Olivié, D., Panickal, S., Qiao, F., Rong, X., Rosenbloom, N., Schupfner, M., Séférian, R., Sellar, A., Semmler, T., Shi, X., Song, Z., Steger, C., Stouffer, R., Swart, N., Tachiiri, K., Tang, Q., Tatebe, H., Voldoire, A., Volodin, E., Wyser, K., Xin, X., Yang, S., Yu, Y., Ziehn, T., 2021. Climate model projections from the Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) of CMIP6. *Earth Syst. Dyn.* 12, 253–293. <https://doi.org/10.5194/esd-12-253-2021>
- Thomas, M.K., Kremer, C.T., Klausmeier, C.A., Litchman, E., 2012. A Global Pattern of Thermal Adaptation in Marine Phytoplankton. *Science* 338, 1085–1088. <https://doi.org/10.1126/science.1224836>
- University of Potsdam, Rahmstorf, S., 2024. Is the Atlantic Overturning Circulation Approaching a Tipping Point? *Oceanography*. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2024.501>
- 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>

- Vitousek, S., Barnard, P.L., Fletcher, C.H., Frazer, N., Erikson, L., Storlazzi, C.D., 2017. Doubling of coastal flooding frequency within decades due to sea-level rise. *Sci. Rep.* 7, 1399. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-01362-7>
- Vousdoukas, M.I., Mentaschi, L., Voukouvalas, E., Verlaan, M., Feyen, L., 2017. Extreme sea levels on the rise along Europe's coasts. *Earth's Future* 5, 304–323. <https://doi.org/10.1002/2016EF000505>
- Vousdoukas, M.I., Mentaschi, L., Voukouvalas, E., Verlaan, M., Jevrejeva, S., Jackson, L.P., Feyen, L., 2018. Global probabilistic projections of extreme sea levels show intensification of coastal flood hazard. *Nat. Commun.* 9, 2360. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-04692-w>
- Wang, D., Gouhier, T.C., Menge, B.A., Ganguly, A.R., 2015. Intensification and spatial homogenization of coastal upwelling under climate change. *Nature* 518, 390–394. <https://doi.org/10.1038/nature14235>
- Weijer, W., Cheng, W., Drijfhout, S.S., Fedorov, A.V., Hu, A., Jackson, L.C., Liu, W., McDonagh, E.L., Mecking, J.V., Zhang, J., 2019. Stability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: A Review and Synthesis. *J. Geophys. Res. Oceans* 124, 5336–5375. <https://doi.org/10.1029/2019JC015083>
- Zika, J.D., Skliris, N., Blaker, A.T., Marsh, R., Nurser, A.J.G., Josey, S.A., 2018. Improved estimates of water cycle change from ocean salinity: the key role of ocean warming. *Environ. Res. Lett.* 13, 074036. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aace42>

20CR – Reanálisis del Siglo XX de la NOAA

AABW – Agua Antártica de Fondo

AAIW – Agua Atlántica Intermedia

AC – Corriente de la Azores

AED – Demanda de evaporación atmosférica

AEMET – Agencia Estatal de Meteorología

AL – Baja Atlántica

AMOC – Circulación Meridional de Vuelco del Atlántico

AMV – Variabilidad Multidecadal Atlántica

AN – El Niño Atlántico

ANOVA – Análisis de la varianza

AO – Oscilación Ártica

AR – Ríos Atmosféricos

AR6 – Sexto informe de evaluación

ARG – Dorsal Atlántica

ARTMP – Proyecto de intercomparación del método de seguimiento de los ríos atmosféricos

AW – Agua Atlántica

BA – Ajuste de Sesgo

B–A – Bölling-Allerød

BBLI – Índice hidrotérmico de Branas, Bernon y Levadoux

BEDD – Grados-día biológicamente efectivos

BLO – Bloqueo Escandinavo

BNDC – Banco Nacional de Datos Climáticos

BSh – Clima desértico y estepario de latitudes medias

BWh – Clima desértico tropical y subtropical

CCC – Cronología de carbonatos criogénicos de cueva

CCS – Captura y almacenamiento de carbono

CCUS – Sistema de Afloramiento de la Corriente de Canarias

CDD – Días secos consecutivos

CE – Era Común

CESM2 – Modelo Comunitario del Sistema Tierra 2

CF – Factor de capacidad

CFSR – Reanálisis del sistema de predicción climática

CHJ – Confederación Hidrográfica del Júcar

CIC – Cuencas Internas de Cataluña

CIT – Índice Climático para el Turismo

CIW – Agua Intermedia Cretense

CLIMPY – CLIma de los Pirineos

CLIVAR – Variabilidad y Predictibilidad del Clima

CMIP – Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados

CMIP5 – Quinta fase del CMIP

CMIP6 – Sexta fase del CMIP

CNA – Corriente del Atlántico Norte

CNN – Red neuronal convolucional

CORDEX – Experimento Regional Coordinado de Regionalización del Clima

CORDEX FPS – Estudio piloto insignia de CORDEX

COSMO - Consorcios para la modelización de pequeña escala

CP – Patrones de circulación

CP-RCM - Modelos Regionales del Clima que resuelven la Convección

CSIC – Consejo Superior de Investigaciones Científicas

CTD – Conductividad, Temperatura y Profundidad

DA – Edad Oscura

DANA – Depresión en los niveles altos de la atmósfera

DC – Código de sequía

DD – Reducción de escala dinámica

DeepESD – Método de regionalización estadística basado en aprendizaje profundo

DF6 – Frecuencia de sequía superior a 6 meses

DMC – Código de humedad Duff

DO – Dansgaard-Oeschger

DRM – Modelo de reciclaje dinámico

DTR – Intervalo diario de temperaturas

EA – Atlántico este

EAP – Patrón del Atlántico Este

EA-WR – Atlántico Este-Rusia Occidental

EBC – Corriente de contorno Este

ECA&D – Informe del Clima Europeo y Conjunto de datos.

ECMWF – Centro europeo para predicciones meteorológicas de medio alcance

ECV – Variables Esenciales del Clima

EFFIS – Sistema Europeo de Información sobre Incendios Forestales

EHF – Factor de exceso de calor

EHFmax – Factor de exceso de calor máximo

EKE – Energía cinética de Foucault

EMA – Alta Edad Media

EMED – Mediterráneo oriental

EMFD – Peligro meteorológico extremo de Incendio

EMT – Transición del Mediterráneo Oriental

ENA – Atlántico Norte oriental

ENACW – Agua Central del Atlántico Norte

ENADW – Agua Profunda del Atlántico Nororiental

ENSO – El Niño-Oscilación del Sur

E-OBS – Conjunto de datos diarios de observación terrestre en cuadrícula sobre Europa

EOV – Variables Esenciales del Océano

EP – Pacífico oriental

EQM – Cartografía de cuantiles empíricos

ERA20C – Reanálisis del siglo XX del ECMWF

ERA5 – Reanálisis de quinta generación del ECMWF

ERA-Interim – Reanálisis atmosférico de cuarta generación del ECMWF

ESD – Regionalización estadística empírica

ESGCM – Modelo climático global del sistema Tierra

ESGF – Federación de la red del sistema Tierra

ESL – Niveles extremo del mar

ESM – Modelo del sistema terrestre

ESTOC – Estación Europea de Series Temporales Oceánicas de Canarias

EUCP – Predicción climática en Europa

EUMED – Europa mediterránea

GMSL – Nivel medio global del mar

GSAT – Temperatura global del aire en superficie

IE-EE - Informe Especial sobre Escenarios de Emisiones

IP – Península Ibérica

IPC – Corriente Ibérica hacia el Polo

IPCC – Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático

IPCC-AR6-WGI – Contribución del Grupo de Trabajo I al Sexto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático

IRDs – Deshechos arrastrados por el hielo

IRI – Instituto Internacional de Investigación sobre el Clima y la Sociedad

ISD – Base de datos integrada de superficies

ISIMIP – Proyecto intersectorial de intercomparación de modelos de impacto

ITCZ – Zona de Convergencia Intertropical

IWW – Medidas integradas de vapor de agua

JJA – junio-julio-agosto

JJAS – Junio-Julio-Agosto-Septiembre

JRA25 – Reanálisis japonés de 25 años

ka BP – miles de años antes del presente, tomando como presente el año 1950 CE.

LARS-WG – Generador meteorológico de la estación de investigación de Long Ashton

LGM – Último Máximo Glacial

LIA – Pequeña Edad de Hielo

LINCC-UIB – Laboratorio Interdisciplinar de Cambio Climático de la Universidad de las Islas Baleares

LIW – Agua Levantina Intermedia

LR – Baja resolución

LSW – Agua del Mar del Labrador

LULC – Cambios de uso del suelo y cubierta terrestre

MAAT – Temperatura del aire media anual
 MAE01 – Error absoluto medio del percentil 1st
 MAE99 – Error absoluto medio del percentil 99st
 MCA – Anomalía Climática Medieval
 MCG – Modelo climático global
 Med-CORDEX – Rama mediterránea de CORDEX
 MedNA – Área Mediterránea y Noratlántica
 MERRA2 – Análisis retrospectivo de la era moderna para investigación y aplicaciones, Version 2
 MHW – Ola de Calor Marina
 MKE – Energía cinética media
 MLD: Profundidad de la capa de mezcla
 MM – modo meridional
 MME – Conjunto multimodelo
 MO – Oscilación Multidecadal Atlántica
 MODIS – Espectroradiómetro de imagen de resolución moderada
 MOPREDAS – Base de datos de precipitación mensual de España
 MOS – Estadísticas de salida del modelo
 MOTEDAS – Base de datos de temperatura mensual de España
 MOW – Flujo de Agua Mediterránea Saliente
 MSWEP – Conjunto ponderado multifuente de precipitación
 MW – Agua Mediterránea
 MWP– pulso de agua de deshielo
 NAC – Corriente Noratlántica
 NACLLJ – Chorro de niveles bajos de la costa norteafricana
 NADW – Agua Profunda del Atlántico Norte
 NAO – Oscilación del Atlántico Norte
 NCAR – Centro nacional para la investigación atmosférica
 NCEP – Centro nacional para la predicción ambiental
 NOAA – Administración nacional oceánica y atmosférica
 NPP – Producción primaria neta

NSWs – Velocidad del viento cerca de la superficie
 OA – Acidificación del Océano
 OBSAM-IME – Observatorio Socioambiental de Menorca-Instituto de Estudios Menorquines OD – Dryas más antiguo
 OHC – Contenido de calor de los océanos
 OMI – Instrumento de Monitorización de Ozono
 OPCC – Observatorio Pirenaico de Cambio Climático
 ORL – Capa rica en materia orgánica
 P98Wet – Percentil 98 de días húmedos
 PC: Pacífico Central
 PCR – Vía de concentración representativa
 PDV – Variabilidad Decadal del Pacífico
 PGW – Pseudo-Calentamiento Global
 PM – Evapotranspiración Penman-Monteith
 PMIP – Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados/Paleo
 PNACC – Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático
 PP – Pronóstico Perfecto
 RCM – Modelo climático regional
 RCP – Trayectoria de concentración representativa
 RDI – Índice de sequía de reconocimiento
 RH – Humedad relativa
 RSL – Nivel del mar relativo
 RWP – Periodo Cálido Romano
 SAT – Temperatura superficial del aire
 SCA – Patrón escandinavo
 SCAN – Patrón de teleconexión de Escandinavia
 SDII – Índice simple de intensidad diaria
 SLP – Presión a nivel del mar
 SLR – Aumento del nivel del mar
 SMILES – Gran conjunto de condiciones iniciales monomodelo
 SO – Oscilación Sur

SON – Septiembre-Octubre-Noviembre

SPEI – Índice normalizado de evapotranspiración por precipitación

SPI – Índice normalizado de precipitación

SPREAD – Precipitación Española a Escala Diaria

SRES – Informe especial sobre escenarios de emisiones

SROCC – Informe especial sobre el océano y la criosfera

SSP – Itinerario Socioeconómico Compartido

SSR – Radiación Solar Superficial

SSS –Salinidad superficial del mar

SST – Temperatura superficial del mar

SSW – Calentamientos Estratosféricos Súbitos

SUHI – Isla de calor urbana superficial

SWE – Equivalente en agua de nieve

SWE3 – Sudoeste de Europa a 3 km de resolución

TCC – Cobertura nubosa total

TCI – Índice de Clima Turístico

TH – Evapotranspiración de Thornthwaite

THREDDS – Servicio temático de datos medioambientales distribuidos en tiempo real

TMAS – temperaturas medias anuales del suelo

Tmax – Temperaturas máximas estacionales

Tmin – Temperaturas mínimas estacionales

Tn – Temperatura mínima

TNA – Atlántico Norte Tropical

TNn – Temperatura mínima anual

TOA – Parte superior de la atmósfera

TSI – Irradiancia solar total

TSNA – Corredor tropical-subtropical del Atlántico Norte

TW – Temperatura de bulbo húmedo

Tx – Temperatura máxima

TX35 – Número de días con temperatura máxima superior a 35°C

TXx – Temperatura máxima anual

UAV – Vehículos aéreos no tripulados

UHI – Isla de Calor Urbana

UTCI – Índice Universal del Clima Térmico

WAM-2layers – Modelo euleriano de 2 niveles para la contabilización del agua

WBGT – Temperatura del Globo de Bulbo Húmedo

WBGTshade – Temperatura del globo de bulbo húmedo a la sombra

WBGTsun – Temperatura del globo de bulbo húmedo al sol

WD – Días cálidos

WeMO – Oscilación del Mediterráneo Occidental

WeMOi – Índice WeMO

WG – Generadores meteorológicos

WI – Índice de los vientos del Oeste

WMDW – Agua Profunda del Mediterráneo Occidental

WMED – Mediterráneo Occidental

WMT – Transición del Mediterráneo Occidental

WMW – Agua del Mediterráneo Occidental

WN – Noche cálida

WPD – Potencia eólica marina

WR – Regímenes meteorológicos

WRF – Investigación y previsión meteorológicas

WSDI – Duración de la ola de calor

XAI – Inteligencia Artificial Explicable

XGB – Impulso de gradiente extremo

YD – Dryas más jóvenes

