

Contenido

Ponencia 1. Modelos y escenarios climáticos

PROYECCIONES FUTURAS DE LOS PRECURSORES DE ONDAS DE MONTAÑA EN LA SIERRA DE GUADARRAMA UTILIZANDO MODELOS CLIMÁTICOS DE CMIP6	9
<i>Javier DÍAZ-FERNÁNDEZ, Carlos CALVO-SANCHO, Pedro BOLGIANI, José Ignacio FARRÁN, María Yolanda LUNA, María Luisa MARTÍN</i>	
INTENSIDAD Y EXTENSIÓN ESPACIAL DE LAS OLAS DE FRÍO EN LA PENÍNSULA IBÉRICA: PROYECCIONES CLIMÁTICAS PARA LA SEGUNDA MITAD DE SIGLO (2050-2095).....	21
<i>Alejandro DÍAZ-POSO, Nieves LORENZO, Alberto MARTI, Dominic ROYÉ</i>	
UNA PROFUNDIDAD INSUFICIENTE DEL SUBSUELO LIMITA EL FLUJO DE CALOR DE SUELO EN LOS MODELOS DE SUPERFICIE TERRESTRE.....	
<i>Félix GARCÍA PEREIRA, Jesús Fidel GONZÁLEZ ROUCO, Johann JUNGCLAUS, Nagore MEABE YANGUAS</i>	
IMPACTO DE LA CONFIGURACIÓN NOAH-MP EN SIMULACIONES CLIMÁTICAS CON WRF EN LA PENÍNSULA IBÉRICA.....	31
<i>Nicolás TACORONTE, David DONAIRE-MONTAÑO, Matilde GARCÍA-VALDECASAS OJEDA, Emilio ROMERO-JIMÉNEZ, Yolanda CASTRO-DÍEZ, María Jesús ESTEBAN-PARRA, Sonia R. GÁMIZ-FORTIS</i>	
EVALUACIÓN DE LAS PREDICCIONES CLIMÁTICAS DECENALES DEL MODELO MIROC6 (MODEL FOR INTERDISCIPLINARY RESEARCH ON CLIMATE) EN AMÉRICA TROPICAL.....	43
<i>Yenny Marcela TORO ORTIZ, Matilde GARCÍA-VALDECASAS OJEDA, Nicolas TACORONTE, Juan José ROSA-CÁNOVAS, Reiner PALOMINO LEMUS, Yolanda CASTRO-DÍEZ, Sonia R. GÁMIZ-FORTIS, María Jesús ESTEBAN-PARRA</i>	

Ponencia 2. Variabilidad climática y extremos

EVOLUCIÓN DEL CALENTAMIENTO EN LA TRANSICIÓN TROPICAL DEL HURACAN OPHELIA.....	67
<i>Carlos CALVO-SANCHO, Richard ROTUNNO, Ana MONTORO-MENDOZA, Juan Jesús GONZÁLEZ-ALEMÁN, Mauricio LÓPEZ-REYES, María Luisa MARTÍN</i>	
ANÁLISIS ESPACIOTEMPORAL DE LAS OLAS DE FRÍO EN LA PROVINCIA DE ALICANTE (1947-2016)	75
<i>David CORELL, Adrián REVERT, María José ESTRELA, Juan Javier MIRÓ, Sara ARRIBAS, Raquel NICLÓS¹, M. Yolanda LUNA</i>	
CARACTERIZACIÓN Y EVOLUCIÓN DE LAS TEMPERATURAS MÍNIMAS EN CANARIAS (1950-2023).....	85
<i>Jordan CORREA GONZÁLEZ, Pedro DORTA ANTEQUERA, Abel LÓPEZ DÍEZ, Jaime DÍAZ PACHECO, Nerea MARTÍN RAYA</i>	
APLICACIÓN DE LA BASE DE DATOS PALEORIADA A LA INCORPORACIÓN DE LA VARIABILIDAD POR EL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA EVALUACIÓN PRELIMINAR DEL RIESGO DE INUNDACIONES EN ESPAÑA	95
<i>Andrés DÍEZ HERRERO, Kelly Patricia SANDOVAL RINCÓN, Daniel VÁZQUEZ TARRÍO, Ana LUCÍA, María Angeles PERUCHA ATIENZA</i>	
GESTIÓN DE DATOS CLIMÁTICOS: RETOS EN LOS PAÍSES MENOS DESARROLLADOS.....	105
<i>José Antonio GUIJARRO PASTOR</i>	
INTERCOMPARISON OF GRIDDED PRODUCTS: A MULTI-DIMENSIONAL PERSPECTIVE.....	113
<i>Sixto HERRERA GARCÍA, Fidel GONZÁLEZ ROUCO, Roberto SERRANO-NOTIVOLI, Juan Luís GARRIDO, Santiago BÉGUERÍA, José M. GUTIÉRREZ, Pere QUINTANA-SEGUÍ, Maialen ITURBIDE, Esteban RODRÍGUEZ, Ana MORATA</i>	
CALENTAMIENTO DEL MAR EN LA PENÍNSULA IBÉRICA: MEDITERRÁNEO vs ATLÁNTICO, A PARTIR DE 40 AÑOS DE IMÁGENES DE SATÉLITE.....	125
<i>María José LÓPEZ GARCÍA</i>	
EXCEPCIONALIDAD DE LA DANA DE SEPTIEMBRE DE 2023 EN EL CENTRO PENINSULAR.....	135
<i>David LÓPEZ-REY LUMBRERAS, Enrique SÁNCHEZ SÁNCHEZ, David RESUELA SÁNCHEZ, Dario CANO ESPADAS, José Antonio LÓPEZ DÍAZ, Alejandro LOMAS GONZÁLEZ, Ricardo TORRIJO MURCIANO</i>	

IDENTIFICACIÓN DE ÁREAS URBANAS SUSCEPTIBLES A INUNDACIONES EN EL BARRANCO DE SANTOS (SANTA CRUZ DE TENERIFE).....	147
<i>Nerea MARTÍN RAYA, Abel LÓPEZ DÍEZ, Jaime DÍAZ PACHECO, Pedro DORTA ANTEQUERA, Jordan CORREA GONZÁLEZ</i>	
CLASIFICACIÓN CLIMÁTICA DE TREWARTHA EN LA ESPAÑA PENINSULAR Y BALEARES ENTRE 1953 Y 2022.....	157
<i>David ORGAMBIDES GARCÍA, David CORELL CUSTARDOY, María José ESTRELA NAVARRO, Juan Javier MIRÓ PÉREZ</i>	
TENDENCIAS DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO EN ARGENTINA, 1993-2022.....	167
<i>María Mercedes POGGI, César AZORÍN-MOLINA, María Laura BETTOLLI, María de los Milagros SKANSI, Tim R. MCVICAR, Shalenys BEDOYA-VALESTT</i>	
ANÁLISIS DE LAS CONDICIONES METOCEÁNICAS EXTREMAS CAUSADAS POR HURACANES EN EL ATLÁNTICO TROPICAL.....	177
<i>Marta RAMÍREZ-PÉREZ, Melisa MENÉNDEZ GARCÍA</i>	
INCENDIOS CAUSADOS POR RAYOS EN EL ARCHIPIÉLAGO BALEAR: ANÁLISIS METEOROLÓGICO Y BIOFÍSICO	187
<i>Margalida RIBAS-MUNTANER, Miquel TOMÀS-BURGUERA, Alexandre MORAGUES, Francisco CUELLO, Jaume COMPANY, Maurici RUIZ, Josep FORTESA, Joan ESTRANY, Julián GARCÍA-COMENDADOR</i>	
IMPACTOS DE LA SEQUÍA: RASTREANDO SUS EFECTOS MEDIOAMBIENTALES A TRAVÉS DE GOOGLE EARTH ENGINE	197
<i>Paula SERRANO ACEBEDO, Natalia LIMONES RODRÍGUEZ Mónica AGUILAR ALBA</i>	

Ponencia 3. Servicios climáticos

PROPUESTA PARA EL CAMBIO DE COMPORTAMIENTO PARA UN TURISMO CLIMÁTICAMENTE RESILIENTE: COSTA DAURADA Y TERRES DE L'EBRE.....	209
<i>Anna BOQUÉ-CIURANA, Carla GARCIA-LOZANO, Carolina MARTÍ, Gabriel BORRÁS, Enric AGUILAR, Itziar LABAIRU, Georgina GINÉ</i>	
IBERA: REANÁLISIS REGIONAL SOBRE ESPAÑA A 2.5 KM DE RESOLUCIÓN.....	221
<i>Javier CALVO, Joan CAMPINS, María DíEZ, Alberto JIMÉNEZ, Ana MONTORO MENDOZA, Gema MORALES, Beatriz NAVASCUÉS, Candelas PERAL, Jana SÁNCHEZ-ARRIOLA</i>	
OCEANUCA: OPERATIONAL OCEANOGRAPHIC AND ATMOSPHERIC SYSTEM TO IMPROVE COASTAL OBSERVATION AND FORECASTING IN ANDALUCIA. WRF MODEL IMPLEMENTATION	231
<i>Juan CARBONE, Jerimar VASQUEZ-ROJAS, Alfredo IZQUIERDO, Javier BENAVENTE, Jesús GÓMEZ-ENRI, Tomás FERNÁNDEZ-MONTBLANC, Carlos J. GONZÁLEZ, Flavio MARTINS, Williams D. CABOS NARVAEZ, Carlos YAGÜE, Carlos ROMÁN-CASCÓN, Oscar. ÁLVAREZ</i>	
DECARBONISING THE POWER SYSTEM IN SPAIN. AN ANALYSIS WITH HIGH SPATIO-TEMPORAL RESOLUTION.....	239
<i>Cristobal GALLEGO-CASTILLO, Marta VICTORIA, Oscar LOPEZ-GARCIA, Alvaro CUERVA-TEJERO</i>	
DETERMINACIÓN DE LAS TEMPERATURAS DE DEFINICIÓN DE OLA DE CALOR EN ESPAÑA A NIVEL ISOCLIMÁTICO: EVOLUCIÓN TEMPORAL DE SU DURACIÓN E INTENSIDAD EN LA DÉCADA 2009-2018	249
<i>José Antonio LOPEZ-BUENO, Paula ALONSO CARBAYO, Miguel Ángel NAVAS-MARTÍN, Isidro J MIRÓN, Fernando BELDA ESPLUGUES, Julio DÍAZ JIMÉNEZ, Cristina LINARES GIL</i>	
EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DE LAS ISOBIOCLIMAS DE LA ESPAÑA PENINSULAR Y LAS ISLAS BALEARES (1953-2022).....	263
<i>Christian David LORENTE BLANCO, María José ESTRELA NAVARRO, David CORELL CUSTARDOY, Juan Javier MIRÓ PÉREZ, David ORGAMBIDES GARCIA</i>	
THE ROLE OF FUSION ENERGY IN FUTURE ENERGY SCENARIOS.....	273
<i>Carlos MANTILLA, Yolanda LECHÓN, Javier DUFOUR, Francesco GRACCEVA, Chiara BUSTREO</i>	

ECOREGION BASED ATTRIBUTION ANALYSIS OF THE INFLUENCE OF SEVERAL FIRE DANGER INDICES ON THE AMOUNT OF BURNED AREA AT A GLOBAL SCALE BY MEANS OF PSEUDO TRANSFER ENTROPY.....	281
<i>Antonio PÉREZ, Riccardo SILINI, Iván SÁNCHEZ, Daniel SAN MARTÍN, Joaquín BEDIA</i>	
EFEECTO A CORTO PLAZO DE MATERIAL PARTICULADO PROCEDENTE DE LA COMBUSTIÓN DE BIOMASA Y ADVECCIÓN DE POLVO DEL SAHARA SOBRE LOS INGRESOS HOSPITALARIOS URGENTES POR TRASTORNOS MENTALES Y DEL COMPORTAMIENTO, ANSIEDAD Y DEPRESIÓN EN ESPAÑA	291
<i>Raquel RUIZ-PÁEZ, José Antonio LÓPEZ-BUENO, Alicia PADRÓN-MONEDERO, Miguel Ángel NAVAS-MARTIN, Pedro SALVADOR MARTINEZ, Cristina LINARES GIL, Julio DÍAZ JIMÉNEZ</i>	
EVOLUCIÓN DE LA CLIMATOLOGÍA URBANA EN MÉXICO 1791-2024: ISLAS DE CALOR Y BALANCE DE ENERGÍA.....	303
<i>Adalberto TEJEDA-MARTÍNEZ, Elda LUYANDO, Irving Rafael MÉNDEZ-PÉREZ, Raquel Elisa HERNÁNDEZ-PARRA</i>	
EVOLUCIÓN DE LA CLIMATOLOGÍA URBANA EN MÉXICO 1791-2024: PANORÁMICA.....	313
<i>Adalberto. TEJEDA-MARTÍNEZ, Irving Rafael MÉNDEZ-PÉREZ, Elda LUYANDO, R. R. GÓMEZ-DÍAZ</i>	
EFEECTO DEL CLIMA PARA EL TURISMO DE COSTA ESMERALDA, VERACRUZ MÉXICO.....	325
<i>Carlos Manuel WELSH-RODRIGUEZ, Dayra Sofía MENDOZA-CASAZZA, Jazmín RIVERA-BARRAGÁN</i>	
VALIDATION OF DIFFERENT CLIMATE REANALYSIS MODELS USING OBSERVATIONAL DATA AT SIX SITES IN MOROCCO.....	335
<i>Younes ZEKEIK, María José ORTIZ BEVIA, Francisco José ALVAREZ-GARCIA</i>	

Ponencia 4. Vulnerabilidad social al cambio climático

CREACIÓN DE UN INDICADOR COMPUESTO PARA MEDIR EL DESEMPEÑO UNIVERSITARIO EN LA APLICACIÓN DE LA AGENDA 2030.....	349
<i>Pablo COTARELO, Ariel JEREZ, Celia DIAZ, Ignacio MARTÍNEZ, Víctor ALONSO ROCAFORT, Esther DEL CAMPO</i>	

¿UNA CIENCIA NEUTRAL PARA LA CRISIS CLIMÁTICA? DIMENSIONES POLÍTICAS Y CIENTÍFICAS DEL NEGACIONISMO CLIMÁTICO.....	359
<i>Carolina CUADRADO BASTOS</i>	

APROXIMACIÓN MEDIANTE EL ANÁLISIS DE ÍNDICES BIOCLIMÁTICOS A LOS EFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL SECTOR VITIVINÍCOLA DE LA REGIÓN DEL DUERO (CASTILLA Y LEÓN).....	369
<i>Astrid MARCOS SANZ</i>	

MEDIDAS DE ADAPTACIÓN DE LAS ACTUACIONES CASTELLERAS AL CAMBIO CLIMÁTICO: ¿QUÉ ES MÁS PRIORITARIO Y VIABLE?	379
<i>Òscar SALADIÉ, Anna BOQUÉ-CIURANA, Júlia SEVIL, Jon Xavier OLANO POZO</i>	

SEQUÍA Y SOCIEDAD: LA PLASMACIÓN MEDIÁTICA DE LA SEQUÍA EN LA PRENSA SEVILLANA EN DOS EPISODIOS HISTÓRICOS.....	389
<i>Paula SERRANO ACEBEDO, Natalia LIMONES RODRÍGUEZ, Concepción LANGA NUÑO</i>	

ASSESSMENT OF CO2 EMISSIONS USING AN ENERGY-ECONOMY SIMULATION MODEL FOR TANZANIA UNDER DIFFERENT SCENARIOS	399
<i>Pedro SOLANO-PEREIRA, Laura BARTOLOMÉ-QUEVEDO Luis Javier MIGUEL GONZÁLEZ, Ignacio DE BLAS</i>	

IMPACTO DE LAS EMISIONES DE CO ₂ EQ: UN ESTUDIO DE BALANCE DE EMISIONES EN LA UNIVERSIDAD VERACRUZANA.....	409
<i>Carlos Manuel WELSH-RODRIGUEZ, Jazive HERNANDEZ ENRIQUEZ, Carolina Andrea OCHOA MARTINEZ</i>	

Ponencia 1

Modelos y escenarios climáticos

PROYECCIONES FUTURAS DE LOS PRECURSORES DE ONDAS DE MONTAÑA EN LA SIERRA DE GUADARRAMA UTILIZANDO MODELOS CLIMÁTICOS DE CMIP6

Javier DÍAZ-FERNÁNDEZ^{1,2}, Carlos CALVO-SANCHO², Pedro BOLGIANI¹, José Ignacio FARRÁN², María Yolanda LUNA³ and María Luisa MARTÍN^{2,4}

¹*Departamento de Física de la Tierra y Astrofísica. Facultad de Físicas. Universidad Complutense de Madrid. Madrid.*

²*Departamento de Matemática Aplicada. Facultad de Ingeniería Informática. Universidad de Valladolid. Segovia.*

³*Departamento de Desarrollo y Aplicaciones. Agencia Estatal de Meteorología. Madrid*

⁴*Instituto de Matemática Interdisciplinar (IMI). Universidad Complutense de Madrid. Madrid.*

javidi04@ucm.es

RESUMEN

Las ondas de montaña formadas a sotavento de los principales sistemas montañosos representan riesgos significativos para la aviación al inducir, en numerosas ocasiones, distintos grados de turbulencias y potencial engelamiento en las aeronaves. Aquí se analiza el impacto potencial del cambio climático global en las variables atmosféricas precursoras de la formación de episodios de ondas de montaña con nubosidad asociada en el Sistema Central de la Península Ibérica. Para ello, se evalúa la capacidad de varios Modelos Climáticos Globales (GCMs) del proyecto CMIP6 para predecir dichos entornos, utilizando los datos de reanálisis del ERA5 como referencia de validación.

El análisis se organiza en dos periodos: datos históricos (2001–2014) y proyecciones climáticas futuras bajo el escenario SSP5–8.5 (2015–2100). Los resultados obtenidos muestran variaciones y tendencias significativas en los entornos precursores de las nubes de onda de montaña al comparar ambos periodos. En particular, destaca la expansión futura del anticiclón de las Azores hacia la Península Ibérica, conllevando aumento de los vientos zonales en la región de estudio. No obstante, este incremento no parece ser suficiente para alterar sustancialmente la frecuencia de episodios futuros de nubes de onda de montaña. Los resultados obtenidos señalan además que el modelo climático EC-EARTH3 es el que presenta una mayor concordancia con el reanálisis ERA5.

Palabras clave: CMIP6, EC-EARTH3, ondas de montaña.

ABSTRACT

Mountain waves generated on the leeward side of major mountain ranges represent substantial threats to aviation because they regularly induce varying degrees of turbulence and likely aircraft icing. Herein, the possible influence of global climate

change on atmospheric variables which preceded the development of mountain wave episodes and associated cloudiness in the Iberian Peninsula's Central System is analyzed. To this purpose, several Global Climate Models (GCMs) from the CMIP6 project are evaluated for their ability to anticipate such conditions, with ERA5 reanalysis data acting as a validation reference.

The analysis is separated into two time periods: historical data (2001–2014) and future climate forecasts under the SSP5-8.5 scenario (2015–2100). When comparing the two periods, results reveal significant differences and trends in the preceding environments of mountain lee wave clouds. The projected progression of the Azores anticyclone towards the Iberian Peninsula is particularly noteworthy, since it will result in greater zonal winds in the study region. However, this increase appears to be insufficient to make a significant difference the frequency of future mountain wave cloud events. The results also demonstrate that the EC-EARTH3 climate model has the best agreement with the ERA5 reanalysis.

Key words: CMIP6, EC-EARTH3, mountain lee waves

1. INTRODUCCIÓN

Las ondas de montaña tienen un impacto significativo en la seguridad aérea, ya que las turbulencias (producidas por cizalladura) y el engelamiento asociado a éstas son peligrosas para las aeronaves (Wallace y Hobbs, 2006; Bolgiani et al., 2018; European Union Aviation Safety Agency, 2022). Las ondas de montaña se forman cuando una masa de aire es forzada dinámicamente a ascender por las laderas de barlovento de una montaña, encontrándose con condiciones atmosféricas estables a sotavento y dando lugar a la formación de ondas a través de las fuerzas restauradoras de la gravedad y la flotabilidad (Lin, 2007). Las características de estas ondas dependen de varios factores, como la estabilidad atmosférica, la velocidad del viento y la altura de las montañas (Scorer, 1949; Díaz-Fernández et al., 2021). En condiciones favorables, estas ondas suelen ser visibles como bandas de nubes alternas debido al descenso de la temperatura y al aumento del contenido de agua líquida en las corrientes ascendentes (Smith et al., 2002; Bolgiani et al., 2018).

En este estudio se analizan los cambios futuros en las condiciones atmosféricas que conducen a eventos de ondas de montaña en un contexto de cambio climático sobre la sierra de Guadarrama (zona próxima al aeropuerto Adolfo Suárez Madrid-Barajas). Cabe señalar que el objetivo de este trabajo no es identificar las ondas de montaña a través de los Modelos Climáticos Globales (MCG), ya que esto sería imposible debido a la restringida resolución horizontal de los MCG actuales. Díaz-Fernández et al. (2021, 2022) establecieron una metodología para analizar y simular varios episodios de ondas de montaña. A partir de sus estudios, se determinan tres variables atmosféricas básicas que intervienen en la formación de ondas de montaña con nubosidad asociada: velocidad y dirección del viento y humedad. A partir de varios MCG del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados, fase 6 (CMIP6), se evalúan estas variables, para identificar diferencias y/o tendencias entre episodios de ondas de montaña actuales y futuros.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

El presente estudio se basa en la metodología aplicada en Díaz-Fernández et al. (2021, 2022), quienes utilizaron un conjunto de datos observacionales de 68 ondas de montaña durante el invierno (noviembre a marzo) para realizar una caracterización de las condiciones asociadas a estas ondas cerca de la sierra de Guadarrama entre los años 2001 y 2014. Los primeros resultados se basaron en simulaciones de alta resolución con los modelos HARMONIE-AROME y WRF-ARW utilizando los datos del ERA5 como condiciones iniciales. El reanálisis ERA5 emplea una resolución de malla horizontal de 0,25°, una temporal de 6 horas y 137 niveles híbridos para la resolución vertical, cubriendo el periodo desde 1950 hasta el presente (Hersbach et al., 2020). Basándose en los resultados de Díaz-Fernández et al. (2021, 2022), y teniendo en cuenta la resolución y configuración del ERA5, este reanálisis puede considerarse un punto de referencia apropiado con el que poder comparar otros MCG cuando se simulan las condiciones precursoras de las ondas de montaña.

De acuerdo con los estudios de Díaz-Fernández et al. (2021, 2022), una configuración sinóptica será precursora de eventos de ondas de montaña en la Sierra de Guadarrama si el conjunto de datos ERA5 cumple las siguientes condiciones: la dirección del viento es encuentra entre 256° (percentil 95, p95) y 016° (percentil 5, p5); la velocidad del viento es superior a 4,6 m/s (p5) y la humedad relativa es superior al 5% (p5).

Para todo el dominio espacial (018° W/001° E x 35° N/52° N), estas condiciones se deben cumplir a 700 hPa ya que en esta altitud se presentan los valores más altos de contenido de agua líquida identificados por Bolgiani et al. (2018) y Díaz-Fernández et al. (2020). Los percentiles calculados son usados como umbrales para incluir el 90% de los eventos de ondas de montaña observados de noviembre a marzo por Díaz-Fernández et al. (2022). Todas estas condiciones se aplican al conjunto de datos ERA5 que se utilizará como referencia. A continuación, los eventos con condiciones favorables de ondas de montaña identificados se comparan con datos históricos, de 2001 a 2014 (HIST), y con un escenario climático futuro SSP5-8.5 (S5-8.5), desde los años 2015 a 2100, utilizando los datos de varios MCG del CMIP6. La proyección climática futura SSP5-8.5 del CMIP6 se basa en un escenario en el que las emisiones de CO₂ aumentarán rápidamente hasta 2080, y luego disminuirán gradualmente hasta finales de siglo, con un forzamiento radiativo máximo de 8,5 W/m² en 2100, lo que provocará un aumento de la temperatura media global del aire de unos 5 °C en comparación con la era preindustrial y de unos 4 °C en comparación con el periodo actual (Eyring et al., 2016).

De todos los MCG del CMIP6, los modelos considerados para el presente análisis disponen de datos cada 6 horas tanto para HIST como para S5-8.5. Asimismo, sólo se seleccionan los MCG que disponen de datos a 700 hPa para analizar las condiciones atmosféricas favorables de ondas de montaña con nubosidad asociada (velocidad y dirección del viento y humedad relativa). Además, se utiliza la altura geopotencial de 700 hPa para estudiar la configuración sinóptica de los eventos de ondas de montaña. Teniendo en cuenta estas restricciones, se seleccionan los siguientes MCG: EC-Earth3 (en adelante EC3; Döscher et al., 2022), MPI-ESM1-2-HR (en adelante MPI; Mauritsen et al., 2019) y MRI-ESM2-0 (sucesivamente MRI; Yukimoto et al., 2019). Estas bases de datos se descargan a través del portal de datos Earth System Grid Federation (<https://esgf-node.llnl.gov/>).

Dado que los MCG seleccionados tienen diferentes resoluciones horizontales, todos los conjuntos de datos de los modelos se reajustan a una rejilla común de 0,703° de latitud/longitud, coincidente con la resolución espacial del EC3, con el objetivo de evaluar la señal del cambio climático sobre las condiciones favorables de las ondas de montaña. A continuación, los tres conjuntos de datos de los MCG se combinan en un ensemble medio (en lo sucesivo, ENS).

Tras un análisis previo de las condiciones sinópticas de los tres modelos seleccionados (no mostrado), se ha comprobado que el modelo EC3 era el MCG que más se asemejaba a los datos de reanálisis del ERA5. Por ello, solo se muestran los resultados asociados al EC3. Para estudiar los patrones sinópticos se han realizado compuestos (*composites*) de todas las situaciones sinópticas de todos los eventos de ondas de montaña con nubosidad asociada que se han detectado para cada MCG, obteniendo una configuración sinóptica media para cada modelo. Así, los *composites* de los patrones sinópticos del ERA5, del EC3 y del ENS se analizan y comparan tanto en HIST como en S5-8.5. Posteriormente, se calculan y comparan las distribuciones de densidad (*violinplots*) de dirección y velocidad del viento y humedad relativa para los conjuntos de datos seleccionados en HIST y S5-8.5. Se aplica la prueba no paramétrica de Mann-Whitney (Mann y Whitney, 1947) para evaluar estadísticamente las diferencias significativas con un nivel de significación del 5% y la prueba no paramétrica de tendencias de Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975) para identificar las tendencias significativas de cada variable atmosférica desde el periodo HIST hasta el S5-8.5. El valor p utilizado es 0,05.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Caracterización de las condiciones de ondas de montaña en escenarios históricos y futuros

Para cada modelo se selecciona el número de días que cumplen las condiciones atmosféricas favorables a las ondas de montaña. Mientras que ERA5 registra 116 días, MRI_{HIST} anota 112 días, detectando ambos una media anual de 8 eventos. EC3_{HIST} y MPI_{HIST} registran más días con condiciones de onda (169 y 157, respectivamente). Por otro lado, bajo el escenario S5-8.5, el MRI (756 días) muestra el menor número de días con condiciones adecuadas de onda de montaña, mientras que el EC3 y el MPI registran 942 y 927 (11/año) días respectivamente. Sin embargo, al aplicar la prueba de Mann-Kendall, ninguno de los conjuntos de datos muestra tendencias estadísticamente significativas en la frecuencia de días con condiciones atmosféricas favorables de ondas de montaña.

En la Fig.1 se muestran los *composites* de geopotencial a 500 y 700 hPa para los eventos con condiciones favorables de ondas de montaña detectados en los conjuntos de datos del ERA5 y de los MCG para los periodos HIST y S5-8.5. Los geopotenciales a ambos niveles muestran diferencias estadísticamente significativas entre EC3_{HIST} y EC3_{S5-8.5} (Figs. 1b y c), mostrando una tendencia futura al aumento de la componente zonal del viento, ya que el anticiclón de las Azores se acerca a la Península Ibérica y las vaguadas son más cortas que en el periodo HIST.

Por el contrario, las diferencias en los resultados de ENS entre HIST y S5-8.5 son menos notables (Figs. 1d-e). Además, para el periodo HIST, el patrón sinóptico más

similar a los resultados del ERA5 (Fig.1a) es el EC3_{HIST} (Fig.1b), ya que no existen diferencias estadísticamente significativas ($p \approx 0,7$). Este resultado sugiere que el EC3 simula patrones atmosféricos más realistas en comparación con los demás resultados. Cresswell-Clay et al. (2022) utilizaron datos de observación y de reanálisis para examinar la variación del anticiclón de las Azores durante los meses de invierno del siglo XX. Según sus resultados, aumenta el tamaño y la intensidad del anticiclón cerca de la Península Ibérica, lo que influye en la distribución de las precipitaciones sobre Europa Occidental. Esto concuerda con la expansión del anticiclón de las Azores observada en la Fig.1.

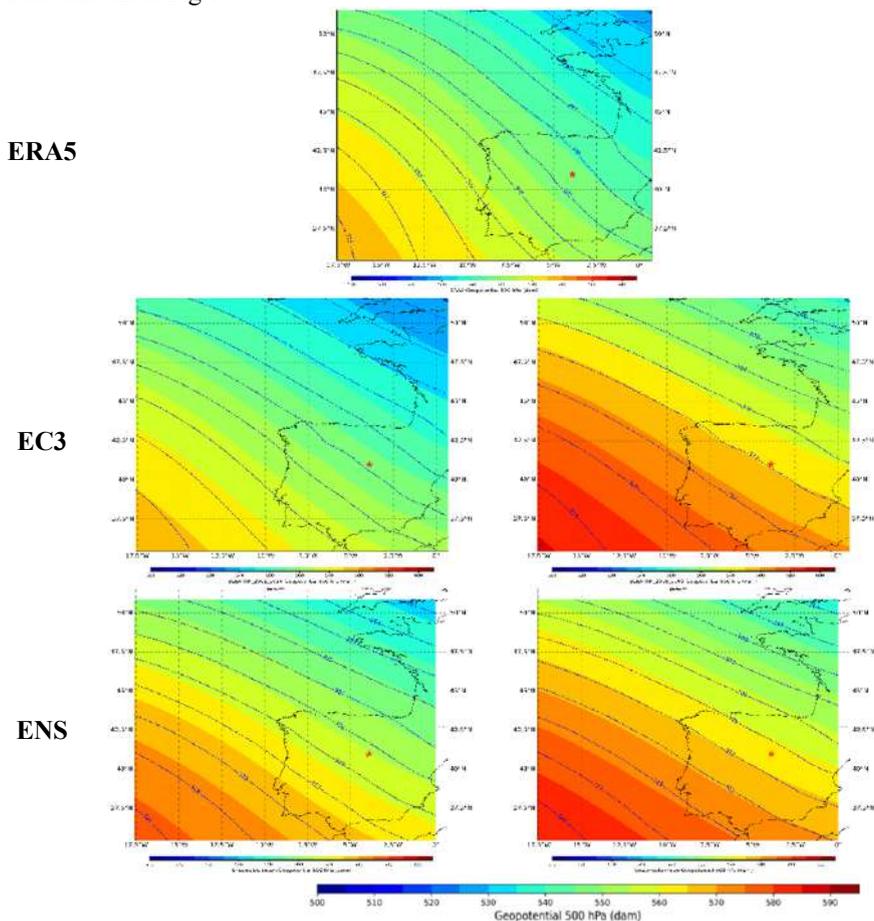


Fig.1: Composiciones de la altura geopotencial a 500 hPa (coloreada; dam) y a 700 hPa (contornos azules; dam) para eventos con condiciones atmosféricas favorables de onda de montaña para a) ERA5, b) EC3_{HIST}, c) EC3_{S5-8.5}, d) ENS_{HIST} y e) ENS_{S5-8.5}. La estrella roja en a) indica la Sierra de Guadarrama y los alrededores del aeropuerto Adolfo Suárez Madrid-Barajas.

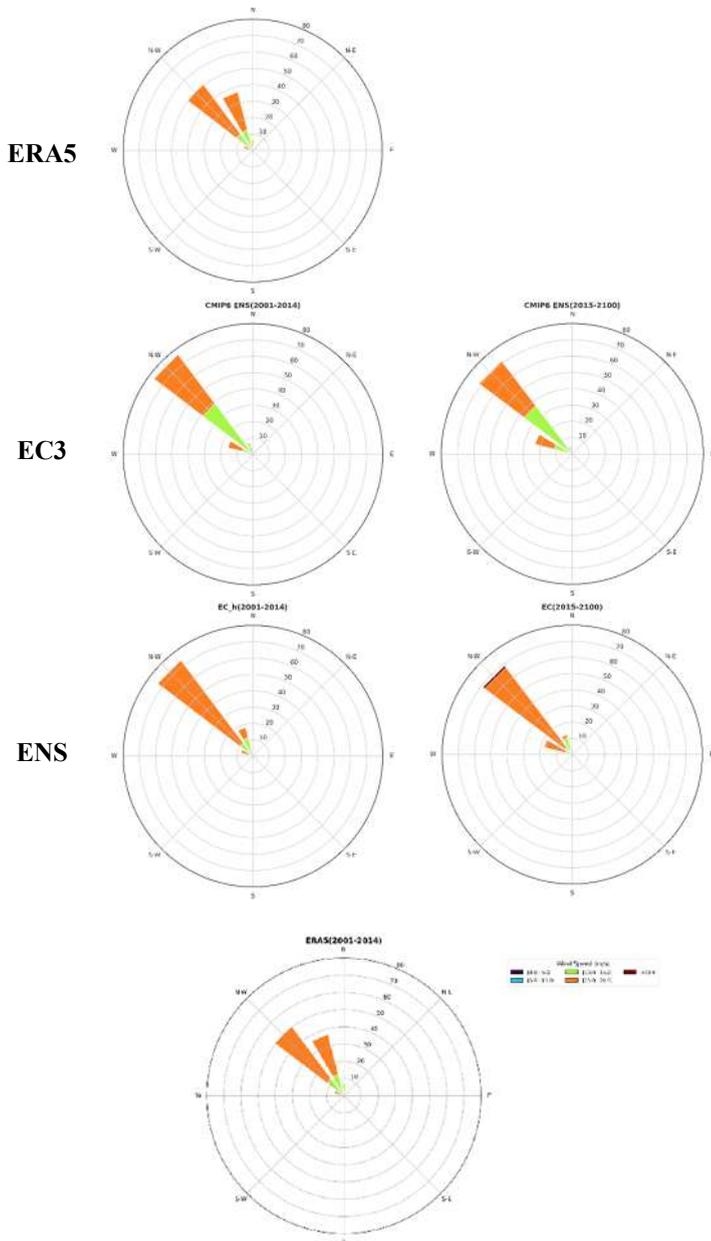


Fig.2: Distribución de la rosa de vientos para los eventos con condiciones atmosféricas favorables de ondas de montaña para a) ERA5, b) ENS_{HIST}, c) ENS_{SS-8.5}, d) EC3_{HIST} y e) EC3_{SS-8.5}

En las Figs.2 y 3 se presentan las distribuciones (rosas de vientos y *violinplots*) de la velocidad y dirección del viento y la humedad relativa a 700 hPa para los eventos seleccionados con condiciones atmosféricas favorables de ondas de montaña para ERA5, EC3_{HIST}, EC3_{SS-8.5}, ENS_{HIST} y ENS_{SS-8.5}.

Las distribuciones de las rosas de vientos (Figs. 2a-e) muestran una dirección predominante del viento del noroeste en más del 65% de los eventos para ambos conjuntos de datos, EC3 y ENS, y sólo en el 51% de los episodios para ERA5. Existen diferencias estadísticamente significativas entre ellos. Estas rosas de viento concuerdan con los resultados mostrados en los geopotenciales (Fig. 1), con predominio de vientos zonales. Díaz-Fernández et al. (2021) utilizaron los modelos numéricos WRF-ARW y HARMONIE-AROME para caracterizar varios eventos de ondas de montaña en la sierra de Guadarrama. Encontraron un intervalo predominante en la dirección del viento entre 295° y 003° en el 80% de los eventos de ondas de montaña de acuerdo con la distribución de la rosa de vientos mostrada para el conjunto de datos ERA5 (Fig. 2a).

En la Fig. 3a se muestran las distribuciones de la velocidad del viento para los eventos con condiciones favorables de ondas de montaña de los cinco conjuntos de datos utilizados. Antes de profundizar en esta figura, hay que señalar que el sesgo (datos simulados menos datos de referencia) entre ENS_{HIST} y ERA5 es de -1,6 m/s, y de 0,3 m/s entre EC3_{HIST} y ERA5. En cuanto a los resultados sinópticos, la distribución de la velocidad del viento para EC3_{HIST} muestra valores más próximos a ERA5. Existen diferencias significativas en la velocidad del viento entre el EC3_{SS-8.5} y el EC3_{HIST}, con valores de velocidad del viento más elevados para el EC3_{SS-8.5}, en consonancia con el escenario de cambio climático considerado. Sin embargo, no existen diferencias estadísticamente significativas entre ENS_{HIST} y ENS_{SS-8.5}. La distribución de la velocidad del viento coincide con la encontrada por Díaz-Fernández et al. (2021). Además, el aumento de la velocidad del viento para el conjunto de datos EC3_{SS-8.5} es consistente con los resultados de Andrés-Martín et al. (2023), que utilizan el modelo WRF para investigar los cambios en la velocidad del viento en superficie en la península Ibérica en un conjunto CMIP6 (en el que participan los MCG utilizados aquí). Estos autores obtuvieron aumentos de la velocidad del viento en superficie de + 0,06 m/s por década a finales de siglo, bajo el escenario SSP5-8.5.

Para analizar la nubosidad potencial implicada en los eventos con condiciones favorables de onda de montaña, se calculan las distribuciones de humedad relativa para los cinco conjuntos de datos (Fig. 3b). Los valores medios de humedad relativa para ERA5, EC3_{HIST}, y ENS_{HIST} son todos significativamente diferentes ($p = 0,00$). Entre los datos ERA5 e HIST, el sesgo de la humedad relativa es del 6,1% (ENS_{HIST}) y del 1,9% (EC3_{HIST}). De nuevo, no hay diferencias estadísticamente significativas en la humedad relativa entre ENS_{HIST} y ENS_{SS-8.5} ($p = 0,57$). Sin embargo, la humedad relativa disminuye en EC3_{SS-8.5} en comparación con EC3_{HIST}.

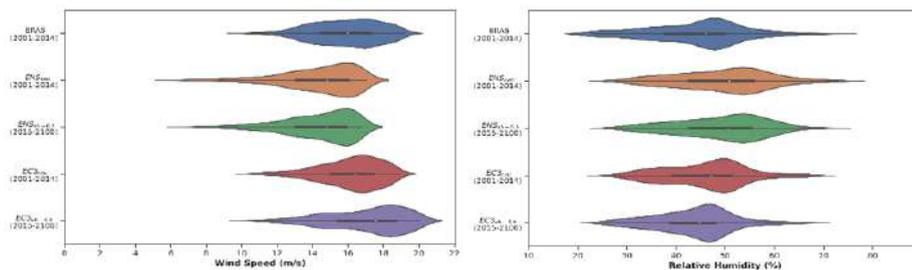


Fig.3: Violinplots de los cinco conjuntos de datos (ERA5 = azul; ENS_{HIST} = naranja; $ENS_{S5-8.5}$ = verde; $EC3_{HIST}$ = rojo y $EC3_{S5-8.5}$ = morado para: a) velocidad del viento, y b) humedad relativa. Los valores medios están representados por puntos blancos.

Teniendo en cuenta los patrones de distribución y los *composites* anteriores, y considerando el ERA5 una referencia fiable para reproducir las condiciones atmosféricas relacionadas con las ondas de montaña, se deduce razonablemente que el EC3 es el MCG más adecuado para evaluar las condiciones atmosféricas futuras de las ondas de montaña con nubosidad asociada.

3.2. Evolución de las condiciones atmosféricas favorables de las ondas de montaña

Teniendo en cuenta los resultados mostrados anteriormente, se obtienen las tendencias (2001-2100) de las componentes del viento, la velocidad del viento y la humedad relativa para EC3 y ENS. Bajo las direcciones de viento predominantes (vientos del noroeste), las tendencias zonales del viento para los eventos de ondas de montaña seleccionados en el EC3 (Fig. 4a) muestran un aumento global estadísticamente significativo en el noroeste de la Península Ibérica, y particularmente a barlovento de la sierra de Guadarrama, con valores de viento zonal crecientes por encima de 4 m/s. La Fig. 4d muestra un aumento estadísticamente significativo de las tendencias del viento zonal para el ENS en el noroeste de la Península, aunque estos aumentos son inferiores (hasta 2 m/s) a los del EC3 y están lejos de la Sierra de Guadarrama. Las tendencias del viento meridional también muestran una tendencia positiva estadísticamente significativa en torno a + 2 m/s para ambos conjuntos de datos. Esto significaría que la intensidad global del viento meridional será menor en el escenario S5-8.5. Sin embargo, para EC3, el área abarca el sur y el este de la Península, así como una pequeña región en el centro, justo a sotavento de la Sierra de Guadarrama (Fig. 4b), mientras que el área incluye casi todo el dominio para ENS (Fig. 4e). Además, las tendencias de la velocidad del viento para los eventos seleccionados muestran aumentos estadísticamente significativos (+ 2 m/s) en unos pocos puntos del noroeste para EC3 (Fig. 4c) pero ninguna tendencia para ENS sobre la Península (Fig. 4f). Cabe señalar que, a pesar de la tendencia creciente de los vientos zonales a barlovento de la Sierra de Guadarrama, el viento zonal de $EC3_{HIST}$ (ENS_{HIST}) tiene un sesgo de 1,9 m/s (3,9 m/s) mayor que el ERA5 a 700 hPa (no mostrado).

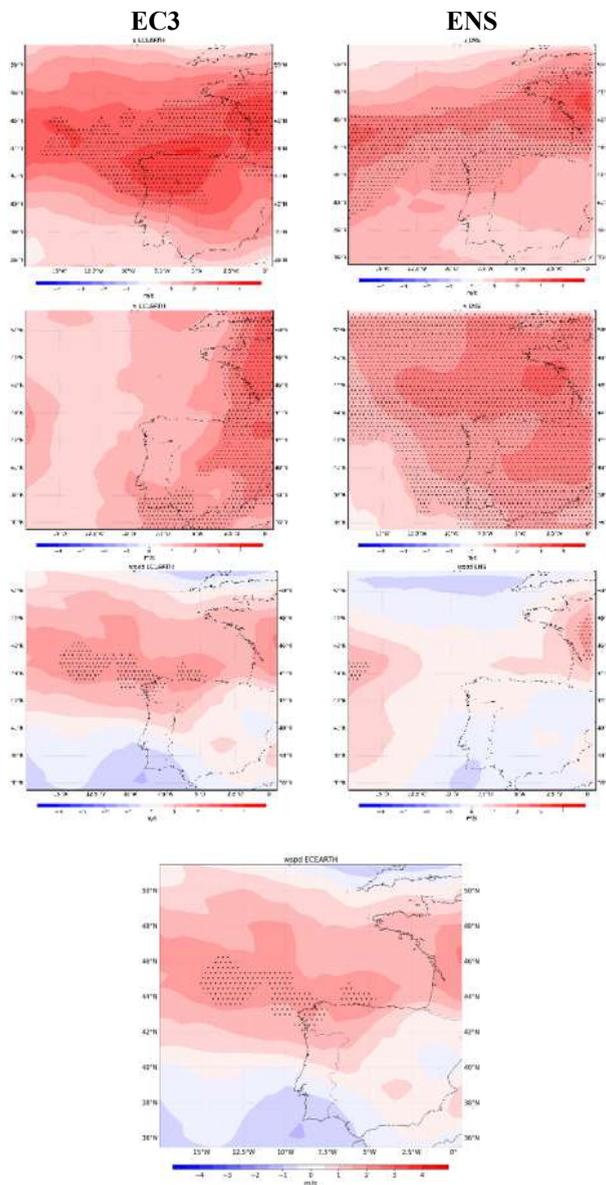


Fig.4: Tendencias para eventos con condiciones favorables de ondas de montaña (2001 – 2100) para a) viento zonal, b) viento meridional y c) velocidad del viento para EC3; d) viento zonal, e) viento meridional y f) velocidad del viento para ENS. Los puntos negros indican tendencias estadísticamente significativas ($p < 0.05$).

Aunque algunos resultados parecen discordantes, una posible explicación puede ser el efecto de equilibrio entre las variables atmosféricas. Mientras que vientos zonales

más intensos pueden suponer un menor número de situaciones atmosféricas favorables para ondas de montaña en la Sierra de Guadarrama, este incremento no es suficiente para modificar el patrón de vientos (vientos del noroeste) asociado a las condiciones de ondas de montaña, tal y como se muestra en la Fig. 2.

4. CONCLUSIONES

Los eventos con condiciones atmosféricas favorables para las ondas de montaña con nubosidad asociada se definen a partir de los umbrales de dirección del viento ($256^\circ - 016^\circ$), velocidad del viento ($> 5,6$ m/s) y humedad relativa ($> 4,7\%$) del conjunto de datos ERA5. Basándose en ellos, se identifican 942 (11/año) eventos para EC3_{S5-8.5} y 169 (12/año) para EC3_{HIST}. Mientras que para ENS_{S5-8.5} se identificaron 875 eventos (10/año) y para ENS_{HIST} 146 (10/año). Sin embargo, no se observan tendencias estadísticamente significativas en ninguno de los conjuntos de datos. Por otro lado, en el periodo S5-8.5, los *composites* de geopotencial a 500 y 700 hPa muestran un aumento de los vientos zonales, observándose una expansión del Anticiclón de las Azores hacia la Península Ibérica, siendo el compuesto de patrones sinópticos de EC3_{HIST} el más similar a ERA5.

El EC3 es el MCG más adecuado para predecir el comportamiento futuro de las condiciones favorables de ondas de montaña ya que los datos históricos de las variables atmosféricas seleccionadas se aproximan más a los datos de referencia (ERA5). Según los *composites* de altura geopotencial y otros estudios climáticos relevantes, las tendencias zonales del viento muestran una importante tendencia creciente (más de 4 m/s) a barlovento de la sierra de Guadarrama bajo la dirección predominante del viento. Sin embargo, este aumento no es suficiente para cambiar el patrón de vientos (vientos del noroeste) asociado a las ondas de montaña.

AGRADECIMIENTOS

Javier Díaz-Fernández y Carlos Calvo-Sancho agradecen al Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades la concesión de un contrato Margarita Salas de la Universidad Complutense de Madrid con fondos Next Generation de la UE y un contrato FPI (PRE2020-092343), respectivamente. Además, esta investigación ha sido apoyada por el proyecto del Ministerio de Ciencia e Innovación PID2023-146344OB-I00 (CONSCIENCE) y los proyectos especiales ECMWF (SPESMART y SPESVALE).

REFERENCIAS

Andrés-Martín, M., Azorín-Molina, C., Fernández-Álvarez, J.C., Sheng, C., Gimeno, L., Vicente-Serrano, S., Bedoya-Valestt, S., & Utrabo-Carazo, E. (2023). Projected near-surface wind speed changes over the Iberian Peninsula: Comparison of CMIP6 GCMS and a downscaled RCM using WRF. Conference: CLIVAR 2023: Towards and integrated view of climate.

Bolgiani, P., Fernández-González, S., Martín, M. L., Valero, F., Merino, A., García-Ortega, E., & Sánchez, J. L. (2018). Analysis and numerical simulation of an aircraft

- icing episode near Adolfo Suárez Madrid-Barajas International Airport. *Atmospheric Research*, 200, 60-69.
- 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. *Nature Geoscience*, 15(7), 548-553.
- Díaz-Fernández, J., Quitián-Hernández, L., Bolgiani, P., Santos-Muñoz, D., García Gago, Á., Fernández-González, S., ... & Martín, M. L. (2020). Mountain waves analysis in the vicinity of the Madrid-Barajas airport using the WRF model. *Advances in Meteorology*, 2020, 1-17.
- Díaz-Fernández, J., Bolgiani, P., Santos-Muñoz, D., Quitián-Hernández, L., Sastre, M., Valero, F., et al. (2022). Comparison of the WRF and HARMONIE models ability for mountain wave warnings. *Atmospheric Research*, 265.
- Díaz-Fernández, J., Bolgiani, P., Santos-Muñoz, D., Sastre, M., Valero, F., Sebastián-Martín, L. I., ... & Martín, M. L. (2021). On the characterization of mountain waves and the development of a warning method for aviation safety using WRF forecast. *Atmospheric Research*, 258, 105620.
- Döscher, R., Acosta, M., Alessandri, A., Anthoni, P., Arsouze, T., Bergman, T., ... & Zhang, Q. (2022). The EC-Earth3 earth system model for the coupled model intercomparison project 6. *Geoscientific Model Development*, 15(7), 2973-3020.
- European Union Aviation Safety Agency (2022). Annual Safety Review 2022. DOI: 10.2822/056444
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C., Stevens, B., Stouffer, R. J., & Taylor, K. E. (2015). Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organisation. *Geoscientific Model Development Discussions*, 8(12).
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., ... & Thépaut, J. N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999-2049.
- Kendall, M. G. (1948). Rank correlation methods. Charles Griffin, London
- Lin, Y. L. (2007). *Mesoscale dynamics* (Vol. 630). Cambridge: Cambridge University Press.
- Mann, H.B. (1945). Non-parametric tests against trend. *Econometrica*. 13, 245–259
- Mann, H. B., & Whitney, D. R. (1947). On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other. *The annals of mathematical statistics*, 50-60.
- Mauritsen, T., Bader, J., Becker, T., Behrens, J., Bittner, M., Brokopf, R., ... & Roeckner, E. (2019). Developments in the MPI-M Earth System Model version 1.2 (MPI-ESM1. 2) and its response to increasing CO₂. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(4), 998-1038.
- Scorer, R. S. (1949). Theory of waves in the lee of mountains. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 75(323), 41-56.
- Smith, R. B., Skubis, S., Doyle, J. D., Broad, A. S., Kiemle, C., & Volkert, H. (2002). Mountain waves over Mont Blanc: Influence of a stagnant boundary layer.
- Wallace, J. M., & Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric science: an introductory survey* (Vol. 92). Elsevier.

Yukimoto, S., Kawai, H., Koshiro, T., Oshima, N., Yoshida, K., Urakawa, S., ... & Ishii, M. (2019). The Meteorological Research Institute Earth System Model version 2.0, MRI-ESM2. 0: Description and basic evaluation of the physical component. *Journal of the Meteorological Society of Japan*. Ser. II, 97(5), 931-965.

INTENSIDAD Y EXTENSIÓN ESPACIAL DE LAS OLAS DE FRÍO EN LA PENÍNSULA IBÉRICA: PROYECCIONES CLIMÁTICAS PARA LA SEGUNDA MITAD DE SIGLO (2050-2095)

Alejandro DÍAZ-POSO¹, Nieves LORENZO², Alberto MARTI¹ y Dominic ROYÉ³

¹*Departamento de Geografía, Universidade de Santiago de Compostela, España.*

²*Departamento de Física Aplicada, Universidade de Vigo, España.*

³*Climate Researcch Foundation (FIC), Gran Vía 22, 28013, Madrid, España.*

a.diaz.poso@usc.es, nlorenzo@uvigo.es, alberto.marti@usc.es,

dominic.roye@ficlima.org

RESUMEN

En el contexto actual de calentamiento global las olas de frío han generado una menor atención en la comunidad científica que las olas de calor, pese a sus considerables impactos en la salud pública, en el consumo de energía, en la agricultura o en las infraestructuras de transporte. Este estudio analiza los escenarios de vías de concentración representativas (RCP) 4.5 y RCP 8.5 bajo simulaciones EURO-CORDEX, utilizando el índice biometeorológico Excess Cold Factor (ECF) para la Península Ibérica y Baleares (PIB). El índice ECF considera la temperatura media diaria para un promedio de tres días, así como para los últimos treinta días, teniendo en cuenta, por lo tanto, la aclimatación de la población al frío. El estudio evalúa la intensidad y la extensión espacial de las olas de frío (OF) para la segunda mitad del siglo XXI (2050-2095) con respecto al periodo histórico (1971-2000). Los resultados proyectan una disminución en ambas dimensiones. Se prevé un descenso del 16% en la intensidad máxima de las OF, el cual será más pronunciado en la mitad norte peninsular (< -50%). La extensión espacial media disminuirá entre un 0,7% y 3,2% por década, lo que implicará una menor exposición. Sin embargo, el escenario RCP 8.5 registrará una mayor intensidad máxima que el RCP 4.5, confirmando que las OF persistirán, incluso bajo un forzamiento radiativo elevado. En combinación con la aclimatación de la población a temperaturas más altas, las OF seguirán siendo una amenaza local importante.

Palabras clave: Cambio climático, olas de frío, intensidad, extensión espacial, Península Ibérica, ECF.

ABSTRACT

In the current context of global warming, cold waves have received less attention from the scientific community than heat waves, despite their significant impacts on public health, energy consumption, agriculture, and transportation infrastructure. This study analyzes the Representative Concentration Pathways (RCP) 4.5 and RCP 8.5 scenarios under EURO-CORDEX simulations, using the biometeorological index Excess Cold Factor (ECF) for the Iberian Peninsula and Balearic Islands (IPB). The ECF index considers the daily mean temperature over a three-day period, as well as

the previous thirty days, thus accounting for population acclimatization to cold. The study evaluates the intensity and spatial extent of cold waves (CW) for the second half of the 21st century (2050-2095) compared to the historical period (1971-2000). The results project a decrease in both dimensions. A 16% decrease is expected in the maximum intensity of CW, being more pronounced in the northern half of the peninsula (< -50%). The average spatial extent will decrease by 0.7% to 3.2% per decade, implying lower exposure. However, the RCP 8.5 scenario will record higher maximum intensity than RCP 4.5, confirming that CW will persist, even under a high radiative forcing scenario. Combined with population acclimatization to higher temperatures, CW will continue to pose a significant local threat.

Key words: Climate change, cold waves, intensity, spatial extent, Iberian Peninsula, ECF.

1. INTRODUCCIÓN

En el contexto actual de aumento global de las temperaturas atribuido al cambio climático, el estudio de las olas de frío (en adelante, OF) ha suscitado un menor interés en la comunidad científica que las olas de calor. Pese a que en las últimas décadas se ha observado una disminución de su frecuencia y extensión espacial, especialmente en las latitudes medias del hemisferio norte (Van Oldenburg et al., 2019), las OF continúan siendo importantes eventos meteorológicos extremos (Spinoni et al. 2015; Piticar et al. 2018; Smid et al. 2019; Espín-Sánchez y Conesa-García, 2021; Serrano-Notívoli et al. 2022). A pesar del calentamiento global, se espera que la mortalidad relacionada con el frío no disminuya debido al envejecimiento de la población (Gao et al., 2024), pudiendo incluso superar la mortalidad por olas de calor (Vardoulakis et al. 2014; Gasparrini et al. 2015; Carmona et al. 2016). Aunque menos frecuentes, especialmente en Escandinavia y el noreste de Rusia (Carvalho et al. 2021), los episodios de temperaturas extremadamente frías seguirán produciéndose en Europa a lo largo de este siglo (Kodra et al. 2011), como ejemplifica la reciente ola de frío en Fennoscandia de 2024 (Pinto et al., 2024). Junto con Italia y Grecia, España y Portugal son los países con la mayor tasa de exceso de mortalidad invernal y el nivel más bajo de eficiencia térmica doméstica de Europa (Healy, 2003; Ordanovich et al. 2023). Las futuras olas de frío, aunque menos severas, podrían implicar un mayor impacto sobre la salud, ya que su menor frecuencia podría dar lugar a una disminución de la percepción del riesgo y de las medidas de adaptación (Pinto et al. 2024). Las proyecciones futuras para la Península Ibérica y Baleares (en adelante, PIB) muestran un claro consenso en que la intensidad, duración y especialmente, frecuencia y extensión espacial de las OF disminuirá (Pereira et al. 2017; Viceto et al. 2019; Serrano-Notívoli et al. 2022; Díaz-Poso et al. 2023a). Actualmente no existe una definición cuantitativa universalmente aceptada de OF (Añel et al., 2017). La gran mayoría de índices y organizaciones utilizan un umbral de temperatura mínima, así como una extensión y duración mínimas (Spinoni et al. 2015; Pereira et al. 2017; Smid et al. 2019; Viceto et al. 2019; Serrano-Notívoli et al., 2022). Al igual que las olas de calor, las OF pueden caracterizarse considerando cuatro dimensiones: intensidad, duración, frecuencia y extensión espacial (Raei et al. 2018). Las dimensiones de

intensidad y extensión espacial han sido considerablemente menos estudiadas en el ámbito de la PIB (Espín-Sánchez and Conesa-García, 2021; Serrano-Notívoli et al. 2022; Díaz-Poso et al. 2023a).

Desarrollado por Nairn y Fawcett (2013), el Excess Cold Factor (ECF) es un índice biometeorológico que integra la intensidad y el proceso de aclimatación del cuerpo humano al frío (Wang et al., 2016). Asimismo, puede utilizarse en cualquier lugar para el que se disponga de datos, ya que sus valores son relativos al clima local. Como han constatado Nairn et al., (2018) y Díaz-Poso et al., (2023b) con su índice análogo Excess Heat Factor, el índice ECF podría ser más sensible a las variaciones locales de temperatura que otros índices que utilizan umbrales de temperatura mínima, permitiendo alertar anticipadamente a la población de una OF, factor clave para minimizar su impacto sanitario. El objetivo de este trabajo es analizar la evolución de la intensidad y extensión espacial de las OF en la PIB en la segunda mitad de siglo (2050-2095), utilizando el índice ECF y cinco simulaciones del proyecto EURO-CORDEX bajo los escenarios de vías de concentración representativas (de ahora en adelante, RCP) 4.5 y RCP 8.5.

2. DATOS Y MÉTODOS

2.1. Modelos climáticos

Los datos diarios de temperatura máxima y mínima para 2050-2095 se obtuvieron a partir de cinco simulaciones y dos escenarios futuros del proyecto EURO-CORDEX (<http://www.euro-cordex.net/>). Este proyecto ofrece una resolución para el dominio europeo de 0, 11° (~ 12.5 km). Para la obtención de las simulaciones, el Modelo Climático Regional (MCR) RCA4 ha sido forzado por 5 Modelos Climáticos Globales (MCG) (Tabla 1). La decisión de utilizar RCA4 en la PIB se fundamenta en su eficiencia para simular el clima del periodo de referencia 1971-2000 (Kjellström et al., 2016). Para proyectar las temperaturas futuras, se emplearon los escenarios RCP 4.5 y RCP 8.5.

Proyecto	MCG	MCR
EURO-CORDEX	CNRM-CM5	RCA4
	EC-EARTH-ICHEC	
	IPSL-CM5A-MR	
	HADGEM2-ES-MOHC	
	MPI-ESM-LR	

Tabla 1: Modelos utilizados en el análisis.

2.2. Excess Cold Factor

El índice ECF es una medida de intensidad de la ola de frío desarrollada por Nairn y Fawcett (2013). Es una factorización de dos índices de exceso de frío diario y por lo tanto su resultado se expresa en $^{\circ}\text{C}^2$. El primero es el índice de significación (ECI_{sigi}), el cual compara la temperatura media diaria para un periodo de tres días, con el percentil 5 de temperatura media del periodo climático de referencia. Si es negativo, se considera que el periodo es inusualmente frío en comparación con el clima anual local.

$$ECIsigi = T_i + T_{i+1} + T_{i+23} - T_{05}$$

Donde: i es cada día del periodo de estudio, T la temperatura media diaria y T_{05} el percentil 5 de la temperatura media del periodo de referencia (1971-2000). El segundo componente de ECF es el índice de aclimatación (ECF_{accli}), el cual compara la temperatura media alcanzada durante el periodo de tres días considerado, con la temperatura media de los 30 días previos.

$$ECIaccli = T_i + T_{i+1} + T_{i+23} - T_{i-1} + \dots + T_{i-30}$$

ECF está diseñado para que el índice de aclimatación (ECI_{accli}) sea un factor amplificador del índice de significación (ECI_{sigi}), por lo que, para no reducir la significación del exceso de frío del umbral climático, ha de ser < -1 . Sólo los valores de $ECF_i < 0$ se consideran días de OF.

$$ECF_i = ECI_{sigi} \cdot \min(-1, ECI_{accli})$$

2.3. Análisis de datos

Las proyecciones para 2050-2095 se evaluaron utilizando la media del conjunto multi-model resultante de las cinco simulaciones. Los datos del periodo de referencia 1971-2000 se utilizaron para obtener la señal de cambio climático simulada por RCA4. Esta señal se obtuvo utilizando el “método delta” (Zahn y Von Storch, 2010) aplicado a escala climatológica. Este método se basa en un “salto” en la media, el cual manifiesta la señal de cambio climático, preservando la distribución observada en el tiempo presente y mostrando las diferencias entre periodo de referencia y proyectado. El “delta” con el que se calcula el cambio porcentual entre los valores del periodo de referencia y los obtenidos en los escenarios RCP 4.5 y RCP 8.5, se obtiene restando la media de la integración de referencia 1971-2000 de la media de integración 2050-2095. Se utilizó la suma de rangos de Wilcoxon para evaluar si estos cambios fueron significativos ($\alpha = 0,05$). Esta prueba no paramétrica se utiliza para determinar si las distribuciones de dos muestras independientes son diferentes (Wilcoxon, 1945). El análisis de tendencias se realizó mediante la aplicación de la prueba no paramétrica de Mann-Kendall, con un nivel de confianza del 95% (Mann, 1945; Kendall, 1975).

3. RESULTADOS

En la segunda mitad de siglo, las tendencias de ECF mostrarán importantes diferencias regionales, como se observó en el periodo de referencia 1971-2000. La intensidad media anual negativa de ECF (ECF_{mean}) para 2050-2095 se muestra en la Figura 1 para ambos escenarios. Los valores bajos de ECF_{mean} , correspondientes a una intensidad media más alta, se distribuyen de forma similar en ambos escenarios, no observándose una influencia latitudinal relevante, como en 1971-2000. Destacan las zonas del E y NE peninsular (≤ -6 °C²), y especialmente las principales elevaciones de la PIB (≤ -10 °C²). La disminución de la intensidad media anual es considerable respecto al periodo de referencia, con una media espacial para ambos escenarios de $-3,1$ °C², lo que supone una disminución del -34% .

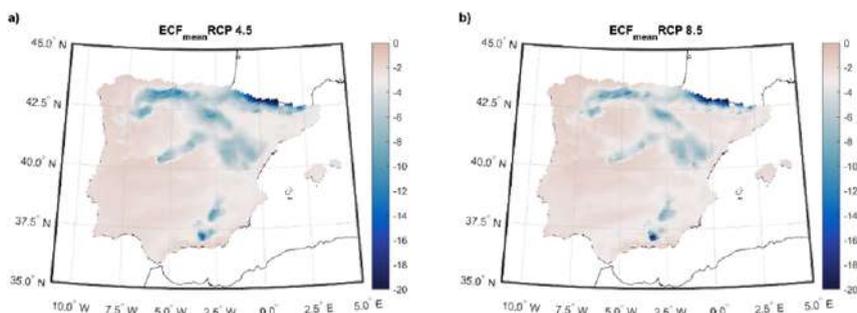


Fig. 1: a) ECF_{mean} para 2050-2095, RCP 4.5 (media $-3.2^{\circ}C^2$); b) ECF_{mean} para 2050-2095, RCP 8.5 (media $-2.9^{\circ}C^2$) (media espacial $-3.1^{\circ}C^2$)

La figura 2 muestra la distribución de la intensidad máxima anual (ECF_{min}) para ambos escenarios. Se espera que las OF sean mucho menos intensas en la PIB para ambos escenarios ($-23,48^{\circ}C^2$) que en el periodo de referencia ($-52,46^{\circ}C^2$). Asimismo, la intensidad máxima para el conjunto de la PIB será mayor en el escenario RCP 8.5 ($-24,54^{\circ}C^2$) que en el RCP 4.5 ($-22,44^{\circ}C^2$).

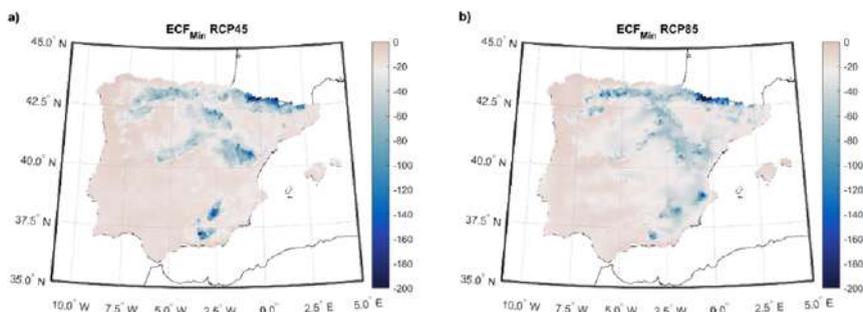


Fig. 2: a) ECF_{min} para 2050-2095, RCP 4.5 (media $-22,44^{\circ}C^2$); b) ECF_{min} para 2050-2095, RCP 8.5 (media $-24,54^{\circ}C^2$) (media espacial $-23,48^{\circ}C^2$)

El patrón espacial para ambos escenarios es similar a ECF_{mean} , con mayores intensidades el N y NE peninsular ($< -50^{\circ}C^2$), y especialmente en los sistemas montañosos, independientemente de su latitud. Destacan los Pirineos ($< -180^{\circ}C^2$), y en menor medida la Cordillera Cantábrica, Sistema Ibérico y Sistema Bético ($\leq -100^{\circ}C^2$). Asimismo, en las estribaciones de las principales elevaciones, las intensidades son mayores que en el resto de la península. Las intensidades máximas más bajas se registran en la franja occidental y SO de la península, así como en las zonas costeras ($< -20^{\circ}C^2$). Los patrones espaciales de ECF_{mean} y ECF_{min} para este periodo muestran una fuerte dependencia altitudinal. El efecto continental es menos relevante, con mayor influencia en la submeseta norte que en la sur debido a su mayor altitud media. No hay efecto latitudinal y el comportamiento similar es similar al observado tanto en

el periodo de referencia, como en la primera mitad de siglo (2021-2050) (Díaz-Poso et al., 2023a). La figura 3 muestra el cambio porcentual de ECF_{min} . Las OF serán menos intensas en la segunda mitad del siglo que en el periodo de referencia. El cambio porcentual es significativo en toda la PIB. En ambos escenarios, el calentamiento es ligeramente más pronunciado en la mitad norte de la península ($< -50\%$), independientemente de la altitud. El calentamiento medio en el escenario RCP 8.5 será menor. En este escenario, de intensidades de mayor magnitud (Fig. 2b), se produce un mayor calentamiento en el tercio norte peninsular, así como un aumento de la intensidad de las OF en ambas mesetas ($\leq 50\%$). Localmente, en el extremo oriental del Sistema Bético, se producirán incrementos que oscilan entre el 150% y el 200% respecto al periodo histórico de referencia. El calentamiento medio ECF_{min} para ambos escenarios será del 15,85%.

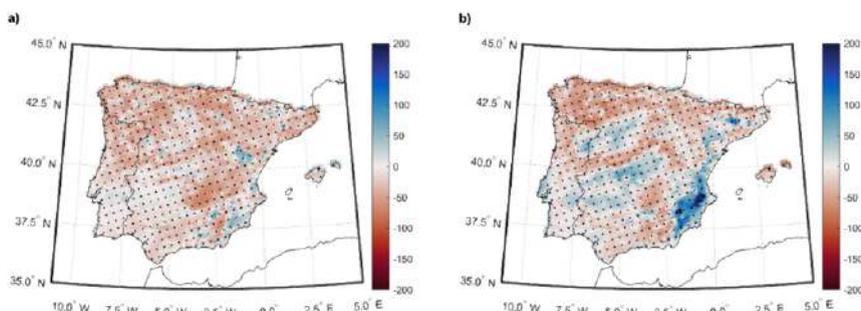


Fig. 3: Porcentaje de cambio en ECF_{min} para 2050-2095 en comparación a 1971-2000 para ambos escenarios: a) RCP 4.5 (calentamiento medio del 21,6%); y b) RCP 8.5 (calentamiento medio del 10,1%). Puntos: cambio significativo $\alpha = 0,05$

Las tendencias de ECF_{min} para 2050-2095 oscilan entre $3^{\circ}C^2/década$ y $-2^{\circ}C^2/década$ para el escenario RCP 4.5. Las tendencias negativas más destacables (correspondientes a un aumento de la intensidad) se registran principalmente en las estribaciones meridionales de sistemas montañosos como Central o Bético ($\sim -2^{\circ}C^2/década$), aunque no son significativas. Las principales tendencias positivas ($2-3^{\circ}C^2/década$) ocupan una mayor extensión, aunque tampoco son significativas, registrándose en Montes de León, Cordillera Cantábrica, Sistema Ibérico, y ocasionalmente el Sistema Central y Pirineos. Los descensos de intensidad significativos son moderados ($0-1^{\circ}C^2/década$) y se limitan a áreas muy reducidas del NE peninsular. Para RCP 8.5, las tendencias positivas se registran en áreas montañosas muy reducidas, y ninguna es significativa, al igual que las negativas. Por lo tanto, no habrá una tendencia significativa relevante en la segunda mitad del siglo, ya que se partirá de valores de intensidad máxima de menor magnitud que se mantendrán similares hasta finales de siglo. La figura 4 muestra la distribución de la extensión anual de las OF en la PIB para 2050-2095 mediante diagrama box-plot. Mientras que en 1971-2000 la extensión máxima (límite superior) superó el 30% de la PIB en 21 años (70% de los años), en 2050-2095 sólo se superará en dos ocasiones en el escenario RCP 4,5 (4,35% de los años) y nunca en el RCP 8,5. En este escenario la extensión máxima no alcanzará el 20% de la extensión de la IPB en ningún año,

mientras que, en 1971-2000, esto ha sido un acontecimiento extraordinario, pues sólo ha ocurrido en un año. El 50% de las OF, representado como el rango intercuartílico (la diferencia entre los percentiles 75 y 25), muestra cómo la mitad de las OF tendrán una extensión espacial mucho menor que en 1971-2000, especialmente en RCP 8.5. Aunque muy infrecuentes, también pueden producirse OF extensas, como muestran los valores atípicos, que cubren más del 40% / 30% de la extensión de la PIB en los escenarios RCP 4.5 / RCP 8.5, respectivamente.

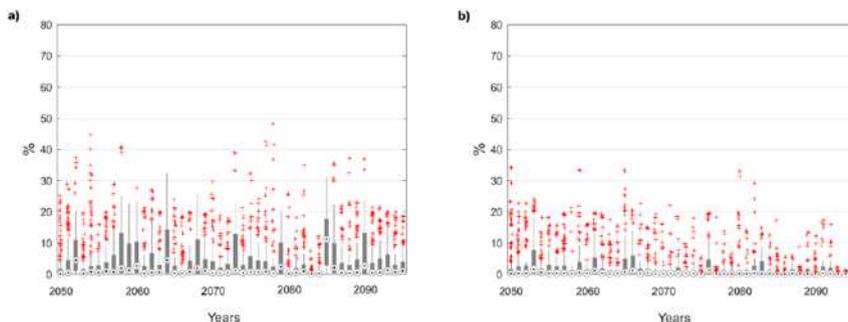


Fig. 4: Distribución de la extensión espacial anual de las olas de frío en la PIB (2050-2095): a) RCP 4.5; y b) RCP 8.5

Pese a que a principios de la segunda mitad de siglo las extensiones previstas ya son bajas, las tendencias futuras muestran una disminución de la extensión media de las OF del $-0,1\%$ /década para el escenario RCP 4.5 y del $-0,5\%$ para RCP 8.5, siendo la tendencia negativa más acentuada en la extensión máxima, que disminuye un $-0,7\%$ y un $-3,2\%$ por década, respectivamente.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Este trabajo analiza la intensidad y extensión de las OF en la PIB para la segunda mitad de siglo. Para ello se utiliza el índice ECF (Nairn y Fawcett, 2013; Díaz-Poso et al., 2023a) y el periodo 1971-2000 como referencia. Se han utilizado los escenarios RCP 4.5 y RCP 8.5 para cuantificar el comportamiento diferencial entre ambos forzamientos radiativos a finales de siglo, lo que contribuirá a una mejor comprensión de la intensidad de las futuras OF. Los resultados muestran como el patrón espacial de intensidad media y máxima de ECF observado en 1971-2000 se repetirá en 2050-2095. Las intensidades serán mayores en el E y NE de la PIB, así como en los principales sistemas montañosos, mientras que las más bajas se registrarán en el O y SO de la PIB. Este patrón de distribución espacial responde a la presencia de una vaguada a 500 hPa sobre el NE de la PIB, que conduce una masa de aire continental extremadamente fría hacia regiones del E y NE de la PIB. Este patrón da lugar a la mayor parte de las OF que afectan a la PIB (Mohammed et al. 2018; Serrano-Notívoli et al. 2022; Díaz-Poso et al. 2023a). Las intensidades máximas y medias para ambos escenarios serán muy inferiores a las registradas en 1971-2000. En líneas generales, tanto para ECF_{mean} como ECF_{min} , existe una dependencia inversamente proporcional entre intensidad y altura, sin influencia latitudinal. En ambos escenarios de ECF_{min} ,

las mayores intensidades se alcanzan en Pirineos, Cordillera Cantábrica, Sistema Ibérico y Sistema Bético. Asimismo, la intensidad máxima (ECF_{min}) para la PIB será mayor en el escenario RCPC 8.5 que en el escenario RCP 4.5, e incluso bajo un forzamiento radiativo severo (RCP 8.5), la ocurrencia de las OF experimentará una gran variabilidad (Kodra et al., 2011). Este hallazgo contrasta totalmente con el de Smidt et al., (2019), que predicen la completa desaparición de las OF a finales de siglo. No se observan tendencias significativas para ECF_{min} , dado que a partir de la década de 2050 los valores se mantendrán, aproximadamente, similares hasta finales de siglo. En lo que respecta a extensión, las proyecciones de ECF muestran tendencias negativas para 2050-2095, aunque no son muy notorias, ya que la extensión media de las OF en 2050 se corresponderá a un porcentaje realmente bajo de la extensión de la PIB.

Estos resultados son coherentes con los estudios que han abordado las dimensiones de intensidad y extensión en las últimas décadas a nivel europeo/PIB, tanto con ECF (Piticar et al. 2018; Espín-Sánchez y Conesa-García, 2021), como con otro tipo de índices (Spinoni et al. 2015; Van Oldenborgh et al. 2019; Serrano-Notivol et al. 2022). Ambos descensos también coinciden con las escasas proyecciones que incluyen OF en la segunda mitad de siglo (Pereira et al. 2017; King y Karoly, 2017; Viceto et al. 2018). Asimismo, la reducción actual de la mortalidad relacionada con el frío debido al aumento de las temperaturas (Wang et al. 2016; Gasparrini et al. 2017) dará paso a un aumento en el futuro debido al envejecimiento de la población, que a su vez estará aclimatada a temperaturas más elevadas (Vardoulakis et al. 2014; Ordanovich et al. 2023; Chen et al. 2024) y será altamente vulnerable a las OF (Gasparrini et al. 2015; Carmona et al. 2016; Vicedo-Cabrera et al. 2018). Además, en un contexto de menor frecuencia de OF, la percepción del riesgo podría disminuir, así como las medidas de adaptación (Pinto et al., 2024), lo que implicaría una gran amenaza para la población, pues, como se ha constatado, las OF seguirán aconteciendo en la segunda mitad de siglo, incluso bajo escenarios de gran forzamiento radiativo, por lo que será necesario establecer y desarrollar planes regionales de respuesta a las OF. En este sentido, al igual que EHF (Díaz-Poso et al., 2023b), ECF es una herramienta útil en la toma de decisiones relativas a alertas sanitarias por OF. Las principales conclusiones son las siguientes:

- Las dimensiones de intensidad y extensión espacial disminuirán en magnitud en la segunda mitad de siglo.
- Las mayores intensidades de ECF se registrarán en el N y NE de la península y en las regiones montañosas. En el O y SO de la península y en las zonas costeras, las OF tendrán menor intensidad.
- La disminución media de la intensidad máxima de las OF en la PIB será del 16%. Esta disminución será menor en el escenario RCPC 8.5 y su variabilidad mayor, con disminuciones/aumentos locales de intensidad más acusados.
- La extensión máxima de las OF seguirá disminuyendo mucho más que la extensión media, con descensos que oscilan entre el -0,7%/década y el -3,2%/década.
- La tendencia negativa en la extensión espacial obtenida es de mayor magnitud en el escenario RCP 8.5 que en el que RCP 4.5

AGRADECIMIENTOS

Alejandro Díaz Poso agradece su apoyo al programa FPU del Ministerio de Universidades [número de contrato FPU20 – 04454]

REFERENCIAS

- Añel JA, Fernández-González M, Labandeira X, López-Otero X, De la Torre L (2017) Impact of cold waves and heat waves on the energy production sector. *Atmosphere*. 8(11), 209. <https://doi.org/10.3390/atmos8110209>
- Carmona R, Díaz J, Mirón JJ et al (2016) Geographical variation in relative risks associated with cold waves in Spain: The need for a cold wave prevention plan. *Environ. Int.* 88:103–111. <https://doi.org/10.1016/j.envint.2015.12.027>
- Carvalho D, Cardoso Pereira S et al (2021) Future surface temperatures over Europe according to CMIP6 climate projections: An analysis with original and bias-corrected data. *Climatic Change* 167, 10. <https://doi.org/10.1007/s10584-021-03159-0>
- Chen K, de Schrijver E, Sivaraj S et al (2024) Impact of population aging on future temperature-related mortality at different global warming levels. *Nat Commun* 15, 1796. <https://doi.org/10.1038/s41467-024-45901-z>
- Díaz-Poso A, Lorenzo N, Martí A et al (2023a) Cold wave intensity on the Iberian Peninsula: Future climate projections. *Atmos. 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 wave severity and expansion across the Iberian Peninsula and Balearic Islands. *Environ. Res.* 217, 114864. <https://doi.org/10.1016/j.envres.2022.114864>
- Espín-Sánchez D, Conesa-García C (2021) Spatio-temporal changes in the heatwaves and coldwaves in Spain (1950-2018): Influence of the East Atlantic Pattern. *Geogr. Pannonica*, 25, 168-183. <https://doi.org/10.5937/gp25-31285>
- Gao Y, Huang W, Zhao Q et al (2024) Global, regional, and national burden of mortality associated with cold spells during 2000-19: A three-stage modelling study. *Lancet Planet Health*, 8:e108-16. [https://doi.org/10.1016/S2542-5196\(23\)00277-2](https://doi.org/10.1016/S2542-5196(23)00277-2)
- Gasparrini A, Guo Y, Hashizume M et al (2015) Mortality risk attributable to high and low ambient temperature: A multicountry observational study. *Lancet*. 386 (9991), 369–375. [https://doi.org/10.1016/S0140-6736\(14\)62114-0](https://doi.org/10.1016/S0140-6736(14)62114-0)
- Gasparrini A, Guo Y, Sera F et al (2017) Projections of temperature-related excess mortality under climate change scenarios. *Lancet Planet. Health*. 1, e360–e367. [https://doi.org/10.1016/S2542-5196\(17\)30156-0](https://doi.org/10.1016/S2542-5196(17)30156-0)
- Healy JD (2003) Excess winter mortality in Europe: A cross-country analysis identifying key risk factors. *J. Epidemiology Community Health*. 57(10):784–789. <http://dx.doi.org/10.1136/jech.57.10.784>
- Kendall MG (1975) Rank Correlation Methods. Charles Griffin, London, p. 120
- King AD, Karoly DJ (2017) Climate extremes in Europe at 1.5 and 2 degrees of global warming. *Environ. Res. Lett.* 12, 114031. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa8e2c>
- Kodra E, Steinhäuser K, Ganguly AR (2011) Persisting cold extremes under 21st-Century warming scenarios. *Geophys. Res. Lett.* 38, L08705. <https://doi.org/10.1029/2011GL047103>
- Kjellström E, Bärning L, Nikulin C et al (2016) Production and use of regional climate model projections – a Swedish perspective on building climate services. *Clim. Serv.* 2-

- 3,15-29.<https://doi.org/10.1016/j.cliser.2016.06.004>
- Mann HB (1945) Nonparametric tests against trend. *Econometrica*. 13, 245–259.
- Mohammed AJ, Alarcón M, Pino D (2018) Extreme temperature events on the Iberian Peninsula: Statistical trajectory analysis and synoptic patterns. *Int. J. Climatol.*, 38, 5305–5322.<https://doi.org/10.1002/joc.5733>
- Nairn J, Fawcett R (2013) Defining heatwaves: Heatwave defined as a heat-impact event servicing all community and business sectors in Australia. Centre for Australian Weather and Climate Research: Melbourne, Australia; p. 84.
- Serrano-Notivol R, Lemus-Canovas M, Barroo S et al (2022) Heat and cold waves in mainland Spain: Origins, characteristics, and trends. *Weather. Clim. Extremes*. 37 (4), 100471. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2022.100471>
- Smid M, Russo S, Costa AC et al (2019) Ranking European capitals by exposure to heat waves and cold waves. *Urban Clim.* 27, 388–402. <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2018.12.010>
- Spinoni J, Lakatos M, Szentimrey T et al (2015) Heat and cold waves trends in the Carpathian Region from 1961 to 2010. *Int. J. Climatol.* 35,4197–4209.<https://doi.org/10.1002/joc.4279>
- Ordanovich D, Tobías A, Ramiro D (2023) Temporal variation of the temperature-mortality association in Spain: A nationwide analysis. *Environ. Health*. 22, 5. <https://doi.org/10.1186/s12940-022-00957-6>
- Pereira SC, Marta-Almeida M, Carvalho AC et al (2017) Heat wave and cold spell changes in Iberia for a future climate scenario. *Int. J. Climatol.* 37, 5192–5205. <https://doi.org/10.1002/joc.5158>
- Pinto I, Rantanen M, Ødemark K et al (2024) Extreme cold will still occur in Northern Europe, although less often: Risking decreasing preparedness and higher vulnerability. Grantham Institute for Climate Change. <https://doi.org/10.25561/108899>
- Piticar A, Croitoru AE, Ciupertea FA et al (2018) Recent changes in heat waves and cold waves detected based on excess heat factor and excess cold factor in Romania. *Int. J. Climatol.*, 38: 1777–1793.<https://doi.org/10.1002/joc.5295>
- Raei E, Nikoo MR, AghaKouchak A et al (2018) GHWR: A multi-method global heatwave and warm-spell record and toolbox. *Sci. Data* 5, 180206.<https://doi.org/10.1038/sdata.2018.206>
- Vardoulakis S, Dear K, Hajat S et al (2014) Comparative assessment of the effects of climate change on heat- and cold-related mortality in the United Kingdom and Australia. *Environ. Health Perspect.* 122 (12), 1285–1292.<https://doi.org/10.1289/ehp.1307524>
- Van Oldenborgh GJ, Mitchell-Larson E, Vecchi GA et al (2019) Cold waves are getting milder in the northern midlatitudes. *Environ. Res. Lett.* 14. 114004. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab4867>
- Vicedo-Cabrera AM, Guo Y, Sera F et al (2018) Temperature-related mortality impacts under and beyond Paris Agreement climate change scenarios. *Clim. Chang.* 150,391.<https://doi.org/10.1007/s10584-018-2274-3>
- Viceto C, Pereira SC, Rocha A (2019) Climate change projections of extreme temperatures for the Iberian Peninsula. *Atmosphere*. 10(5), 229. <https://doi.org/10.3390/atmos10050229>
- Wang Y, Shi L, Zanobetti A et al (2016) Estimating and projecting the effect of cold waves on mortality in 209 US cities. *Environ. Int.* 94, 141–149. <https://doi.org/10.1016/j.envint.2016.05.008>
- Wilcoxon F (1945) Individual comparisons by ranking methods. *Biometrics*. 1, 80–83.
- Zahn M, von Storch H (2010) Decreased frequency of North Atlantic polar lows associated with future climate warming. *Nature*, 467, 309–312. <https://doi.org/10.1038/nature09388>

UNA PROFUNDIDAD INSUFICIENTE DEL SUBSUELO LIMITA EL FLUJO DE CALOR DE SUELO EN LOS MODELOS DE SUPERFICIE TERRESTRE

Félix GARCÍA PEREIRA^{1,2}, Jesús Fidel GONZÁLEZ ROUCO¹, Johann JUNGCLAUS³ y Nagore MEABE YANGUAS¹

¹Instituto de Geociencias, IGEO (UCM-CSIC), Madrid, España

²Universidad Complutense de Madrid, Facultad de CC. Físicas, Madrid, España

³Max Planck Institute for Meteorology. MPI-M, Hamburgo, Alemania

felgar03@ucm.es

RESUMEN

Estudios previos muestran que los modelos de sistema terrestre (ESM) de última generación subestiman significativamente los valores observados de absorción de calor en el subsuelo en las últimas décadas. Esta subestimación se debe a que los modelos de la superficie terrestre (LSM) dentro de los ESM imponen condiciones de contorno de flujo cero a profundidades demasiado someras, lo que impide una correcta representación de la captura de calor terrestre en profundidad. Sin embargo, no se han detectado diferencias en la variabilidad de la temperatura en la superficie cuando estas condiciones de contorno se prescriben a mayor profundidad. Este estudio revela que el mecanismo subyacente es la reducción del flujo de calor de suelo (GHF). Para demostrarlo, se compararon los valores de GHF provenientes de un conjunto de simulaciones históricas y del escenario RCP8.5 desacopladas realizadas con el LSM del Instituto Max Planck de Meteorología, JSBACH, con diferentes profundidades subsuperficiales. Los resultados muestran que el GHF se duplica al aumentar la profundidad del LSM de 10 a 25 m, y se estabiliza con un aumento de cinco veces cuando la condición de contorno se coloca a aproximadamente 100 m. El incremento del GHF entrante se compensa principalmente con un aumento del flujo de calor sensible (SHF) saliente, y en menor medida del flujo de calor latente (LHF) en regiones húmedas.

Palabras clave: flujos de calor en superficie, flujo de calor de suelo, interacción atmósfera suelo, balance energético terrestre.

ABSTRACT

Previous studies have shown that state-of-the-art Earth system models (ESMs) remarkably underestimate the observational land heat uptake values in the last decades. This underestimation stems from land surface Models (LSMs) within ESMs imposing too shallow zero-flux bottom boundary conditions to correctly represent the land heat uptake with depth. However, no temperature variability differences at the ground surface have been detected when these boundary conditions are prescribed

deeper. This study reveals that the underlying mechanism is the reduced incoming ground heat flux (GHF). To conclude this, GHF values coming from an ensemble of historical and RCP8.5 land-only simulations with different subsurface depths conducted with the LSM of the Max Planck Institute for Meteorology ESM (MPI-ESM), JSBACH, have been compared. Results show that GHF doubles when deepening the LSM from 10 to 25 m, saturating at a factor of 5 when the boundary condition is placed at approx. 100 m. The increase in the incoming GHF is mainly compensated by an increase in the outgoing SHF, and a minor contribution of LHF in wet regions.

Key words: surface heat fluxes, ground heat flux, land-atmosphere interaction, terrestrial energy balance.

1. INTRODUCCIÓN

El efecto invernadero antropogénico ha desencadenado un desequilibrio radiativo positivo en el tope de la atmósfera (Trenberth et al., 2014). Las últimas estimaciones observacionales cuantifican este exceso de energía en 0.48 ± 0.10 (0.76 ± 0.20) W/m^2 en las últimas cinco décadas (15 años), mostrando un aumento acelerado hacia el presente (Forster et al., 2021). Este desequilibrio radiativo se distribuye como flujos de calor entrantes hacia los diferentes componentes que integran el sistema climático (L'Ecuyer et al., 2015). Estos flujos positivos se han acumulado con el tiempo, provocando una ganancia neta de energía que se distribuye de manera desigual entre los distintos componentes que participan en el balance energético terrestre. La contribución del océano es la principal, capturando alrededor del 90 % de la ganancia energética terrestre (Cuesta-Valero et al., 2021; von Schuckmann et al., 2023), lo que equivale a una absorción de 0.43 ± 0.10 (0.68 ± 0.30) W/m^2 en las últimas cinco décadas (15 años; von Schuckmann et al., 2023). La participación de la tierra continental es comparativamente muy pequeña (aprox. 5 % y 0.06 W/m^2 ; Cuesta-Valero et al., 2021; von Schuckmann et al., 2023), aunque ocupa el segundo lugar en términos relativos, siendo equivalente a la de la atmósfera (1-2 %) y la criosfera (4 %) juntas (Cuesta-Valero et al., 2021; von Schuckmann et al., 2023).

Una representación correcta de la contribución de la superficie terrestre al balance energético es crucial para modelizar adecuadamente la interacción tierra-atmósfera en diferentes escalas espaciales y temporales (Forster et al., 2021). Se ha demostrado que los modelos de sistema terrestre (ESMs) de última generación sobreestiman la variabilidad de la temperatura subterránea y las tendencias (González-Rouco et al., 2021; Steinert et al., 2021a), infraestimando a su vez la absorción de calor terrestre asociada al calentamiento de la superficie terrestre (Cuesta-Valero et al., 2021). Esto conduce a una sobrestimación de la degradación del permafrost en altas latitudes (Hermoso de Mendoza, 2020; Steinert et al., 2021b), con implicaciones para la disponibilidad de agua en el suelo en estas zonas a escala regional (Andresen et al., 2020; de Vrese et al., 2022) y para el ciclo del carbono terrestre a escala global (Turetsky et al., 2019, Steinert et al., 2023). Para satisfacer el principio de conservación de la energía al resolver la propagación de calor vertical hacia abajo, los Modelos de Superficie Terrestre (LSMs) dentro de los ESMs imponen una condición

de contorno inferior de flujo cero. Sin embargo, la ubicación de esta condición de contorno (BBCP) generalmente es demasiado superficial, entre 3 y 40 m (Cuesta-Valero et al., 2016; Steinert et al., 2024). Esto tiene el doble efecto de restringir el reservorio disponible para almacenar calor, limitando la absorción de calor terrestre (Cuesta-Valero et al., 2016; García-Pereira et al., 2024) y su contribución al balance energético terrestre (Cuesta-Valero et al., 2021; Steinert et al., 2024), al mismo tiempo que produce una sobreestimación de la variabilidad de la temperatura con la profundidad (Steinert et al., 2021a). Aunque este sesgo de temperatura con la profundidad está bien documentado en la literatura, hasta ahora no se han encontrado diferencias en la variabilidad o tendencias de temperatura en la superficie terrestre para simulaciones desacopladas con LSMs (González-Rouco et al., 2021) o experimentos acoplados con ESMs (García-Pereira et al., 2024).

Este trabajo demuestra que los cambios en la profundidad del BBCP producen cambios en el flujo de calor de suelo (GHF), que a su vez están detrás de las diferencias en la absorción de calor terrestre mostradas por los diferentes ESMs de última generación (García-Pereira et al., 2024; Steinert et al., 2024). Para demostrarlo, se analizan los datos de GHF provenientes de un conjunto de simulaciones de suelo desacopladas que imponen diferentes profundidades de BBCP, realizadas con el LSM del Instituto Max Planck de Meteorología (MPI-ESM), JSBACH. También se explora el impacto de tener diferentes valores de GHF sobre los flujos de calor sensible y latente (SHF y LHF, respectivamente).

2. MÉTODOS

2.1. GHF simulado con un LSM desacoplado

En este trabajo se han utilizado datos de flujo de calor en el suelo (GHF), temperatura del aire cercana a la superficie (SAT) y temperatura de la superficie terrestre (GST) provenientes de un conjunto de simulaciones independientes con el LSM JSBACH3.2 (Reick et al., 2019). JSBACH3.2, comunmente denominado "JSBACH", es el LSM del *Max Planck Institute for Meteorology Earth System Model*, versión 1.2 (MPI-ESM1.2; Mauritsen et al., 2019), la versión operativa del MPI-ESM para la Fase 6 del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP6; Eyring et al., 2016). JSBACH resuelve la transferencia de calor subterránea asumiendo que se produce por conducción vertical en 5 capas, con una profundidad de la condición de contorno inferior (BBCP) impuesta a 9.83 m. La capacidad calorífica volumétrica y la difusividad térmica se establecen como constantes en el tiempo, prescribiendo cinco pares de valores espaciales de acuerdo con los tipos de suelo de la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO). No se consideran los efectos del cambio de fase del agua y de la humedad del suelo en las propiedades térmicas del suelo.

El ensemble utilizado aquí incluye un total de ocho experimentos desacoplados ("*land-only*") con JSBACH del periodo histórico (1850-2005) y el escenario de cambio climático futuro de mayor forzamiento radiativo RCP8.5 (2006-2100), con un número variable de capas (de 5 a 12), más gruesas con la profundidad. De esta manera, se logra una expansión progresiva de la profundidad del modelo JSBACH LSM desde los 9.83 m en la configuración estándar de 5 capas hasta los 1416.84 m en la

simulación de 12 capas. Esta profundidad es suficiente para garantizar que la temperatura en la capa inferior del LSM esté desconectada de los cambios en la GST en escalas de tiempo centenarias y multi-centenales. Los detalles técnicos sobre las características hidrológicas y termodinámicas estándar de JSBACH, junto con la mayor discretización vertical y la configuración experimental del ensamble de simulaciones JSBACH utilizado aquí se describen en Reich et al. (2021) y González-Rouco et al. (2021), respectivamente. JSBACH evalúa el GHF de la siguiente manera:

$$GHF = -\lambda_s \frac{\partial T}{\partial z} (z = 0) \quad (1)$$

donde λ_s es la conductividad térmica, que resulta del producto de la capacidad calorífica volumétrica y la difusividad térmica, es decir, $\lambda_s = C_s \kappa_s$. En este trabajo, los valores positivos del GHF, SHF y LHF indican flujos ascendentes.

2.2. Balance energético en superficie

El balance de energía en la superficie, tal como lo da JSBACH, satisfaría lo siguiente:

$$R_N + SHF + LHF + GHF - h_{surf} C_s \frac{\partial T_{surf}}{\partial t} = constant \quad (2)$$

donde R_N representa el balance neto de energía en la superficie del suelo y h_{surf} el grosor de la capa superficial. A valores constantes de R_N (mismo forzamiento para las 8 simulaciones del ensamble) y dado que los cambios temporales de GST con la profundidad de LSM son despreciables, las variaciones en el GHF solo pueden alterar el SHF y el LHF. Debido a que estas variaciones pueden depender de la temperatura local y de las condiciones de humedad del suelo en la superficie, se estudia el cambio relativo en SHF y LHF debido a GHF para diferentes hidroclimas superficiales definidos en términos del ratio de Bowen modificado (BR_{mod} ; Han et al., 2017):

$$BR_{mod} = sign(\overline{SHF}) \left| \frac{\overline{SHF}}{\overline{LHF}} \right| \quad (3)$$

donde **SHF** y **LHF** representan el SHF y LHF medios de las ocho simulaciones de JSBACH para el estado medio preindustrial entre 1850 y 1900. Han et al. (2017) identificaron cinco regiones según sus diferentes valores de BR_{mod} : extremadamente frías (EC, $BR_{mod} < 0$), extremadamente húmedas (EW, $0 < BR_{mod} < 0.5$), semi-húmedas (SW, $0.5 < BR_{mod} < 2$), semiáridas (SA, $2 < BR_{mod} < 10$) y extremadamente áridas (EA, $BR_{mod} > 10$). Dado que JSBACH no considera los procesos de descongelación y congelación de la humedad del suelo (Reick et al., 2021), los suelos en áreas de permafrost son predominantemente húmedos (Steinert et al., 2021b), por lo que las EC se comportan como áreas EW. Por lo tanto, en este trabajo solo se distinguen cuatro tipos de clima superficial basados en BR_{mod} , fusionando EC y EW en una sola categoría EW.

3. RESULTADOS

La Figura 1a ilustra la evolución temporal media global de SAT y sobre zonas continentales (excluyendo océanos y casquetes polares) de GST para las ocho simulaciones de JSBACH. Dado que SAT es una variable atmosférica, viene dada como condición de contorno impuesta a JSBACH, por lo que es invariante para las ocho simulaciones. JSBACH debe cumplir con el acoplamiento tierra-atmósfera en la superficie del suelo, lo que se traduce en variaciones mínimas de GST. Esto se representa mediante las diferentes líneas de colores en la Figura 1a, que se superponen a lo largo del experimento. De hecho, la desviación estándar del conjunto de las ocho GST medias globales en resolución anual (no mostrada) alcanza su punto máximo en 2.27×10^{-3} K en 1975, lo que es dos órdenes de magnitud más bajo que la variabilidad GST promedio sin tendencia (0.26 K) en los experimentos individuales. Por lo tanto, se puede considerar que GST es virtualmente idéntica para las ocho simulaciones, independientemente de la profundidad de LSM. La Figura 1a también muestra un mayor aumento de temperatura para GST que para SAT, lo que se debe a incluir en el promediado las zonas oceánicas para esta última, con menor respuesta térmica.

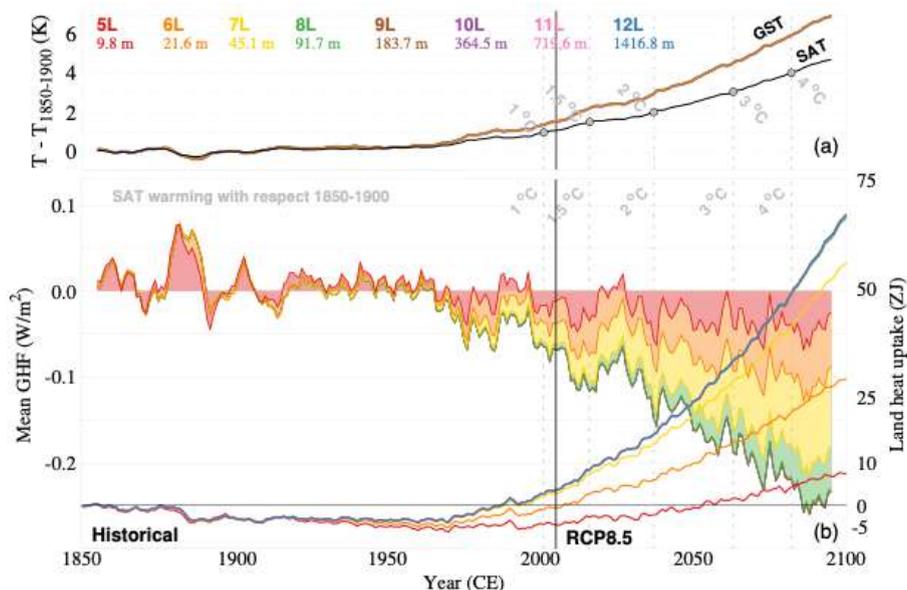


Fig. 1: (a) Anomalia media global (media móvil de 11 años) de SAT (curva negra) y sobre tierra de GST (ver leyenda de colores) con respecto a 1850-1900 para el conjunto de simulaciones JSBACH desacopladas históricas (1850-2005) y del escenario RCP8.5 (2006-2100) con diferente número de capas y profundidad del BCCP (ver etiquetas de colores en la parte superior). Los puntos grises indican el primer año en el que el promedio global del SAT con media móvil de 11 años está 1, 1.5, 2, 2.5, 3 y 4 °C por encima del promedio del período preindustrial (1850-1900), denominados "niveles de calentamiento". (b) Valor promedio global del GHF en

medias móviles de 11 años (contornos rellenos, W/m^2) para las simulaciones en (a). También se muestra el valor integrado en el tiempo multiplicado por el área continental global emergida (excluyendo Groenlandia y la Antártida), que es equivalente a la absorción de calor terrestre (líneas, ZJ). Las barras verticales punteadas representan los niveles de calentamiento en (a).

SAT se calculó globalmente en lugar de solo sobre tierra para seleccionar diferentes niveles de calentamiento, es decir, valores de la anomalía de SAT media global con respecto al período preindustrial. Se definieron cinco niveles de calentamiento de 1, 1.5, 2, 3 y 4 °C como el primer año en que la anomalía de SAT media global en medias móviles de 11 años sobre 1850-1900 alcanzó ese valor, que coincide con los años 2001, 2016, 2037, 2063 y 2082, respectivamente (ver puntos grises en la Figura 1a). Estos niveles de calentamiento se utilizan en este trabajo para evaluar la media global y la intensidad espacial de la respuesta del GHF a diferentes profundidades de LSM. La media global del GHF y la absorción de calor terrestre para las ocho simulaciones independientes de JSBACH se muestran en la Fig. 1b. Las áreas glaciares (Antártida y Groenlandia) fueron excluidas del cálculo. La absorción de calor terrestre aquí se calcula como la suma acumulativa en el tiempo de los valores de GHF medio global. Se puede observar que el aumento acelerado en GST, que comienza en la década de 1970 (Fig. 1a), resulta en un GHF negativo creciente, es decir, mayores valores de GHF descendente. Sin embargo, la intensidad de esta magnitud depende claramente de la profundidad de LSM. Para la simulación de cinco capas de JSBACH (JSBACH_{5L}), con un BBCP impuesto a 9.8 m, el GHF descendente se satura en un valor de aproximadamente $-0.04 W/m^2$, con valores de GHF de -0.01 , -0.03 , -0.06 , -0.04 y -0.04 para niveles de calentamiento de 1, 1.5, 2, 3 y 4 °C sobre 1850-1900, respectivamente. Esta saturación resulta en una absorción de calor terrestre positiva pero pequeña de 13.3 ZJ desde el mínimo en 1970 hasta 2100. Duplicar la profundidad de LSM a 21.6 m añadiendo una capa extra (JSBACH_{6L}) aumenta los valores de GHF a -0.03 , -0.07 , -0.08 , -0.09 , $-0.10 W/m^2$, escalando la absorción de calor terrestre en un factor de 2.5 a 34.1 ZJ en 1971-2100. Tanto el GHF medio global como la absorción de calor terrestre aumentan gradualmente al agregar capas adicionales y bajar la profundidad del BBCP a JSBACH_{9L}, con una profundidad de LSM de 91.7 m. Para esta simulación y las más profundas (JSBACH_{10-12L}), los valores de GHF alcanzan -0.07 , -0.11 , -0.14 , -0.18 , $-0.21 W/m^2$ y la absorción de calor terrestre 70.7 ZJ. Esto coincide con los resultados de González-Rouco et al. (2021), quienes observaron una saturación de la absorción de calor terrestre media global para JSBACH_{9-12L}. En conclusión, profundizar el BBCP en un orden de magnitud, de 10 a 100 m, multiplica el GHF y la absorción de calor terrestre por cinco.

La Figura 2 muestra la redistribución de flujos de calor en superficie entre el modelo profundo, JSBACH_{12L}, y el somero, JSBACH_{5L}. De acuerdo con (3), un aumento en el GHF entrante ha de ser compensado por un aumento en los LHF y SHF salientes. Este mecanismo se analiza para distintas zonas hidroclimáticas dadas por los rangos de BR_{mod} descritos en la Sección 2.2. El resultado de esta clasificación se muestra en la Fig. 2a. Se aprecia que las regiones EW se encuentran principalmente en las áreas continentales orientales del hemisferio norte, Europa y a lo largo de la franja ecuatorial; las regiones ED se distribuyen en los mayores desiertos terrestres en latitudes medias de ambos hemisferios, mientras que las regiones SW y SD están

ubicadas en áreas de clima subtropical y templado en latitudes medias y altas. La Figura 2b muestra los valores medios de SHF, LHF y GHF para JSBACH_{5L} en 1850-1900 agrupados por el BR_{mod} mostrado en la Fig. 4a. Las áreas EW representan simultáneamente los valores más pequeños de SHF y los más grandes de LHF, con medianas regionales de SHF y LHF de 10 y 55 W/m², respectivamente. Las áreas SW muestran valores mayores de SHF y menores de LHF, siendo las medianas regionales de SHF y LHF de 29 y 32 W/m², respectivamente. El SHF es mayor en las áreas SD, alcanzando valores más altos que en el dominio ED (66 vs. 52 W/m², respectivamente). El LHF es mucho menor en estos dos dominios que en EW y SW, siendo casi nulo en las áreas ED. En todos los climas superficiales, el GHF preindustrial para JSBACH_{5L} es muy cercano a 0, como se muestra en la Fig. 1b.

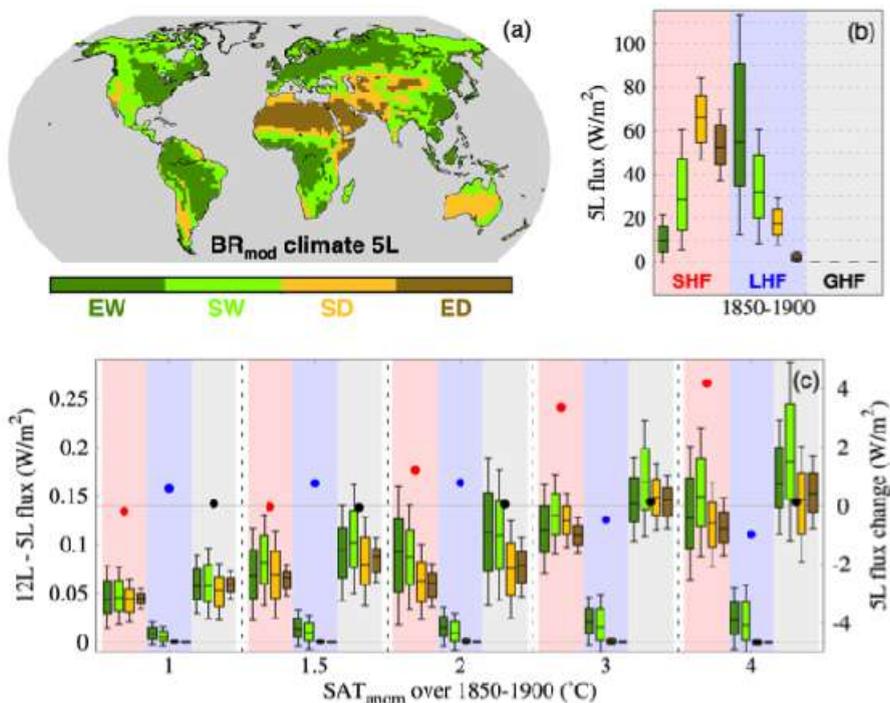


Fig. 2: (a) Hidroclima en superficie según los valores de BR_{mod} para JSBACH_{5L} en 1850-1900 (ver Sección 2.2). (b) Valores de SHF (diagramas de caja sobre sombreado rojo), LHF (azul) y GHF (gris) para los diferentes tipos de clima en (a). Las marcas internas en los diagramas de caja señalan el valor medio, las líneas inferiores y superiores marcan los cuartiles 1 y 3, y las marcas inferior y superior representan los percentiles 10 y 90, respectivamente. Los valores positivos (negativos) indican flujos ascendentes (descendentes). (c) Diferencias entre JSBACH_{12L} - JSBACH_{5L} para SHF (rojo), LHF (azul) y GHF (sombreado gris) para los diferentes hidroclimas en (a) y niveles de calentamiento sobre 1850-1900 en la Fig. 1a (diagramas de caja), y cambios de SHF (rojo), LHF (azul) y GHF (negro) de

JSBACH5L para los mismos niveles de calentamiento (puntos). Para una mejor visualización, tanto las diferencias de $JSBACH_{12L} - JSBACH_{5L}$ como los cambios de GHF en JSBACH5L tienen los signos invertidos (es decir, las anomalías positivas significan más flujo descendente).

Los flujos de calor en superficie preindustriales cambian con el tiempo, como se muestra en la Fig. 2c, que representa las variaciones globales medias de SHF, LHF y GHF para JSBACH_{5L} bajo diferentes niveles de calentamiento (Fig. 1a). Además, se explora la redistribución del incremento de GHF entrante entre JSBACH_{12L} y JSBACH_{5L} en SHF y LHF para las diferentes regiones definidas por el BR_{mod} (Fig. 4a). Las diferencias de GHF entre JSBACH_{12L} y JSBACH_{5L} aumentan con el calentamiento, afectando a todas las regiones. Sin embargo, estas diferencias son mayores en áreas húmedas que en áreas secas. Esto es debido a que los climas EW y SW son los dominantes en las latitudes altas del hemisferio norte, afectadas por la amplificación ártica, condicionando regiones EW y SW a mostrar mayores diferencias de GHF entre JSBACH_{12L} y JSBACH_{5L}. En general, la ganancia entrante de GHF entre JSBACH_{12L} y JSBACH_{5L} se compensa principalmente con un aumento en el SHF saliente. Esto es particularmente cierto en las regiones SD y ED. Por ejemplo, cambios medianos en el GHF de 52, 79, 75, 148 y 146 mW/m² en el dominio SD producen cambios en el SHF de 44, 69, 62, 124 y 122 mW/m², pero cambios en LHF de menos de 1 mW/m² para niveles de calentamiento de 1, 1.5, 2, 3 y 4°C, respectivamente. En las regiones EW y SW, una mayor parte del sesgo de GHF se compensa con cambios en el LHF saliente. Por ejemplo, una ganancia media de GHF entre JSBACH_{12L} y JSBACH_{5L} de 162 mW/m² para un calentamiento de 4°C se reparte en un cambio de SHF de 127 mW/m² y un cambio de LHF de 22 W/m². Por lo tanto, la humedad superficial controla la distribución del sesgo de GHF entre JSBACH_{12L} y JSBACH_{5L} en cambios de LHF y SHF, incluso si estas cantidades son pequeñas.

4. CONCLUSIONES

Para garantizar la conservación de la energía a un costo computacional razonable, la generación actual de ESMs impone profundidades de condiciones de contorno inferior de flujo cero poco profundas al resolver la propagación térmica descendente de la GST dentro de sus LSM. Esto tiene el doble efecto de restringir la absorción de calor del suelo y reducir la atenuación de la variabilidad de temperatura con la profundidad, con impactos en procesos dependientes de la temperatura subterránea, como el deshielo del permafrost, y en el balance energético terrestre. Sin embargo, no se han establecido diferencias en la GST producida por la profundidad de LSM en la literatura. Este trabajo demuestra que cambiar la profundidad de LSM modifica el GHF. Para llegar a esta conclusión, se utilizan un conjunto de simulaciones históricas + escenario RCP8.5 (1850-2100) solo de tierra realizadas con el LSM del MPI-ESM, JSBACH, imponiendo diferentes valores de la profundidad de LSM. Los resultados muestran que JSBACH_{5L} (9.8 m) satura en valores muy bajos de GHF (-0.04 W/m²), siendo incapaz de representar correctamente el aumento en GHF debido al calentamiento creciente bajo el escenario RCP8.5. Duplicar la profundidad de LSM

es suficiente para evitar la saturación de GHF y representar un aumento progresivo de hasta aproximadamente -0.1 W/m^2 . Este número crece con la profundidad de LSM hasta JSBACH_{9L}, que produce valores máximos de GHF de aproximadamente -0.25 W/m^2 . Por lo tanto, profundizar el LSM en un orden de magnitud produce una multiplicación del GHF por un factor de 5. Este aumento progresivo en GHF con la profundidad de LSM está detrás de una mayor absorción de calor del suelo.

Adicionalmente, se explora la redistribución de los flujos de calor en superficie debido al cambio en el GHF para diferentes hidroclimas en superficie. Los resultados muestran que los cambios en GHF entre JSBACH_{12L} y JSBACH_{5L} son compensados principalmente por cambios en el SHF. El LHF contribuye a equilibrar los cambios en GHF solo en áreas húmedas del globo. Aunque estos sesgos son robustos y aumentan con el calentamiento, son en general pequeños, generalmente $< 0.2 \text{ W/m}^2$.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo de investigación fue financiado por la Comisión Europea – NextGenerationEU (Reglamento UE 2020/2094), a través de la Plataforma Temática Interdisciplinaria de Clima del CSIC (PTI Clima) / Desarrollo de Servicios Climáticos Operacionales. Agradecemos al Deutsches Klimarechenzentrum (DKRZ) por los recursos otorgados por su Comité Científico (WLA) para ejecutar el conjunto de simulaciones de JSBACH bajo el ID de proyecto bm1026.

REFERENCIAS

- Alexeev, V. A., Nicolsky, D. J., Romanovsky, V. E., & Lawrence, D. M. (2007). An evaluation of deep soil configurations in the CLM3 for improved representation of permafrost. *Geophysical Research Letters*, 34, L09502. DOI: 10.1029/2007GL029536
- Andresen, C. G., Lawrence, D. M., Wilson, C. J., McGuire, A. D., Koven, C., Schaefer, K., Jafarov, E., Peng, S., et al. (2020). Soil moisture and hydrology projections of the permafrost region -- a model intercomparison. *The Cryosphere*, 14(2), 445–459. DOI: 10.5194/tc-14-445-2020
- Carslaw, H. S., & Jaeger, J. C. (1959). *Conduction of heat in solids* (2nd ed.). Oxford University Press.
- Cuesta-Valero, F. J., García-García, A., Beltrami, H., & Smerdon, J. E. (2016). First assessment of continental energy storage in CMIP5 simulations. *Geophysical Research Letters*, 43(10), 5326–5335. DOI: 10.1002/2016GL068496
- Cuesta-Valero, F. J., García-García, A., Beltrami, H., & Finnis, J. (2021). First assessment of the earth heat inventory within CMIP5 historical simulations. *Earth System Dynamics*, 12(2), 581–600. DOI: 10.5194/esd-12-581-2021
- Cuesta-Valero, F. J., Beltrami, H., García-García, A., Krinner, G., Langer, M., MacDougall, A. H., Nitzbon, J., Peng, J., et al. (2023). Continental heat storage: Contributions from the ground, inland waters, and permafrost thawing. *Earth System Dynamics*, 14(3), 609–627. DOI: 10.5194/esd-14-609-2023

de Vrese, P., Georgievski, G., González-Rouco, J. F., Notz, D., Stacke, T., Steinert, N. J., Wilkenskjeld, S., & Brovkin, V. (2022). Representation of soil hydrology in permafrost regions may explain large part of inter-model spread in simulated Arctic and subarctic climate. *The Cryosphere Discussions*, 2022, 1–47. DOI: 10.5194/tc-2022-150

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. *Geoscientific Model Development*, 9(5), 1937–1958. DOI: 10.5194/gmd-9-1937-2016

Forster, P., Storelvmo, T., Armour, K., Collins, W., Dufresne, J.-L., Frame, D., Lunt, D. J., Mauritsen, T., Palmer, M. D., et al. (2021). The Earth's energy budget, climate feedbacks, and climate sensitivity. In W. R. van Dijk (Ed.), *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 923–1054). Cambridge University Press. DOI: 10.1017/9781009157896.009

García-Pereira, F., González-Rouco, J. F., Melo-Aguilar, C., Steinert, N. J., García-Bustamante, E., de Vrese, P., Jungclaus, J., Lorenz, S., et al. (2024). First comprehensive assessment of industrial-era land heat uptake from multiple sources. *Earth System Dynamics*, 15(3), 547–564. DOI: 10.5194/esd-15-547-2024

González-Rouco, J. F., Steinert, N. J., García-Bustamante, E., Hagemann, S., de Vrese, P., Jungclaus, J. H., Lorenz, S. J., Melo-Aguilar, C., et al. (2021). Increasing the Depth of a Land Surface Model. Part I: Impacts on the Subsurface Thermal Regime and Energy Storage. *Journal of Hydrometeorology*, 22(12), 3211–3230. DOI: 10.1175/JHM-D-21-0024.1

Han, B., Lyu, S., Li, R., Wang, X., Zhao, L., Zhao, C., Wang, D., & Meng, X. (2017). Global Land Surface Climate Analysis Based on the Calculation of a Modified Bowen Ratio. *Advances in Atmospheric Sciences*, 34, 663–678. DOI: 10.1007/s00376-016-6175-y

Hermoso de Mendoza, I., Beltrami, H., MacDougall, A. H., & Mareschal, J.-C. (2020). Lower boundary conditions in land surface models—Effects on the permafrost and the carbon pools: A case study with CLM4.5. *Geoscientific Model Development*, 13(3), 1663–1683. DOI: 10.5194/gmd-13-1663-2020

L'Ecuyer, T. S., Beaudoin, H. K., Rodell, M., Olson, W., Lin, B., Kato, S., Clayson, C. A., Wood, E., et al. (2015). The Observed State of the Energy Budget in the Early Twenty-First Century. *Journal of Climate*, 28(21), 8319–8346. DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00556.1

Mauritsen, T., Bader, J., Becker, T., Behrens, J., Bittner, M., Brokopf, R., Brovkin, V., Claussen, M., et al. (2019). Developments in the MPI-M Earth System Model version 1.2 (MPI-ESM1.2) and its response to increasing CO₂. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(4), 998–1038. DOI: 10.1029/2018MS001400

Reick, C. H., Gayler, V., Goll, D., Hagemann, S., Heidkamp, M., Nabel, J. E. M. S., Raddatz, T., Roeckner, et al. (2021). JSBACH 3 - The land component of the MPI Earth System Model: Documentation of version 3.2. Hamburg: MPI für Meteorologie. DOI: 10.17617/2.3279802

Steinert, N. J., González-Rouco, J. F., Melo-Aguilar, C. A., García-Pereira, F., García-Bustamante, E., de Vrese, P., Alexeev, V., Jungclaus, J., et al. (2021). Agreement of

analytical and simulation-based estimates of the required land depth in climate models. *Geophysical Research Letters*, 48(20), e2021GL094273. DOI: 10.1029/2021GL094273

Steinert, N. J., González-Rouco, J. F., de Vrese, P., García-Bustamante, E., Hagemann, S., Melo-Aguilar, C. A., Jungclaus, J. H., & Lorenz, S. J. (2021). Increasing the depth of a land surface model. Part II: Sensitivity to improved coupling between soil hydrology and thermodynamics and associated permafrost response. *Journal of Hydrometeorology*, 22(12), 3231–3254. DOI: 10.1175/JHM-D-21-0023.1

Steinert, N. J., Debolskiy, M. V., Burke, E. J., García-Pereira, F., & Lee, H. (2023). Evaluating permafrost definitions for global permafrost area estimates in CMIP6 climate models. *Environmental Research Letters*, 19(1), 014033. DOI: 10.1088/1748-9326/ad10d7

Steinert, N. J., Cuesta-Valero, F. J., García-Pereira, F., de Vrese, P., Melo Aguilar, C. A., García-Bustamante, E., Jungclaus, J., & González-Rouco, J. F. (2024). Underestimated land heat uptake alters the global energy distribution in CMIP6 climate models. *Geophysical Research Letters*, 51(10), e2023GL107613. DOI: 10.1029/2023GL107613

Trenberth, K. E., Fasullo, J. T., & Balmaseda, M. A. (2014). Earth's energy imbalance. *Journal of Climate*, 27(9), 3129-3144. DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00294.1

Turetsky, M., Abbott, B., Jones, M., Walter Anthony, K., Olefeldt, D., Schuur, E., Koven, C., McGuire, A., et al. (2019). Permafrost collapse is accelerating carbon release. *Nature*, 569, 32-34. DOI: 10.1038/d41586-019-01313-4

von Schuckmann, K., Minière, A., Gues, F., Cuesta-Valero, F. J., Kirchengast, G., Adusumilli, S., Straneo, F., Ablain, M., et al. (2023). Heat stored in the Earth system 1960–2020: Where does the energy go? *Earth System Science Data*, 15(4), 1675-1709. DOI: 10.5194/essd-15-1675-2023

IMPACTO DE LA CONFIGURACIÓN NOAH-MP EN SIMULACIONES CLIMÁTICAS CON WRF EN LA PENÍNSULA IBÉRICA

Nicolas TACORONTE¹, David DONAIRE-MONTAÑO¹, Matilde GARCÍA-VALDECASAS OJEDA^{1,2}, Emilio ROMERO-JIMÉNEZ¹, Yolanda CASTRO-DÍEZ^{1,2}, María Jesús ESTEBAN-PARRA^{1,2} y Sonia R. GÁMIZ-FORTIS^{1,2}

¹*Departamento de Física Aplicada, Universidad de Granada, Granada, España,*

²*Instituto Interuniversitario de Investigación del Sistema Tierra en Andalucía (IISTA-CEAMA), Granada, España*

nicotacor@ugr.es

RESUMEN

Este estudio evalúa la integración de configuraciones optimizadas del modelo WRF acoplado con Noah-Multiparameterization (Noah-MP) para mejorar las simulaciones climáticas en la Península Ibérica (PI). El objetivo es analizar la sensibilidad de WRF-Noah-MP a diferentes combinaciones de parámetros y su impacto en la simulación de variables climáticas clave, como la temperatura mínima, temperatura máxima y precipitación, esenciales para la comprensión del clima en la región. Se han realizado 20 experimentos, cada uno explorando diversas configuraciones de Noah-MP que afectan a procesos como la resistencia estomática, la escorrentía y la transferencia de radiación. A través de un análisis de sensibilidad y una evaluación espacial de las simulaciones, se han identificado las combinaciones óptimas que permiten una mejor representación de las variables climáticas en la PI.

Los resultados indican que las configuraciones adecuadas de WRF-Noah-MP mejoran significativamente la simulación de las temperaturas mínimas y máximas, lo cual es crucial para comprender las respuestas climáticas bajo condiciones extremas de sequía y humedad, mientras que para la precipitación no se observan cambios significativos. Estos hallazgos subrayan la importancia de ajustar cuidadosamente los parámetros de Noah-MP para optimizar las simulaciones climáticas en la PI. Este enfoque contribuye a mejorar las predicciones climáticas, proporcionando una base sólida para la gestión de recursos naturales y la adaptación a los desafíos climáticos en la región.

Palabras clave: Weather Research and Forecasting Model, Noah-Multiparameterization, temperatura, precipitación, Península Ibérica.

ABSTRACT

This study evaluates the integration of optimized configurations of the WRF model coupled with Noah-Multiparameterization (Noah-MP) to improve climate simulations in the Iberian Peninsula (IP). The objective is to analyze the sensitivity of WRF-Noah-MP to different parameter combinations and their impact on the simulation of key climate variables, such as minimum temperature, maximum temperature, and

precipitation, which are essential for understanding the region's climate. A total of 20 experiments were conducted, each one exploring various Noah-MP configurations affecting processes like stomatal resistance, runoff, and radiation transfer. Through sensitivity analysis and spatial evaluation of the simulations, optimal parameter combinations were identified that allow for a more accurate representation of climate variables in the IP.

The results indicate that suitable WRF-Noah-MP configurations significantly improve the simulation of minimum and maximum temperatures, which is crucial for understanding climate responses under extreme drought and wet conditions, while no significant changes are observed for precipitation. These findings underscore the importance of carefully adjusting Noah-MP parameters to more accurately capture climate variations in the IP. This approach contributes to improved climate predictions, providing a solid foundation for natural resource management and adaptation to climate challenges in the region.

Key words: Weather Research and Forecasting Model, Noah-Multiparameterization, temperature, precipitation, Iberian Peninsula.

1. INTRODUCCIÓN

En el contexto de la Península Ibérica (PI), caracterizada por su terreno complejo y sus condiciones climáticas diversas, la modelización de variables como la temperatura y la precipitación es fundamental para entender y mitigar los efectos de la variabilidad y el cambio climático (Pereira et al., 2021). Para ello, el modelo Weather Research and Forecasting (WRF) acoplado con el modelo de suelo Noah-Multiparameterization (Noah-MP; Niu et al., 2011) ha demostrado ser una herramienta valiosa, permitiendo la representación detallada de procesos de la superficie terrestre y sus interacciones con la atmósfera, lo que puede mejorar las simulaciones climáticas regionales (Campbell et al., 2019).

Noah-MP, una extensión del modelo de superficie terrestre Noah, ofrece múltiples opciones de parametrización físicas. La utilidad y adaptabilidad de Noah-MP se evidencian en su aplicación en un amplio rango de estudios, desde la predicción numérica del tiempo hasta la modelización climática de alta resolución. Además, su integración en el modelo WRF (conocida como WRF-Noah-MP) ha permitido avances significativos en la simulación de eventos críticos como sequías, incendios o efectos de islas de calor urbano (He et al., 2023; Abolafia-Rosenzweig et al., 2024). Una configuración óptima de WRF-Noah-MP permite mejorar la representación de propiedades del suelo, que influyen en las características térmicas e hidráulicas de este (Niu et al., 2011). El uso combinado de estos modelos también destaca por su capacidad de optimizar la simulación de variables climáticas cruciales, como la temperatura y la precipitación, a través de configuraciones que incorporan detalles del suelo, mejorando así las predicciones climáticas y facilitando la toma de decisiones para la gestión de los recursos naturales (Warrach-Sagi et al., 2013; Yeste et al., 2020). El objetivo de este trabajo es optimizar la configuración de WRF-Noah-MP para maximizar su efectividad en la modelización del clima de la PI, lo que resulta esencial para una eficaz gestión climática.

2. MÉTODOS

El modelo regional WRF en la versión 3.9.1.1 (Skamarock et al., 2008) ha sido configurado utilizando dos dominios anidados. El dominio externo, d01, abarcó la región EURO-CORDEX (Jacob et al., 2014), con una resolución de 50 km, mientras que el dominio interno, d02, se centró en la PI, con una resolución de aproximadamente 10 km (Fig. 1). WRF emplea varios esquemas de parametrización, incluyendo WSM3 para microfísica, BMJ para cúmulos, CAM3 para radiación, y ACM2 para la capa límite planetaria (García-Valdecasas Ojeda et al., 2020). Para describir los procesos de la superficie del suelo, se ha utilizado el modelo Noah-MP. Se utilizan como datos de entrada del WRF los datos del reanálisis ERA5 para los años 2005 (considerado como año seco en la PI) y 2010 (considerado como año húmedo). Las simulaciones climáticas para los dos años (seco y húmedo) han sido realizadas con un spin-up de 30 años para equilibrar los campos de humedad y temperatura del suelo (Hu et al., 2023).

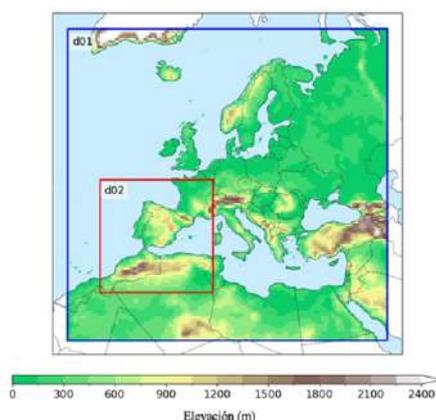


Fig. 1: Dominios considerados para las simulaciones con WRF.

Para evaluar el impacto de las configuraciones de los parámetros de Noah-MP en las simulaciones climáticas de WRF, se llevaron a cabo 20 experimentos (Tabla 1) que exploraron diferentes combinaciones de parámetros del esquema Noah-MP. Las opciones de parámetros exploradas en estos experimentos incluyeron: vegetación dinámica (DVEG), resistencia estomática del dosel (CRS), coeficiente de arrastre de la capa superficial (SFC), factor de humedad del suelo para la resistencia estomática (BTR), escorrentía (RUN), agua líquida superenfriada (FRZ), permeabilidad del suelo congelado (INF), transferencia de radiación del dosel (RAD), albedo de la superficie de nieve en el suelo (ALB), condición de límite inferior para la temperatura del suelo (TBOT) y resistencia superficial a la evaporación/sublimación (RSF).

Los tipos de combinaciones se definieron de la siguiente manera:

1. Experimento 0: Utilizó la configuración por defecto de Noah-MP, sin ajustes en los parámetros.
2. Experimentos 1-10: Incluyeron ajustes básicos basados en estudios previos, como los presentados por Chang et al. (2019), para evaluar el impacto de

modificaciones sencillas en parámetros individuales y comprobar su sensibilidad.

3. Experimentos 11-19: Consistieron en combinaciones avanzadas de parámetros, donde múltiples opciones fueron ajustadas simultáneamente para evaluar la interacción entre ellas y su efecto acumulativo en las simulaciones.

Ex p	DVE G	CR S	SF C	BT R	RU N	FR Z	IN F	RA D	AL B	TBO T	RS F
0	4	1	1	1	3	1	1	3	2	2	1
1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
2	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1
3	2	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1
4	2	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1
5	2	1	1	1	1	1	1	2	1	1	1
6	2	1	1	1	1	1	1	3	1	1	1
7	2	1	1	1	1	1	1	1	2	1	1
8	2	1	1	1	4	1	1	1	1	1	1
9	2	1	1	1	1	2	1	1	1	1	1
10	2	1	1	3	1	1	1	1	1	1	1
11	5	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
12	5	1	1	2	1	1	2	1	1	1	1
13	5	1	1	2	1	1	2	1	1	1	3
14	5	1	1	2	4	1	2	1	1	1	3
15	5	2	1	2	4	2	2	1	1	1	3
16	2	1	2	1	1	1	1	2	2	2	1
17	2	1	1	3	1	1	1	1	2	1	1
18	2	1	1	3	1	1	1	3	2	1	1
19	2	1	1	3	1	1	1	3	2	2	1

Tabla 1: Lista de experimentos con las combinaciones de parámetros utilizadas para el modelo Noah-MP.

Cada configuración del modelo WR-Noah-MP se ha evaluado en función de su capacidad para simular las variables temperatura mínima (T2MIN), temperatura máxima (T2MAX) y precipitación, comparándolas con datos observacionales de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) (Peral et al., 2017).

La sensibilidad de las variables climáticas a los parámetros de Noah-MP se ha analizado utilizando seis métricas: la desviación estándar (SD), el error de sesgo medio (MBE), el error medio normalizado (NME), los percentiles 5 y 95 y el coeficiente de correlación de Pearson (COR). Para cada variable, los experimentos

fueron ordenados según el valor obtenido en cada métrica por separado con el fin de obtener un ranking promedio (\bar{R}) de todos los estadísticos para cada experimento, cuyo valor viene dado por:

$$\bar{R} = \frac{1}{6} \sum_{i=1}^6 R_i \quad (1)$$

donde R_i representa el ranking para la métrica estadística i . Además, los experimentos han sido agrupados en base al valor de los parámetros en su configuración en el Noah-MP. Así, los rankings promedios de los experimentos que comparten un mismo valor de cada parametrización considerada, han sido promediados y representados siguiendo la metodología de Chang et al. (2019).

Posteriormente, a partir del análisis espacial de diferencias significativas para las variables T2MIN, T2MAX y precipitación, mediante un test t de Student (Wilks, 2011), se han reducido las 20 configuraciones iniciales a una configuración óptima de Noah-MP.

3. RESULTADOS

En la Fig. 2, se presentan los rankings medios de los diferentes experimentos agrupados según el valor de los parámetros de las distintas configuraciones de Noah-MP, para T2MIN, T2MAX y precipitación, para los dos años considerados (2005 y 2010). Los círculos concéntricos representan la escala del ranking promedio (de 8 a 14 para una mejor visualización de los resultados), lo que podría denominarse la escala de rendimiento de los experimentos, donde las posiciones más cercanas al centro indican un mejor desempeño del parámetro asociado, y las posiciones más alejadas del centro, un peor desempeño. Los resultados muestran que los parámetros que producen resultados más dispares en el ranking promedio según su valor seleccionado, y por tanto, podrían ser más influyentes en la configuración Noah-MP, en el sentido de generar simulaciones climáticas más dispares, son CRS, FRZ y DVEG para T2MIN, RAD, SFC, CRS y BTR para T2MAX, y CRS, RUN, BTR, RSF, SFC, INF para precipitación.

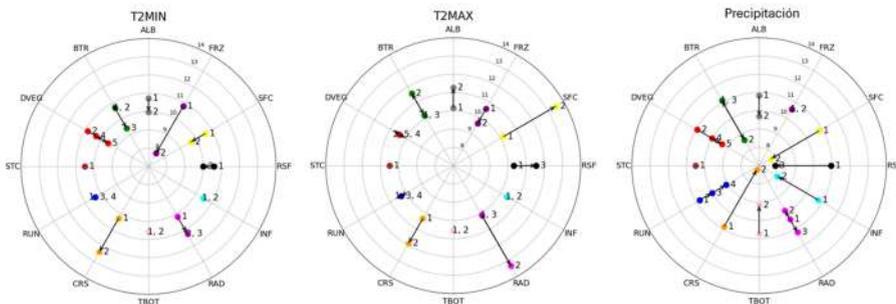


Fig. 2: Distribución de los rankings medios de los experimentos (círculos concéntricos) agrupados y promediados según el valor de cada parámetro en la configuración Noah-MP (puntos coloreados) para las variables T2MIN, T2MAX y precipitación, considerando tanto el año seco como el húmedo.

Con el objetivo de seleccionar una configuración Noah-MP completa, se ha estudiado la distribución espacial de las diferencias entre los datos simulados y las observaciones de AEMET para las distintas variables consideradas, en los años 2005 y 2010. Para la precipitación no se aprecian cambios significativos entre las diferentes configuraciones, por lo que se muestran sólo los resultados para T2MIN y T2MAX. La Fig. 3 muestra los mapas espaciales de diferencias para la T2MIN y el porcentaje de área de la PI con diferencias no significativas con un α de 0.05. Para esta variable, los experimentos con mayor habilidad en 2005 fueron el experimento 17 (83.17% del área de la PI mostrando diferencias no significativas), el experimento 3 (82.71%) y el experimento 18 (81.08%). En 2010, destacaron el experimento 0 (80.71%), el experimento 18 (76.87%) y el experimento 15 (78.96%). Estos resultados sugieren que el experimento 18 es consistente en su habilidad para simular la T2MIN en los dos años considerados.

Para T2MAX (Fig. 4), los experimentos con mayores áreas sin diferencias significativas frente a las observaciones en 2005 fueron el Experimento 15 (90.97%), y el Experimento 8 (87.45%). Tras estos existe un gran número de experimentos con porcentajes de áreas altos, mayores al 86%, entre los que se encuentran los experimentos 6, 7, 9, 17 y 18. En 2010, los experimentos destacados fueron el Experimento 15 (95.50%), el Experimento 2 (89.11%) y, con porcentajes mayores al 85% experimentos como el 1, 5, 6, 7, 8, 9, 18 y 19.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El análisis de sensibilidad de los parámetros del modelo Noah-MP en la simulación de temperatura mínima (T2MIN), temperatura máxima (T2MAX) y precipitación sobre la Península Ibérica utilizando WRF revela que algunos parámetros son cruciales.

- La opción 3 de BTR, que emplea el Modelo de Biosfera Simple con potencial matricial, muestra los mejores resultados para T2MIN y T2MAX, mientras que la opción 2 (Community Land Model) es superior para la precipitación, en línea con lo expuesto por Barlage et al. (2015) sobre el rendimiento de los enfoques basados en potencial matricial.

- Para SFC, la opción 1, que utiliza la teoría de similitud de Monin-Obukhov, simula mejor TMAX, en concordancia con Yang et al. (2011). Sin embargo, la opción 2 de SFC (original de Noah), optimiza la simulación de TMIN y precipitación, respaldada también por Pilotto et al. (2015), a pesar de exhibir limitaciones al realizar un análisis espacial (experimentos 4 y 16).

- En la parametrización de la escorrentía, RUN 3 (drenaje libre original de Noah) supera a RUN 1 y 2 (TOPMODEL), contrariamente a los resultados de Niu et al. (2011) y Barlage et al. (2015). La mejor opción, no obstante, es RUN 4 (BATS) que mejora la dinámica de escorrentía.

- Activar DVEG (opción 5) ha demostrado mejorar la simulación en comparación con mantenerlo desactivado, coincidiendo con You et al. (2020), quienes destacaron el beneficio del modelo de vegetación dinámica en algunas regiones.

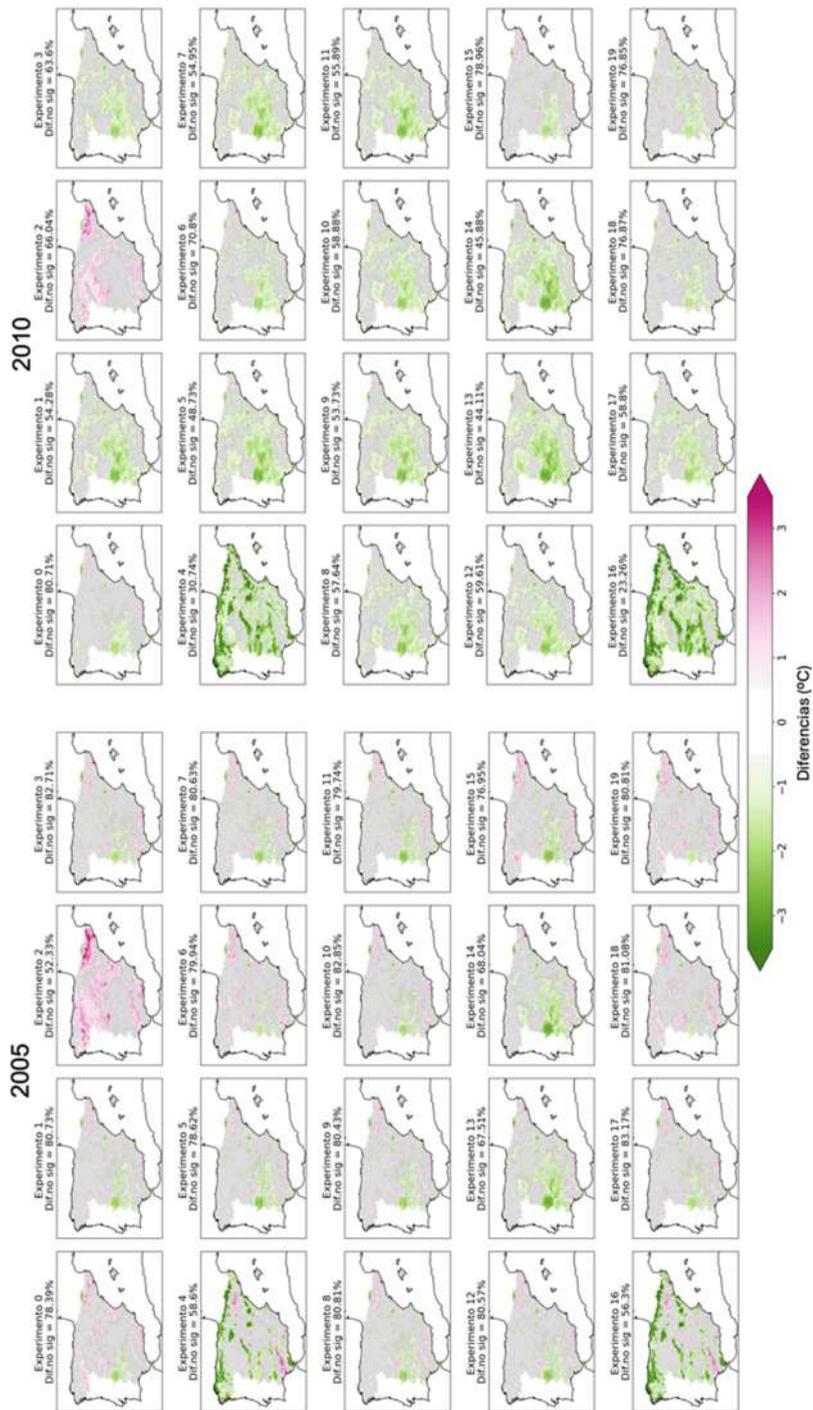


Fig. 3: Diferencias entre los experimentos WRF y las observaciones AEMET para T2MIN: (a) 2005 (b) 2010. Las áreas marcadas con puntos indican regiones donde las diferencias no son estadísticamente significativas ($\alpha = 0.05$). Encima de cada gráfica se muestra el porcentaje de área de la PI que muestra diferencias no significativas para cada experimento.

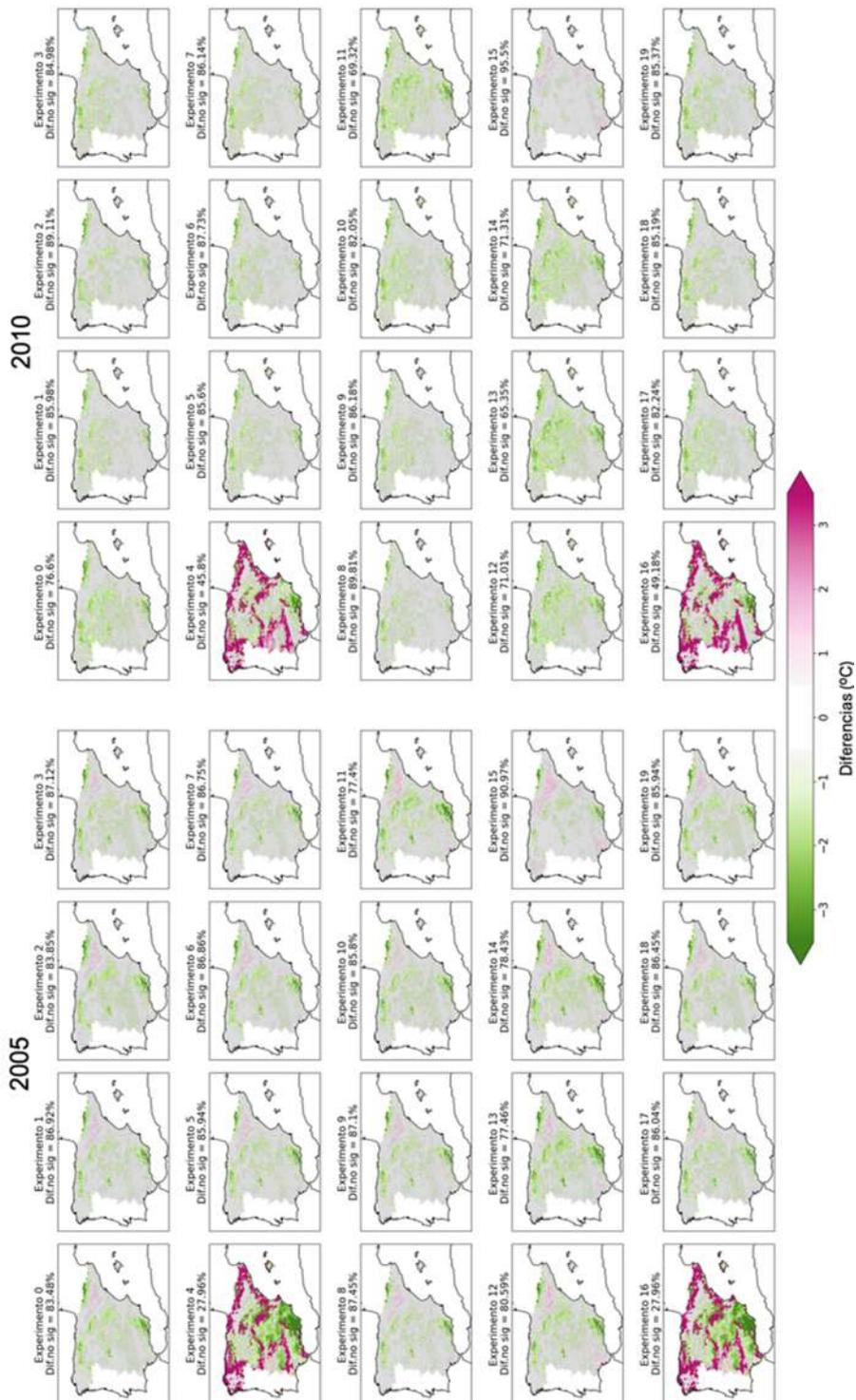


Fig. 4: Como la Fig. 3 pero para T2MAX.

- La opción 1 de CRS, basada en el esquema Ball-Berry, es eficaz tanto para T2MIN como para T2MAX, similar a lo encontrado por Zhang et al. (2016).
- Finalmente, RAD = 1 fue óptimo para TMIN, mientras que tanto RAD = 1 como RAD = 3 funcionaron bien para TMAX, en contraste con Gan et al. (2019), que observaron mejores resultados con RAD = 3.

El estudio espacial de las diferencias significativas de la T2MIN, T2MAX y precipitación simuladas respecto a los datos observacionales de AEMET, ha mostrado que los experimentos que muestran mayor área de la PI con diferencias no significativas varían entre variables y entre el año seco y año húmedo. Sin embargo, se puede concluir que el experimento 18 resulta entre los que muestran mejores resultados (porcentaje de área con diferencias no significativas por encima del 80%) para todas las variables, tanto para el año seco 2005 como para el año húmedo 2010. Por tanto, la combinación de parámetros del Noah-MP asociada al experimento 18 podría ser considerada como una configuración óptima para la simulación de las variables climáticas primarias en la PI, permitiendo capturar las variaciones de temperatura y precipitación de manera efectiva y consistente.

AGRADECIMIENTOS

Financiación: Este trabajo se ha realizado dentro del marco del proyecto **PID2021.126401OB.I00**, financiado por MICIU/AEI/ 10.13039/501100011033 y por FEDER, UE. N. Tacoronte agradece la ayuda para su contrato predoctoral PRE2022-102458 financiada por MICIU/AEI/10.13039/501100011033 y por el FSE+.

REFERENCIAS

- Abolafia-Rosenzweig, R., He, C., Chen, F., Zhang, Y., Dugger, A., Livneh, B., & Gochis, D. (2024). Evaluating Noah-MP simulated runoff and snowpack in heavily burned Pacific-Northwest snow-dominated catchments. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 129(9), e2023JD039780.
- Barlage, M., Tewari, M., Chen, F., Míguez-Macho, G., Yang, Z. L., & Niu, G. Y. (2015). The effect of groundwater interaction in North American regional climate simulations with WRF/Noah-MP. *Climatic Change*, 129, 485-498.
- Campbell, P. C., Bash, J. O., & Spero, T. L. (2019). Updates to the Noah land surface model in WRF-CMAQ to improve simulated meteorology, air quality, and deposition. *Journal of advances in modeling earth systems*, 11(1), 231-256.
- Chang, M., Liao, W., Wang, X., Zhang, Q., Chen, W., Wu, Z., & Hu, Z. (2019). An optimal ensemble of the Noah-MP land surface model for simulating surface heat fluxes over a typical subtropical forest in South China. *Agricultural and Forest Meteorology*, 281, 107815.
- Gan, Y., Liang, X. Z., Duan, Q., Chen, F., Li, J., & Zhang, Y. (2019). Assessment and reduction of the physical parameterization uncertainty for Noah-MP land surface model. *Water Resources Research*, 55(7), 5518-5538.
- García-Valdecasas Ojeda, M., Rosa-Cánovas, J. J., Romero-Jiménez, E., Yeste, P., Gámiz-Fortis, S. R., Castro-Díez, Y., & Esteban-Parra, M. J. (2020). The role of the surface evapotranspiration in regional climate modelling: Evaluation and near-term future changes. *Atmospheric Research*, 237, 104867.

- He, C., Valayamkunnath, P., Barlage, M., Chen, F., Gochis, D., Cabell, R., ... & Ek, M. (2023). Modernizing the open-source community Noah with multi-parameterization options (Noah-MP) land surface model (version 5.0) with enhanced modularity, interoperability, and applicability. *Geoscientific Model Development*, 16(17), 5131-5151.
- Hu, W., Ma, W., Yang, Z. L., Ma, Y., & Xie, Z. (2023). Sensitivity Analysis of the Noah-MP Land Surface Model for Soil Hydrothermal Simulations Over the Tibetan Plateau. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 15(3), e2022MS003136.
- Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O. B., Bouwer, L. M., ... & Yiou, P. (2014). EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional environmental change*, 14, 563-578.
- Niu, G. Y., Yang, Z. L., Mitchell, K. E., Chen, F., Ek, M. B., Barlage, M., ... & Xia, Y. (2011). The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D12).
- Peral García, M. C., Navascués, B., & Ramos Calzado, P. (2017). Serie de precipitación diaria en rejilla con fines climáticos.
- Pereira, S. C., Carvalho, D., & Rocha, A. (2021). Temperature and precipitation extremes over the iberian peninsula under climate change scenarios: A review. *Climate*, 9(9), 139.
- Pilotto, I. L., Rodríguez, D. A., Tomasella, J., Sampaio, G., & Chou, S. C. (2015). Comparisons of the Noah-MP land surface model simulations with measurements of forest and crop sites in Amazonia. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 127, 711-723.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., ... & Powers, J. G. (2008). A description of the advanced research WRF version 3. *NCAR technical note*, 475(125), 10-5065.
- Warrach-Sagi, K., Schwitalla, T., Wulfmeyer, V., & Bauer, H. (2013). Evaluation of a climate simulation in Europe based on the WRF-NOAH model system: precipitation in Germany. *Climate Dynamics*, 41, 755-774.
- Wilks, D. S. (2011). *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Academic press.
- Yang, Z. L., Niu, G. Y., Mitchell, K. E., Chen, F., Ek, M. B., Barlage, M., ... & Xia, Y. (2011). The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 2. Evaluation over global river basins. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D12).
- Yeste, P., Ojeda, M. G. V., Gámiz-Fortis, S. R., Castro-Díez, Y., & Esteban-Parra, M. J. (2020). Integrated sensitivity analysis of a macroscale hydrologic model in the north of the Iberian Peninsula. *Journal of Hydrology*, 590, 125230
- You, Y., Huang, C., Yang, Z., Zhang, Y., Bai, Y., & Gu, J. (2020). Assessing Noah-MP parameterization sensitivity and uncertainty interval across snow climates. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(4), e2019JD030417.
- Zhang, G., Chen, F., & Gan, Y. (2016). Assessing uncertainties in the Noah-MP ensemble simulations of a cropland site during the Tibet Joint International Cooperation program field campaign. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(16), 9576-9596.

EVALUACIÓN DE LAS PREDICCIONES CLIMÁTICAS DECENALES DEL MODELO MIROC6 (*MODEL FOR INTERDISCIPLINARY RESEARCH ON CLIMATE*) EN AMÉRICA TROPICAL

Yenny Marcela TORO ORTIZ¹, Matilde GARCÍA-VALDECASAS OJEDA^{1,3},
Nicolas TACORONTE¹, Juan José ROSA-CÁNOVAS^{1,3}, Reiner PALOMINO
LEMUS², Yolanda CASTRO-DÍEZ^{1,3}, Sonia R. GÁMIZ-FORTIS^{1,3} y María Jesús
ESTEBAN-PARRA^{1,3}

¹*Departamento de Física Aplicada, Universidad de Granada, Granada, España*

²*Centro de Investigación de Energías Renovables y Meteorología. Universidad
Tecnológica del Chocó “Diego Luis Córdoba”*

³*Instituto Interuniversitario de Investigación del Sistema Tierra en Andalucía
(IISTA-CEAMA), Granada, España*

yenmartoro@correo.ugr.es, esteban@ugr.es

RESUMEN

Este estudio se enfoca en la evaluación de las predicciones climáticas decenales del modelo MIROC6 en América Tropical, una región de gran variabilidad climática, influenciada por fenómenos como El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) y la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). Se han analizado las variables precipitación (pr) y temperatura superficial del mar (SST), claves para entender el ciclo hidrológico y los patrones climáticos en la región.

El estudio ha utilizado las bases de datos observacionales del GPCC para la precipitación y el ERSSTv5 para la SST, comparando las simulaciones del modelo MIROC6 con estas bases de datos, sin y con la aplicación del método de corrección de sesgo basado en las condiciones iniciales (ICDC). Esta corrección reduce los errores sistemáticos del modelo para mejorar la precisión de las predicciones.

Los resultados muestran que la corrección de sesgo suaviza las diferencias entre las observaciones y las simulaciones, especialmente para la SST en las zonas cercanas a la costa del Pacífico. En cuanto a la precipitación, se observa que el modelo tiende a subestimar en algunas áreas, como la Amazonía. El análisis de correlación revela que la corrección de sesgo mejora las predicciones a corto y largo plazo, aunque no corrige completamente las correlaciones. La investigación concluye que la corrección de sesgo es útil para mejorar la precisión de las predicciones decenales de los campos medios, pero su impacto en las correlaciones es limitado.

Palabras clave: Predicciones climáticas decenales, Corrección de sesgo, Cambio climático, América Tropical, Modelo MIROC6.

ABSTRACT

This study focuses on the evaluation of decadal predictions of the MIROC6 model in Tropical America, a region with high climate variability influenced by phenomena such as El Niño-Southern Oscillation (ENSO) and the Intertropical Convergence Zone (ITCZ). The variables of precipitation (pr) and sea surface temperature (SST) have been analysed, which are key variables to understanding the hydrological cycle and atmospheric patterns.

The study has used the observational databases GPCC for precipitation and ERSSTv5 for SST, comparing MIROC6 simulations with these datasets, before and after applying the bias correction method of the initial condition-based drift correction (ICDC) This correction reduces the model's systematic errors to improve the accuracy of predictions.

The results show that bias correction smooths the differences between observations and simulations, particularly in areas near the Pacific coast. Regarding precipitation, the model underestimates values in some areas, such as the Amazon. The correlation analysis reveals that bias correction improves predictions in both the short and long term, though it does not fully correct the correlations. The research concludes that bias correction is useful for improving the accuracy of mean fields from decadal predictions, but its impact on correlations is limited.

Key words: Decadal predictions, Bias correction, Climate change, Tropical America, MIROC6 model.

1. INTRODUCCIÓN

La predicción climática decenal se ha convertido en una herramienta esencial para comprender mejor la variabilidad climática y la relación que existe con los cambios antropogénicos a corto plazo. Las predicciones decenales ofrecen información útil para una variedad de sectores socioeconómicos, como la agricultura, la gestión de recursos hídricos y la planificación energética (Meehl et al., 2009). Las predicciones decenales permiten anticipar cambios en las condiciones climáticas de uno a diez años, lo que ayuda a mitigar los efectos del cambio climático a corto plazo (Boer et al., 2016).

En el marco del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados Fase 6 (CMIP6), se estudiaron diferentes modelos climáticos, evaluando su capacidad predictiva en distintas escalas temporales y espaciales (Eyring et al. 2016). Bajo esta iniciativa, se obtuvieron simulaciones climáticas retrospectivas a partir de diversos modelos climáticos, con el fin de comparar las predicciones simuladas con datos observacionales. Esto es importante para calibrar los modelos y validar la fiabilidad de las predicciones climáticas (Kirtman et al., 2013).

El presente estudio se centra en la evaluación de las predicciones decenales para el *Model for Interdisciplinary Research on Climate* (MIROC6), tomando un enfoque particular para las variables precipitación (pr) y temperatura de la superficie del mar (SST) en la región de América tropical. Se toman estas variables ya que la precipitación es una variable climática crucial para estudiar y entender, por ejemplo, el ciclo hidrológico y los posibles impactos de los cambios en esta variable en la

región de estudio. Por otra parte, la SST es un indicador clave para realizar predicciones, ya que esta afecta los patrones de circulación de la atmósfera y, por consiguiente, a la distribución global de la precipitación (Deser et al., 2010).

2. MÉTODOS

2.1 Área de estudio.

El área de estudio seleccionada es América Tropical comprendida entre los 30°N y 30°S 154°W y -30°E. En esta región la interacción entre la atmósfera y el océano desempeña un papel crucial en la distribución de la precipitación y en la SST. Además, una de las principales características de esta región es la inclusión de la ZCIT, con un efecto directo sobre los patrones de lluvia en América Tropical (Poveda et al., 2006). El fenómeno del ENSO, ejerce una influencia significativa sobre el clima de la región (Giannini et al., 2004). Los patrones oceánicos y atmosféricos modulan la ocurrencia de eventos extremos como sequías o lluvias intensas los cuales afectan la agricultura, la biodiversidad y otros factores (Marengo et al. 2012).

2.2. Base de datos

Para esta evaluación se usaron dos bases de datos observacionales. Para la pr se emplearon los datos del “*Global Precipitation Climatology Centre*” (GPCC), que proporciona datos mensuales de precipitación, con una resolución espacial de 0, 25°. Esta base de datos presenta una alta calidad y cobertura (Schneider et al. 2016) en la región de estudio. Por otro lado, para la SST, se utilizó la base de datos “*Extended Reconstructed Sea Surface Temperature*” versión 5 (ERSSTv5), desarrollada por la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA). Esta base de datos contiene los valores mensuales hasta el presente, ofrece una resolución espacial de 2°, lo que resulta adecuado para analizar las fluctuaciones en la temperatura del océano a escala global y regional (Huang et al. 2017). Para ambas bases de datos observacionales se tomó el periodo de tiempo comprendido entre 1960 y 2011.

En cuanto a las predicciones decenales del modelo MIROC6, se obtuvieron 52 décadas de datos mensuales, la primera de ellas inicializada en 1960 y extendiéndose hasta la última década inicializada en 2011, con una resolución espacial de 1°. La base de datos comprende ocho miembros, obteniéndose la media del ensemble, tanto para la pr como para la SST. Este modelo ha sido ampliamente empleado en estudios de predicciones climáticas debido a su capacidad de reproducir las variaciones climáticas decenales (Tatebe et al. 2019).

2.3. Metodología

La corrección de sesgo se implementa para reducir los errores sistemáticos inherentes a los modelos climáticos y mejorar la exactitud de las predicciones (Hawkins et al. 2011). En este trabajo se ha implementado el método de corrección de sesgo basado en las condiciones iniciales conocido como “*initial condition-based drift correction*” (ICDC), siguiendo la metodología de (Choudhury et al. 2017).

La corrección de sesgo ICDC, basada en condiciones iniciales, permite reducir la deriva (*drift*) en las predicciones climáticas decenales. Este enfoque ha sido diseñado para minimizar las discrepancias sistemáticas entre las simulaciones del modelo

MIROC6 y los datos observacionales, las cuales suelen originarse por inexactitudes en las condiciones iniciales o en la representación de procesos físicos dentro del modelo. La corrección se basa en la comparación entre las condiciones iniciales simuladas y las observaciones reales, modificando las predicciones del modelo en función de los errores observados en los primeros pasos de la simulación, bajo la premisa de que dichos errores iniciales contribuyen a la deriva que se acumula con el tiempo. Esta corrección de sesgo se ha aplicado tanto a la pr como a la SST.

Una vez aplicada la corrección de sesgo, se ha evaluado el impacto de usar esta metodología mediante la comparación de datos corregidos y sin corregir. Dicha comparación se realiza en términos de campos medios y correlaciones entre las variables observadas y simuladas. La evaluación se ha llevado a cabo en tres ventanas temporales: tomando la media del primer año de simulación de cada una de las décadas, la media de los primeros cuatro años y la media de la década completa.

El análisis de los campos medios se centra en comparar los campos medios de las variables pr y SST de los datos simulados y observados en cada intervalo temporal, lo que permite identificar la magnitud de la corrección de sesgo aplicada y cómo afecta la exactitud de las simulaciones. La significación estadística de las diferencias obtenidas se evaluó con el estadístico de la t de Student. Para evaluar la correlación entre los datos simulados y observados, se calculó el coeficiente de correlación de Pearson, analizando los resultados a un nivel de confianza del 95 %, para ambos casos. La evaluación de los primeros cuatro años es particularmente importante para entender cómo la corrección de sesgo afecta la predicción a corto plazo, mientras que el análisis de la década completa nos ofrece una visión más general del rendimiento del modelo a largo plazo.

3. RESULTADOS

La Fig. 1 muestra las diferencias entre los campos medios de la SST observados y simulados antes de aplicar la corrección de sesgo, en escala anual y para las estaciones boreales de invierno (DJF) y verano (JJA), en las tres ventanas de tiempo analizadas. Como se puede observar, aparecen marcadas diferencias significativas en todos los casos. El modelo subestima la SST en más de 2°C al noroeste de la región analizada de forma general. Aparece también una subestimación significativa en el Pacífico Ecuatorial, muy marcada (superior a 2°C) para la ventana de 1 año durante el invierno, época del año que muestra zonas más extensas y con mayores subestimaciones. Por otro lado, los datos observacionales presentan valores más bajos que los modelados en una amplia zona junto a la costa pacífica de América del Sur, que aparece también de forma menos extensa junto a California e Indonesia. Esta sobrestimación del modelo, que alcanza valores de más de 2°C es más relevante durante el verano llegando a extenderse sobre un área mayor sobre el Pacífico sur y ecuatorial.

La Fig. 2 muestra las diferencias de los campos medios entre los datos observacionales de la SST y los del modelo tras ser corregidos en sesgo. Se observa de manera general que estas diferencias son más pequeñas que en el caso de usar el modelo sin corregir, con amplias zonas sin significación estadística. Esto indica que la corrección de sesgo logra reducir considerablemente las diferencias entre las observaciones y el modelo. Las áreas con diferencias significativas, como las regiones cerca de la costa del

Pacífico de América del Sur y Central y el Pacífico ecuatorial, presentan valores más bajos, inferiores a un 1°C, comparados con los obtenidos sin la corrección de sesgo (Fig. 1). En general durante JJA aparecen mayores áreas con diferencias significativas en las que el modelo presenta una sobrestimación de la SST en torno a 0.5°C.

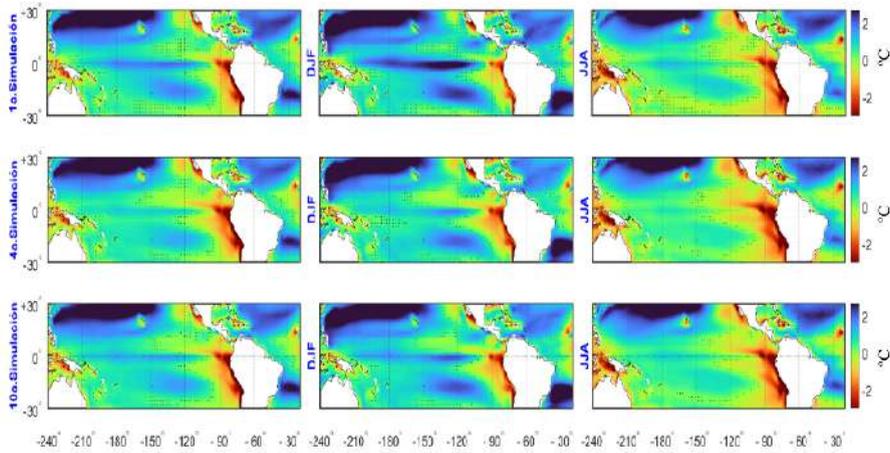


Fig. 1. Diferencias (en $^{\circ}\text{C}$) entre los campos medios de la SST observacional y del modelo MIROC6 sin corrección de sesgo para tres ventanas de tiempo (primer año de simulación, cuatro primeros años de simulación y diez años de simulación). En la primera columna se muestran las diferencias para los promedios anuales en las respectivas ventanas de tiempo, en la segunda columna las diferencias en el invierno (DJF) y en la tercera columna las diferencias para el verano (JJA). El punteado indica que las diferencias no son significativas al nivel de confianza del 95 %.

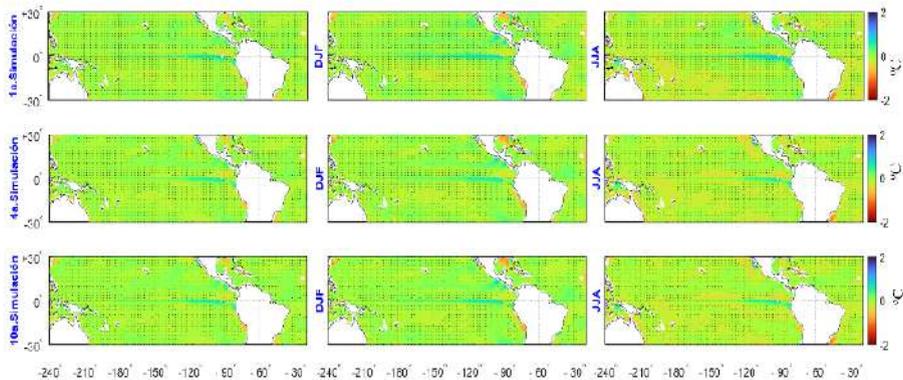


Fig. 2. Como la Fig. 1 pero mostrando las diferencias entre las observaciones y el modelo con la corrección de sesgo para la SST.

De forma análoga a la Fig. 1, la Fig. 3 muestra las diferencias entre los campos medios de precipitación (en mm/mes) observados y simulados por el modelo MIROC6 sin corregir. Para el promedio del primer año de simulación, tienden a parecer diferencias más marcadas, sobre todo en JJA, donde se aprecia tanto sobreestimaciones como subestimaciones significativas de más de 150 mm/mes en gran parte de México junto con noroeste de Sudamérica, y de la región amazónica, respectivamente.

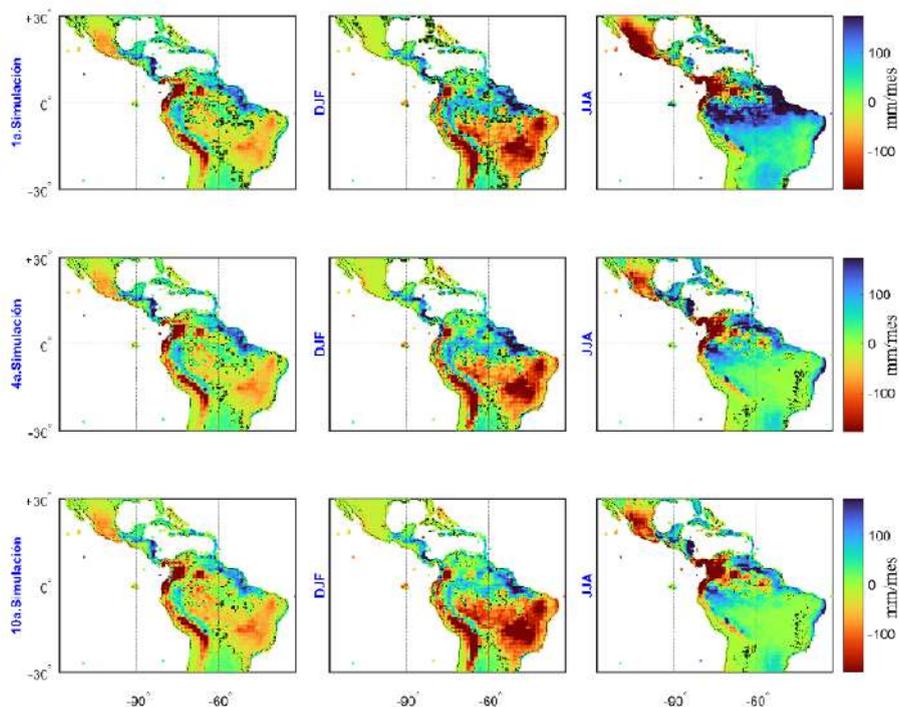


Fig. 3. Diferencias entre los campos medios para la precipitación del GPCP (observacional) y del modelo MIROC6 sin corrección de sesgo para tres ventanas de tiempo (primer año de simulación, cuatro primeros años de simulación y diez años de simulación). En la primera columna se muestra las diferencias para los promedios anuales en las respectivas ventanas de tiempo, en la segunda columna el invierno (DJF) y en la tercera columna para el verano (JJA). El punteado indica que las diferencias no son significativas al nivel de confianza del 95 %.

Durante la estación DJF predominan las sobreestimaciones significativas en gran parte de América del Sur, sobre todo en la región andina y este de Brasil, mientras que las observaciones muestran valores sustancialmente más altos que el modelo en el noreste de América del Sur, y en zonas de Centroamérica. En los promedios tanto para los cuatro primeros años de simulación como de las décadas completas, los cambios más remarcables aparecen para la estación de JJA, siendo las áreas con elevadas diferencias más reducidas y con valores más bajos que para los promedios durante el primer año simulado. Es también destacable cómo en las diferencias en los promedios

anuales, el modelo sobrestima sustancialmente en toda la región andina (más de 150 mm/mes), con un comportamiento similar en las tres ventanas temporales.

La Fig. 4 presenta las diferencias entre los promedios de precipitación observados y los modelados con la corrección de sesgo. Aumentan las áreas con diferencias no son significativas, con valores en muchas zonas cercanos a cero, aunque aún persisten regiones con elevadas desviaciones, como es la elevada precipitación simulada en gran parte de la región andina sobre todo en DJF y con una menor extensión en Ecuador y Colombia en JJA. Resulta llamativo que en los promedios del primer año de simulación durante JJA, el efecto de la corrección de sesgo sea más limitado que en los promedios anuales y de DJF y en las otras ventanas temporales analizadas, con una reducción más pequeña de las zonas con grandes desviaciones en el modelo sin corregir, manteniendo así la subestimación de la precipitación del modelo en la región amazónica oriental y la sobrestimación sobre áreas en México y Colombia.

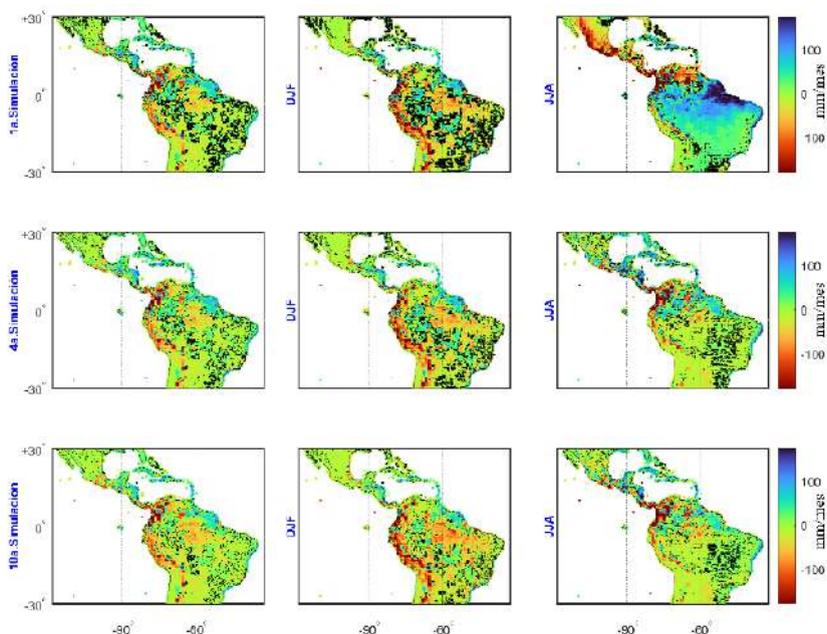
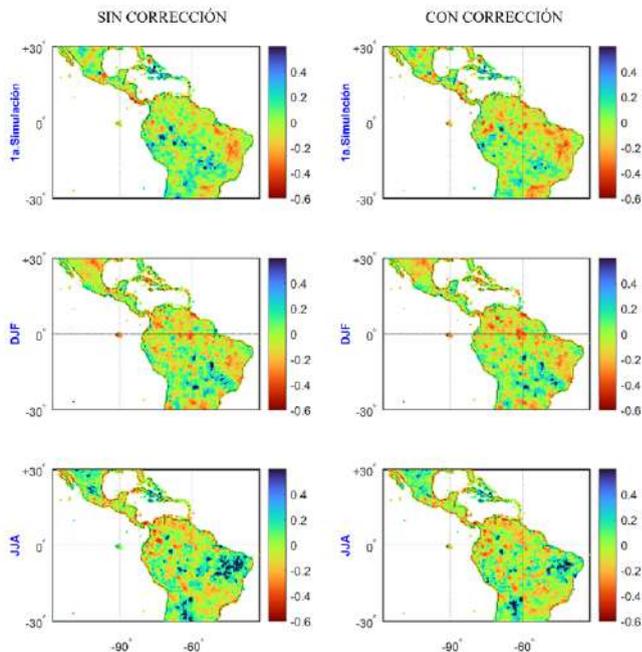


Fig. 4. Como la Fig. 3 pero mostrando las diferencias entre las observaciones y las simulaciones del modelo MIROC6 con la corrección de sesgo para la precipitación.



La representa los coeficientes de correlación para los promedios anual y estacional de la SST entre los datos observados y los simulados por el modelo MIROC6 en el primer año de simulación, sin y con corrección de sesgo. Como puede apreciarse la diferencia en la aplicación de esta corrección es muy limitada, con resultados muy parecidos. Destaca los elevados valores de correlación positiva en la zona del Pacífico ecuatorial, región donde se desarrolla el ENSO, durante DJF. Las correlaciones son más débiles durante el verano, apareciendo zonas de correlación negativa entre el modelo y las observaciones, si bien estas suelen ser no significativas.

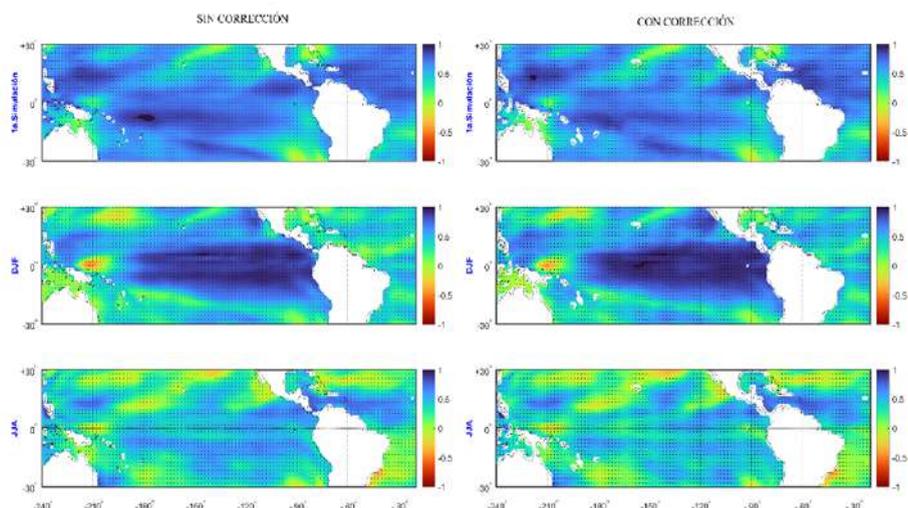


Fig. 5. Correlaciones entre los promedios anuales (primera fila), de DJF (segunda fila) y de JJA (tercera fila) de los datos observacionales del ERSSTv5 y las simulaciones del modelo MIROC6 para la SST tanto sin corrección de sesgo (primera columna) como con corrección de sesgo (segunda columna) para la ventana del primer año de simulación. El punteado indica que la correlación es significativa al nivel de confianza del 95 %.

Al igual que la figura anterior, la **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** muestra los coeficientes de correlación para los promedios anual y estacional de la precipitación observada y simulada por el modelo MIROC6 en el primer año de simulación, sin y con corrección de sesgo. De nuevo el impacto de la corrección de sesgo es pequeño. En ambos casos, las correlaciones son modestas, con valores incluso significativamente negativos en amplias zonas, como puede observarse en la parte más oriental de Brasil para los datos anuales y de DJF, mientras que las correlaciones significativas positivas aparecen de forma dispersa, sobre todo al sur de Brasil y Paraguay. La estación de JJA es la que presenta mayores áreas con correlaciones positivas significativas en el este de Brasil, norte de Argentina, islas del Caribe y zonas más dispersas en México y al oeste de Sudamérica. Es interesante comentar que, en esta estación del año, la corrección de sesgo tiende a empeorar ligeramente los resultados, con un menor tamaño de las áreas con correlaciones positivas significativas.

4. DISCUSIÓN

El método de corrección de sesgo ICDC reduce claramente las diferencias entre los datos observacionales y las simulaciones del modelo MIROC6 para SST especialmente en las zonas cercanas a la costa del Pacífico y en regiones tropicales. Similar conclusión puede obtenerse para la precipitación, si bien para las diferencias en verano presentan aún valores altos sobre todo en el promedio del primer año simulado de cada década. Sin embargo, este procedimiento de corrección de sesgo de

las predicciones climáticas decenales no supone una mejora en la estructura temporal de estas predicciones. El modelo MIROC6 tanto con corrección como sin ella, parece simular adecuadamente la SST en el primer año de simulación sobre todo en DJF, pero presenta sustanciales limitaciones para la precipitación.

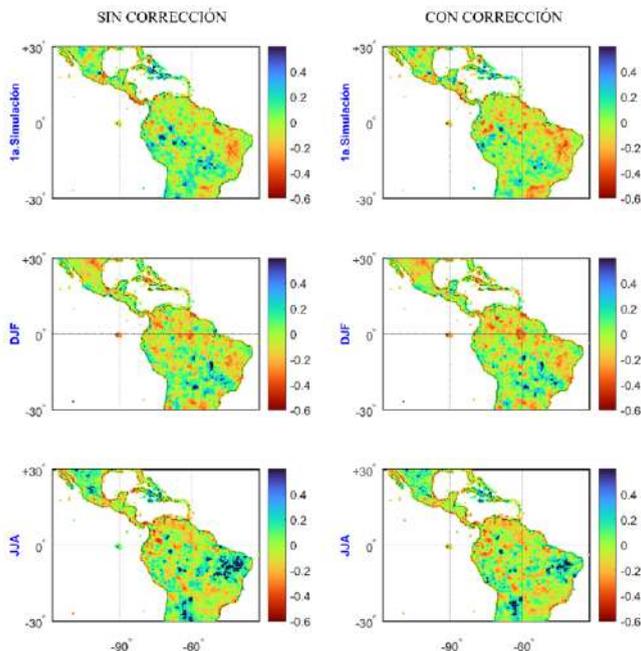


Fig. 6. Como la Fig. 5 mostrado las correlaciones entre los datos observacionales y simulados por el modelo MIROC6 para la precipitación.

AGRADECIMIENTOS

Financiación: Este trabajo se ha realizado dentro del marco del proyecto PID2021. 126401OB.I00. financiado por MICIU/AEI/ 10.13039/501100011033 y por FEDER, UE. Y.M. Toro Ortiz agradece al Ministerio de Ciencia, Tecnología e Innovación de Colombia por la beca para doctorados en el exterior núm. 860.

REFERENCIAS

- Boer, G. J., Smith, D. M., Cassou, C., Doblas-Reyes, F., Danabasoglu, G., Kirtman, B., Kushnir, Y., Kimoto, M., Meehl, G. A., & Msadek, R. (2016). The Decadal Climate Prediction Project (DCPP) Contribution to CMIP6. *Geoscientific Model Development*, 9(10), 3751–3777.
- Deser, C., Alexander, M. A., Xie, S.-P., & Phillips, A. S. (2010). Sea Surface Temperature Variability: Patterns and Mechanisms. *Annual Review of Marine Science*, 2(1), 115–143.

- 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. *Geoscientific Model Development*, 9(5), 1937–1958. doi: <http://dx.doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>
- Giannini, A., SaChoudhury, R., Sen Gupta, D., Sharma, A., Mehrotra, R., & Sivakumar, B. (2017). An Assessment of Drift Correction Alternatives for CMIP5 Decadal Predictions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(19), 10,210-282,296. doi: <https://doi.org/10.1002/2017JD026900>
- Hawkins, E., Robson, J., Sutton, R., Smith, D., & Keenlyside, N. (2011). Evaluating the Potential for Statistical Decadal Predictions of Sea Surface Temperatures with a Perfect Model Approach. *Climate Dynamics*, 37, 2495–2509.
- Huang, B., Thorne, P. W., Banzon, V. F., Boyer, T., Chepurin, G., Lawrimore, J. H., Menne, M. J., Smith, T. M., Vose, R. S., & Zhang, H.-M. (2017). Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, Version 5 (ERSSTv5): Upgrades, Validations, and Intercomparisons. *Journal of Climate*, 30(20), 8179–8205. doi: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0836.1>
- Kirtman, B., Power, S. B., Adedoyin, A. J., Boer, G. J., Bojariu, R., Camilloni, I., Doblas-Reyes, F., Fiore, A. M., Kimoto, M., & Meehl, G. (2013). Near-Term Climate Change: Projections and Predictability.
- Marengo, J. A., Tomasella, J., Soares, W. R., Alves, L. M., & Nobre, C. A. (2012). Extreme Climatic Events in the Amazon Basin: Climatological and Hydrological Context of Recent Floods. *Theoretical and Applied Climatology*, 107(1), 73–85.
- Meehl, G. A., Goddard, L., Murphy, J., Stouffer, R. J., Boer, G., Danabasoglu, G., Dixon, K., Giorgetta, M. A., Greene, A. M., Hawkins, E., Hegerl, G., Karoly, D., Keenlyside, N., Kimoto, M., Kirtman, B., Navarra, A., Pulwarty, R., Smith, D., Stammer, D., & Stockdale, T. (2009). Decadal Prediction: Can It Be Skillful? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(10), 1467–1486. doi: <https://doi.org/10.1175/2009BAMS2778.1>
- Poveda, G., Waylen, P. R., & Pulwarty, R. S. (2006). Annual and Inter-Annual Variability of the Present Climate in Northern South America and Southern Mesoamerica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 234(1), 3–27. doi: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.10.031>
- Schneider, U., Becker, A., Finger, P., Meyer-Christoffer, A., Rudolf, B., & Ziese, M. (2016). GPCC Full Data Reanalysis Version 7.0: Monthly Land-Surface Precipitation from Rain Gauges Built on GTS Based and Historic Data.
- Tatebe, H., Ogura, T., Nitta, T., Komuro, Y., Ogochi, K., Takemura, T., Sudo, K., Sekiguchi, M., Abe, M., & Saito, F. (2019). Description and Basic Evaluation of Simulated Mean State, Internal Variability, and Climate Sensitivity in MIROC6. *Geoscientific Model Development*, 12(7), 2727–2765.

