

VULNERABILIDAD DE LOS PUERTOS ESPAÑOLES ANTE EL CAMBIO CLIMÁTICO

*Vol. 1: Tendencias de variables físicas oceánicas
y atmosféricas durante las últimas décadas
y proyecciones para el siglo XXI*

Coordinadores

Damià Comis
Enrique Álvarez Fanjul

Puertos del Estado



GOBIERNO
DE ESPAÑA

MINISTERIO
DE FOMENTO

Edita:

Organismo Público Puertos del Estado

Depósito Legal:

M-43202-2016

Vulnerabilidad de los puertos españoles ante el cambio climático

Vol. 1: Tendencias de variables físicas oceánicas
y atmosféricas durante las últimas décadas
y proyecciones para el siglo XXI

Abril de 2016

Puertos del Estado



GOBIERNO
DE ESPAÑA

MINISTERIO
DE FOMENTO

AEMet
Agencia Estatal de Meteorología

Autores

El trabajo que aquí se presenta es el fruto de muchas personas pertenecientes a equipos diferentes. Sin entrar en consideraciones de orden, las personas que han intervenido de una manera más directa en la generación de los resultados son:

- Por parte de Puertos del Estado: Roland Aznar, Elena Padorno, Begoña Pérez Gómez, Marta Gómez Lahoz, Marcos García Sotillo y Enrique Álvarez Fanjul.
- Por parte de IMEDEA (centro mixto Universitat de les Illes Balears - CSIC): Gabriel Jordà, Marta Marcos, Adrián Martínez Asensio, Josep Llasses y Damià Gomis.
- Por parte de AEMET: Juan Carlos Sánchez Perrino, José María Rodríguez y Ernesto Rodríguez Camino.
- Por parte de Meteo-France: Samuel Somot, Florence Sevault y Fanny Adloff.
- Por parte del CEDEX: Alberto Compte Anguela.

Se agradece además las discusiones mantenidas con otros muchos autores, especialmente con Mikis Tsimplis, del National Oceanographic Centre de Southampton (UK).

La coordinación del libro ha ido a cargo de Damià Gomis y Enrique Álvarez Fanjul.

Prefacio

El calentamiento en el sistema climático es inequívoco, la influencia humana en el sistema climático es clara y el cambio climático plantea riesgos para los sistemas humanos y naturales. Estos son algunos de los mensajes clave del V Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre Cambio Climático (IPCC). El mismo informe indica que en las últimas décadas, el cambio climático ya ha afectado a los sistemas naturales y humanos en todos los continentes y océanos.

España es firme frente al reto del cambio climático, gracias a las políticas sectoriales implementadas estamos en la senda de cumplimiento con los compromisos que hemos asumido internacionalmente en materia de reducción de emisiones de gases de efecto invernadero y hemos aumentado nuestra capacidad de adaptación a los impactos del cambio climático. En relación a las actuaciones en materia de adaptación, el Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático (PNACC) es el marco de referencia para el desarrollo y la coordinación entre las administraciones públicas de las acciones de evaluación de impacto, vulnerabilidad y adaptación al cambio climático, y su objetivo último es la integración de los resultados de estas evaluaciones en la planificación y gestión de los sistemas ecológicos y los sectores socioeconómicos españoles. La Oficina Española de Cambio Climático del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente coordina el PNACC, que fue aprobado por Consejo de Ministros en octubre de 2006 y que se desarrolla a través de Programas de Trabajo, el Tercero de los cuales se puso en marcha en 2014.

Entre los sectores y territorios más vulnerables al cambio climático identificados por el Tercer Programa de Trabajo del PNACC se encuentran el transporte y las zonas costeras, por lo que una evaluación de la sensibilidad de los puertos españoles frente al impacto del cambio climático contribuye claramente al desarrollo de los objetivos de nuestro PNACC. En el año 2013 se publicó un informe sobre las necesidades de adaptación al cambio climático de las infraestructuras de transporte en España. En él se identificaban hasta 17 variables climáticas y oceanográficas relevantes para los puertos. Para algunas de ellas, como la temperatura del agua o el nivel del mar, existen proyecciones globales para todo el siglo XXI. Sin embargo, para la intervención a escala local se hacen necesarias regionalizaciones como las que se presentan en este trabajo. Y más aún en zonas con las particularidades climáticas, hidrológicas y oceanográficas de nuestro Mar Mediterráneo. Resulta por ello prioritario desarrollar el conocimiento que permita anticipar la adaptación de los puertos a las nuevas condiciones desde los ámbitos de la planificación y la gestión.

La publicación que aquí se presenta es resultado de un ambicioso proyecto que ha sido posible gracias a la colaboración de prestigiosas instituciones relacionadas con el conocimiento de la climatología y la oceanografía, así como de las necesidades estructurales y operativas de los puertos. Sólo de este modo, trabajando de manera conjunta entre expertos de distintos ámbitos y con distintas perspectivas seremos capaces de afrontar los retos que nos plantea a todos el cambio climático. Confiamos en que éste sea sólo el comienzo de un trabajo sistemático de incorporación de conocimiento científico e integración de necesidades de adaptación al cambio climático en nuestros puertos que redunde en su sostenibilidad y competitividad a largo plazo.

Valvanera Ulargui Aparicio

Directora General de la Oficina Española de Cambio Climático

Prólogo

Los puertos del sistema portuario de titularidad estatal, por los que pasan cerca del 60% de las exportaciones y el 85% de las importaciones españolas, se hallan inmersos en un medio marino y atmosférico dinámico, sometidos a los rigores del sistema climático. El conocimiento del mismo es vital en todas las fases de la vida de un puerto: en la de diseño, condicionado por el régimen de oleaje, viento y otras variables; durante la construcción, para la planificación de las obras y la garantía de la seguridad de los trabajadores y, por último, en la operación de las infraestructuras ya terminadas, donde las condiciones océano-meteorológicas adversas impiden la transferencia modal y obligan incluso a cerrar los puertos en determinadas ocasiones.

Dada esta importancia vital, Puertos del Estado ha mantenido durante las últimas décadas una importante actividad de monitorización, predicción y estudio del medio marino. Esta consiste, fundamentalmente, en la combinación de redes de medida (boyas, mareógrafos y radares de alta frecuencia) con modelos numéricos de previsión y retroanálisis. Como resultado de este esfuerzo continuado, se han generado conjuntos climáticos que han sido, en combinación con las recomendaciones establecidas en las Recomendaciones por Obras Marítimas (ROM), la base del diseño portuario durante las dos últimas décadas. Igualmente, se han establecido sistemas de alerta ante fenómenos adversos que son empleados a diario por los puertos, y que han servido para mejorar su seguridad, sostenibilidad y rentabilidad.

Como es bien sabido, el sistema climático está cambiando. El nivel del mar puede subir en nuestras costas, teniendo efectos en la seguridad y operabilidad de nuestros puertos, y las temperaturas del agua son cada vez más cálidas, lo que puede alterar su calidad dentro de las dársenas. Por lo tanto, a la hora de hacer una planificación a largo plazo del sistema, se hace imprescindible conocer, de la forma más certera posible, la futura evolución de estas y otras variables oceanográficas y meteorológicas.

La presente publicación, el primer volumen de dos libros previstos sobre el tema, se centra en describir los resultados de los trabajos que se han realizado en Puertos del Estado, IMEDEA y AEMET para la caracterización de evolución de las variables climáticas a lo largo del Siglo XXI. Los datos aquí expuestos son el resultado de un enorme esfuerzo de computación numérica establecido a lo largo de 7 años en una serie de proyectos de investigación financiados por el Ministerio de Economía y Competitividad y por el Ministerio de Medio Ambiente, y su generación ha sido también posible gracias a la colaboración con multitud de centros internacionales de referencia, como MeteoFrance y Mercator-ocean, en Francia, o el National Oceanography Centre, en Reino Unido. Estos trabajos se enmarcan, además, en la estrategia española sobre cambio climático, y están coordinados con las actividades de la Oficina Española de Cambio Climático.

El segundo volumen, cuyos trabajos de preparación ya han comenzado, se centrará en el impacto de los cambios descritos en este libro sobre una serie de autoridades portuarias seleccionadas como puertos piloto. Con estos desarrollos, Puertos del Estado complemen-

tará sus estudios sobre el clima presente, dando un diagnóstico de la evolución del clima en el futuro y de los impactos que esta tendrá, a fin de que sean considerados en la futura planificación del sistema portuario.

Asimismo, tal y como señalan las conclusiones, los resultados trascienden el mero ámbito portuario y son extraordinariamente relevantes para algunos estudios de impacto del cambio climático sobre las costas españolas. Confío que sean útiles para diversos sectores económicos en el ámbito estatal, favoreciendo su adaptación al cambio climático.

José Llorca Ortega
Presidente de Puertos del Estado

ÍNDICE

1 INTRODUCCIÓN	11
1.1 Marco de este trabajo: los proyectos VANIMEDAT-2 y ESCENARIOS	13
1.2 Objetivos y limitaciones	14
1.3 Modelos globales versus modelos regionales	15
1.4 Metodologías comunes a varias variables o a todas ellas	18
1.4.1 Tipos de simulaciones: hindcasts, simulaciones de control y proyecciones	18
1.4.2 Validación de los hindcasts contra observaciones	20
1.4.3 Comparaciones control-hindcast	21
1.4.4 Comparaciones proyecciones-control	22
1.5 Resumen de las simulaciones y sus forzamientos	23
1.5.1 Descripción de los modelos y configuraciones utilizadas	23
1.5.2 Tablas-resumen de las simulaciones llevadas a cabo	28
2 VULNERABILIDAD DE LOS PUERTOS ANTE EL CLIMA PRESENTE	33
2.1 Metodología	35
2.2 Vulnerabilidad frente al oleaje	36
2.3 Vulnerabilidad por el nivel del mar	38
2.4 Vulnerabilidad frente a vientos extremos	38
2.5 Vulnerabilidad por precipitaciones extremas	40
2.6 Vulnerabilidad por otros fenómenos	40
3 CAMBIO CLIMÁTICO	43
3.1 Resumen de resultados	47
3.1.1 Temperatura, salinidad y corrientes superficiales	47
3.1.2 Oleaje	50
3.1.3 Nivel del mar	52
3.2 Temperatura del aire (máxima/mínima)	55
3.2.1 Hindcasts	55
3.2.2 Simulaciones de Control	61
3.2.3 Escenarios	67
3.3 Precipitación	76
3.3.1 Hindcasts	76
3.3.2 Simulaciones de Control	79
3.3.3 Escenarios	82

3.4	Temperatura del mar	88
3.4.1	Hindcasts	88
3.4.2	Simulaciones de Control	101
3.4.3	Escenarios	107
3.5	Salinidad	123
3.5.1	Hindcasts	123
3.5.2	Simulaciones de Control	133
3.5.3	Escenarios	139
3.6	Corrientes	155
3.6.1	Hindcasts	155
3.6.2	Simulaciones de Control	165
3.6.3	Escenarios	172
3.7	Oleaje	181
3.7.1	Hindcasts	181
3.7.2	Simulaciones de Control	185
3.7.3	Escenarios	197
3.8	Componente baroclina de nivel del mar	213
3.8.1	Hindcasts	213
3.8.2	Simulaciones de Control	220
3.8.3	Escenarios	226
3.9	Componente barotropa de nivel del mar	240
3.9.1	Hindcasts	240
3.9.2	Simulaciones de Control	243
3.9.3	Escenarios	247
3.10	Nivel del mar total	255
3.10.1	Consideraciones sobre el cálculo del nivel del mar total	255
3.10.2	Hindcasts y simulaciones de Control	260
3.10.3	Escenarios	264
4	CONSIDERACIONES FINALES	273
5	REFERENCIAS	277

Introducción

1

1.1. Marco de este trabajo: los proyectos VANIMEDAT-2 y ESCENARIOS

El trabajo que subyace a los resultados presentados en este libro es seguramente el más completo llevado a cabo hasta el momento en cuanto a regionalización de escenarios climáticos marinos para las costas españolas. Por el hecho de basarse en modelos numéricos regionalizados y por abarcar todas las variables físicas de interés. Los resultados presentados aquí se complementan con una extensa producción científica publicada en revistas especializadas, con productos numéricos integrados en distintas bases de datos de acceso público y con resultados más aplicados que forman parte de distintos informes.

El presente informe compila los resultados de dos convenios de colaboración: el suscrito entre AEMET y el ente público Puertos del Estado para el DESARROLLO, VALIDACIÓN Y APLICACIÓN DE MODELOS OCEÁNICOS REGIONALES PARA APLICACIONES CLIMATICAS, y el suscrito entre Puertos del Estado e IMEDEA para la CARACTERIZACIÓN DE LA EVOLUCIÓN CLIMÁTICA DE PARÁMETROS MARINOS TRASCENDENTES PARA LA ACTIVIDAD PORTUARIA. Dichos convenios, a los que se referirá de manera conjunta como proyecto 'ESCENARIOS', se desarrollaron de manera coordinada entre septiembre de 2010 y marzo de 2013, y sus objetivos fueron la generación de escenarios climáticos marinos regionalizados de hidrodinámica, nivel del mar y oleaje para el siglo XXI para todas las costas españolas. Como forzamiento de los modelos oceánicos, AEMET llevó a cabo *downscaling* dinámicos tanto de reanálisis como de proyecciones globales atmosféricas, por lo que los resultados de los escenarios climáticos marinos se complementarán aquí con los resultados de algunas variables atmosféricas. El conjunto de variables que se ha escogido es relevante no sólo para las actividades portuarias, sino también para el estudio de los impactos costeros.

Como se argumentará en la sección siguiente, los resultados de un único modelo difícilmente pueden dar una idea de la incertidumbre de los resultados. La manera más aceptada de enfocar las proyecciones climáticas es obtener resultados a partir de un conjunto de modelos y forzamientos distintos de manera que se obtenga no sólo un valor más probable, sino también su dispersión. Es por ello que los resultados de los convenios descritos antes se han complementado aquí con los de un proyecto de investigación del Plan Nacional financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad: el proyecto VANIMEDAT-2: OBTENCIÓN DE ESCENARIOS CLIMÁTICOS MARINOS PARA EL SIGLO XXI EN EL MEDITERRÁNEO Y EN EL ATLÁNTICO NORORIENTAL

(CTM2009-10163-C02-01). Dicho proyecto, llevado a cabo por IMEDEA y Puertos del Estado, complementa los Convenios descritos en el sentido de que mientras VANIMEDAT-2 se centró más en la comprensión de los procesos físicos que determinan el cambio climático, los convenios se centraron en la obtención de productos útiles para los gestores medioambientales, autoridades portuarias y consultoras que trabajan en dichos ámbitos.

Debe destacarse también la interacción de los convenios y proyectos ya mencionados con otra iniciativa: el grupo de trabajo que, bajo la coordinación del CEDEX, se constituyó para el ANÁLISIS DE LAS NECESIDADES DE ADAPTACIÓN AL CAMBIO CLIMÁTICO DE LAS INFRAESTRUCTURAS DE TRANSPORTE EN ESPAÑA. Tanto AEMET como Puertos del Estado formaron parte de dicho grupo de trabajo, la primera por razones obvias, y el segundo porque uno de los capítulos del análisis consiste en la identificación de los principales impactos y riesgos en infraestructuras portuarias.

Finalmente, decir también que los resultados expuestos a continuación se complementan, por un lado, con los numerosos artículos publicados en revistas especializadas y que son fruto de la vertiente más científica de este trabajo (la lista de publicaciones se da en el último capítulo). Por otro lado, se complementan también con los productos numéricos integrados en distintas bases de datos con el objetivo de proveer un servicio público. Concretamente, dichos productos se encuentran disponibles en los portales web de AEMET (http://www.aemet.es/ca/serviciosclimaticos/cambio_climat/datos_numericos), de Puertos del Estado (http://www.puertos.es/oceanografia_y_meteorologia/) y, en menor medida, del IMEDEA (<http://marine-climate.uib.es/>). Todo ello conforma lo que a día de hoy es, seguramente, el trabajo más extenso que existe sobre proyecciones climáticas marinas regionalizadas para las costas españolas, por el hecho de basarse en modelos numéricos regionalizados y por abarcar todas las variables físicas de interés.

1.2. Objetivos y limitaciones

Un estudio basado en un solo modelo no debería tomarse nunca como referente para la toma de decisiones. Un conjunto relativamente limitado de simulaciones como el que aquí se presenta es un buen punto de partida, pero tampoco es suficiente. El objetivo debe ser disponer de un extenso conjunto de simulaciones marinas a partir del cual se pueda llevar a cabo un riguroso análisis de incertidumbres.

Como se desprende del título, el objetivo fundamental de este trabajo es evaluar la vulnerabilidad de los Puertos Españoles ante el cambio climático. Una parte fundamental, por tanto, y que se aborda en este primer volumen, es la determinación de las tendencias actuales y previstas para las variables oceánicas y atmosféricas más relevantes para el diseño y operatividad de los puertos. El impacto que los cambios en el medio físico pueden tener sobre los puertos se abordará en el siguiente volumen. Es de destacar que las tendencias de las variables físicas relevantes no son, en su mayor parte, locales, sino que conforman unos patrones de cambios regionales y globales. Los resultados aquí expuestos trascienden por tanto el ámbito de los puertos y pueden ser de utilidad para el conjunto de las costas españolas.

Los objetivos específicos de este primer volumen pueden desglosarse en:

1. Determinación de los parámetros que pueden ser más críticos en lo que respecta a la vulnerabilidad de los puertos. A esta tarea se encomienda el capítulo 2, en el cual se expone de manera muy sucinta cual puede ser el impacto de los cambios en las variables más relevantes. Un análisis más detallado exigiría particularizarlo a cada uno de los puertos, algo que se abordará en el volumen 2. Más allá de parámetros obvios, como pueden ser el nivel del mar o el oleaje, se introducirán otras variables cuyo impacto es menos aparente, como la temperatura del agua (relevante en tanto que puede contribuir al desarrollo de blooms de algas y por tanto a la hipoxia) o la temperatura del aire (relevante para el comportamiento de los materiales que conforman las infraestructuras). Por completitud también se ha incluido la salinidad, aunque ésta es más relevante para los ecosistemas costeros que para la operatividad de los puertos.
2. Determinación de las tendencias de las distintas variables de interés. A esta tarea se encomienda el capítulo 3, que constituye el núcleo de este trabajo. Los aspectos más científicos, como los procesos subyacentes a los cambios, se abordan en las publicaciones científicas. Aquí se va a poner el foco sobre todo en la cuantificación de esos cambios, tanto los observados durante las últimas décadas como los proyectados para el siglo XXI.

La limitación más importante de este trabajo es posiblemente que el conjunto de simulaciones en el que está basado no es lo suficientemente completo como para poder llevar a cabo un análisis riguroso de incertidumbres. Ello no se contradice con la aseveración formulada anteriormente de que se trata del estudio más extenso que existe hasta la fecha sobre escenarios marinos regionalizados para las costas españolas. Si un estudio basado en un solo modelo no debería tomarse nunca como referente para la toma de decisiones, también debe recomendarse precaución a la hora de hacerlo a partir de un conjunto relativamente limitado de simulaciones como el que aquí se presenta. Este estudio es, por tanto, más un punto de partida que de llegada. Es lo más completo que tenemos a día de hoy, pero aún así es insuficiente. Sólo cuando se disponga de un conjunto de simulaciones marinas más numeroso, como se dispone por ejemplo en el caso de las simulaciones climáticas globales, se podrá llevar a cabo el análisis de incertidumbres que debe acompañar a la toma de decisiones.

1.3. Modelos globales versus modelos regionales

Los modelos globales dibujan de manera adecuada el marco del cambio climático, pero no pueden resolver bien procesos que pueden ser importantes a nivel regional, especialmente en el caso del Mediterráneo. La regionalización de escenarios climáticos marinos presentada en este trabajo se basa en la ejecución de modelos oceánicos que trabajan en 'modo forzado'. Aunque el futuro de las regionalizaciones climáticas esté probablemente en los modelos acoplados, a día de hoy éstos presentan aún problemas importantes. Para un trabajo como éste, orientado más a la obtención de productos que a la investigación y desarrollo, se ha optado por la versión más segura y que a la vez es consistente con los escenarios climáticos atmosféricos de los que dispone AEMET.

La obtención de escenarios climáticos para el siglo XXI no es un tema nuevo: el creciente interés sobre los efectos del cambio climático ha fomentado el uso de modelos numéricos para la generación de escenarios. El mayor experimento coordinado que utiliza modelos atmósfera-océano con el fin de obtener una perspectiva global de los efectos de las emisiones de gases de efecto invernadero y aerosoles sobre el clima es el que se lleva a cabo en el marco del proyecto *Coupled Model Intercomparison Project* (CMIP, <http://cmip-pcmdi.llnl.gov/>), auspiciado por el *World Climate Research Program* (WCRP). Los resultados de las simulaciones llevadas a cabo en este proyecto son los utilizados por el Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC, <http://www.ipcc.ch>) para realizar sus informes. Esos modelos suponen a día de hoy la herramienta más potente para el estudio del clima pasado y futuro. Sin embargo, para ciertas variables su aplicabilidad a escala regional es limitada, y por ello es deseable contar con regionalizaciones de las proyecciones globales.

En la parte atmosférica, las regionalizaciones de proyecciones de cambio climático tienen ya un recorrido importante. En el ámbito europeo deben citarse por ejemplo los proyectos PRUDENCE (<http://prudence.dmi.dk/>) y ENSEMBLES (<http://ensembles-eu.metoffice.com/>), en los que participó AEMET, además de otros grupos españoles. Los modelos regionales que se utilizaron en los dos proyectos fueron prácticamente los mismos; la diferencia es que en PRUDENCE todos los modelos se acoplaron a un mismo modelo global y se integraron a 50 km sobre Europa, mientras que en ENSEMBLES se definió una matriz de acoplamiento donde distintos modelos regionales se forzaron con condiciones de contorno de distintos modelos globales, en este caso con una resolución de 25 km. Una iniciativa más reciente es CORDEX (*Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment*, <http://wcrp-cordex.ipsl.jussieu.fr/>), un programa del WCRP a nivel global que cuenta con un grupo de trabajo a nivel Europeo: EuroCORDEX (<http://www.euro-cordex.net/>), y otro aún más particular para la región Mediterránea: MedCORDEX (<http://www.medcordex.eu/>).

Para los escenarios climáticos marinos, el recorrido es bastante más corto. En el caso de las costas españolas la mayoría de estudios se basan o bien en modelos globales o como mucho en regionalizaciones estadísticas (no dinámicas). De todos modos debe diferenciarse aquí el caso Atlántico del Mediterráneo. Para el Océano Atlántico los modelos globales pueden resolver los principales procesos físicos, aunque obviamente su resolución es una limitación importante a la hora de evaluarlos a nivel costero. En el caso del Mediterráneo, por el contrario, los modelos globales no pueden resolver bien procesos fundamentales para ese mar, empezando por los flujos en el estrecho de Gibraltar (que controla en gran medida la evolución de las masas de agua y el nivel del mar en toda la cuenca) y siguiendo con la formación de agua profunda (el motor de la circulación termohalina) en distintas subcuencas. Por tanto, el uso de modelos regionales se hace imprescindible si se quieren obtener escenarios creíbles en ese dominio.

A nivel internacional el proyecto europeo CIRCE (<http://www.circeproject.eu/>) ha sido pionero en la cuantificación de los impactos del cambio climático en la región Mediterránea y en la evaluación de sus consecuencias socio-económicas utilizando modelos climáticos acoplados de alta resolución. Sin embargo, la parte marina de CIRCE sólo cuenta con unas pocas simulaciones regionales para el siglo XXI (Gualdi *et al.*, 2013). El empujón

más importante al número de simulaciones lo ha dado la iniciativa MedCORDEX mencionada antes, en el marco de la cual se han llevado a cabo ya simulaciones con distintos forzamientos y bajo distintos escenarios de emisiones (ver por ejemplo Ruti *et al.*, 2015, además de la información de la web del consorcio: <http://www.medcordex.eu/>). De hecho, puede decirse que MedCORDEX aglutina a día de hoy a prácticamente toda la comunidad científica que trabaja en escenarios climáticos en el Mediterráneo. Un consorcio similar no existe para las costas Atlánticas.

A la hora de afrontar la regionalización de las costas españolas se consideró que ésta debía reunir una serie de condiciones imprescindibles, las cuales han condicionado (positivamente) su desarrollo:

1. La regionalización para las costas Atlánticas y para las costas Mediterráneas debía ser consistente, en el sentido de utilizar un mismo modelo oceánico y unos mismos forzamientos (provenientes de los mismos modelos atmosféricos).
2. Los forzamientos atmosféricos debían ser consistentes con los escenarios regionalizados de cambio climático utilizados hasta el momento por AEMET, con el objetivo de dar consistencia al conjunto de escenarios atmosféricos y marinos.

Esos condicionantes descartaron por ejemplo el uso de simulaciones estrictamente Mediterráneas, como son las llevadas a cabo en el marco de CIRCE y MedCORDEX. En este trabajo, tanto la obtención de los downscalings dinámicos de los forzamientos atmosféricos como la ejecución de los modelos oceánicos se ha llevado a cabo en un dominio que cubre todas las costas españolas (ver sección 1.5 para más detalles). En cualquier caso, y tal y como ya se ha anunciado anteriormente, el conjunto de simulaciones Mediterráneas llevadas a cabo en el marco de VANIMEDAT-2 se utilizarán para compararse con las nuevas simulaciones.

Otro aspecto fundamental a destacar es el hecho de haber renunciado a llevar a cabo simulaciones acopladas. Los condicionantes enumerados antes y el hecho de partir prácticamente de cero en el tema aconsejaron tomar la opción conservadora de ejecutar los modelos oceánicos en ‘modo forzado’, esto es, sin retroalimentaciones hacia el modelo atmosférico. Aunque parece claro que, al igual que para las simulaciones globales, el futuro pasa por los modelos acoplados, lo cierto es que a día de hoy dichos modelos aún tienen problemas y carencias importantes que hacen que no sean superiores a los forzados. De ahí que para un trabajo como éste, orientado más a la obtención de productos que a la investigación y desarrollo, se optara por la versión más segura.

1.4. Metodologías comunes a varias variables o a todas ellas

Las simulaciones presentadas en este trabajo son de tres tipos: simulaciones de circulación baroclina, simulaciones de circulación barotropa y simulaciones de oleaje. Cada una de ellas se ha ejecutado en los tres 'modos' característicos de los estudios climáticos: modo 'hindcast', simulación de control y proyecciones futuras. Los hindcasts se validan contra las observaciones disponibles para evaluar hasta qué punto el modelo es capaz de reproducir los procesos que gobiernan la variabilidad del sistema. Por su parte, la comparación entre la simulación de control y el hindcast da es una idea de la capacidad del modelo para producir correctamente una realización climática cuando corre en modo libre. Finalmente, la diferencia entre proyección y control refleja el impacto del incremento de gases de efecto invernadero. Los cambios obtenidos deben compararse siempre con la variabilidad natural del sistema; sólo si dichos cambios son mayores que la variabilidad podrá hablarse propiamente de cambio climático.

1.4.1. Tipos de simulaciones: hindcasts, simulaciones de control y proyecciones

Las simulaciones presentadas en este trabajo son de tres tipos: las denominadas abreviadamente 'baroclinas' y 'barotropas', y las de oleaje. Cada una de ellos se ha ejecutado en los tres 'modos' característicos de los estudios climáticos: modo 'hindcast', simulación de control y proyección futura. Primero se describirán los tres tipos de simulaciones y después se entrará en el porqué de los tres modos de simulación.

1. Simulaciones baroclinas. Llevadas a cabo con modelos oceánicos regionales de circulación, su objetivo es predecir las principales variables hidrodinámicas (temperatura, salinidad y corrientes) y por ende la componente baroclina del nivel del mar (la derivada de los cambios de densidad y circulación). Los forzamientos de esas simulaciones son flujos de momento, calor, y agua dulce provenientes de los downscalings atmosféricos, a los cuales se añaden los flujos de agua dulce de los principales ríos. Se necesitan además las salidas de modelos marinos globales como condiciones de contorno laterales del dominio abarcado por el modelo regional. Se trata del tipo de simulaciones más complicado de los tres, debido a la complejidad de los procesos simulados, y también del más costoso en tiempo de computación. Aparte del periodo analizado, se necesita un proceso previo de ajuste (spin-up) que consiste en correr el modelo durante décadas bajo un forzamiento climatológico hasta que éste llega a las condiciones de equilibrio consistentes con el forzamiento.
2. Simulaciones barotropas de nivel del mar. La mayoría de modelos baroclinos no contemplan el forzamiento de la presión atmosférica, que se simula aparte mediante modelos barotropos. El efecto de la presión atmosférica y viento sobre el nivel del mar constituye la denominada 'componente meteorológica' o 'residuo meteorológico'. Es la componente más importante de la variabilidad intra-estacional de nivel del mar y la que determina los valores extremos

de esa variable. De hecho, los mayores impactos sobre las costas se producen a menudo por sucesos extremos, de ahí su importancia. Los modelos barotropos son mucho más simples que los baroclinos, hasta el punto de que la calidad de las simulaciones depende esencialmente de la calidad de los forzamientos (provenientes en nuestro caso de los mismos downscalings atmosféricos con los que se fuerzan las simulaciones baroclinas), más que del modelo oceánico. No necesitan ningún proceso de ajuste previo ni condiciones de contorno de modelos globales. Se trata asimismo de simulaciones relativamente económicas por lo que se refiere a tiempo de computación.

3. Simulaciones de oleaje. En este caso el único forzamiento es el viento y, al igual que para los modelos barotropos, la calidad de las simulaciones depende más de la calidad del forzamiento que del modelo, al menos en mar abierto. Tampoco necesitan ningún proceso de ajuste previo. Ahora bien, el modelo debe abarcar un área mucho mayor que el dominio de interés, para poder tener en cuenta la llegada de oleaje de fondo o remoto. Para tener una idea, las simulaciones de oleaje para las costas Mediterráneas españolas deben abarcar como mínimo toda la cuenca Occidental de ese mar, mientras que las simulaciones para las costas Atlánticas precisan de un dominio que cubre prácticamente todo el Atlántico norte. Aquí se ha modelado el oleaje en mar abierto; para estudiar el impacto sobre una playa, por ejemplo, sería conveniente propagar el oleaje hacia profundidades someras y disponer de una batimetría local de muy alta resolución de la zona. El coste en tiempo de computación de las simulaciones de oleaje en mar abierto cabe situarlo entre el de las simulaciones barotropas y el de las baroclinas.

Los tres tipos de simulaciones descritas se han llevado a cabo en los tres modos característicos de las simulaciones climáticas:

1. Modo 'hindcast': se simulan las últimas décadas del siglo XX con el objetivo de obtener la mejor aproximación posible a la realidad (esto es, a los valores observados para las distintas variables). Como forzamiento se utilizan downscalings dinámicos de reanálisis atmosféricos que asimilan observaciones; se trata así de obtener la mejor aproximación posible a los forzamientos reales. El modelo oceánico no suele asimilar observaciones, lo que sí suele hacerse es relajar alguna de las variables del modelo (p.e. temperatura superficial), aunque sea de manera 'blanda', hacia valores observados (los detalles sobre la configuración de los modelos se presentan en la sección siguiente).
2. Modo 'hindcast': se simulan las últimas décadas del siglo XX con el objetivo de obtener la mejor aproximación posible a la realidad (esto es, a los valores observados para las distintas variables). Como forzamiento se utilizan downscalings dinámicos de reanálisis atmosféricos que asimilan observaciones; se trata así de obtener la mejor aproximación posible a los forzamientos reales. El modelo oceánico no suele asimilar observaciones, lo que sí suele hacerse es relajar alguna de las variables del modelo (p.e. temperatura superficial),

aunque sea de manera ‘blanda’, hacia valores observados (los detalles sobre la configuración de los modelos se presentan en la sección siguiente).

3. Proyecciones climáticas: son idénticas a las simulaciones de control excepto en el periodo simulado: las proyecciones climáticas abarcan un periodo futuro y por tanto las concentraciones de gases de efecto invernadero que determinan el forzamiento radiativo del modelo atmosférico son concentraciones supuestas bajo distintos escenarios socio-económicos. En el momento en que se llevaron a cabo las simulaciones, los escenarios considerados por el proyecto internacional CMIP3 eran los escenarios basados en emisiones, denominados SRES (Special Report on Emissions Scenarios). Para el proyecto ESCENARIOS sólo se consideró un escenario de emisiones, el A1B, aunque para el análisis de las variables atmosféricas se ha considerado también el escenario A2. Las simulaciones llevadas a cabo en el marco del proyecto VANIMEDAT-2, en cambio, contemplaron tres escenarios: el A2, que supone un aumento constante de la población, cambios tecnológicos fragmentados y un desarrollo económico restringido a escala regional; el A1B, que se basa en suposiciones más optimistas de la evolución socio-económica mundial y que estima un rápido aumento de las emisiones globales de CO₂ en la primera mitad del siglo XXI para llegar a un máximo alrededor de 2050 y disminuir posteriormente; y el B1, el más optimista de los tres mencionados y cuya hipótesis se basa en una población mundial que alcanza su máximo hacia mediados de siglo y una evolución más rápida de las estructuras económicas hacia una economía de servicios y de información.

En una fase posterior del CMIP (CMIP5) se consideró más conveniente caracterizar los escenarios en base a las concentraciones de gases resultantes, en lugar de en base a las emisiones, de ahí que se diseñara una nueva serie de escenarios denominada RCP (*Representative Concentration Pathways*) que son los utilizados a día de hoy. Para la intercomparación de resultados, cabe decir que los forzamientos radiativos de los escenarios SRES y RCP son bastante similares, concretamente el SRES A2 es similar, aunque algo más bajo que el RCP8.5, el SRES A1B, es similar, aunque algo más alto que el RCP6.0, y el SRES B1 es prácticamente idéntico al RCP4.5. La Figura 1.1 muestra las emisiones de gases de efecto invernadero supuestas bajo cada escenario SRES utilizado en este trabajo; también se muestran las concentraciones resultantes tanto para los escenarios SRES como para los RCP.

El análisis de cada una de las variables resultantes de las simulaciones se ha llevado a cabo en tres etapas comunes a todas ellas: la validación de los hindcasts contra observaciones, la comparación entre hindcast y simulación de control y la comparación entre simulación de control y proyección. A continuación se describe el porqué de cada etapa.

1.4.2. Validación de los hindcast contra observaciones

El objetivo de la validación de un hindcast es evaluar hasta qué punto el modelo es capaz de reproducir la realidad observada cuando se fuerza con forzamientos reales. Da una idea

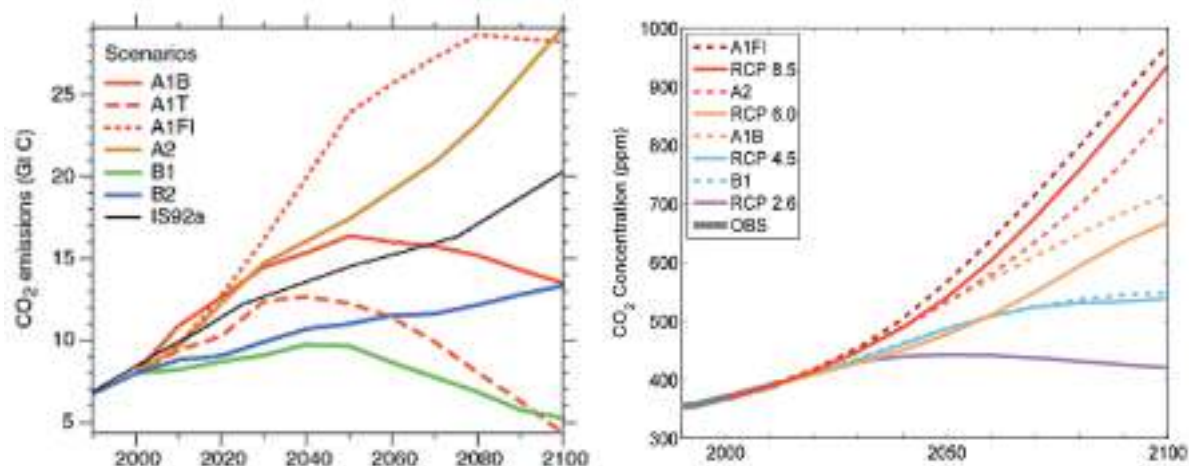


Figura 1.1: (Panel izquierdo) Emisiones anuales de CO₂ (en gigatoneladas de carbono) provenientes de todas las fuentes (energía, industria y cambio de uso del suelo) para los escenarios SRES utilizados en este trabajo. Los 40 escenarios SRES se clasificaron en función de las familias (A1, A2, B1 y B2) y grupo. Dentro de la familia A1, por ejemplo, el A1FI prevé la utilización intensiva de combustibles de origen fósil (incluye los escenarios de alto nivel de carbón y de alto nivel de petróleo y gas), el A1T prevé combustibles predominantemente no fósiles y el A1B un uso intermedio de ambos. Se presentan también los escenarios A2, B1 y B2. (Panel derecho) Concentraciones anuales de CO₂ (en partes por millón) resultantes para los escenarios SRES utilizados en este trabajo y para los nuevos escenarios RCP.

por tanto de si el modelo es capaz de reproducir los principales procesos que gobiernan la evolución de las distintas variables. Si el hindcast obtenido con un modelo se apartara significativamente de las observaciones existentes para el periodo simulado, el modelo en cuestión no podría considerarse como adecuado para obtener proyecciones futuras.

Un segundo objetivo del hindcast es tener la mejor aproximación posible a la realidad observada durante las últimas décadas. Esto ya supone un objetivo en sí mismo, por cuanto el hindcast puede ser utilizado en multitud de estudios de diagnóstico de los procesos acontecidos durante ese lapso de tiempo (por ejemplo en estudios de oleaje medio y extremal incidente sobre una estructura portuaria concreta). Pero además, el hindcast es una herramienta fundamental para evaluar las simulaciones de control, tal y como se describe a continuación.

1.4.3. Comparaciones control-hindcast

Durante la simulación de control el modelo corre libremente, sólo constreñido por el balance radiativo derivado de la concentración de gases observada. Como se ha mencionado anteriormente, se trata de una realización de las infinitas que podrían haberse dado con dicha concentración de gases. No debe esperarse pues que reproduzca la cronología observada durante las últimas décadas, pero sí que sea estadísticamente consistente con la realidad observada. El problema aquí es cómo determinar la estadística de la realidad. Típicamente los hindcasts abarcan unas pocas décadas, un lapso de tiempo suficiente para caracterizar el ciclo estacionar y la variabilidad interanual, pero que queda algo corto para caracterizar la variabilidad a escalas decadales. Idealmente debería disponerse de hindcasts

que abarcaran uno o más siglos, pero eso es prácticamente imposible, puesto que no hay observaciones que abarquen un periodo tan largo. Por tanto, cuando se comparan parámetros estadísticos entre el hindcast y el control hay que recordar que no necesariamente se está resolviendo adecuadamente la variabilidad pluridecadal, la cual puede tener influencia por ejemplo en los valores medios y la variabilidad interanual. En la comparación del hindcast y de la simulación de control, por tanto, dichos parámetros deben ser similares, pero no necesariamente idénticos.

La comparación entre la simulación de control y el hindcast lo que da es una idea de la capacidad del modelo para producir correctamente una realización climática cuando corre en modo libre. Así por ejemplo, si el valor medio de una variable fuera muy distinto del observado durante las últimas décadas, o si en vez de alcanzarse un valor medio hay algún tipo de deriva importante, serían síntomas de algún tipo de desequilibrio en el modelo que lo harían inviable para obtener proyecciones climáticas (en las que obviamente no pueden usarse observaciones). Contrariamente, si la comparación hindcast-control es satisfactoria, entonces hay una cierta garantía de que al prolongar la simulación de control al siglo XXI (cambiando la concentración de gases observada por la prevista bajo cada escenario socio-económico) se obtendrá una realización realista (de las infinitas posibles) para el escenario climático futuro.

1.4.4. Comparaciones proyecciones-control

Puede parecer a primera vista que para evaluar los cambios del clima futuro respecto al presente lo lógico sería comparar las proyecciones climáticas con los hindcast. Sin embargo, la comparación más consistente es entre proyección y simulación de control. La razón es que el hindcast no es una simulación libre, por cuanto en algún momento (sea en los forzamientos o en el propio modelo marino) se han asimilado observaciones que lo hacen de alguna manera converger hacia la realidad observada; en cambio, tanto las simulaciones de control como las proyecciones son libres, en el sentido de que sólo se les impone el forzamiento radiativo derivado de la concentración de gases de efecto invernadero. La diferencia proyección-control es pues la que realmente refleja el impacto sobre el clima del incremento de gases en la atmósfera. Obviamente la comparación proyección-control tiene que haber pasado antes el filtro de la comparación entre control y hindcast.

A la hora de evaluar los cambios entre la proyección climática del siglo XXI y la simulación de control, debe tenerse en cuenta una vez más que se está comparando sólo una de las realizaciones posibles del clima. Esto es, cuando se muestra la evolución de una variable a lo largo del siglo XXI no debe esperarse que esa variable siga realmente la cronología mostrada, debido a que el clima real seguramente seguirá una realización distinta. Lo importante de nuevo son las variaciones en los parámetros estadísticos como la evolución del valor medio de esa variable y de su variabilidad a distintas escalas temporales.

La descripción de los cambios entre proyección y simulación de control puede hacerse de distintas maneras: comparando los valores medios de las últimas décadas simuladas para el siglo XXI con los valores medios de las últimas décadas del siglo XX, dando

tendencias de valores medios y extremos, etc. Los cambios obtenidos deberían compararse siempre con la variabilidad natural del sistema; sólo si dichos cambios son mayores que la variabilidad podrán atribuirse al incremento en la concentración de gases de efecto invernadero y por tanto podrá hablarse de cambio climático antropogénico. El problema es que una caracterización estricta de la variabilidad natural no es trivial y necesita de un registro de observaciones tan largo como sea posible. Aquí nos limitaremos en general a constatar los cambios y, en todo caso, a valorar de manera cualitativa si su magnitud es menor o del mismo orden que la variabilidad natural observada, o claramente mayor.

1.5. Resumen de las simulaciones y sus forzamientos

En esta sección se presentan detalles técnicos sobre los modelos y configuraciones utilizadas, así como un listado completo de las simulaciones llevadas a cabo. No tiene sentido por tanto presentar un resumen inicial, como en las otras secciones.

1.5.1. Descripción de los modelos y configuraciones utilizadas

Los downscaling dinámicos de los campos atmosféricos se han llevado a cabo mediante el modelo RCA. RCA es un modelo regional desarrollado a partir del modelo HIRLAM y pensado inicialmente para la predicción numérica del tiempo. La versión 3.5 aquí utilizada incluye una descripción de la atmósfera y su interacción con la superficie. Su núcleo dinámico sigue los pasos de la versión 2 (Jones *et al.*, 2004), con un esquema semi-implícito y semi-lagrangiano, con difusión horizontal de sexto orden aplicada a las variables de pronóstico y con dos niveles en el tiempo. La solución en el dominio interior se relaja a las condiciones de contorno en una zona buffer de ocho puntos que utiliza una función de relajación basada en funciones armónicas (Davies, 1976). Las celdas de la rejilla incluyen fracciones de mar, de hielo, de lago y de tierra. Cada fracción posee su propia ecuación de balance de energía y temperatura individual pronosticada (Samuelsson *et al.*, 2006), excepto para la temperatura de la superficie del mar, que se prescribe en las condiciones de contorno.

La versión utilizada en este trabajo se configuró con una malla lon-lat a una resolución de 0.22° , que corresponde aproximadamente a unos 25 km en el dominio definido de 22.5°N a 50.22°N y de 21.96°W a 42.72°E . El dominio consta así de 126×294 puntos de malla que cubren todo el Mediterráneo y un sector del Atlántico NE (Figura 1.2), de tal manera que sus límites están suficientemente alejados de las costas de la Península Ibérica para que los efectos de borde no alcancen el área de interés. El área utilizada para el estudio de las variables atmosféricas descritas en el capítulo 3 (señalada con un recuadro en la Figura 2) cubre la Península y las Islas Baleares. En la vertical se usan 24 niveles híbridos no equiespaciados que siguen el relieve (Simmons y Burridge, 1981). El paso de tiempo es de 15 minutos; para ser utilizadas como forzamiento en las simulaciones de océano, las salidas han sido agregadas (en el caso de flujos) o promediadas (en el caso de variables puntuales) cada hora.

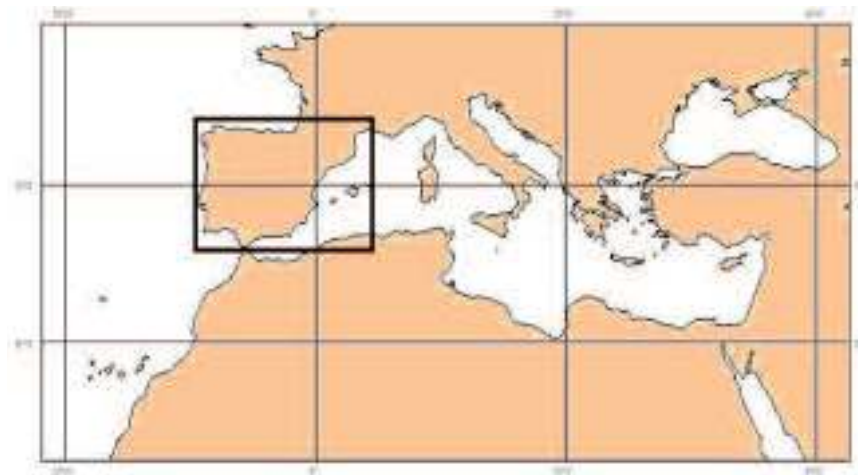


Figura 1.2: Dominio del modelo atmosférico RCA3.5 utilizado para los *downscaling* dinámicos de los campos atmosféricos. El área recuadrada corresponde a la zona donde se han promediado las variables atmosféricas presentadas en el capítulo 3.

Para las simulaciones baroclinas llevadas a cabo en el marco del proyecto ESCENARIOS (dominio IBMED12), se ha utilizado el modelo NEMOMED12 de superficie libre filtrada (sin mareas), basado en una configuración regional adaptada al Mediterráneo del modelo global NEMO v3.2 (Lebeaupin-Brossier *et al.*, 2011). El dominio IBMED12 abarca desde 23°N a 50°N y desde 21°W a 38°E con una resolución de 1/12°, con lo que cubre todo el Mediterráneo (sin el Mar Negro) y un sector del Atlántico que incluye todas las costas españolas incluyendo las Islas Canarias (ver Figura 1.3). En la vertical dispone de 50 niveles *z*, más espaciados cuanto más profundos, y la malla es de tipo Arakawa C. El modelo se ha forzado con flujos horarios de momento, calor y agua dulce provenientes de los *downscalings* dinámicos atmosféricos. La evaporación neta sobre el dominio del modelo se añade en forma de agua líquida en una franja de 2° que bordea la frontera atlántica del dominio (zona *buffer*) para mantener constante el volumen en el interior del dominio. Se han añadido además los flujos climatológicos de 40 ríos (en el caso de los escenarios dichos flujos se corrigen con proyecciones futuras del balance hídrico de las cuencas hidrográficas correspondientes). Como condiciones de contorno en la frontera Atlántica y para el clima presente, se ha utilizado la base de datos Levitus 94; para los escenarios, se han utilizado los datos de Levitus 94 corregidos con salidas del módulo de océano de los modelos globales utilizados como forzamiento atmosférico (HadCM3 y ECHAM5, ver sección 1.5.2). En ambos casos se ha utilizado una relajación gradual (de 10 a 90 días) de la temperatura y la salinidad hacia los valores de frontera.

Para las simulaciones baroclinas llevadas a cabo en el marco del proyecto VANIMEDAT-2 se ha utilizado el modelo NEMOMED8 (Somot *et al.*, 2006), que es otra configuración del modelo NEMO con 1/8° de resolución horizontal y 43 niveles verticales. Aparte de la menor resolución, la diferencia fundamental respecto a la configuración utilizada en ESCENARIOS es que el dominio sólo abarca el Mediterráneo (aparte de una pequeña zona *buffer* en el Atlántico). En la zona *buffer* se ha aplicado el mismo esquema de relajación de temperatura y salinidad que en las simulaciones del proyecto ESCENARIOS. En las proyecciones de clima futuro se han modificado las descargas de ríos y condiciones de contorno en la frontera atlántica siguiendo una metodología análoga a la utilizada en las integraciones de ESCENARIOS.

Un aspecto importante a tener en cuenta es que tanto para las simulaciones del proyecto ESCENARIOS como para las del proyecto VANIMEDAT-2, los modelos baroclinos no permiten la transferencia de masa de agua a través de las fronteras del dominio. Las condiciones de contorno impuestas en la frontera lo que hacen es transferir propiedades (por ejemplo temperatura y salinidad) provenientes de los modelos globales, pero no permiten la entrada o salida de agua proveniente de forzamientos remotos (ya sea de deshielo o debido a la acción del viento fuera del dominio del modelo, por ejemplo). En este sentido es como si los modelos tuvieran un muro en la frontera que no permite los intercambios de masa (excepto los derivados de la entrada o salida de sal). Este tipo de configuración sólo afecta a una variable, el nivel del mar total. Para que no sea así, entre las condiciones de contorno debería imponerse también la de nivel del mar (en estos momentos hay estudios en curso para determinar la manera de implementarla). Las implicaciones de la configuración utilizada sobre el diagnóstico del nivel del mar total se discutirán con detalle en la sección 3.10.

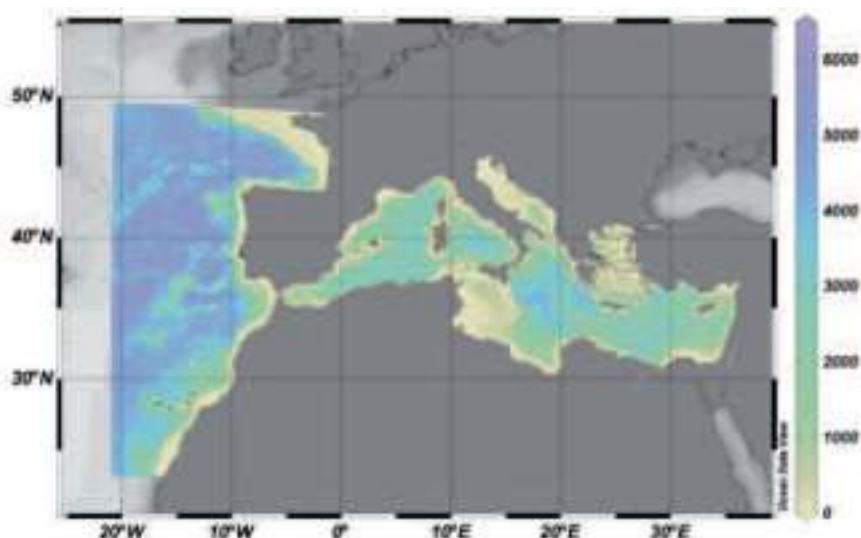


Figura 1.3: Dominio IBMED12, utilizado para las simulaciones baroclinas llevadas a cabo en el marco del proyecto ESCENARIOS, con la batimetría utilizada.

Para las simulaciones barotropas (o marea meteorológica) se ha utilizado el modelo oceanográfico HAMSOM (Backhaus, 1985) en su versión 2D. El modelo resuelve las ecuaciones de aguas someras en una malla Arakawa-C, y proporciona valores de nivel del mar y de velocidades promediadas verticalmente en cada punto de malla. El modelo se ha implementado para el mismo dominio usado en el marco del proyecto HIPOCAS (Ratsimandresy *et al.*, 2008) y similar al que se usa en Puertos del Estado como parte del sistema de predicción de nivel del mar NIVMAR (Álvarez-Fanjul *et al.*, 2001). Dicho dominio incluye el Mar Mediterráneo y las costas atlánticas ibéricas, pero no las Islas Canarias (ver Figura 1.4). La resolución espacial es de $1/6^\circ\text{lat} \times 1/4^\circ\text{lon}$ (~ 18 km), lo que resulta en 8.668 puntos de malla sobre el mar. El modelo se fuerza únicamente con campos de vientos a 10 m y de presión atmosférica a nivel del mar provenientes de las simulaciones atmosféricas. Las salidas del modelo se almacenaron con una resolución temporal horaria, adecuada para el análisis de valores extremos.

Figura 1.4: Dominio del modelo HAMSOM, utilizado para las simulaciones barotropas llevadas a cabo en el marco de los proyectos ESCENARIOS y VANIMEDAT-2.

Para las simulaciones de oleaje se ha utilizado el modelo numérico WAM (*Wave prediction Model*), un modelo de oleaje de tercera generación que resuelve de forma explícita la ecuación de transporte de ondas (WAMDI, 1988; Günther *et al.*, 1992). Para abarcar las costas Mediterráneas y Atlánticas españolas el modelo se ha implementado en dos dominios (ver Figura 1.5). El primero abarca toda la cuenca Mediterránea Occidental (desde el Estrecho de Gibraltar hasta la longitud 17°E) con una resolución espacial de 1/6°, lo que resulta en 3.398 puntos de malla sobre el mar. El segundo dominio abarca prácticamente todo el Atlántico Norte, con una resolución variable, tanto más densa como más próxima a las costas de interés (hasta un límite de 2,5 km) lo cual implica 12.765 puntos de malla sobre el mar. En ambos casos el modelo se fuerza con los campos de viento a 10 m provenientes del modelo atmosférico. Los parámetros de salida se almacenaron cada 3h e incluyen altura significativa de ola (Hs), dirección, periodo medio y periodo de pico, así como la separación de dichas variables en las componentes de oleaje de viento (“sea”) y oleaje remoto (mar de fondo o “swell”).

Un aspecto importante es que las simulaciones del dominio Mediterráneo no incluyen el oleaje entrante por Gibraltar, y por tanto sus resultados no pueden considerarse fiables en el Mar de Alborán. Por el contrario, el dominio Atlántico penetra en el Mediterráneo hasta mucho más allá de Alborán; por ello, el cálculo de los valores regionales en dicha región se ha llevado a cabo a partir de las simulaciones Atlánticas.

Figura 1.5: Dominio Atlántico del modelo WAM, con las distintas resoluciones utilizadas. [El dominio Mediterráneo (no mostrado aquí) abarca más allá de la cuenca Occidental (desde el Estrecho de Gibraltar hasta la longitud 17°E) con una resolución espacial de 1/6°]. El modelo WAM se ha utilizado para las simulaciones de oleaje del proyecto ESCENARIOS.

1.5.2. Tablas-resumen de las simulaciones llevadas a cabo

Los hindcasts marinos llevados a cabo en el marco de este proyecto han sido forzados con los downscalings dinámicos llevados a cabo por AEMET con el modelo RCA3.5 (ver sección anterior para más detalles). Los downscalings dinámicos, a su vez, se han llevado a cabo a partir de datos cada 6 horas de los reanálisis ERA-40 (1958-2001) y ERA-interim (1989-2008) del Centro Europeo para la Predicción del Tiempo a Medio plazo. Esos reanálisis usan coordenadas híbridas en la vertical, con 60 niveles que abarcan desde la superficie hasta el nivel de 0,1 hPa y un espaciado que va de 0,5 km en la troposfera media a 1 km aproximadamente cerca de la tropopausa. El nivel más cercano al suelo está a 10 m (Uppala *et al.*, 2005). El modelo usa un esquema de advección semi-lagrangiano con dos pasos de tiempo (Temperton *et al.*, 2001; Hortal, 2002), y un esquema de elementos finitos para la discretización vertical (Untch y Hortal, 2006).

Las simulaciones de control (1950-2000) y los escenarios (2000-2100) marinos han sido forzados con los downscalings dinámicos llevados a cabo por AEMET a partir de dos modelos globales que representan el estado del arte en modelización climática: el ECHAM5, del Max Plank Institut de Alemania (ver p.e. Roeckner *et al.*, 2003), y el HADCM3, del HADLEY Center del Reino Unido (ver p.e. Pope *et al.*, 2000). Del segundo se han utilizado tres versiones correspondientes a distintas sensibilidades al forzamiento de gases de efecto invernadero: baja (*“low”*), media (*“ref”*) y alta (*“high”*). El listado completo de simulaciones llevadas a cabo en el marco del proyecto ESCENARIOS se muestra en la Tabla 1.1. Las simulaciones llevadas a cabo en el marco del proyecto VANIMEDAT-2 se muestra en la Tabla 1.2.

Tabla 1.1: Simulaciones llevadas a cabo en el marco del proyecto ESCENARIOS

Simulaciones atmosféricas (downscalings dinámicos con RCA3.5)		
Simulación	Periodo	Forzamientos
Hindcast	1960- 2000	6 h. Reanálisis ERA40
Hindcast	1989- 2008	6 h. Reanálisis ERA-Interim
CONTROL	1960-2000	6 h. Modelo global ECHAM5
CONTROL	1960-2000	6 h. Modelo global HadCM3-low
ESCENARIOS A1B, A2	2000-2100	6 h. Modelo global ECHAM5
ESCENARIO A1B	2000-2100	6 h. Modelo global HadCM3-low

Simulaciones baroclínicas			
Simulación	Periodo	Forzamientos	Otras características
Hindcast	1960- 2000	1 h. Downscaling de ERA40 con RCA3.5	- Zona buffer (Atlántico): Levitus 94 - Ríos: RivDis en Mediterráneo/ORCA12 en Atlántico
Hindcast	1989- 2004	1 h. Downscaling de ERA-Interim con RCA3.5	- Zona buffer (Atlántico): Levitus 94 - Ríos: RivDis en Mediterráneo/ORCA12 en Atlántico
CONTROL	1961-2000	1 h. Downscaling de ECHAM5 con RCA3.5	- Zona buffer (Atlántico): Levitus 94 - Ríos: RivDis en Mediterráneo/ORCA12 en Atlántico
CONTROL	1961-2000	1 h. Downscaling de HadCM3- low con RCA3.5	- Zona buffer (Atlántico): Levitus 94 - Ríos: RivDis en Mediterráneo/ORCA12 en Atlántico
ESCENARIO A1B	2001-2050	1 h. Downscaling de ECHAM5 con RCA3.5	- Zona buffer (Atlántico): Levitus 94 + anomalías ECHAM5 - Ríos: RivDis en Mediterráneo/ORCA12 en Atlántico + anomalías del balance hídrico de ECHAM5
ESCENARIO A1B	2001-2050	1 h. Downscaling de HadCM3- low con RCA3.5	- Zona buffer (Atlántico): Levitus 94 + anomalías HadCM3-low - Ríos: RivDis en Mediterráneo/ORCA12 en Atlántico + anomalías del balance hídrico de HadCM3-low

Tabla 1.1: (Cont.)

Simulaciones barotropas		
Simulación	Periodo	Forzamientos
Hindcast	1958-2001	1h. Downscaling de ERA40 con RCA3.5
Hindcast	1989-2008	1h. Downscaling de ERA-Interim con RCA3.5
CONTROL	1950-2000	1h. Downscaling de ECHAM5 con RCA3.5
CONTROL	1950-2000	1h. Downscaling de HadCM3-low con RCA3.5
CONTROL	1950-2000	1h. Downscaling de HadCM3-ref con RCA3.5
CONTROL	1950-2000	1h. Downscaling de HadCM3-high con RCA3.5
ESCENARIO A1B	2001-2100	1h. Downscaling de ECHAM5 con RCA3.5
ESCENARIO A1B	2001-2100	1h. Downscaling de HadCM3-low con RCA3.5
ESCENARIO A1B	2001-2100	1h. Downscaling de HadCM3-ref con RCA3.5
ESCENARIO A1B	2001-2100	1h. Downscaling de HadCM3-high con RCA3.5

Simulaciones de oleaje		
Simulación	Periodo	Forzamientos
Hindcast	1958-2001	1h. Downscaling de ERA40 con RCA3.5
Hindcast	1989-2008	1h. Downscaling de ERA-Interim con RCA3.5
CONTROL	1950-2000	1h. Downscaling de ECHAM5 con RCA3.5
CONTROL	1950-2000	1h. Downscaling de HadCM3-low con RCA3.5
CONTROL	1950-2000	1h. Downscaling de HadCM3-ref con RCA3.5
CONTROL	1950-2000	1h. Downscaling de HadCM3-high con RCA3.5
ESCENARIO A1B	2001-2100	1h. Downscaling de ECHAM5 con RCA3.5
ESCENARIO A1B	2001-2100	1h. Downscaling de HadCM3-low con RCA3.5
ESCENARIO A1B	2001-2100	1h. Downscaling de HadCM3-ref con RCA3.5
ESCENARIO A1B	2001-2100	1h. Downscaling de HadCM3-high con RCA3.5

Tabla 1.2: Simulaciones llevadas a cabo en el marco del proyecto VANIMEDAT-2

Simulaciones baroclínicas			
Simulación	Periodo	Forzamientos	Otras características
CONTROL-test	1960-2000	Diarios. Modelo ARPEGE-4	- Zona buffer (Atlántico): climatología mensual (1 año) de Reynaud-1998. - Ríos: climatología mensual (1 año) de RivDis-1996.
CONTROL	1960-2000	Diarios. Modelo ARPEGE-4	- Zona buffer (Atlántico): climatología mensual (1 año) de Reynaud-1998. - Ríos: climatología mensual (1 año) de RivDis, 1996
ESCENARIOS-test A1B, A2, B1	2001-2100	Diarios. Modelo ARPEGE-4	- Zona buffer (Atlántico): climatología mensual (1 año) de Reynaud-1998 + promedio espacial de anomalía mensual interdecadal de ARP3 - Ríos: climatología mensual (1 año) de RivDis-1996 + anomalía mensual interdecadal de la escorrentía de ARP4
ESCENARIOS A1B, A2, B1	2001-2100	Diarios. Modelo ARPEGE-4	- Zona buffer (Atlántico): climatología mensual (1 año) de Reynaud-1998 + promedio espacial de la anomalía mensual interanual de ARP4 - Ríos: climatología mensual (1 año) de RivDis-1996 + anomalía mensual interanual de escorrentía i del Mar Negro (P-E+R) del modelo ARP4

Simulaciones barotrópicas		
Simulación	Periodo	Forzamientos
Hindcast	1958-2001	6h. Downscaling de ERA40 con ARPEGE-3
Hindcast	1958-2001	6h. Downscaling de ERA40 con ARPEGE-4
Hindcast	1989-2008	6h. Downscaling de ERA-Interim con ARPEGE-4
CONTROL	1950-2000	6h. Downscaling de ARPEGE-4
ESCENARIOS A1B, A2, B1	2001-2100	6h. Downscaling de ARPEGE-4

Simulaciones de oleaje		
Simulación	Periodo	Forzamientos
Hindcast	1958-2001	6h. Downscaling de ERA40 con ARPEGE-3
Hindcast	1958-2001	6h. Downscaling de ERA40 con ARPEGE-4
Hindcast	1989-2008	6h. Downscaling de ERA-Interim con ARPEGE-4
CONTROL	1950-2000	6h. Downscaling de ARPEGE-4
ESCENARIOS A1B, A2, B1	2001-2100	6h. Downscaling de ARPEGE-4

Vulnerabilidad de los puertos ante el clima presente

2

2.1. Metodología

Un cuestionario ad hoc diseñado por Puertos del Estado y remitido a todas las Autoridades Portuarias ha permitido determinar los eventos climáticos que en la actualidad tienen mayor incidencia sobre la explotación portuaria. Una mayoría de Autoridades Portuarias percibe el viento y el oleaje como los fenómenos que más inciden en la operativa de sus puertos, con riesgo de paralizar la actividad en la mayor parte de ellos. Las precipitaciones extremas causan también problemas en cerca de la mitad de puertos, aunque con menor riesgo de paralización de la actividad. De las respuestas al cuestionario no se desprende que las variables climáticas afecten de forma diferenciada en función de la fachada marítima en la que se encuentra el puerto.

La información sobre cuáles son los impactos asociados a eventos climáticos que en la actualidad tienen mayor incidencia en la explotación portuaria se ha recopilado por medio de un cuestionario ad hoc diseñado por Puertos del Estado y remitido a las Autoridades Portuarias. En el cuestionario se ha distinguido entre impactos causados por oleaje (oleaje en la bocana y exterior, rebase, agitación interior), por nivel del mar (inundaciones, escasez por nivel bajo del mar, onda larga producida por oleaje), por viento, por lluvia y por temperatura, entre otras causas. De un total de 27 Autoridades Portuarias, 24 han respondido al cuestionario. La Figura 2.1 muestra cuántas de ellas han indicado que tienen problemas de operativa portuaria causados por alguna variable climática.

La Figura 2.1 evidencia que una mayoría de Autoridades Portuarias percibe el viento y el oleaje (por mar de viento o por mar de fondo) como los fenómenos meteorológicos que más inciden actualmente en la operativa de sus puertos, con riesgo además de paralizar la actividad portuaria en la mayor parte de ellos. Las precipitaciones extremas causan también problemas en cerca de la mitad de puertos, aunque con menor riesgo de paralización de la actividad. El riesgo de pérdida de vidas por fenómenos climáticos es en general reducido, siendo los vientos extremos, los rebases y el oleaje en la bocana y exterior del puerto los fenómenos que preocupan a un mayor número de Autoridades Portuarias. De las respuestas al cuestionario no se desprende que las variables climáticas afecten de forma diferenciada a la operativa del puerto en función de la fachada marítima en la que se éste se encuentra.

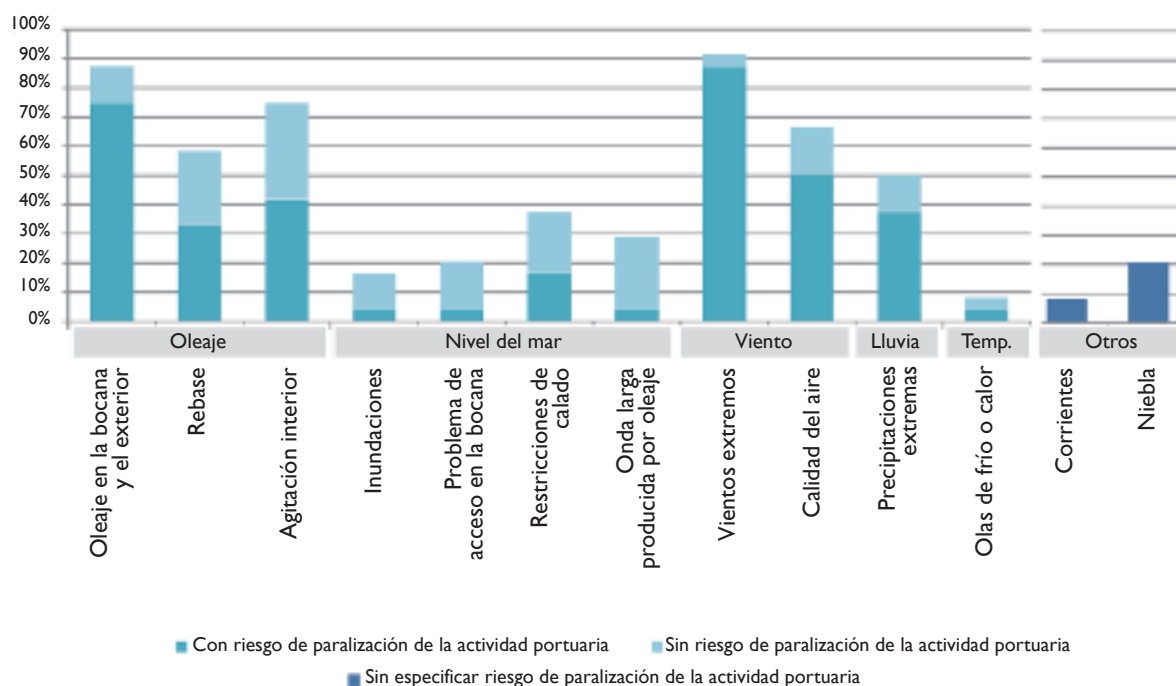


Figura 2.1: Porcentaje de Autoridades Portuarias con problemas de operativa portuaria por variables relacionadas con el clima.

2.2. Vulnerabilidad frente al oleaje

El oleaje puede condicionar la operativa de los puertos de muchas maneras. En el exterior del puerto puede limitar la entrada y salida de los buques por problemas en la bocana, impedir el embarque/desembarque de practicaje, imposibilitar el fondeo o hacer inoperativos algunos muelles exteriores. Dentro del puerto, uno de los principales problemas es el rebase de diques, que puede interrumpir el paso de vehículos y de personas en las zonas más expuestas, reduciendo la actividad o incluso conllevando el cierre operativo de algunos atraques. El otro problema interior es la agitación, que según sea su magnitud puede dificultar la navegación en el acceso a muelles, complicar el amarre de ciertas embarcaciones en taludes interiores o entorpecer las operaciones de carga y descarga en pantalanes.

Las respuestas al cuestionario ponen de manifiesto que un oleaje excesivo en la bocana puede dificultar la maniobrabilidad de los buques y suponer una limitación para su entrada y salida. También puede limitar la toma de remolque o condicionar su operación (en el puerto de Melilla, por ejemplo, el riesgo que conlleva realizar las maniobras de entrada con la única ayuda de un remolcador de 1.800 CV es lo suficientemente alto como para denegar la entrada a puerto). En el caso de mar de fondo, el oleaje puede reducir la sonda en el canal de entrada, restringiendo el paso a buques de gran calado (caso de Huelva, por ejemplo).

En bastantes puertos, el fuerte oleaje puede llegar a impedir el embarque/desembarque de practicable, sea parcialmente (en el puerto de El Ferrol, por ejemplo, para algunos gaseeros y carboneros de gran porte) o totalmente, lo que en la práctica supone la suspensión del servicio y la consiguiente paralización del puerto (el canal de navegación de entrada al Puerto de Castellón tiene tres alineaciones debido a la existencia de la isla pantalan de la petrolera BP, por lo que en la bocana los buques están expuestos lateralmente al efecto de los temporales y los prácticos no siempre están dispuestos a embarcar en el exterior, teniéndose que cerrar el puerto por este motivo).

Un oleaje excesivo en el exterior del puerto puede además imposibilitar el fondeo de buques o hacer inoperativos algunos muelles exteriores (caso de Bilbao, donde se paraliza las maniobras de buques en algunos pantalanes de la zona industrial del puerto cuando se registra un oleaje exterior con altura de ola significativa superior a 3 metros). También puede interrumpir algunos servicios marítimos de corta distancia (caso del servicio regular de viajeros entre Algeciras y el norte de África a través del Estrecho de Gibraltar).

En lo que concierne a fenómenos de rebase, éstos causan problemas esporádicos en la operación portuaria en alrededor la mitad de puertos españoles. En buena parte de las ocasiones suele ser suficiente interrumpir el paso de vehículos y de personas en las zonas más expuestas con objeto de evitar daños. En un menor número de casos, el rebase puede reducir la actividad portuaria en determinados muelles, al afectar a instalaciones portuarias, provocar el cierre operativo de algunos atraques o impedir la movilidad por los viales de dique y contradique. El hecho de que un dique sea rebasado con cierta frecuencia no implica necesariamente que sea un problema, siempre que se haya tenido en cuenta en su diseño (por ejemplo, en el puerto de A Coruña, el rebase del dique comienza para temporales de ola significativa de 9-10 metros, correspondientes a un periodo de retorno de 2,5 a 5 años).

La agitación interior también incide en un número considerable de puertos. Según sea su magnitud, la agitación interior puede dificultar la navegación en el acceso a muelles (en mayor medida a las embarcaciones menores), complicar el amarre de ciertas embarcaciones (en el puerto de El Ferrol, por ejemplo, la experiencia operativa de estos últimos años ha demostrado que, con ocasión de temporales duros, se ven afectadas las descargas de gráneles sólidos, siendo necesario el uso de remolcadores que empujen al buque contra las defensas para evitar la rotura de amarras), dificultar la operativa en atraques de taludes interiores (caso del atraque 34B del Muelle de la Energía en el puerto de Barcelona, de la operación de buques ro-ro en el muelle 13 del puerto de Alicante con dirección de oleaje sur, o del embarque en buques de pasaje conectados con pasarelas mecánicas en el puerto de Málaga), o entorpecer las operaciones de carga y descarga en pantalanes interiores (por ejemplo, de los buques tanque en los pantalanes de la refinería de CEPSA en Algeciras). En el caso de Vigo, provoca problemas puntuales en el tráfico de ría de pasajeros.

2.3. Vulnerabilidad por el nivel del mar

La vulnerabilidad de los puertos españoles frente a la variabilidad actual del nivel del mar es, a día de hoy, limitada, y viene determinada sobre todo por la falta de calado en algunos puertos. Las inundaciones por efecto de la subida del nivel del mar y los fenómenos de onda larga se dan excepcionalmente y en un número reducido de muelles portuarios. No obstante la vulnerabilidad puede incrementarse drásticamente en el futuro debido a la importante subida del nivel medio que muestran las proyecciones.

Contrariamente a lo que sucede con el oleaje, la vulnerabilidad actual de los puertos españoles por el nivel del mar es ciertamente limitada, y no viene tanto determinada por la subida del mismo como por las situaciones de falta de calado que eventualmente éste provoca en algunos puertos. Ello se traduce en problemas concretos de acceso de algunos buques a muelles con calados ajustados, en una necesidad de mayores volúmenes de dragado de mantenimiento (en particular, después de temporales), o en restricciones de acceso en situación de bajamar en el caso de algunos puertos de la vertiente atlántica. Las inundaciones por efecto de la subida del nivel del mar se dan excepcionalmente y en un número muy reducido de muelles portuarios. Los problemas ocasionados por las oscilaciones del nivel del mar de alta frecuencia (las denominadas rissagas) en ciertas áreas del Mediterráneo son también excepcionales, sin llegar a paralizar la actividad portuaria en ninguno de los puertos de ámbito estatal (si lo hacen, llegando a causar daños cuantiosos, en algunos puertos de las Islas Baleares de titularidad autonómica).

Los problemas de operativa portuaria causados por fenómenos de ondas largas producidas por oleaje se dan en alrededor de un tercio de los puertos, aunque en general con escasa frecuencia y con una limitada incidencia. Entre sus afecciones se citan el movimiento de buques atracados en dársenas interiores, la rotura de amarras, o inundaciones y daños en pantalanés y alguna estructura.

Obviamente, el hecho de que la vulnerabilidad de los puertos españoles frente a la variabilidad actual del nivel del mar actual sea limitada no es óbice para que ésta pueda incrementarse drásticamente en el futuro debido a la subida del nivel medio.

2.4. Vulnerabilidad frente a vientos extremos

Los vientos extremos limitan ocasionalmente el acceso de determinados tipos de buques al puerto y sus maniobras de atraque y desatraque. Excepcionalmente, pueden llegar a poner en riesgo la permanencia segura de los buques amarrados y/o fondeados. Los vientos extremos también dificultan la operativa de carga y descarga de determinadas mercancías, especialmente en lo que respecta a la manipulación de gránulos pulverulentos. También pueden causar daños en edificaciones portuarias.

Los vientos extremos limitan ocasionalmente el acceso de determinados tipos de buques al puerto (en el caso de El Ferrol, los gaseros son especialmente sensibles al viento en su paso por el canal de entrada) y sus maniobras de atraque y desatraque en pantalanes (caso de la zona industrial del puerto de Bilbao, si se registra un viento superior a 25/35 nudos de componente norte/sur respectivamente). Excepcionalmente, pueden llegar a poner en riesgo la permanencia segura de los buques amarrados y/o fondeados (ver Figura 2.2, por ejemplo). Cuando en el interior de los puertos los esfuerzos sobre los cabos de las amarras son muy altos, puede ser necesario reforzarlos e incluso utilizar un remolcador de apoyo en caso de buques grandes con mucha superficie expuesta al viento.

Los vientos extremos también dificultan la operativa de carga y descarga de determinadas mercancías. En el caso de contenedores, pueden obligar a paralizar el servicio de grúas portuarias o a limitar la altura de su apilamiento. En el caso del puerto de Cartagena, se llega a parar las operaciones de carga y descarga de gráneles líquidos en las zonas más expuestas. En el puerto de Melilla, la realización de las operaciones lo-lo pueden quedar detenidas por riesgo de accidente. Con todo, los problemas más frecuentes en el sistema portuario español provienen de la incidencia que tiene la manipulación de gráneles pulverulentos (cereales, haba de soja, etc.) en el aumento de partículas sólidas en suspensión y en el empeoramiento de la calidad del aire, que afectan a operadores portuarios adyacentes y a áreas urbanas próximas. Esta afección puede conllevar la paralización de las operaciones en caso de superación de límites legales, riesgo de dispersión de alérgenos e incluso en situaciones de especial sensibilización de la población afectada. Al margen de todo ello, los vientos fuertes también ocasionan daños en edificaciones del recinto portuario.



Figura 2.2: Dos buques varados en la playa de El Saler el 28 de Septiembre 2012, después de garrar cuando estaban en el fondeadero de Valencia. Las causas fueron el fuerte viento del NE (60 nudos) y la fuerte marejada.

2.5. Vulnerabilidad por precipitaciones extremas

Las precipitaciones extremas pueden causar problemas de visibilidad para maniobrar los buques, inundaciones en las instalaciones y problemas adicionales en puertos cercanos a la desembocadura de ríos. Los puertos mediterráneos son especialmente sensibles a los fenómenos de gota fría típicos de otoño, mientras en la vertiente atlántica las precipitaciones intensas pueden verse agravadas al combinarse con mareas vivas altas. También pueden producirse vertidos en las dársenas interiores por rebose de la red de saneamiento de la ciudad.

Como consecuencia de las precipitaciones extremas, algunos puertos pueden tener problemas de visibilidad para la maniobrabilidad de los buques, así como padecer inundaciones en viales interiores y terminales e incluso en los accesos al puerto. En caso de precipitaciones muy intensas, es necesario paralizar las operaciones de carga/descarga de gráneles sólidos, o limitar algunas operaciones en otras terminales. También puede darse algún fallo eléctrico como consecuencia de la intrusión de agua. En el puerto de Cádiz las precipitaciones extremas conllevan el arrastre de sedimentos al río Guadalete, provocando problemas de navegación, mientras que en Valencia pueden obligar a liberar el atraque frente a la desembocadura del río Turia para facilitar la evacuación de las aguas. Los puertos mediterráneos son especialmente sensibles a los fenómenos de la gota fría, que se producen típicamente a finales de verano e inicio del otoño. En los puertos de la vertiente atlántica, las inundaciones provocadas por las precipitaciones intensas pueden verse agravadas al combinarse con mareas vivas altas. Como consecuencia de las lluvias intensas, se producen también vertidos en las dársenas interiores del puerto por rebose de la red de saneamiento de la ciudad (caso de Málaga o Ceuta), con la afección consiguiente a la calidad del agua.

2.6. Vulnerabilidad por otros fenómenos

La niebla densa, las corrientes marinas intensas, el calor extremo o las tormentas eléctricas son fenómenos que actualmente también causan problemas, aunque en un número reducido de puertos españoles.

De acuerdo con las respuestas de las Autoridades Portuarias al cuestionario remitido por Puertos del Estado, la niebla densa, las corrientes marinas intensas, el calor extremo o las tormentas eléctricas son fenómenos que actualmente también causan problemas, aunque en un número reducido de puertos españoles. La niebla intensa provoca falta de visión y peligro de alcance en la operativa de los buques, lo que puede llegar a determinar el cierre del puerto (en el puerto de Avilés, por ejemplo, hasta 5 veces al año). Las corrientes marinas exteriores llegan a dificultar las maniobras de aproximación en el acceso a la bocana sur del puerto de Barcelona y las operaciones de atraque en los muelles exteriores del puerto de Algeciras. Además, tienen incidencia en la calidad del agua, al dispersar los vertidos de los buques y los sedimentos de dragado durante las operaciones de extracción,

transporte y deposición. Las tormentas eléctricas pueden afectar a los sistemas de comunicación del puerto y la operativa de descarga de determinadas mercancías, como el gas natural licuado. Por su parte, las olas de calor pueden incidir en la descarga de buques frigoríficos y en la producción de blooms de algas, que pueden empeorar significativamente la calidad del agua y producir malos olores (caso del puerto de Barcelona, por ejemplo).

Cambio climático

3

Este capítulo constituye el núcleo del trabajo, y en él se exponen en detalle los resultados para cada una de las variables climáticas. Éstas se presentan ordenadas según las simulaciones numéricas a partir de las cuales se han obtenido. Primero las atmosféricas: temperatura del aire (3.2) y precipitación (3.3); después las marinas obtenidas de las simulaciones baroclínicas: temperatura del mar (3.4), salinidad (3.5) y corrientes (3.6); después el oleaje (3.7); y finalmente el parámetro más complejo, por cuanto se obtiene a partir de distintas simulaciones: el nivel del mar. Para éste último se presentan primero las componentes baroclina (3.8) y barotropa (3.9) y después el nivel del mar total (3.10).

Para cada variable se repite la misma estructura. Se presenta primero una validación de los hindcasts frente a observaciones; después una comparación entre las simulaciones de control y el hindcast; finalmente se presentan los resultados de las proyecciones de cambio climático. Como ya se ha comentado en la introducción, la discusión se basa sobre todo en los resultados obtenidos en el proyecto ESCENARIOS, pero se complementa con algunas referencias a los resultados de las simulaciones de VANIMEDAT-2.

Dada la extensión de los resultados, se ha considerado la descripción de cada variable como un sub-capítulo en sí mismo. A modo de introducción y antes de exponer en detalle dichos resultados, se ha creído conveniente presentar primero (3.1) una idea de conjunto de los cambios marinos más relevantes. Al tratarse ya de un resumen, no tiene sentido hacer un resumen de cada epígrafe, como en las otras secciones de este libro.

3.1. Resumen de resultados

3.1.1. Temperatura, salinidad y corrientes superficiales

Las simulaciones baroclinas, realizadas con modelos regionalizados de alta resolución, anidados a modelos globales, muestran un considerable incremento de la temperatura superficial del mar a lo largo del siglo XXI, tanto en la cuenca Mediterránea como en la región del Atlántico que comprende las aguas de que van desde el golfo de Vizcaya hasta las Islas Canarias. Hasta el 2050 y para el escenario A1B, las tendencias en superficie se estiman entre +0,017 y +0,024 °C/año para el conjunto del Mediterráneo. En las aguas Atlánticas cercanas a la Península Ibérica se registra un incremento de temperatura similar (entre +0,017 y +0,021 °C/año). Ello se traduce en incrementos, para 2050, del orden de 1°C en el valor medio y de hasta 1,5 °C en el percentil 95 (Tabla 3.1.1). Un hecho relevante es que el aumento es menor en la fachada atlántica (de hecho, en zonas localizadas las simulaciones muestran tendencias negativas, especialmente en verano y otoño). Como se mostrará en el subcapítulo 3.4, ello sería debido a una intensificación del afloramiento estacional, el cual contrarrestaría en parte el aumento de temperatura superficial anual.

La Figura 3.1.1 muestra la evolución de las anomalías de temperatura superficial media en el Mediterráneo a lo largo del siglo XXI para los escenarios B1, A1B y A2. Un hecho a des-

Tabla 3.1.1: Variaciones de la temperatura superficial (en oC) media y extremal en la primera mitad del siglo XXI con respecto al siglo XX para el escenario A1B y dos forzamientos atmosféricos diferentes (ECHAM y HADLEY-Low). Para cada zona costera se muestra el cambio máximo y mínimo respecto a la simulación de control, que es equivalente al clima del siglo XX. Los periodos considerados son los promedios de 2020 a 2050 (escenarios) y de 1970 a 2000 (control).

	Mar Cantábrico	Fachada atlántica	Golfo de Cádiz	Islas Canarias	Alborán y Almería	Mar Catalano-Balear y Baleares
Variación de valor medio	Max: +0,9 Min: +0,4	Max: +0,5 Min: +0,1	Max: +0,8 Min: +0,3	Max: +1,0 Min: +0,3	Max: +0,6 Min: +0,6	Max: +0,9 Min: +0,5
Variación de percentil 95	Max: +0,9 Min: +0,9	Max: +0,5 Min: +0,3	Max: +1,5 Min: +0,8	Max: +1,1 Min: +0,6	Max: +1,3 Min: +0,6	Max: +1,5 Min: +1,1

taçar es que es a partir de 2050 cuando los valores de los distintos escenarios se distancian, siendo el A2 el que muestra, como era de esperar, un mayor calentamiento superficial.

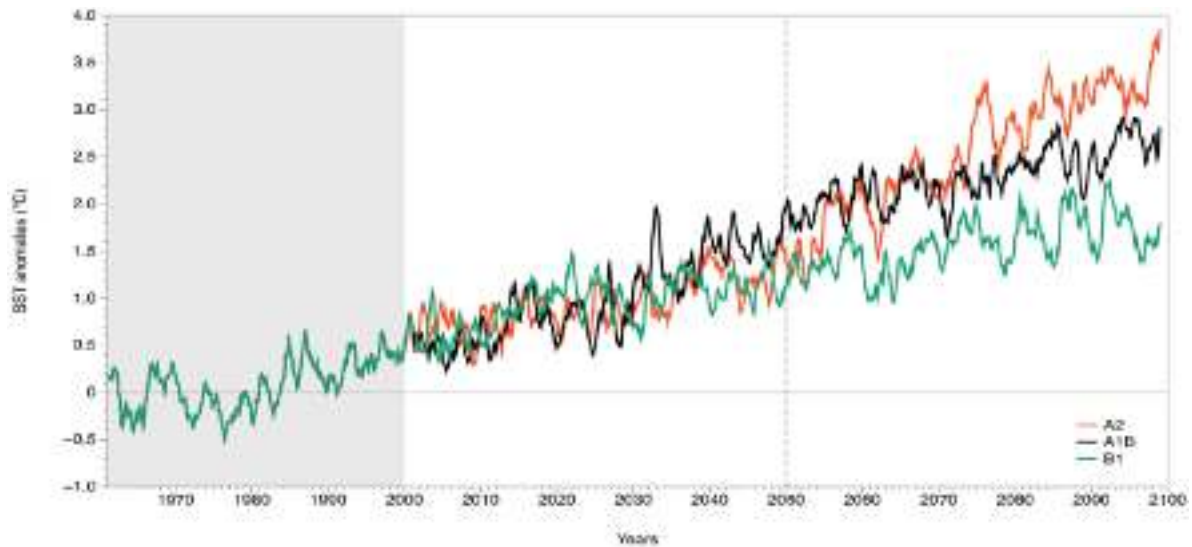


Figura 3.1.1: Anomalías de la temperatura superficial (en °C) respecto al promedio del período de control 1961-1990, promediadas para toda la cuenca Mediterránea. Se han obtenido a partir de las simulaciones baroclínicas de VANIMEDAT-2 para los escenarios B1, A1B y A2.

Para la salinidad los resultados muestran un alto grado de incertidumbre. Por un lado, parece claro que en el Mediterráneo los cambios previstos en el balance de evaporación-precipitación (incremento de la primera y disminución de la segunda) producirían un incremento de la salinidad de la cuenca. Sin embargo, la evolución de esta variable viene determinada también por los valores de la salinidad en el Atlántico oriental, que penetran en el Mediterráneo a través del Estrecho de Gibraltar, y ahí es donde se encuentra la disparidad de resultados: los modelos globales describen de forma muy distinta el proceso de deshielo a latitudes altas y el consiguiente transporte de aguas menos salinas a latitudes medias. De hecho, de todos los fenómenos asociados al cambio climático, el del deshielo es uno de los que presenta mayores incertidumbres, y ello se traduce aquí en soluciones dispares en la evolución de la salinidad en el Atlántico oriental y por tanto en las condiciones de contorno de nuestros modelos regionales. En resumen, con las simulaciones disponibles a día de hoy se hace difícil pronosticar la evolución de la salinidad en la fachada atlántica y saber si una posible disminución en esa zona podría contrarrestar la clara tendencia hacia un incremento de la salinidad que muestran los forzamientos locales dentro de la cuenca Mediterránea.

Por lo que respecta a las corrientes, en el escenario A1B y para la primera mitad del siglo XXI los resultados no muestran cambios estadísticamente significativos en el Mediterráneo. En el Atlántico, sin embargo, ambas simulaciones sí muestran cambios, concretamente un reforzamiento de la corriente en el sentido de norte a sur (Figura 3.1.2). Estos cambios están probablemente asociados al reforzamiento del afloramiento estacional mencionado anteriormente.

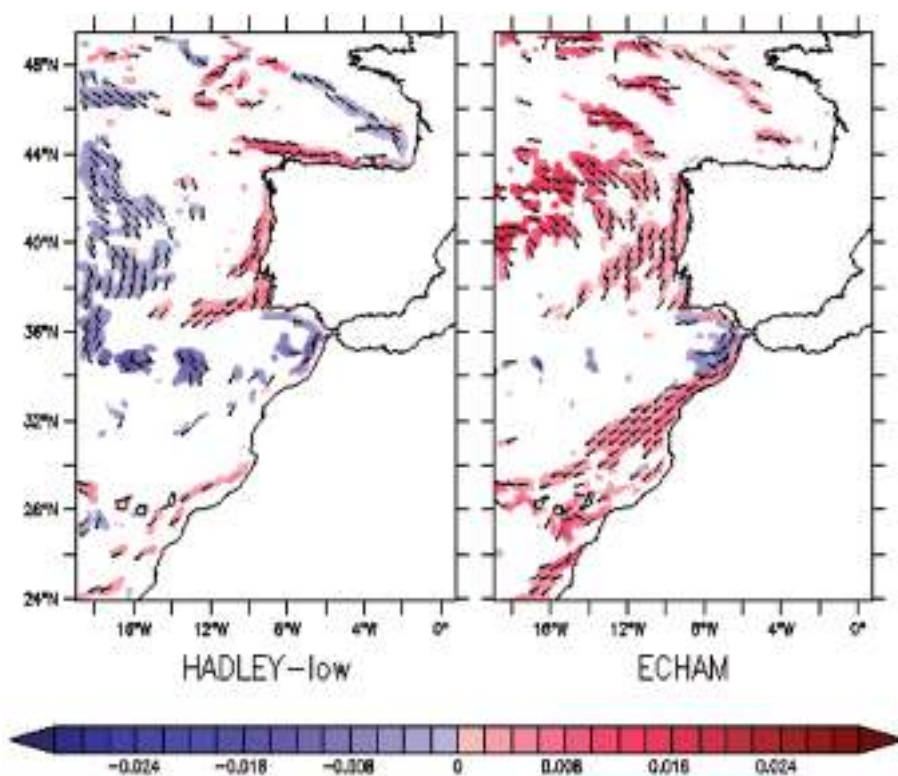


Figura 3.1.2: Tendencias de las corrientes superficiales (en m/s/década) calculadas para el periodo 2001-2050 a partir de las proyecciones forzadas con HADLEY-low y ECHAM. Las zonas en blanco denotan tendencias no significativas al 95% de nivel de confianza.

3.1.2. Oleaje

Las simulaciones de oleaje para distintos escenarios del siglo XXI muestran variaciones moderadas de altura significativa tanto para el Mediterráneo Occidental como para el sector del Atlántico NE cercano a las costas españolas. Por lo general, en las zonas costeras las tendencias son ligeramente negativas y en el umbral de ser estadísticamente significativas.

La Tabla 3.1.2 muestra, para el escenario A1B, las variaciones de oleaje medio y extremo para el siglo XXI con respecto al XX en las distintas zonas costeras. Las simulaciones han sido realizadas con el modelo de generación y propagación de oleaje WAM forzado con vientos procedentes de 4 modelos atmosféricos distintos, a fin de analizar la robustez de los resultados. Las mayores variaciones se pueden encontrar en la cornisa Cantábrica, con tendencias ligeramente negativas tanto en valor medio como en extremos. En el Mediterráneo, las diferencias entre los modelos que mayores y menores cambios muestran en la costa son del mismo orden de magnitud que los valores absolutos de dichos cambios. Resultados de otras simulaciones en el Mediterráneo, forzadas con vientos del modelo atmosférico Arpege y bajo escenarios diferentes (B1, A1B y A2), ofrecen resultados similares, mostrando tendencias ligeramente negativas en las costas, y más importantes en el centro de la cuenca occidental Mediterránea y en invierno (ver Figura 3.1.3). La máxima variación de Hs que proyectan las simulaciones para finales del siglo XXI en algún lugar del dominio es del orden de -40 cm respecto al valor actual (en la zona central de la cuenca occidental, en invierno y bajo el escenario A2). Las tendencias en los valores medios anuales, incluso en esa zona central alejada de la costa, son más moderadas: se mantienen por debajo de -20 cm respecto al valor actual para el escenario A2, por debajo de -10 cm para el escenario A1B y no son significativos para el escenario B1.

Tabla 3.1.2: Variaciones (en cm) del oleaje medio y extremal del siglo XXI con respecto al siglo XX para el escenario A1B y cuatro forzamientos atmosféricos diferentes (ECHAM, HADLEY-low, HADLEY-ref y HADLEY-high). Para cada zona se muestra el cambio máximo y mínimo respecto a la simulación de control, que es equivalente al clima del siglo XX. Los periodos considerados son los promedios de 2020 a 2050 (escenarios) y de 1970 a 2000 (control).

	Mar Cantábrico	Fachada atlántica	Golfo de Cádiz	Islas Canarias	Mar de Alborán	Almería y Costa Blanca	Mar Catalano-Balear (Península)	Islas Baleares
Variación de valor medio	Max: -7,3 Min: -2,2	Max: -7,3 Min: -3,6	Max: -3,3 Min: -0,4	Max: -3,6 Min: -0,7	Max: +3,7 Min: -1,1	Max: -3,7 Min: +1,5	Max: -3,0 Min: -0,7	Max: -6,9 Min: -3,6
Variación de percentil 95	Max: -23,3 Min: -0,3	Max: -11,4 Min: -2,4	Max: -11,7 Min: +0,9	Max: -5,4 Min: +0,6	Max: +8,1 Min: -0,7	Max: -11,4 Min: +2,4	Max: -8,7 Min: +0,1	Max: -11,6 Min: -5,1

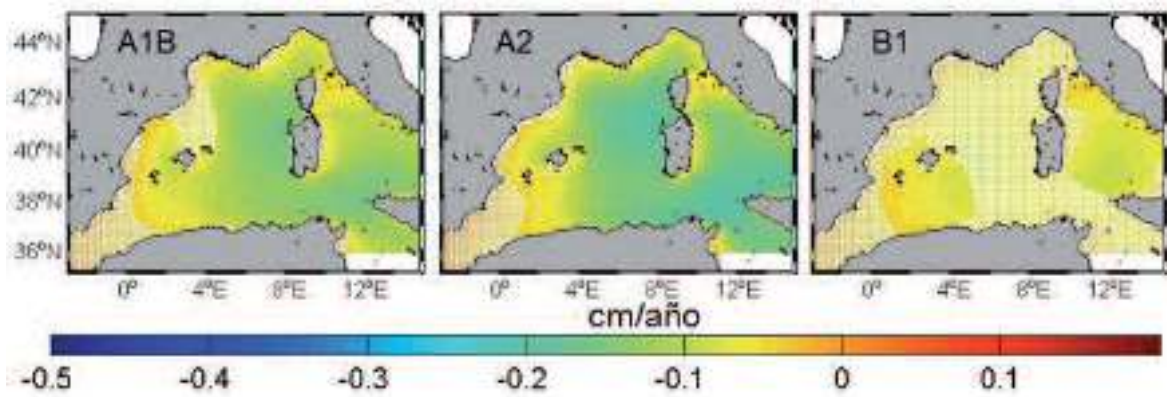


Figura 3.1.3: Tendencias de la media anual de la altura de ola significativa (en cm/año) para el siglo XXI bajo los escenarios de emisiones B1, A1B y A2. Los resultados se han obtenido con el modelo de oleaje WAM forzado con vientos del modelo ARPEGE. Las zonas difuminadas corresponden a tendencias no significativas al nivel de confianza del 95%.

3.1.3. Nivel del mar

La subida del nivel medio del mar en una zona costera determinada se calcula como la suma de tres contribuciones distintas:

- La componente estérica: variación de volumen debida a cambios en la temperatura (dilatación/contracción) y en la salinidad (variaciones de masa) de la columna de agua.
- Componente barótropa: cambios debidos las modificaciones en el régimen medio de vientos y presiones atmosféricas. Es nula a nivel global, no así a nivel regional.
- Componente eustática: aumento debido a las variaciones de la masa total de agua en los océanos. Es inducida, principalmente, por el deshielo de los glaciares y de las masas polares ubicadas sobre tierra.

En este trabajo se han estudiado las dos primeras componentes para las costas españolas a través de modelos numéricos regionalizados. Los resultados de la tercera provienen de modelos globales del IPCC.

La evolución de la componente estérica en el escenario A1B para la primera mitad del siglo XXI ha sido calculada usando datos atmosféricos regionalizados de los modelos globales ECHAM y HADLEY-low. Los resultados muestran una evolución similar en todas las costas españolas (Mediterráneo y Atlántico). La previsión de aumento a 50 años se sitúa entre 6 cm (HADLEY-low) y 9 cm (ECHAM). Para este mismo escenario, se ha calculado la componente barótropa mediante el modelo HAMSOM, resultando ser despreciable frente a las otras componentes. La mayor contribución para ese horizonte temporal proviene de la componente eustática. Teniendo en cuenta la horquilla de valores que los modelos globales asocian a esta variable, el nivel medio total para el escenario A1B registraría, en 2050, un incremento en las costas españolas de entre 17 y 35 cm con respecto al año 2000.

Adicionalmente, para el Mediterráneo se ha realizado otro estudio basado en el escenario A2 y cubriendo todo el siglo XXI (en este caso se utilizaron forzamientos provenientes del modelo atmosférico Arpege de Meteo-France). La componente estérica así obtenida para el año 2050 es de 10 cm, algo superior a la de ECHAM y HADLEY-low en el Mediterráneo, como cabría esperar de un escenario de emisiones más elevadas. Para el año 2100, el valor de esta componente aumenta hasta 35 cm. Por lo tanto, la previsión resultante de la simulación no muestra una subida constante del nivel del mar, sino progresivamente acelerada, especialmente durante la segunda mitad del siglo XXI (ver Figura 3.1.4). Respecto a la componente barótropa, las proyecciones obtenidas con el modelo HAMSOM bajo ese mismo escenario A2 ratifican de nuevo y para todo el siglo XXI, la importancia menor de esa componente por lo que respecta al nivel medio (su contribución a los extremos se analiza a continuación). Si finalmente se añade la componente eustática derivada de las estimaciones del IPCC, las proyecciones de aumento del nivel medio del mar en el Mediterráneo a finales del siglo XXI van desde 47 a 81 cm, siempre para el escenario A2.

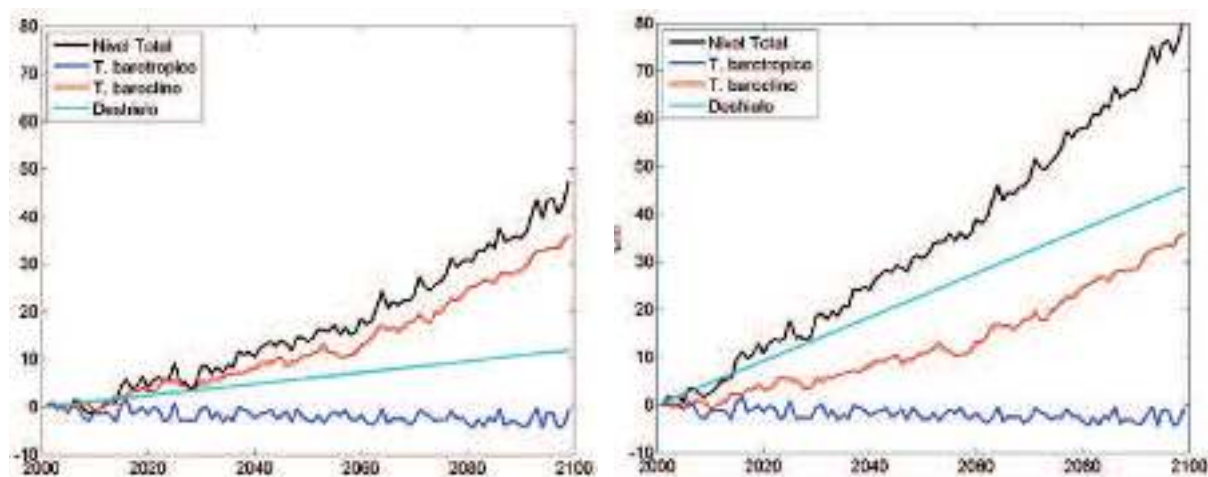


Figura 3.1.4: Promedios anuales de nivel del mar total y de cada uno de sus componentes bajo el escenario de emisiones A2, en el dominio Mediterráneo y para el periodo 2000-2100. En el panel de la izquierda se ha considerado una tasa de deshielo lineal de 1,2 mm/año (valor medio del IPCC AR4); en el panel de la derecha se ha considerado una tasa de 4,6 mm/año (estima más reciente).

Tanto el viento, por medio del arrastre de las masas de agua, como la presión atmosférica, a través del efecto de barómetro invertido, provocan cambios en el nivel del mar que pueden durar de unas pocas horas a unos días. Estas variaciones, que reciben el nombre de residuo meteorológico, pueden ser positivas o negativas y determinan en gran medida los valores extremos de nivel del mar. La magnitud máxima del fenómeno en las costas españolas es del orden de 60 o 70 centímetros cuando se trata de sobre-elevaciones, y de 40 a 50 cm cuando se trata de residuos negativos. Este fenómeno puede producir inundaciones, potenciar el efecto del oleaje en las infraestructuras al cambiar el punto de rotura del mismo, o crear problemas al paso de los buques a través de bocanas someras. Los resultados de las simulaciones numéricas para el escenario A1B, realizadas con el modelo HAMSOM forzado con cuatro conjuntos atmosféricos distintos, muestran una ligera tendencia hacia la disminución de la magnitud del fenómeno, pero ésta no es significativa ni a 50 ni a 100 años vista (ver Tabla 3.1.3). El rango de variabilidad entre los modelos es del mismo orden de magnitud que las variaciones en sí.

Resultados de un estudio adicional para los escenarios A2, A1B y B1 (modelo HAMSOM forzado por vientos procedentes de ARPEGE) muestran resultados similares, con tendencias que por lo general apuntan a una leve disminución del fenómeno, pero con una dispersión de resultados que depende tanto del escenario escogido como de la metodología utilizada para el cálculo de extremos. Todos los resultados muestran variaciones moderadas a excepción del escenario más pesimista de emisiones, el A2. Para éste, cuando el cálculo extremal se realiza considerando un periodo de 40 años (de 2060 a 2100), sí se obtienen cambios significativos en los extremos, con incrementos del orden de 5-15 cm en la mayor parte del Mediterráneo y Golfo de Vizcaya. Sin embargo, este resultado es de dudosa representatividad estadística, puesto que es sensible al método de ajuste.

Tabla 3.1.3: Variaciones, en cm, del percentil 95 de los valores de residuo meteorológico con respecto al siglo XX para el escenario A1B y cuatro forzamientos atmosféricos diferentes (ECHAM, Hadley-Low, Hadley-Ref y Hadley-High). Se muestran, para cada zona costera, los valores referidos al máximo y mínimo cambio con respecto a la simulación de control, que es equivalente al clima del siglo XX.

	Mar Cantábrico	Fachada atlántica	Golfo de Cádiz	Mar de Alborán	Almería y Costa Blanca	Mar Catalano-Balear (Península)	Islas Baleares
Variación de percentil 95 a 50 años	Max: -0,9 cm Min: +0,5 cm	Max: -1,8 cm Min: +1,2 cm	Max: -1,4 cm Min: +0,5 cm	Max: -1,2 cm Min: +0,8 cm	Max: -1,2 cm Min: +0,5 cm	Max: -1,3 cm Min: -0,1 cm	Max: -1,0 cm Min: +0,0 cm
Variación de percentil 95 a 100 años	Max: -2,9 cm Min: +0,0 cm	Max: -3,6 cm Min: +1,2 cm	Max: -1,9 cm Min: +1,3 cm	Max: -2,4 cm Min: +1,5 cm	Max: -2,8 cm Min: +0,9 cm	Max: -3,6 cm Min: -0,6 cm	Max: -3,2 cm Min: -0,3 cm

3.2. Temperatura del aire (máxima/mínima)

3.2.1. Hindcast

Por lo que respecta a las temperaturas máximas, los hindcast forzados con ERA-40 y ERA-Interim presentan un buen acuerdo con las observaciones. En promedio, la temperatura máxima dada por los hindcasts es algo inferior a la observada en casi toda la Península, encontrando las mayores discrepancias en zonas montañosas elevadas. En cuanto a la variabilidad de la temperatura máxima, representada por su desviación estándar, los hindcasts sobrestiman la de las observaciones, sobre todo en la mitad sur, donde presentan un gradiente demasiado abrupto entre las costas y el interior.

Para las temperaturas mínimas los hindcast forzados con ERA-40 y ERA-Interim presentan sesgos tanto positivos como negativos, con un patrón bastante irregular. La temperatura mínima se sobreestima en sobre todo en el Sistema Ibérico y zonas montañosas del interior de Galicia, mientras que se infraestima en casi toda la costa Mediterránea y en pequeñas zonas dispersas del norte y el oeste. En cuanto a la variabilidad de la temperatura mínima, ambos reanálisis la sobrestiman, pero en menor medida que en el caso de la temperatura máxima. La mayor sobreestimación se da en el suroeste.

A efectos de validación se ha utilizado la base de datos Spain02 (Sp02), que posee datos diarios de temperatura máxima/mínima y precipitación procedentes de una red de más de 2000 observatorios y se remonta a 1950. Las observaciones se han interpolado sobre una rejilla regular de 0,2 grados de resolución mediante un método de kriging de doble paso. La validación se ha llevado a cabo tanto para valores medios como para la variabilidad, representada por la desviación estándar de las series diarias en cada punto.

3.2.1.1. Valores medios de la temperatura máxima

Los promedios temporales de las temperaturas máximas obtenidas de las simulaciones forzadas con los reanálisis ERA-40 y ERA-Interim y de las observaciones de la base de datos Sp02 se muestran conjuntamente en la Figura 3.2.1. Se observa en general un buen acuerdo sobre tierra; los valores medios más altos se dan en el valle del Guadalquivir y, en menor medida, en el sureste peninsular, mientras que los más bajos se registran en los Pirineos y Picos de Europa. Restando a las simulaciones la base de datos Sp02 se obtiene un sesgo general ligeramente negativo. En las zonas montañosas el sesgo frío es más acusado, sobre todo en la alta montaña de Pirineos y Picos de Europa, así como en el Sistema Ibérico, llegando a alcanzar los -4 °C en algunas zonas. Los sesgos cálidos son menores de 2 °C, se aprecian sólo en pequeñas zonas aisladas y pueden estar asociados a problemas de interpolación en zonas con fuertes gradientes de altitud debido a la suavización del relieve a la resolución del modelo ($0,22^\circ$, ver Figura 3.2.2). Hay que tener en cuenta que la temperatura superficial es sumamente sensible a la orografía.

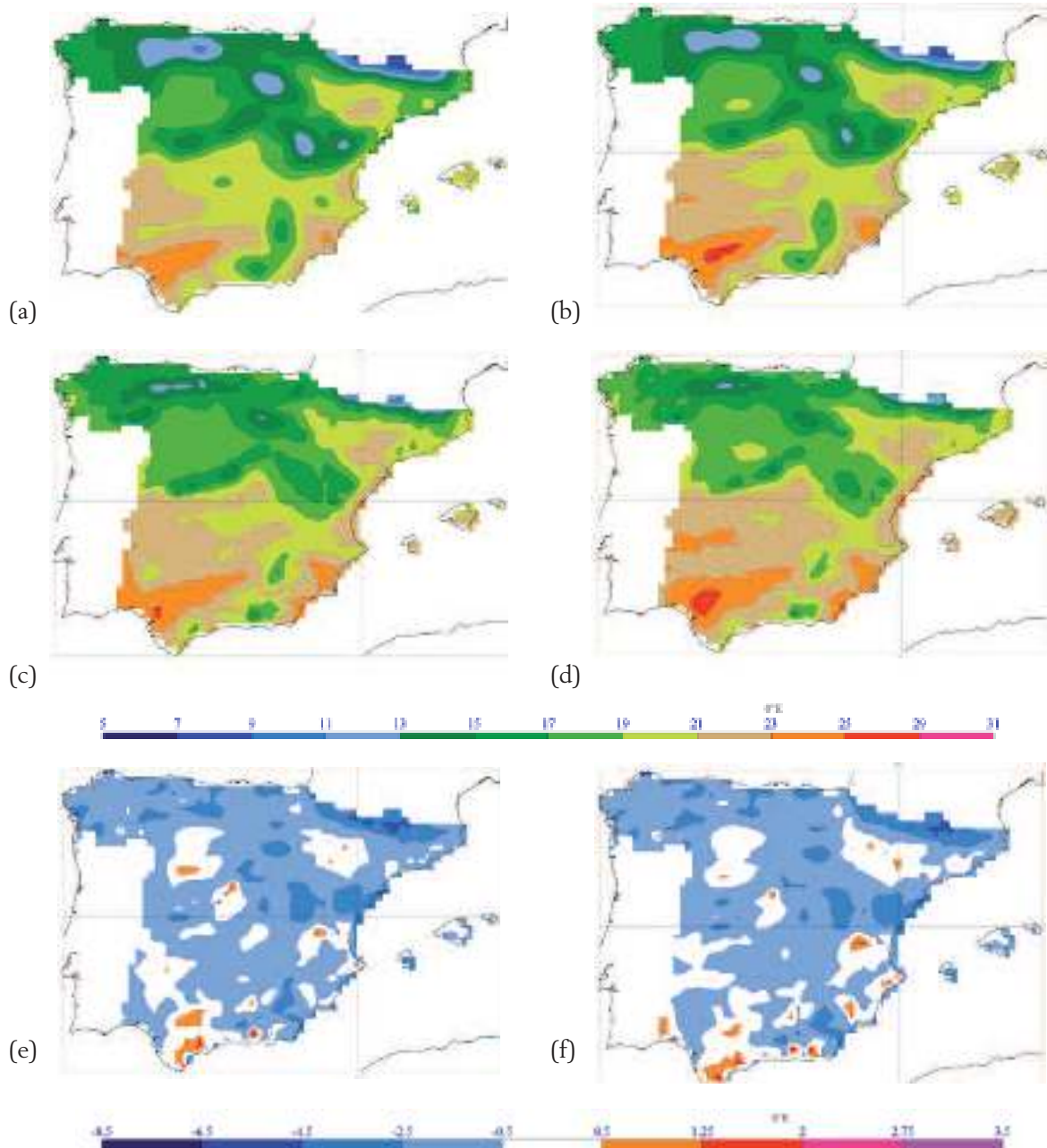


Figura 3.2.1: Promedios temporales de la temperatura máxima ($^{\circ}\text{C}$) obtenidos a partir de: los hindcasts forzados con ERA-40 (1960-2000, a) y ERA-Interim (1987-2008, b); la base de datos Spain02 para los mismos periodos de los hindcasts: 1960-2000 (c) y 1989-2007 (d). Los paneles e) i f) muestran los sesgos entre la temperatura máxima de los hindcasts y la observada para los dos periodos considerados: 1960-2000 (e) y 1989-2007 (f).

Figura 3.2.2: Orografía del modelo RCA3.5 representada sobre la malla de la base de datos Spain02 (0.2° de resolución, correspondiente a 20 km aproximadamente).

3.2.1.2. Desviaciones estándar de la temperatura máxima

Por lo que respecta a la variabilidad, los hindcasts presentan en general valores mayores que las observaciones (Figura 3.2.3). Recuérdese que la variabilidad se calcula a partir de series diarias, y por tanto una mayor variabilidad indica esencialmente un ciclo estacional más acentuado para la temperatura máxima. Las diferencias son más acusadas en las costas surorientales y en el valle del Guadalquivir, llegando a superar los 3 °C en las costas mediterráneas de Cádiz. Los sesgos son algo mayores para el período correspondiente a ERA-Interim que para ERA-40. Los elevados sesgos de zonas costeras se deben a que las simulaciones no recogen bien el efecto costa en el sur y en el este. En las costas la variabilidad es menor que en el interior debido al efecto del mar, pero en las simulaciones el gradiente entre interior y costa es demasiado abrupto comparado con las observaciones, donde es más suave. La mayor variabilidad de las temperaturas máximas se observa en el sureste de la meseta sur.

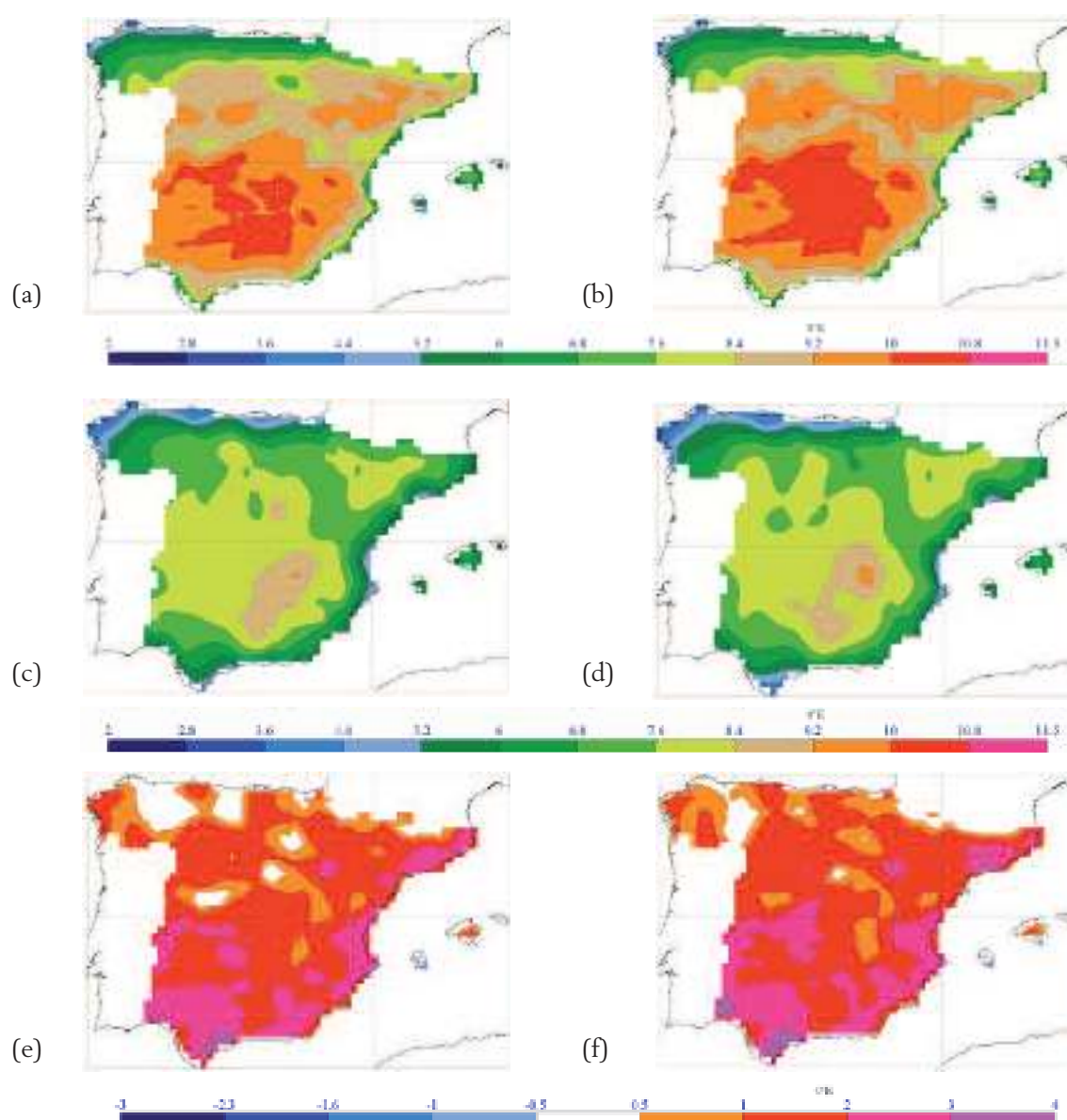


Figura 3.2.3: Desviación estándar de la temperatura máxima (°C) obtenida a partir de: los hindcasts forzados con ERA-40 (1960-2000, a) y ERA-Interim (1987-2008, b); la base de datos Spain02 para los mismos periodos de los hindcasts: 1960-2000 (c) y 1989-2007 (d). Los paneles e) i f) muestran los sesgos entre la desviación estándar de los hindcasts y la observada para los dos periodos considerados: 1960-2000 (e) y 1989-2007 (f).

3.2.1.3. Valores medios de la temperatura mínima

Tanto las simulaciones forzadas con los reanálisis como las observaciones muestran los valores más bajos de las temperaturas mínimas en las zonas montañosas (Figura 3.2.4). Además de los Pirineos, los valores mínimos se extienden en una franja continua del Sistema Ibérico a la cordillera Cantábrica. Los valores máximos se dan en las costas este y sur. Los sesgos entre hindcasts y observaciones son tanto positivos como negativos. En general los sesgos positivos se dan en las zonas montañosas (donde se localizan los valores mínimos), donde alcanzan los 3oC. Sesgos negativos de la misma magnitud se dan en zonas bajas y cerca de las costas (donde se localizan los valores máximos), indicando que el efecto suavizador del mar sobre la mínima no es bien recogido en las simulaciones.

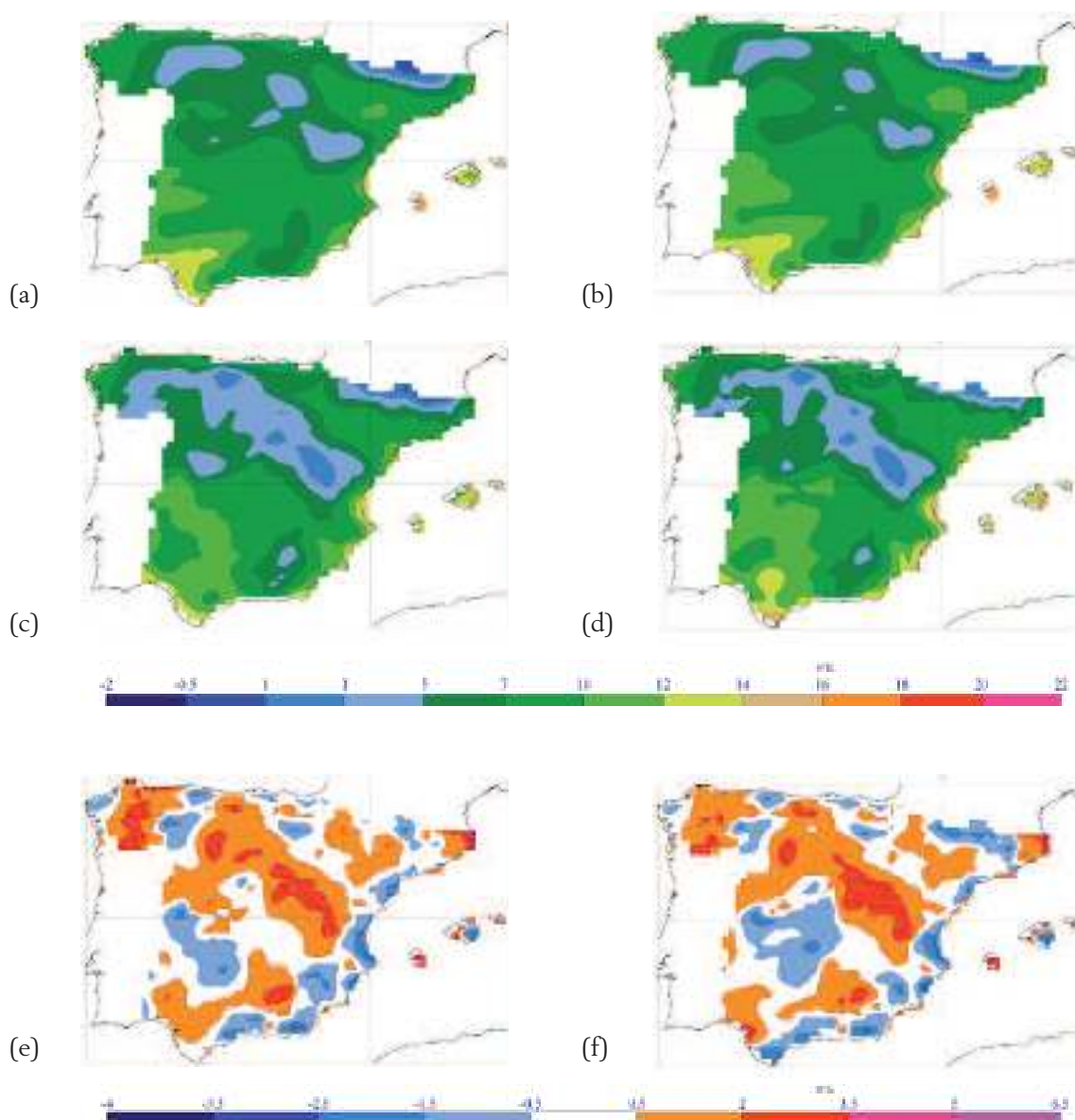


Figura 3.2.4: Promedios temporales de la temperatura mínima ($^{\circ}\text{C}$) obtenidos a partir de: los hindcasts forzados con ERA-40 (1960-2000, a) y ERA-Interim (1987-2008, b); la base de datos Spain02 para los mismos periodos de los hindcasts: 1960-2000 (c) y 1989-2007 (d). Los paneles e) i f) muestran los sesgos entre la temperatura mínima de los hindcasts y las observadas para los dos periodos considerados: 1960-2000 (e) y 1989-2007 (f).

3.2.1.4. Desviaciones estándar de la temperatura mínima

Por lo que respecta a la variabilidad de la temperatura mínima, tanto los hindcasts como las observaciones muestran un gradiente creciente de noroeste a sudeste: la mayor variabilidad se da en la meseta sur y en el noreste, mientras que la menor variabilidad se da en las costas gallegas (ver Figura 3.2.5).

Por lo que respecta a las diferencias entre hindcasts y observaciones, los primeros tienen una variabilidad mayor que la observada. Recordando que para la temperatura máxima se obtenía el mismo resultado, se puede inferir que los hindcasts tienen un ciclo estacional más acentuado que las observaciones. Las mayores diferencias se dan en el suroeste pe-

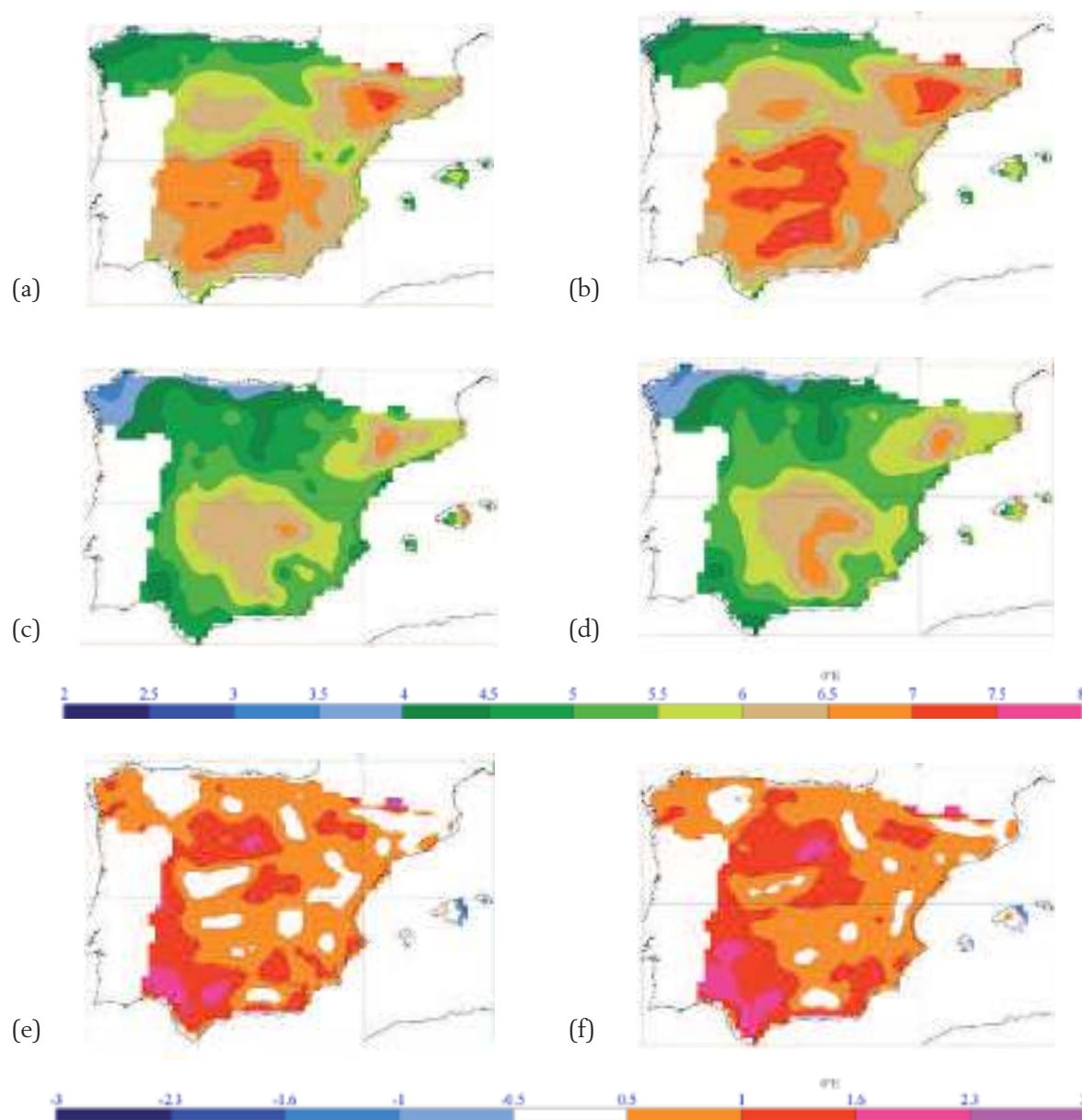


Figura 3.2.5: Desviación estándar de la temperatura mínima ($^{\circ}\text{C}$) obtenida a partir de: los hindcasts forzados con ERA-40 (1960-2000, a) y ERA-Interim (1987-2008, b); la base de datos Spain02 para los mismos periodos de los hindcasts: 1960-2000 (c) y 1989-2007 (d). Los paneles e) i f) muestran los sesgos entre la desviación estándar de los hindcasts y la de las observaciones para los dos periodos considerados: 1960-2000 (e) y 1989-2007 (f).

ninsular, llegando a superar los 3oC en zonas próximas al golfo de Cádiz. Los sesgos son algo mayores en el período correspondiente a ERA-Interim. En conjunto, los sesgos en la variabilidad de las temperaturas mínimas son menores que los obtenidos para la variabilidad de las temperaturas máximas.

3.2.2. Simulaciones de Control

Para la temperatura máxima, la simulación de control de ECHAM presenta un acuerdo excelente con el hindcast ERA-40, mientras la de HADLEY-low da valores más bajos; comparando con las observaciones, HADLEY-low muestra un sesgo negativo en toda la Península. En cuanto a la variabilidad, ECHAM muestra un comportamiento parecido a ERA-40, sobreestimando las observaciones. Por el contrario, HADLEY-low se aleja más de ERA-40, pero se acerca más a las observaciones.

También para la temperatura mínima la simulación de control de ECHAM presenta un acuerdo excelente con ERA-40, mientras la de HADLEY-low presenta zonas con sesgos negativos. En cuanto a la variabilidad, ECHAM da resultados parecidos a ERA-40, sobreestimando las observaciones. Por el contrario HADLEY-low se aleja más de ERA-40 pero se acerca más a las observaciones. El que mejor acuerdo presenta respecto a la variabilidad observada es HADLEY-low, como en el caso de las temperaturas máximas.

Con el fin de evaluar las simulaciones de control forzadas con las salidas de los modelos HADCM3 versión baja sensibilidad (HADLEY-low) y ECHAM5, se han comparado los patrones espaciales de los promedios de estas simulaciones tanto con las observaciones de Spain02 como con el hindcast forzado con ERA-40 para el periodo común 1960-2000. En el caso de ECHAM5 se dispone de dos simulaciones de control independientes; obviamente ambas han sido obtenidas con las concentraciones actuales de gases de efecto invernadero y por tanto deben coincidir en su estadística, aunque no en su cronología. En cualquier caso, se han obtenido resultados para ambas, lo cual ilustrará el impacto de la variabilidad natural (de la variabilidad decadal por ejemplo) sobre el cálculo de valores promedio y variabilidad. Las dos simulaciones de control del modelo HADLEY se referirán simplemente como HADLEY-1 y HADLEY-2.

3.2.2.1. Valores medios de la temperatura máxima

Las dos simulaciones de control forzadas con el modelo ECHAM (Figuras 3.2.6b, 3.2.6d) muestran un mapa de valores medios de temperatura máxima muy similar al de ERA-40 (Figura 3.2.6a), que se incluye aquí por completitud (se había mostrado ya en la Figura 3.2.1a). En cambio la simulación forzada con HADLEY-low (Figura 3.2.6c) muestra temperaturas inferiores en casi toda la península. La Tabla 3.2.1 muestra el promedio espacio-temporal de los sesgos de las tres simulaciones de control respecto al downscaling de ERA-40 para el período 1960-2000. Obsérvese que los sesgos máximo y mínimo de las tres simulaciones de control respecto al hindcast son similares, pero en promedio el sesgo negativo de HADLEY-low es significativo, mientras que los sesgos de los de los controles de ECHAM son menores.

La Figura 3.2.7 muestra los sesgos de cada una de las simulaciones de control respecto a la base de datos Spain02. De nuevo se incluye también el sesgo entre ERA-40 y observaciones (ya mostrado en la Figura 3.2.1e). Todos ellos son negativos en casi todo el dominio,

y más acusadamente en el caso de HADLEY-low. Los sesgos de ECHAM y ERA-40 respecto a las observaciones son bastante menores y muy similares entre sí.

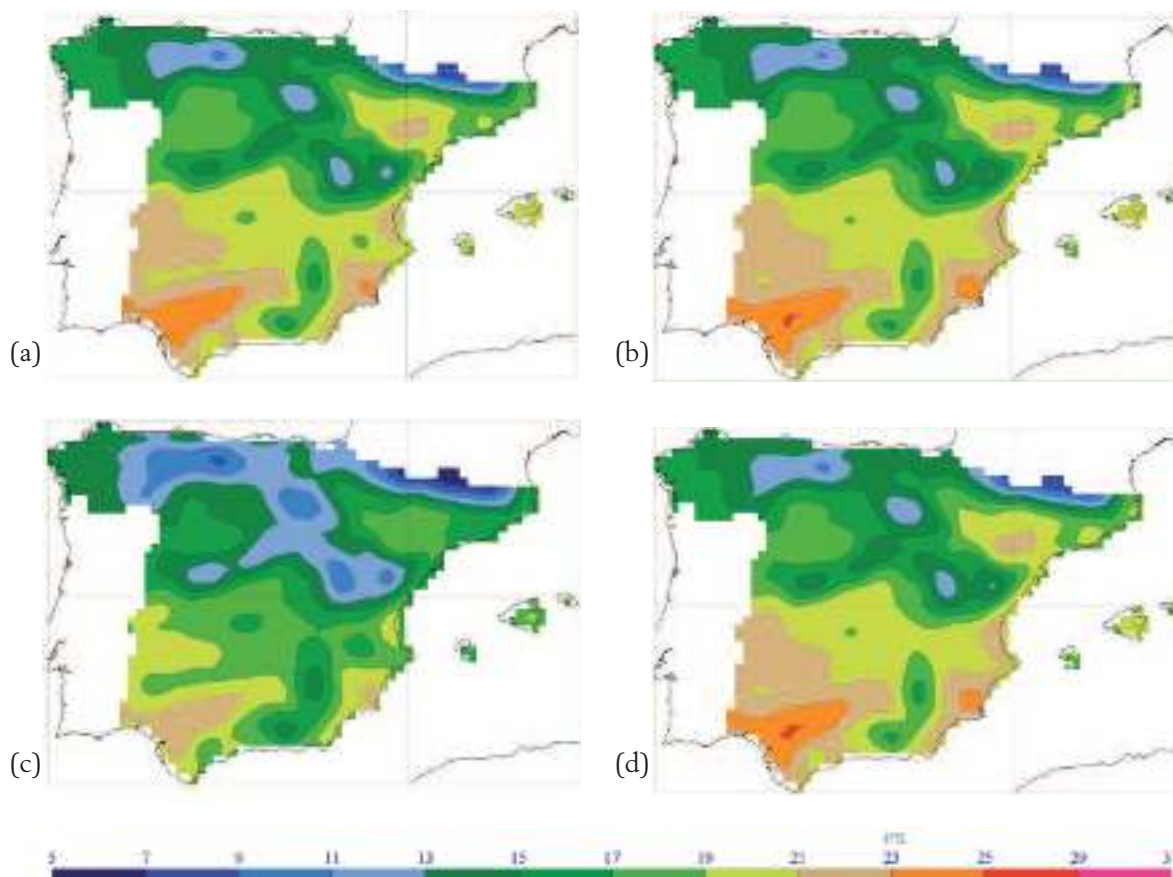


Figura 3.2.6: Promedios temporales (1960-2000) de las temperaturas máximas (°C) obtenidas del downscaling del reanálisis ERA-40 (a), y de las simulaciones de control forzadas con ECHAM-1 (b), HADLEY-low (c) y ECHAM-2 (d).

Tabla 3.2.1: Valores mínimo, medio y máximo de los sesgos de temperatura máxima (°C) entre las simulaciones de control indicadas y el hindcast forzado con ERA-40.

Simulación	Min	Medio	Max
ECHAM-1	-3,24	0,075	1,11
ECHAM-2	-3,37	-0,001	0,95
HADLEY-low	-3,12	-2,22	-1,25

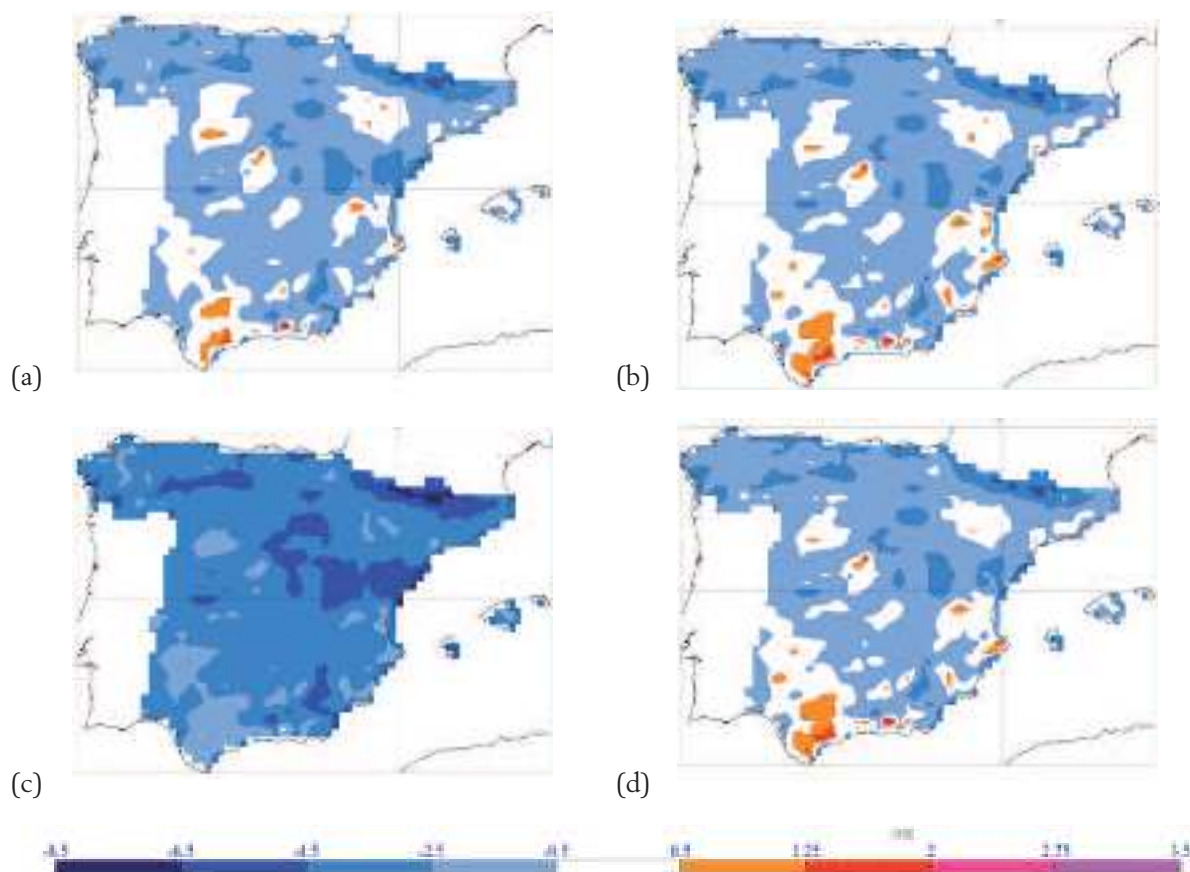


Figura 3.2.7: Sesgos de los promedios temporales (1960-2000) de la temperatura máxima (oC) respecto a la base de datos de Spain02 obtenidos para el hindcast forzado con ERA-40 (a) y las simulaciones de control de ECHAM-1 (b), HADLEY-low (c) y ECHAM-2 (d).

3.2.2.2. Desviaciones estándar de la temperatura máxima

Para la desviación estándar ocurre lo mismo que para las medias: las simulaciones de control de ECHAM son muy similares a la de ERA-40, pero no así la de HADLEY-low, que presenta una menor variabilidad. En este caso no se presentan los mapas con las desviaciones estándar de cada simulación; para evitar información redundante se muestran sólo los sesgos de éstas respecto del conjunto de datos de Spain02 (Figura 3.2.8) y la estadística de los sesgos entre los controles y el hindcast (Tabla 3.2.2).

Los sesgos de los controles de ECHAM y de ERA-40 son muy similares: se sobreestima la variabilidad observada en buena parte de la península, especialmente en el sur y en las costas Mediterráneas. En cambio la variabilidad observada aparece mejor representada en la simulación de control de HADLEY-low, cuyos sesgos se mantienen en el rango $[-0.5, 0.5]$ en buena parte de la Península; sólo se salen de dicho rango los sesgos positivos de las costas Mediterráneas y algunos sesgos negativos en la meseta norte.

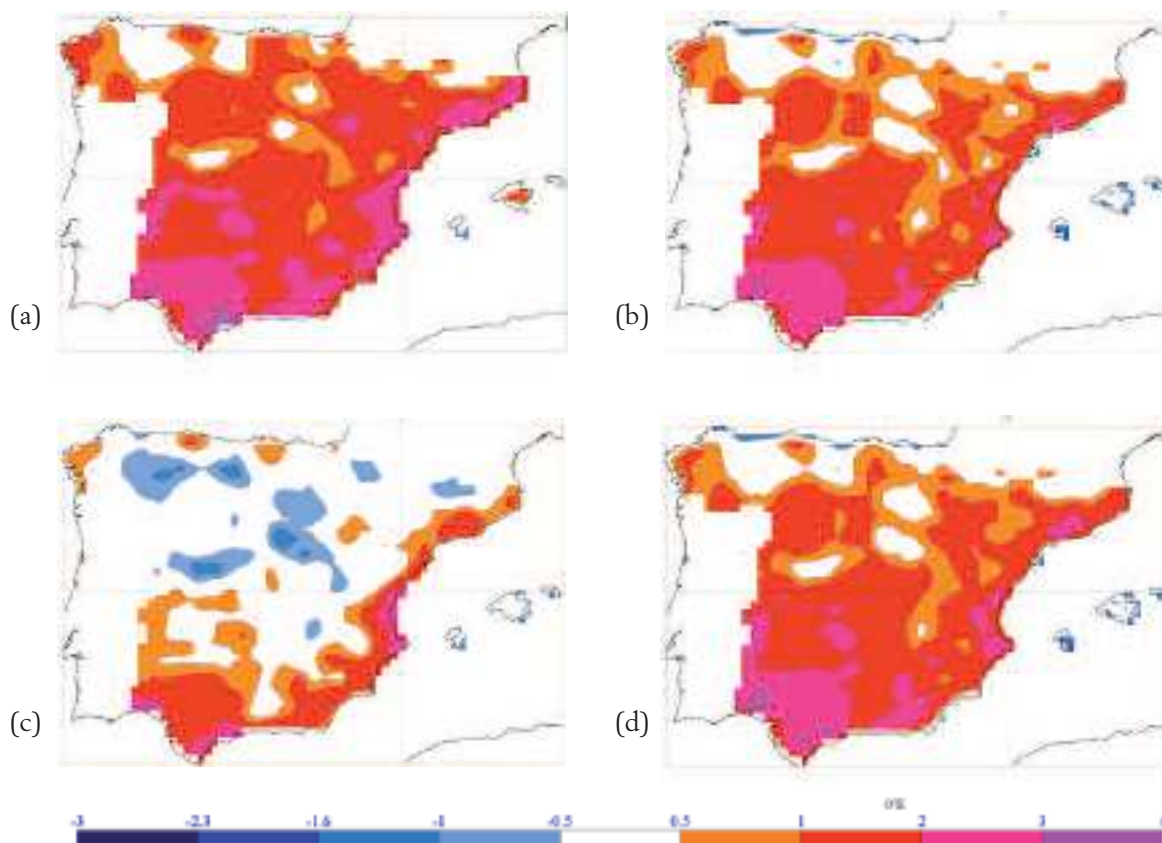


Figura 3.2.8: Sesgo de las desviaciones estándar de la temperatura máxima ($^{\circ}\text{C}$) respecto a la base de datos de Spain02 obtenidos de las simulaciones del modelo RCA3.5 forzadas con ERA-40 (a), ECHAM-1 (b), HADLEY-low (c) y ECHAM-2 (d) para el período 1960-200.

Tabla 3.2.2: Valores mínimo, medio y máximo de los sesgos de la desviación estándar de la temperatura máxima ($^{\circ}\text{C}$) entre las simulaciones de control indicadas y el hindcast forzado con ERA-40.

Simulación	Min	Medio	Max
ECHAM-1	-2,53	-0,4	0,17
ECHAM-2	-2,52	-0,3	0,24
HADLEY-low	-1,66	-1,1	1,49

3.2.2.3. Valores medios de la temperatura mínima

Igual que sucedía para la temperatura máxima, las simulaciones de control de ECHAM presentan patrones de temperatura mínima parecidos a la simulación forzada con ERA-40, aunque en este caso el sesgo respecto a las observaciones es mayoritariamente positivo. En cambio la simulación de control de HADLEY-low presenta una ligera mayoría de zonas con sesgos negativos. De nuevo no se presentan los mapas con los promedios de cada simulación, sino sólo los sesgos de éstas respecto del conjunto de datos de Spain02 (Figura 3.2.9). La estadística de los sesgos entre los controles y el hindcast ERA-40 (Tabla 3.2.3) muestra la similitud entre ECHAM y hindcast y el sesgo negativo de HADLEY-low respecto al hindcast.

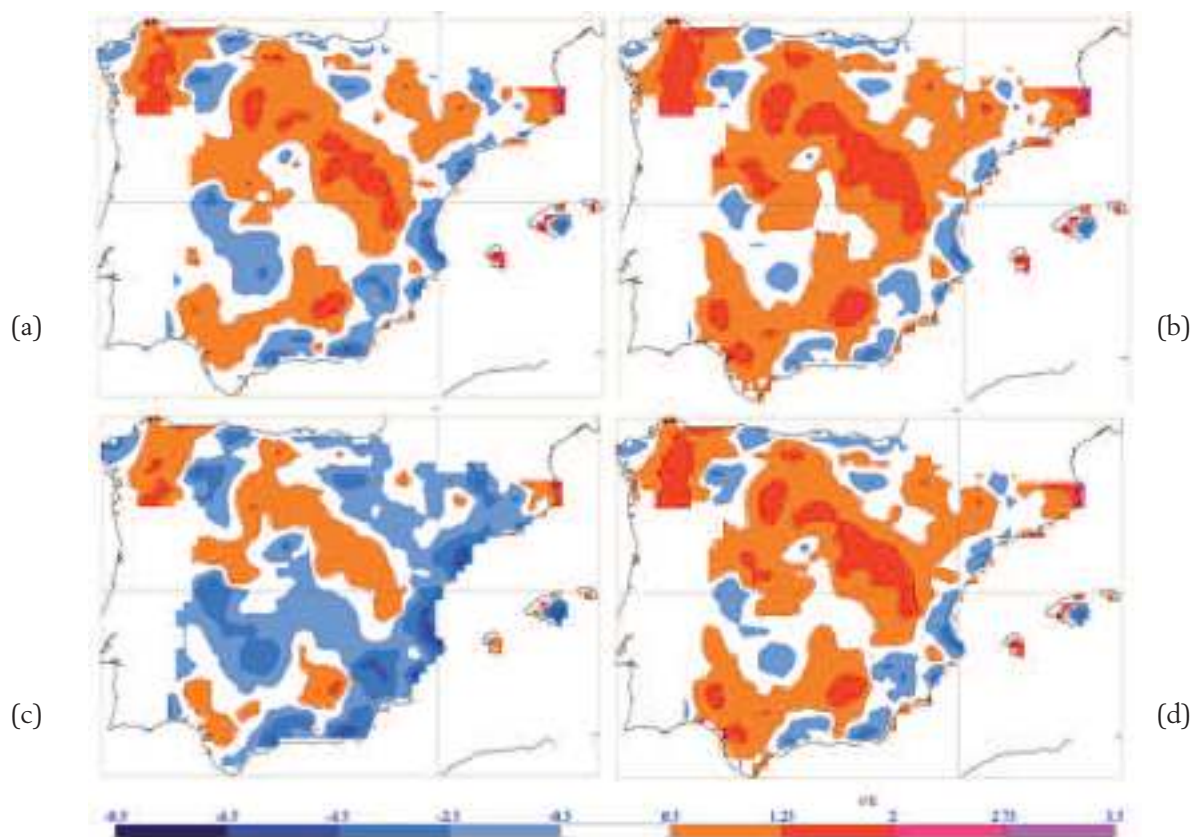


Figura 3.2.9: Sesgos de los promedios temporales (1960-2000) de la temperatura mínima (°C) respecto a la base de datos de Spain02 obtenidos para el hindcast forzado con ERA-40 (a) y las simulaciones de control de ECHAM-1 (b), HADLEY-low (c) y ECHAM-2 (d).

Tabla 3.2.3: Valores mínimo, medio y máximo de los sesgos de temperatura mínima (°C) entre las simulaciones de control indicadas y el hindcast forzado con ERA-40.

Simulación	Min	Medio	Max
ECHAM-1	-1,84	0,4	2,00
ECHAM-2	-1,95	0,2	1,92
HADLEY-low	-2,26	-0,8	-0,006

3.2.2.4. Desviaciones estándar de la temperatura mínima

En el caso de la desviación estándar la simulación de control de ECHAM-1 es similar a la de ERA-40: ambas sobreestiman la variabilidad, presentando un patrón de sesgos parecido (Figuras 3.2.10a y 3.2.10b). En este caso la variabilidad de la simulación de control ECHAM-2 es más parecida a la de HADLEY-low que a la de ECHAM-1: los sesgos de ambas respecto a las observaciones son menores y se concentran en el suroeste peninsular (Figuras 3.2.10c y 3.2.10d). En principio que esto suceda es perfectamente posible, desde el momento en que las diferencias entre dos simulaciones con cronologías distintas (la variabilidad natural) puede ser del mismo orden que la diferencia entre modelos. En todo caso, el hecho sorprendente es que sólo suceda para la variabilidad de la temperatura mí-

nima, mientras que para los valores medios y la variabilidad de las demás variables las dos simulaciones de control de ECHAM dan resultados más similares entre sí que con HADLEY-low.

La estadística de los sesgos entre los controles y el hindcast (Tabla 3.2.4) confirma lo dicho: los sesgos entre el control de ECHAM-1 y ERA-40 son pequeños en promedio, mientras que los sesgos de ECHAM-2 y HADLEY-low respecto de ERA-40 son más significativos.

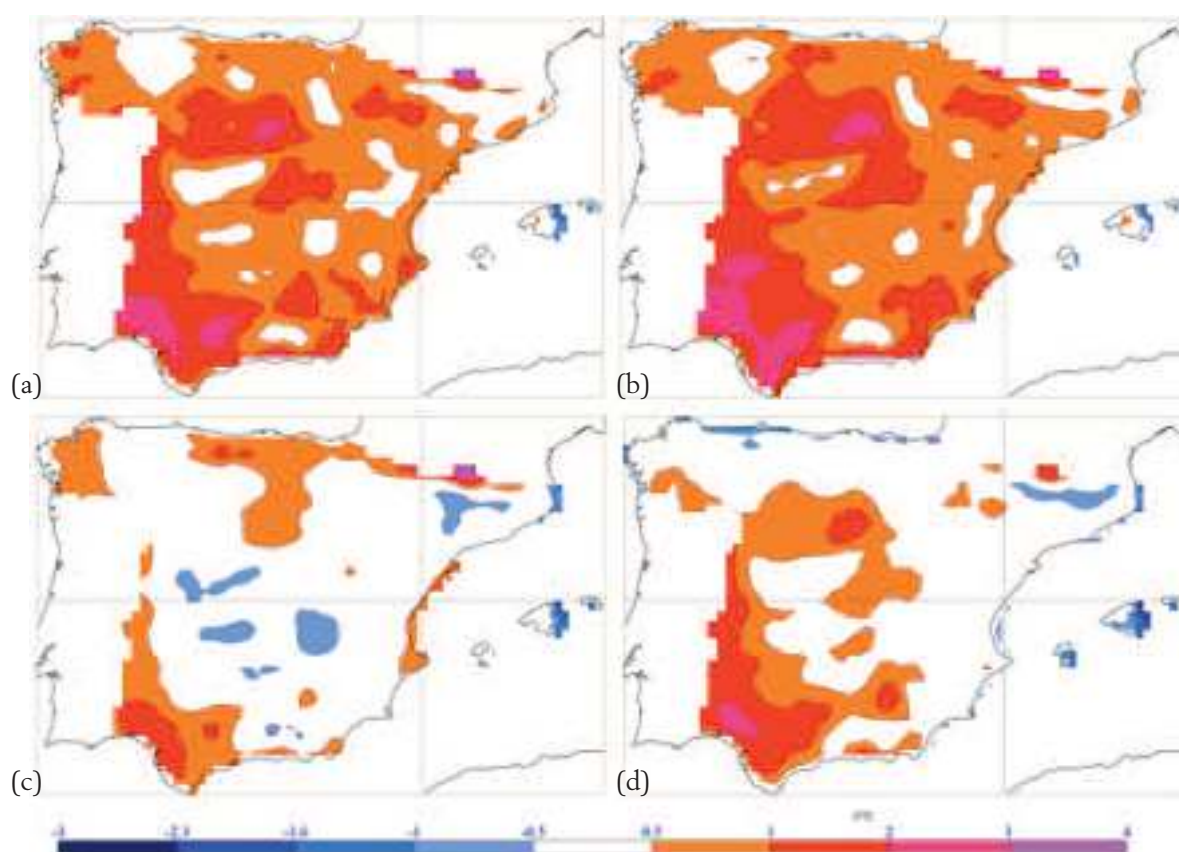


Figura 3.2.10: Sesgo de las desviaciones estándar de la temperatura mínima (°C) respecto a la base de datos de Spain02 obtenidos de las simulaciones del modelo RCA3.5 forzadas con ERA-40 (a), ECHAM-1 (b), HADLEY-low (c) y ECHAM-2 (d) para el periodo 1960-200.

Tabla 3.2.4: Valores mínimo, medio y máximo de los sesgos de la desviación estándar de la temperatura mínima (°C) entre las simulaciones de control indicadas y el hindcast forzado con ERA-40.

Simulación	Min	Medio	Max
ECHAM-1	-0,78	0,092	1,00
ECHAM-2	-1,93	-0,5	-0,02
HADLEY-low	-1,22	-0,6	1,15

3.2.3. Escenarios

Todos los escenarios contemplados (ECHAM-A1B, ECHAM-A2 y HADLEY-low-A1B) muestran un aumento de las temperaturas máximas que a mitad de siglo ya supera los 2 °C en toda la Península. Para finales de siglo el cambio sería en promedio de unos 4 °C para el escenario menos emisivo (A1B) y de hasta 5 °C para el escenario más emisivo (A2). Así mismo se obtiene un aumento en la duración de las olas de calor de 10 días aproximadamente para finales de siglo. La variabilidad de las temperaturas máximas también aumenta en toda la Península en las tres simulaciones. Se observa un gradiente de oeste a este en los cambios, con los mayores aumentos de variabilidad en la parte oeste. La simulación que proyecta un menor aumento de la variabilidad es HADLEY-low-A1B.

Por lo que respecta a las temperaturas mínimas, las proyecciones también muestran para 2050 un aumento en toda la Península, aunque en este caso es inferior a 2 °C (la simulación ECHAM-A2 llega prácticamente a ese valor). Para finales de siglo el cambio sería en promedio de unos 3 °C para el escenario menos emisivo (A1B) y de hasta 4°C para el escenario más emisivo (A2). Se obtiene así mismo un aumento de las noches tropicales de hasta 50 días al año y una disminución de los días de helada de unos 20 días al año. La variabilidad de las mínimas también aumenta en casi toda la Península en las tres simulaciones, sobre todo en la meseta. En la cornisa Cantábrica la variabilidad disminuye ligeramente. De nuevo, la simulación que predice un menor aumento de la variabilidad es HADLEY-low-A1B.

Como medida del cambio en los valores de las distintas variables a lo largo del siglo XXI se han calculado las diferencias entre los campos medios de las simulaciones en los períodos 2000-2100 y 1960-2000, tomando este último como período de control. Como ya se comentó en el primer capítulo, las diferencias no se calculan respecto a observaciones, sino respecto a la simulación de control llevada a cabo con el mismo modelo, para evitar así el sesgo que presenta cada simulación respecto de las observaciones.

También se muestran gráficas de evolución, tanto para los valores medios peninsulares de los parámetros descritos como de algunos índices de extremos (olas de calor, noches tropicales y días de helada). Dichas gráficas incluyen no sólo los resultados de este proyecto (RCA3.5 forzado con los modelos globales ECHAM-A1B, ECHAM-A2 y HADLEY-low-A1B), sino también de otros modelos regionales (forzados con otros o con los mismos modelos globales) pertenecientes al proyecto ENSEMBLES. Esto permitirá poner los resultados de este proyecto en un contexto más amplio y verificar su consistencia. En las gráficas de evolución el período de referencia o control considerado es el 1960-1990, que es el que tomó en el proyecto ENSEMBLES.

3.2.3.1. Valores medios de la temperatura máxima

La Figura 3.2.11 muestra los aumentos previstos para la temperatura máxima. Como era de esperar, son mayores en el caso de ECHAM-A2 (Figura 3.2.11b) que en el resto, como

corresponde a un escenario más emisivo. En todas las simulaciones los aumentos son más acusados en el interior (especialmente en la Meseta Sur), donde ECHAM-A2 pronostica aumentos de entre 2,5 y 3 °C y HADLEY-low-A1B (en el otro extremo), pronostica aumentos de entre 2 y 2,5 °C. En las costas los incrementos son más suaves: inferiores a los 2 °C en las costas Mediterráneas e inferiores a 1oC en las costas del norte. En promedio, los aumentos son algo superiores a los 2 °C (Tabla 3.2.5).

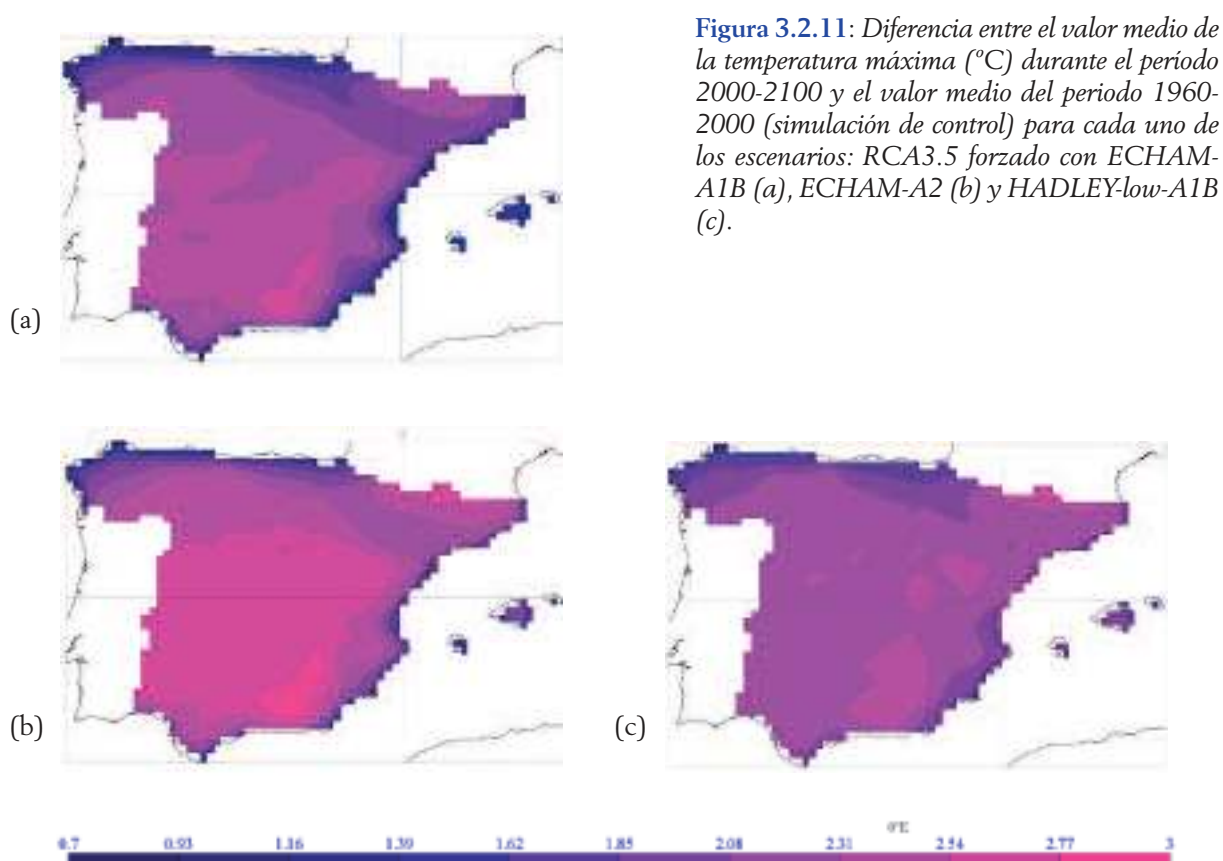


Figura 3.2.11: Diferencia entre el valor medio de la temperatura máxima (°C) durante el período 2000-2100 y el valor medio del período 1960-2000 (simulación de control) para cada uno de los escenarios: RCA3.5 forzado con ECHAM-A1B (a), ECHAM-A2 (b) y HADLEY-low-A1B (c).

Tabla 3.2.5: Valores mínimo, medio y máximo de las diferencias punto a punto entre los promedios de la temperatura máxima (°C) de los periodos 1960-2000 y 2000-2100.

Simulación	Min	Medio	Max
ECHAM-A1B	0,78	2,1	2,6
ECHAM-A2	1,0	2,3	2,9
HADLEY-low-A1B	1,4	2,1	2,7

3.2.3.2. Desviación estándar de la temperatura máxima

La variabilidad de la temperatura máxima, representada por su desviación estándar, aumenta en prácticamente todo el territorio (Figura 3.2.12 y Tabla 3.2.6); sólo la simulación HADLEY-low-A1B presenta un pequeño núcleo de diferencias negativas en el País Vasco. Recuérdese que se trata de la variabilidad calculada para las series diarias, y por tanto lo

que indica esencialmente es un aumento del ciclo estacional de las máximas. El aumento presenta un gradiente general de oeste a este y del interior a la costa. Los mayores aumentos se dan en el caso de ECHAM-A1B y los menores para HADLEY-low-A1B.

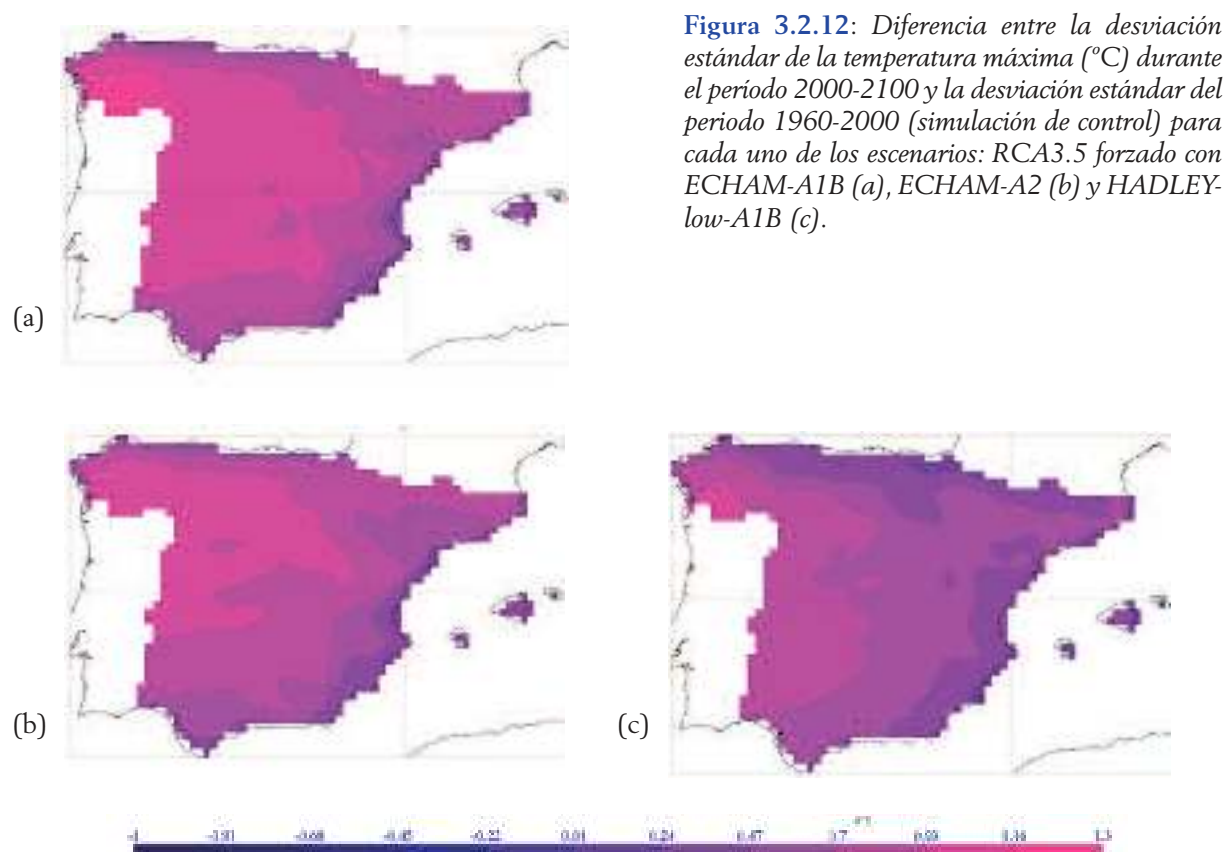


Tabla 3.2.6: Valores mínimo, medio y máximo de las diferencias punto a punto entre las desviaciones estándar de la temperatura máxima (°C) de los periodos 1960-2000 y 2000-2100.

Simulación	Min	Medio	Max
ECHAM-A1B	0,2	0,84	1,27
ECHAM-A2	0,19	0,76	1,15
HADLEY-low-A1B	0,12	0,57	1,01

3.2.3.3. Gráficas de evolución de la temperatura máxima

Todas las gráficas representan cambios (respecto al período de referencia 1960-1990) en los promedios espaciales de los estadísticos considerados. Para el caso de la temperatura máxima, sin embargo, además de representar el cambio en la media peninsular se ha representado también el cambio en la duración de las olas de calor, entendidas como el número de días consecutivos cuya temperatura máxima supera el percentil 90 de las

máximas del período de referencia, siempre que el número de días consecutivos sea de al menos cinco y tomando la ola de calor más larga para cada año.

La Figura 3.2.13 muestra como el promedio de la temperatura máxima aumenta paulatinamente a lo largo del siglo XXI, llegando hasta los 4 °C de diferencia en 2100 en el caso de HADLEY-low-A1B y ECHAM-A1B y hasta los 5 °C en el caso de ECHAM-A2. Nótese que las diferencias entre escenarios son muy pequeñas hasta bien entrada la segunda mitad de siglo, que es cuando el escenario más emisoro (A2) empieza a distanciarse algo del menos emisoro (A1B). Puede observarse también que las simulaciones obtenidas en este proyecto se mueven en el mismo rango que las de ENSEMBLES, de las que difieren por tener una mayor resolución espacial (esencial para el forzamiento de los modelos marinos que es, al fin y al cabo, el objetivo más importante de este trabajo).

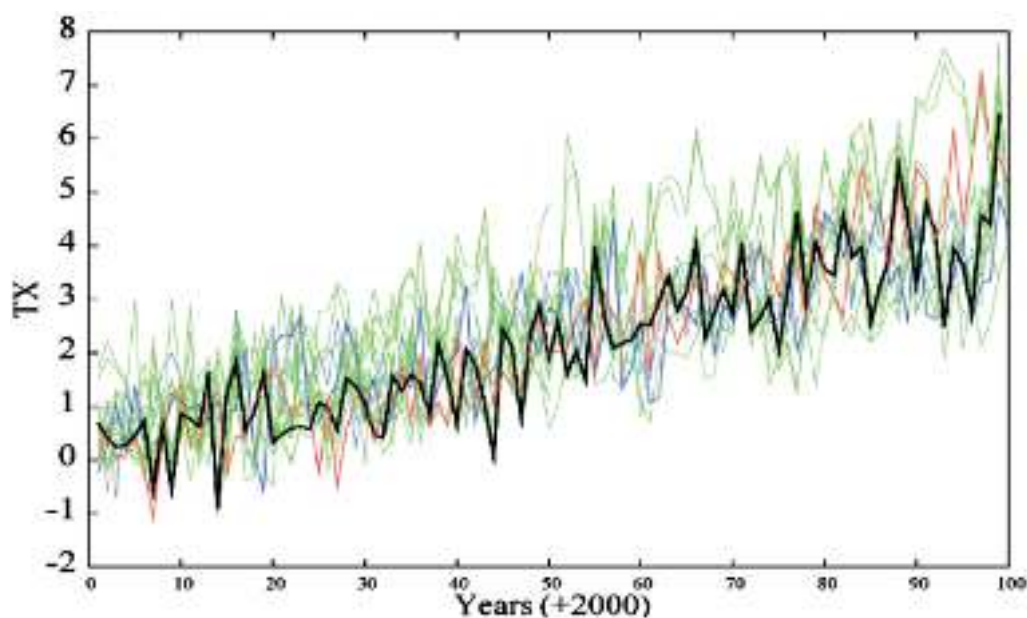


Figura 3.2.13: Cambio en la media peninsular de la temperatura máxima (°C) respecto a la media del período de referencia (1960-1990). En verde se muestran las simulaciones del proyecto ENSEMBLES, en otros colores se representan las simulaciones de este proyecto: HADLEY-low-A1B (azul), ECHAM-A1B (negro) y ECHAM-A2 (rojo).

Respecto a la duración de las olas de calor también se observa un aumento en su duración, situado en este caso en la parte baja de las simulaciones de ENSEMBLES. El valor del incremento en la duración de las olas de calor alcanza los 10 días a finales de siglo, siendo muy difícil distinguir entre escenarios debido a la variabilidad interanual de las simulaciones (Figura 3.2.14).

3.2.3.4. Valores medios de la temperatura mínima

La Figura 3.2.15 muestra los cambios previstos en los valores medios de la temperatura mínima. Se observa que el aumento previsto es mayor en el caso de ECHAM-A2 (Figura 3.2.15b) que

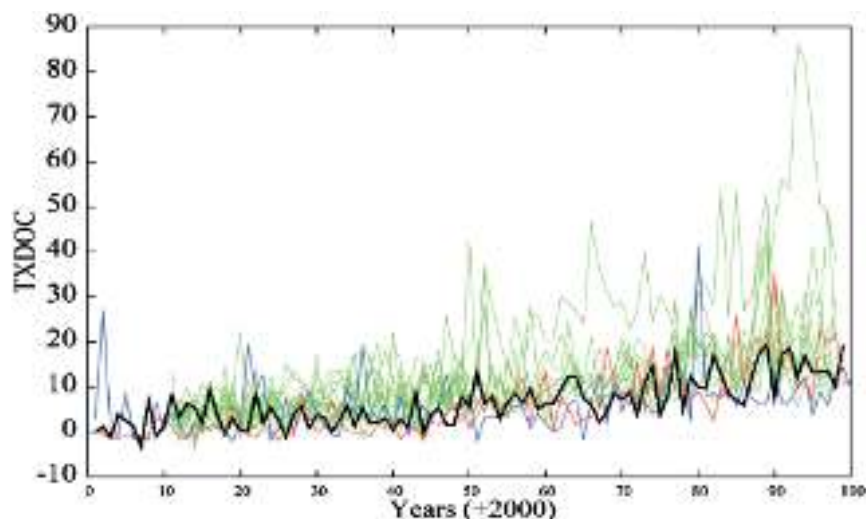


Figura 3.2.14: Cambio en las olas de calor contadas en número de días con respecto al periodo de referencia (1960-1990). En verde se muestran las simulaciones del proyecto ENSEMBLES, en otros colores se representan las simulaciones de este proyecto: HADLEY-low-A1B (azul), ECHAM-A1B (negro) y ECHAM-A2 (rojo).

en el resto, como corresponde en principio a un escenario más emisoro. Sin embargo las diferencias entre escenarios son pequeñas: todos son menores de 2 °C (ver Tabla 3.2.7) y por tanto menores que los obtenidos para la temperatura máxima (nótese que la escala utilizada es la misma que para las máximas, véase el apartado 3.1.3.1). El patrón espacial de los aumentos sí es similar al de la temperatura máxima, siendo más importante al sudoeste de la Península y menor en las costas, especialmente en las costas Cantábricas y litoral gallego.

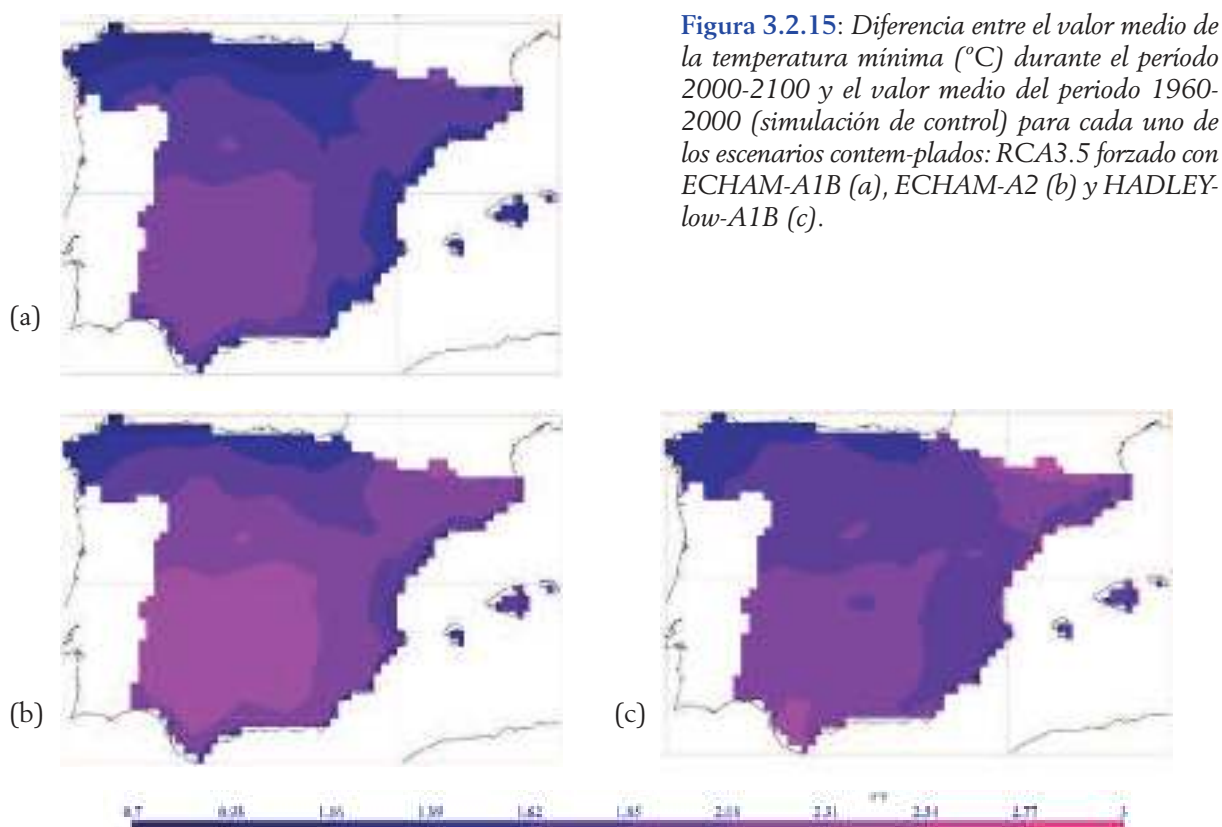


Figura 3.2.15: Diferencia entre el valor medio de la temperatura mínima (°C) durante el periodo 2000-2100 y el valor medio del periodo 1960-2000 (simulación de control) para cada uno de los escenarios contemplados: RCA3.5 forzado con ECHAM-A1B (a), ECHAM-A2 (b) y HADLEY-low-A1B (c).

Tabla 3.2.7: Valores mínimo, medio y máximo de las diferencias punto a punto entre los promedios de la temperatura mínima ($^{\circ}\text{C}$) de los periodos 1960-2000 y 2000-2100.

Simulación	Min	Medio	Max
ECHAM-A1B	0,82	1,67	2,04
ECHAM-A2	1,00	1,90	2,31
HADLEY-low-A1B	1,33	1,81	2,55

3.2.3.5. Desviación estándar de la temperatura mínima

Las simulaciones de ECHAM muestran un aumento de la variabilidad de la temperatura mínima que presenta un gradiente de oeste a este y del interior a la costa (Figura 3.2.16), como ya sucedía con la variabilidad de la temperatura máxima. En magnitud, dicho aumento es ligeramente menor (ver Tabla 3.2.8) que en las simulaciones correspondientes a la temperatura máxima (sección 3.1.3.2, nótese que las escalas son las mismas para ambos gráficos). La diferencia más importante es que en éste todas las simulaciones muestran algunas zonas con disminuciones de variabilidad; especialmente la simulación de HADLEY-low-A1B, que además de mostrar aumentos significativamente menores que los de ECHAM, y muestra una disminución de la variabilidad en toda la cornisa Cantábrica y en Galicia.

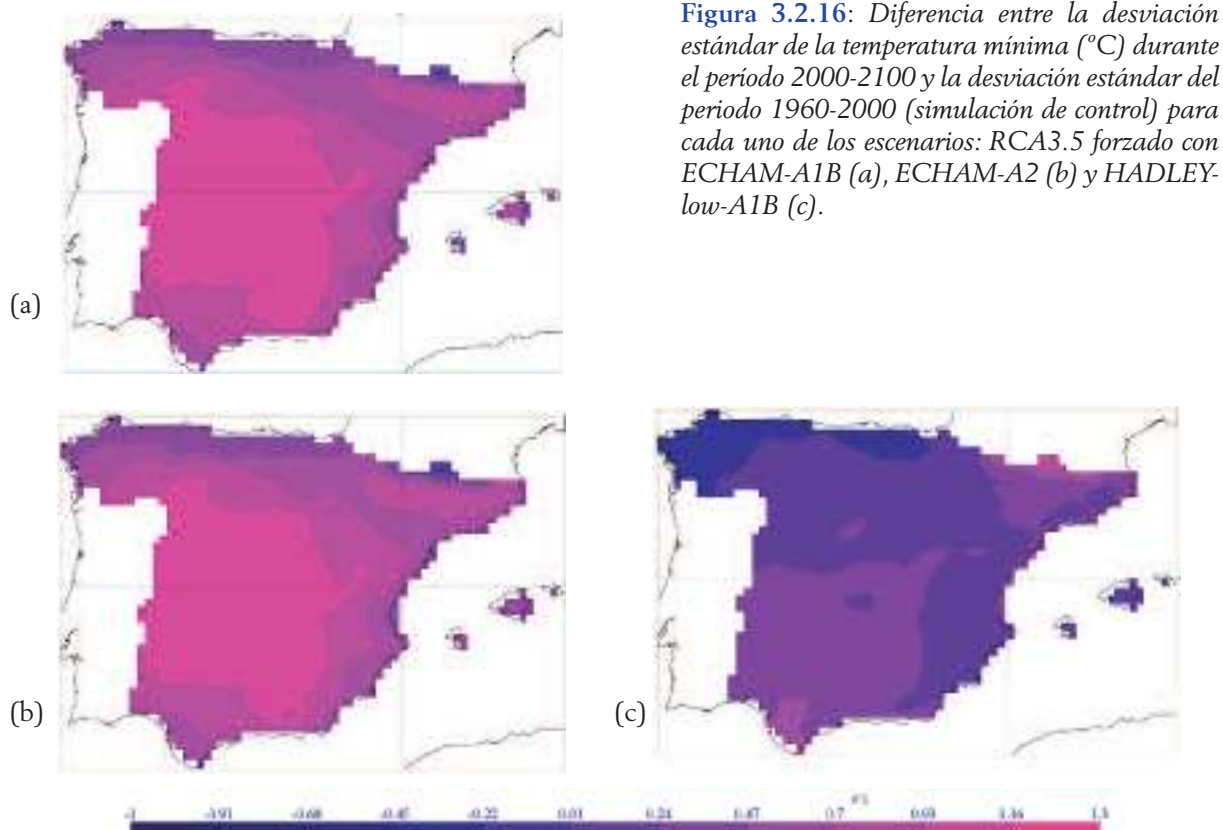


Tabla 3.2.8: Valores mínimo, medio y máximo de las diferencias punto a punto entre las desviaciones estándar de la temperatura mínima ($^{\circ}\text{C}$) de los periodos 1960-2000 y 2000-2100.

Simulación	Min	Medio	Max
ECHAM-A1B	-0,06	0,76	1,08
ECHAM-A2	-0,20	0,76	1,40
HADLEY-low-A1B	-0,79	0,36	0,69

3.2.3.6. Gráficas de evolución de la temperatura mínima

Para el caso de la temperatura mínima, además de representar la evolución de la media peninsular (Figura 3.2.17), se representan también otros dos parámetros que dan una idea de la evolución de los extremos negativos y positivos. Por un lado se presenta la evolución de los días de helada (Figura 3.2.18), entendiendo por ello el número de días cuya temperatura mínima es inferior a 0°C ; y por otro la evolución de las noches tropicales (Figura 3.2.19), entendidas como aquellas cuya temperatura mínima es superior a 20°C . En todos los casos lo que se representa son las diferencias respecto a período de referencia (1960-1990).

Respecto a los valores medios de la temperatura mínima, las simulaciones de ECHM-A1B y HADLEY-low-A1B muestran un aumento de unos 3°C a final del siglo XXI, que se eleva a 4°C en el caso del escenario más emisoro ECHAM-A2. En todo caso se sitúan en la parte inferior del rango de aumento que presentan las simulaciones de ENSEMBLES (entre 3 y 5°C). Al igual que ya sucedía con la temperatura máxima, la diferencia entre escenarios es muy menor hasta bien entrada la segunda mitad de siglo, que es cuando el más emisoro (A2) empieza a distanciarse de los menos emisivos (A1B).

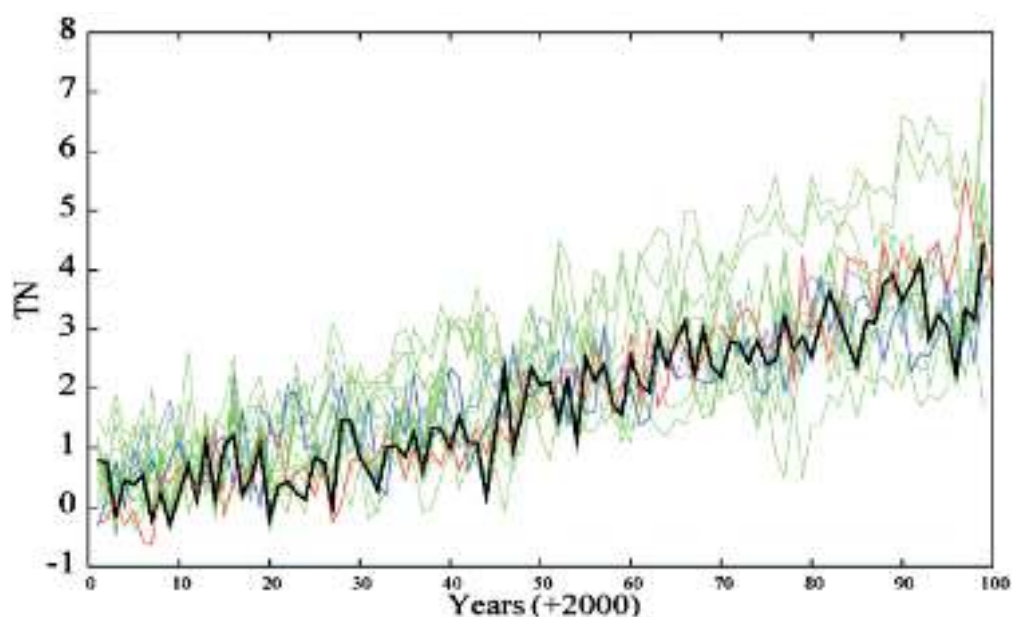


Figura 3.2.17: Cambio en la media peninsular de la temperatura mínima ($^{\circ}\text{C}$) respecto a la media del período de referencia (1960-1990). En verde se muestran las simulaciones del proyecto ENSEMBLES, en otros colores se representan las simulaciones de este proyecto: HADLEY-low-A1B (azul), ECHAM-A1B (negro) y ECHAM-A2 (rojo).

En el caso de los días de helada por año, se observa que van disminuyendo paulatinamente hasta llegar a una disminución de unos 20 días a finales de siglo. Los resultados de las tres simulaciones se sitúan en este caso dentro del rango promedio de las simulaciones de ENSEMBLES. Se hace difícil distinguir entre las simulaciones, aunque aparentemente la que va siempre por debajo es la de HADLEY-low-A1B y la que va algo por encima es ECHAM-A1B. De nuevo, la variabilidad natural es del mismo orden o superior a las diferencias entre escenarios para este parámetro concreto.

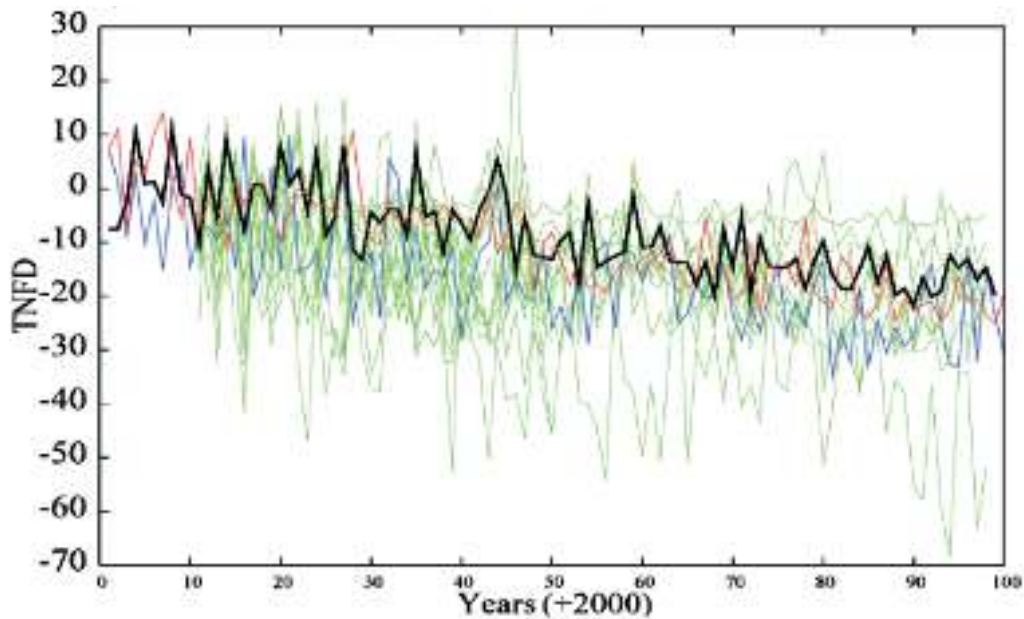


Figura 3.2.18: Cambio en el número de días de helada presentada con respecto al periodo de referencia (1960-1990). En verde se muestran las simulaciones del proyecto ENSEMBLES, en otros colores se representan las simulaciones de este proyecto: HADLEY-low-A1B (azul), ECHAM-A1B (negro) y ECHAM-A2 (rojo).

Respecto a las noches tropicales, aquellas cuya temperatura mínima es igual o superior a 20°C, todas las simulaciones muestran un incremento notable en su número. A finales de siglo, la simulación con más noches tropicales es la ECHAM-A2, que predice un aumento del orden de 60 respecto al periodo de referencia y se sitúa en la parte superior (incluso por encima) del rango de las simulaciones de ENSEMBLES (20-50 días de aumento). La que predice un aumento menor es HADLEY-low-A1B (del orden de 20-30). En este caso sí se separan claramente las simulaciones, pero obsérvese que de nuevo las diferencias entre modelos (ECHAM-A1B vs HADLEY-low-A1B) son mayores que las diferencias entre escenarios (ECHAM-A1B vs ECHAM-A2).

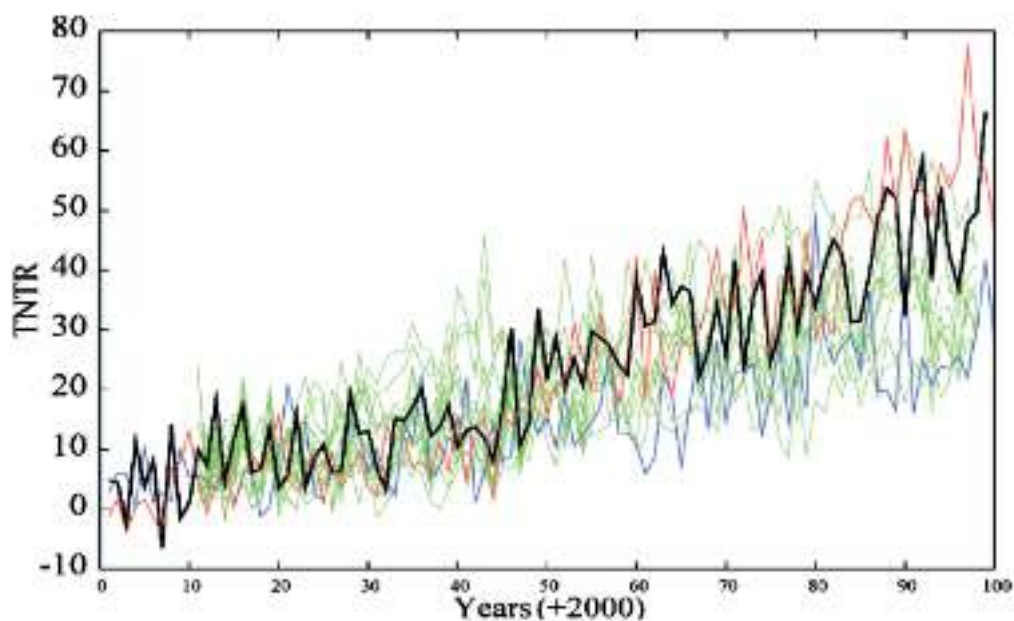


Figura 3.2.19: Cambio en el número de noches tropicales con respecto al periodo de referencia (1960-1990). En verde se muestran las simulaciones del proyecto ENSEMBLES, en otros colores se representan las simulaciones de este proyecto: HADLEY-low-A1B (azul), ECHAM-A1B (negro) y ECHAM-A2 (rojo).

3.3. Precipitación

3.3.1. Hindcasts

Los hindcast forzados con ERA-40 y ERA-Interim presentan sesgos positivos importantes, sobre todo en las montañas, y sesgos negativos menores en las costas. El patrón espacial de precipitación queda muy bien representado en los dos downscalings, las diferencias se deben a su magnitud. La variabilidad, representada por la desviación estándar de la precipitación anual, también se sobreestima bastante, en este caso en prácticamente toda la Península. La mayor sobreestimación se da en las montañas, coincidiendo con las zonas que reciben más lluvia.

3.3.1.1. Valores medios

En primer lugar se ha obtenido el ciclo anual a partir de valores mensuales de precipitación promediados sobre toda la Península Ibérica (Figura 3.3.1). En concreto se presentan resultados obtenidos del hindcast forzado con ERA-Interim, del reanálisis original ERA-Interim, y de dos bases de datos, la Spain02 ya referida anteriormente y una base de datos global (GPCC) de menor resolución. El hindcast reproduce bien el ciclo anual bimodal, con sus máximos en primavera y otoño-invierno y su mínimo en verano, pero sobreestima su magnitud respecto a las observaciones. Ello a pesar de que el reanálisis original ERA-Interim, utilizado para forzar el modelo RCA para la obtención del hindcast, la infraestima.

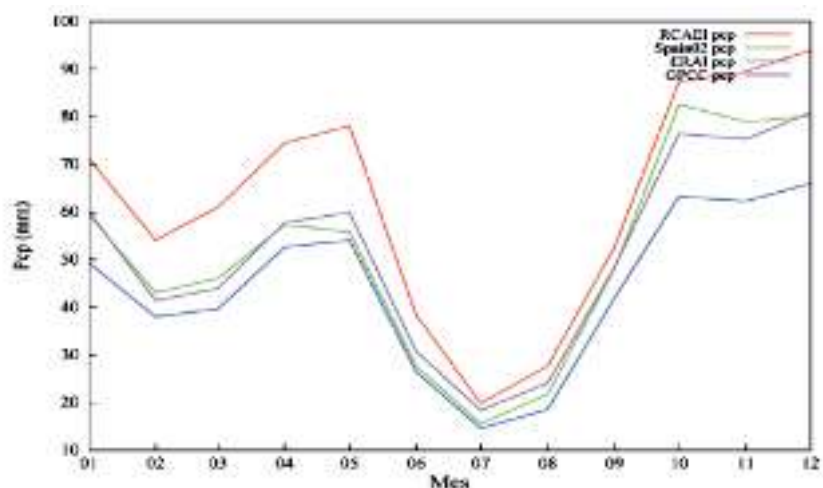


Figura 3.3.1: Ciclo anual de precipitación mensual promediada sobre la Península Ibérica obtenido del hindcast forzado con ERA-Interim, del reanálisis original ERA-Interim, y de dos bases de datos: Spain02 y una base de datos global (GPCC) de menor resolución.

En la Figura 3.3.2 se presentan ya los mapas de precipitación anual media obtenidos para cada uno de los hindcasts (Figuras 3.3.2a,b) y para las observaciones de Spain02 (Figuras 3.3.2c,d) de los periodos correspondientes. Calculando los sesgos (Figuras 3.3.2e,f)

puede verse que en general los hindcasts sobreestiman la precipitación observada, aunque reproducen bien el conocido gradiente de sureste a noroeste. Concretamente se dan sesgos positivos elevados en el interior y sesgos negativos algo menores en las costas.

Los sesgos positivos se observan sobre todo en zonas montañosas, donde las diferencias con las observaciones ascienden a más de 500 mm (sobre un promedio anual de entre 1.000 y 2.000 mm). Localmente las diferencias entre hindcasts y observaciones pueden ser de más de 1.000 mm, como en algunos puntos de los Pirineos (donde los promedios anuales superan los 2.000 mm). [Recuérdese que la orografía se representó en su momento en el apartado 3.1.1.1.] Los pequeños sesgos negativos de las costas son mayores en el norte y menores en la costa Mediterránea. En términos relativos, sin embargo, pueden ser más importantes los segundos que los primeros, debido a la diferencia de precipitación media entre ambas costas.

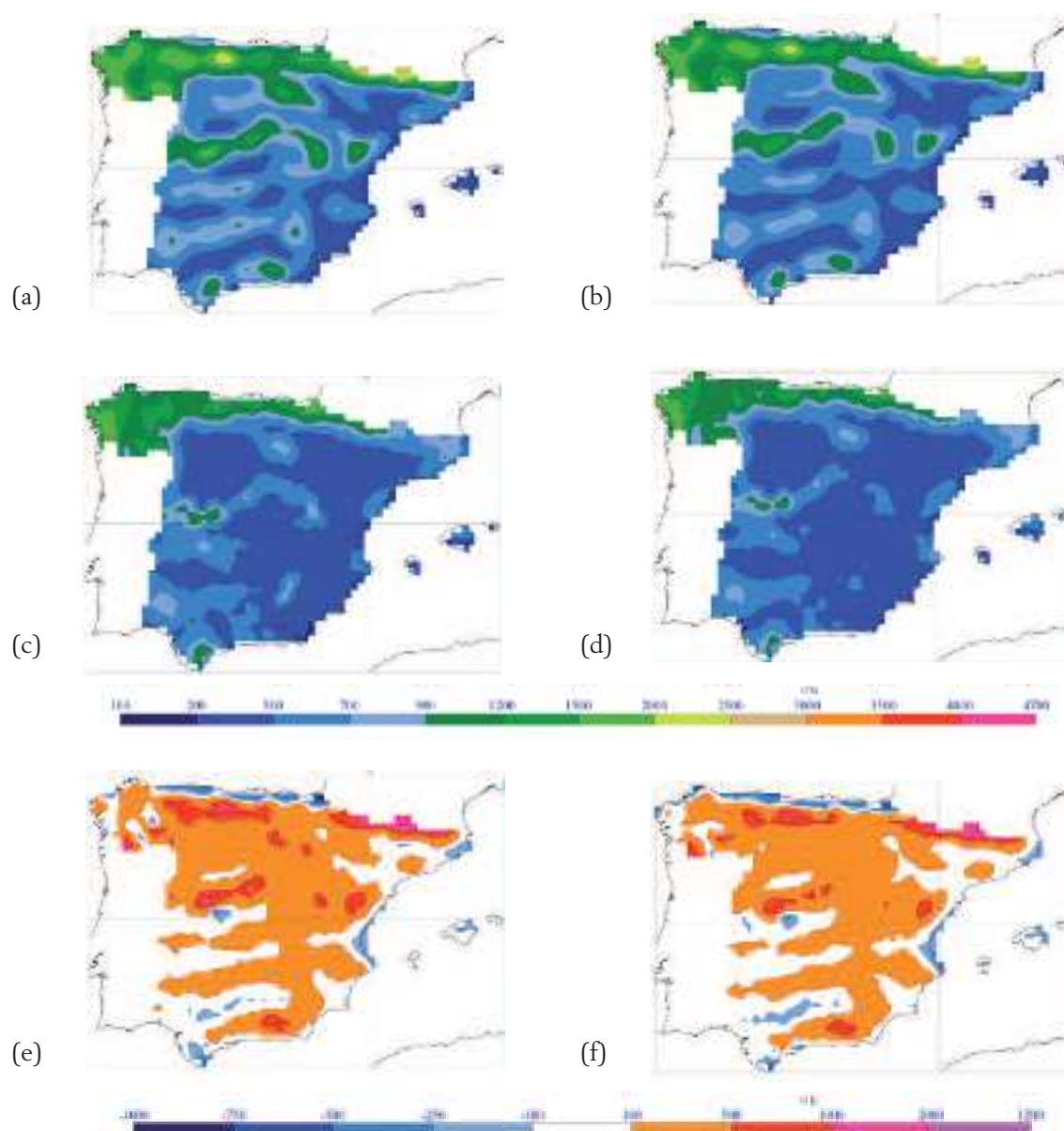


Figura 3.3.2: Promedios temporales de la precipitación anual (mm) obtenidos a partir de: los hindcasts forzados con ERA-40 (1960-2000, a) y ERA-Interim (1987-2008, b); la base de datos Spain02 para los mismos periodos de los hindcasts: 1960-2000 (c) y 1989-2007 (d). Los paneles e) i f) muestran los sesgos entre la precipitación anual de los hindcasts y la observada para los dos periodos considerados: 1960-2000 (e) y 1989-2007 (f).

3.3.1.2. Desviaciones estándar

La Figura 3.3.3 muestra la variabilidad de los hindcasts y de las observaciones. Los valores más altos se obtienen en el oeste peninsular, existiendo un gradiente decreciente hacia el este. Nótese que a diferencia de la de la desviación estándar de la temperatura, que se obtenía a partir de datos diarios, aquí la desviación estándar se ha obtenido a partir de la precipitación anual acumulada y por tanto lo que refleja es la variabilidad interanual. Comparando hindcasts con observaciones se obtiene que los primeros presentan mucha más variabilidad que las segundas. La sobreestimación es del orden de 200 mm en buena parte del dominio, pero supera los 300 mm en algunas zonas (Figuras 3.3.3e,f).

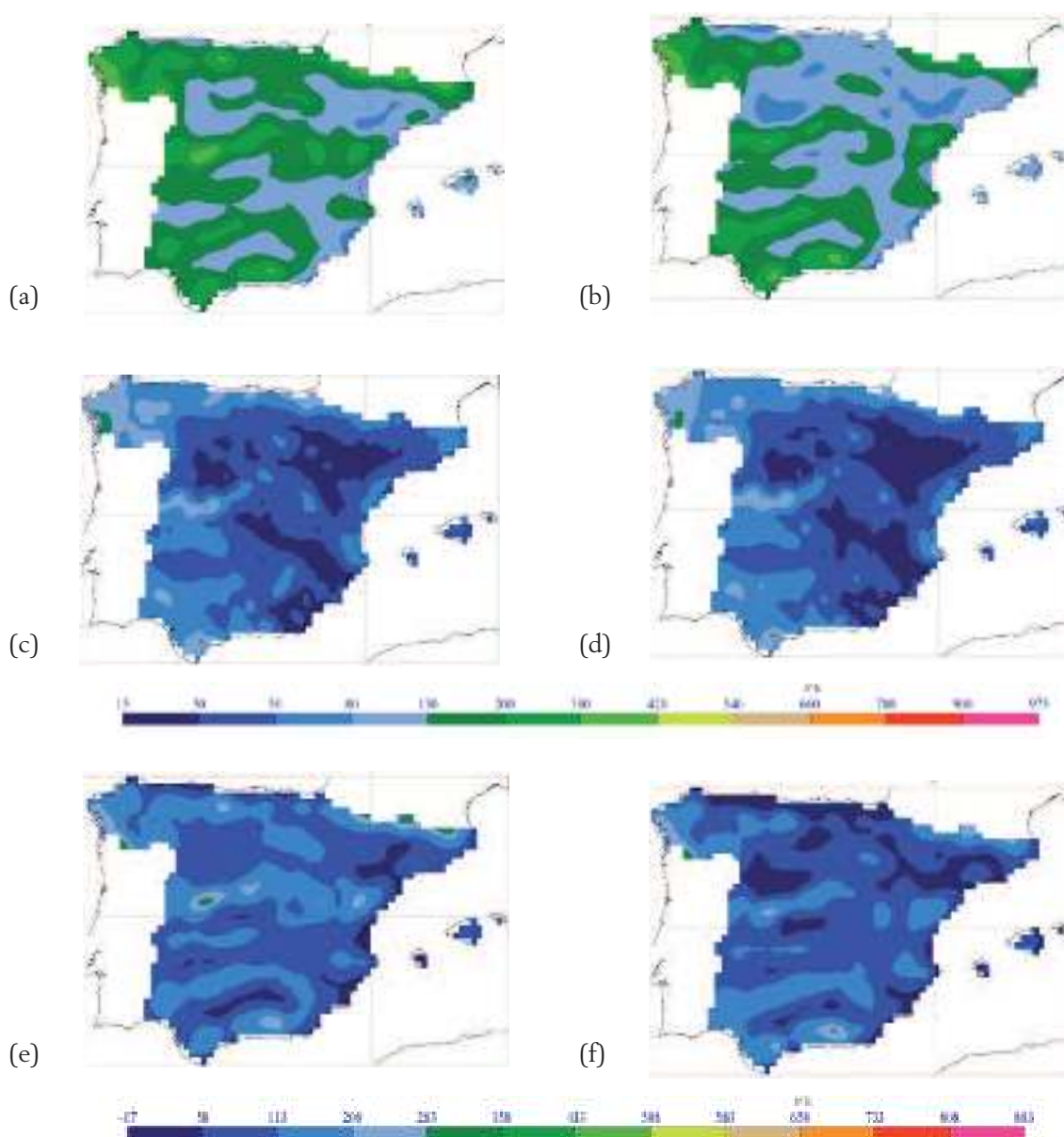


Figura 3.3.3: Desviación estándar de la precipitación anual (mm) obtenida a partir de: los hindcasts forzados con ERA-40 (1960-2000, a) y ERA-Interim (1987-2008, b); la base de datos Spain02 para los mismos periodos de los hindcasts: 1960-2000 (c) y 1989-2007 (d). Los paneles e) i f) muestran los sesgos entre la desviación estándar de los hindcasts y la observada para los dos periodos considerados: 1960-2000 (e) y 1989-2007 (f).

3.3.2. Simulaciones de Control

Las simulaciones de control reproducen bien el patrón espacial de las precipitaciones aunque la sobreestiman aún más que ERA-40. La que más sobreestima es HADLEY-low, que en cambio no muestra infraestimación en ninguna zona.

En cuanto a la variabilidad, las tres simulaciones de control (ECHAM-1, ECHAM-2 y HADLEY-low) la sobreestiman mucho más que el hindcast forzado con ERA-40, sobre todo en las zonas más lluviosas. La que más sobreestima es ECHAM-1. HADLEY-low es, de las tres, la que menos sobreestima la variabilidad, aunque su distancia respecto a las observaciones es mayor que el hindcast forzado con ERA-40.

3.3.2.1. Valores medios

Las dos simulaciones de control independientes forzadas con el modelo ECHAM (Figura 3.3.4b,d), se asemejan al hindcast forzado con ERA-40 (Figura 3.3.4a), aunque los sesgos respecto a las observaciones son aún mayores que los del propio hindcast (> 1.000 mm en algunas zonas). Los controles de ECHAM también muestran infraestimaciones (siempre inferiores a 500 mm) en pequeñas áreas de las costas y que en valor relativo pueden ser superiores a las sobreestimaciones en áreas de montaña. Por su parte HADLEY-low sobreestima la precipitación en toda el área (no hay sesgos negativos) y lo hace más que ninguna otra simulación (puntualmente superan los 2.000 mm).

En la Tabla 3.3.1 se han resumido los sesgos medios de las distintas simulaciones respecto al hindcast forzado con ERA-40 para el período 1960-2000. La simulación con más sesgo es HADLEY-low (367,5 mm), y la de menor sesgo es la ECHAM-2 (187,7 mm). [Recuérdese que el hindcasts ya presentaba sesgos positivos importantes respecto a las observaciones, por lo que las diferencias promedio control-observación son bastante más importantes].

Tabla 3.3.1: Valores mínimo, medio y máximo de los sesgos entre la precipitación media anual (mm) de las simulaciones de control indicadas y las del hindcast forzado con ERA-40.

Simulación	Min	Medio	Max
ECHAM-1	-28,3	241,0	1.371,0
ECHAM-2	-49,2	187,7	1.093,8
HADLEY-low	-31,2	367,5	1.299,2

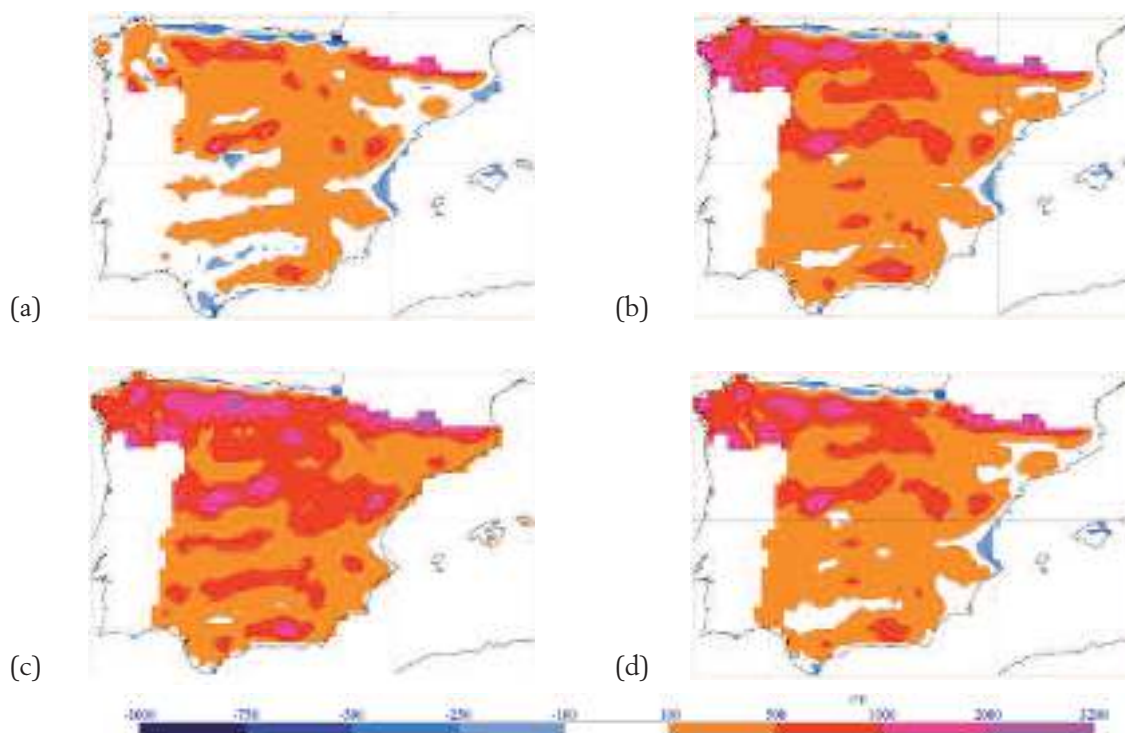


Figura 3.3.4: Sesgos de los promedios temporales (1960-2000) de precipitación anual (mm) respecto a la base de datos de Spain02 obtenidos para el hindcast forzado con ERA-40 (a) y las simulaciones de control de ECHAM-1 (b), HADLEY-low (c) y ECHAM-2 (d).

3.3.2.2. Desviaciones estándar

Al igual que los valores medios, también la desviación estándar es sobreestimada por todas las simulaciones de control, de nuevo en mayor medida que la sobreestima del hindcast detectada en la sección anterior. Los sesgos se muestran en la Figura 3.3.5: el exceso de variabilidad es mucho más acusado en las dos zonas montañosas principales (Pirineos y Picos de Europa) y en el Noroeste Peninsular, que son las zonas más lluviosas, y es menos acusada en las costas Mediterráneas, particularmente en las del sudeste.

En la Tabla 3.3.2 se han resumido los sesgos medios de las distintas simulaciones de control respecto al hindcast forzado con ERA-40 para el período 1960-2000. Los valores medios de los sesgos son similares (del orden del centenar de mm), aunque ECHAM-1 es la simulación que presenta los mayores sesgos máximos (del orden de 500 mm).

Tabla 3.3.2: Valores mínimo, medio y máximo de los sesgos entre la desviación estándar de la precipitación media anual (mm) de las simulaciones de control indicadas y las del hindcast forzado con ERA-40.

Simulación	Min	Medio	Max
ECHAM-1	-18,2	100,5	511,9
ECHAM-2	-16,9	91,2	361,0
HADLEY-low	16,0	88,6	357,9

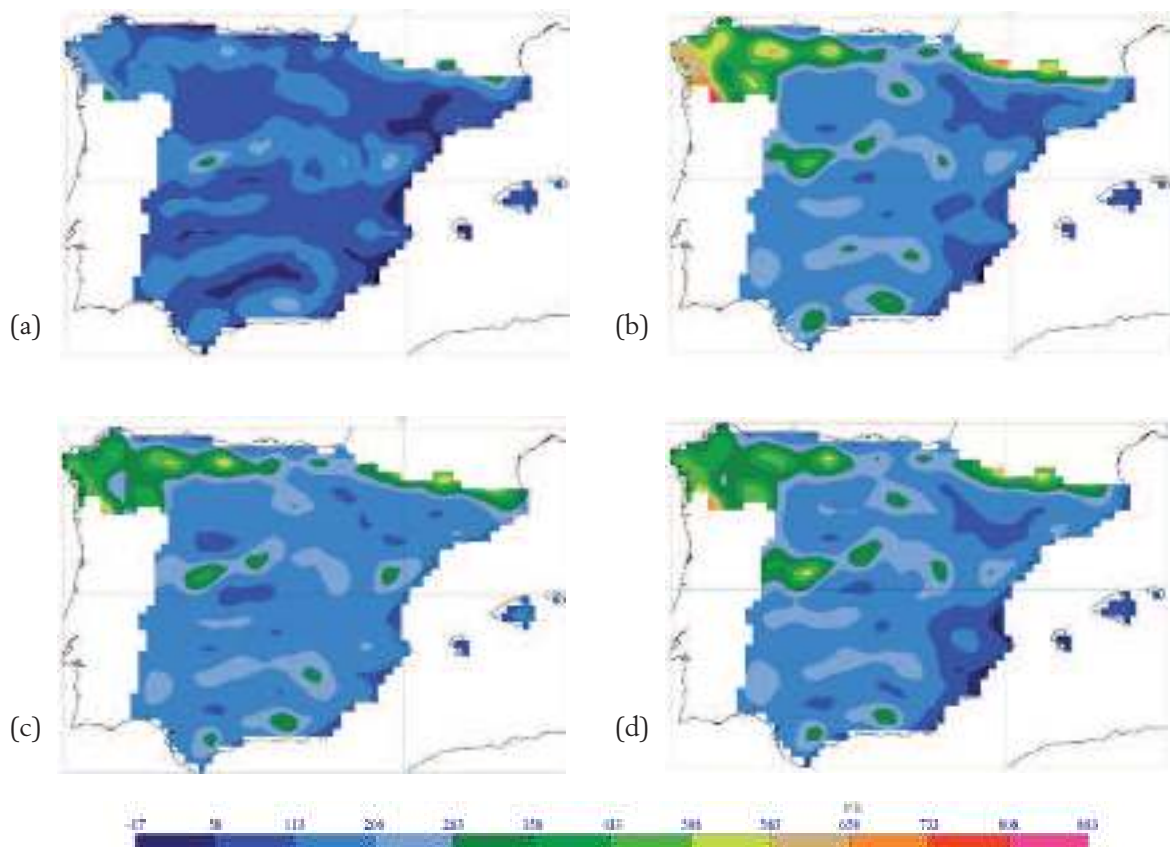


Figura 3.3.5: Sesgo de las desviaciones estándar de la precipitación (mm) respecto a la base de datos de Spain02 obtenidos de las simulaciones del modelo RCA3.5 forzadas con ERA-40 (a), ECHAM-1 (b), HADLEY-low (c), ECHAM-2 (d) para el período 1960-2000.

3.3.3. Escenarios

Las proyecciones contempladas en este estudio (ECHAM-A1B, ECHAM-A2 y HADLEY-low-A1B) muestran una disminución de la precipitación en toda la Península ya a mediados del siglo XXI. El descenso es más acusado en las zonas más lluviosas, con un descenso medio de -100 mm aproximadamente con respecto al periodo de referencia. La simulación que da más descenso es la ECHAM-A2, con -170 mm, y la que menos HADLEY-low-A1B con -80 mm aproximadamente. A finales del siglo XXI el descenso en la precipitación media anual estaría entre 200 mm (escenario A1B) y 300 mm (escenario A2). Se registraría también un descenso en el número de días húmedos y un aumento en el número de días secos consecutivos (indicativo de sequías más prolongadas). En las precipitaciones extremas no se observa apenas cambio, en todo caso, un descenso ligero.

La variabilidad, representada por la desviación estándar interanual, disminuye en casi toda la Península, principalmente en las zonas más lluviosas. En algunas zonas de la meseta norte, costa este y valle del Ebro, por el contrario, la variabilidad aumenta ligeramente.

Como medida del cambio en los valores de las distintas variables a lo largo del siglo XXI se han calculado las diferencias entre los campos medios de las simulaciones en los periodos 2000-2100 y 1960-2000, tomando este último como periodo de control. Cabe recordar de nuevo que las diferencias no se calculan respecto a observaciones, sino respecto a la simulación de control llevada a cabo con el mismo modelo.

También se muestran gráficas de evolución, tanto para los valores medios peninsulares de la precipitación como de algunos índices de extremos tanto positivos (número de días de lluvia y precipitaciones extremas) como negativos (periodos de sequía). Dichas gráficas incluyen no sólo los resultados de este proyecto (RCA3.5 forzado con los modelos globales ECHAM-A1B, ECHAM-A2 y HADLEY-low-A1B), sino también de otros modelos regionales (forzados con otros o con los mismos modelos globales) pertenecientes al proyecto ENSEMBLES. Esto permitirá poner los resultados de este proyecto en un contexto más amplio y verificar su consistencia. En las gráficas de evolución el periodo de referencia o control considerado es el 1960-1990, que es el que tomó en el proyecto ENSEMBLES.

3.3.3.1. Valores medios

Las tres simulaciones (Figura 3.3.6) muestran un descenso de las precipitaciones en toda la península, que es más acusado en las zonas que reciben más lluvia (noroeste y montañas, donde el descenso es de entre 200 y 500 mm anuales). Las simulaciones de ECHAM dan mayores descensos que la simulación de HADLEY-low con independencia del escenario considerado, lo cual indica de nuevo que para algunos parámetros las diferencias entre modelos pueden ser más acusadas que entre escenarios. En las zonas entre montañas los descensos son mucho menores (menos de 100 mm en la simulación de HADLEY-low-A1B y menos de 150 mm en las de ECHAM). Puntualmente las diferencias son de unas pocas decenas de mm (el valor mínimo es de -6 mm). La Tabla 3.3.3 muestra los

valores promedio de los descensos de precipitación anual, así como los valores mayores y menores de ese descenso para cada una de las simulaciones.

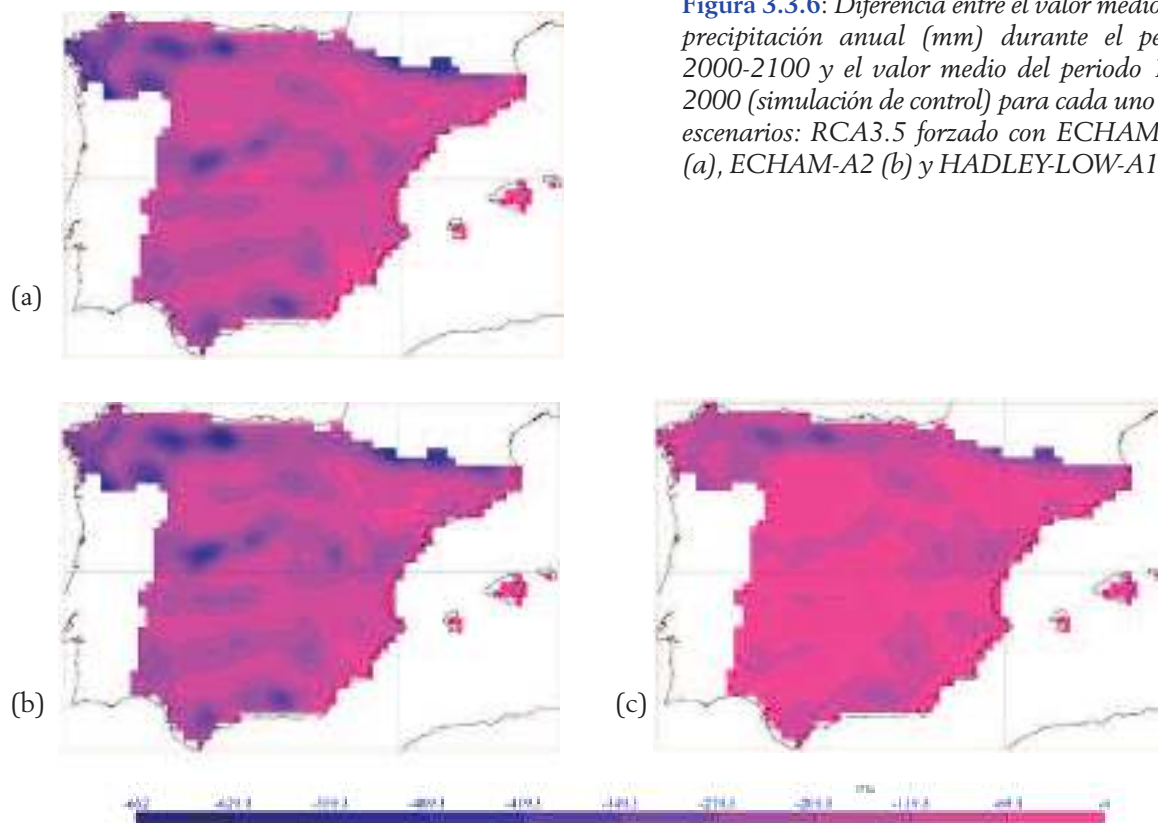


Figura 3.3.6: Diferencia entre el valor medio de la precipitación anual (mm) durante el período 2000-2100 y el valor medio del período 1960-2000 (simulación de control) para cada uno de los escenarios: RCA3.5 forzado con ECHAM-A1B (a), ECHAM-A2 (b) y HADLEY-LOW-A1B (c).

Tabla 3.3.3: Valores mínimo, medio y máximo de las diferencias punto a punto entre los promedios de precipitación anual (mm) de los períodos 1960-2000 y 2000-2100.

Simulación	Min	Medio	Max
ECHAM-A1B	-643	-154	-15
ECHAM-A2	-662	-170	-28
HADLEY-low-A1B	-442	-83	-7

3.3.3.2. Desviación estándar

La variabilidad interanual disminuye en casi toda la Península, principalmente en las zonas más lluviosas (norte y zonas montañosas, ver Figura 3.3.7). En algunas zonas de la meseta Norte, costa este y valle del Ebro, por el contrario, la variabilidad presenta ligeros aumentos puntuales. HADLEY-low-A1B y ECHAM-A1B presentan patrones espaciales de cambio más parecidos entre sí, con aumentos en el noroeste y un foco en el sureste, mientras que ECHAM-A2 concentra el aumento de variabilidad en las zonas montañosas de la mitad norte. Los cambios medios, máximos y mínimos se muestran en la Tabla 3.3.4.

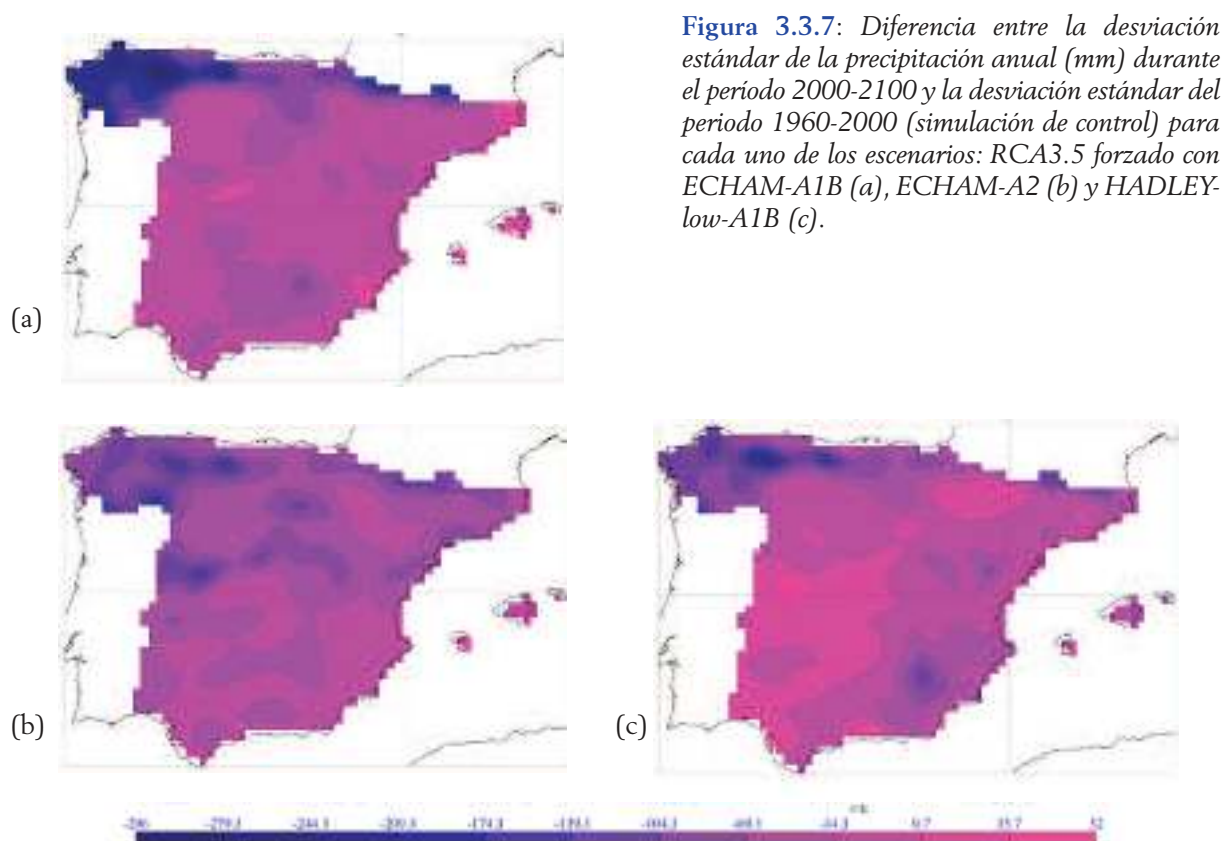


Figura 3.3.7: Diferencia entre la desviación estándar de la precipitación anual (mm) durante el período 2000-2100 y la desviación estándar del período 1960-2000 (simulación de control) para cada uno de los escenarios: RCA3.5 forzado con ECHAM-A1B (a), ECHAM-A2 (b) y HADLEY-low-A1B (c).

Tabla 3.3.4: Valores mínimo, medio y máximo de las diferencias punto a punto entre las desviaciones estándar de precipitación anual (mm) de los períodos 1960-2000 y 2000-2100.

Simulación	Min	Medio	Max
ECHAM-A1B	-295	-48	39
ECHAM-A2	-190	-55	12
HADLEY-low-A1B	-227	-29	51

3.3.3.3. Gráficas de evolución

Además de la evolución de la precipitación anual, se presenta también el cambio en el número de días húmedos (días con precipitación ≥ 1 mm), el cambio en el número de días secos consecutivos (número de días consecutivos sin precipitación o con precipitación < 1 mm) y el cambio en las precipitaciones extremas (porcentaje de cambio en la cantidad de precipitación recogida los días que superan el percentil 90 del período de referencia).

La Figura 3.3.8 muestra el porcentaje de cambio en la precipitación anual; esto es, las diferencias entre la precipitación anual y la precipitación media del período de referencia (1960-1990) divididas por esa misma precipitación media (y todo multiplicado por 100). Se observa un claro descenso, enmascarado en parte por las grandes oscilaciones de las curvas. Todos los modelos señalan un descenso similar; la diferencia en todo caso está en

que las simulaciones de RCA muestran oscilaciones interanuales mucho más acusadas que para los modelos de ENSEMBLES. Si consideramos que esas oscilaciones son creíbles, significaría que durante el siglo XXI habría aún años más lluviosos que el año promedio del periodo de referencia, si bien serán cada vez menos probables.

En el caso de los días húmedos (Figura 3.3.9) se observa que también van disminuyendo en coherencia con la evolución de las precipitaciones totales. A finales de siglo se tienen entre 20 y 40 días húmedos menos, dependiendo de la simulación, respecto al período de referencia (1960-1990). No hay diferencias significativas entre modelos o escenarios.

Con respecto al número de días secos consecutivos (Figura 3.3.10), equiparable a períodos de sequía, se observan comportamientos diferentes para HADLEY y para ECHAM. Para las simulaciones de ECHAM se observan grandes oscilaciones pero también se aprecia que por abajo el límite de las curvas parece estar en -10 (disminución de 10 días en los períodos de sequía), mientras que por arriba, las curvas van alcanzando aumentos cada vez más altos en el número de días secos. Esto se aprecia en que a principios de siglo las simulaciones no superan el umbral de $+30$ días mientras que a final de siglo abundan los años con aumentos de más de 30 días. La simulación que menos aumentos y menos oscilaciones presenta es HADLEY-low-A1B, que presenta un ligero aumento y predominio de picos por encima de cero, pero con menores oscilaciones.

Finalmente, para las precipitaciones extremas no se observa una tendencia clara (Figura 3.3.11). En todo caso un ligero descenso de la precipitación recogida durante los eventos más extremos.

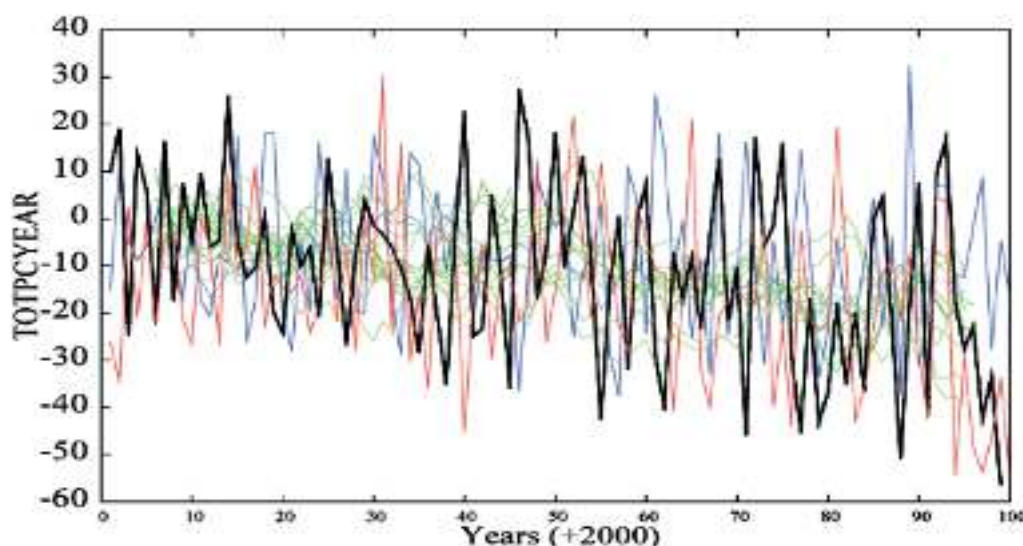


Figura 3.3.8: Cambio en la media peninsular de la precipitación anual (%) respecto a la media del período de referencia (1960-1990). En verde se muestran las simulaciones del proyecto ENSEMBLES, en otros colores se representan las simulaciones de este proyecto: HADLEY-low-A1B (azul), ECHAM-A1B (negro) y ECHAM-A2 (rojo).

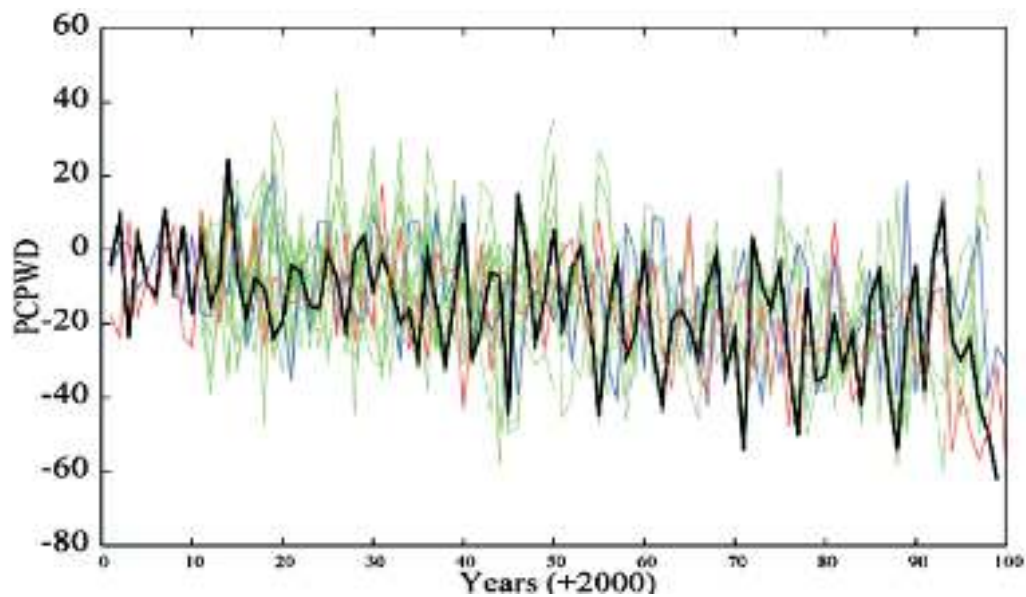


Figura 3.3.9: Cambio en el número de días húmedos (con lluvia) presentados como diferencia con respecto al período de referencia (1960-1990). En verde se muestran las simulaciones del proyecto ENSEMBLES, en otros colores se representan las simulaciones de este proyecto: HADLEY-low-A1B (azul), ECHAM-A1B (negro) y ECHAM-A2 (rojo).

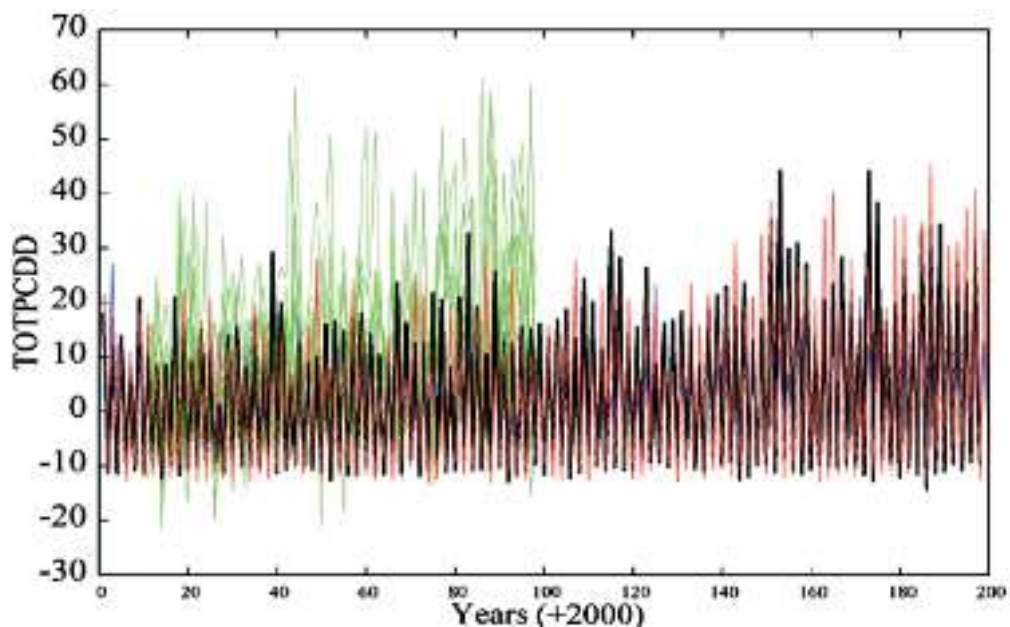


Figura 3.3.10: Evolución del número de días secos consecutivos presentados como diferencia con respecto al período de referencia (1960-1990). En verde se muestran las simulaciones del proyecto ENSEMBLES, en otros colores se representan las simulaciones de este proyecto: HADLEY-low-A1B (azul), ECHAM-A1B (negro) y ECHAM-A2 (rojo).

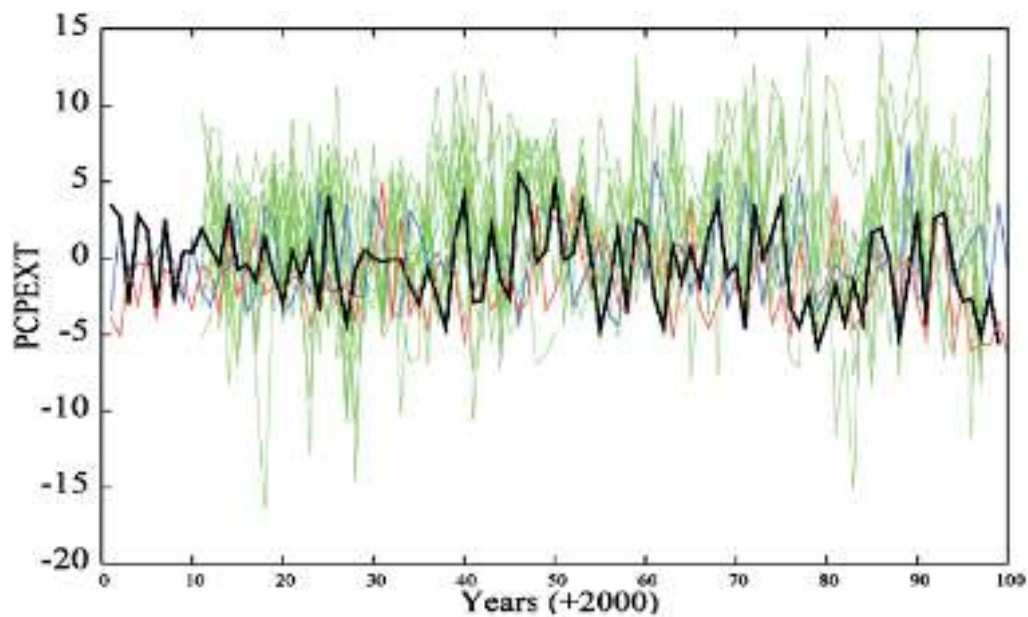


Figura 3.3.11: Cambio en la media peninsular de precipitación extrema anual (%) con respecto al período de referencia (1960-1990). En verde se muestran las simulaciones del proyecto ENSEMBLES, en otros colores se representan las simulaciones de este proyecto: HADLEY-low-A1B (azul), ECHAM-A1B (negro) y ECHAM-A2 (rojo).

3.4. Temperatura del mar

3.4.1. Hindcasts

Los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 reproducen satisfactoriamente la temperatura del Mediterráneo y océano Atlántico nororiental, tanto en términos espaciales como temporales. Comparando con valores observados en la capa superficial, se aprecian ligeros sesgos negativos en el conjunto del Mediterráneo y positivos en las zonas cercanas a la Península Ibérica. Estos sesgos se mantienen de forma constante a lo largo del tiempo y no se observan tendencias significativas.

En aguas atlánticas, ERA-Interim y ERA-40 sobrestiman la temperatura en el mar Cantábrico e Islas Canarias y la subestiman en el resto del dominio, al tiempo que simulan de forma realista la variabilidad temporal de dicha variable.

Aunque el dominio del modelo baroclino es único, todo el análisis (validación de los hindcasts, comparación entre controles y hindcasts, y análisis de escenarios) se ha llevado a cabo por dominios: primero en la cuenca Mediterránea y después en el Atlántico nororiental. El análisis general por dominios se complementará con un análisis zonal, para el cual se ha seleccionado una serie de regiones situadas alrededor de la Península Ibérica, Islas Baleares e Islas Canarias.

Para la validación de los hindcasts en la cuenca Mediterránea (también en el Atlántico) se ha empleado la climatología Ishii (Ishii *et al.*, 2006) como base de datos de referencia. Primero se han comparado las medias de ERA-Interim y ERA-40 con los datos climatológicos para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente. De los resultados se desprende que ambos hindcasts subestiman la temperatura superficial de la parte oriental del Mediterráneo en aproximadamente 1 °C de media, mientras que en la mitad occidental se sobrestima ligeramente dicho parámetro (Figura 3.4.1).

En cuanto a la variabilidad, los hindcasts presentan pocas diferencias respecto a la climatología, salvo al norte del mar Egeo, donde se caracterizan por una mayor desviación estándar y por tanto por una mayor variabilidad (Figura 3.4.2).

Para validar las simulaciones cercanas a la Península Ibérica se ha comparado también la temperatura superficial del mar de ambos hindcasts con las medidas registradas por la boya de Puertos del Estado situada en el cabo de Gata, que es la que dispone de la mayor serie histórica de la zona. Para llevar a cabo la comparación se ha restringido el análisis al periodo de solapamiento con los hindcasts. De acuerdo con los resultados (Figura 3.4.3), tanto ERA-Interim como ERA-40 reproducen correctamente la variabilidad temporal de la temperatura superficial observada, obteniéndose menores sesgos y RMSE en el caso de ERA-Interim (+0,34 °C y 1,06 °C, respectivamente) y correlaciones superiores a 0,95 para los dos hindcasts (Tabla 3.4.1).

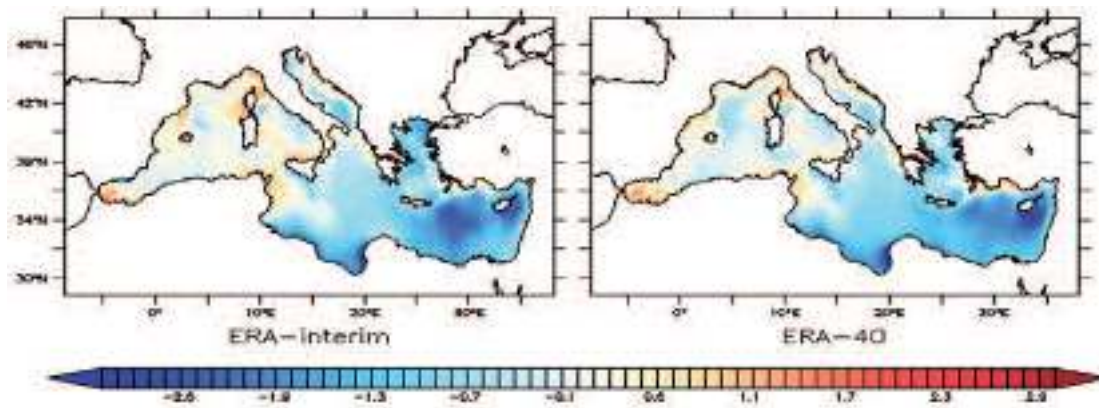


Figura 3.4.1: Sesgo respecto a la climatología Ishii de la temperatura superficial del mar (en °C) obtenida de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 y promediada para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente.

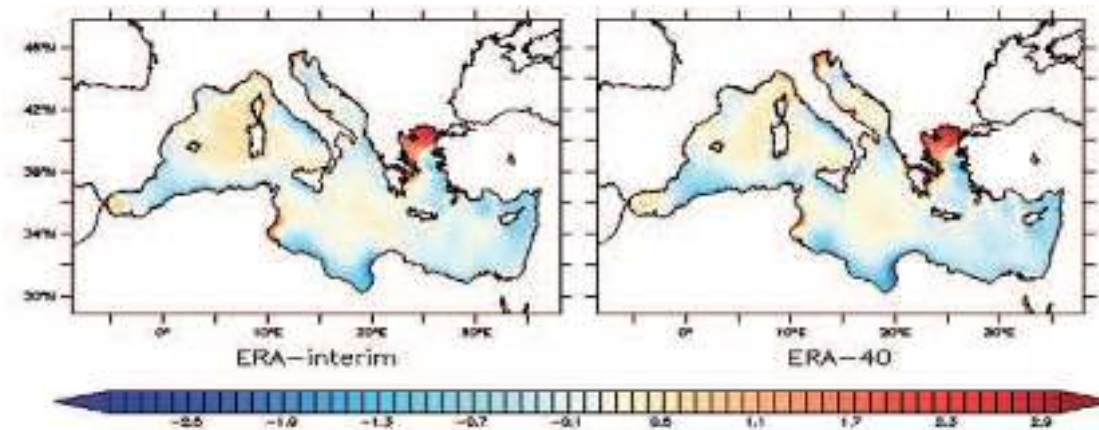


Figura 3.4.2: Sesgo respecto a la climatología Ishii de la desviación estándar de temperatura superficial del mar (en °C) obtenida de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente.

Tabla 3.4.1: Validación de la temperatura superficial del mar obtenida de los hindcasts forzados con ERA-40 y ERA-Interim en el punto más cercano a la boya de Puertos del Estado en Cabo de Gata respecto a los datos de la propia boya. La comparación se extiende a los periodos de solapamiento entre las simulaciones y la boya: 1996-2004 para ERA-Interim y 1996-2000 para ERA-40.

Sesgo (°C)		RMSE (°C)		Correlación	
ERA-Interim	ERA-40	ERA-Interim	ERA-40	ERA-Interim	ERA-40
+0,34	+0,87	1,06	1,44	0,96	0,95

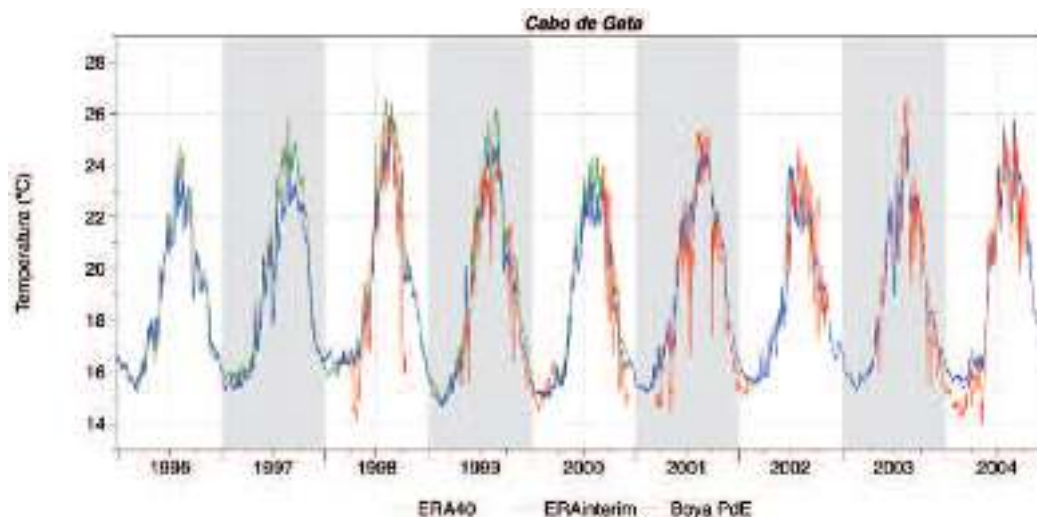


Figura 3.4.3: Temperatura superficial del mar de los hindcasts forzados con ERA-Interim (en azul) y ERA-40 (en verde) en el punto más cercano a la boya de Puertos del Estado en Cabo de Gata, y los datos de la propia boya (en rojo).

Para extender la validación de la temperatura a toda la columna de agua, se han comparado los valores de los dos hindcasts con datos de la climatología Ishii (Ishii *et al.*, 2006) en las capas superficial (promedio de 0 a 150 m), intermedia (promedio de 150 a 600 m) y profunda (promedio de 600 a 1.500 m). De la validación llevada a cabo se desprende que las series de temperatura media del Mediterráneo obtenidas a partir de ERA-Interim y ERA-40 reproducen de forma aceptable la cronología de la climatología, particularmente de 0 a 150 m, donde se obtiene una correlación de 0,70 para ERA-Interim y 0,80 para ERA-40 (Figura 3.4.4). Sin embargo, en dicha capa ambos hindcasts subestiman la temperatura de la climatología, siendo mayor la diferencia en el caso de ERA-40 ($-0,47$ °C) que en el de ERA-Interim ($-0,44$ °C, Tabla 3.4.2). En la capa intermedia de 150 a 600 m, los valores de las simulaciones son ligeramente superiores a los observados y ambas correlaciones disminuyen. En profundidades de 600 a 1.500 m, los valores simulados son muy similares a los climatológicos.

Tabla 3.4.2: Sesgo (en °C) entre la temperatura promedio del Mediterráneo obtenida de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 respecto a la climatología Ishii en distintas capas de la columna de agua.

Hindcast-climatología Ishii (°C)	0-150 m	150-600 m	600-1.500 m
ERA-Interim (1990-2004)	-0,44	+0,13	-0,02
ERA-40 (1961-2000)	-0,47	+0,27	+0,00

Para la zona del Atlántico nororiental cubierta por el modelo baroclino se ha realizado el mismo tipo de estudio comparativo que en el Mediterráneo. En términos de sesgo respecto a la climatología Ishii, se aprecia en este caso una ligera sobrestimación de la temperatura superficial media por parte de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 en el mar Cantábrico y golfo de Vizcaya (Figura 3.4.5). En cambio, la mitad sur del dominio presenta ligeras diferencias negativas, más acusadas en las zonas costeras de Portugal

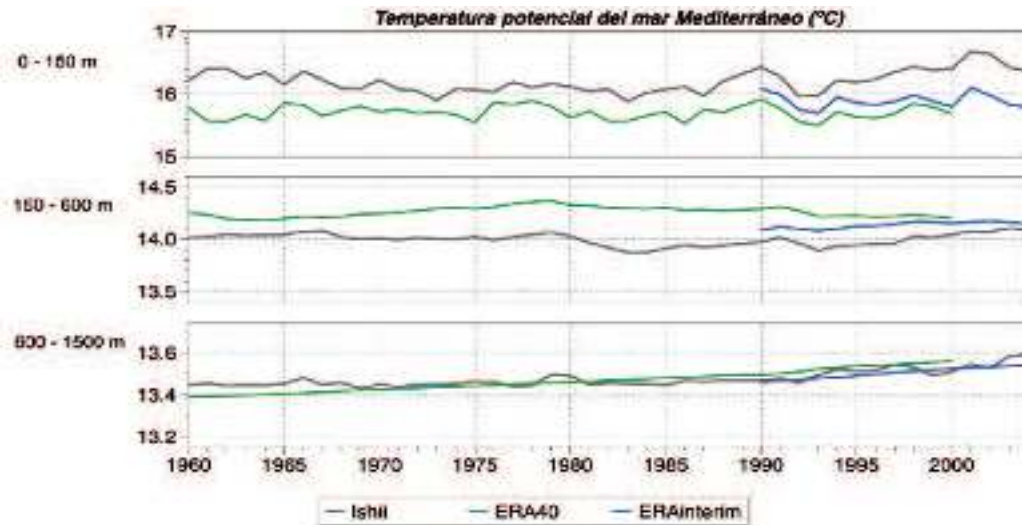


Figura 3.4.4: Comparación entre la temperatura potencial promedio del mar Mediterráneo en distintas capas obtenida de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 y la obtenida de la climatología Ishii.

y Marruecos. En desviación estándar, se observan diferencias fundamentalmente positivas en casi todo el dominio aunque poco importantes (Figura 3.4.6); esto es, la variabilidad de las simulaciones es ligeramente superior a la de la climatología Ishii. Tan solo frente a las costas portuguesas y marroquíes las simulaciones subestiman algo la variabilidad temporal (la desviación estándar) de la climatología.

Para las comparaciones puntuales se han escogido las boyas de Puertos del Estado en cabo Villano, cabo Silleiro y golfo de Cádiz. En cabo Villano se dan los mayores sesgos de las simulaciones respecto a las observaciones (Figura 3.4.7), siendo más importantes para el hindcast forzado con ERA-Interim (+0,82 °C) que para el forzado con ERA-40 (+0,56 °C) (Tabla 3.4.3). Estos sesgos se traducen en un error cuadrático medio superior a 1,36 °C en ambas simulaciones. El ciclo estacional se reproduce correctamente, con correlaciones de 0,92 y 0,90 para ERA-Interim y ERA-40, respectivamente.

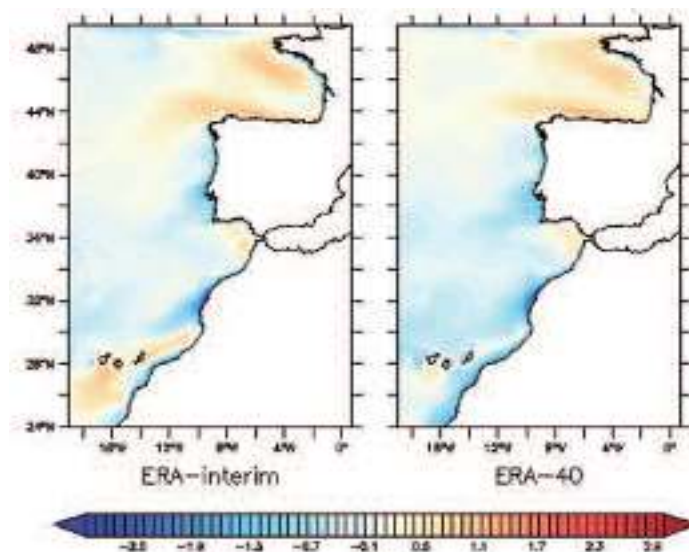


Figura 3.4.5: Sesgo (en °C) de la temperatura superficial del mar de los hindcast forzados con ERA-Interim y ERA-40 respecto a la climatología Ishii, promediado para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente.

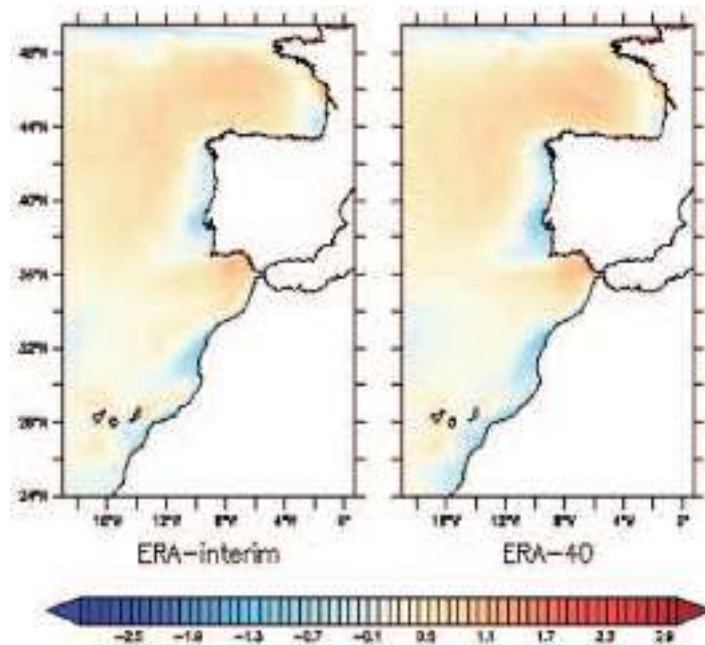


Figura 3.4.6: Sesgo (en °C) de la desviación estándar de la temperatura superficial del mar de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 respecto a la climatología Ishii, promediado para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente.

En cabo Silleiro la comparación arroja mejores resultados que en cabo Villano (Figura 3.4.8): el sesgo es muy reducido (+0,10 °C y -0,19 °C para ERA-Interim y ERA-40, respectivamente) y los valores del RMSE son menores que 1 °C (Tabla 3.4.3). En cuanto al ciclo estacional, se simula de forma realista obteniéndose correlaciones superiores a 0,90.

La serie temporal del golfo de Cádiz es la más larga de las disponibles para el periodo analizado. Tal y como muestra la Figura 3.4.9, los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 reproducen satisfactoriamente los datos de la boya, con sesgos medios positivos de +0,31 °C y +0,14 °C, respectivamente; se observa una mayor sobrestimación durante los meses estivales. No obstante, esto no incide sobre las correlaciones temporales, que son mayores que en cabo Villano y cabo Silleiro.

Tabla 3.4.3: Validación de la temperatura superficial del mar obtenida de los hindcasts forzados con ERA-40 y ERA-Interim en los puntos más cercanos a distintas boyas de Puertos del Estado respecto a los datos de las propias boyas. Las comparaciones se extienden a los periodos de solapamiento entre las simulaciones y las boyas: 1996-2004 para ERA-Interim y 1996-2000 para ERA-40.

	Sesgo (°C)		RMSE (°C)		Correlación	
	ERA-Interim	ERA-40	ERA-Interim	ERA-40	ERA-Interim	ERA-40
Cabo Silleiro	+0,10	-0,19	0,93	0,95	0,88	0,84
Cabo Villano	+0,82	+0,56	1,41	1,36	0,92	0,90
Cádiz	+0,31	+0,14	1,26	1,33	0,94	0,93

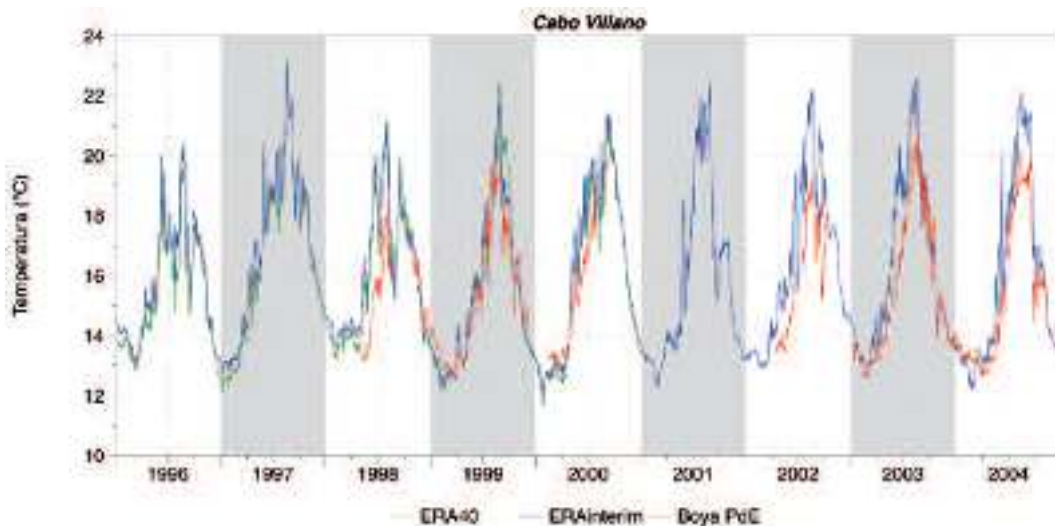


Figura 3.4.7: Temperatura superficial del mar de los hindcasts forzados con ERA-Interim (en azul) y ERA-40 (en verde) en el punto más cercano a la boya de Puertos del Estado en Cabo Villano, y los datos de la propia boya (en rojo).

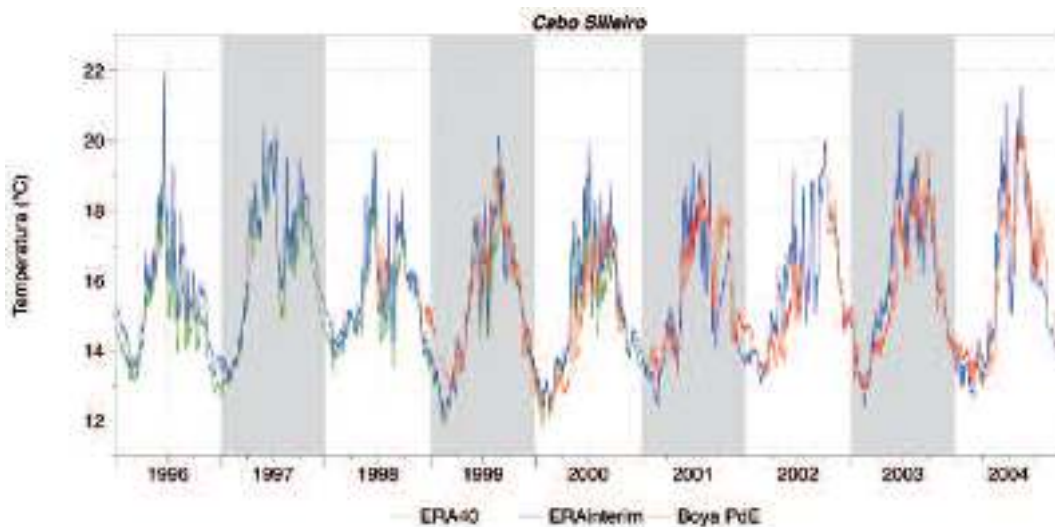


Figura 3.4.8: Temperatura superficial del mar de los hindcasts forzados con ERA-Interim (en azul) y ERA-40 (en verde) en el punto más cercano a la boya de Puertos del Estado en Cabo Silleiro, y los datos de la propia boya (en rojo).

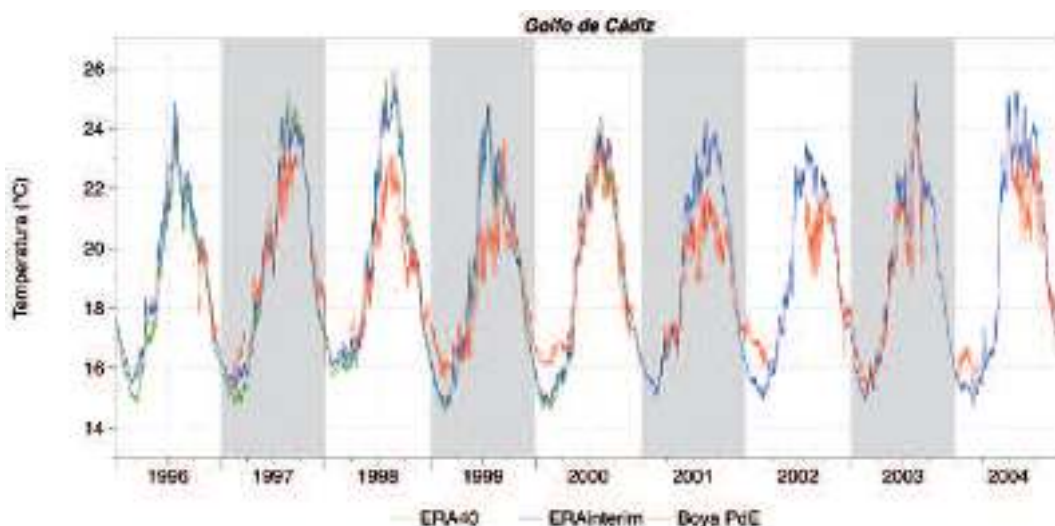


Figura 3.4.9: Temperatura superficial del mar de los hindcasts forzados con ERA-Interim (en azul) y ERA-40 (en verde) en el punto más cercano a la boya de Puertos del Estado en Cádiz, y los datos de la propia boya (en rojo).

La validación de la temperatura de la columna de agua en el dominio Atlántico se ha hecho igual que en el Mediterráneo: comparando las series climatológicas Ishii con las de los dos hindcasts para las capas 0-150 m, 150-600 m y 600-1.500 m. Las series de temperatura media de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 reproducen de forma realista la variabilidad interanual de la climatología, particularmente en la capa de 0 a 150 m de profundidad (Figura 3.4.10). En dicha capa, ambos hindcasts subestiman la temperatura de la climatología, siendo idéntico el sesgo en el caso de ERA-Interim y ERA-40 ($-0,55$ °C, Tabla 3.4.4). En la capa intermedia (150-600 m) en cambio, los valores de las simulaciones son ligeramente superiores a los observados, mientras que en profundidades de 600 a 1.500 m las diferencias se reducen. Es importante reseñar que, tal y como ocurre en el Mediterráneo, las diferencias se mantienen de manera más o menos constante a lo largo del tiempo.

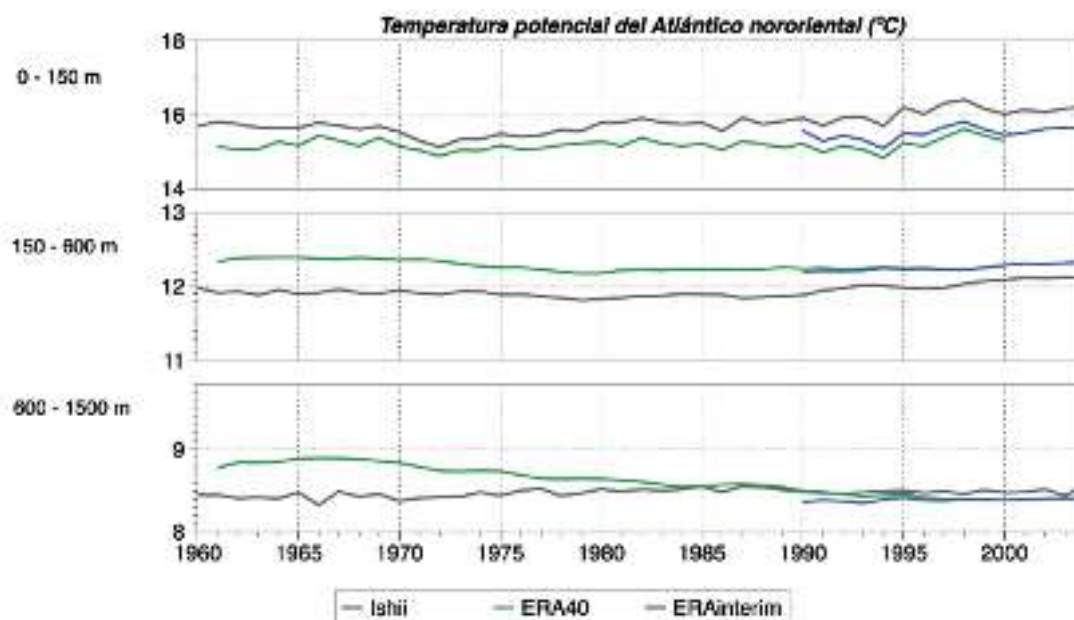


Figura 3.4.10: Comparación entre la temperatura potencial promedio del Atlántico nororiental en distintas capas obtenida de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 y la obtenida de la climatología Ishii.

Tabla 3.4.4: Sesgo entre la temperatura promedio del dominio Atlántico nororiental obtenida de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 respecto a la climatología Ishii en distintas capas de la columna de agua.

Hindcast-climatología Ishii (°C)	0-150 m	150-600 m	600-1.500 m
ERA-Interim (1990-2004)	-0,55	+0,22	-0,10
ERA-40 (1961-2000)	-0,55	+0,36	+0,17

Aparte de la validación de los hindcasts se ha aprovechado para caracterizar los regímenes medios y las tendencias observadas durante la última mitad del siglo XX en cada dominio. En el Mediterráneo, los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 presentan campos espaciales similares (Figura 3.4.11), con el patrón ya conocido de valores crecientes hacia

el sureste del dominio (Rixen *et al.*, 2005; Marullo *et al.*, 2007). Los valores más elevados de temperatura superficial son de casi 22 °C de media frente a las costas surorientales de la cuenca, mientras los más fríos se obtienen al norte del Egeo y Adriático y en el golfo de León. La desviación estándar obtenida es muy similar en ambos hindcasts, con máximos localizados al norte del Adriático y del Egeo (Figura 3.4.12), zonas caracterizadas además por valores medios más bajos como hemos visto anteriormente.

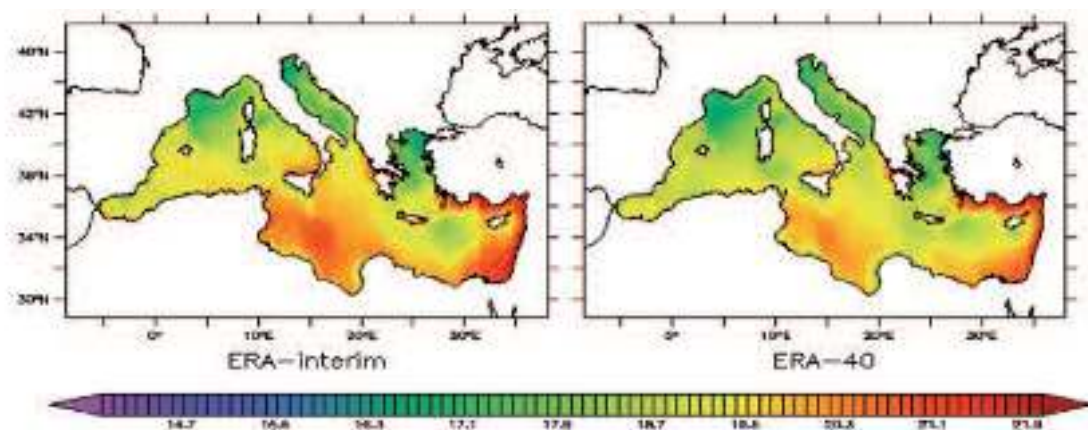


Figura 3.4.11: Media de la temperatura superficial del mar (en °C) obtenida de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente.

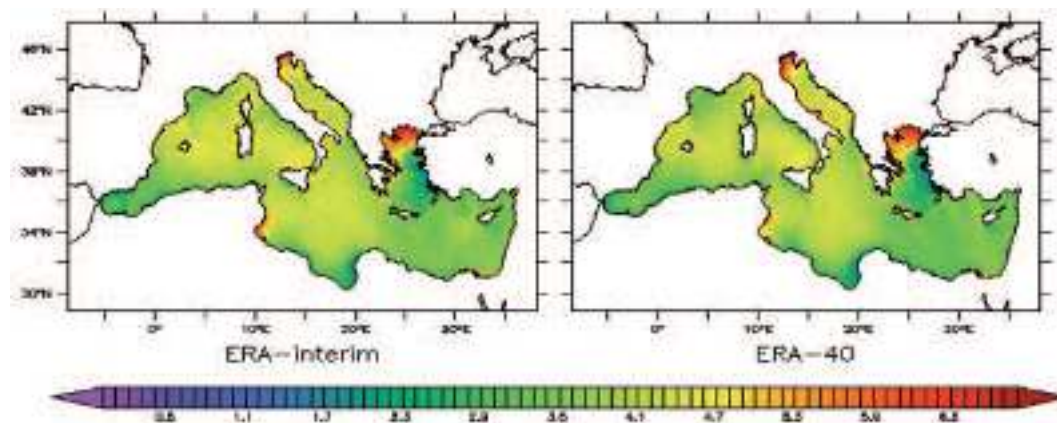


Figura 3.4.12: Desviación estándar de la temperatura superficial del mar (en °C) obtenida de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente.

Las tendencias deducidas del hindcast forzado con ERA-Interim durante el periodo 1990-2004 no arrojan valores significativos en prácticamente ningún punto de la cuenca mediterránea (Figura 3.4.13). En el caso de ERA-40 (1961-2000) sí se observan algunas zonas con tendencias estadísticamente significativas, que son positivas en la cuenca occidental (+0,003 °C/año) y negativas en el extremo de la cuenca oriental (0,001 °C/año). Se trata en ambos casos de valores bajos.

En lo que respecta al dominio Atlántico, los hindcasts forzado con ERA-Interim y ERA-40 comparten grandes similitudes, pues ambos muestran los patrones ya conocidos, con

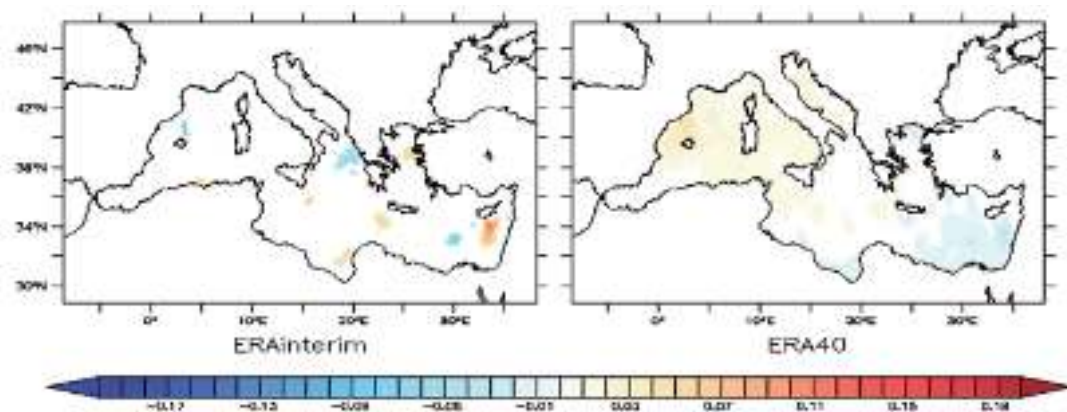


Figura 3.4.13: Tendencias (en °C/década) de la temperatura superficial del mar obtenida de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente. Las zonas blanqueadas corresponden a tendencias no significativas al 95% de nivel de confianza.

incrementos de temperatura hacia el sur del dominio (Figura 3.4.14). Se observan asimismo zonas de aguas más frías a lo largo de las costas gallega, portuguesa y marroquí, debidas a los fenómenos de afloramiento costero característicos de esas regiones. En cuanto a la variabilidad temporal de la temperatura superficial, los valores más bajos se dan frente a las costas portuguesas y a lo largo de la costa atlántica africana (Figura 3.4.15); los valores más altos se observan en el entorno del golfo de Vizcaya y en las proximidades de la desembocadura del río Garona, en Francia, donde se alcanzan los 4 °C de desviación estándar.

Las tendencias obtenidas en el Atlántico nororiental son parecidas a las del Mediterráneo: no se aprecian tendencias significativas en la temperatura superficial del hindcast forzado con ERA-Interim (Figura 3.4.16), mientras que para el hindcast forzado con ERA-40 las tendencias son ligeramente positivas. Los valores son del orden de +0,003 °C/año y solo son significativas en los alrededores de las Islas Canarias y aguas abiertas de la fachada atlántica de la Península Ibérica.

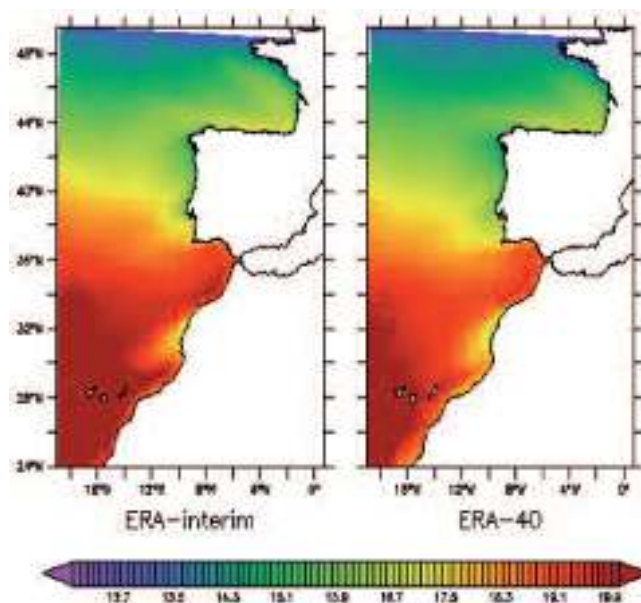


Figura 3.4.14: Media de la temperatura superficial del mar (en °C) obtenida de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente

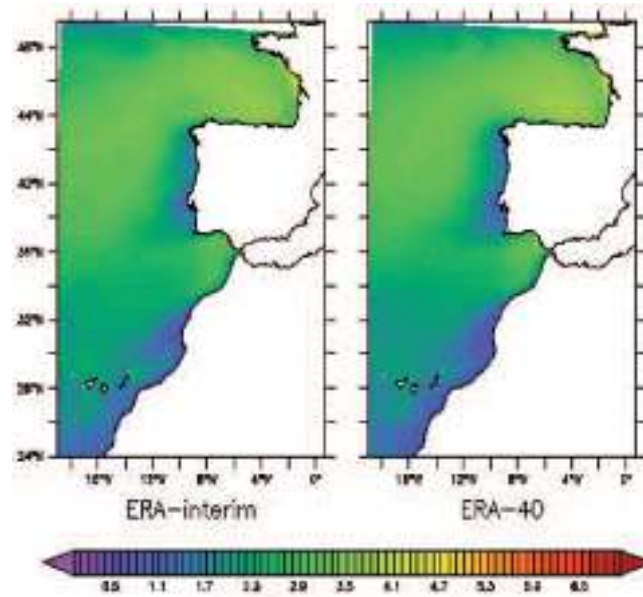


Figura 3.4.15: Desviación estándar de la temperatura superficial del mar (en °C) obtenida de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente.

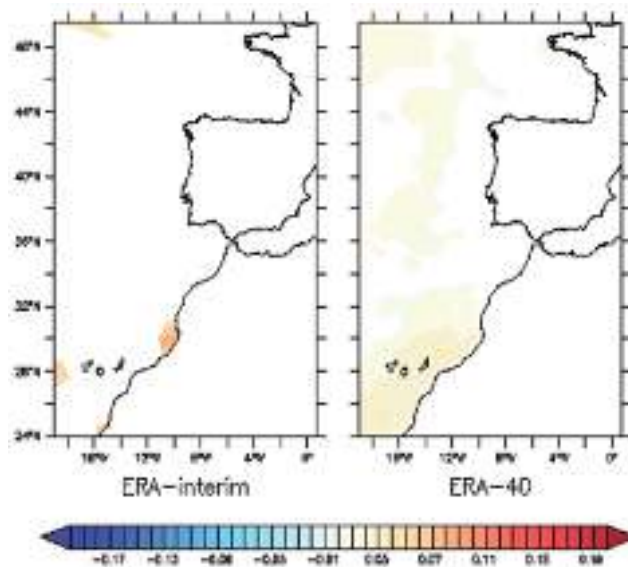


Figura 3.4.16: Tendencias (en °C/década) de la temperatura superficial del mar obtenida de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente. Las zonas blanqueadas corresponden a tendencias no significativas al 95% de nivel de confianza.

Finalmente se ha llevado a cabo un análisis de extremos de temperatura a partir de los máximos anuales extraídos del hindcast forzado con ERA-40. Se ha decidido no usar datos de ERA-Interim dada la escasa longitud de la muestra disponible (15 años). Para realizar este estudio se ha aplicado la metodología estadística basada en los L-momentos (Hosking and Wallis, 1997), cuya principal ventaja radica en una mayor robustez frente a valores anómalos que la que caracteriza a los momentos estadísticos tradicionales. Dicho método permite calcular los momentos de la muestra analizada a partir de combinaciones lineales de los elementos ordenados de la misma.

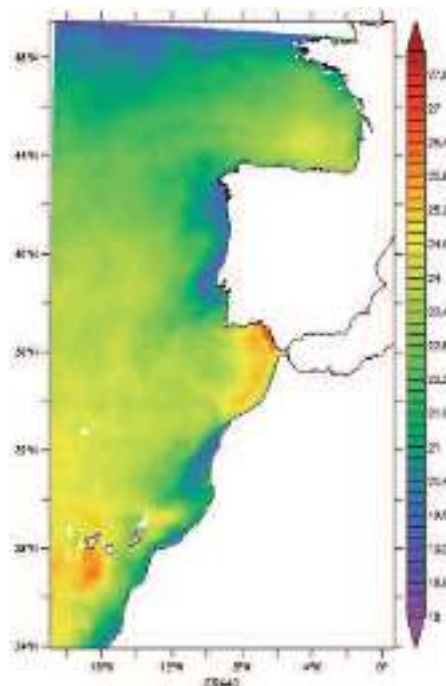
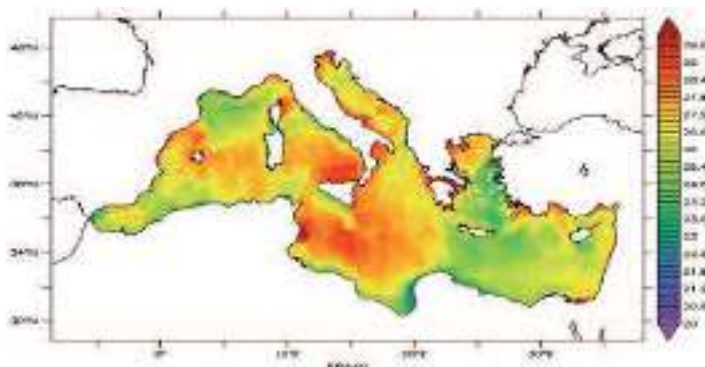
Concretamente, primero se han extraído los máximos anuales de temperatura superficial desde 1961 hasta 2000 en cada punto de malla y, mediante los L-momentos, se han ajustado las series obtenidas a una distribución general de valores extremos (GEV) cuya forma es la siguiente:

$$F(x;\mu,\sigma,\xi)=\exp\left\{-\left[1+\xi\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)\right]^{\frac{1}{\xi}}\right\}$$

Una vez aplicado el ajuste, se ha estimado la temperatura con un periodo de retorno de 50 años a partir de la distribución GEV.

La Figura 3.4.17 muestra el resultado obtenido para los niveles de retorno en el dominio Mediterráneo. Los valores más elevados se concentran en la parte central y occidental de la cuenca, donde se superan los 29 °C. En el dominio Atlántico (Figura 3.4.18) los valores más altos se sitúan en el golfo de Cádiz e Islas Canarias, donde superan los 27 °C, mientras las aguas más frías se localizan a lo largo de las costas africanas, portuguesas y gallegas. Es interesante observar que los niveles de retorno de 50 años estimados en el golfo de Vizcaya son claramente superiores a los obtenidos en la fachada atlántica ibérica y en la costa marroquí cercana a las Islas Canarias, a pesar de que estas zonas comparten valores medios similares como mostraba la Figura 3.4.14.

Figuras 3.4.17 y 3.4.18: Niveles de retorno de temperatura superficial (en °C) para 50 años calculados a partir del hindcast forzado con ERA-40 (1961-2000). Nótese que la escala de color no es la misma para los dominios Mediterráneo (Figura 3.4.17, arriba) y Atlántico (Figura 3.4.18, derecha).



Finalmente se muestra el análisis por zonas mencionado al principio de este subcapítulo. Para ello se han seleccionado las regiones de la Figura 3.4.19, que serán las mismas para todas las variables derivadas del modelo baroclino. Los estadísticos que se han calculado para cada zona son el valor medio, desviación estándar, tendencia y percentil 95.

Para el dominio Mediterráneo se han considerado dos zonas, el mar de Alborán y el mar Balear. En el mar de Alborán las medias obtenidas para cada hindcast son muy parecidas y oscilan entre 19,08 y 19,10 °C, mientras que en el mar Balear son ligeramente inferiores y se sitúan entre 18,29 y 18,66 °C (Tabla 3.4.5). Respecto a la variabilidad temporal, en el mar Balear es del orden de 4 °C frente a los aproximadamente 3 °C de desviación estándar estimada para el mar de Alborán. Debido a la mayor variabilidad temporal del mar Balear, los valores extremos (percentil 95) más altos también se alcanzan en esa región (de 26,28 a 26,93 °C) a pesar de que en promedio la temperatura es menor que la del mar de Alborán. Se observa asimismo que las tendencias del mar de Alborán calculadas a partir de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 no son significativas, mientras que para el mar Balear ERA-40 estima ligeros ascensos a lo largo del tiempo.

En el dominio Atlántico las zonas consideradas son el mar Cantábrico, fachada atlántica de la Península Ibérica, golfo de Cádiz e Islas Canarias. Los valores medios obtenidos a partir de los dos hindcasts son muy parecidos y muestran las mayores temperaturas superficiales en la zona de las Islas Canarias, entre 19,77 y 20,61 °C, y las aguas más frías en el Cantábrico, entre 16,04 y 16,38 °C (Tabla 3.4.6). Los hindcasts presentan asimismo mayor desviación estándar en el Cantábrico y menor variabilidad temporal en el archipiélago canario. Respecto a los valores extremos, los más altos se obtienen en el golfo de Cádiz, entre 24,6 y 24,9 °C, pese a contar esa zona con valores medios más bajos que en las Islas Canarias. Por el contrario, las temperaturas máximas más bajas se localizan en la fachada atlántica de la Península Ibérica.

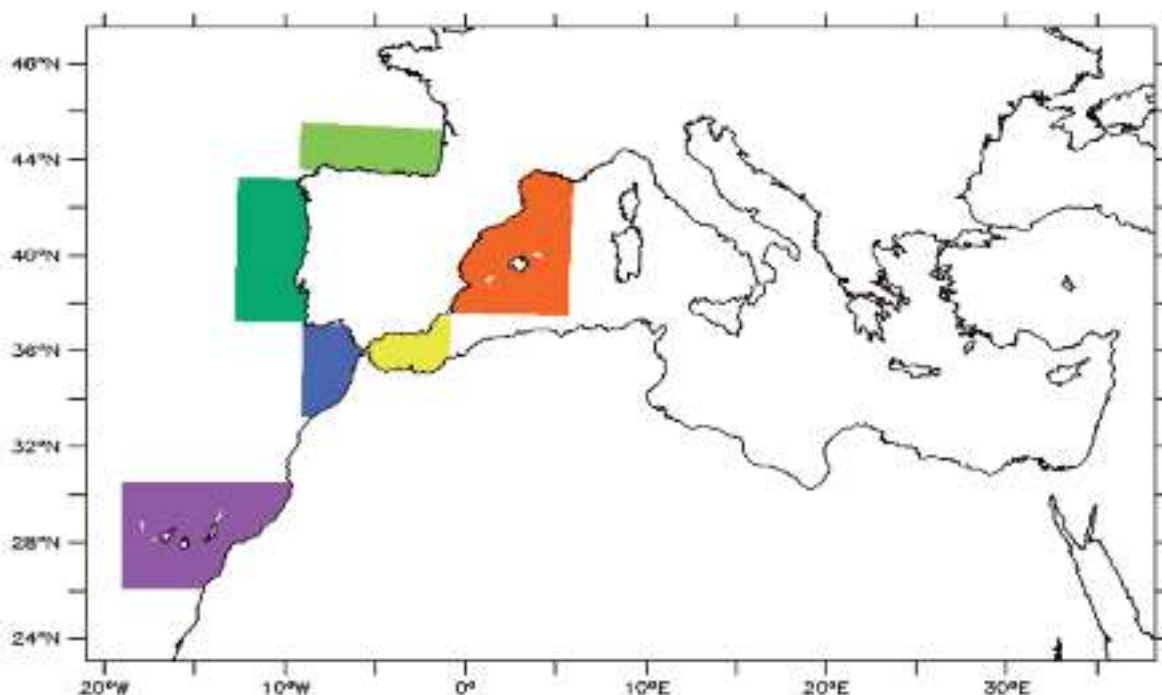


Figura 3.4.19: División de las costas españolas en regiones para llevar a cabo el análisis zonal: mar de Alborán (amarillo), mar Balear (rojo), Cantábrico (verde claro), fachada atlántica (verde oscuro), golfo de Cádiz (azul) e Islas Canarias (morado).

Tabla 3.4.5: Media, desviación estándar, tendencia y percentil 95 de la temperatura superficial en las zonas consideradas para el dominio Mediterráneo. Los valores se han obtenidas a partir de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 (periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente). Se ha marcado con un asterisco (*) las tendencias que no son estadísticamente significativas al 95% de confianza.

Temperatura superficial ERA-Interim/ERA-40	Media (°C)	Desviación estándar (°C)	Percentil 95 (°C)	Tendencia (°C/año)
Mar de Alborán	19,10/19,08	2,93/3,09	26,02/25,87	+0,008(*)/-0,003(*)
Mar Balear	18,66/18,29	4,09/3,99	26,93/26,28	-0,003(*)/+0,019

Tabla 3.4.6: Media, desviación estándar, tendencia y percentil 95 de la temperatura superficial en las zonas consideradas para el dominio Atlántico. Los valores se han obtenidas a partir de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 (periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente). Se ha marcado con un asterisco (*) las tendencias que no son estadísticamente significativas al 95% de confianza.

Temperatura superficial ERA-Interim/ERA-40	Media (°C)	Desviación estándar (°C)	Percentil 95 (°C)	Tendencia (°C/año)
Cantábrico	16,38/16,04	3,38/3,46	23,24/22,97	-0,001(*)/+0,001(*)
Fachada atlántica	16,79/16,27	2,30/2,20	21,93/21,31	+0,005(*)/+0,001(*)
Golfo de Cádiz	19,23/18,85	2,75/2,74	24,85/24,59	-0,014(*)/+0,000(*)
Islas Canarias	20,61/19,77	1,81/1,66	24,37/23,24	-0,011(*)/+0,019

3.4.2. Simulaciones de Control

Las simulaciones de control forzadas con las salidas de HADLEY-low y ECHAM se caracterizan por patrones espaciales estacionales similares a los de los hindcasts forzados con ERA-40. En valores promediados, HADLEY-low subestima ligeramente la temperatura de las capas superficial e intermedia de la columna de agua, mientras que ECHAM las sobrestima. Se ha comprobado, no obstante, que estos sesgos no influyen significativamente en el posterior análisis de escenarios de cambio climático, puesto que se mantienen constantes en el tiempo (durante el periodo de control), sin tendencias temporales que pudieran delatar problemas en la inicialización o equilibrio de los modelos.

Con el fin de evaluar las simulaciones de control forzadas con las salidas de los modelos HADLEY-low y ECHAM, se han comparado los patrones espaciales de los promedios estacionales de ambas simulaciones con el hindcast forzado con ERA-40 para el periodo común 1961-2000.

En el dominio Mediterráneo (Figura 3.4.20) los patrones espaciales son semejantes en todos los casos y se caracterizan por un gradiente de temperatura creciente de noroeste a sureste. Si se aprecian diferencias en la media espacial: en general ECHAM sobrestima ligeramente los promedios estacionales de ERA-40 (de +0,26 °C en otoño a +0,43 °C en primavera e invierno), mientras que HADLEY-low subestima claramente la temperatura del hindcast, especialmente en verano (-1,39 °C) y otoño (-1,35 °C, Tabla 3.4.7).

Cuando se comparan las simulaciones de control y el hindcast a diferentes profundidades, se observa que el sesgo negativo de HADLEY-low en superficie también se refleja en las capas superficial (de 0 a 150 m de profundidad) e intermedia (de 150 a 600 m), aunque es obviamente menor que en superficie (-0,65 y -0,43 °C respectivamente); en la capa más profunda (de 600 a 1.500 m) el sesgo se reduce sustancialmente (Tabla 3.4.8). ECHAM también reproduce el comportamiento que tenía en superficie e incluso lo acentúa: muestra un sesgo positivo tanto de 0 a 150 m como de 150 a 600 m (+0,55 y +0,34 °C respectivamente); en cambio, en la capa de 600 a 1.500 m subestima ligeramente (en -0,1 °C) los valores de temperatura del hindcast.

No obstante, es importante señalar que las diferencias detectadas mantienen un carácter más o menos constante a lo largo del tiempo, por lo que no influyen a la hora de estimar la evolución de los escenarios climáticos a lo largo del siglo XXI, dado que este análisis se lleva a cabo tomando como referencia los respectivos periodos de control.

En el dominio Atlántico los patrones espaciales de los promedios estacionales de los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM también son similares al hindcast forzado con ERA-40 (Figura 3.4.21). Los patrones se caracterizan por un gradiente latitudinal, con mayores temperaturas hacia el sur. Al igual que en el Mediterráneo, si se aprecian diferencias entre las dos simulaciones por lo que respecta a las medias espaciales: en general la simulación forzada con HADLEY-low presenta promedios estacionales bastante similares a ERA-40 (sesgo máximo de +0,52 °C en verano, del orden de $\pm 0,2$ °C para las

demás estaciones), mientras que la forzada con ECHAM sobrestima claramente el hindcast, en particular en invierno (+0,55 °C) y otoño (+0,54 °C, Tabla 3.4.9).

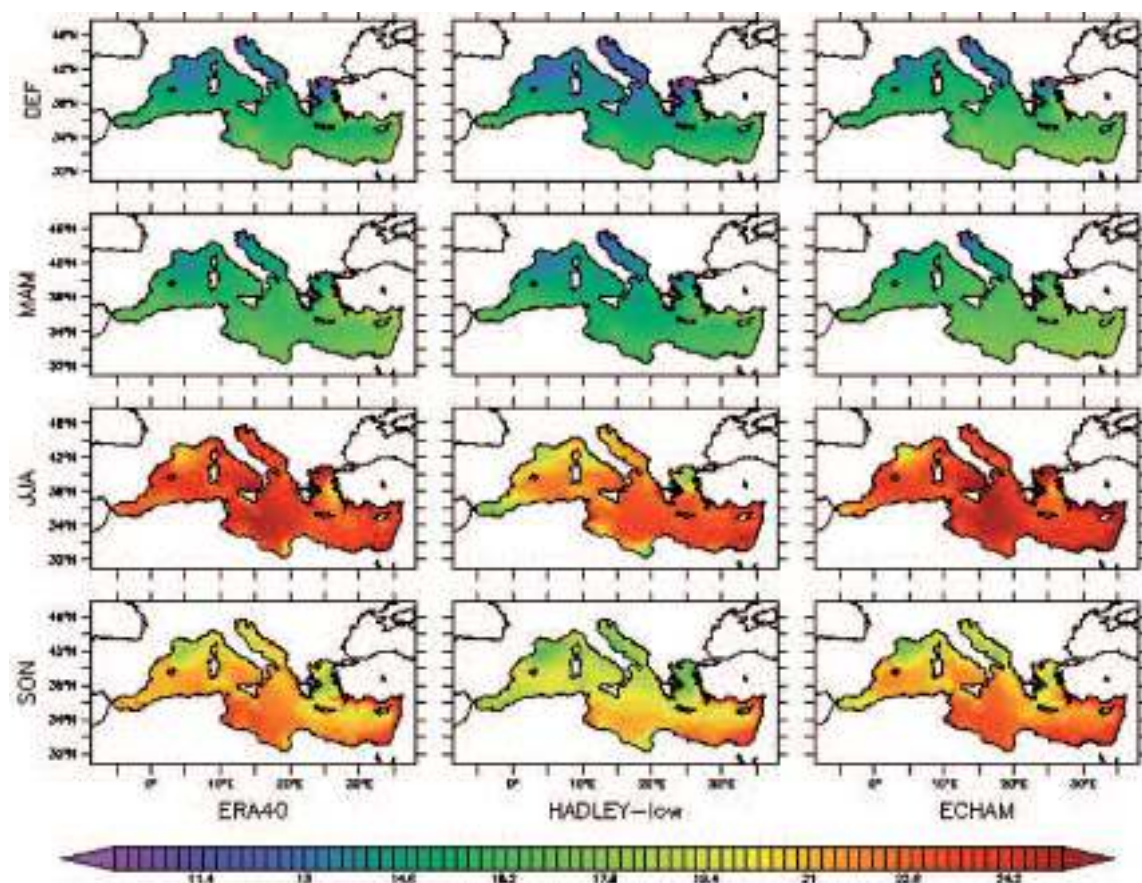


Figura 3.4.20: Medias estacionales de la temperatura superficial del mar (en °C) en el dominio Mediterráneo para el hindcast forzado con ERA-40 y los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM, para el periodo común 1961-2000.

Tabla 3.4.7: Valores estacionales medios para el dominio Mediterráneo de la temperatura superficial del mar (en °C) obtenida del hindcast forzado con ERA-40 y de los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM.

1961-2000	Invierno (DEF)	Primavera (MAM)	Verano (JJA)	Otoño (SON)
ERA-40	15,37	16,16	23,42	21,25
HADLEY-low	14,69	15,39	22,03	19,90
ECHAM	15,80	16,59	23,81	21,51

Tabla 3.4.8: Sesgo (en °C) de la temperatura potencial promediada sobre el dominio Mediterráneo y por capas, de los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM respecto al hindcast forzado con ERA-40.

1961-2000	0-150 m	150-600 m	600-1.500 m
HADLEY-low/ERA-40	-0,65	-0,43	-0,05
ECHAM/ERA-40	+0,55	+0,34	-0,10

Respecto a la validación de la temperatura potencial para toda la columna de agua, los datos obtenidos con ECHAM arrojan resultados por capas distintos a los de HADLEY-low (Tabla 3.4.10). Mientras de 0 a 150 m el sesgo de HADLEY-low es pequeño (+0,16 °C), el de ECHAM sigue siendo apreciable (+0,39 °C) en consonancia con los resultados obtenidos en superficie (Figura 3.4.21). Para las otras capas el sesgo de ECHAM se reduce bastante (del orden de 0,1 °C). Para HADLEY-low el sesgo es incluso menor.

Tabla 3.4.9: Valores estacionales medios para el dominio Atlántico de la temperatura superficial del mar (en °C) obtenida a partir del hindcast forzado con ERA-40 y de los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM.

1961-2000	Invierno (DEF)	Primavera (MAM)	Verano (JJA)	Otoño (SON)
ERA-40	15,41	15,46	19,95	19,31
HADLEY-low	15,61	15,67	19,43	19,11
ECHAM	15,96	15,90	20,31	19,85

Tabla 3.4.10: Sesgo (en °C) de la temperatura potencial promediada sobre el dominio Atlántico y por capas, de los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM respecto al hindcast forzado con ERA-40.

1961-2000	0-150 m	150-600 m	600-1.500 m
HADLEY-low/ERA-40	+0,16	-0,01	-0,05
ECHAM/ERA-40	+0,39	-0,15	-0,13

La comparación entre las simulaciones de control y el hindcast se ha llevado a cabo también para los valores extremos. En el dominio Mediterráneo el control forzado con HADLEY-low muestra los niveles de retorno más elevados (hasta 29 °C) en el centro de la cuenca (tal y como mostraba el hindcast, Figura 3.4.17), pero aquí se extienden además a toda la cuenca oriental. En el control forzado con ECHAM los valores altos también se extienden a buena parte de la cuenca occidental, aunque los máximos siguen estando en las zonas costeras orientales, donde superan los 30 °C (Figura 3.4.22, izquierda).

Cuando se dibujan las diferencias de ambos controles respecto a los valores obtenidos a partir del hindcast forzado con ERA-40 (Figura 3.4.22, derecha), lo que se observa es que ECHAM sobrestima los niveles de retorno del hindcast en prácticamente toda la cuenca (hasta 3 °C en algunos puntos de la costa de la cuenca oriental). HADLEY-low en cambio muestra sesgos negativos en el mar Egeo y Mediterráneo occidental (particularmente en el mar de Alborán donde los valores son inferiores en 3 °C a los de ERA-40), mientras en la cuenca Levantina el sesgo es positivo. De nuevo cabe recordar que los resultados para el siglo XXI se analizarán tomando como referencia las simulaciones de control y que se centrará el estudio en los cambios estimados en el futuro respecto a dicho estado inicial, por lo que los posibles sesgos existentes no influirán en los resultados.

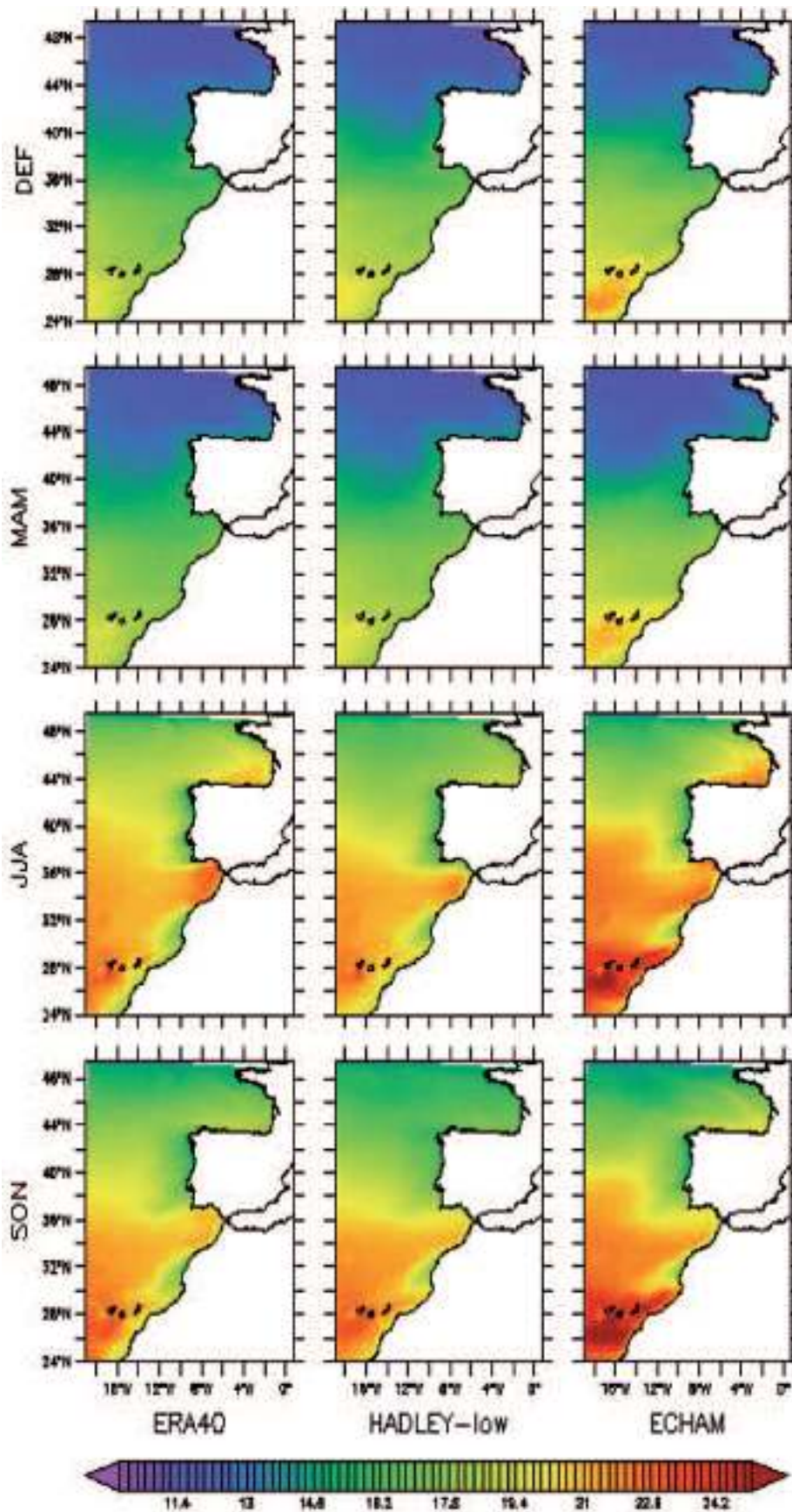


Figura 3.4.21: Medias estacionales de la temperatura superficial del mar (en °C) en el dominio Atlántico para el hindcast forzado con ERA-40 y los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM, para el periodo común 1961-2000.

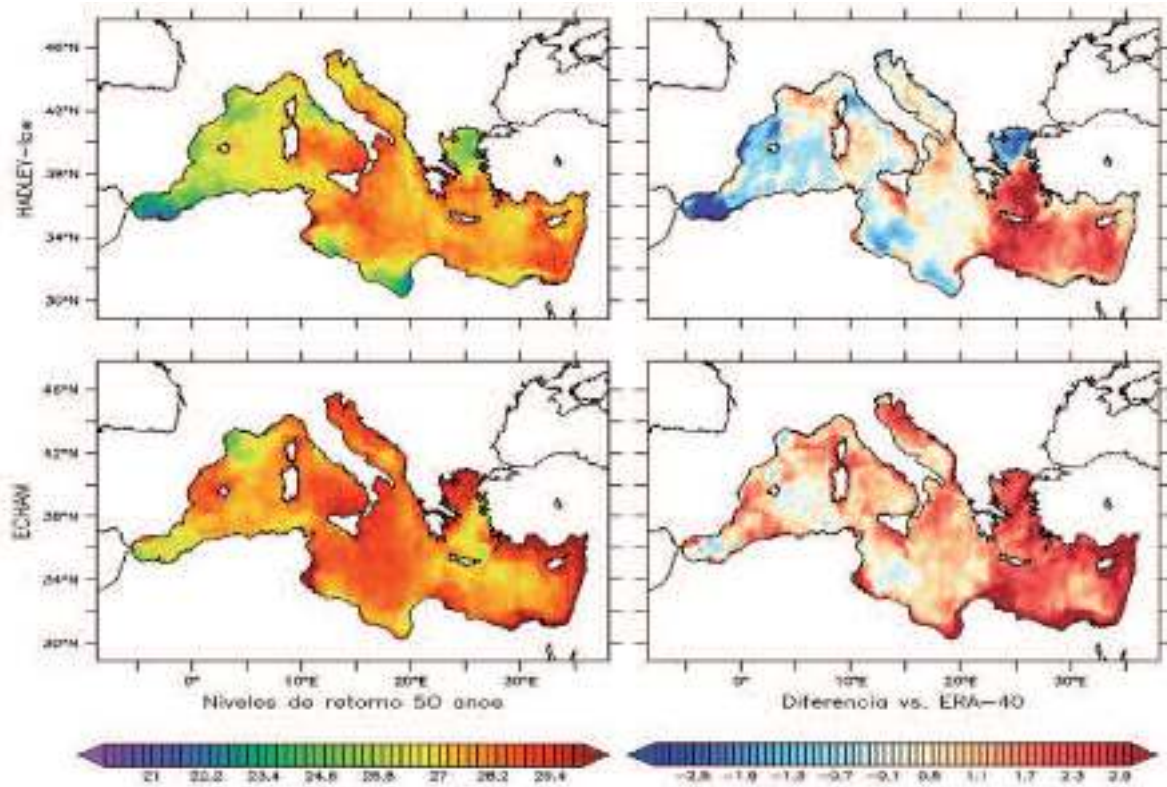


Figura 3.4.22: Izquierda: Niveles de retorno a 50 años de la temperatura superficial (en °C) obtenida de los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM (1961-2000). Derecha: diferencias (en °C) respecto a los niveles de retorno del hindcast forzado con ERA-40.

En el dominio Atlántico (Figura 3.4.23, izquierda) los niveles de retorno más altos de HADLEY-low y ECHAM se sitúan alrededor del golfo de Cádiz e Islas Canarias, tal y como ya sucedía para el hindcast (Figura 3.4.18). Sin embargo los valores de los controles son más elevados que los del hindcast (Figura 3.4.23, derecha), especialmente para el ECHAM alrededor de las Islas Canarias (más de 2 °C). El sesgo positivo de ECHAM se extiende más levemente por casi todo el dominio simulado. La simulación de control forzada con HADLEY-low también sobrestima los niveles del hindcast, pero lo hace sobre todo en la fachada atlántica de la Península Ibérica y mitad sur del área geográfica analizada. En el Cantábrico los niveles de retorno del HADLEY-low subestiman ligeramente los del hindcast.

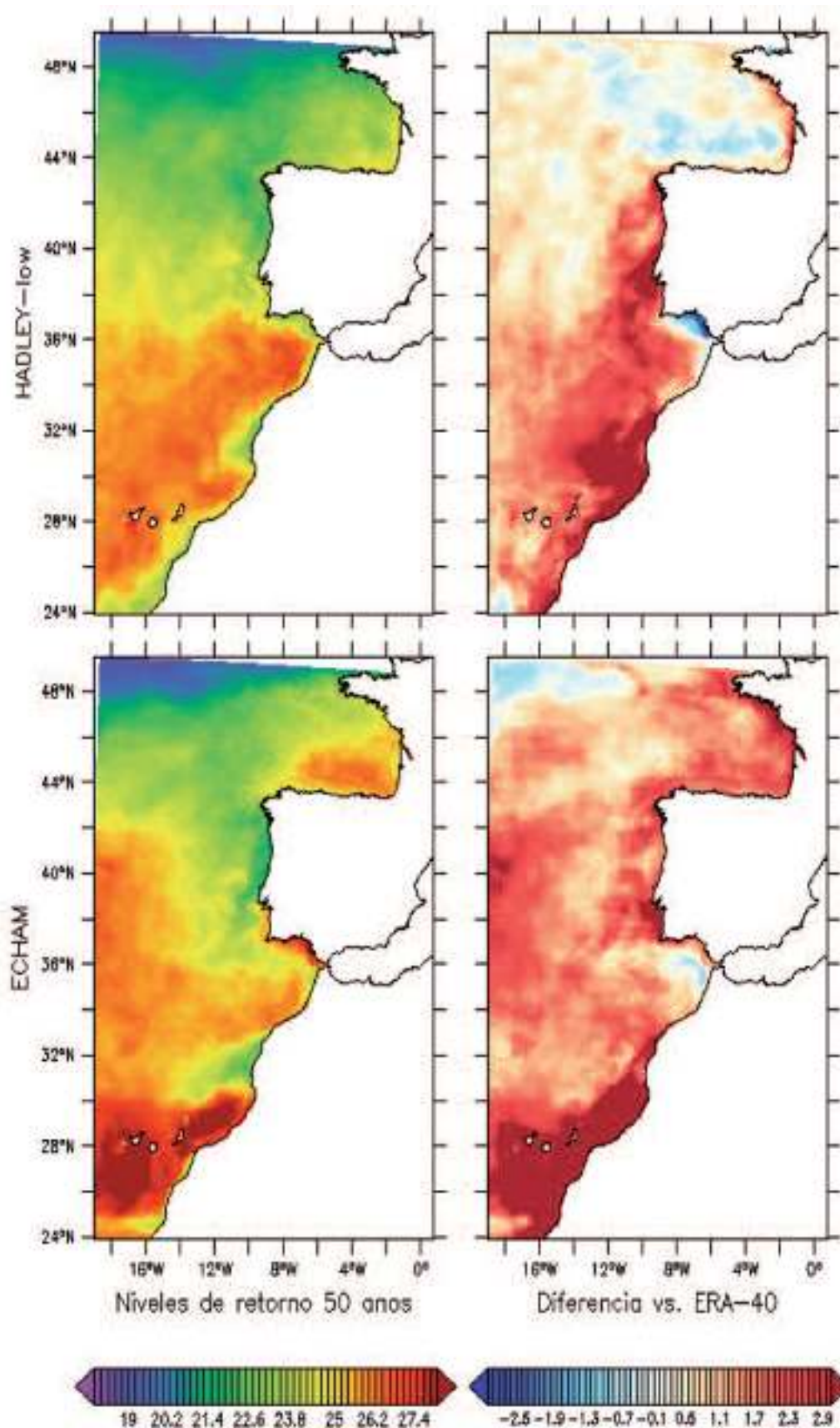


Figura 3.4.23: Izquierda: Niveles de retorno a 50 años de la temperatura superficial (en °C) obtenida de los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM (1961-2000). Derecha: diferencias (en °C) respecto a los niveles de retorno del hindcast forzado con ERA-40.

3.4.3. Escenarios

Los escenarios A1B forzados con HADLEY-low y ECHAM indican un incremento de la temperatura en todo el mar Mediterráneo y en aguas Atlánticas, tanto en superficie como en capas más profundas de la columna de agua. Para el conjunto del Mediterráneo y para la primera mitad del siglo XXI, las tendencias se estiman entre +0,017 y +0,024 °C/año en superficie. En las aguas Atlánticas cercanas a la Península Ibérica se registra un incremento de temperatura similar (+0,017 a +0,021 °C/año). En las zonas costeras la tendencia es menor e incluso negativa debido a una intensificación del afloramiento costero estacional, el cual se superpone a la tendencia global.

A nivel estacional hay diferencias en los patrones espaciales de las tendencias de HADLEY-low y de ECHAM en el Mediterráneo debido a la influencia de la variabilidad decadal sobre los 50 años de simulación. En el Atlántico y en mar abierto, ambas simulaciones muestran las mayores tendencias en invierno. En el margen continental Ibérico la intensificación del afloramiento estacional provoca tendencias claramente negativas en verano y otoño.

Los valores extremos de temperatura superficial también tienden a aumentar durante la primera mitad del siglo XXI. En zonas próximas a la Península Ibérica los incrementos más significativos tendrían lugar en el mar Balear, golfo de Cádiz e Islas Canarias.

Una primera aproximación a los cambios que pueden acontecer durante el siglo XXI se logra comparando los ciclo estacionales de temperatura superficial promediados entre 2021 y 2050 (obtenidos de los escenarios A1B de HADLEY-low y ECHAM) y los mismos ciclos promediados para el periodo 1971-2000 (obtenidos de las respectivas simulaciones de control). La Figura 3.4.24 muestra dicha comparación para el dominio Mediterráneo, e incluye también el ciclo estacional obtenido del hindcast forzado con ERA-40. Los ciclos de los controles y de los escenarios coinciden con el del hindcast en situar los máximos en agosto y los mínimos en marzo. Si se comparan escenarios y controles, los primeros se caracterizan por incrementos en la temperatura que se registran durante todos los meses del año. Tanto para HADLEY-low como para ECHAM se observa un ligero ascenso de la amplitud anual, debido sobre todo a que las subidas de temperatura son más notables de julio a septiembre. Esta aseveración parece inconsistente con la Tabla 3.4.11, que muestra las tendencias más acentuadas en invierno, pero no lo es; para periodos de unas pocas décadas la variabilidad decadal juega un papel importante y hay que ir con cuidado a la hora de interpretar las tendencias.

En el dominio Atlántico (Figura 3.4.25) los ciclos estacionales de los controles y escenarios también muestran la misma fase, con máximos en agosto y mínimos en marzo al igual que para el Mediterráneo. Sin embargo en este caso el aumento de temperatura media es más parecido a lo largo de todo el año, con lo cual la amplitud del ciclo estacional de los escenarios no experimenta grandes variaciones respecto al de los controles.

Por lo que respecta a las tendencias, los primeros 50 años del siglo XXI se caracterizan por un aumento prácticamente generalizado de la temperatura superficial del mar para

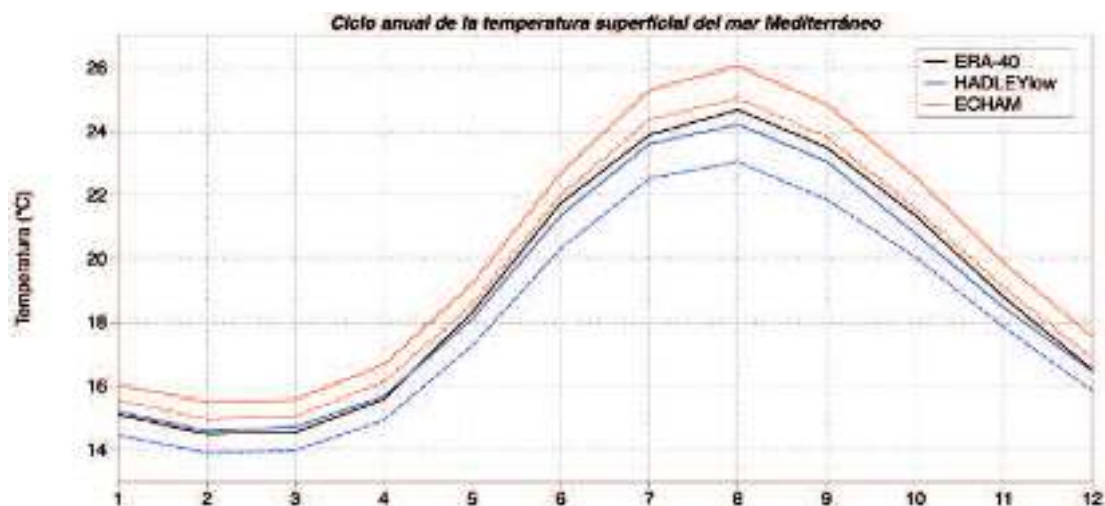


Figura 3.4.24: Ciclos estacionales de temperatura superficial promediados sobre el dominio Mediterráneo obtenidos a partir del hindcast forzado con ERA-40 (1971-2000, en negro), los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM (1971-2000, líneas discontinuas azul y roja, respectivamente) y los escenarios A1B forzados con HADLEY-low y ECHAM (2021-2050, líneas continuas azul y roja, respectivamente).

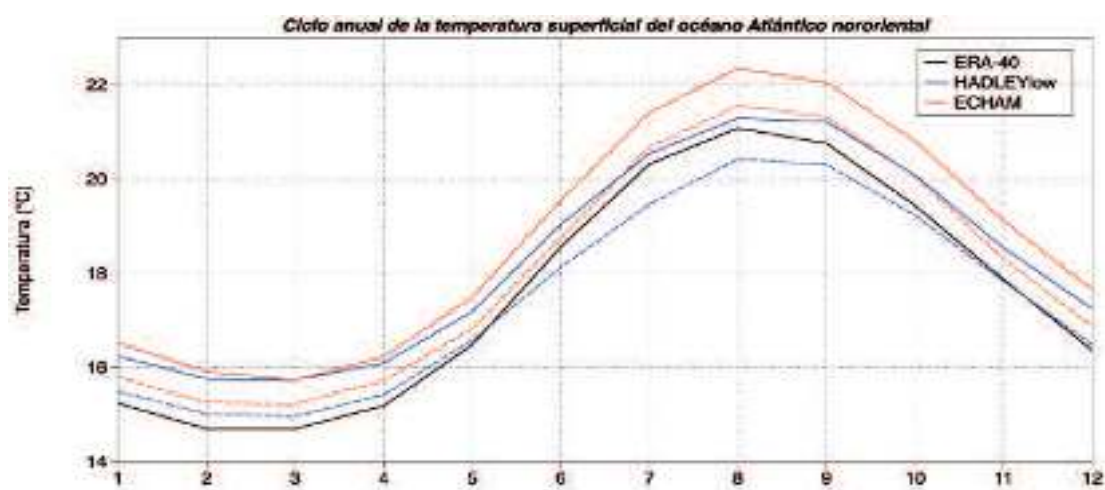


Figura 3.4.25: Ciclos estacionales de temperatura superficial promediados sobre el dominio Atlántico obtenidos a partir del hindcast forzado con ERA-40 (1971-2000, en negro), los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM (1971-2000, líneas discontinuas azul y roja, respectivamente) y los escenarios A1B forzados con HADLEY-low y ECHAM (2021-2050, líneas continuas azul y roja, respectivamente).

ambas simulaciones. En el dominio Mediterráneo (Figura 3.4.26) el incremento anual es bastante homogéneo y se estima en $+0,017$ °C/año de media según HADLEY-low y en $+0,024$ °C/año según ECHAM (Tabla 3.4.11). La simulación de HADLEY-low presenta mayores tendencias positivas en el Mediterráneo occidental y central, mientras que en el caso de ECHAM el incremento está más uniformemente distribuido sobre toda la cuenca. Se observan asimismo algunas discrepancias a nivel estacional. Para HADLEY-low las tendencias estacionales son sensiblemente distintas: los aumentos de temperatura más significativos ($+0,022$ °C/año) son en invierno, seguidos a corta distancia por los aumentos de

verano (en el centro del Mediterráneo) y otoño (en la mitad occidental), ambos con tendencias medias de +0,018 °C/año (Tabla 3.4.11). En cambio, en primavera el incremento de temperatura es más moderado (+0,011 °C/año). Para ECHAM el calentamiento es algo más homogéneo en términos espaciales y a lo largo del año; en este caso la tendencia positiva de la temperatura es mayor en otoño (+0,028 °C/año) y verano (+0,026 °C/año).

En el dominio Atlántico y en mar abierto, tanto HADLEY-low como ECHAM muestran también temperaturas claramente en aumento a lo largo de la primera mitad del siglo XXI (Figura 3.4.27). Sin embargo, la estructura espacial difiere entre ambos escenarios: HADLEY-low muestra las tendencias positivas al sur y oeste del dominio, mientras ECHAM muestra los máximos incrementos al oeste de la Península Ibérica. Las tendencias medias son estadísticamente significativas en toda la zona analizada y de signo positivo durante todo el año (Tabla 3.4.12). Los aumentos son especialmente importantes en invierno (+0,023 °C/año para HADLEY-low y +0,025 °C/año para ECHAM) y más contenidos en verano (+0,015 °C/año y +0,018 °C/año para HADLEY-low y ECHAM, respectivamente).

En el margen continental Ibérico, sin embargo, la Figura 3.4.27 muestra tendencias entre ligeramente negativas al sur (ECHAM) y claramente negativas en todo el margen (HADLEY-low). Gomis *et al.* (2016) han llevado a cabo un análisis detallado del fenómeno, concluyendo que se trata de una intensificación del afloramiento estacional debido a una intensificación de los vientos del norte. El fenómeno no sólo afectaría a la estación de afloramiento (verano-otoño) sino también a las demás, debido a la persistencia de aguas frías en superficie. La intensificación sería menor en el afloramiento africano.

Tabla 3.4.11: Promedio espacial sobre el dominio Mediterráneo de las tendencias estacionales y totales de temperatura superficial (en °C/año), obtenidas a partir de los escenarios forzados con HADLEY-low y ECHAM (periodo 2001-2050). Todas las tendencias son estadísticamente significativas al 95% de confianza.

Tendencias 2001-2050 (°C/año)	Invierno (DEF)	Primavera (MAM)	Verano (JJA)	Otoño (SON)	Total
HADLEY-low	+0,022	+0,011	+0,018	+0,018	+0,017
ECHAM	+0,021	+0,021	+0,026	+0,028	+0,024

Tabla 3.4.12: Promedio espacial sobre el dominio Atlántico de las tendencias estacionales y totales de temperatura superficial (en °C/año), obtenidas a partir de los escenarios forzados con HADLEY-low y ECHAM (periodo 2001-2050). Todas las tendencias son estadísticamente significativas al 95% de confianza.

Tendencias 2001-2050 (°C/año)	Invierno (DEF)	Primavera (MAM)	Verano (JJA)	Otoño (SON)	Total
HADLEY-low	+0,023	+0,017	+0,015	+0,015	+0,017
ECHAM	+0,025	+0,019	+0,018	+0,023	+0,021

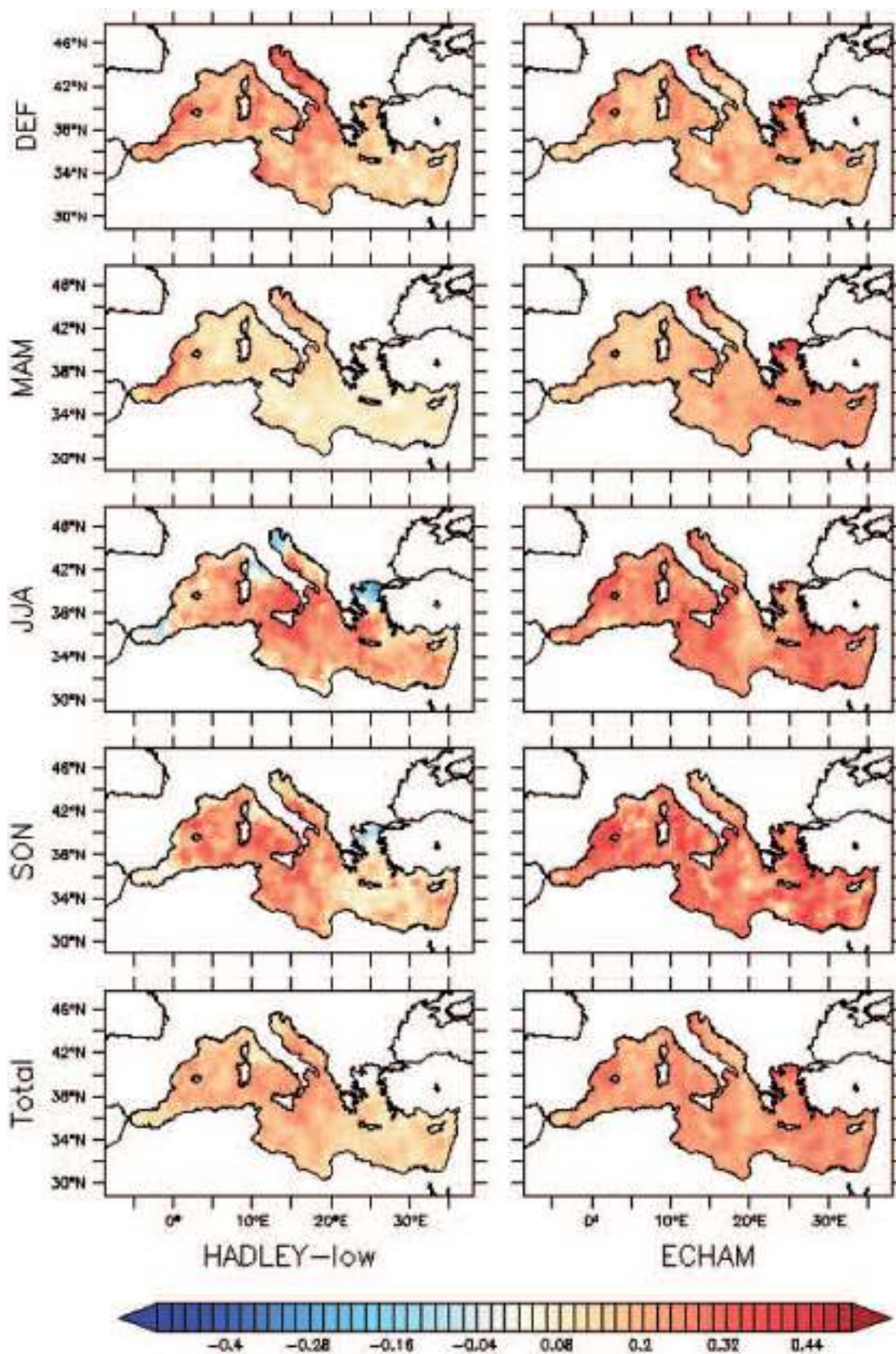


Figura 3.4.26: Tendencias estacionales y totales de la temperatura superficial del mar (en $^{\circ}\text{C}/\text{década}$) en el dominio Mediterráneo calculadas para el periodo 2001-2050 a partir de las proyecciones forzadas con HADLEY-low y ECHAM. Las zonas blanqueadas corresponden a tendencias no significativas al 95% de nivel de confianza.

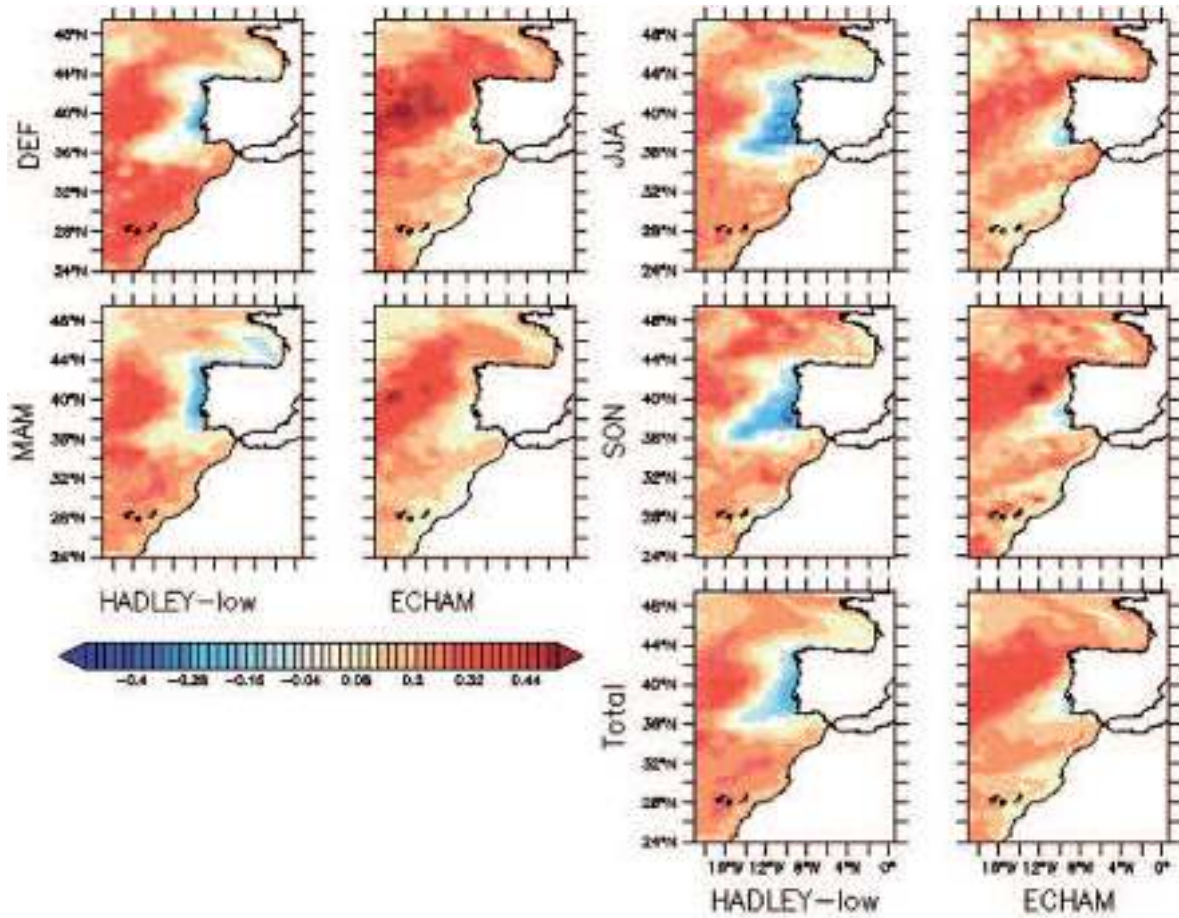


Figura 3.4.27: Tendencias estacionales y totales de la temperatura superficial del mar (en °C/década) en el dominio Atlántico calculadas para el periodo 2001-2050 a partir de las proyecciones forzadas con HADLEY-low y ECHAM. Las zonas blanqueadas corresponden a tendencias no significativas al 95% de nivel de confianza.

Para obtener los niveles de retorno de la temperatura superficial a 50 años, se ha aplicado el mismo método de L-momentos empleado para los datos del hindcast. La Figura 3.4.28 (izquierda) muestra los niveles de retorno calculados para HADLEY-low y ECHAM en el dominio Mediterráneo. Los dos escenarios presentan valores más altos en el Mediterráneo central y más bajos en el mar de Alborán y golfo de León, como ya sucedía para las simulaciones de control (Figura 3.4.22, izquierda). Cabe señalar no obstante que para el escenario A1B de ECHAM los niveles de retorno estimados son más elevados en el conjunto del Mediterráneo que para HADLEY-low. Asimismo, se aprecia en ECHAM un área de valores máximos localizada a lo largo de las costas de la cuenca Levantina (sureste del Mediterráneo), que no se reproduce en HADLEY-low.

Se han calculado también las diferencias en los niveles de retorno a 50 años calculados para los escenarios respecto de los respectivos controles, con el objetivo de evaluar como evolucionan los extremos entre el siglo XX y el siglo XXI (Figura 3.4.28, derecha). En ambos casos se observa un aumento de los valores extremos, más intenso en HADLEY-low que en ECHAM. Para el primero se aprecia asimismo que localmente se producen descensos de los niveles de retorno en el mar de Alborán y en el mar Tirreno; esos descensos no aparecen reflejadas en ECHAM, por lo que dichos resultados no parecen concluyentes.

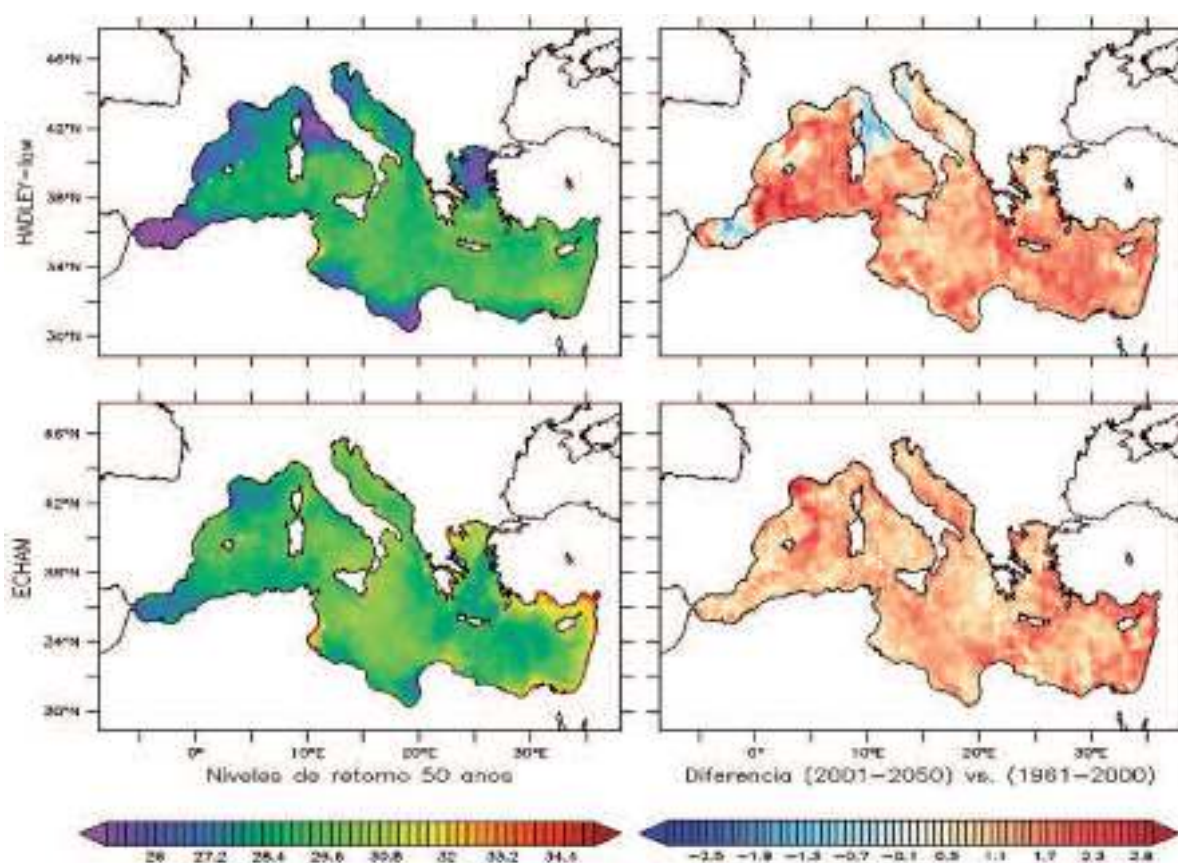


Figura 3.4.28: Izquierda: Niveles de retorno a 50 años de temperatura superficial (en °C) calculados para los escenarios forzados con HADLEY-low y ECHAM (periodo 2001-2050). Derecha: diferencias entre los niveles calculados para los escenarios y los calculados para las simulaciones de control (periodo 1961-2000).

En el dominio Atlántico el patrón espacial de valores extremos viene determinado por la existencia de un gradiente latitudinal en los dos escenarios A1B (Figura 3.4.29, izquierda), como ya sucedía para las simulaciones de control (Figura 3.4.23, izquierda). No obstante, se observan diferencias significativas alrededor de las Islas Canarias, donde ECHAM presentan valores máximos superiores en 2 °C a los exhibidos por HADLEY-low. En el entorno del golfo de Cádiz también se detectan ciertas discrepancias, fundamentalmente en las zonas costeras, que se caracterizan por máximos más elevados en ECHAM que en HADLEY-low, donde las temperaturas más altas se sitúan en aguas más abiertas. En términos de diferencias respecto a los niveles de retorno de 50 años calculados para las simulaciones de control (Figura 3.4.23, derecha), se observa un incremento de los valores extremos estimado prácticamente generalizado en toda la zona, aunque con mayor énfasis en el mar Cantábrico en HADLEY-low y al noroeste del dominio en ECHAM.

Aunque la temperatura superficial del mar presenta un comportamiento similar en todo el mar Mediterráneo, también para los escenarios se ha llevado a cabo un estudio de su evolución por zonas, concretamente para las mismas que se mostraban en la Figura 3.4.19. En el dominio Mediterráneo las dos zonas analizadas eran el mar Balear y el mar de Alborán.

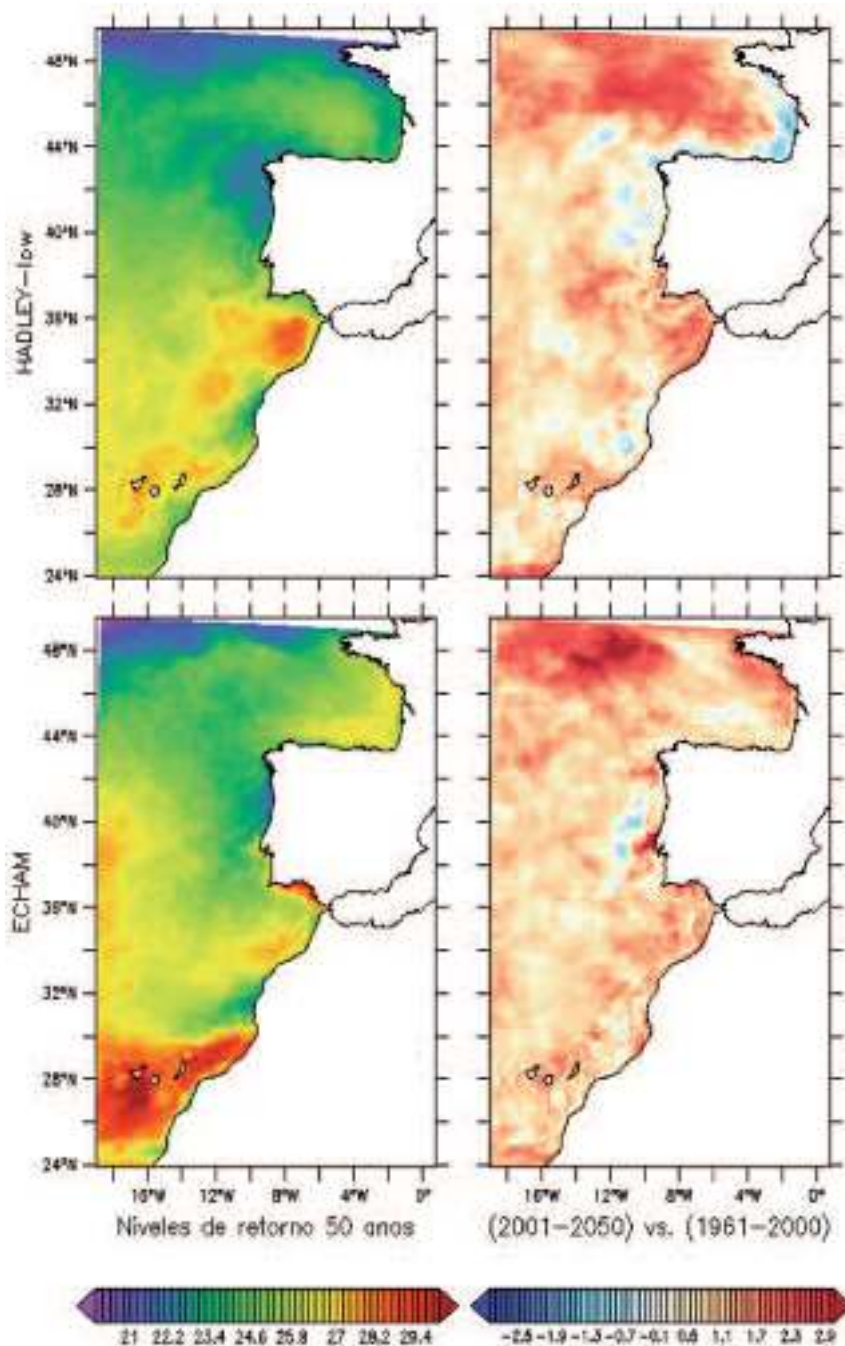


Figura 3.4.29: Izquierda: Niveles de retorno a 50 años de temperatura superficial (en °C) calculados para los escenarios forzados con HADLEY-low y ECHAM (periodo 2001-2050). Derecha: diferencias entre los niveles calculados para los escenarios y los calculados para las simulaciones de control (periodo 1961-2000).

Como muestra la Figura 3.4.30, las estimaciones de incremento de la temperatura superficial deducidas para todo el Mediterráneo también aparecen reflejadas en el mar de Alborán y en el Balear. En ambas regiones y también en el conjunto del Mediterráneo, el ascenso se inicia antes en el escenario de HADLEY-low que en el de ECHAM. En cualquier caso, dicho aumento se hace más palpable a partir de 2030 en ambas simulaciones. Las tendencias calculadas son estadísticamente significativas y superiores a $+0,01$ °C/año, como se muestra en la Tabla 3.4.13.

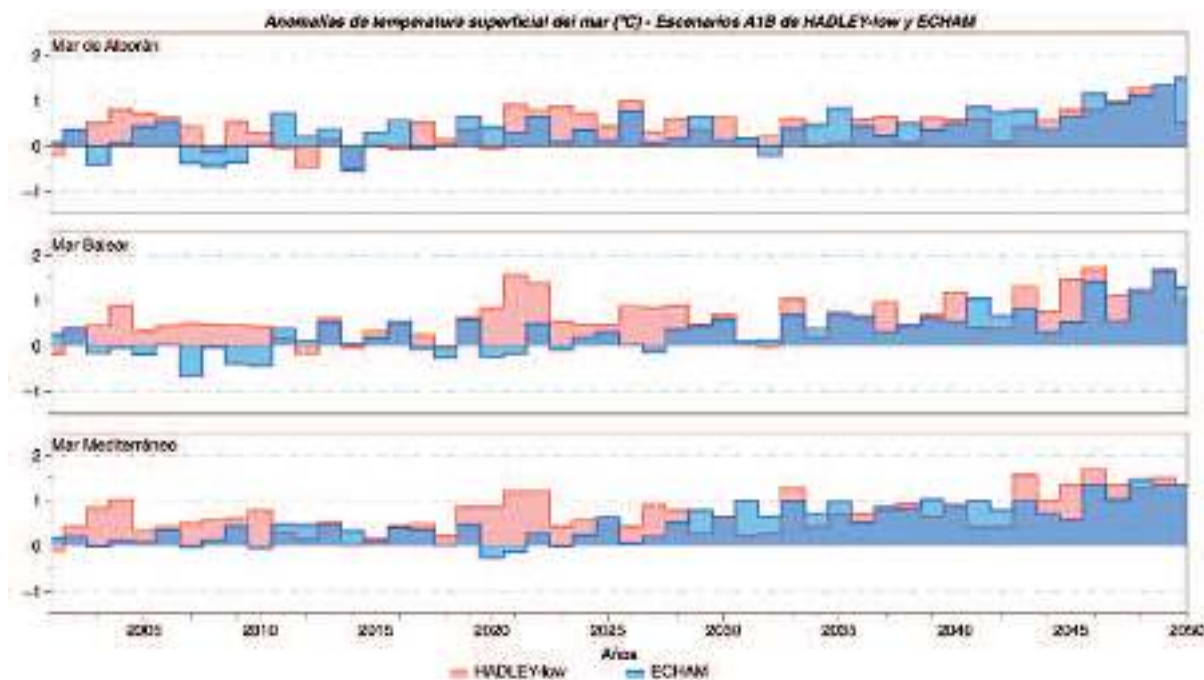


Figura 3.4.30: Anomalías de temperatura superficial (en °C, respecto a la media de 1971 a 2000) para el periodo 2001-2050. Se trata de valores anuales promediados para el mar de Alborán, el mar Balear y toda la cuenca Mediterránea, y obtenidos a partir de los escenarios forzados con HADLEY-low y ECHAM.

Tabla 3.4.13: Diferencias de media, desviación estándar y percentil 95 de la temperatura superficial del mar entre las proyecciones y las simulaciones de control forzadas con HADLEY-low y ECHAM para las zonas del mar de Alborán y el mar Balear. Para el cálculo de las diferencias se han empleado los periodos 2021-2050 para los escenarios y 1971-2000 para los controles. Se incluyen también las tendencias calculadas a partir de los escenarios (periodo 2001-2050); todas son estadísticamente significativas al 95% de confianza.

Temperatura superficial Escenario A1B - control HADLEY-low / ECHAM	Mar de Alborán	Mar Balear
Diferencia de media (°C)	+0,58/+0,55	+0,91/+0,53
Diferencia desviación estándar (°C)	-0,16/+0,28	+0,19/+0,23
Diferencia percentil 95 (°C)	+0,59/+1,31	+1,51/+1,13
Tendencia (°C /año)	+0,011/+0,020	+0,018/+0,024

El estudio zonal se ha completado con un análisis de la evolución temporal de la temperatura en todas las capas de la columna de agua. Para ello se han generado los diagramas de Hovmöller, que presentan la evolución temporal de las anomalías de temperatura (calculadas respecto a la media climatológica de 1971 a 2000) promediadas capa a capa desde la superficie hasta 2.500 m de profundidad (Figura 3.4.31). Los resultados para el conjunto del mar Mediterráneo muestran que, en capas cercanas a la superficie, el calentamiento del agua se inicia antes en la simulación HADLEY-low, corroborando los resultados obtenidos anteriormente en superficie. Sin embargo, a partir de 2030 el aumento parece más homogéneo en ECHAM, al tiempo que se propaga más en profundidad, hasta 800 m aproximadamente.

El mar de Alborán y mar Balear son regiones colindantes al mar Mediterráneo, por lo que a grandes rasgos su comportamiento es similar. En ambos casos se observa de nuevo que la temperatura se incrementa antes en la simulación HADLEY-low y que esa anomalía positiva se propaga progresivamente a capas más profundas hasta 800 m. A diferencia de HADLEY-low, en ECHAM el ascenso térmico en las capas más superficiales es más tardío en superficie pero surge antes a 800 m. A esas profundidades, el agua en el mar de Alborán y mar Balear procede de la cuenca Levantina (oriental) del Mediterráneo, por lo que ese resultado puede deberse a que las aguas en esa zona se calientan de forma más temprana. En cualquier caso, ambas simulaciones muestran ascensos de temperatura en los mares de Alborán, Balear y Mediterráneo en capas superficiales que, a partir de 2040, se hacen más patentes a mayor profundidad.

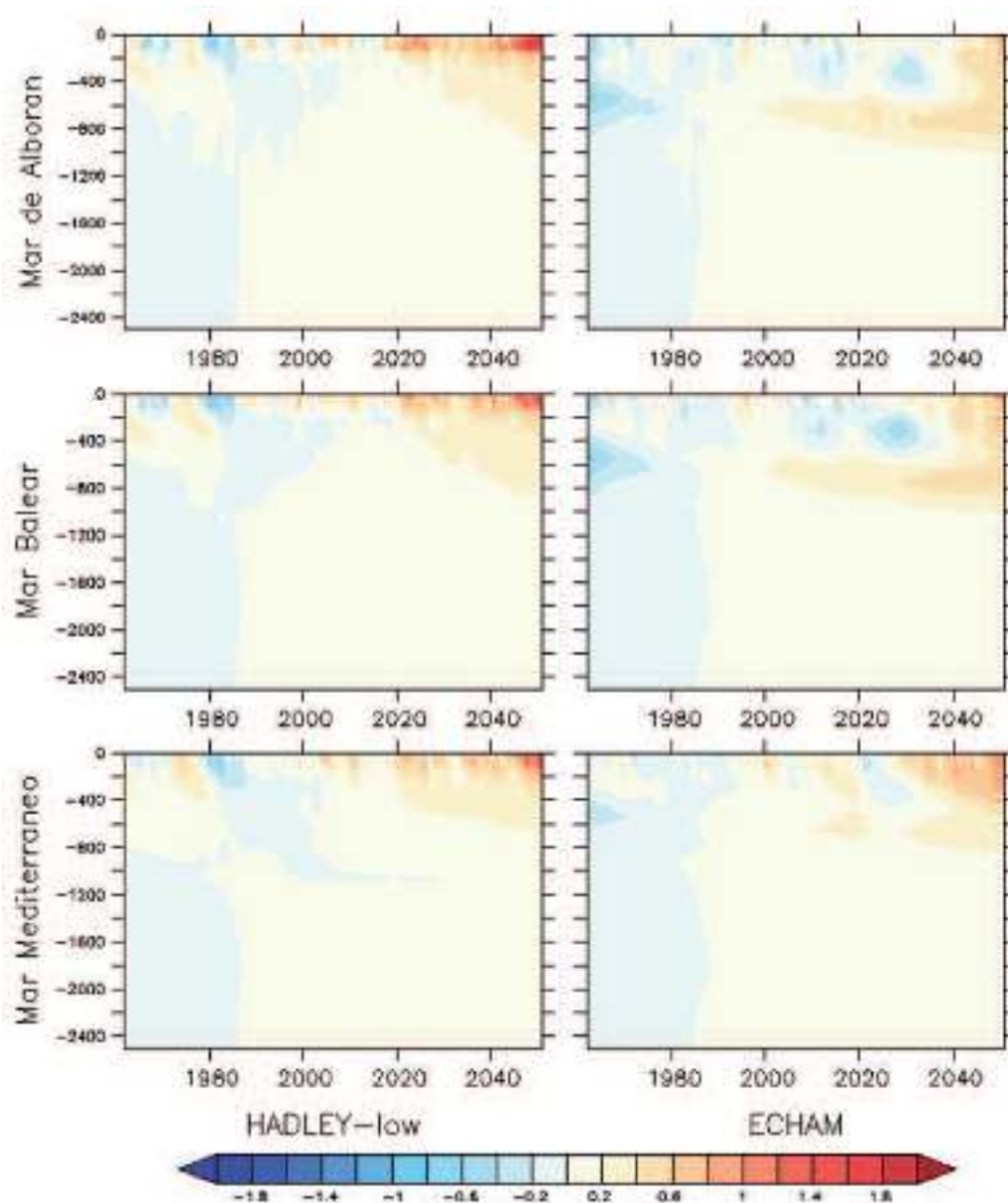


Figura 3.4.31: Diagramas de Hovmöller: evolución temporal de los perfiles de anomalías de temperatura (en °C, respecto a la media de 1971 a 2000) promediados para el mar de Alborán, el mar Balear y toda la cuenca Mediterránea. Los datos corresponden a los controles (1961-2000) y escenarios (2001-2050) forzados con HADLEY-low y ECHAM.

En el dominio Atlántico y en superficie, tanto HADLEY-low como ECHAM muestran un aumento de la temperatura que se acelera a partir de 2030 en todas las zonas estudiadas (Figura 3.4.32). En el golfo de Cádiz, mar Cantábrico y fachada Atlántica de Galicia y Portugal el incremento es más notable a lo largo de todo el periodo 2001-2050 en ECHAM (+0,017, +0,013 y +0,023 °C/año, respectivamente) que en HADLEY-low (+0,013, +0,003 y -0,007 °C/año, respectivamente, Tabla 3.4.14). En cambio, para las Islas Canarias HADLEY-low da tendencias superiores (+0,022 °C/año) a las de ECHAM (+0,017 °C/año).

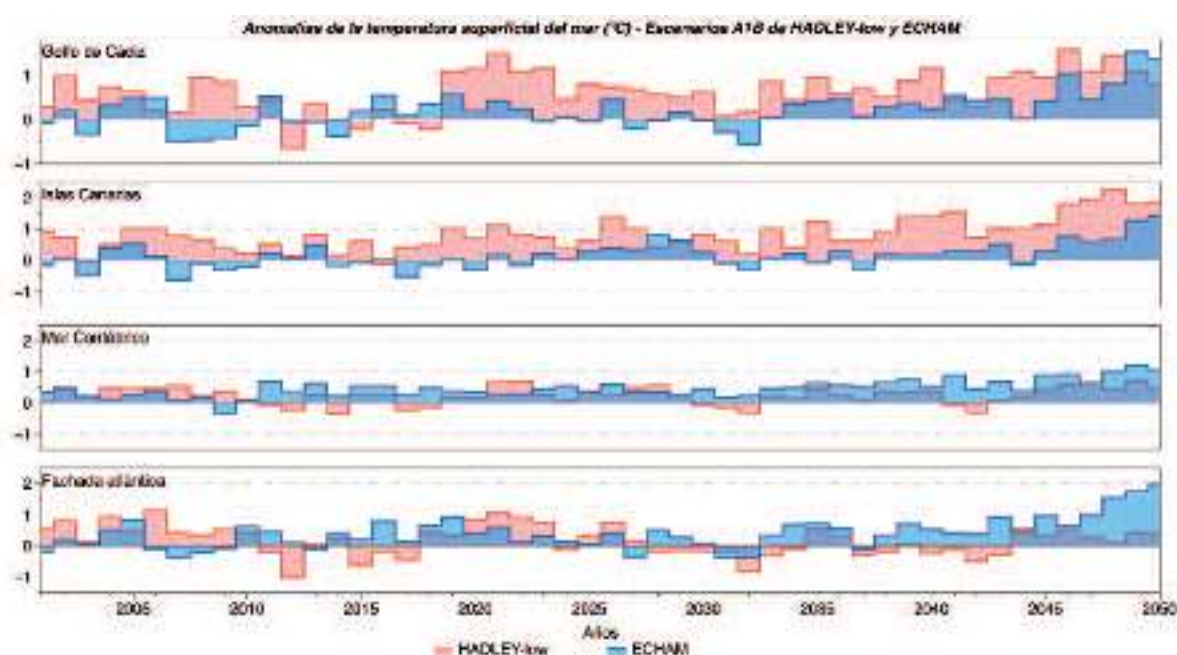


Figura 3.4.32: Anomalías de temperatura superficial (en °C, respecto a la media de 1971 a 2000) para el periodo 2001-2050. Se trata de valores anuales promediados para el golfo de Cádiz, Islas Canarias, mar Cantábrico y Fachada Atlántica, y obtenidos a partir de los escenarios forzados con HADLEY-low y ECHAM.

Tabla 3.4.14: Diferencias de media, desviación estándar y percentil 95 de la temperatura superficial del mar entre las proyecciones y las simulaciones de control forzadas con HADLEY-low y ECHAM para el golfo de Cádiz, Islas Canarias, mar Cantábrico y Fachada Atlántica. Para el cálculo de las diferencias se han empleado los periodos 2021-2050 para los escenarios y 1971-2000 para los controles. Se incluyen también las tendencias calculadas a partir de los escenarios (periodo 2001-2050); se han marcado con un asterisco (*) aquellas que no son estadísticamente significativas al 95% de confianza.

Temperatura superficial Escenario A1B - control HADLEY-low / ECHAM	Cantábrico	Fachada atlántica	Golfo de Cádiz	Islas Canarias
Diferencia de media (°C)	+0,42/+0,91	+0,13/+0,51	+0,80/+0,31	+1,04/+0,30
Diferencia desviación estándar (°C)	+0,31/-0,01	-0,08/+0,01	+0,10/+0,17	+0,02/+0,13
Diferencia percentil 95 (°C)	+0,92/+0,94	+0,26/+0,53	+1,45/+0,79	+1,06/+0,59
Tendencia (°C /año)	+0,003(*)/ +0,013	-0,007(*)/ +0,023	+0,013/ +0,017	+0,022/ +0,017

Finalmente, la Figura 3.4.33 muestra la evolución temporal de la temperatura en todas las capas de la columna de agua para el Cantábrico, la Fachada Atlántica, el golfo de Cádiz e Islas Canarias. En capas superficiales los dos escenarios A1B muestran resultados similares en las dos primeras zonas, caracterizados por un aumento constante de la temperatura. Sin embargo, en las mismas regiones, pero en capas más profundas, hay discrepancias: por ejemplo, ECHAM presenta un descenso térmico que HADLEY-low tan sólo marca levemente. En las Islas Canarias y golfo de Cádiz, los incrementos de temperatura son más evidentes en el escenario forzado con HADLEY-low, particularmente hasta 1.200 m de profundidad, siendo más tenues en el escenario forzado con ECHAM.

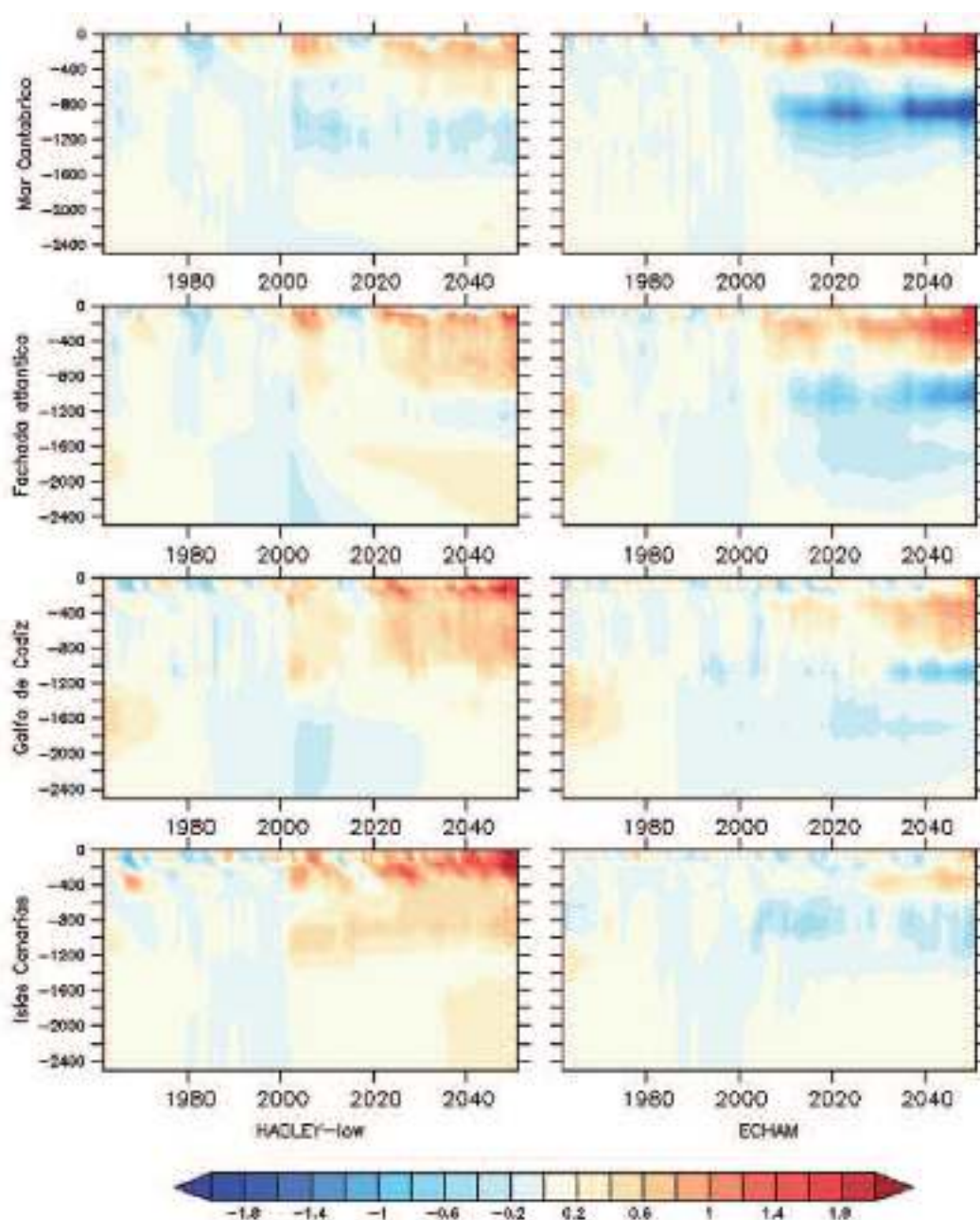


Figura 3.4.33: Diagramas de Hovmöller: evolución temporal de los perfiles de anomalías de temperatura (en °C, respecto a la media de 1971 a 2000) promediados para el Cantábrico, la Fachada Atlántica, el Golfo de Cádiz y las Islas Canarias. Los datos corresponden a los controles (1961-2000) y escenarios (2001-2050) forzados con HADLEY-low y ECHAM.

El apartado de escenarios se va a completar con los resultados obtenidos con el modelo de océano NEMOMED8 en el marco del proyecto VANIMEDAT-2. Tal y como se refería en el capítulo introductorio, dicho modelo se ha forzado con el modelo de atmósfera ARPEGE bajo tres escenarios de cambio climático definidos por el IPCC (B1, A1B y A2); esas tres simulaciones van a referirse aquí como A2-ARP4, A1B-ARP4 y B1-ARP4. Aparte del escenario de emisiones, cabe recordar dos diferencias respecto a las simulaciones presentadas hasta ahora: la primera es que las simulaciones con NEMOMED8 sólo cubren el dominio Mediterráneo, y la segunda es que abarcan todo el siglo XXI.

En la Figura 3.4.34 se muestra la evolución de los datos mensuales de la temperatura superficial del mar Mediterráneo para los tres escenarios, representados como anomalías relativas al promedio mensual del período de control 1961-1990, que es común a las tres simulaciones. Durante el siglo XXI, los tres escenarios presentan un incremento progresivo y significativo de la temperatura superficial del Mediterráneo, oscilando las anomalías respecto al período de control entre los 1,5 y 4 °C a finales del siglo. Durante los primeros 50 años, el aumento de temperatura para el conjunto del Mediterráneo es más intenso en la simulación A1B-ARP4, como se observa en la Tabla 3.4.15. A partir de 2050, el calentamiento se acentúa notablemente en el escenario de emisiones A2, mientras que en los restantes se mantiene o incluso se hace más suave, como ocurre con el escenario A1B (Tabla 3.4.15).

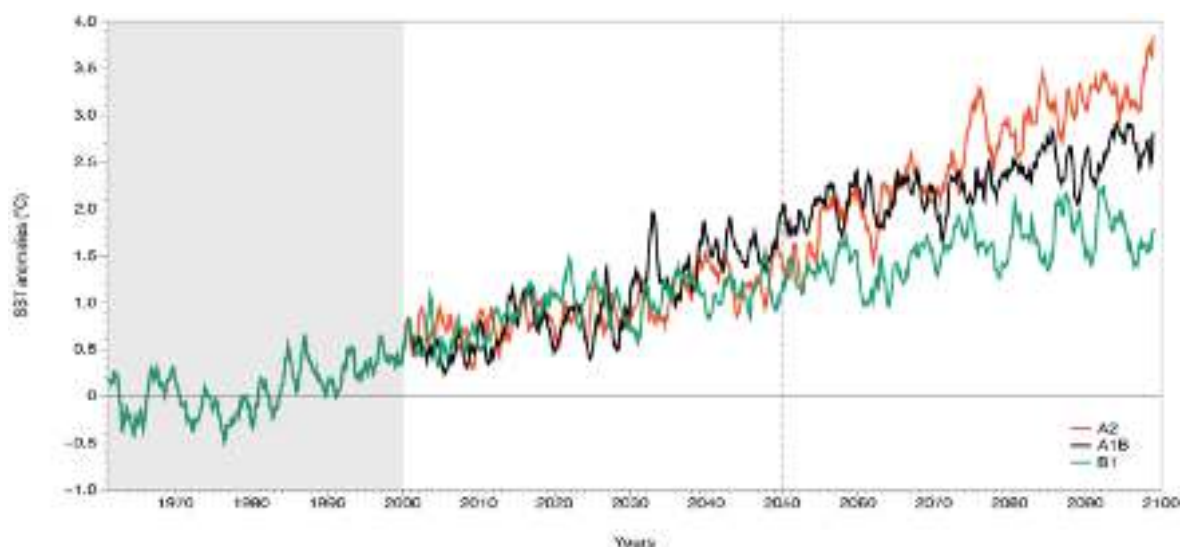


Figura 3.4.34: Promedio de las anomalías de la temperatura superficial en la cuenca Mediterránea (respecto al promedio mensual del período de control 1961-1990), para las simulaciones A2-ARP4, A1B-ARP4 y B1-ARP4.

A escala local, durante la primera mitad de siglo y para los escenarios A1B y A2, la tendencia positiva de temperatura es más elevada en Alborán y mar Balear que en el conjunto del Mediterráneo. Cabe señalar que la tendencia estimada en A1B-ARP4 es además superior a la obtenida para los escenarios A1B forzados con HADLEY-low y ECHAM descritos antes (Tabla 3.4.15). De 2051 a 2099 los incrementos en Alborán y mar Balear se intensifican en el caso de los escenarios A2 y B1 respecto a los primeros 50 años, mientras que con el escenario A1B el calentamiento se suaviza (Tabla 3.4.16).

Tabla 3.4.15: Tendencias de la temperatura superficial calculadas para el periodo 2001-2050 para el Mar de Alborán, Mar Balear y el conjunto del Mar Mediterráneo a partir de las simulaciones A2-ARP4, A1B-ARP4 y B1-ARP4. Todas las tendencias son estadísticamente significativas al 95% de confianza.

Tendencias de la temperatura superficial del mar de 2001 a 2050 (°C/año)	A2-ARP4	A1B-ARP4	B1-ARP4
Mar de Alborán	+0,020	+0,030	+0,008
Mar Balear	+0,020	+0,030	+0,010
Mar Mediterráneo	+0,015	+0,027	+0,012

Tabla 3.4.16: Tendencias de la temperatura superficial calculadas para el periodo 2051-2100 para el Mar de Alborán, Mar Balear y el conjunto del Mar Mediterráneo a partir de las simulaciones A2-ARP4, A1B-ARP4 y B1-ARP4. Todas las tendencias son estadísticamente significativas al 95% de confianza.

Tendencias de la temperatura superficial del mar de 2051 a 2100 (°C/año)	A2-ARP4	A1B-ARP4	B1-ARP4
Mar de Alborán	+0,020	+0,020	+0,010
Mar Balear	+0,040	+0,020	+0,020
Mar Mediterráneo	+0,042	+0,017	+0,012

La Figura 3.4.35 representa, para los tres escenarios analizados en VANIMEDAT2, la diferencia de la temperatura superficial en los periodos 2020-2049 y 2070-2099, frente al promedio de 30 años del período de control 1961-1990. Se aprecia un calentamiento general en todo el dominio y para todos los escenarios. Entre 2020 y 2050 el calentamiento es bastante homogéneo en toda la cuenca Mediterránea y más intenso en la simulación A1B-ARP4. No obstante, el incremento más apreciable se produce durante los últimos 30 años del siglo XXI. Durante ese periodo, la superficie del Mediterráneo se calienta más intensamente bajo la hipótesis del escenario A2, seguido del A1B y el B1. A nivel más local, este calentamiento es especialmente notable en el mar Balear, mar Jónico, norte del Egeo, y Mediterráneo oriental.

El calentamiento observado en superficie se traslada también a capas más profundas, como se observa en las anomalías de temperatura del Mediterráneo representadas en La Figura 3.4.36. Durante las cinco primeras décadas del siglo XXI, el incremento de temperatura es suave bajo las condiciones de los escenarios contemplados. Sin embargo, a partir de 2050 se intensifica. Es importante señalar que, en capas más profundas, el mayor incremento se produce en la simulación forzada con emisiones de gases de efecto invernadero correspondientes al escenario A1B, a diferencia de lo que ocurre en capas más superficiales. Cabe recordar que el escenario de cambio climático A1B es un escenario intermedio; sin embargo, en contra de lo que a priori se podría suponer, da como resultado un mayor calentamiento en capas profundas que el escenario “pesimista” A2. En el caso de A1B-ARP4, las anomalías para el promedio de toda la columna de agua alcanzan +2 °C en 2100, al tiempo que presentan una tendencia más pronunciada que en los otros dos

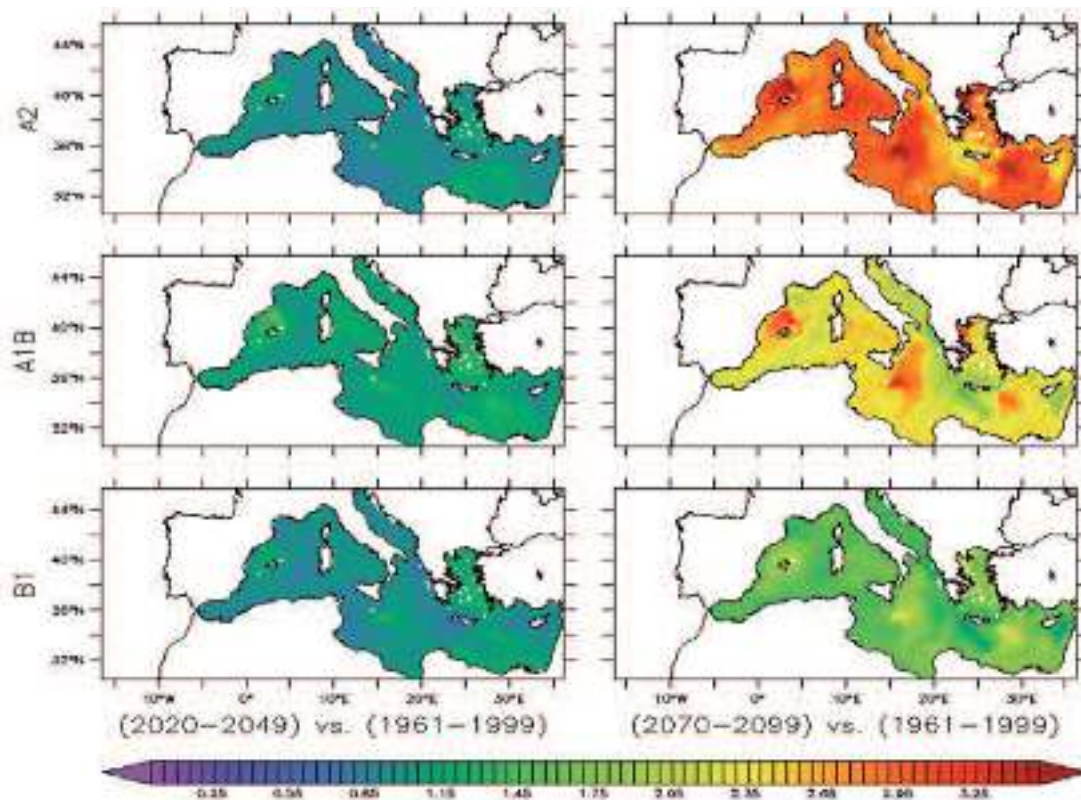


Figura 3.4.35: Diferencias de la media de temperatura superficial (en °C) entre 2020-2050 y 1961-1990 (izquierda), y entre 2070-2100 y 1961-1990 (derecha) para las simulaciones A2-ARP4, A1B-ARP4 y B1-ARP4.

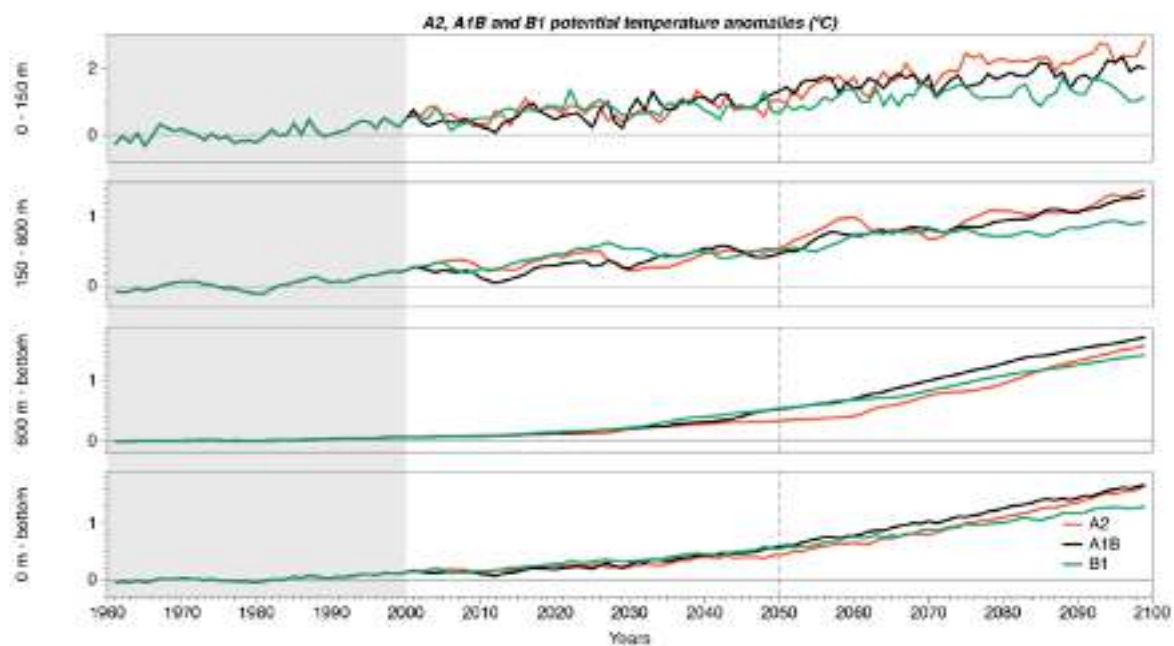


Figura 3.4.36: Series de la evolución de las anomalías de la temperatura (media móvil de 5 años) en las diferentes capas de profundidad del Mediterráneo para las simulaciones A2-ARP4, A1B-ARP4 y B1-ARP4.

escenarios, con un valor de $+0,022\text{ }^{\circ}\text{C/año}$ durante los últimos 50 años. Este calentamiento más acentuado en A1B-ARP4 debe estar ligado a un aumento del contenido de calor más importante en esa simulación, como resultado de un desajuste más pronunciado del equilibrio térmico entre atmósfera y océano y por tanto a un mayor transporte de calor hacia el océano a mediados del siglo XXI.

La Figura 3.4.37 muestra la evolución temporal de los perfiles de las anomalías de temperatura en las cuencas oriental y occidental. Las variaciones de la temperatura de la parte occidental coinciden con el patrón estimado en el mar Balear, mientras que la zona oriental refleja características similares a las del mar Egeo y de la cuenca Levantina.

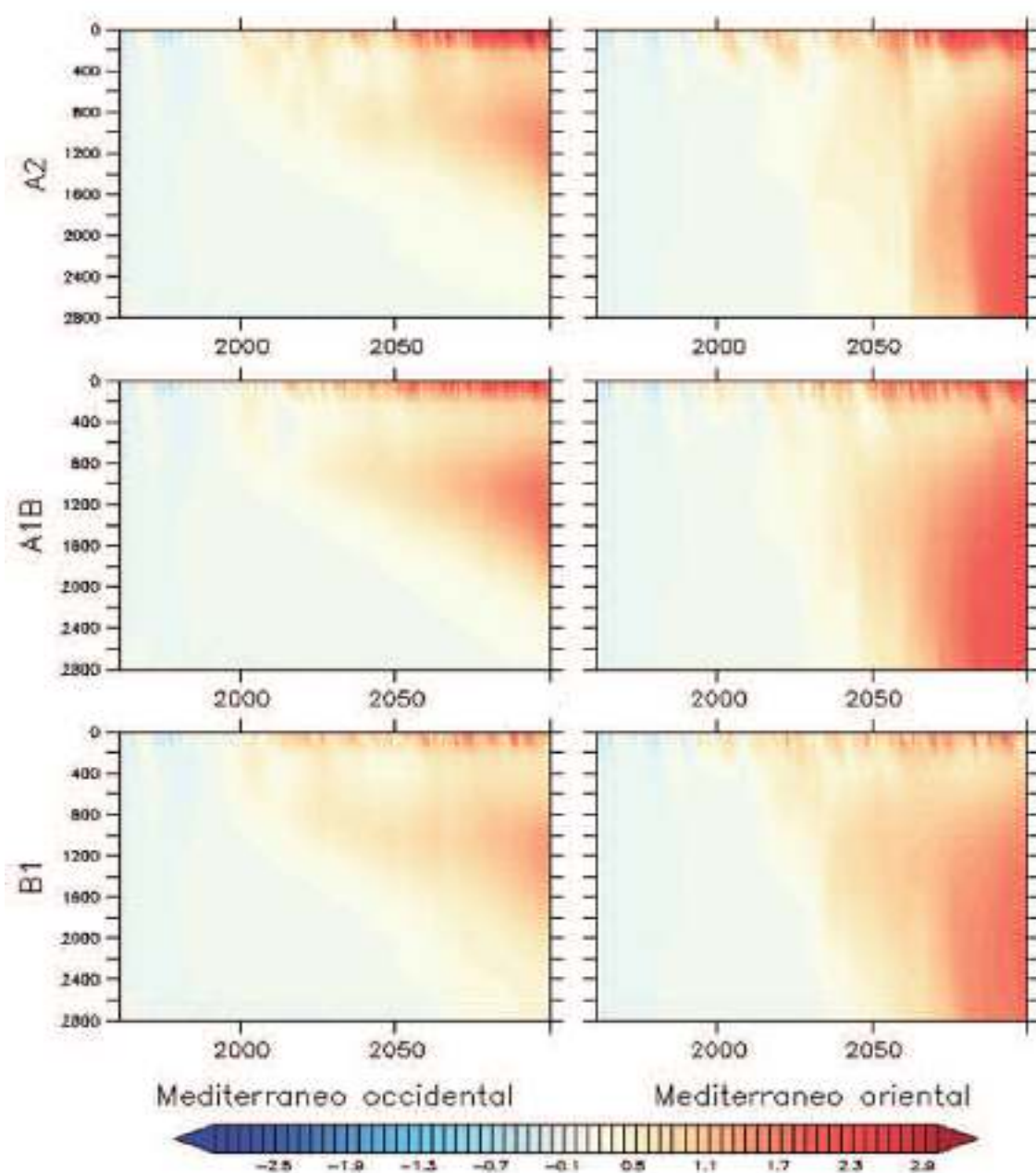


Figura 3.4.37: Evolución temporal (1961-2100) de los perfiles de anomalías de temperatura (en $^{\circ}\text{C}$, respecto de la media de 1961 a 1990) promediados para la cuenca occidental del Mar Mediterráneo (izquierda) y para la cuenca oriental (derecha). Las anomalías representadas corresponden a las simulaciones A2-ARP4, A1B-ARP4 y B1-ARP4.

En la Figura 3.4.37 destaca en primer lugar la aparición de aguas más cálidas al final del período, sobre todo en las capas más profundas y especialmente en la cuenca oriental. En dicha zona los cambios se inician antes en superficie, donde son más acentuados en el escenario A2. En años posteriores el calentamiento se propaga hasta el fondo. Se observa que el calentamiento se inicia antes en el escenario A1B-ARP4, que corresponde a priori con un escenario de cambio climático menos pesimista que el A2. En cualquier caso, a finales de siglo las anomalías alcanzan $+2,6$ °C en los escenarios A1B-ARP4 y A2-ARP4.

La señal del calentamiento generada en la cuenca oriental se refleja después en capas intermedias de la cuenca occidental, donde se sitúan las temperaturas más altas de la columna de agua exceptuando la superficie. Esta característica es visible en todos los escenarios, aunque de forma más notable en la simulación A1B-ARP4. En este sentido, la pérdida de calor en superficie obtenida para A1B-ARP4 es menor, lo que se traduce en un incremento notable del contenido de calor a finales del siglo XXI bajo ese escenario. La señal del calentamiento generada en la cuenca Oriental se refleja después en capas intermedias de la cuenca Occidental, donde se sitúan las temperaturas más altas de la columna de agua exceptuando la superficie. Esta característica es visible en todos los escenarios, aunque de forma más notable en la simulación A1B-ARP4. En este sentido, la pérdida de calor en superficie obtenida para A1B-ARP4 es menor, lo que se traduce en un incremento notable del contenido de calor a finales del siglo XXI bajo ese escenario.

3.5. Salinidad

3.5.1. Hindcasts

Los campos de salinidad superficial obtenidos a partir de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 presentan patrones espaciales realistas, localizándose las diferencias más significativas respecto a las observaciones en el mar Egeo. En el conjunto del Mediterráneo, las simulaciones subestiman la salinidad de 0 a 150 m de profundidad ($-0,13$ psu en ERA-Interim, $-0,18$ psu en ERA-40) y sobrestiman los valores en las capas de 150 a 1.500 m en torno a $+0,05$ psu.

En el dominio Atlántico, la salinidad superficial se distribuye espacialmente conforme a los patrones climatológicos observados. En general los hindcasts sobrestiman algo la salinidad en las distintas capas de la columna de agua, aunque dichos sesgos positivos tienden a reducirse a lo largo del tiempo en la capa superficial y profunda.

Ni en el Mediterráneo ni en el sector Atlántico se observan tendencias particularmente significativas de la salinidad superficial a partir de 1980.

Para validar la salinidad superficial del mar se ha seguido un procedimiento similar al empleado con la temperatura, comparando los campos espaciales con la climatología Ishii (Ishii *et al.*, 2006). En el caso del dominio Mediterráneo, Tanto ERA-40 como ERA-Interim muestran sesgos muy parecidos respecto a las observaciones, con presencia de valores negativos localizados sobre todo en el Mar Egeo y norte del Adriático, posiblemente debido a diferencias en la estimación de las descargas del Mar Negro (cuyas aguas son menos salinas que las del Mediterráneo) y a las de agua dulce del río Po (Figura 3.5.1). Posiblemente dichas descargas estén subestimadas por la climatología debido a su baja resolución espacial. En términos de variabilidad, la distribución espacial del sesgo de la desviación típica comparte un patrón parecido al del sesgo de valores medios. Predominan los valores pequeños salvo en el mar Egeo, donde los hindcasts estiman mayor variabilidad temporal que la climatología Ishii (Figura 3.5.2).

La validación de la salinidad también se ha hecho por capas de la columna de agua, comparando los resultados de los hindcasts con valores de la climatología Ishii (Figura 3.5.3). En la capa superficial de 0 a 150 m las simulaciones forzadas con ERA-interim y ERA-40 subestiman la salinidad, tal y como ocurre en superficie, con diferencias de $-0,13$ y $-0,18$ psu para ERA-Interim y ERA-40, respectivamente (Tabla 3.5.1). En cambio, en las capas de 150 a 600 m y de 600 a 1.500 m se obtiene un ligero sesgo positivo. Cabe destacar que, a diferencia de la temperatura, las simulaciones no reproducen la variabilidad interanual de manera tan realista. En este sentido hay que mencionar que no se ha aplicado ningún esquema de relajación a la salinidad superficial, al contrario de lo realizado con la temperatura, lo que puede repercutir en una representación más o menos ajustada de las variaciones temporales.

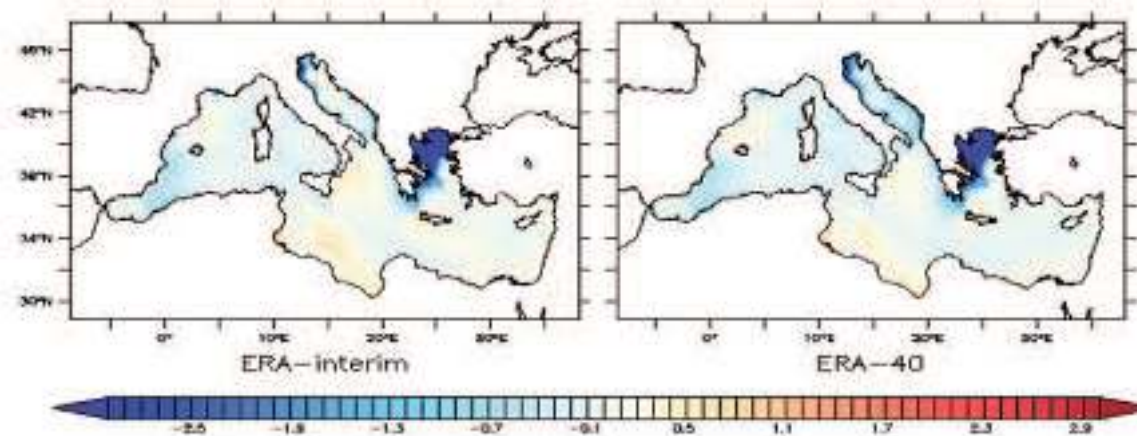


Figura 3.5.1: Sesgo (en psu) respecto a la climatología Ishii de la salinidad superficial obtenida de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 y promediada para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente.

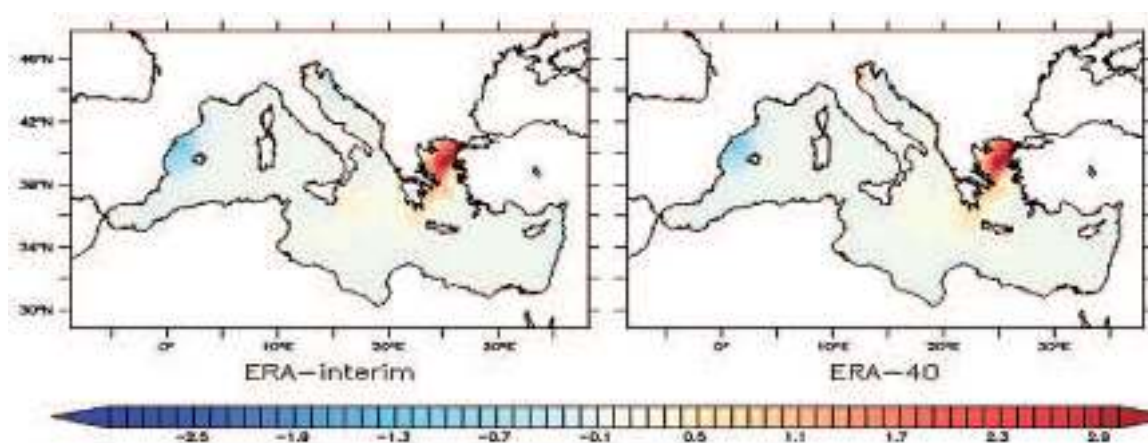


Figura 3.5.2: Sesgo (en psu) respecto a la climatología Ishii de la desviación estándar de salinidad superficial obtenida de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente.

Tabla 3.5.1: Sesgo (en psu) entre la salinidad promedio del Mediterráneo obtenida de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 respecto a la climatología Ishii en distintas capas de la columna de agua.

Hindcast - climatología Ishii (psu)	0 - 150 m	150 - 600 m	600 - 1.500 m
ERA-Interim (1990-2004)	-0,13	+0,05	+0,06
ERA-40 (1961-2000)	-0,18	+0,07	+0,05

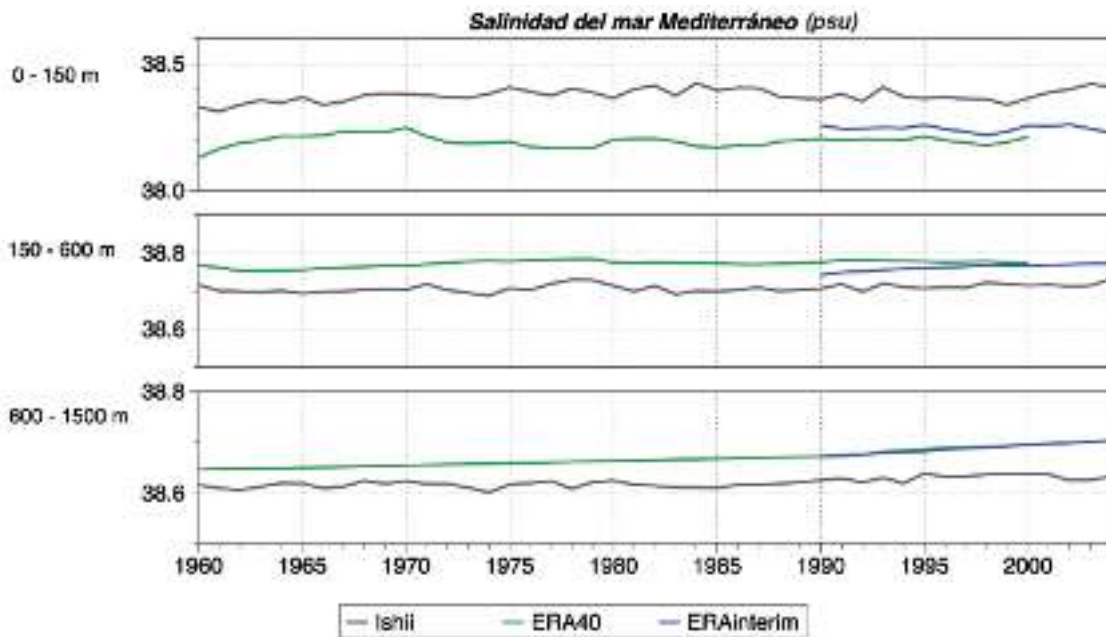


Figura 3.5.3: Comparación entre la salinidad potencial promedio del mar Mediterráneo en distintas capas obtenida de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 y la obtenida de la climatología Ishii.

Para la zona del Atlántico nororiental ERA-Interim y ERA-40 sobrestiman muy ligeramente la salinidad de la climatología Ishii en áreas cercanas a las Islas Canarias (Figura 3.5.4). No obstante, las mayores diferencias surgen a lo largo de la costa francesa, donde los hindcasts subestiman la salinidad de la climatología, de nuevo posiblemente por discrepancias en la caracterización de las plumas del Loira y del Garona (la poca resolución de la climatología impide representar correctamente los gradientes de salinidad que se dan en esas zonas). Las diferencias referidas se reflejan también en una sobrestimación de la desviación típica cerca de las regiones costeras del golfo de Vizcaya por parte de ambos hindcasts (Figura 3.5.5), posiblemente debido a las razones esgrimidas anteriormente.

La Figura 3.5.6 ilustra la evolución anual de la salinidad en distintas capas de la columna de agua. Inicialmente, ERA-40 presenta un aumento de la salinidad entre 1960 y 1965 en la capa superficial (0-150 m) y profunda (600-1.500 m), mientras que en capas intermedias (150-600 m) ésta se mantiene constante. En las tres capas analizadas, el hindcast forzado con ERA-40 presenta un sesgo positivo respecto a la climatología Ishii (+0,03 psu, +0,16 psu y +0,06 psu para las capas de 0-150, 150-600 y 600-1.500 m, respectivamente, Tabla 3.5.2). A partir de 1970, la salinidad en la capa superficial disminuye al tiempo que se reduce el sesgo existente. En la capa intermedia el sesgo se mantiene más o menos constante durante todo el periodo del hindcast, y en la capa más profunda disminuye progresivamente debido al descenso de la salinidad de ERA-40.

En el caso del hindcast forzado con ERA-Interim las diferencias son menores, siendo el sesgo ligeramente negativo en la capa superficial (-0,02 psu) y levemente positivo de 150 a 600 m (+0,12 psu) y de 600 a 1.500 m (+0,02 psu). En cualquier caso las diferencias

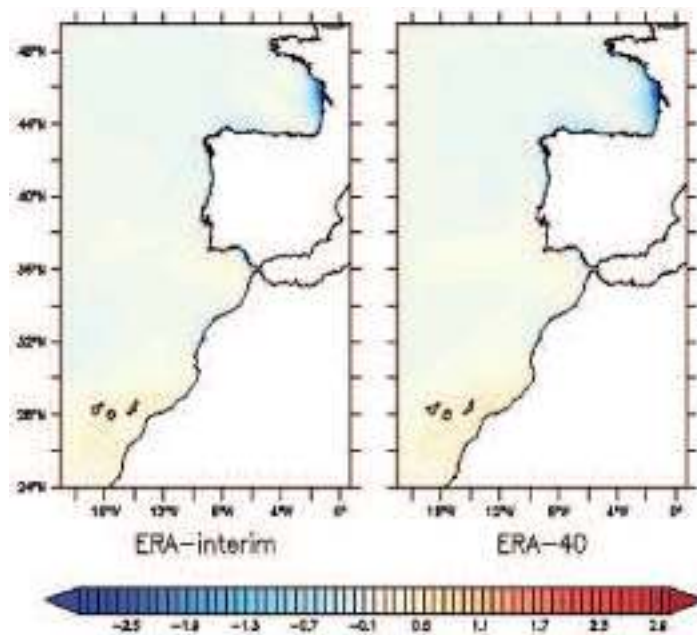


Figura 3.5.4: Sesgo (en psu) de la salinidad superficial de los hindcast forzados con ERA-Interim y ERA-40 respecto a la climatología Ishii, promediado para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente.

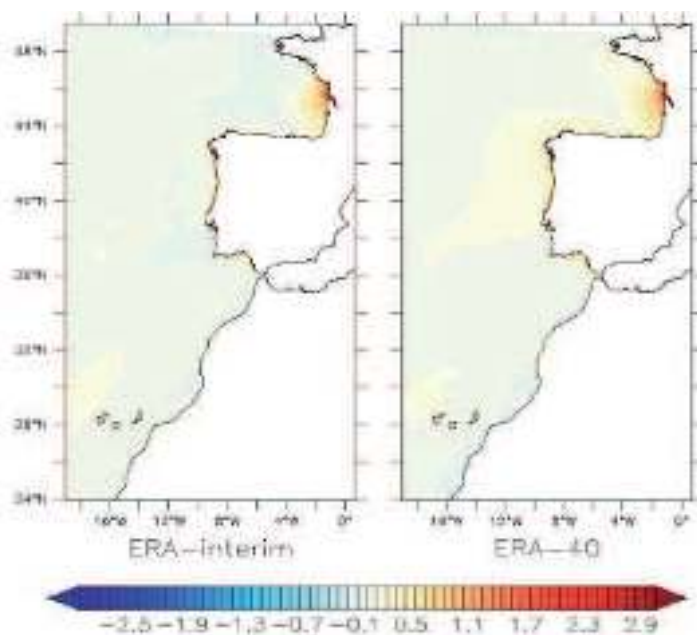


Figura 3.5.5: Sesgo (en psu) de la desviación estándar de la salinidad superficial de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 respecto a la climatología Ishii, promediado para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente.

entre los dos hindcasts son mucho menores que las diferencias de cada uno de ellos respecto a las observaciones (Figura 3.5.6).

Finalmente notar que tal y como ocurre en el Mediterráneo, ni ERA-Interim ni ERA-40 reproducen adecuadamente la variabilidad interanual climatológica.

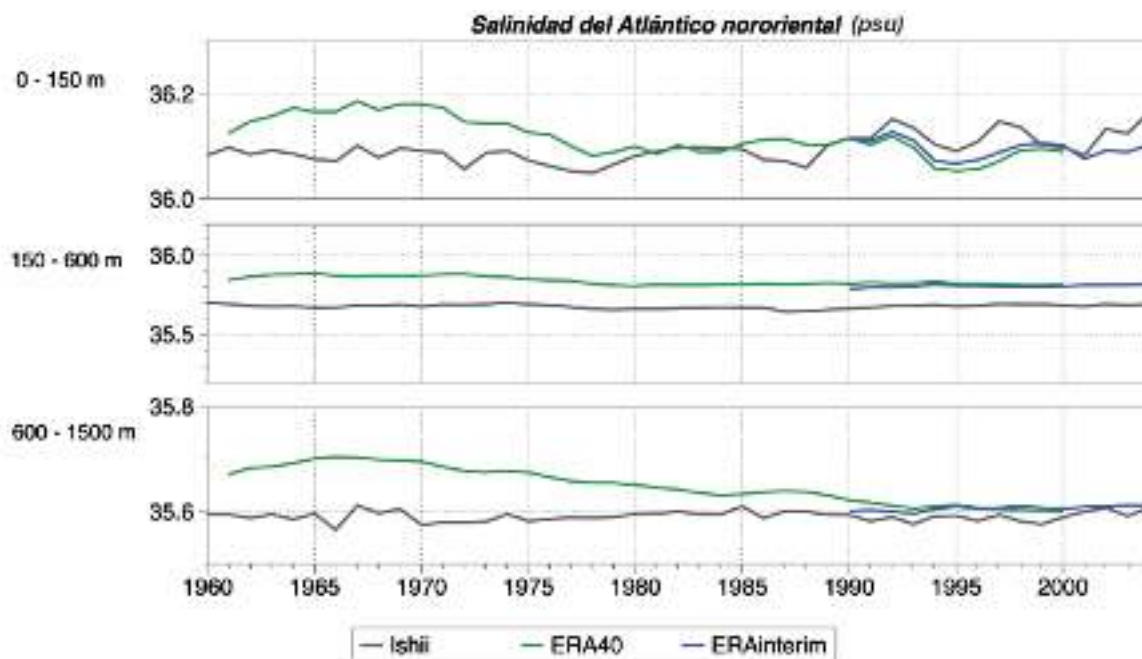


Figura 3.5.6: Comparación entre la salinidad promedio del Atlántico nororiental en distintas capas obtenida de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 y la obtenida de la climatología Ishii.

Tabla 3.5.2: Sesgo (en psu) entre la salinidad promedio del dominio Atlántico nororiental obtenida de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 respecto a la climatología Ishii en distintas capas de la columna de agua.

Hindcast - climatología Ishii (psu)	0 - 150 m	150 - 600 m	600 - 1.500 m
ERA-Interim (1990-2004)	-0,02	+0,12	+0,02
ERA-40 (1961-2000)	+0,03	+0,16	+0,06

Por lo que respecta a los regímenes medios observados durante la última mitad del siglo XX, el patrón espacial de la salinidad superficial media de ERA-Interim y ERA-40 se caracteriza en el Mediterráneo por un gradiente oeste-este (Figura 3.5.7), localizándose las zonas más salinas en el Mediterráneo suroriental (Milot y Taupier-Letage, 2005; Rixen *et al.*, 2005). Las distribuciones espaciales muestran asimismo las plumas de agua dulce asociadas a los principales ríos existentes en la zona de estudio (Ebro, Ródano, Po y Nilo) y en especial la descarga del mar Negro, que condiciona las características del mar Egeo. La desviación estándar se distribuye como muestra la Figura 3.5.8, en general con baja variabilidad temporal excepto en el mar Egeo, donde se incrementa por efecto de la variabilidad del aporte de agua más dulce procedente del mar Negro.

Las tendencias deducidas del hindcast forzado con ERA-Interim durante el periodo 1990-2004 sólo son estadísticamente significativas en el mar Jónico (Figura 3.5.9, izquierda), y son posiblemente debidas a procesos locales de reajuste de la circulación después del *Eastern Mediterranean Transient*. Las tendencias de ERA-40 desde 1961 hasta 2000 tampoco son estadísticamente significativas (Figura 3.5.9, derecha), de hecho son inferiores

a las estimadas por ERA-Interim, posiblemente por ser menos dependientes de la variabilidad decadal.

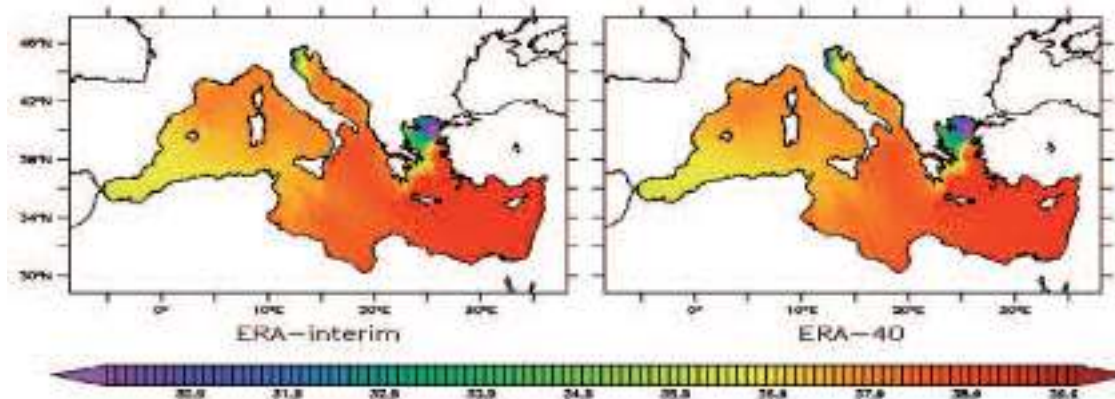


Figura 3.5.7: Media de la salinidad superficial (en psu) obtenida de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente

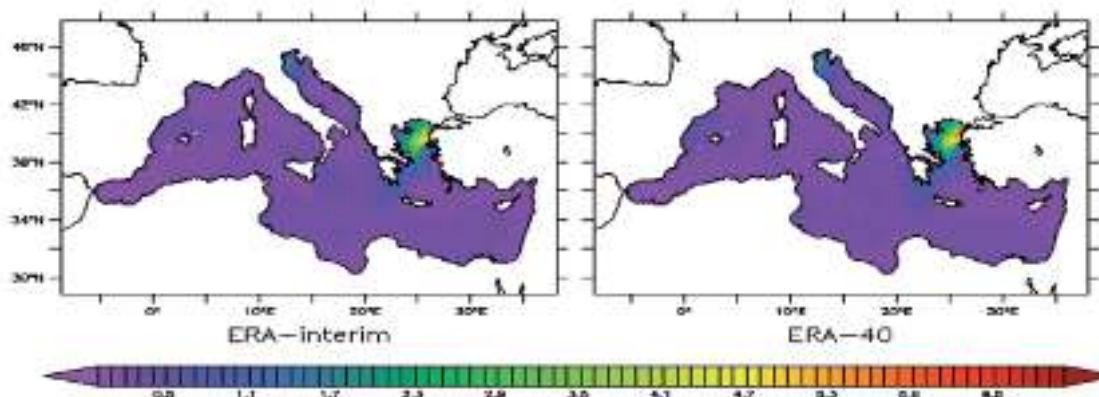


Figura 3.5.8: Desviación estándar de la salinidad superficial (en psu) obtenida de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente.

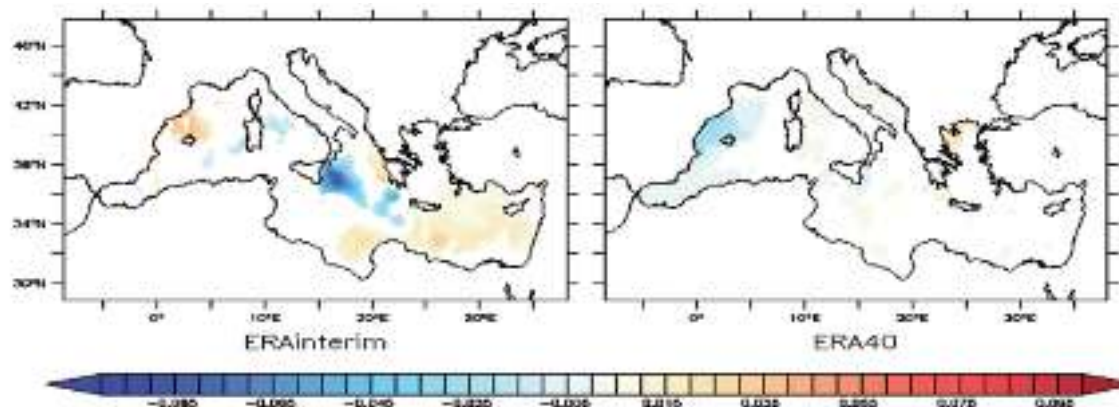


Figura 3.5.9: Tendencias (en psu/año) de la temperatura superficial del mar obtenida de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente. Las zonas blanqueadas corresponden a tendencias no significativas al 95% de nivel de confianza.

En lo que respecta al dominio Atlántico, los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 se caracterizan por la presencia de un claro gradiente latitudinal de la salinidad salvo en zonas cercanas a la costa, donde se observa menor salinidad por la descarga de grandes ríos como por ejemplo el Garona o el Loira en la costa francesa (Figura 3.5.10). En términos de variabilidad, la salinidad presenta escasas variaciones en el área geográfica analizada salvo en zonas cercanas a la desembocadura de los ríos, cuyos regímenes fluviales determinan cambios estacionales en dicha variable (Figura 3.5.11).

En cuanto a tendencias, y al igual que en el mar Mediterráneo, la parte Atlántica del dominio simulado no muestra tendencias especialmente destacables en ERA-Interim (Figura 3.5.12, izquierda). En el caso de ERA-40, se observan descensos de la salinidad en la fachada atlántica de la Península Ibérica y golfo de Vizcaya (Figura 3.5.12, derecha), sin embargo dichas tendencias se deben fundamentalmente al descenso poco realista de la salinidad experimentado entre 1970 y 1980 (Figura 3.5.6), que se aleja de la tendencia reflejada por los datos climatológicos Ishii durante este periodo.

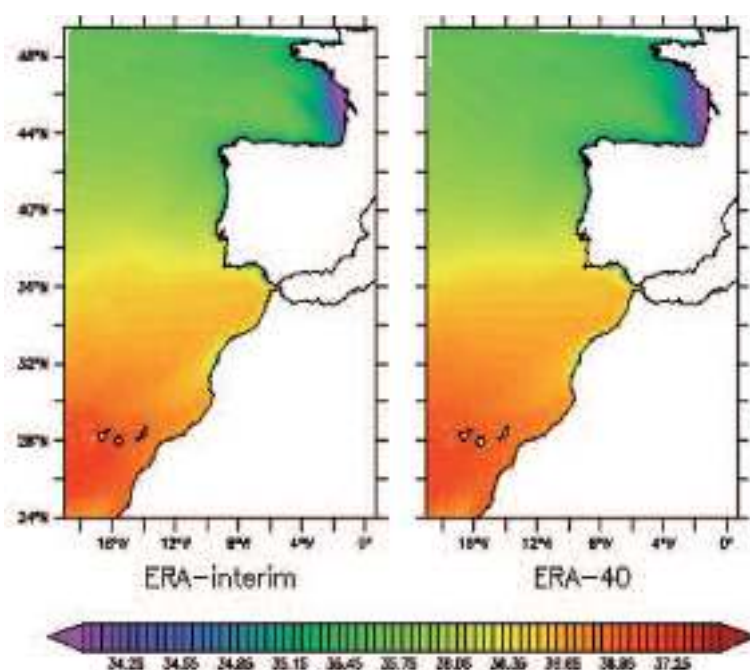


Figura 3.5.10: Media de la salinidad superficial (en psu) obtenida de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente.

El análisis de extremos se ha hecho de manera idéntica al de temperatura superficial del mar: se ha aplicado el método de L-momentos para ajustar las series de máximos anuales de salinidad extraídas de ERA-40 a una distribución Generalizada de Valores Extremos (GEV), con el fin de estimar los niveles de retorno para periodos de 50 años. La Figura 3.5.13 ilustra los niveles de retorno calculados para el mar Mediterráneo. Se observa un aumento de los extremos positivos a medida que nos desplazamos hacia el sureste de la región, con máximos localizados en la cuenca Levantina que alcanzan 39,5 psu. Los extremos negativos se sitúa en el entorno del mar de Alborán, norte del Adriático y especialmente al norte del Egeo, de nuevo debido al aporte de agua más dulce procedente del mar Negro.

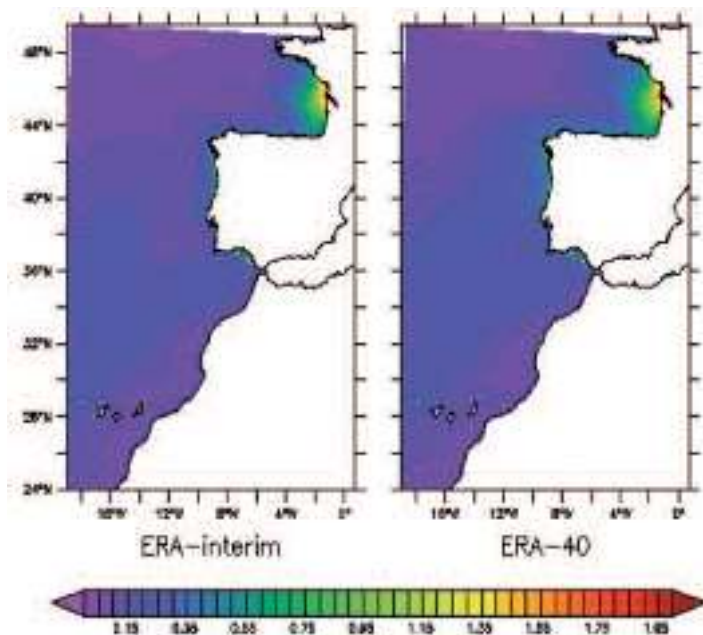


Figura 3.5.11: Desviación estándar de la salinidad superficial (en psu) obtenida de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente.

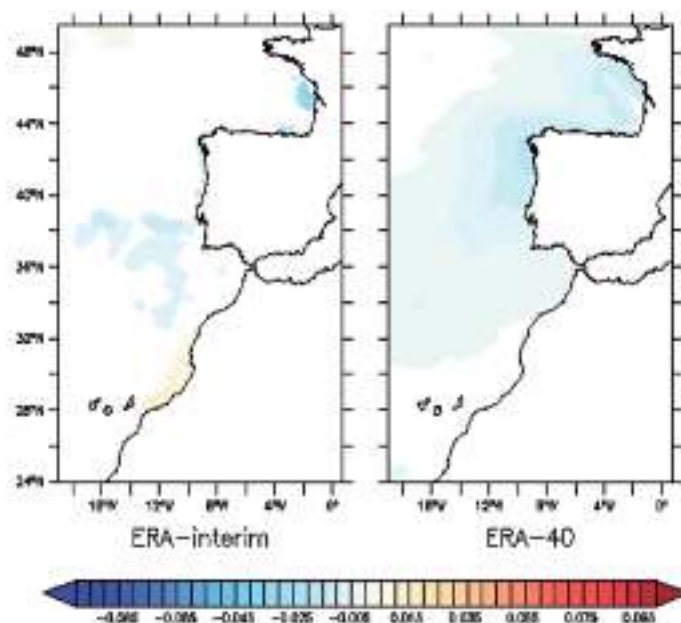
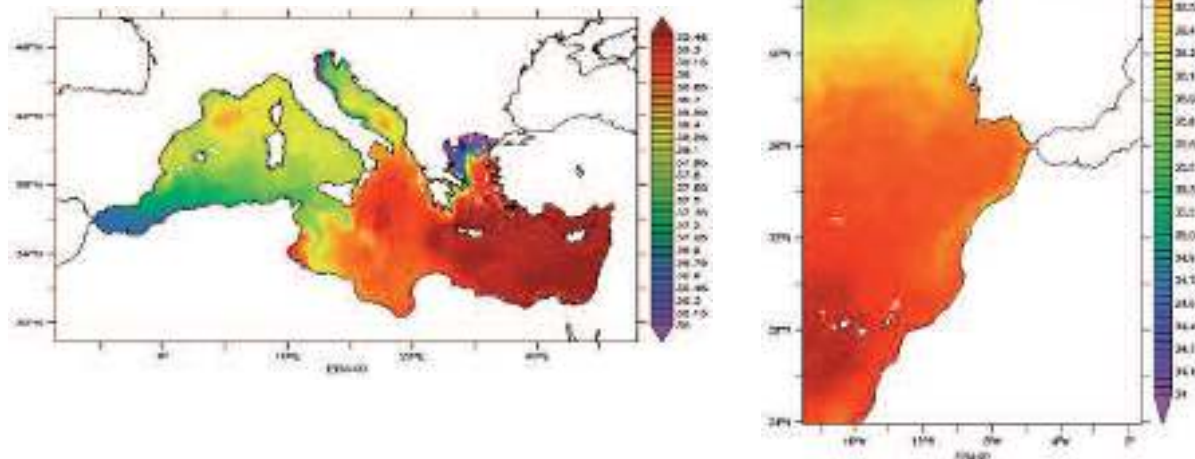


Figura 3.5.12: Tendencias (en psu/año) de la temperatura superficial del mar obtenida de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente. Las zonas blanqueadas corresponden a tendencias no significativas al 95% de nivel de confianza.

En el Atlántico, los niveles de retorno de salinidad siguen el mismo patrón que el observado para la salinidad media, con un claro gradiente latitudinal (Figura 3.5.14). Según el mismo, al oeste de las Islas Canarias es donde se alcanzan los valores más altos para los extremos positivos, que pueden alcanzar las 37,5 psu para periodos de retorno de 50 años. Al norte del dominio es donde se registran los valores menores, que se estiman en 35,8 psu

en mar abierto y en valores menores aún cerca de la desembocadura del río Garona, en la costa francesa.

Figuras 3.5.13 y 3.5.14: Niveles de retorno de salinidad superficial (en psu) para 50 años calculados a partir del hindcast forzado con ERA-40 (1961-2000). Nótese que la escala de color no es la misma para los dominios Mediterráneo (Figura 3.5.13, arriba) y Atlántico (Figura 3.5.14, derecha).



Finalmente se muestra el análisis zonal mencionado al principio de este subcapítulo. Para ello se han seleccionado las regiones mostradas en la Figura 3.4.19. Los estadísticos que se han calculado para cada zona son también los mismos: el valor medio, desviación estándar, tendencia y percentil 95.

A grandes rasgos, los estadísticos obtenidos para las zonas del mar de Alborán y mar Balear señalan concordancia entre los dos hindcast, a pesar de tratarse de periodos distintos (1990-2004 y 1961-2000 para ERA-Interim y ERA-40, respectivamente, ver Tabla 3.5.3). Los promedios, desviaciones estándar y percentiles 95 de salinidad obtenidos en ambas regiones son similares, aunque tendiendo a ser ligeramente superiores en el caso de ERA-40. En tendencias, los resultados son más dispares al tratarse de diferentes periodos. En ERA-Interim, los ascensos de salinidad se limitan al mar de Alborán, a diferencia del ligero descenso exhibido por ERA-40. Mientras, ERA-Interim presenta una tendencia de +0,013 psu/año en el mar Balear que contrasta con el descenso de -0,008 psu/año observado en ERA-40, siendo ambas tendencias estadísticamente significativas.

En la fachada atlántica de la Península Ibérica, golfo de Cádiz e Islas Canarias no hay prácticamente diferencias entre los promedios de salinidad calculados a partir de los datos de ERA-Interim y ERA-40 (Tabla 3.5.4). En cambio, la salinidad media de ERA-40 en el mar Cantábrico es algo mayor que en ERA-Interim. La variabilidad temporal es muy similar en el golfo de Cádiz e Islas Canarias, al contrario que en el Cantábrico y fachada atlántica de la Península Ibérica donde ERA-40 presenta mayor desviación estándar que el hindcast forzado con ERA-Interim. En ambas simulaciones los percentiles 95 se asemejan, siendo más elevados en el entorno de las Islas Canarias. En cuanto a las tendencias,

no son significativas en ninguna de las zonas analizadas salvo en el caso de ERA-40 en el golfo de Cádiz, donde la salinidad disminuye en $-0,002$ psu/año.

Tabla 3.5.3: Media, desviación estándar, tendencia y percentil 95 de la salinidad superficial en las zonas consideradas para el dominio Mediterráneo. Los valores se han obtenidos a partir de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 (periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente). Se ha marcado con un asterisco (*) las tendencias que no son estadísticamente significativas al 95% de confianza.

Salinidad superficial ERA-Interim/ERA-40	Media (psu)	Desviación estándar (psu)	Percentil 95 (psu)	Tendencia (psu/año)
Mar de Alborán	36,49/36,51	0,10/0,11	36,77/36,78	+0,002 (*)/-0,002
Mar Balear	37,29/37,36	0,21/0,25	37,78/37,88	+0,013/-0,008

Tabla 3.5.4: Media, desviación estándar, tendencia y percentil 95 de la salinidad superficial en las zonas consideradas para el dominio Atlántico. Los valores se han obtenidos a partir de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 (periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente). Se ha marcado con un asterisco (*) las tendencias que no son estadísticamente significativas al 95% de confianza.

Temperatura superficial ERA-Interim/ERA-40	Media (°C)	Desviación estándar (°C)	Percentil 95 (°C)	Tendencia (°C/año)
Cantábrico	35,30/35,18	0,30/0,37	35,73/35,78	-0,012 (*)/-0,008 (*)
Fachada atlántica	35,90/35,90	0,17/0,26	36,21/36,36	-0,007 (*)/-0,005 (*)
Golfo de Cádiz	36,44/36,46	0,18/0,19	36,78/36,82	-0,003 (*)/-0,002
Islas Canarias	36,91/36,92	0,13/0,13	37,16/37,17	+0,002 (*)/+0,001 (*)

3.5.2. Simulaciones de Control

Los patrones espaciales de salinidad de las simulaciones de control forzadas con HADLEY-low y ECHAM son realistas, aunque en magnitud ambos subestiman levemente los valores obtenidos con el hindcast forzado con ERA-40, especialmente en el mar Mediterráneo.

El sesgo negativo mencionado se propaga también a las capas entre 0 y 150 m, si bien disminuye conforme aumenta la profundidad. También aparece el mismo sesgo en los extremos estimados para periodos de retorno de 50 años.

En el dominio Mediterráneo las simulaciones de control exhiben patrones estacionales similares a los de la salinidad superficial media de ERA-40 (1961-2000), esto es, valores más altos en la zona sureste del mar Mediterráneo (Figura 3.5.15). De nuevo, las aguas más dulces se localizan en la desembocadura de los grandes ríos, como el Ebro, Ródano, Po y Nilo, y especialmente en el norte del mar Egeo por el aporte de aguas con menos salinas del mar Negro a través de los estrechos de Dardanelos y del Bósforo.

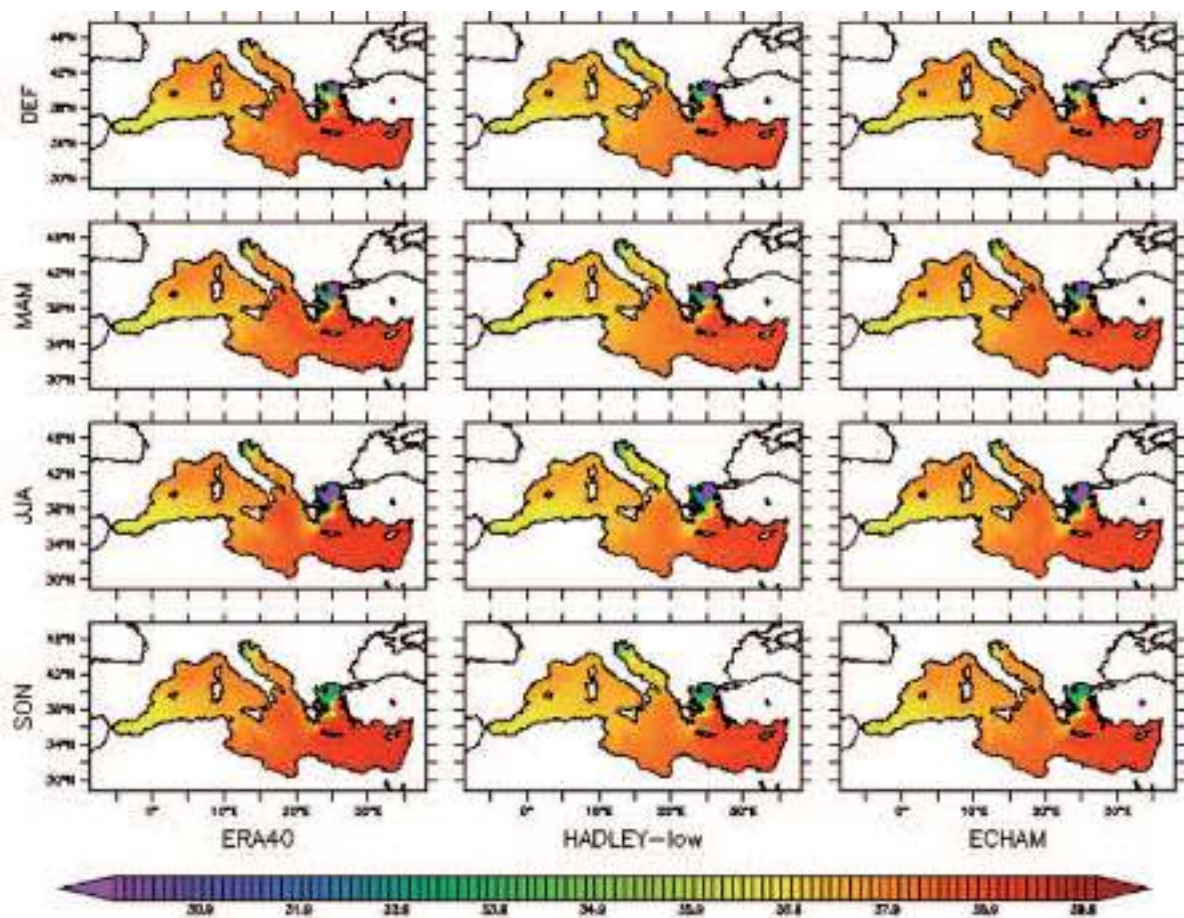


Figura 3.5.15: Medias estacionales de la salinidad superficial (en psu) en el dominio Mediterráneo para el hindcast forzado con ERA-40 y los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM, para el periodo común 1961-2000.

Tanto en el hindcast forzado con ERA-40 como en los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM la máxima salinidad se da en los meses de otoño, con valores que oscilan entre 37,69 y 38,02 psu, mientras que los valores más bajos se obtienen en primavera (Tabla 3.5.5). A pesar de las similitudes, las dos simulaciones de control subestiman la salinidad del hindcast durante todas las estaciones del año; el sesgo negativo es mayor en el control forzado con HADLEY-low y más importante en otoño con $-0,33$ psu (Tabla 3.5.5).

Tabla 3.5.5: Valores estacionales medios para el dominio Mediterráneo de la salinidad superficial (en psu) obtenida del hindcast forzado con ERA-40 y de los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM.

1961-2000	Invierno (DEF)	Primavera (MAM)	Verano (JJA)	Otoño (SON)
ERA-40	37,89	37,78	37,84	38,02
HADLEY-low	37,59	37,51	37,54	37,69
ECHAM	37,78	37,67	37,68	37,86

Del análisis por capas se deduce que de 0 a 150 m y de 150 a 600 m la salinidad de la simulación de control forzada con HADLEY-low es menor que los valores obtenidos con el hindcast forzado con ERA-40, especialmente en la capa más superficial, mientras que en la capa 600-1500 m no se evidencia prácticamente sesgo alguno (Tabla 3.5.6). ECHAM también subestima la salinidad de las capas superficial e intermedia, aunque los sesgos promediados son siempre menos importantes en valor absoluto que los registrados por el control de HADLEY-low. De nuevo cabe señalar que todos los sesgos mencionados se mantienen prácticamente constantes a lo largo del periodo de control (no mostrado), no encontrándose por tanto tendencias significativas en el periodo analizado.

Tabla 3.5.6: Sesgo (en psu) de la salinidad superficial promediada sobre el dominio Mediterráneo y por capas, de los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM respecto al hindcast forzado con ERA-40.

1961-2000	0 - 150 m	150 - 600 m	600 - 1.500 m
HADLEY-low / ERA-40	-0,27	-0,18	-0,01
ECHAM / ERA-40	-0,15	-0,09	-0,03

En el dominio Atlántico las diferencias entre estaciones radican principalmente en una menor salinidad durante los meses de verano y otoño en la plataforma continental de las costas francesas (Figura 3.5.16). En promedio espacial, estos valores más bajos se ven compensados con mayor salinidad en la mitad sur del dominio durante las mismas estaciones, lo que da como resultado valores medios más elevados en verano y otoño que en invierno y primavera (Tabla 3.5.7).

Respecto a la comparación entre controles y hindcast, los valores de salinidad por estaciones son muy similares entre HADLEY-low y ECHAM, subestimando ambos la salinidad del hindcast forzado con ERA-40. Las mayores diferencias estacionales se producen en otoño, cuando el sesgo negativo respecto a ERA-40 alcanza 0,20 psu para ECHAM y 0,19 psu para HADLEY-low. Especialmente, las diferencias más significativas se dan frente a las costas gallega y portuguesa, así como en el golfo de Cádiz, donde ambas simulaciones de control dan valores de salinidad más bajos que el hindcast (Figura 3.5.16).

El sesgo negativo existente en superficie entre los controles y el hindcast se extiende también a capas más profundas de la columna de agua (Tabla 3.5.8). Las diferencias más importantes aparecen en la capa superficial de 0 a 150 m de profundidad, siendo ligeramente mayores en el caso de ECHAM (-0,11 psu frente a -0,09 psu para HADLEY-low). Estos sesgos negativos van disminuyendo en valor absoluto para capas más profundas. Así, entre 600 y 1.500 m las diferencias se reducen ya a tan solo -0,01 y -0,03 psu para HADLEY-low y ECHAM, respectivamente.

Tabla 3.5.7: Valores estacionales medios para el dominio Atlántico de la salinidad superficial (en psu) obtenida a partir del hindcast forzado con ERA-40 y de los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM.

1961-2000	Invierno (DEF)	Primavera (MAM)	Verano (JJA)	Otoño (SON)
ERA-40	36,16	36,11	36,22	36,29
HADLEY-low	36,03	35,99	36,05	36,10
ECHAM	36,02	35,98	36,03	36,09

Tabla 3.5.8: Sesgo (en psu) de la salinidad potencial promediada sobre el dominio Atlántico y por capas, de los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM respecto al hindcast forzado con ERA-40.

1961-2000	0 - 150 m	150 - 600 m	600 - 1.500 m
HADLEY-low / ERA-40	-0,09	-0,03	-0,01
ECHAM / ERA-40	-0,11	-0,07	-0,03

La comparación entre las simulaciones de control y el hindcast se ha llevado a cabo también para los valores extremos. Los niveles de salinidad en el Mediterráneo estimados para periodos de retorno de 50 años exhiben un patrón espacial muy similar al obtenido con el hindcast forzado con ERA-40 (Figura 3.5.17). Sin embargo, ambas simulaciones de control subestiman en aproximadamente -0,5 psu los valores extremos obtenidos con ERA-40, y lo hacen en prácticamente toda la cuenca a excepción del mar de Alborán y mar Egeo, donde se aprecia un incremento de los mismo en +0,80 psu.

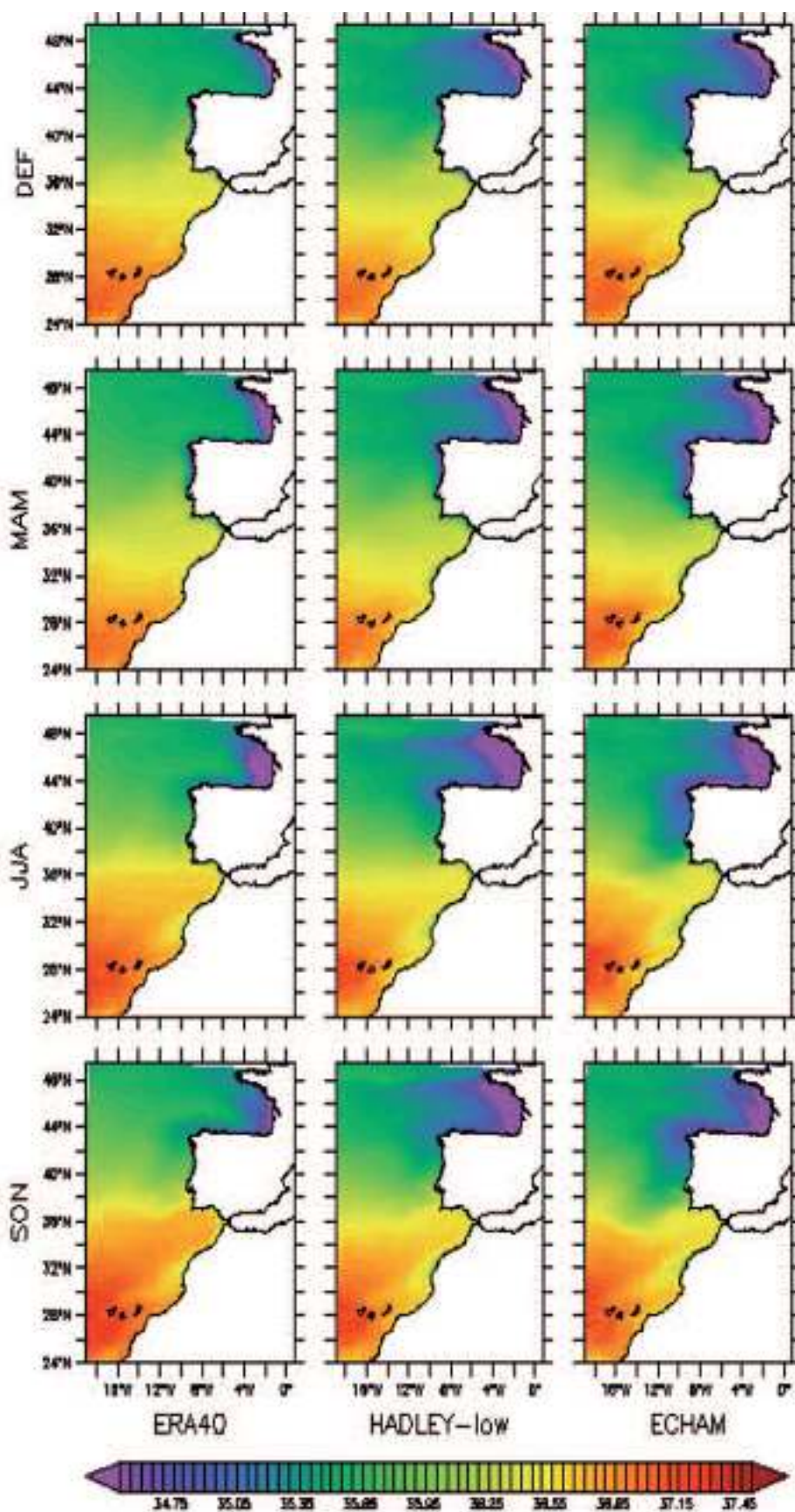


Figura 3.5.16: Medias estacionales de la salinidad superficial (en psu) en el dominio Atlántico para el hindcast forzado con ERA-40 y los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM, para el periodo común 1961-2000.

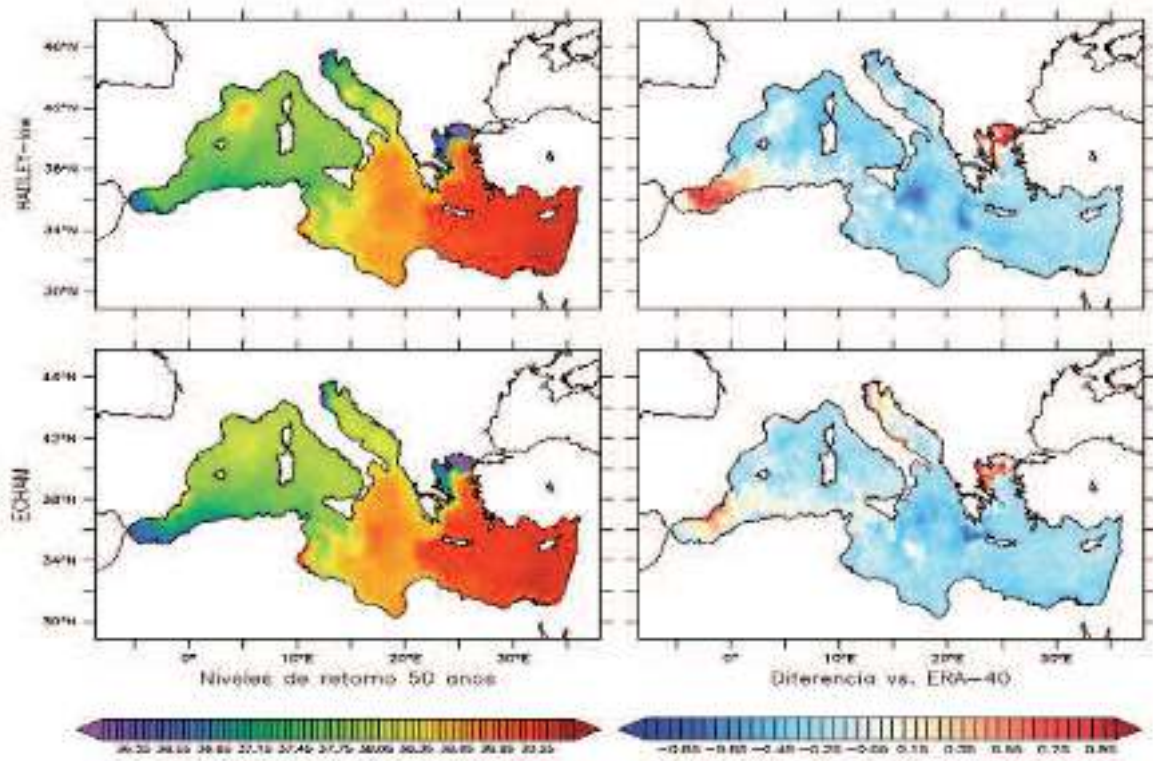


Figura 3.5.17: Izquierda: Niveles de retorno de salinidad superficial (en psu) para 50 años calculados a partir del los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM (1961-2000). Derecha: diferencias (en psu) respecto a los niveles de retorno del hindcast forzado con ERA-40.

En el dominio Atlántico la distribución espacial de los extremos de salinidad a 50 años de periodo de retorno es, de nuevo, muy parecida entre los controles forzados por HADLEY-low y ECHAM. Tal y como ocurre en el Mediterráneo, ambas simulaciones presentan un sesgo negativo respecto al hindcast forzado con ERA-40, aunque en esta ocasión y a diferencia de la zona Mediterránea, el grado de subestimación difiere (Figura 3.5.18). En este sentido, el sesgo negativo en los extremos de salinidad es más marcado en ECHAM, en particular en la fachada atlántica y cantábrica de la Península Ibérica.

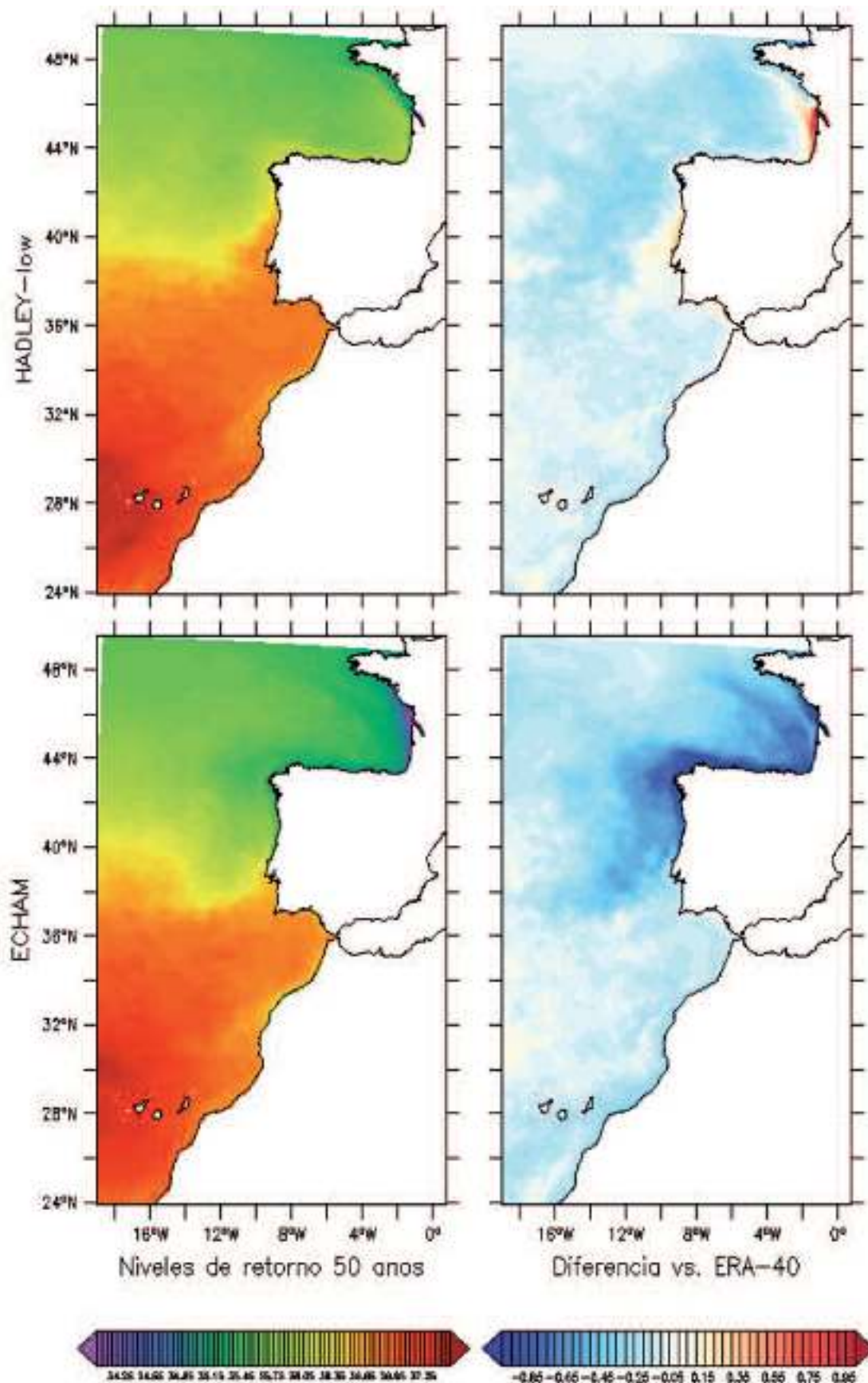


Figura 18: Izquierda: Niveles de retorno de salinidad superficial (en psu) para 50 años calculados a partir de los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM (1961-2000). Derecha: diferencias (en psu) respecto a los niveles de retorno del hindcast forzado con ERA-40.

3.5.3. Escenarios

Los resultados de los escenarios A1B de HADLEY-low y ECHAM relativos a la salinidad presentan un alto grado de incertidumbre. Para el Mediterráneo, HADLEY-low proyecta un incremento de la salinidad en la parte central de la cuenca, mientras ECHAM muestra descensos en casi toda la cuenca. Particularizando por zonas, en el mar de Alborán y mar Balear, HADLEY-low presenta tendencias prácticamente nulas, mientras que ECHAM muestra descensos en la salinidad de $-0,004$ y $-0,005$ psu/año, respectivamente, que se extienden desde superficie hasta 800 m de profundidad. Ello a pesar de que los modelos indican claramente un incremento del déficit hídrico de la cuenca y por tanto un forzamiento local hacia el aumento de salinidad.

La explicación de la tendencia Mediterránea está en el Atlántico, donde HADLEY-low proyecta una significativa disminución de la salinidad proveniente de las condiciones de contorno de los modelos globales; dicha disminución no se refleja de manera tan clara en ECHAM. La disminución de la salinidad de las aguas Atlánticas que entran en el Mediterráneo contrarrestaría el aumento del déficit hídrico en dicha cuenca.

Debe decirse, sin embargo, que otros modelos muestran diferentes resultados, por lo que hay grandes incertidumbres respecto al futuro de la salinidad.

Al igual que con la temperatura, una primera aproximación a los cambios que pueden acontecer durante el siglo XXI se logra comparando los ciclo estacionales de salinidad superficial promediados entre 2021 y 2050 (derivados de las simulaciones de escenario A1B de HADLEY-low y ECHAM) y los mismos ciclos promediados para el periodo 1971-2000 derivados de las respectivas simulaciones de control. La Figura 3.5.19 muestra dicha comparación para el dominio Mediterráneo, e incluye también el ciclo estacional obtenido del hindcast forzado con ERA-40.

Todos los ciclos presentan un mínimo anual entre los meses de mayo y junio, y un máximo situado generalmente entre septiembre y octubre. Tanto las simulaciones de control como los escenarios de HADLEY-low y ECHAM subestiman los valores obtenidos del hindcast con un sesgo negativo que se mantiene prácticamente constante a lo largo de todo el año y por tanto no altera la amplitud del ciclo. Si se compara para cada modelo los ciclos del siglo XXI respecto a los 30 años del periodo de control, se detecta un aumento general de la salinidad durante todo el año en HADLEY-low que, en cambio, no aparece en ECHAM, el cual muestra variaciones poco destacables de los valores mensuales entre 2021-2050 y 1971-2000. Existe por tanto cierto grado de incertidumbre respecto a la posible evolución de la salinidad en el Mediterráneo. Esa incertidumbre se deriva fundamentalmente de las condiciones de contorno impuestas por los modelos globales en el Atlántico, pues como se ha visto en las secciones anteriores el forzamiento atmosférico local (más evaporación, menos precipitación) apunta por sí mismo a un aumento de la salinidad de la cuenca.

En la parte atlántica del dominio IBMED12 el ciclo estacional es menos marcado que en el Mediterráneo, aunque el mínimo anual se sitúa también en mayo/junio y el máximo en septiembre/octubre (Figura 3.5.20). También coincide en la subestimación sistemática

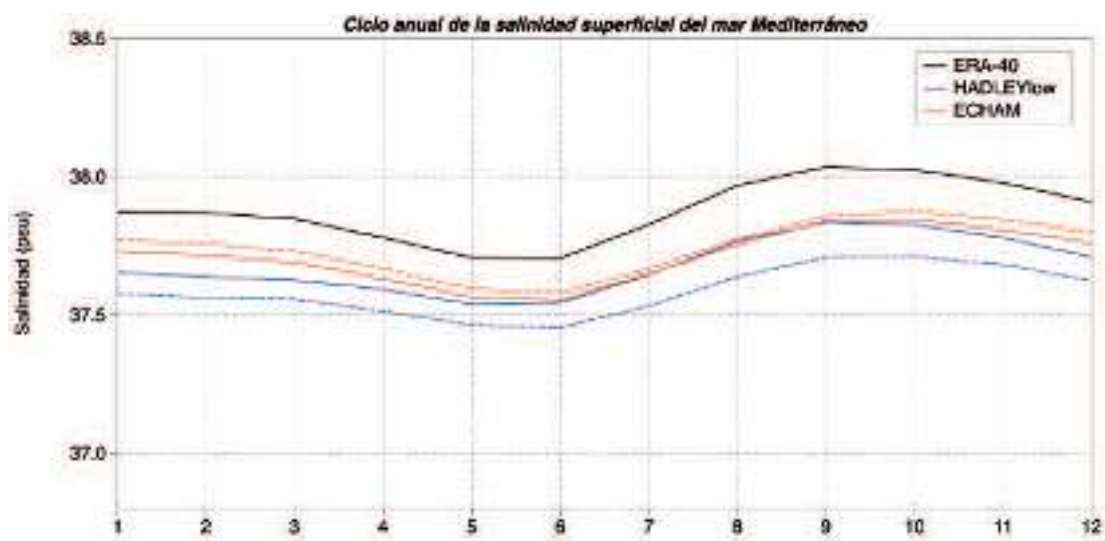


Figura 3.5.19: Ciclos estacionales de salinidad superficial promediados sobre el dominio Mediterráneo obtenidos a partir del hindcast forzado con ERA-40 (1971-2000, en negro), los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM (1971-2000, líneas discontinuas azul y roja, respectivamente) y los escenarios A1B forzados con HADLEY-low y ECHAM (2021-2050, líneas continuas azul y roja, respectivamente).

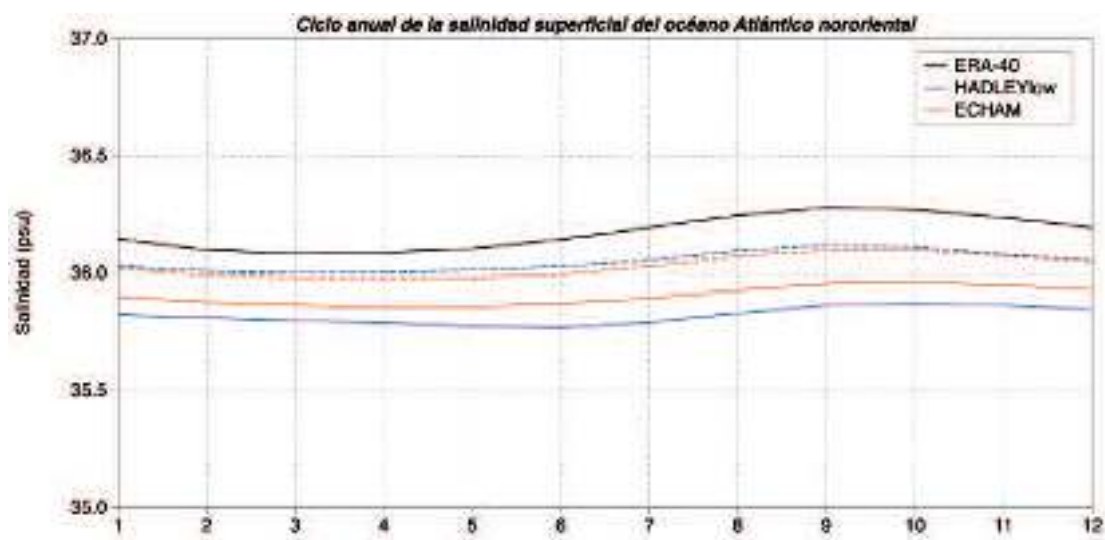


Figura 3.5.20: Ciclos estacionales de salinidad superficial promediados sobre el dominio Atlántico obtenidos a partir del hindcast forzado con ERA-40 (1971-2000, en negro), los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM (1971-2000, líneas discontinuas azul y roja, respectivamente) y los escenarios A1B forzados con HADLEY-low y ECHAM (2021-2050, líneas continuas azul y roja, respectivamente).

por parte de las simulaciones de control y escenarios, de los valores obtenidos a partir del hindcast forzado con ERA-40. Sin embargo, en lo que sí se diferencia del dominio Mediterráneo es en que ambos escenarios A1B presentan para el promedio del periodo 2021-2050 descensos en salinidad durante todos los meses del año con respecto al periodo 1971-2000, descensos que son más marcados en ECHAM. Esos descensos serían los res-

ponsables de que en la cuenca Mediterránea no aumente la salinidad, a pesar de que la evolución del forzamiento atmosférico apunta en esa dirección.

Las incertidumbres ya apuntadas sobre la evolución de la salinidad superficial en el Mediterráneo se reflejan obviamente en las tendencias totales y estacionales, estimadas de 2001 a 2050 (Figura 3.5.21). HADLEY-low presenta en conjunto un aumento de salinidad, aunque concentrado fundamentalmente en la zona central de la cuenca (Adriático y Jónico) y en el mar Egeo. Dicho aumento es en principio más importante durante los meses de verano y otoño, pero no llega a ser estadísticamente significativo (Tabla 3.5.9). Por el contrario, ECHAM se caracteriza por descensos en salinidad superficial en toda la cuenca salvo al norte del mar Egeo. En este caso las tendencias negativas sí son estadísticamente significativas y más intensas en primavera e invierno, con disminuciones que llegan a $-0,0024$ y $-0,0022$ psu/año, respectivamente.

La disparidad en las tendencias calculadas no permite, por tanto, extraer resultados concluyentes en cuanto a la evolución de la salinidad a lo largo de la primera mitad del siglo XXI. Las únicas áreas geográficas con resultados coincidentes en ambos escenarios A1B se localizan en ambos extremos del Mediterráneo, con descensos de salinidad de 2001 a 2050 en la zona del mar Balear y cuenca Levantina y aumentos de dicha variable en el mar Egeo. En el primer caso la disminución de salinidad podría estar ligada al aumento del flujo de agua Atlántica a través de Gibraltar, el cual deriva a su vez del aumento del déficit hídrico de la cuenca que proyectan las variables atmosféricas. En cambio el aumento de salinidad del Mar Egeo podría estar ligado a la disminución prevista del aporte de agua dulce del mar Negro a lo largo del siglo XXI.

Tabla 3.5.9: Promedio espacial en el dominio Mediterráneo de las tendencias estacionales y totales de salinidad superficial (en psu/año), obtenidas a partir de los escenarios forzados con HADLEY-low y ECHAM (periodo 2001-2050). Se ha marcado con un asterisco (*) las tendencias que no son estadísticamente significativas al 95% de confianza.

Tendencias 2001-2050 (psu/año)	Invierno (DEF)	Primavera (MAM)	Verano (JJA)	Otoño (SON)	Total
HADLEY-low	+0,0017 (*)	+0,0024 (*)	+0,0026 (*)	+0,0026 (*)	+0,0021 (*)
ECHAM	-0,0022	-0,0024	-0,0018	-0,0018	-0,0020

Las discrepancias entre HADLEY-low y ECHAM en las tendencias de salinidad obtenidas en el mar Mediterráneo se acentúan en la zona atlántica. En líneas generales la salinidad disminuiría en dicha región durante los primeros 50 años del siglo XXI (Figura 3.5.22). No obstante, en este sentido aparecen importantes diferencias en cuanto a la magnitud y distribución espacial de las tendencias mencionadas. HADLEY-low presenta un llamativo núcleo de tendencias negativas en el entorno del Cantábrico y fachada Atlántica de la Península Ibérica. Dicho núcleo es más extenso en verano y otoño, con tendencias de más de $-0,020$ psu/año, pero no estaría relacionado con los cambios en el afloramiento descritos en el capítulo sobre la temperatura (ver Gomis *et al.*, 2016, para más detalles). La proyección forzada con el HADLEY-low, en cambio, muestra aumentos de salinidad en la mitad

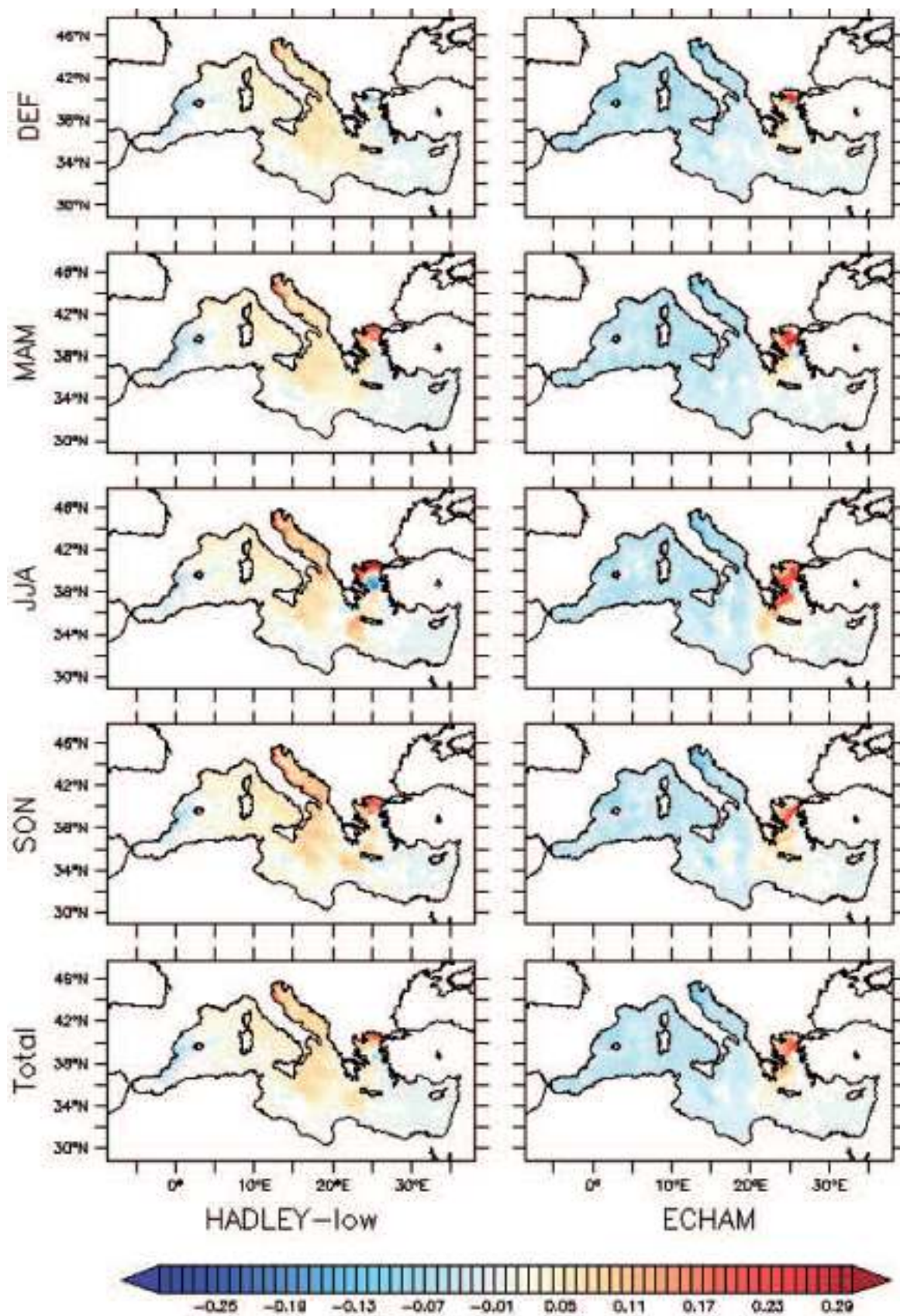


Figura 3.5.21: Tendencias estacionales y totales de salinidad superficial (en psu/década) en el dominio Mediterráneo calculadas para el periodo 2001-2050 y las simulaciones HADLEY-low y ECHAM. Las zonas blanqueadas corresponden a tendencias no significativas al 95% de nivel de confianza.

sur de la zona atlántica simulada. En cualquier caso, el promedio espacial para todo el área Atlántica simulada da tendencias negativas, mayores en otoño ($-0,0048$ psu/año), si bien éstas no son significativas desde un punto de vista estadístico (Tabla 3.5.10).

Las proyecciones forzadas con ECHAM muestran también tendencias negativas en su conjunto, y algo más homogéneas espacialmente que las de HADLEY-low. Las diferencias entre las dos proyecciones son especialmente importantes al noroeste de la Península Ibérica: ECHAM da tendencias prácticamente nulas donde HADLEY-low mostraba el núcleo más marcado de tendencias negativas. Asimismo en las proyecciones de ECHAM las tendencias se distribuyen más homogéneamente a lo largo del año, siendo verano y otoño las estaciones en las que la salinidad disminuye de forma más clara (descensos estadísticamente significativos de $-0,0027$ y $-0,0024$ psu/año, respectivamente, ver Tabla 3.5.10).

Para acabar con la parte general de proyecciones, se han obtenido niveles de salinidad para periodos de retorno de 50 años mediante un ajuste a la distribución generalizada de valores extremos llevado a cabo con la técnica de los L-momentos. La Figura 3.5.23 muestra los resultados para el mar Mediterráneo, cuyos patrones espaciales son prácticamente idénticos para HADLEY-low y ECHAM. Los extremos más altos (del orden de 39,5 psu) se concentran en la cuenca Levantina, mientras que los valores más bajos se dan al norte del Egeo y en el mar de Alborán. Al comparar los resultados con los obtenidos a partir de las simulaciones de control, se observan ligeras disminuciones de los extremos de salinidad en la zona más occidental del Mediterráneo. En el resto del área de estudio se aprecian diferencias entre los dos escenarios: en HADLEY-low los extremos tienden a descender algo, especialmente al norte del Egeo, en tanto que los extremos del escenario ECHAM aumentan respecto a los computados para el periodo 1961-2000, sobretodo en el Adriático, donde el aumento alcanza $+0,55$ psu.

Los cambios observados en los valores extremos de la cuenca Mediterránea no se corresponden por tanto con los cambios observados en los valores medios, lo cual indica por tanto cambios en la distribución de los valores de salinidad superficial que van más allá de un corrimiento derivado de los valores medios.

Tabla 3.5.10: Promedio espacial sobre el dominio Atlántico de las tendencias estacionales y totales de salinidad superficial (en psu/año), obtenidas a partir de los escenarios forzados con HADLEY-low y ECHAM (periodo 2001-2050). Se ha marcado con un asterisco (*) las tendencias que no son estadísticamente significativas al 95% de confianza.

Tendencias 2001-2050 (psu/año)	Invierno (DEF)	Primavera (MAM)	Verano (JJA)	Otoño (SON)	Total
HADLEY-low	-0,0014	-0,0002	-0,0019	-0,0048	-0,0020
ECHAM	-0,0020	-0,0020	-0,0027 (*)	-0,0024 (*)	-0,0022

En el Atlántico nororiental, el patrón espacial de los extremos de salinidad de HADLEY-low y ECHAM estimados para el periodo 2001-2050 sigue el habitual gradiente latitudinal, con valores más altos a medida que nos desplazamos hacia el sur del dominio (Figura 3.5.24). En comparación con el periodo 1961-2000 hay disparidad entre las dos

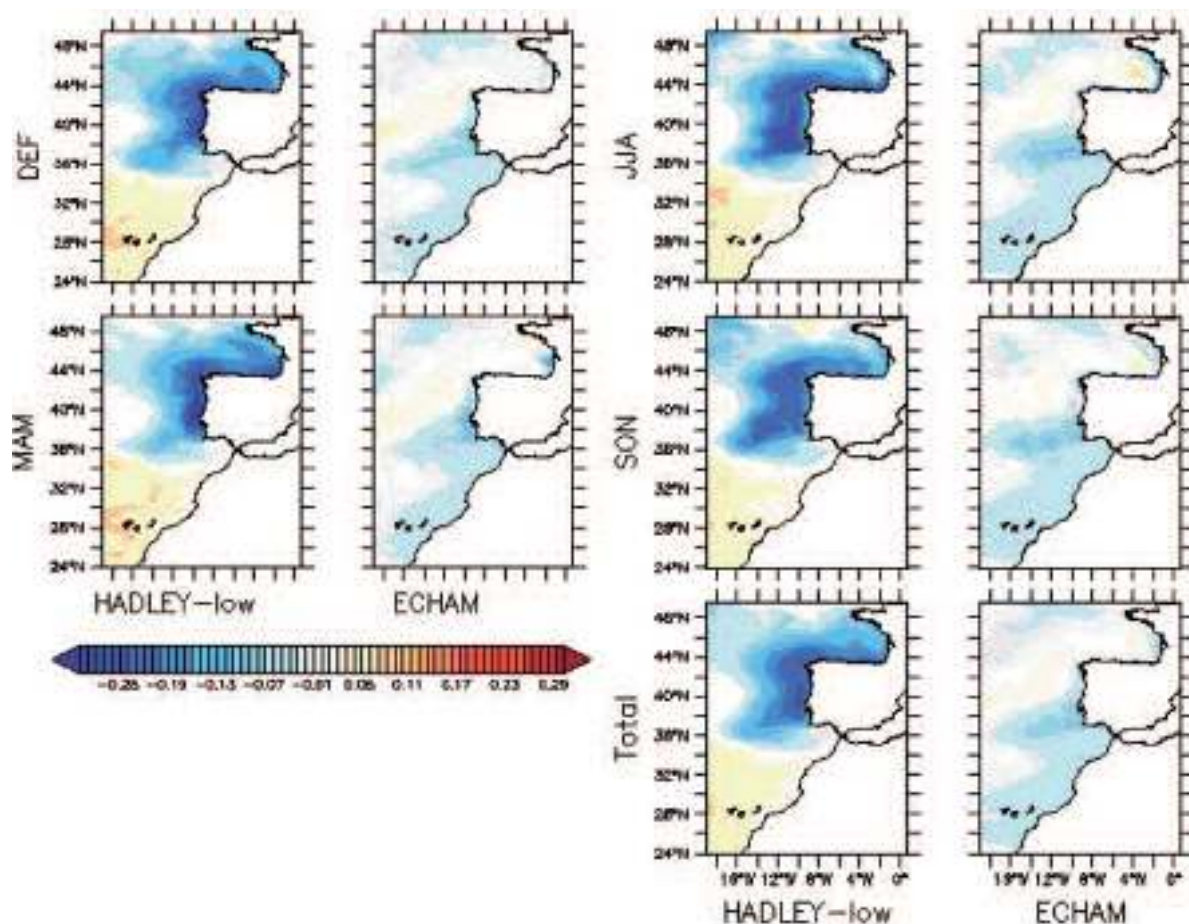


Figura 3.5.22: Tendencias estacionales y totales de la salinidad superficial (en psu/década) en el dominio Atlántico calculadas para el periodo 2001-2050 a partir de las proyecciones forzadas con HADLEY-low y ECHAM. Las zonas blanqueadas corresponden a tendencias no significativas al 95% de nivel de confianza.

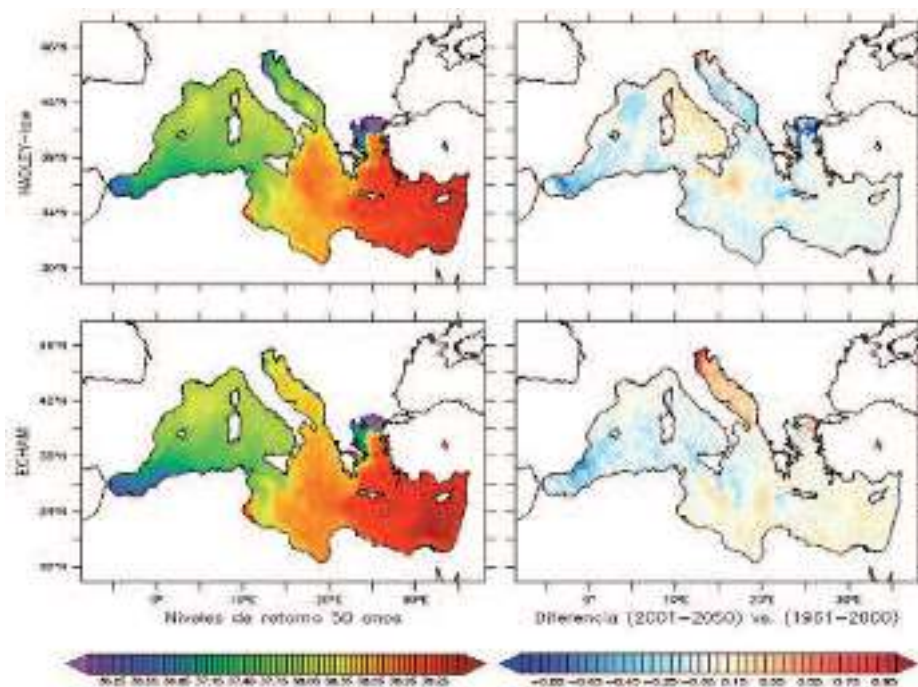


Figura 3.5.23: Izquierda: Niveles de retorno a 50 años de salinidad superficial (en psu) calculados para los escenarios forzados con HADLEY-low y ECHAM (periodo 2001-2050). Derecha: diferencias entre los niveles calculados para los escenarios y los calculados para las simulaciones de control (periodo 1961-2000).

simulaciones. Los cambios inferidos de las proyecciones forzadas con ECHAM son en general pequeños, con un incremento de los valores extremos en la mitad norte del dominio y un leve descenso en la mitad sur. Aunque no exactamente, sí que recuerda al patrón de variación de valores medios mostrado antes.

Por el contrario las proyecciones de HADLEY-low muestran un aumento de los extremos de salinidad prácticamente en toda la zona Atlántica simulada, acentuándose en las cercanías de la costa gallega (hasta +0,50 psu). La excepción a este patrón se localiza frente a las costas francesas, donde los extremos de salinidad estimados para la primera mitad del siglo XXI disminuyen en $-0,80$ psu. Los cambios observados en HADLEY-low no se corresponden en absoluto con los cambios observados en los valores medios, que mostraban un descenso acusado de la salinidad en el noroeste Peninsular, lo cual indica de nuevo cambios en la distribución de los valores de salinidad superficial que van más allá de un corrimiento derivado de los valores medios.

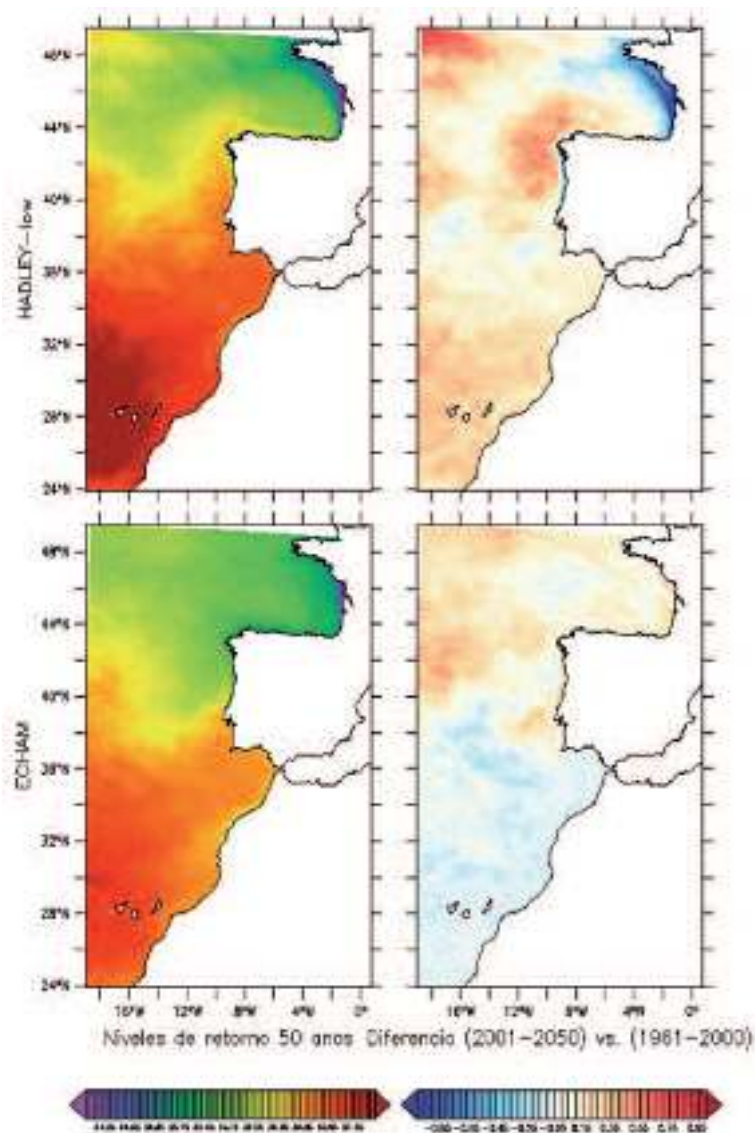


Figura 3.5.24: Izquierda: Niveles de retorno a 50 años de salinidad superficial (en psu) calculados para los escenarios forzados con HADLEY-low y ECHAM (periodo 2001-2050). Derecha: diferencias entre los niveles calculados para los escenarios y los calculados para las simulaciones de control (periodo 1961-2000).

Entrando en el análisis zonal y concretamente para las zonas del Mediterráneo, se han extraído las series temporales de anomalías de la salinidad superficial respecto a la media 1971-2000, en el conjunto del mar Mediterráneo, mar de Alborán y mar Balear (Figura 3.5.25). Contrariamente a lo mostrado con la temperatura, y en consonancia a lo mostrado hasta ahora, las tendencias en salinidad presentan mucha mayor incertidumbre, dada la disparidad en los resultados obtenidos de HADLEY-low y ECHAM. La primera simulación no presenta tendencias estadísticamente significativas en ninguna de las regiones estudiadas, mientras ECHAM muestra tendencia negativa en todas ellas, siendo del orden de $-0,004$ psu/año tanto en Alborán como en el Mar Balear (Tabla 3.5.11).

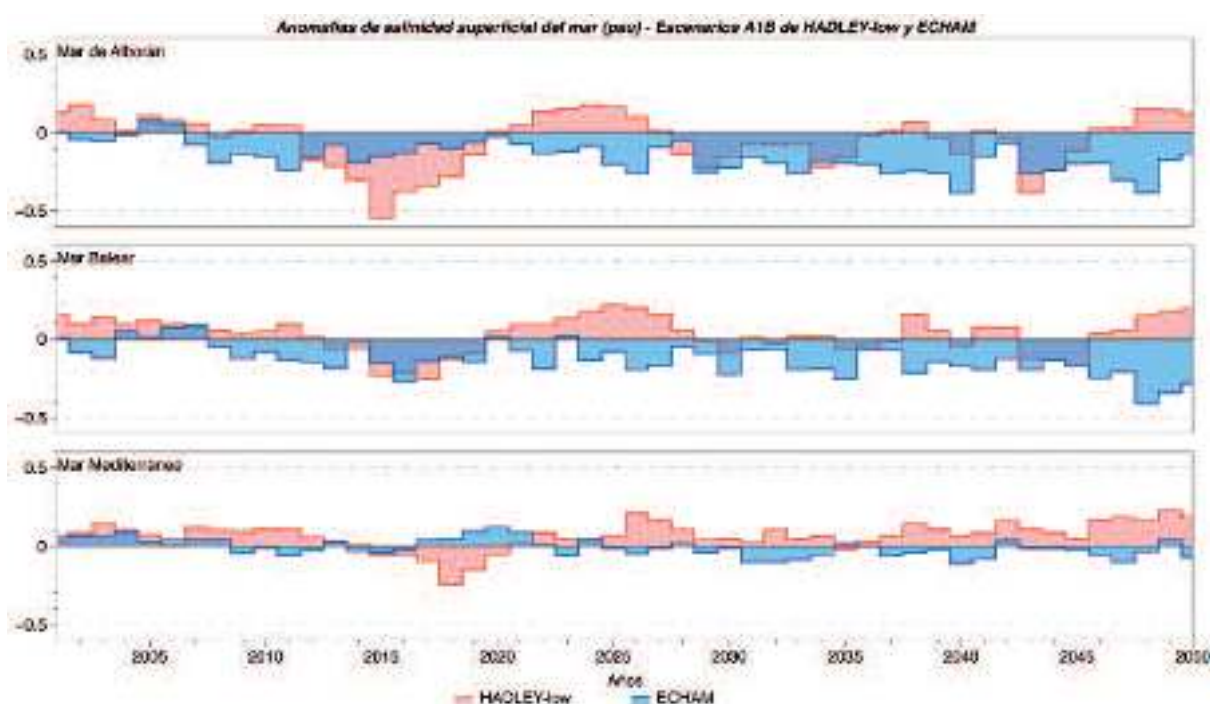


Figura 3.5.25: Anomalías de salinidad superficial (en psu, respecto a la media de 1971 a 2000) para el periodo 2001-2050. Se trata de valores anuales promediados para el mar de Alborán, el mar Balear y toda la cuenca Mediterránea, y obtenidos a partir de los escenarios forzados con HADLEY-low y ECHAM.

Tabla 3.5.11: Diferencias de media, desviación estándar y percentil 95 de la salinidad superficial entre las proyecciones y las simulaciones de control forzadas con HADLEY-low y ECHAM para las zonas del mar de Alborán y el mar Balear. Para el cálculo de las diferencias se han empleado los periodos 2021-2050 para los escenarios y 1971-2000 para los controles. Se incluyen también las tendencias calculadas a partir de los escenarios (periodo 2001-2050); se han marcado con un asterisco (*) aquellas que no son estadísticamente significativas al 95% de confianza.

Salinidad superficial Escenario A1B - control HADLEY-low/ECHAM	Mar de Alborán	Mar Balear
Diferencia de media (psu)	-0,02/-0,20	+0,08/-0,16
Diferencia desviación estándar (psu)	+0,04/+0,03	+0,03/+0,03
Diferencia percentil 95 (psu)	-0,02/-0,17	+0,10/-0,09
Tendencia (psu/año)	-0,000 (*)/-0,004	+0,000 (*)/-0,005

Se han calculado asimismo las series temporales de los perfiles de anomalías de salinidad para el mar Mediterráneo, mar de Alborán y mar Balear, siguiendo la misma metodología que para la temperatura (diagramas de Hovmöller, Figura 3.5.26). Los resultados son consistentes con las estimaciones realizadas en superficie, según las cuales HADLEY-low presentaba tendencias positivas pero no significativas, mientras que ECHAM mostraba tendencias ligeramente negativas y sí significativas. Concretamente, para el mar de Alborán y el mar Balear se aprecia la indefinición cerca de la superficie en los resultados de HADLEY-low, mientras que en las capas intermedias (400-1200 m) se observa una muy ligera disminución. Por el contrario, ECHAM muestra un descenso más claro de la salinidad entre 0-800 m a partir de 2010, mientras no hay cambios a más profundidad.

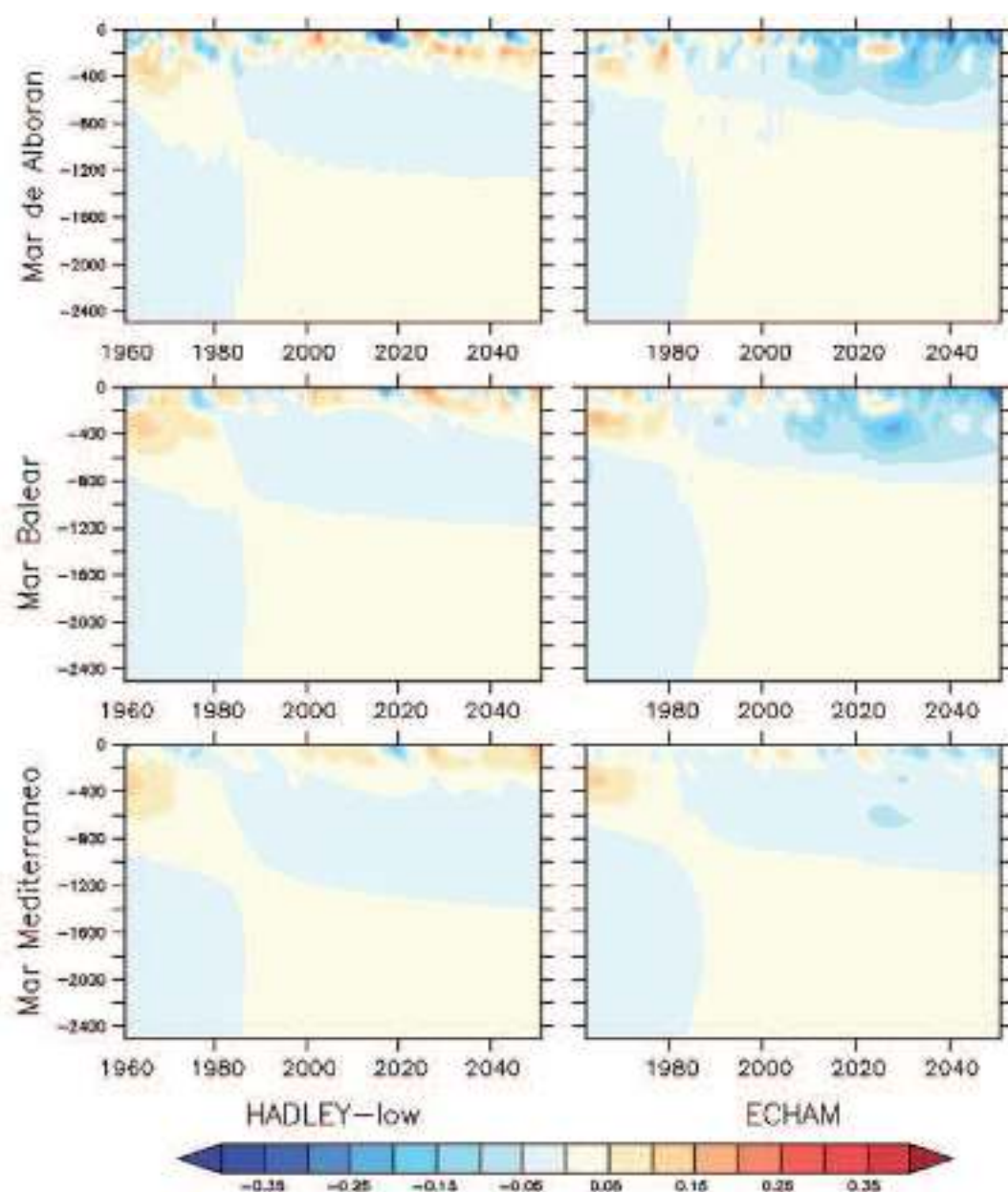


Figura 3.5.26: Diagramas de Hovmöller: evolución temporal de los perfiles de anomalías de salinidad (en psu, respecto a la media de 1971 a 2000) promediados para el mar de Alborán, el mar Balear y toda la cuenca Mediterránea. Los datos corresponden a los controles (1961-2000) y escenarios (2001-2050) forzados con HADLEY-low y ECHAM.

En el dominio Atlántico y en superficie, las series de anomalías de salinidad respecto a la media 1971-2000 inciden en la gran incertidumbre existente respecto al comportamiento de la salinidad a lo largo de la primera mitad del siglo XXI (Figura 3.5.27). Las mayores discrepancias surgen en el Cantábrico y fachada atlántica de la Península Ibérica, donde HADLEY-low se caracteriza por descensos importantes a partir de 2010 ($-0,009$ y $-0,021$ psu/año, respectivamente) mientras que ECHAM muestra valores bastante estables a lo largo de todo el periodo analizado ($+0,000$ y $-0,003$ psu/año, Tabla 3.5.12). En el golfo de Cádiz y archipiélago Canario las tendencias obtenidas son menos importantes.

Los contrastes señalados en las tendencias se reflejan también en el régimen medio. Las medias de salinidad superficial de 2021-2050 en el Cantábrico y fachada Atlántica de HADLEY-low son menores a las registradas en 1971-2000 ($-0,95$ y $-0,68$ psu, respectivamente), contrariamente a ECHAM que apenas sufre variación en el Cantábrico ($+0,01$ psu) y un muy ligero descenso en la fachada Atlántica ($-0,08$ psu). En el golfo de Cádiz e Islas Canarias se observan asimismo estimas distintas dependiendo del escenario analizado. La media en el golfo de Cádiz y archipiélago Canario desciende en ECHAM, cuando en HADLEY-low apenas lo hace en la primera zona e incluso aumenta en las Islas Canarias.

Las discrepancias mencionadas aparecen reflejadas en la evolución temporal de los perfiles de anomalías de salinidad de las regiones atlánticas analizadas (Figura 3.5.28). Los diagramas resaltan fundamentalmente un descenso importante de la salinidad en las capas superficiales del Cantábrico y fachada atlántica de la Península Ibérica en el escenario HADLEY-low. Esta disminución de la salinidad superficial no se aprecia tan claramente

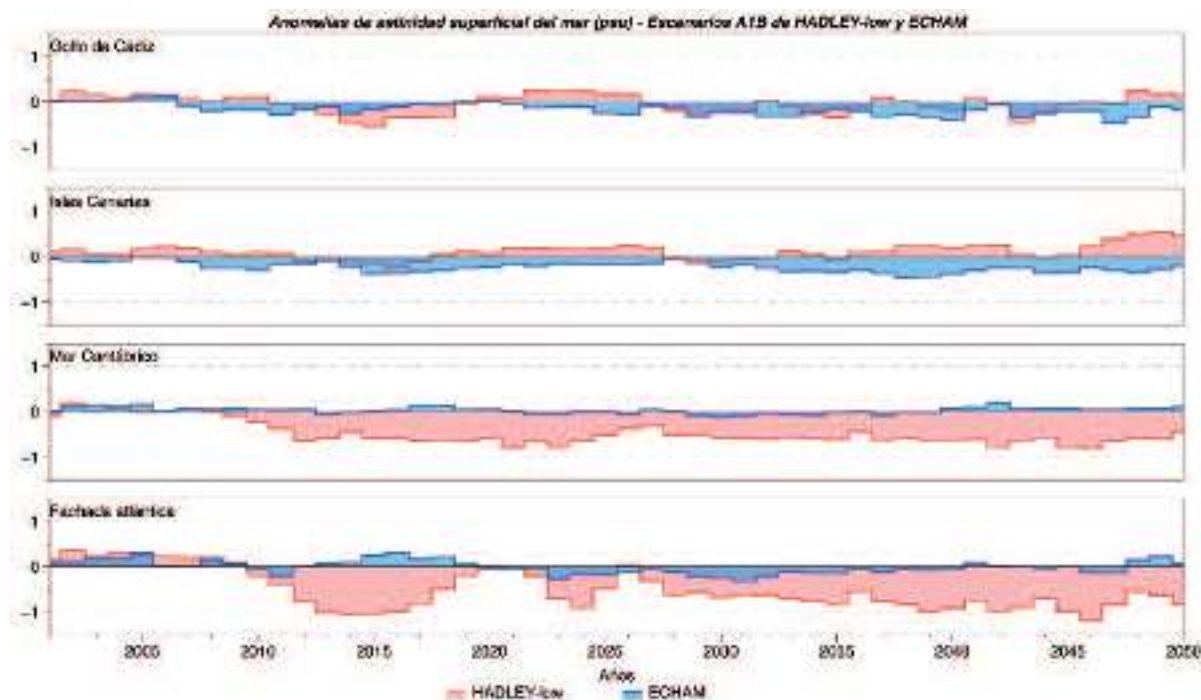


Figura 3.5.27: Anomalías de salinidad superficial (en psu, respecto a la media de 1971 a 2000) para el periodo 2001-2050. Se trata de valores anuales promediados para el golfo de Cádiz, Islas Canarias, mar Cantábrico y Fachada Atlántica, y obtenidos a partir de los escenarios forzados con HADLEY-low y ECHAM.

Tabla 3.5.12: Diferencias de media, desviación estándar y percentil 95 de la salinidad superficial entre las proyecciones y las simulaciones de control forzadas con HADLEY-low y ECHAM para el golfo de Cádiz, Islas Canarias, mar Cantábrico y Fachada Atlántica. Se incluye también la tendencia calculada a partir de los escenarios. Para el cálculo de las diferencias se han empleado los periodos 2021-2050 para los escenarios y 1971-2000 para los controles. Se incluyen también las tendencias calculadas a partir de los escenarios (periodo 2001-2050); se han marcado con un asterisco (*) aquellas que no son estadísticamente significativas al 95% de confianza.

Salinidad superficial Escenario A1B - control HADLEY-low/ECHAM	Cantábrico	Fachada atlántica	Golfo de Cádiz	Islas Canarias
Diferencia de media (psu)	-0,95/+0,01	-0,68/-0,08	-0,04/-0,23	+0,16/-0,26
Diferencia desviación estándar (psu)	+0,06/+0,00	+0,20/+0,02	+0,10/+0,02	+0,10/+0,03
Diferencia percentil 95 (psu)	-0,84/+0,06	-0,25/-0,03	+0,13/-0,20	+0,35/-0,19
Tendencia (psu/año)	-0,009 (*)/ +0,000 (*)	-0,021/ -0,003 (*)	+0,000 (*) /-0,005	+0,006 (*) /-0,004 (*)

en ECHAM, donde por el contrario el descenso más notable se sitúa en las capas de 600 a 1.400 m de profundidad a partir de 2010. En el golfo de Cádiz y particularmente en las Islas Canarias se observa que el aumento en salinidad de las capas superficiales e intermedias estimado por HADLEY-low es sustituido por un descenso en ECHAM.

El apartado de escenarios se va a completar con los resultados obtenidos con el modelo de océano NEMOMED8 bajo tres escenarios de cambio climático definidos por el IPCC (B1, A1B y A2); al igual que para la temperatura, esas tres simulaciones van a referirse aquí como A2-ARP4, A1B-ARP4 y B1-ARP4. Hay que recordar de nuevo que esas simulaciones sólo cubren el dominio Mediterráneo y que abarcan todo el siglo XXI.

La Figura 3.5.29 muestra la evolución de los datos mensuales de salinidad superficial del mar Mediterráneo para los tres escenarios, representados como anomalías relativas al promedio mensual del período de control 1961-1990, que es común a las tres simulaciones. En líneas generales, el mar Mediterráneo experimenta un aumento de la salinidad durante todo el período y bajo las condiciones de cualquiera de los escenarios de cambio climático considerados. Entre 2000 y 2050 no hay apenas diferencias entre escenarios, como muestra la Tabla 3.5.13. Según las proyecciones, a mediados del siglo XXI la salinidad media del Mediterráneo habría aumentado del orden de 0.4 psu bajo cualquiera de los escenarios (Figura 3.5.29). En las regiones más cercanas a la Península Ibérica como el mar de Alborán o el mar Balear, los incrementos se aproximan al valor computado para el conjunto del Mediterráneo.

Los resultados relativos a la simulación A1B-ARP4, que se caracteriza también por aumentos de la salinidad, contrastan con las tendencias obtenidas para los escenarios A1B HADLEY-low y ECHAM, lo que da muestra del grado de incertidumbre existente respecto a la evolución de esta variable durante la primera mitad del siglo XXI bajo el citado escenario. Como ya se insinuó anteriormente, los forzamientos atmosféricos utilizados

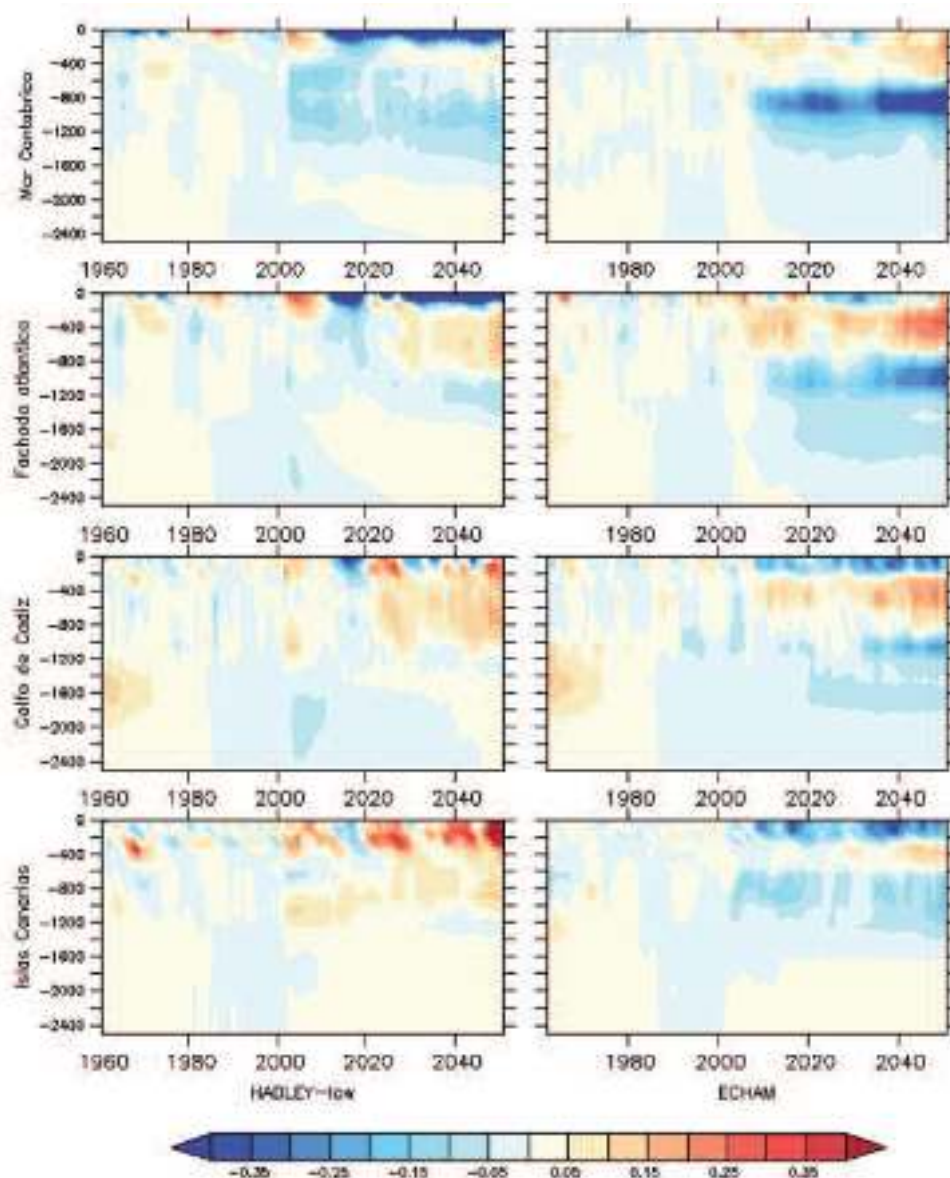


Figura 3.5.28: Diagramas de Hovmöller: evolución temporal de los perfiles de anomalías de temperatura (en °C, respecto a la media de 1971 a 2000) promediados para el Cantábrico, la Fachada Atlántica, el Golfo de Cádiz y las Islas Canarias. Los datos corresponden a los controles (1961-2000) y escenarios (2001-2050) forzados con HADLEY-low y ECHAM.

para todas las proyecciones apuntan a un aumento de la salinidad. Las diferencias están en que dicho aumento puede verse contrarrestado por la entrada de aguas menos salinas del Atlántico, un hecho que depende crucialmente de las condiciones de contorno impuestas en la frontera y que provienen de modelos globales.

Durante la segunda mitad del siglo XXI y concretamente hacia 2070 empiezan a destacar las diferencias lógicas entre escenarios: A2 pasa a tener las mayores anomalías positivas y A1B presenta tendencias intermedias (Tabla 3.5.14). Para finales del siglo XXI el incremento de salinidad superficial sería extraordinariamente relevante, pues se situaría entre 0,8 y 1,0 psu dependiendo del escenario (Figura 3.5.29). Según la simulación A2-ARP4, el mar de Alborán se caracterizaría por aumentos de salinidad más importantes

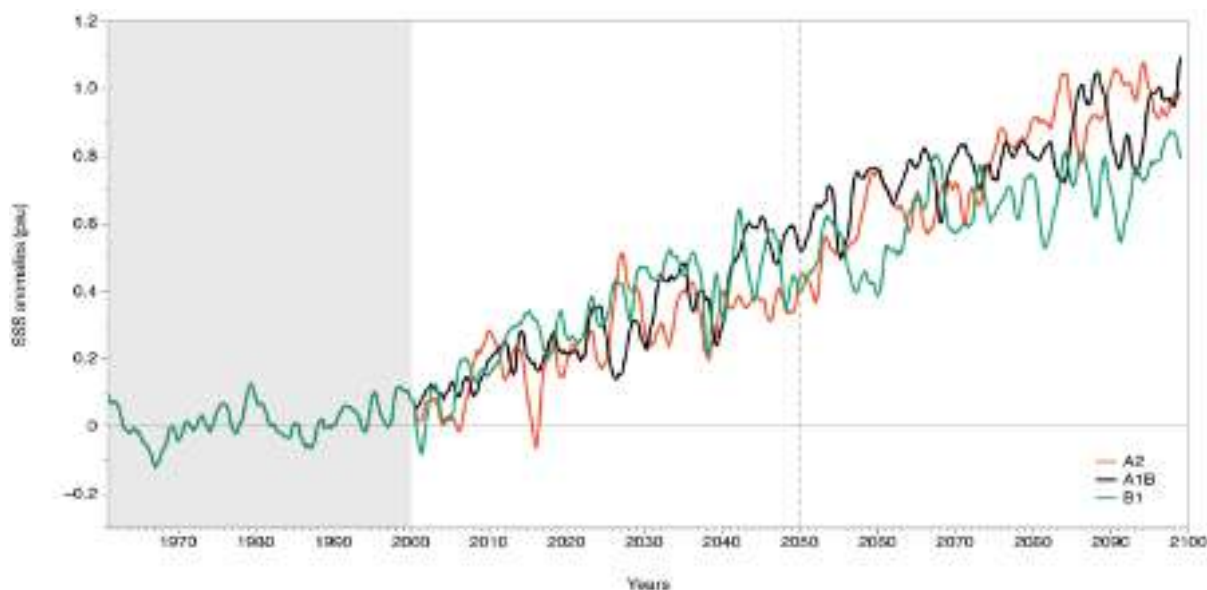


Figura 3.5.29: Promedio de las anomalías de salinidad superficial en la cuenca Mediterránea (respecto al promedio mensual del período de control 1961-1990), para las simulaciones A2-ARP4, A1B-ARP4 y B1-ARP4.

que el mar Balear, aunque en ambas zonas los incrementos serían menores que en el conjunto del Mediterráneo. Este hecho, atribuible a un incremento en la entrada de agua Atlántica sí que es común a las simulaciones con HADLEY-low y ECHAM analizadas antes.

Tabla 3.5.13: Tendencias de la salinidad superficial calculadas para el periodo 2001-2050 para el Mar de Alborán, Mar Balear y el conjunto del Mar Mediterráneo a partir de las simulaciones A2-ARP4, A1B-ARP4 y B1-ARP4. Todas las tendencias son estadísticamente significativas al 95% de confianza.

Tendencias de la salinidad superficial de 2001 a 2050 (psu/año)	A2-ARP4	A1B-ARP4	B1-ARP4
Mar de Alborán	+0,007	+0,008	+0,008
Mar Balear	+0,006	+0,006	+0,008
Mar Mediterráneo	+0,007	+0,010	+0,009

Tabla 3.5.14: Tendencias de la salinidad superficial calculadas para el periodo 2051-2100 para el Mar de Alborán, Mar Balear y el conjunto del Mar Mediterráneo a partir de las simulaciones A2-ARP4, A1B-ARP4 y B1-ARP4. Todas las tendencias son estadísticamente significativas al 95% de confianza.

Tendencias de la salinidad superficial de 2051 a 2100 (psu/año)	A2-ARP4	A1B-ARP4	B1-ARP4
Mar de Alborán	+0,006	+0,006	+0,004
Mar Balear	+0,008	+0,007	+0,001
Mar Mediterráneo	+0,012	+0,007	+0,006

La Figura 3.5.30 ilustra la distribución espacial de los cambios de salinidad proyectados para toda la cuenca, concretamente en forma de diferencias entre dos periodos de tiempo futuro, 2020-2049 y 2070-2099, frente al período de control 1961-1990. Durante el primer período (paneles de la izquierda), las tres simulaciones muestran una distribución espacial similar, con diferencias positivas que varían localmente entre 0 y 1 psu. Para el escenario A1B-ARP4 se observa un incremento de salinidad algo más acusado en el mar Egeo (promedios de 1,4 psu) que podría estar correlacionado con el descenso de la entrada de agua proveniente del mar Negro.

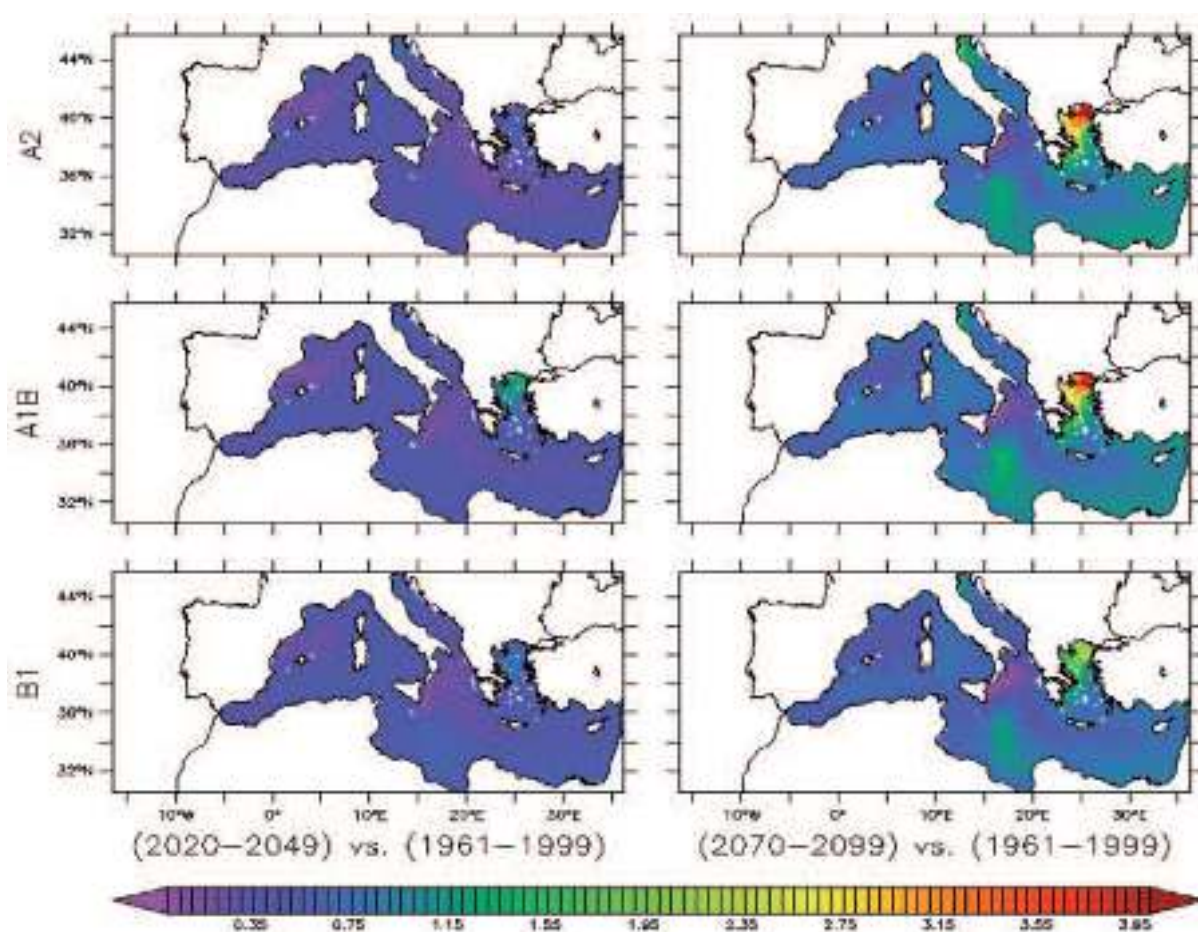


Figura 3.5.30: Diferencias de la media de salinidad superficial (en psu) entre 2020-2050 y 1961-1990 (izquierda), y entre 2070-2100 y 1961-1990 (derecha) para las simulaciones A2-ARP4, A1B-ARP4 y B1-ARP4.

Durante las últimas décadas del siglo XXI, la salinidad asciende en toda la cuenca mediterránea bajo las hipótesis de los 3 escenarios de cambio climático analizados. Los ascensos son, sin embargo, más destacables en los escenarios A2 y A1B, y especialmente en el entorno del mar Egeo, donde superan las 2 psu (Figura 3.5.30, derecha).

En profundidad, la salinidad del agua también aumenta en las tres simulaciones, tal como indican las series de las anomalías anuales para la capa superficial, intermedia y profunda representadas en la Figura 3.5.31. En concreto, en las simulaciones A2-ARP4 y A1B-ARP4

se llega a ascensos de +0,6 psu a final de siglo para toda la columna de agua. Antes de 2050 los tres escenarios presentan un incremento similar de salinidad en toda la cuenca. Es de destacar, sin embargo, que a partir de 2060 los mayores ascensos de salinidad en las capas profundas (por debajo de 600 m) se obtienen bajo el escenario A1B, mientras en las capas más superficiales (hasta 600 m) los resultados son similares para A1B y A2.

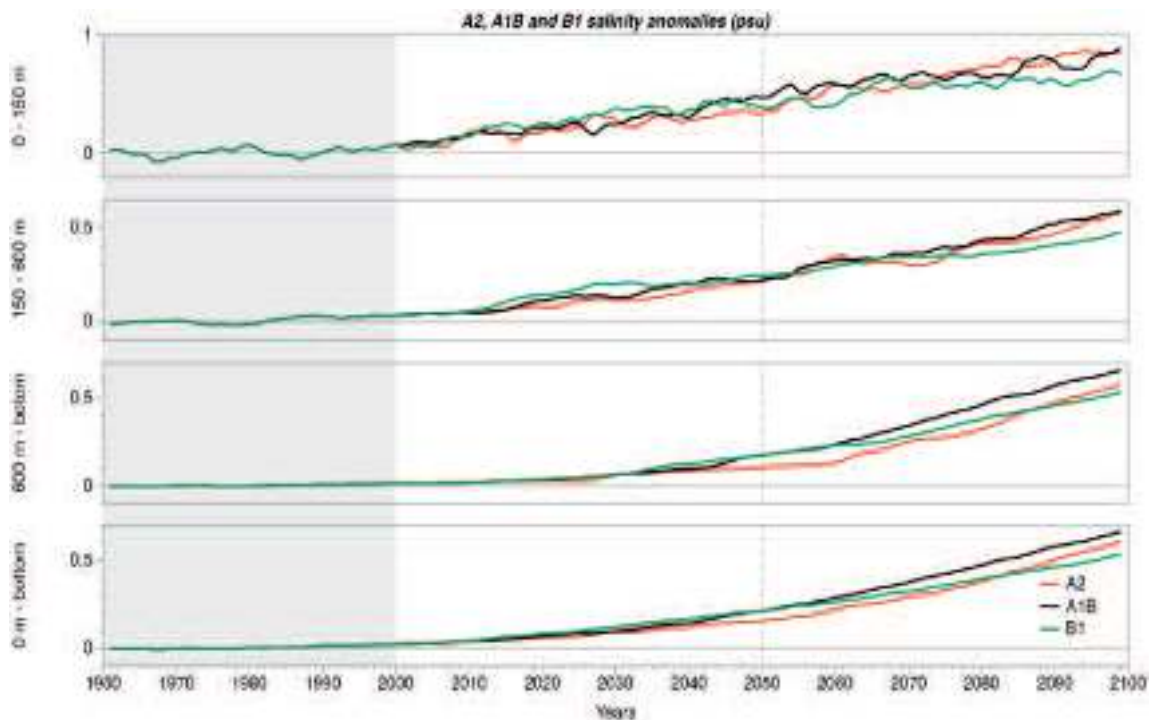


Figura 3.5.31: Series de la evolución de las anomalías de salinidad (media móvil de 5 años) en las diferentes capas de profundidad del Mediterráneo para las simulaciones A2-ARP4, A1B-ARP4 y B1-ARP4.

La Figura 3.5.32 muestra la evolución temporal de los perfiles de las anomalías de salinidad en las cuencas oriental y occidental del Mediterráneo. A partir de 2060 la salinidad evoluciona hacia valores particularmente elevados en las capas más profundas de la cuenca oriental. La señal del aumento de salinidad, que presenta además características similares a la debida al calentamiento generado en el extremo oriental del Mediterráneo, se propaga hacia capas intermedias del Mediterráneo occidental en los tres escenarios.

Se trata de una Figura muy ilustrativa en cuanto a los procesos que gobiernan la propagación de la señal de cambio climático en la cuenca, tanto hacia las capas más profundas como a lo largo de la cuenca. Debe recordarse que en la cuenca Levantina es donde se produce la transformación más importante del agua Atlántica entrante por Gibraltar, que tras incrementar su temperatura y su salinidad, se convierte en aguas Levantinas Intermedias que vuelven hacia la cuenca occidental.

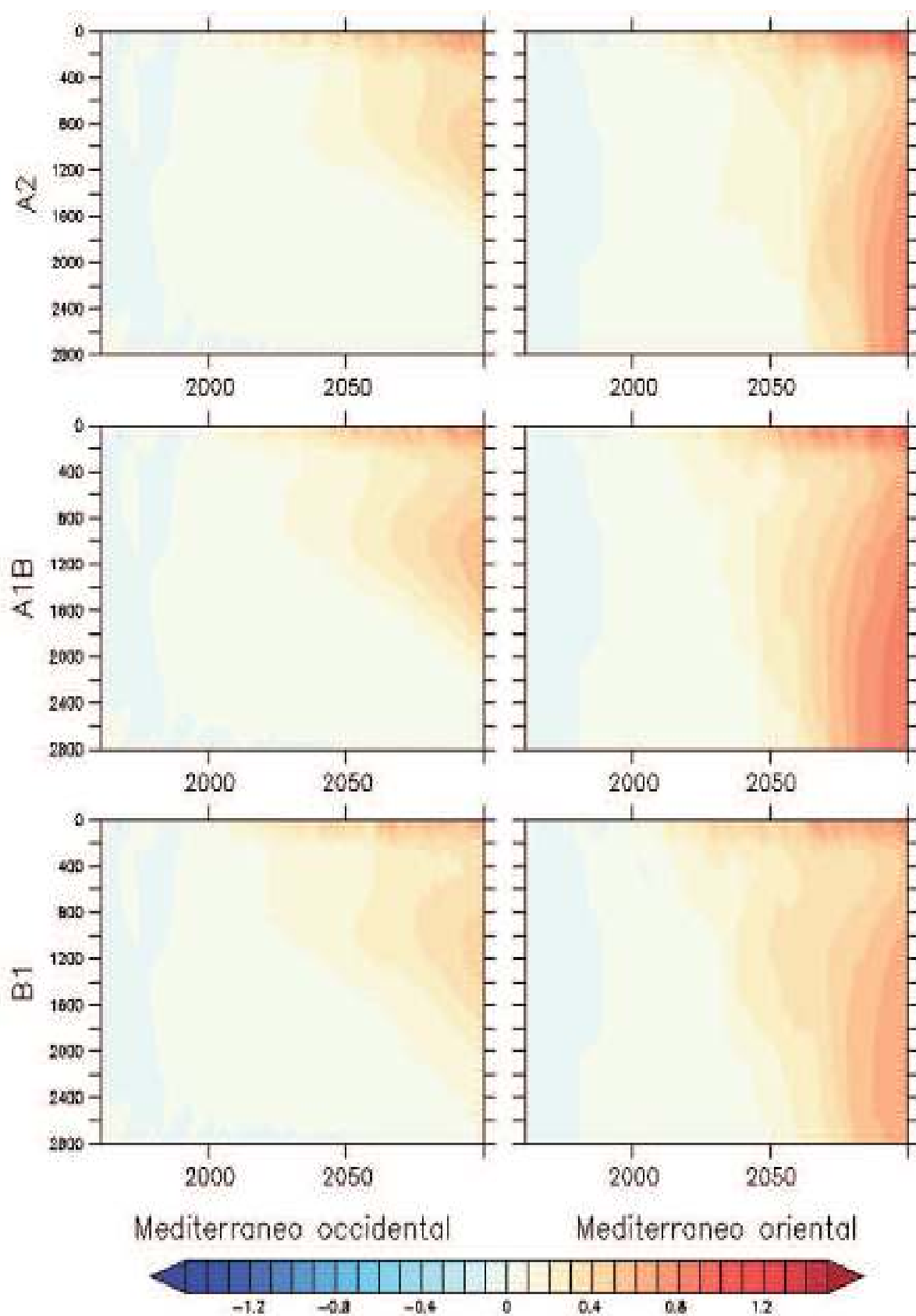


Figura 3.5.32: Evolución temporal (1961-2100) de los perfiles de anomalías de salinidad (en psu, respecto de la media de 1961 a 1990) promediados para la cuenca occidental del Mar Mediterráneo (izquierda) y para la cuenca oriental (derecha). Las anomalías representadas corresponden a las simulaciones A2-ARP4, A1B-ARP4 y B1-ARP4.

3.6. Corrientes

3.6.1. Hindcasts

En líneas generales, los patrones de circulación simulados por los hindcasts forzados con ERA-interim y ERA-40 coinciden con los reales, reproduciendo correctamente las corrientes más intensas del mar de Alborán y de las Islas Canarias. En cambio la corriente del Norte (liguro-provenzal-catalana) se ralentiza antes de entrar en el Mar Balear y no llega a recorrer la costa levantina de la Península Ibérica.

En el estrecho de Gibraltar, los transportes de agua se caracterizan por valores similares a los observados, mientras que los transportes de calor garantizan un balance térmico en el mar Mediterráneo cercano al equilibrio.

Al contrario que para la temperatura y la salinidad, no se puede llevar a cabo una validación cuantitativa de las corrientes de los hindcasts por no disponer de observaciones suficientes. Se tratará por tanto de una validación cualitativa frente a las estructuras dinámicas conocidas.

Primero para el dominio Mediterráneo, y en concreto para la cuenca occidental, la Figura 3.6.1 muestra el promedio de las corrientes superficiales de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente. A grandes rasgos, el patrón de circulación superficial coincide con las estructuras más notables existentes en la realidad (Figura 3.6.2): la corriente del Norte, que recorre toda la zona costera liguro-provenzal-catalana, y los giros del Mar de Alborán. Sin embargo en ambas simulaciones la corriente del Norte se desvía de la costa antes de entrar en el Mar Balear y no desciende hasta el mar de Alborán como realmente ocurre. Tampoco es realista la corriente que remonta la costa sudeste peninsular; al contrario, puede considerarse una consecuencia de la no prolongación de la corriente del Norte hacia dentro del Mar Balear y su salida por el canal de Ibiza. Estos hechos probablemente no condicionan los diagnósticos hidrodinámicos generales de la cuenca Mediterránea, pero sí deben ser tenidos en cuenta a la hora de hacer diagnósticos más locales. Concretamente, la evolución de la temperatura y la salinidad del Mar Balear debe ser cuestionada, pues en las simulaciones no se rige por los patrones que imperan en la realidad. En el mar de Alborán, los dos hindcasts sí muestran el giro occidental cuasi permanente cercano al estrecho de Gibraltar, mientras que atenúan el giro oriental (menos permanente en cualquier caso).

La Figura 3.6.3 muestra la desviación estándar del módulo de las corrientes en todo el mar Mediterráneo tal y como se obtiene de ERA-Interim y ERA-40. Los valores más altos corresponden a la entrada del estrecho de Gibraltar, el mar Egeo y a la corriente argelina desde Gibraltar hasta la cuenca Levantina, como corresponde a la realidad.

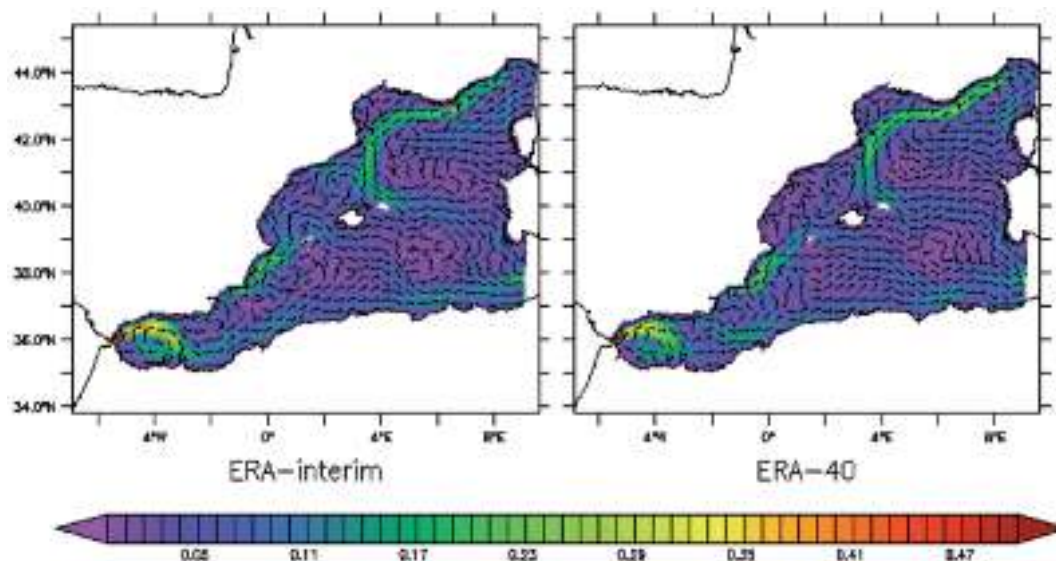


Figura 3.6.1: Módulo (en m/s) y dirección de las corrientes superficiales medias obtenidas de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 y promediadas para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente.



- | | |
|---------------------------------------------------|------------------------------------------------------------|
| 1a Liguro-Provençal-Catalan current (LPC) | 4 Rhodes Gyre |
| 1b Gulf of Lyon Gyre | 5 Western Cretan cyclone |
| 1c Western Corsica Current | 6 Western Ionian cyclonic Gyre |
| 2 Northward Tyrrhenian current and gyres: | 7 Syrte Gyre |
| 2a Northward current and Southern Tyrrhenian Gyre | 8 Anticyclonic system of the South-eastern Levantine basin |
| 2b Northern Tyrrhenian Gyre | 8a Mersa-Matruh Gyre system |
| 2c Eastern Corsica Current | 8b Shikmona Gyre system |
| 3 Gibraltar-Atlantic current system | 9 Asia Minor current |
| 3a Alboran basin Gyres and meanders | 10 Iera-Petra Gyre |
| 3b Algerian current gyres, eddies and meanders | 11 Pelops Gyre |
| 3c Tyrrhenian bifurcation/current | 12 Southern Adriatic cyclonic Gyre |
| 3d Atlantic-Ionian Stream | 13 Western Adriatic Coastal Current |
| 3e African MAW (Modified Atlantic Water) Current | 14 Western Ionian anticyclonic Gyre |
| 3f Mid-Mediterranean jet | |
| 3g Southern Levantine current | |

Figura 3.6.2: Principales patrones de circulación superficial en el mar Mediterráneo (extraído de Pinardi et al., 2006).

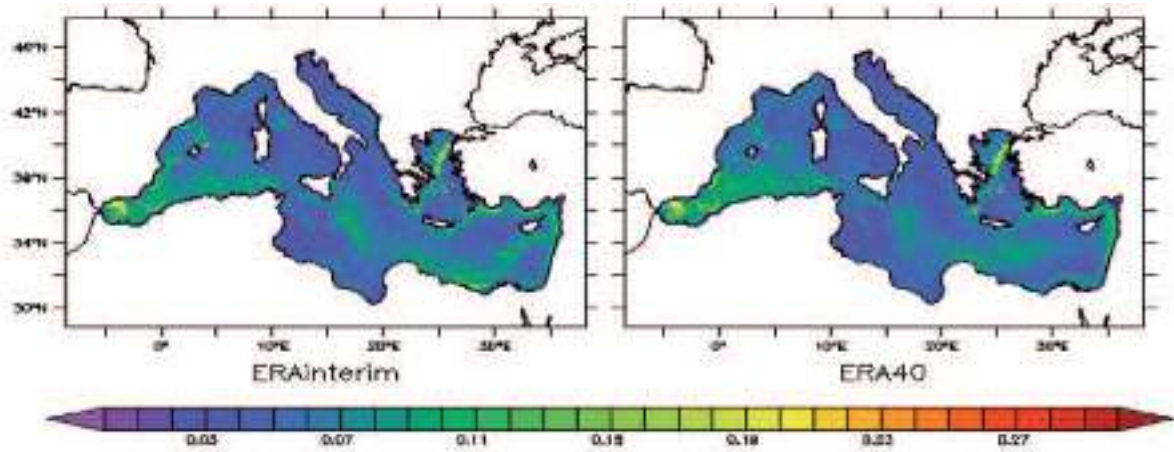


Figura 3.6.3: Desviación estándar del módulo de las corrientes superficiales (en m/s) obtenidas de los hindcasts forzados con ERA-interim y ERA-40 para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente.

Aparte de la caracterización del régimen medio se han calculado también las tendencias del módulo de las corrientes superficiales de ERA-interim y ERA-40 durante los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente (Figura 3.6.4). En ambos casos, las tendencias obtenidas no son estadísticamente significativas en la mayor parte del Mediterráneo. Se aprecian valores más elevados en ERA-interim que en ERA-40, pero podrían deberse únicamente al mayor peso que tiene la variabilidad interanual cuando se calculan tendencias para un periodo corto de tiempo. En cualquier caso no hay ningún patrón de tendencias bien definido.

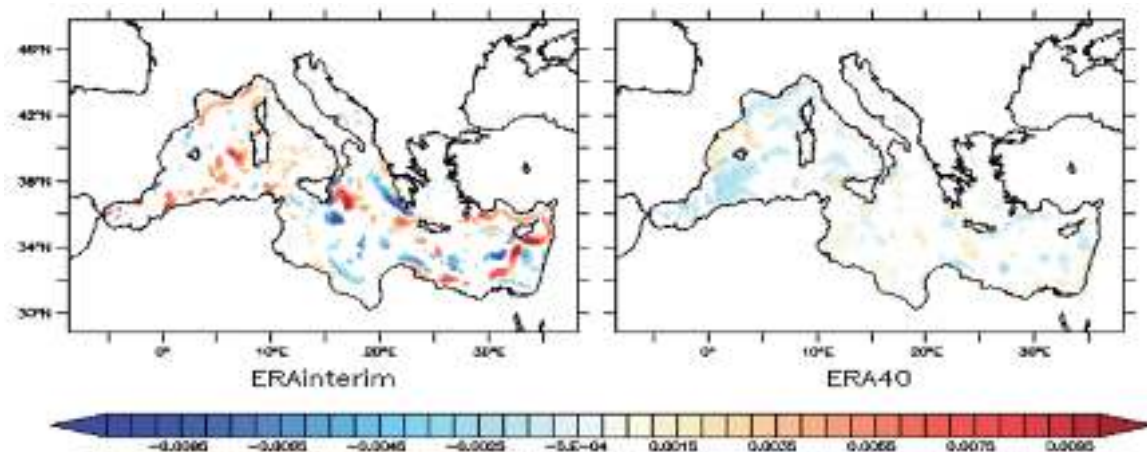


Figura 3.6.4: Tendencias (en m/s) del módulo de las corrientes superficiales obtenidas de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente. Las zonas blanqueadas corresponden a tendencias no significativas al 95% de nivel de confianza.

En lo que respecta al dominio Atlántico, los hindcasts forzado con ERA-Interim y ERA-40 comparten grandes similitudes (Figura 3.6.5). Ambos coinciden por ejemplo en el patrón medio de las corrientes superficiales, que muestra la corriente de Canarias recorriendo la costa atlántica africana en sentido Noreste-Suroeste, así como el efecto de

los vientos Alisios desde el golfo de Cádiz hacia el archipiélago canario. Alrededor del paralelo 34°N se observa también la presencia de estructuras mesoescalares que podrían deberse a la proximidad del estrecho de Gibraltar.

En términos de variabilidad temporal, la Figura 3.6.6 reproduce la mayor desviación estándar en el entorno de las Islas Canarias y a lo largo de la costa africana, ligadas ambas a la corriente de Canarias. Se aprecia asimismo un área de mayor variabilidad en las cercanías del paralelo 34°N, vinculada a la presencia de los remolinos mencionados anteriormente.

Por lo que respecta a tendencias, éstas son inferiores a las obtenidas en el Mediterráneo, observándose tan sólo señales ligadas a estructuras mesoescalares poco relevantes (Figura 3.6.7).

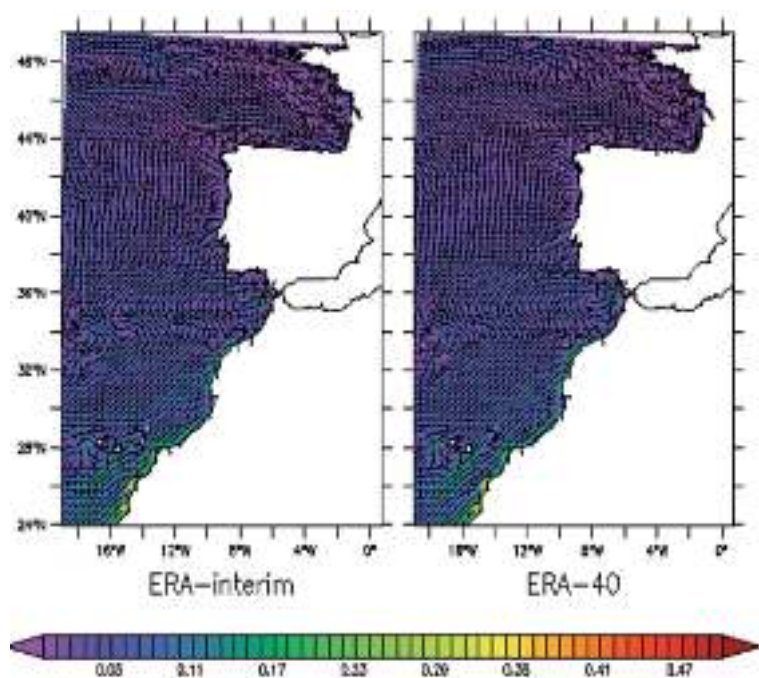
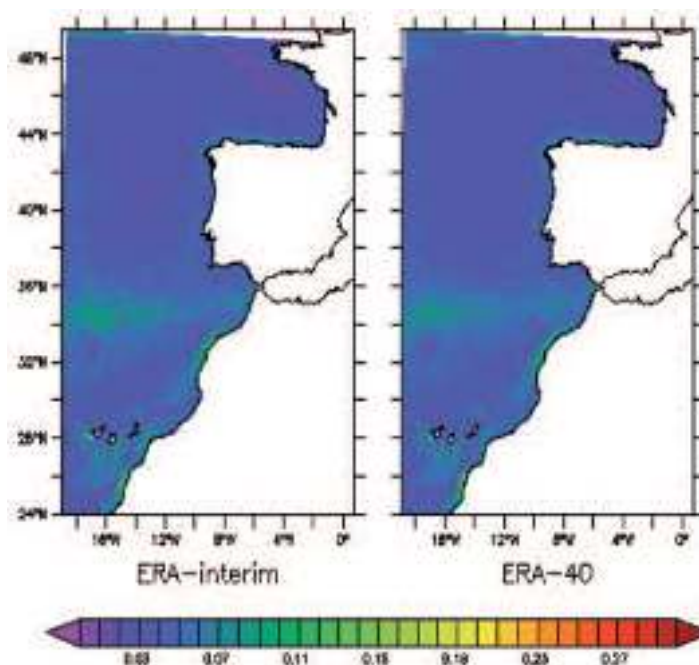


Figura 3.6.5: Módulo (en m/s) y dirección de las corrientes superficiales medias obtenidas de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente.

Figura 3.6.6: Desviación estándar del módulo de las corrientes superficiales (en m/s) obtenidas de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente.



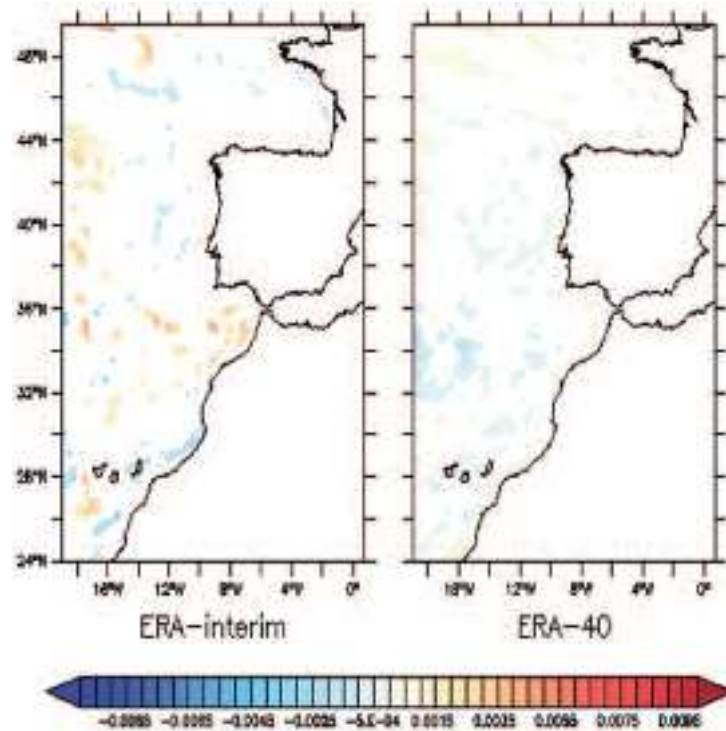


Figura 3.6.7: Tendencias (en m/s/año) del módulo de las corrientes superficiales obtenidas de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente. Las zonas blanqueadas corresponden a tendencias no significativas al 95% de nivel de confianza.

A la hora de analizar la hidrodinámica del dominio considerado posiblemente el punto más crucial sea el estrecho de Gibraltar. Los flujos de agua y de calor a través del estrecho condicionan totalmente la hidrodinámica del Mediterráneo, mientras que el flujo saliente de aguas Mediterráneas también condiciona (aunque en menor medida) la hidrodinámica del Atlántico. Por ello se va a dedicar especial atención a validar las corrientes y transportes en ese punto.

El patrón de circulación termohalina que se da en el Mediterráneo está estrechamente ligado a los flujos en Gibraltar. Por el estrecho entran en superficie (primeros 150 m aproximadamente) masas de agua Atlánticas que discurren pegadas a la costa africana hasta alcanzar la cuenca Levantina. Durante todo el recorrido esas aguas cambian de temperatura y sobre todo se salinizan, debido al efecto dominante de la evaporación sobre la precipitación y flujos de ríos. Una vez en el extremo oriental del Mediterráneo, estas aguas se calientan, acentúan su salinización y regresan hacia la cuenca occidental en forma de aguas intermedias (Agua Intermedia Levantina). También hay formación de agua profunda, por convección, en el Adriático (eventualmente en el Egeo) y más esporádicamente en el Golfo de León. Las aguas que se vierten al Atlántico a través de Gibraltar son en parte aguas intermedias y en parte aguas profundas.

Las Figuras 3.6.8 y 3.6.9 muestran las series temporales de los transporte de agua en Gibraltar obtenidos a partir de los datos de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40. En ambas simulaciones, tanto el transporte neto (entrante en el Mediterráneo) como los transportes parciales de agua entrante y saliente promediados para los periodos de los

hindcasts concuerdan con los valores referidos en la literatura (Tabla 3.6.1). En general, los transportes de ERA-Interim son ligeramente superiores a los de ERA-40, aunque el transporte neto resultante es prácticamente el mismo para ambos hindcasts: entre +0,050 y +0,057 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) entrantes en el Mediterráneo.

Tabla 3.6.1: Valores de flujo entrante, saliente y neto de volumen de agua a través del estrecho de Gibraltar obtenidos de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40. Se acompañan de estimas basadas en observaciones y publicadas por distintos autores.

	Flujo entrante (Sv)	Flujo saliente (Sv)	Flujo neto (Sv)
ERA-Interim (1990-2004)	+0,77	-0,72	+0,06
ERA-40 (1961-2000)	+0,74	-0,69	+0,05
García Lafuente <i>et al.</i> (2007)	-	-	+0,05
Send y Baschek (2001)	+0,81 ± 0,07	-0,76 ± 0,07	+0,05
Bryden <i>et al.</i> (1994)	+0,72 ± 0,16	-0,68 ± 0,15	-
Bryden y Kinder (1991)	+0,92	-0,88	-

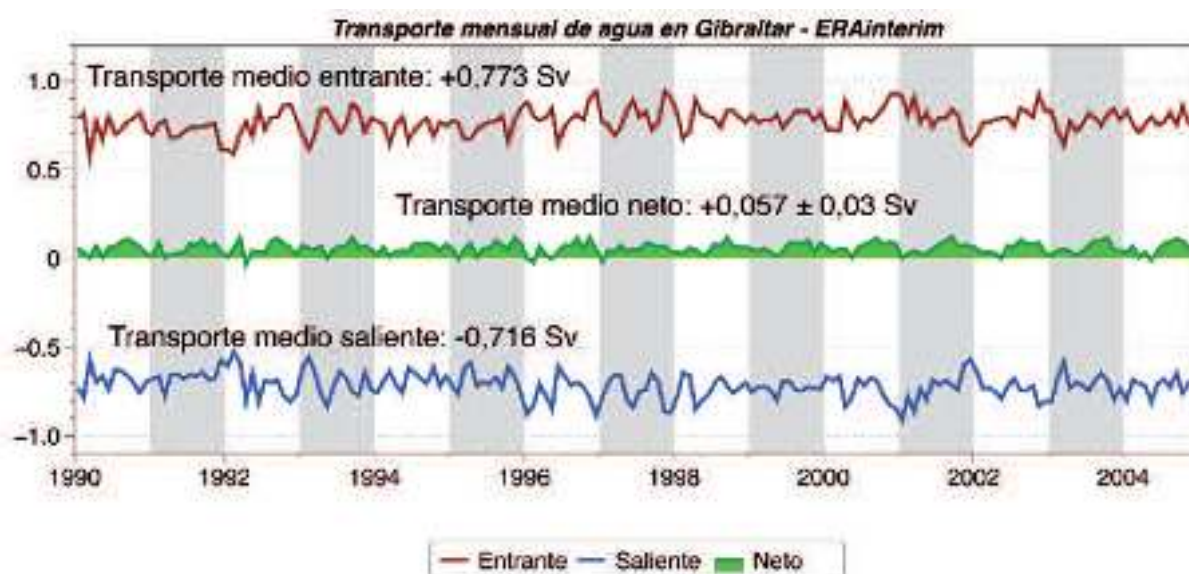


Figura 3.6.8: Transporte neto, entrante y saliente de volumen de agua (en Sv) a través del estrecho de Gibraltar calculados para la simulación ERA-Interim (1990-2004). El valor promedio del transporte neto se acompaña de la desviación estándar mensual.

De manera análoga se han calculado las series temporales del transporte de calor para los dos hindcasts (Figuras 3.6.10 y 3.6.11). El flujo neto de calor para ERA-Interim y ERA-40 arroja promedios de $+5,09 \pm 1,67 \text{ W/m}^2$ y $+4,42 \pm 0,54 \text{ W/m}^2$, respectivamente, valores en todo caso cercanos al intervalo $5,3\text{--}6,2 \text{ W/m}^2$ que se desprende de distintos estudios observacionales en Gibraltar resumidos en MacDonald *et al.* (1994).

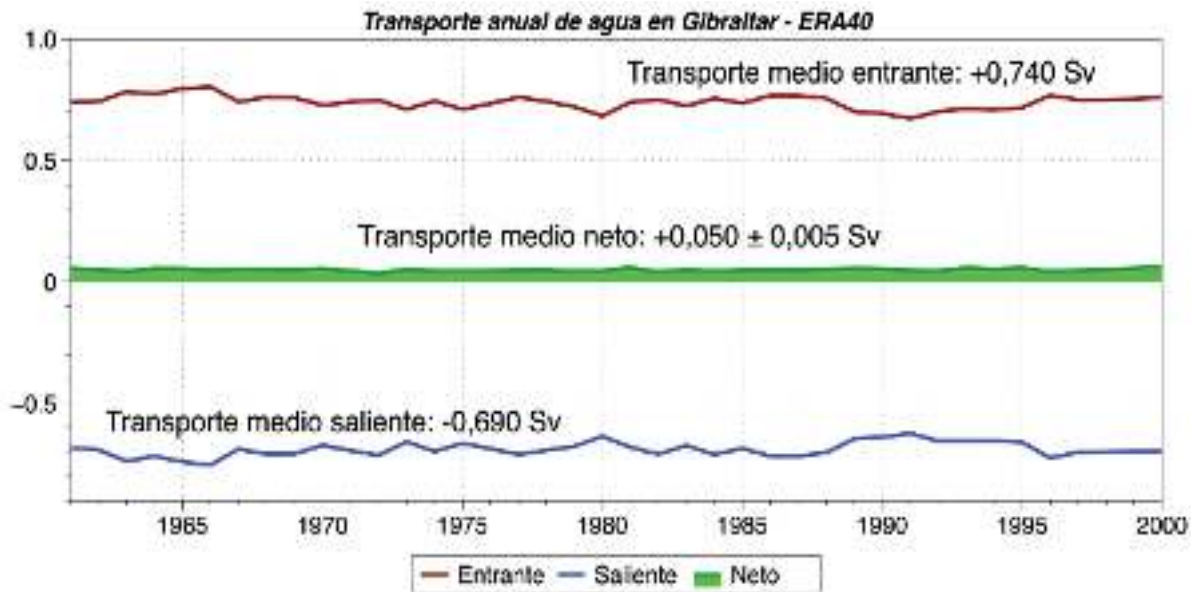


Figura 3.6.9: Transporte neto, entrante y saliente de volumen de agua (en Sv) a través del estrecho de Gibraltar calculados para la simulación ERA-40 (1961-2000). El valor promedio del transporte neto se acompaña de la desviación estándar mensual.

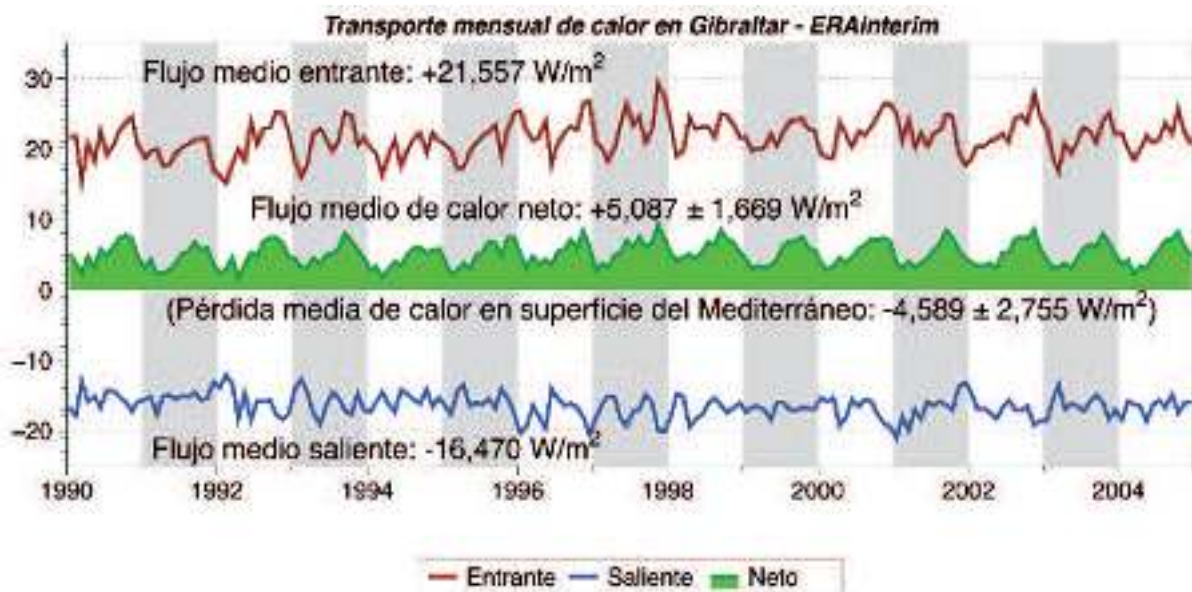


Figura 3.6.10: Transporte neto, entrante y saliente de calor (en W/m^2) a través del estrecho de Gibraltar calculado para la simulación ERA-Interim (1990-2004). El valor promedio del transporte neto se acompaña de la desviación estándar mensual. El valor promedio del flujo superficial se acompaña de la desviación estándar diaria.

Para el hindcast de ERA-40 el calor entrante equilibra prácticamente el calor perdido a través de la superficie del Mediterráneo, que es de $-4,54 W/m^2$, lo cual muestra la estabilidad del sistema. Para ERA-Interim el flujo superficial es de $-4,59 W/m^2$ y por tanto habría un incremento neto de calor dentro de la cuenca de $+0,5 W/m^2$. Debe tenerse en

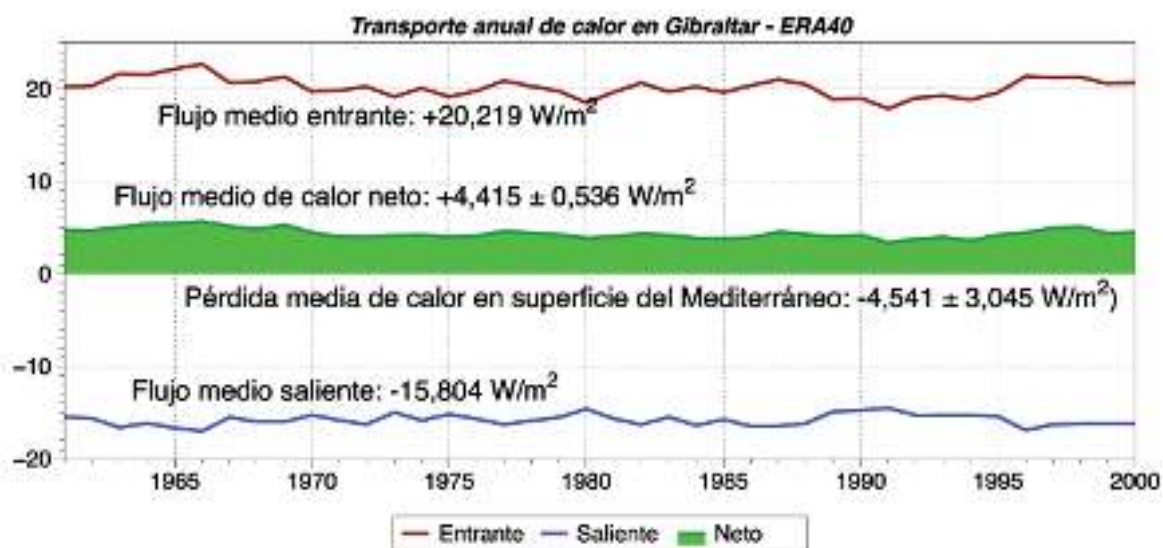


Figura 3.6.11: Transporte neto, entrante y saliente de calor (en W/m^2) a través del estrecho de Gibraltar calculado para la simulación ERA-40 (1961-2000). El valor promedio del transporte neto se acompaña de la desviación estándar mensual. El valor promedio del flujo superficial se acompaña de la desviación estándar diaria.

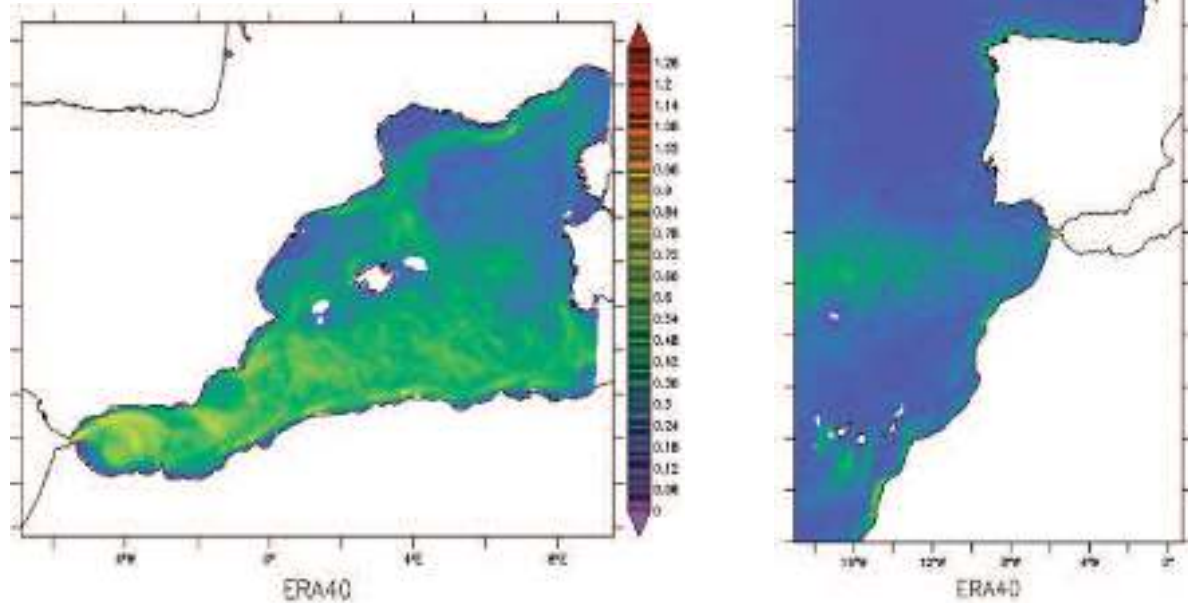
cuenta de todos modos que el periodo de ERA-Interim (1990-2004) es muy corto y no puede exigírsele un balance exacto.

Para el cálculo de extremos, el método de cómputo de L-momentos se ha aplicado al módulo de las corrientes superficiales para obtener los niveles de retorno a 50 años. La Figura 3.6.12 muestra los resultados obtenidos en el dominio Mediterráneo a partir del hindcast forzado con ERA-40. Los valores extremos más altos se concentran en el mar de Alborán, y están vinculados a la existencia en dicha zona de los giros producidos por el transporte de agua atlántica a través del estrecho de Gibraltar. Según los resultados de ese hindcast, los extremos alcanzan valores cercanos a 1 m/s en el área mencionada, así como a lo largo de la costa septentrional africana (por efecto de la corriente argelina). También se refleja en la Figura, aunque en menor medida, la corriente del Norte.

En el océano Atlántico el patrón espacial de los niveles de retorno para 50 años (Figura 3.6.13) es semejante al de la desviación estándar (Figura 3.6.6). Los extremos más elevados coinciden con la zona de la corriente de Canarias frente a las costas africanas, al tiempo que se aprecia un segundo núcleo de elevada variabilidad directamente relacionada con las estructuras de mesoescala detectadas a lo largo del paralelo 34 °N.

Para acabar con el apartado de los hindcasts, se expondrá el análisis del régimen medio particularizado por zonas, como se ha hecho ya para la temperatura y la salinidad. Empezando con el dominio Mediterráneo y por tanto con las zonas de Alborán y mar Balear, los resultados se muestran en la Tabla 3.6.2. Los valores obtenidos son muy similares entre los dos hindcasts: las corrientes más intensas se sitúan en Alborán debido a la existencia de los giros característicos de la región, con velocidades medias sobre toda la zona de 17,31 y 17,34 cm/s para ERA-Interim y ERA-40, respectivamente. En el mar Balear los valores promedio son menores: 10,30 cm/s y 10,68 cm/s, respectivamente.

Figura 3.6.12 (abajo) y 3.6.13 (derecha): Niveles de retorno para 50 años del módulo de la corriente superficial (en m/s) calculados a partir del hindcast forzado con ERA-40 (1961-2000).



Al igual que con el módulo de la corriente promediada, la variabilidad temporal es también mayor en Alborán que en el Mar Balear, con desviaciones estándar que en el primer son de 9,46 y 9,68 cm/s y en el segundo bajan hasta 6,18 y 6,52 cm/s para ERA-Interim y ERA-40, respectivamente. Los extremos reflejan asimismo la mayor intensidad de las corrientes en el mar de Alborán, donde el promedio puede llegar a 34 cm/s mientras en el mar Balear no superan los 24 cm/s, en el caso de ERA-40.

Por lo que respecta a tendencias, la velocidad de la corriente estimada por los hindcasts muestra una ligera disminución, aunque sin ser las tendencias estadísticamente significativas. Sólo en el mar de Alborán y para ERA-40 se obtiene una tendencia significativa, con un descenso de $-0,42$ cm/s/década.

En el dominio Atlántico y tanto para ERA-Interim como para ERA-40, las corrientes son menos intensas en el mar Cantábrico y en la fachada atlántica de la Península Ibérica que en el golfo de Cádiz y alrededor de las Islas Canarias, con promedios del orden de 6-7 cm/s en las dos primeras regiones frente a valores de 9-10 cm/s en las segundas (Tabla 3.6.3).

La desviación estándar también presenta esas diferencias entre el Cantábrico y la fachada atlántica por un lado, y el golfo de Cádiz e Islas Canarias por otro. La mayor variabilidad temporal tiene lugar en el golfo de Cádiz (5,19 y 5,23 cm/s para ERA-Interim y ERA-40, respectivamente) donde en superficie fluyen corrientes hacia el estrecho de Gibraltar que luego se adentran en el Mediterráneo. En el entorno del archipiélago canario, la desviación estándar es del orden de 4,5 cm/s. Por el contrario, la desviación estándar del Cantábrico y la fachada atlántica es del orden de 3,5 cm.

Los percentiles 95 del módulo de la corriente más elevados, superiores a 19 cm/s, aparecen de nuevo en el golfo de Cádiz, seguidos de los obtenidos en la zona de las Canarias (entre 17 y 18 cm/s). Tanto frente a las costas gallegas y portuguesas como en el mar Cantábrico los percentiles 95 varían entre 12 y 13,5 cm/s.

Las tendencias calculadas en las cuatro zonas estudiadas no son significativas a excepción del golfo de Cádiz y el caso de ERA-Interim, donde se estima un incremento en la velocidad de la corriente de +1,07 cm/s entre 1990 y 2004.

Tabla 3.6.2: Media, desviación estándar, tendencia y percentil 95 del módulo de la corriente superficial en las zonas consideradas para el dominio Mediterráneo. Los valores se han obtenidos a partir de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 y corresponden a los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente. Se ha marcado con un asterisco (*) las tendencias que no son estadísticamente significativas al 95% de confianza.

Módulo de la corriente superficial ERA-Interim/ERA-40	Media (cm/s)	Desviación estándar (cm/s)	Percentil 95 (cm/s)	Tendencia (cm/s/año)
Mar de Alborán	17,34/17,31	9,46/9,68	34,39/34,92	-0,17 (*)/-0,42
Mar Balear	10,30/10,68	6,18/6,52	22,06/23,20	-0,93 (*)/-0,21(*)

Tabla 3.6.3: Media, desviación estándar, tendencia y percentil 95 del módulo de la corriente superficial en las zonas consideradas para el dominio Atlántico. Los valores se han obtenidos a partir de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 y corresponden a los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente. Se ha marcado con un asterisco (*) las tendencias que no son estadísticamente significativas al 95% de confianza.

Módulo de la corriente superficial ERA-Interim/ERA-40	Media (cm/s)	Desviación estándar (cm/s)	Percentil 95 (cm/s)	Tendencia (cm/s/año)
Cantábrico	6,31/6,28	3,71/3,76	13,29/13,38	-0,28 (*)/-0,01 (*)
Fachada atlántica	6,42/6,36	3,39/3,37	12,60/12,45	+0,19 (*)/-0,08 (*)
Golfo de Cádiz	9,69/9,67	5,19/5,23	19,08/19,30	+1,07/+0,11 (*)
Islas Canarias	9,77/9,65	4,51/4,43	17,63/17,26	-0,22 (*)/-0,07 (*)

3.6.2. Simulaciones de Control

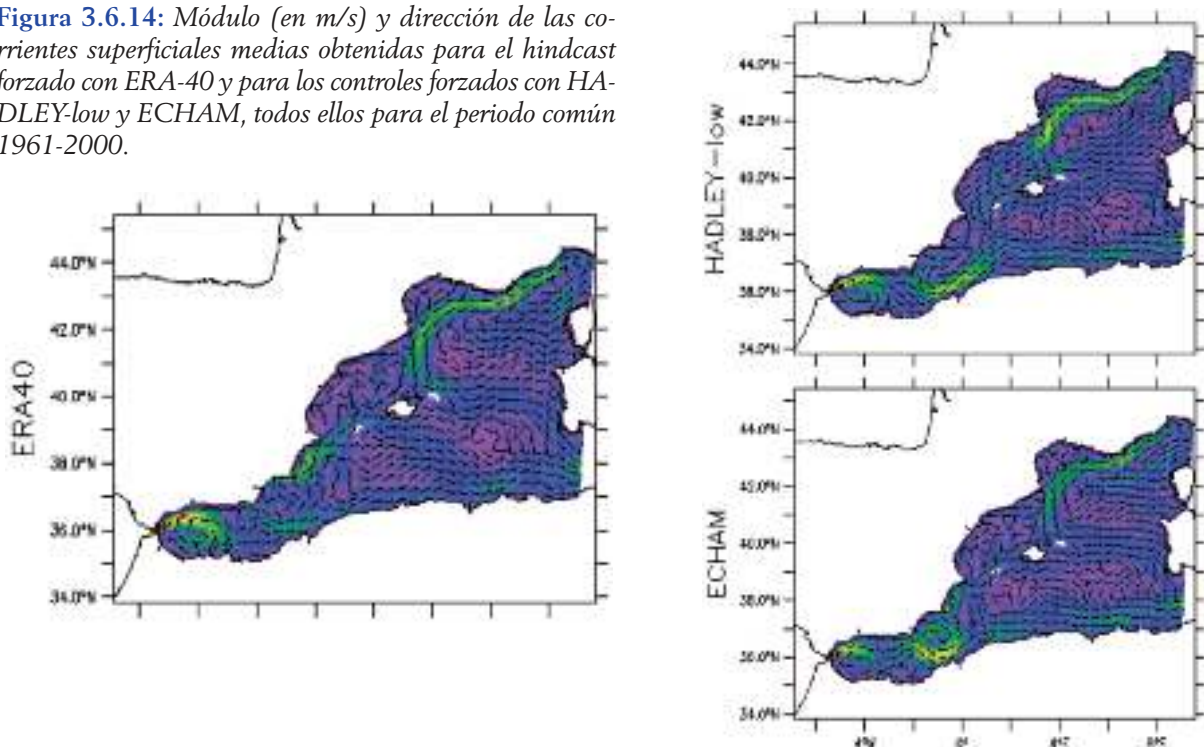
Las simulaciones de control forzadas con HADLEY-low y ECHAM reproducen patrones de circulación oceánica superficial similares a los del hindcast forzado con ERA-40. Las mayores diferencias se localizan en la costa Mediterránea de la Península Ibérica, donde HADLEY-low reproduce la corriente liguro-provenzal de manera más realista que ECHAM.

Los transportes de agua en Gibraltar muestran valores aceptables en ambas simulaciones de control, en tanto que los de calor ajustan en buena medida el balance energético en el Mediterráneo.

Dado que las corrientes no presentan patrones estacionales tan distintivos como los de temperatura o salinidad, la comparación entre simulaciones de control y hindcast se hará sólo para los promedios totales.

La Figura 3.6.14 muestra el promedio temporal para la zona más occidental del mar Mediterráneo de las corrientes producidas por las simulaciones de control forzadas con HADLEY-low y ECHAM, juntamente con las obtenidas del hindcast forzado con ERA-40 (la misma que ya se mostró en la Figura 3.6.1). Las dos simulaciones de control reproducen a grandes rasgos los patrones de circulación del hindcast, especialmente el giro del mar de Alborán y la corriente Argelina. Sin embargo, se aprecian diferencias más destacables en la reproducción de la corriente del Norte o liguro-provenzal. Mientras la simulación de control forzada con ECHAM desvía claramente dicha corriente hacia el norte de las Baleares antes de entrar en el Mar Balear, como ya ocurría en el hindcast forzado

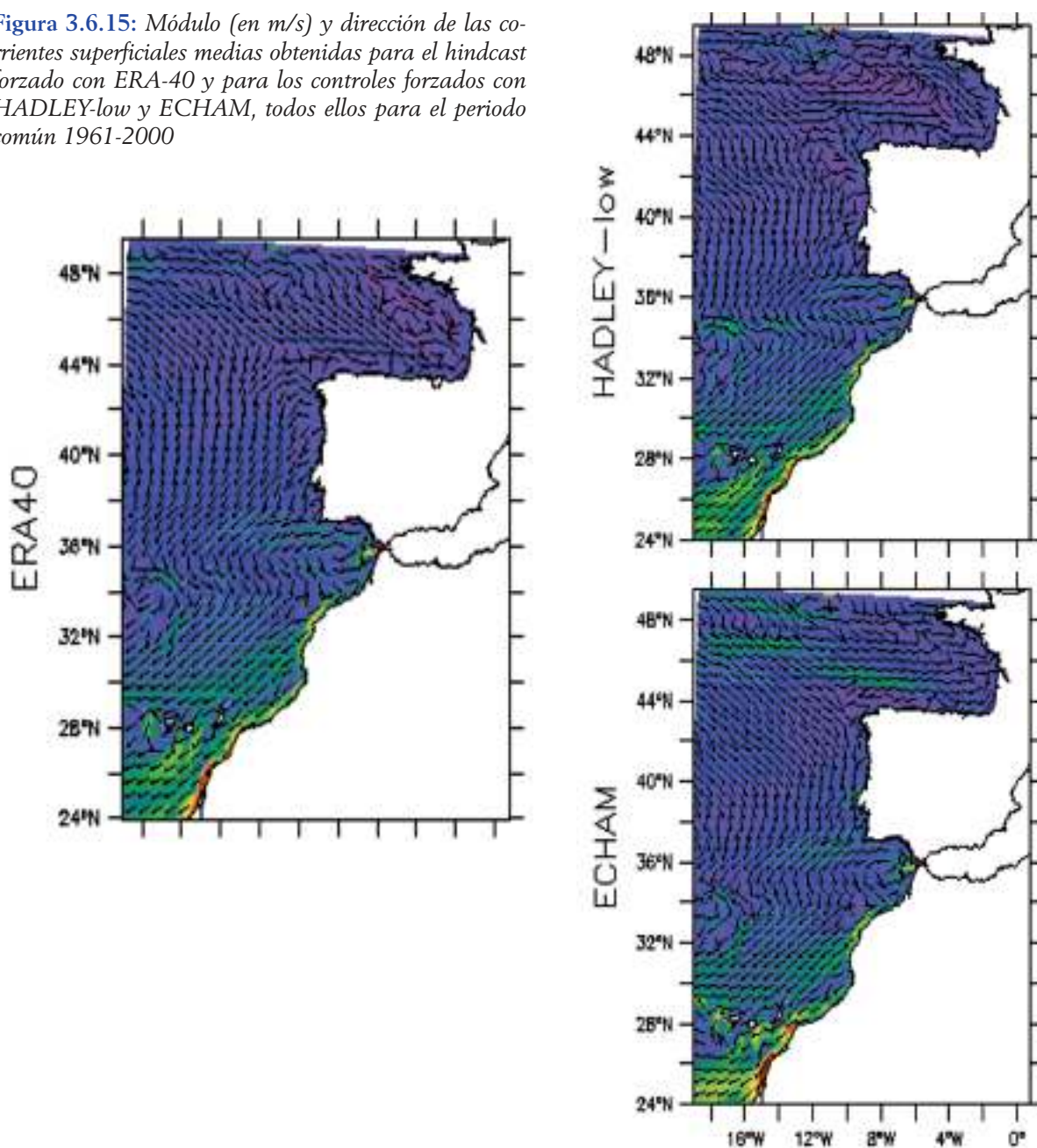
Figura 3.6.14: Módulo (en m/s) y dirección de las corrientes superficiales medias obtenidas para el hindcast forzado con ERA-40 y para los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM, todos ellos para el periodo común 1961-2000.



con ERA-40, en la simulación forzada con HADLEY-low se insinúa un poco el paso de esa corriente a través del Mar Balear en su avance hacia el suroeste, pero sin que se reproduzca de manera clara su trayectoria a lo largo de la costa (puede que en parte debido a los límites impuestos por la resolución del modelo).

En el dominio Atlántico los promedios de las corrientes superficiales estimadas por las simulaciones de control forzadas con HADLEY-low y ECHAM también se caracterizan por su gran parecido con los patrones espaciales del hindcast forzado con ERA-40, situándose las corrientes más intensas bordeando la costa marroquí y al sur de las Canarias (Figura 3.6.15). Hay no obstante algunas diferencias al norte del dominio de estudio, donde la simulación de control de ECHAM muestra corrientes más intensas que las de HADLEY-low y también más intensas que las del hindcast.

Figura 3.6.15: Módulo (en m/s) y dirección de las corrientes superficiales medias obtenidas para el hindcast forzado con ERA-40 y para los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM, todos ellos para el periodo común 1961-2000



Al igual que se ha hecho para el hindcast, el análisis de los controles también prestará especial atención a los flujos a través de Gibraltar, pues éstos proporcionan información relevante sobre el grado de verosimilitud de las simulaciones efectuadas. El transporte neto de agua promediado para los 40 años de simulación de control es de $+0,044$ Sv para HADLEY-low (Figura 3.6.16) y de $+0,049$ Sv para ECHAM (Figura 3.6.17), donde el signo positivo denota flujo entrante. El transporte entrante total a través de las capas más superficiales del estrecho es de $+0,728$ Sv en el caso de HADLEY-low y de $+0,749$ Sv para ECHAM, mientras el flujo saliente hacia el Atlántico es de $-0,683$ Sv para HADLEY-low y de $-0,700$ Sv para ECHAM. Los valores concuerdan por tanto entre los dos controles, con el hindcast y con los referidos en la literatura, tal y como se muestra en la Tabla 3.6.4.

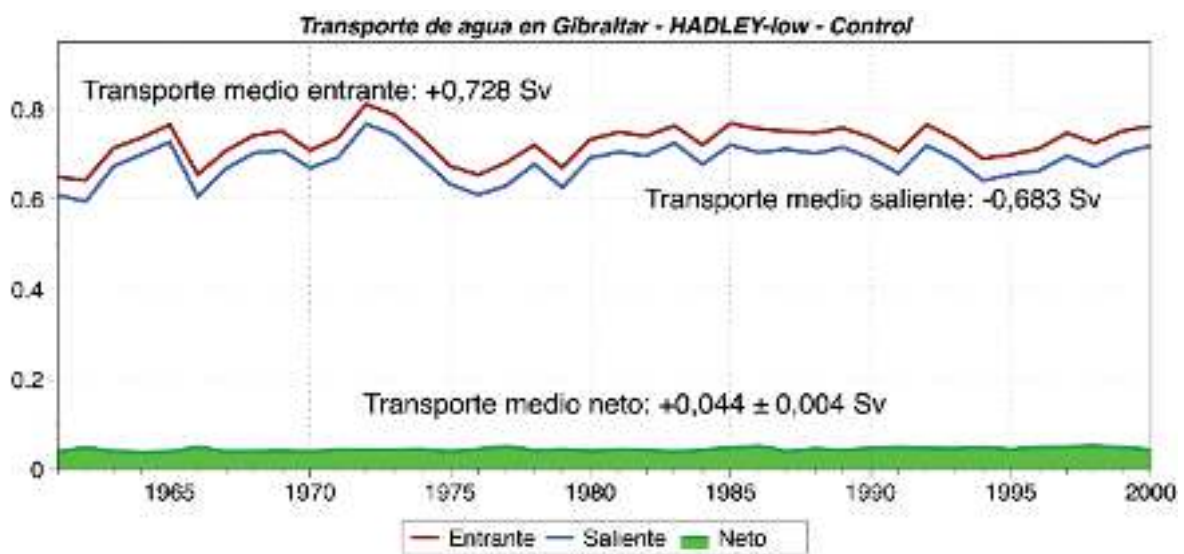


Figura 3.6.16: Transporte neto, entrante y saliente de volumen de agua (en Sv) a través del estrecho de Gibraltar calculado para la simulación de control forzada con HADLEY-low. El valor promedio del transporte neto se acompaña de la desviación estándar mensual.

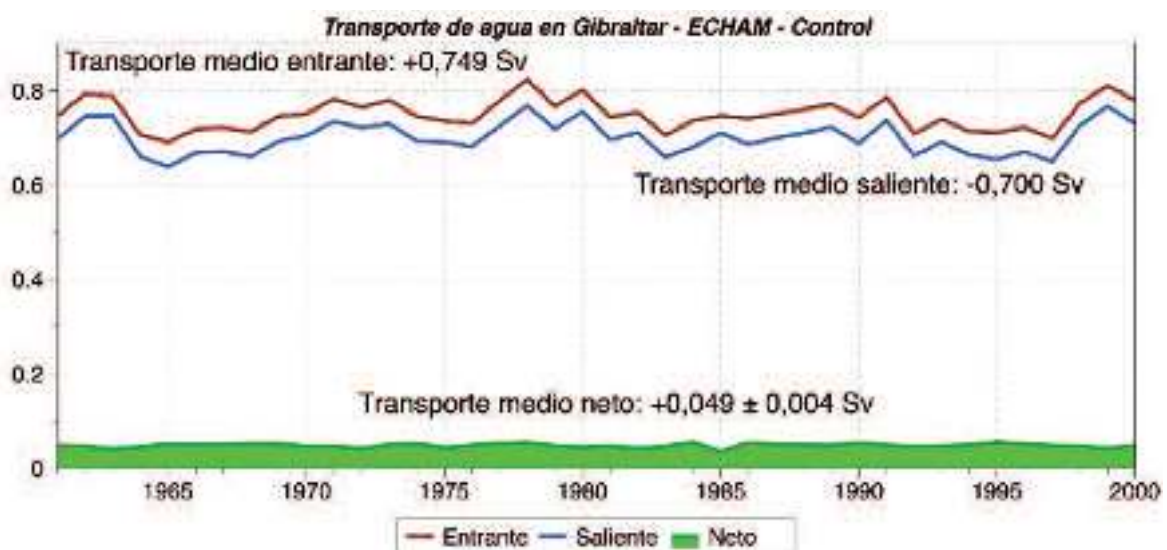


Figura 3.6.17: Transporte neto, entrante y saliente de volumen de agua (en Sv) a través del estrecho de Gibraltar calculado para la simulación de control forzada con ECHAM. El valor promedio del transporte neto se acompaña de la desviación estándar mensual.

Tabla 3.6.4: Valores de flujo entrante, saliente y neto de volumen de agua a través del estrecho de Gibraltar obtenidos de los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM. Se acompañan de nuevo con las estimas basadas en observaciones y publicadas por distintos autores que ya se reflejaron en la Tabla 3.6.1.

	Flujo entrante (Sv)	Flujo saliente (Sv)	Flujo neto (Sv)
HADLEY-low	+0,728	-0,683	+0,044
ECHAM	+0,749	-0,700	+0,049
García Lafuente <i>et al.</i> (2007)	-	-	+0,05
Send y Baschek (2001)	+0,81 ± 0,07	-0,76 ± 0,07	+0,05
Bryden <i>et al.</i> (1994)	+0,72 ± 0,16	-0,68 ± 0,15	-
Bryden y Kinder (1991)	+0,92	-0,88	-

Por lo que respecta al transporte de calor a través del estrecho de Gibraltar, la simulación de control forzada con HADLEY-low da un resultado promedio entre 1961 y 2000 de +4,96 W/m² (Figura 3.6.18), mientras el promedio del flujo superficial de calor cedido a la atmósfera dentro de la cuenca Mediterránea es de -5,39 W/m² para el mismo periodo. Según esa simulación habría por tanto una pérdida de calor neta de -0,43 W/m² durante el periodo simulado. En cambio en el control forzado con ECHAM (Figura 3.6.19) el Atlántico introduce más energía que la que pierde el Mediterráneo, +4,40 W/m² frente a -3,54 W/m², dando lugar a un incremento neto de +0,86 W/m² durante el periodo simulado.

Los valores obtenidos (más los de HADLEY-low que los de ECHAM) están de acuerdo con las campañas de mediciones analizadas por MacDonald *et al.* (1994), según las cuales el océano Atlántico aporta al mar Mediterráneo una cantidad de calor de entre 5,3 y 6,2 W/m². Sin embargo, respecto a los desequilibrios obtenidos para cada simulación, y para dar una idea de la relación entre flujos de calor y tendencias de temperatura, cabe decir que un desequilibrio de 1 W/m² entre el flujo superficial y el flujo lateral a través de Gibraltar implica una tendencia lineal de aproximadamente 0,005 °C/año para toda la columna de agua (considerando una altura promedio de 1.500 m). Esto es, los 'desequilibrios' que muestran las simulaciones de control deben resultar en un enfriamiento de la cuenca de -0,09 °C en el caso de HADLEY-low y en un calentamiento de +0,17 °C en el caso de ECHAM a lo largo de los 40 años de la simulación de control. Se trata obviamente de magnitudes muy pequeñas que caen dentro del rango de variabilidad natural y no pueden considerarse por tanto como tendencias espurias de la simulación. [Aparte, debe recordarse que la simulación de control tal y como aquí se define, se lleva a cabo con las concentraciones de gases observadas, y por tanto incluyen el incremento de dichas concentraciones a lo largo de las últimas décadas del siglo XX.]

La comparación entre las simulaciones de control y el hindcast se ha llevado a cabo también para los valores extremos. A partir de los máximos anuales extraídos de las simulaciones de control se ha estimado la velocidad de las corrientes para periodos de retorno de 50 años. En el Mediterráneo (Figura 3.6.20) los resultados muestran patrones espacia-

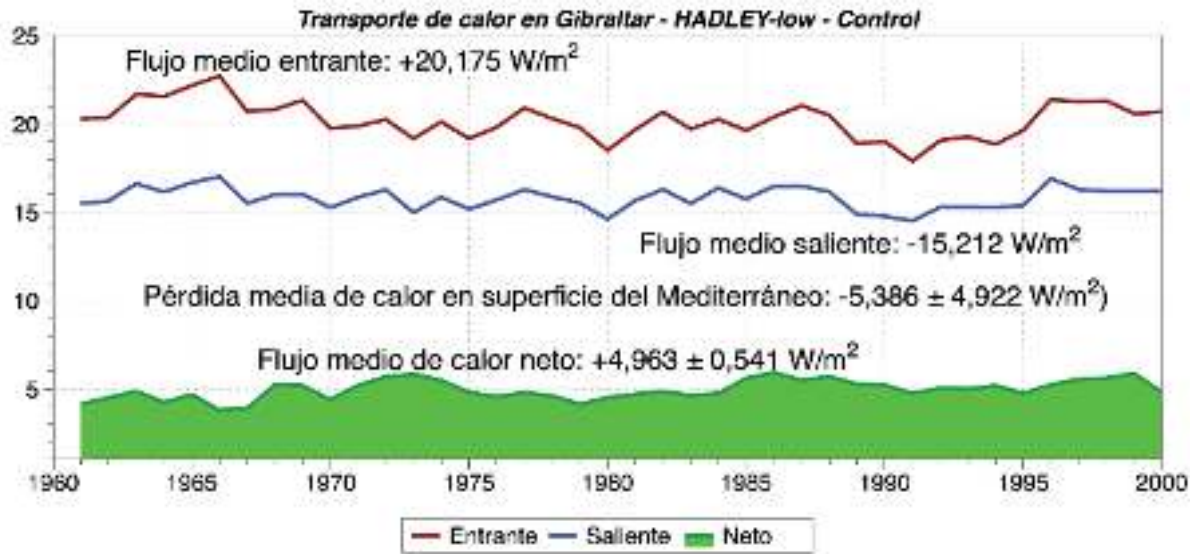


Figura 3.6.18: Transporte neto, entrante y saliente de calor (en W/m^2) a través del estrecho de Gibraltar calculado para la simulación de control forzada con HADLEY-low. El valor promedio del transporte neto se acompaña de la desviación estándar mensual. El valor promedio del flujo superficial se acompaña de la desviación estándar diaria.

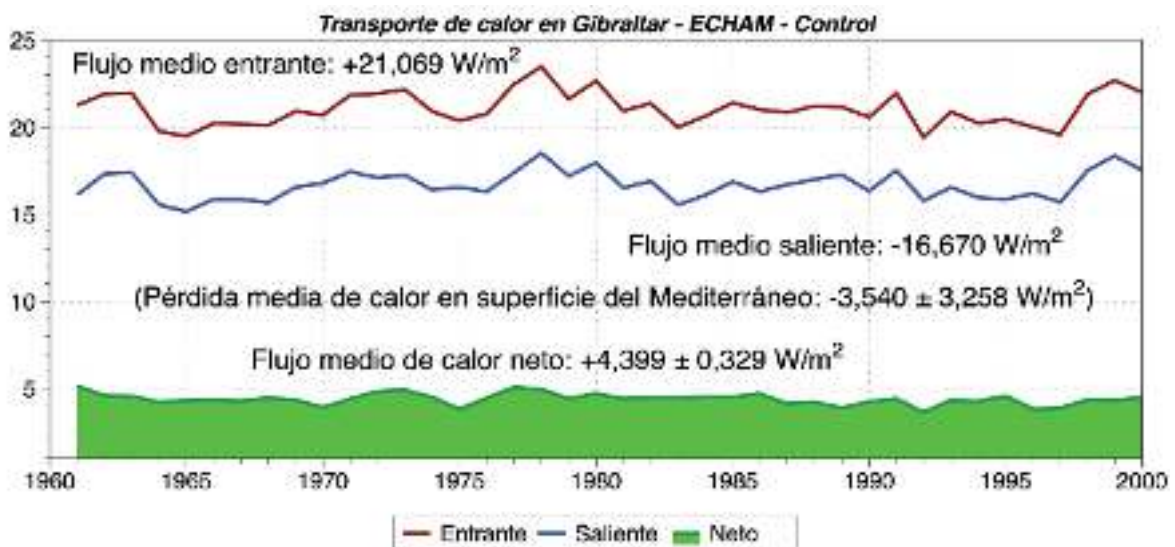


Figura 3.6.19: Transporte neto, entrante y saliente de calor (en W/m^2) a través del estrecho de Gibraltar calculado para la simulación de control forzada con ECHAM. El valor promedio del transporte neto se acompaña de la desviación estándar mensual. El valor promedio del flujo superficial se acompaña de la desviación estándar diaria.

les similares en HADLEY-low y ECHAM; ambas simulaciones concentran las corrientes extremas en el mar de Alborán y en la costa argelina. En comparación con los niveles de retorno estimados a partir del hindcast forzado con ERA-40, se observa que las simulaciones de control sobrestiman en general las velocidades de la corriente de Argelia y también, aunque de forma más ligera, los de la corriente liguro-provenzal. Debe recordarse aquí que el hindcast no resolvía bien dicha corriente en el Mar Balear, por lo que la so-

brestimación que muestra HADLEY-low en esa zona es un indicio positivo de que esa simulación sí insinúa el paso de la corriente a lo largo de la costa peninsular.

En el dominio Atlántico y al igual que en el Mediterráneo, los controles HADLEY-low y ECHAM presentan similitudes en los valores de retorno a 50 años (Figura 3.6.21). Respecto al hindcast forzado con ERA-40, HADLEY-low sobrestima las corrientes extremas en el mar Cantábrico. Este sesgo positivo frente a las costas septentrionales de la Península Ibérica se intensifica en el caso del control forzado con ECHAM, que presenta además valores superiores a los de ERA-40 al sur del archipiélago canario.

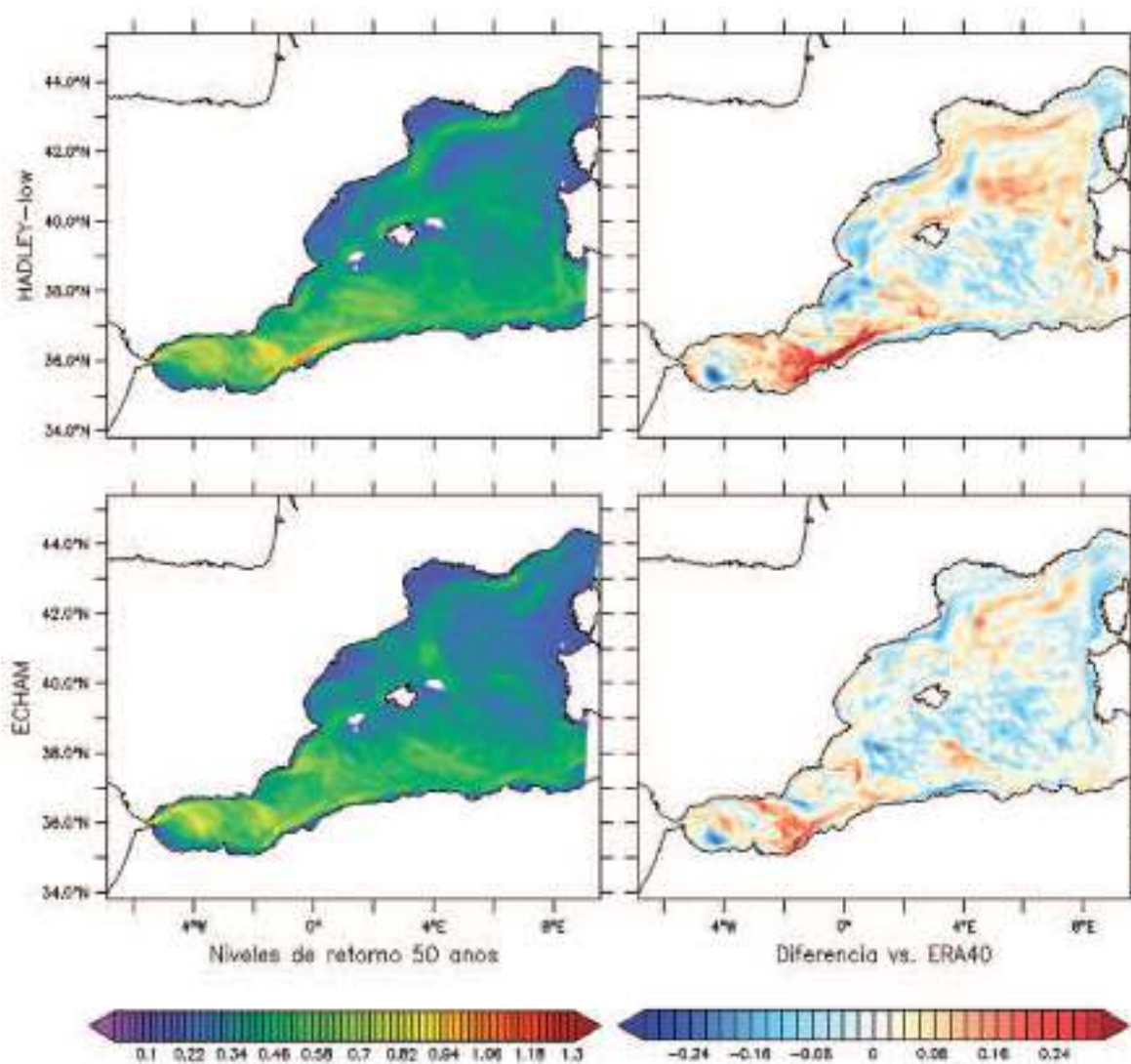


Figura 3.6.20: Izquierda: Niveles de retorno para 50 años del módulo de la corriente superficial (en m/s) calculados para los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM (1961-2000). Derecha: diferencias (en m/s) respecto a los niveles de retorno calculados para el hindcast forzado con ERA-40.

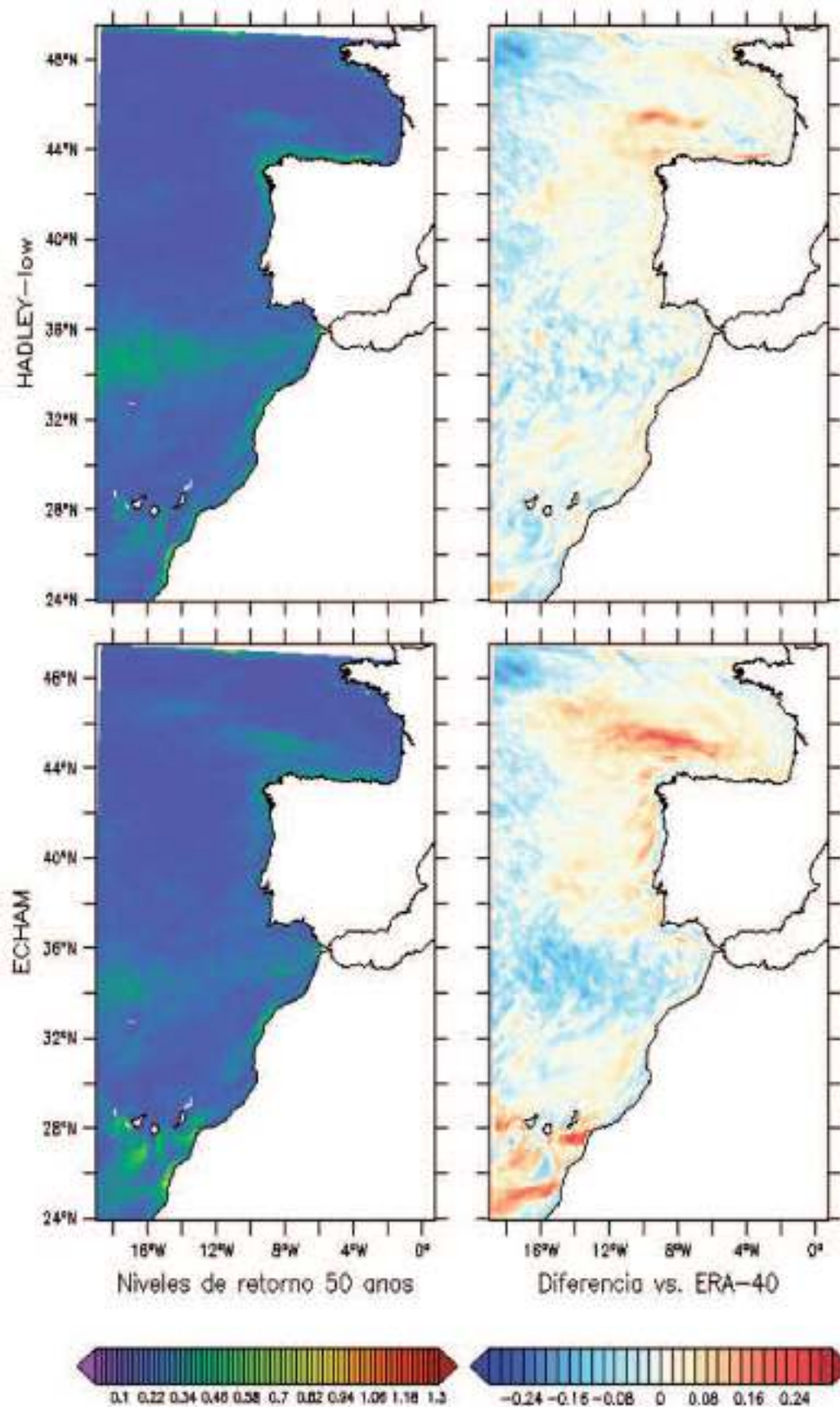


Figura 3.6.21: Izquierda: Niveles de retorno para 50 años del módulo de la corriente superficial (en m/s) calculados para los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM (1961-2000). Derecha: diferencias (en m/s) respecto a los niveles de retorno calculados para el hindcast forzado con ERA-40.

3.6.3. Escenarios

El patrón de la circulación de los escenarios forzados con HADLEY-low y ECHAM no se ve modificado respecto a lo exhibido por las simulaciones de control. Mientras que en el mar Mediterráneo no se aprecian tendencias significativas a lo largo de la primera mitad del siglo XXI en ninguno de los dos escenarios, en el Atlántico sí se observan aumentos en la velocidad de las corrientes que recorren las costas occidentales de la Península Ibérica de Norte a Sur, puede que debido al aumento de los vientos del norte que propician la intensificación del afloramiento estacional.

En el estrecho de Gibraltar el transporte de volumen agua experimenta un incremento de entre +0,0055 y +0,0065 Sv en los 50 años de simulación debido al incremento del déficit hídrico de la cuenca. Aumenta también el transporte de calor entrante en el Mediterráneo, que es mayor en la proyección de HADLEY-low que en la de ECHAM.

Los extremos, estimados en términos de niveles de retorno a 50 años, presentan cierta incertidumbre en términos espaciales: la proyección de HADLEY-low muestra aumentos en la fachada atlántica Ibérica, mientras que en ECHAM los ascensos se desplazan hacia aguas abiertas al noroeste de las costas gallegas. Muestran también disminuciones en Alborán e indefinición en el Mar balear.

En los escenarios HADLEY-low y ECHAM, el patrón espacial del módulo de las corrientes promediadas entre 2001 y 2050 exhibe las estructuras ya observadas con anterioridad en las simulaciones de control (Figura 3.6.22). Siguen destacando por su intensidad los giros del mar de Alborán, la corriente de Argelia que se adentra en el mar Mediterráneo y la corriente del Norte o liguro-provenzal. De nuevo esta última corriente no logra recorrer toda la costa levantina de la Península Ibérica, desviándose hacia el este a la altura del archipiélago balear y perdiéndose al norte de las islas.

La similitud entre los patrones de los escenarios y los de las simulaciones de control se traduce en tendencias poco marcadas y dispares entre HADLEY-low y ECHAM (Figura 3.6.23). De hecho, en la mayor parte de la región de estudio las tendencias no son significativas desde un punto de vista estadístico. Las dos simulaciones coinciden en una intensificación al norte de Menorca del desvío de la corriente liguro-provenzal hacia el este, pero presentan diferentes resultados en los tramos anteriores, cuando recorre las costas italianas, francesas y españolas. Mientras en la proyección de HADLEY-low dicha corriente no presenta tendencias destacables en su recorrido más septentrional, en la de ECHAM parece intensificarse en el golfo de Génova. En resumen, las proyecciones no arrojan resultados concluyentes sobre posibles cambios en las corrientes cercanas a las costas mediterráneas de la Península Ibérica durante la primera mitad del siglo XXI.

En el dominio Atlántico las corrientes superficiales de las proyecciones forzadas con HADLEY-low y ECHAM también presentan estructuras espaciales prácticamente idénticas (Figura 3.6.24). Las corrientes más intensas aparecen a lo largo de la costa africana y en las Islas Canarias, y no apreciándose por tanto cambios sustanciales en los patrones de circulación respecto a los patrones descritos por las simulaciones de control.

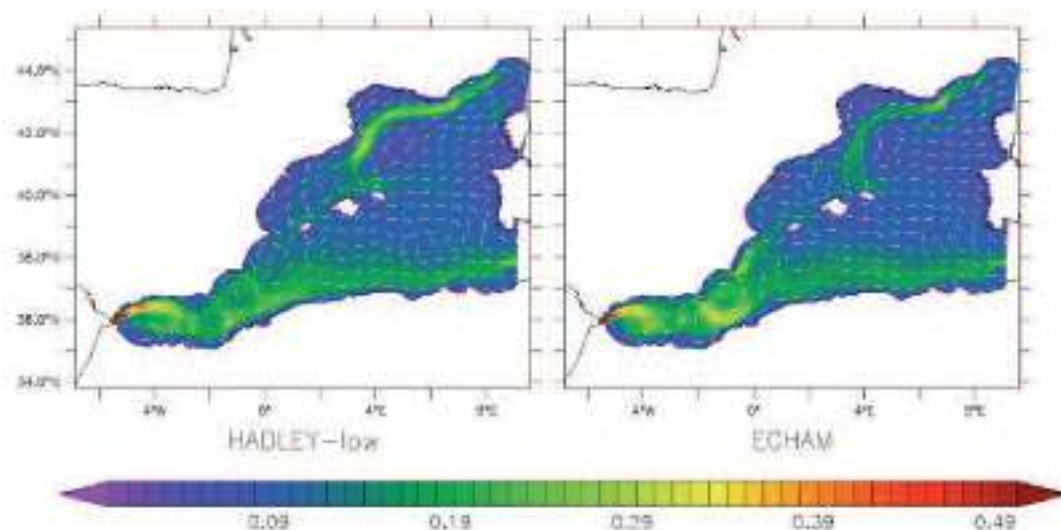


Figura 3.6.22: Módulo (en m/s) y dirección de las corrientes superficiales medias obtenidas para las proyecciones forzadas con HADLEY-low y ECHAM (periodo 2001-2050).

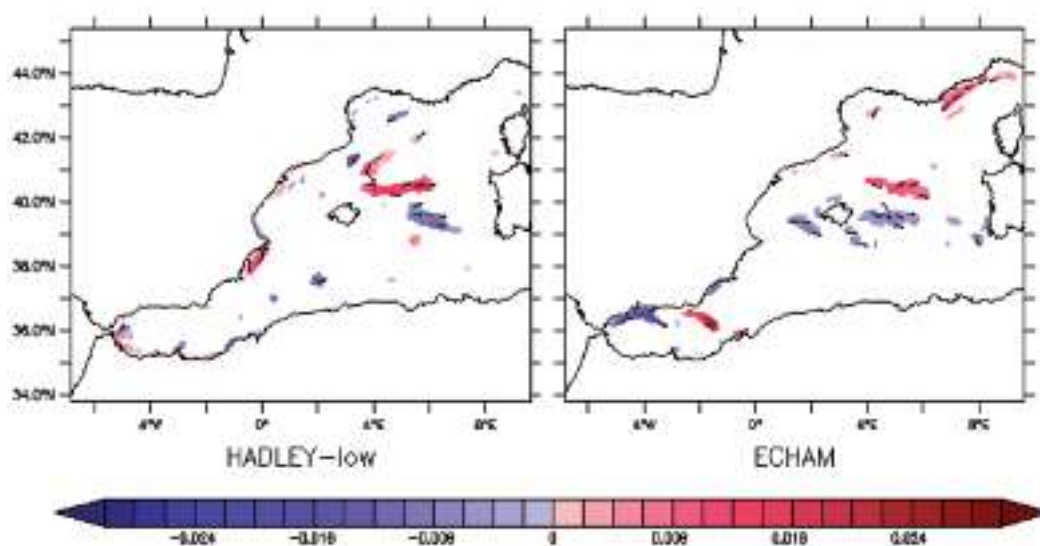


Figura 3.6.23: Tendencias del módulo de la corriente superficial (en m/s/década) calculadas para el periodo 2001-2050 a partir de las proyecciones forzadas con HADLEY-low y ECHAM. Las zonas blanqueadas corresponden a tendencias no significativas al 95% de nivel de confianza.

Por lo que se refiere a posibles tendencias en el módulo de las corrientes a lo largo del periodo 2001-2050, las proyecciones forzadas con HADLEY-low y ECHAM muestran resultados similares para la región costera occidental de la Península Ibérica, estimando en ambos casos tendencias crecientes de la velocidad de las corrientes que recorren la zona de Norte a Sur (Figura 3.6.25), puede que por influencia de la intensificación del afloramiento costero estacional descrito en el capítulo de la temperatura. En la simulación de ECHAM dichas tendencias positivas se extienden en general a una zona más amplia, a mar abierto, donde el escenario de HADLEY-low muestra en cambio tendencias negativas. ECHAM también muestra tendencias positivas en la costa atlántica africana, donde el escenario HADLEY-low no presenta cambios apreciables.

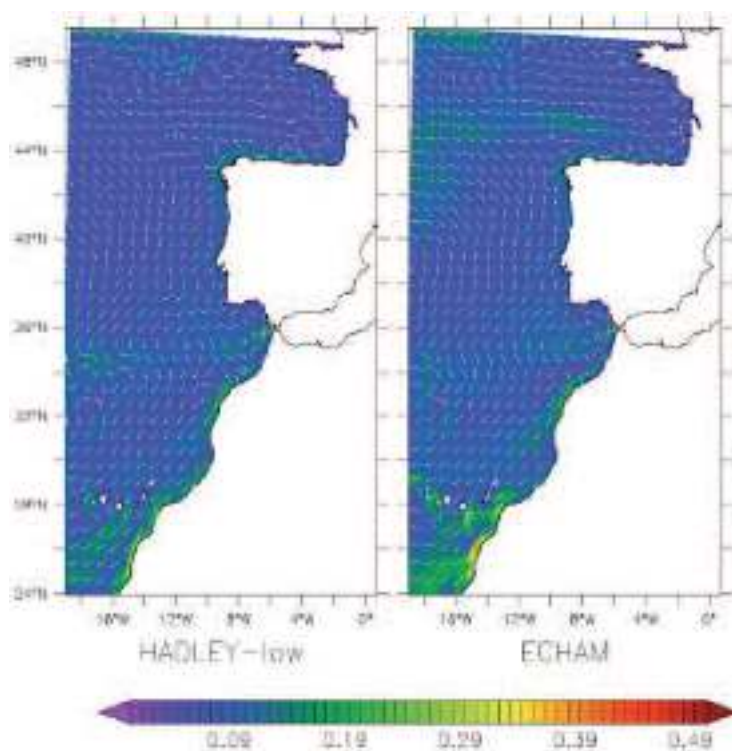


Figura 3.6.24: Módulo (en m/s) y dirección de las corrientes superficiales medias obtenidas para las proyecciones forzadas con HADLEY-low y ECHAM (periodo 2001-2050).

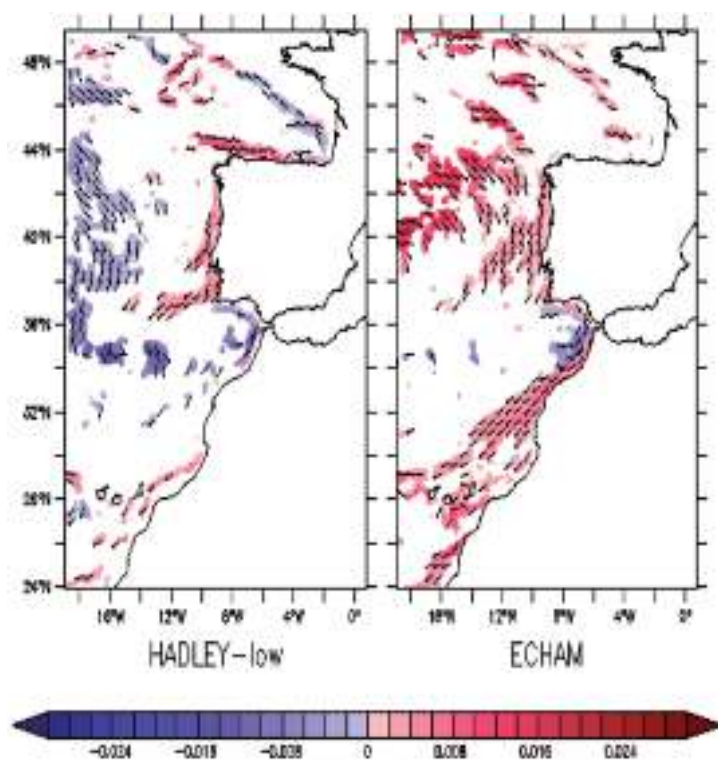


Figura 3.6.25: Tendencias del módulo de la corriente superficial (en m/s/década) calculadas para el periodo 2001-2050 a partir de las proyecciones forzadas con HADLEY-low y ECHAM. Las zonas blanqueadas corresponden a tendencias no significativas al 95% de nivel de confianza.

Con el fin de estimar la evolución de los balances hídrico y térmico en el estrecho de Gibraltar, se han computado las anomalías y tendencias del transporte de agua y calor a través del estrecho a partir de los resultados de las simulaciones con HADLEY-low y ECHAM (Figura 3.6.26 y Tabla 3.6.5). De acuerdo con los resultados, el transporte neto de agua a través del estrecho se incrementaría a lo largo del periodo de 2001 a 2050, con valores estadísticamente significativos comprendidos entre +0,00011 y +0,00013 Sv por año. Considerando el área del Mediterráneo (2,5 millones de km² aproximadamente), esas cifras supondrían por sí mismas una elevación del nivel del mar de aproximadamente 1,5 mm/año. Sin embargo el aumento del flujo entrante neto no se debe a una subida del nivel del mar, dado que el modelo baroclino conserva el volumen y no puede modelar el aumento de masa entrante debido al deshielo, por ejemplo. El aumento del flujo entrante neto se debe al aumento del déficit hídrico de la cuenca (evaporación – precipitación – aporte de ríos), de hecho debe coincidir exactamente con él debido a la conservación de volumen. Adloff *et al.* (2015), utilizando datos de ARPEGE, obtienen un aumento del déficit hídrico de los aproximadamente 62 cm actuales a unos 92 cm en 2100 bajo el escenario A1B (unos 96 cm bajo el escenario A2). Ese aumento de 30 cm en 100 años (0,3 mm/año) es superior al obtenido aquí, pero hay que notar que es durante la segunda mitad del siglo XXI (no simulada en este trabajo) cuando realmente se acelera el proceso.

Por lo que respecta al transporte de calor, éste también se incrementa, pero bastante más en la proyección de HADLEY-low que en la de ECHAM. Mientras para la primera se obtiene una tasa de aumento significativa al 95% de +0,0176 W/m²/año, para la segunda el aumento es de +0,0015 W/m²/año y no es estadísticamente significativo. Esto puede ser debido a que, en esta última simulación, la temperatura del agua procedente del océano Atlántico no aumenta como en el caso de HADLEY-low, lo que reduce el aporte energético al Mediterráneo. De nuevo, por tanto, las condiciones de contorno en la frontera Atlántica del dominio se revelan como cruciales a la hora de proyectar el futuro del Mediterráneo. El aumento de +0,0176 W/m²/año supondría un aumento de casi +1 W/m² en 50 años. Teniendo en cuenta de nuevo la aceleración durante la segunda mitad de siglo, para 2100 se podría estar en tasas de aumento del orden de +3 W/m², esto es, del mismo orden que el flujo de calor actual.

Tabla 3.6.5: Tendencias de los transportes de volumen de agua y calor a través del estrecho de Gibraltar calculados a partir de las proyecciones forzadas con HADLEY-low y ECHAM.

Tendencias para el periodo 2001-2050	HADLEY-low	ECHAM
Transporte de volumen de agua (Sv/año)	+0,00013	+0,00011
Transporte de calor (W/m ² /año)	+0,0176	+0,0015

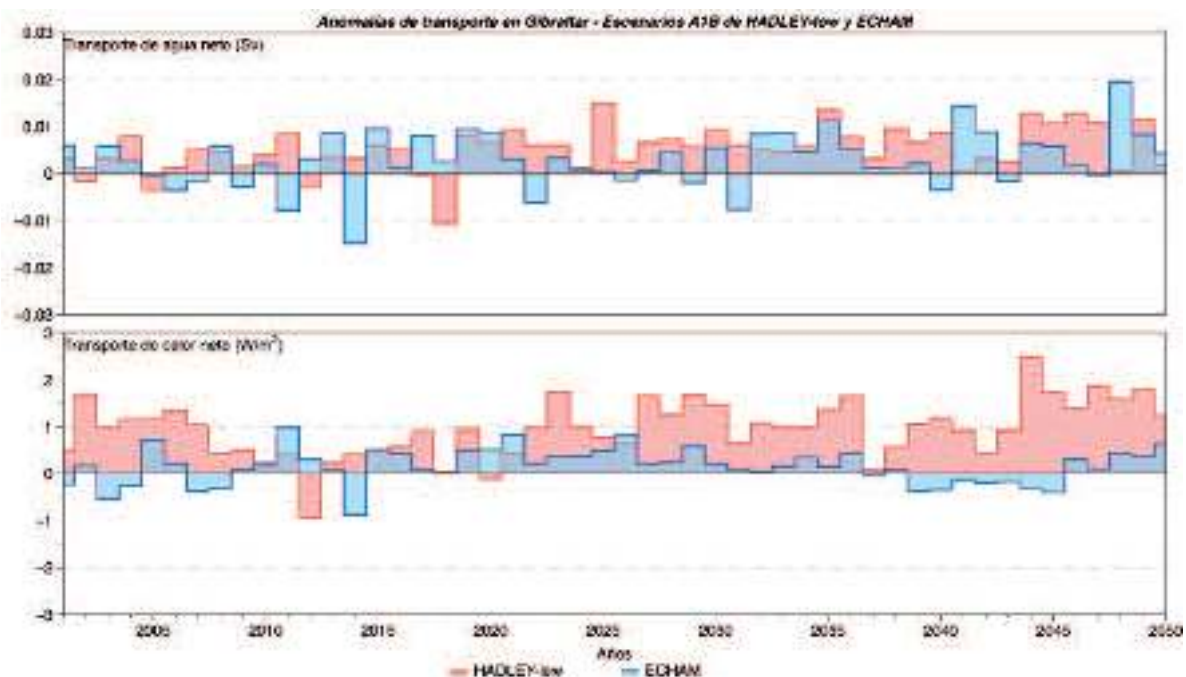


Figura 3.6.26: Anomalías del transporte de volumen de agua (arriba, en Sv) y del transporte de calor (abajo, en W/m^2) calculadas respecto a la media de 1971 a 2000 para el periodo 2001-2050. Se trata de valores anuales obtenidos a partir de los escenarios forzados con HADLEY-low y ECHAM.

Para el análisis de extremos se han calculado los niveles de retorno a 50 años del módulo de la corriente estimados a partir de los máximos anuales del periodo 2001-2050 para ambos escenarios A1B. La Figura 3.6.27 ilustra los resultados correspondientes a la parte más occidental del mar Mediterráneo. Los patrones espaciales de HADLEY-low y ECHAM son muy similares, situándose las principales discrepancias en la corriente de Argelia, que se intensifica en mayor grado en el escenario A1B de HADLEY-low con valores que alcanzan 1 m/s. Debe recordarse que los patrones medios no muestran esas diferencias, por lo que deben atribuirse a cambios en la variabilidad más que a cambios en el régimen medio de la corriente de Argelia.

En el resto de la zona no hay cambios notables, localizándose como siempre las mayores intensidades de corriente en el mar de Alborán, con 0,90 m/s. Excepto para la corriente de Argelia ya mencionada, las diferencias entre los niveles de retorno estimados para 2001-2050 y los estimados para 1961-2000 no muestran un patrón bien definido ni diferencias especialmente significativas. En los dos escenarios se alternan espacialmente incrementos con descensos de niveles de retorno, lo que está ligado fundamentalmente a cambios en el emplazamiento de los giros mesoescalares.

A diferencia de lo que ocurre en el Mediterráneo occidental, en el océano Atlántico nororiental sí se observan discrepancias espaciales en la distribución de los niveles de retorno a 50 años del módulo de la corriente (Figura 3.6.28, paneles de la izquierda). En líneas generales, las zonas costeras se caracterizan por patrones similares con mayores niveles de retorno frente a la costa ibérica occidental, costa marroquí y entorno de las Islas Canarias. Sin embargo, hay diferencias importantes en el sector noroccidental del dominio

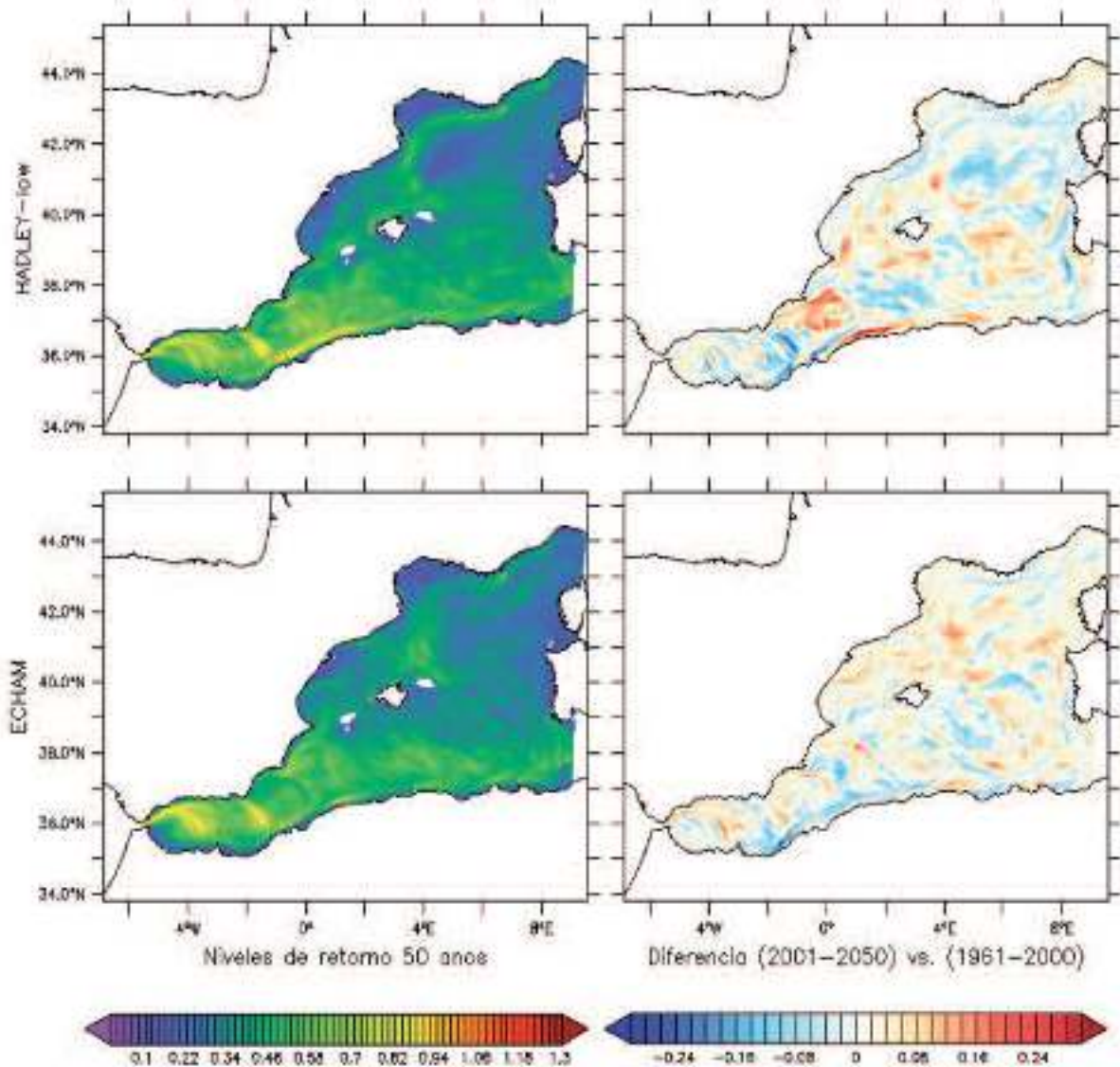


Figura 3.6.27: Izquierda: Niveles de retorno a 50 años del módulo de la corriente superficial (en m/s) calculados para los escenarios forzados con HADLEY-low y ECHAM (periodo 2001-2050). Derecha: diferencias entre los niveles calculados para los escenarios y los calculados para las simulaciones de control (periodo 1961-2000).

simulado, donde ECHAM muestra niveles más elevados que HADLEY-low con valores aproximados de 0,48 m/s y 0,22 m/s, respectivamente. Las diferencias descritas aparecen claramente reflejadas en los sesgos calculados entre los periodos 2001-2050 y 1961-2000 (Figura 3.6.28, paneles de la derecha): en la proyección forzada con ECHAM los sesgos positivos alcanzan 0,30 m/s en la zona mencionada con anterioridad, siendo mucho más atenuados en el caso de HADLEY-low. Otros hechos destacables son el aumento de los niveles de retorno en la zona costera de Galicia y Portugal respecto al periodo 1961-2000, un hecho que comparten las proyecciones de HADLEY-low y ECHAM.

Aunque es estudio de la circulación trasciende claramente un análisis zonal, se han querido dar igualmente algunos valores por zonas por razones de completitud con el análisis llevado a cabo para las otras variables. Como antes, en el dominio Mediterráneo las dos zonas analizadas son el mar Balear y el mar de Alborán (Tabla 3.6.6).

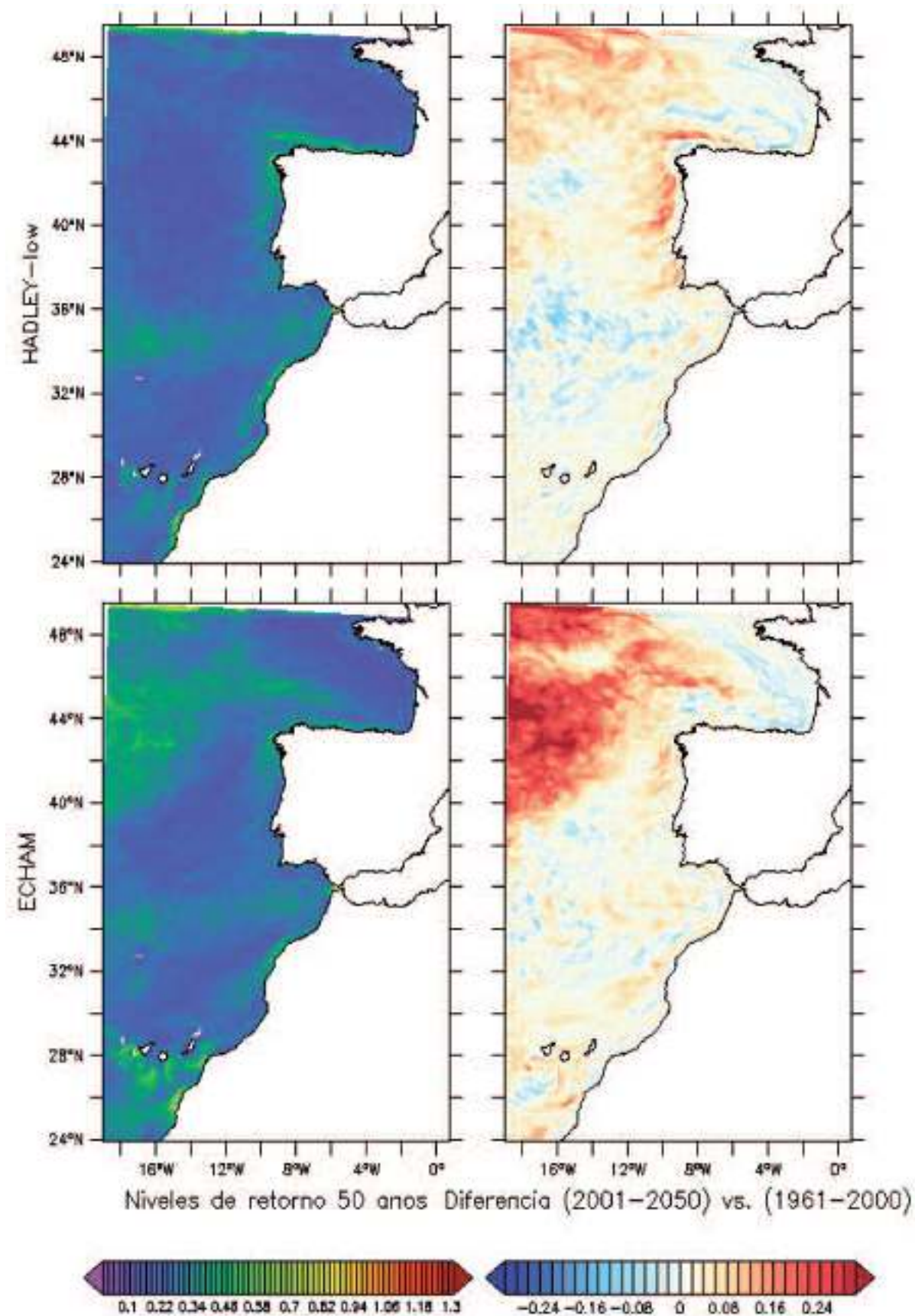


Figura 3.6.28: Izquierda: Niveles de retorno a 50 años del módulo de la corriente superficial (en m/s) calculados para los escenarios forzados con HADLEY-low y ECHAM (periodo 2001-2050). Derecha: diferencias entre los niveles calculados para los escenarios y los calculados para las simulaciones de control (periodo 1961-2000).

Tabla 3.6.6: Diferencias de media, desviación estándar y percentil 95 del módulo de la corriente superficial entre las proyecciones y las simulaciones de control forzadas con HADLEY-low y ECHAM para las zonas del mar de Alborán y el mar Balear. Para el cálculo de las diferencias se han empleado los periodos 2021-2050 para los escenarios y 1971-2000 para los controles. Se incluyen también las tendencias calculadas a partir de los escenarios (periodo 2001-2050); ninguna de ellas es estadísticamente significativa al 95% de confianza, por lo que se han marcado todas con un asterisco (*).

Módulo de la corriente superficial Escenario A1B - control HADLEY-low/ECHAM	Mar de Alborán	Mar Balear
Diferencia de media (cm/s)	-0,92/-0,30	-0,28/+0,48
Diferencia desviación estándar (cm/s)	-0,72/-0,02	-0,12/+0,31
Diferencia percentil 95 (cm/s)	-2,51/-0,29	-0,46/+1,02
Tendencia (cm/s /año)	-0,029(*)/-0,011(*)	+0,002(*)/+0,008(*)

En Alborán la media del módulo de la corriente para el periodo 2021-2050 desciende con respecto al promedio de 1971-2000 tanto en HADLEY-low (-0,92 cm/s) como en ECHAM (-0,30 cm/s). Esta disminución se reproduce también en el régimen extremal, como atestiguan los descensos del percentil 95 en ambos escenarios, más destacables en HADLEY-low. Estos resultados vienen acompañados también de una menor variabilidad temporal de 2021 a 2050 respecto a los últimos treinta años del siglo XX y de una tendencia negativa a lo largo del citado periodo, aunque como muestran las Figuras 3.6.23 y 3.6.27 no se trata de cambios extensivos a toda la cuenca y de hecho las tendencias no son estadísticamente significativas.

Los resultados son aún más inciertos en el mar Balear. Los regímenes medios de 2021 a 2050 evolucionan de manera diversa respecto a 1971-2000, con descensos del módulo de la corriente en HADLEY-low (-0,28 cm/s) que contrastan con los aumentos obtenidos para ECHAM (+0,48 cm/s). Estas diferencias se observan también cuando se compara la desviación estándar y el percentil 95, siendo de signo opuesto en las dos proyecciones. No puede hablarse por tanto de cambios concluyentes.

Los resultados referidos a las áreas atlánticas analizadas muestran en general un incremento en el módulo de la corriente en todas ellas, aunque menor en el golfo de Cádiz (Tabla 3.6.7). En términos generales, el mayor grado de acuerdo tiene lugar en la fachada Ibérica atlántica donde ambos escenarios estiman aumentos de la media del periodo 2021-2050 respecto a 1971-2000 que oscilan entre +0,76 y +0,84 cm/s. En el mar Cantábrico e Islas Canarias los ascensos presentan mayor disparidad entre HADLEY-low y ECHAM. Se observa asimismo que, salvo en el golfo de Cádiz, los extremos de velocidad de la corriente se incrementan en mayor medida que los promedios, siendo esta diferencia especialmente notable en la fachada Atlántica, donde las diferencias del percentil 95 varían entre +1,93 y +2,63 cm/s.

Las tendencias calculadas para las zonas del dominio Atlántico son todas positivas excepto en el golfo de Cádiz, donde tanto HADLEY-low como ECHAM marcan descensos de -0,032 y -0,012 cm/s/año, respectivamente. Las tendencias positivas más importantes

se dan en las costas occidentales de la Península Ibérica, con valores de +0,017 y +0,023 cm/s/año para HADLEY-low y ECHAM respectivamente. De hecho es la única zona donde las dos proyecciones dan tendencias estadísticamente significativas.

Tabla 3.6.7: Diferencias de media, desviación estándar y percentil 95 del módulo de la corriente superficial entre las proyecciones y las simulaciones de control forzadas con HADLEY-low y ECHAM para el golfo de Cádiz, Islas Canarias, mar Cantábrico y Fachada Atlántica. Para el cálculo de las diferencias se han empleado los periodos 2021-2050 para los escenarios y 1971-2000 para los controles. Se incluyen también las tendencias calculadas a partir de los escenarios (periodo 2001-2050); se han marcado con un asterisco (*) aquellas que no son estadísticamente significativas al 95% de confianza.

Módulo de la corriente superficial Escenario A1B - control HADLEY-low / ECHAM	Cantábrico	Fachada atlántica	Golfo de Cádiz	Islas Canarias
Diferencia de media (cm/s)	+0,69/+0,22	+0,76/+0,84	+0,01/+0,04	+0,17/+0,97
Diferencia desviación estándar (cm/s)	+0,45/+0,20	+0,83/+0,54	+0,10/-0,04	+0,19/+0,23
Diferencia percentil 95 (cm/s)	+1,61/+0,60	+2,63/+1,93	+0,37/-0,06	+0,59/+1,44
Tendencia (cm/s/año)	+0,019/ +0,011(*)	+0,017/ +0,023	-0,032/ -0,012 (*)	+0,008 (*) /+0,021

Finalmente decir que el análisis de corrientes no se va a completar con los resultados obtenidos con el modelo de océano NEMOMED8.

3.7. Oleaje

Las simulaciones se han llevado a cabo en los dominios Mediterráneo y Atlántico por separado y así se comentan dentro de cada una de las subsecciones. En el caso del Mediterráneo los resultados se complementan con los obtenidos en VANIMEDAT-2.

3.7.1. Hindcasts

Los nuevos hindcast, aparte de actualizar las series hasta la primera década de siglo XXI, mejoran notablemente productos previos como el SIMAR44, que ya se consideraba muy bueno. En el Mediterráneo, el bias oscila entre los $-0,10$ m de la boya de Blanes y los $-0,38$ m de Alghero, con un valor medio de $-0,22$ m. Es decir, el hindcast subestima la altura de ola significativa en todas las boyas. El error cuadrático medio (RMSE) oscila entre los $0,34$ m de Mazara y los $0,64$ m de Alghero, con un valor medio de $0,42$ m. La correlación oscila entre el $0,68$ de Blanes y el $0,93$ de la boya de Cap Corse. Los nuevos hindcast suponen una reducción del bias a la mitad, una reducción del RMSE del orden del 30% y una mejora en la correlación del orden del 10% respecto a SIMAR-44.

En el Atlántico el bias entre el hindcast y las boyas oscila entre los $-0,13$ m de la boya de Cabo Penhas y los $-0,58$ m de Gran Canaria, con un valor medio de $-0,32$ m. El hindcast Atlántico también subestima la altura de ola significativa en todas las boyas; de hecho la subestima es 10 cm mayor que en el Mediterráneo, aunque debe considerarse que la magnitud del oleaje Atlántico es mayor. El RMSE oscila entre los $0,44$ m de Tenerife Sur y los $0,71$ m de Gran Canaria, con un valor medio de $0,57$ m. La correlación está entre el sorprendente $0,38$ de Tenerife Sur (la única por debajo de 0M7) y el $0,93$ de Bilbao.

En el caso del Mediterráneo, el hindcast forzado con las salidas del downscaling de ERA-40 llevado a cabo con el modelo RCA3.5 se ha comparado con los datos obtenidos en boyas distribuidas por toda la cuenca del Mediterráneo occidental; los resultados se muestran en la Tabla 3.7.1a. Pese a que la simulación ERA-40 cubre el periodo 1958-2001, buena parte de las boyas se instalaron después del año 2000, por lo que la comparación se ha limitado a un subconjunto de todas las boyas disponibles. El bias oscila entre los $-0,10$ m de la boya de Blanes y los $-0,38$ m de Alghero, con un valor medio de $-0,22$ m. Es decir, el hindcast subestima la altura de ola significativa en todas las boyas. El error cuadrático medio (RMSE) oscila entre los $0,34$ m de Mazara y los $0,64$ m de Alghero, con un valor medio de $0,42$ m. La correlación oscila entre el $0,68$ de Blanes y el $0,93$ de Cap Corse.

Para la simulación ERA-Interim se han podido incluir más boyas en la comparación al llegar esta simulación hasta el año 2008 (Tabla 3.7.1b). Para las boyas incluidas en ambas simulaciones los resultados son parecidos, lo cual indica que la calidad del hindcast no presenta discontinuidades apreciables. El bias oscila entre los $-0,02$ m de Banyuls y los $-0,34$ de Cap Corse. El error cuadrático medio está entre los $0,24$ m de Capo Gallo y los $0,53$ de Porquerolles. La correlación está entre los $0,71$ de Blanes y los $0,94$ de Tarragona.

Tabla 3.7.1a: Validación de la altura de ola significativa del hindcast forzado con el downscaling de ERA-40 obtenido con el modelo RCA3.5 en el dominio Mediterráneo.

Boya	Periodo de comparación (días)	Bias (m) <HS_hind>-<Hs_boya>	RMSE (m)	Correlación
Cap Corse	534	-0,32	0,50	0,93
Porquerolles	2.236	-0,18	0,38	0,88
Mazara	3.985	-0,15	0,34	0,91
Alghero	4.383	-0,38	0,64	0,93
Ponza	4.230	-0,20	0,39	0,89
La Spezia	4.259	-0,27	0,41	0,91
Mao	1.737	-0,29	0,47	0,91
Cabo Begur	132	-0,24	0,41	0,92
Cap de Tortosa	3.127	-0,28	0,44	0,73
Blanes	3.648	-0,10	0,35	0,68

Tabla 3.7.1b: Validación de la altura de ola significativa del hindcast forzado con el downscaling de ERA-Interim obtenido con el modelo RCA3.5 en el dominio Mediterráneo.

Boya	Periodo de comparación (días)	Bias (m) <HS_hind>-<Hs_boya>	RMSE (m)	Correlación
Cap Corse	1.887	-0,34	0,63	0,82
Banyuls	394	-0,02	0,30	0,86
Porquerolles	3.911	-0,28	0,53	0,85
Nice	1.496	-0,05	0,28	0,82
Mazara	5.815	-0,15	0,34	0,91
Capo Gallo	1.179	-0,07	0,24	0,93
Capo Comino	491	-0,15	0,27	0,89
Alghero	6.242	-0,34	0,58	0,93
Ponza	5.909	-0,18	0,37	0,89
Capo Linaro	667	-0,18	0,35	0,87
La Spezia	5.457	-0,27	0,41	0,91
Cagliari	290	-0,17	0,29	0,77
Dragonera	727	-0,29	0,47	0,89
Cabo de Palos	867	-0,20	0,34	0,89
Valencia	387	-0,02	0,29	0,78
Mao	3.301	-0,20	0,43	0,91
Cabo de Gata	1.272	-0,10	0,31	0,90
Tarragona	1.447	-0,21	0,33	0,89
Cabo Begur	1.711	-0,20	0,41	0,94
Cap de Tortosa	5.312	-0,27	0,43	0,74
Blanes	4.942	-0,11	0,35	0,71

La comparación contra datos de boyas del hindcast obtenido a partir del downscaling de ERA-40 con ARPEGE se muestra en la Tabla 3.7.2. En este caso los bias son algo menores que para el downscaling de RCA3.5: oscilan entre los $-0,02$ m de la boya de Banyuls y los $-0,34$ m de Alghero y Cap Corse, con un valor medio de $-0,18$ m. El RMSE es muy similar, oscila entre los $0,24$ m de Capo Gallo y los $0,65$ m de Tortosa, con un valor medio de $0,41$ m. La correlación también es muy similar: oscila entre el $0,70$ de la boya de Blanes y el $0,94$ de la boya de Begur. A diferencia de los hindcast anteriores, éste ya se ha calibrado con datos independientes, lo cual ha permitido una reducción muy importante del bias (hasta $0,05$ m) y no tan significativa en el caso del RMSE ($0,037$ m, ver Tabla 3.7.2).

Tabla 3.7.2: Validación de la altura de ola significativa del downscaling de ERA-40 y ERA-Interim llevado a cabo con el modelo ARPEGE en el dominio Mediterráneo (datos obtenidos de Martínez-Asensio et al., 2013).

Boya	Periodo de comparación	No calibrado		Correlación	Calibrado	
		BIAS (m)	RMSE (m)		BIAS (m)	RMSE (m)
Cap Corse	Mar-99 / Aug-11	-0,34	0,63	0,82	-0,12	0,53
Banyuls	Nov-07 / Aug-11	-0,02	0,33	0,86	+0,18	0,41
Porquerolles	May-92 / Aug-11	-0,28	0,48	0,85	-0,04	0,40
Nice	Jun-02 / Dec-10	-0,05	0,39	0,82	+0,12	0,44
Lion	Dec-01 / Dec-08	-0,22	0,28	0,93	-0,08	0,25
Mazara	Jul-89 / Apr-08	-0,15	0,30	0,91	-0,10	0,29
Capo Gallo	Jan-04 / Mar-08	-0,07	0,24	0,93	+0,15	0,27
Capo Comino	Jan-04 / Sep-05	-0,15	0,35	0,89	-0,02	0,29
Alghero	Jul-89 / Apr-08	-0,34	0,47	0,93	-0,09	0,38
Ponza	Jul-89 / Mar-08	-0,18	0,41	0,89	-0,03	0,35
Capo Linaro	Jan-04 / Sep-06	-0,18	0,48	0,87	-0,02	0,42
La Spezia	Jul-89 / Mar-07	-0,27	0,58	0,91	-0,09	0,45
Dragonera	Nov-06 / Oct-10	-0,29	0,47	0,89	-0,06	0,36
Cabo de Palos	Jul-06 / Aug-11	-0,20	0,34	0,89	-0,03	0,27
Valencia I	Aug-04 / Sep-05	+0,03	0,40	0,76	+0,02	0,47
Valencia II	Sep-05 / Nov-08	-0,17	0,41	0,88	-0,00	0,31
Mahón	Apr-93 / Aug-11	-0,20	0,32	0,91	-0,07	0,27
Cabo de Gata	Mar-98 / Jun-11	-0,10	0,29	0,90	+0,16	0,31
Tarragona	Aug-04 / Aug-11	-0,21	0,39	0,89	-0,01	0,29
Cabo Begur	Apr-01 / Aug-11	-0,20	0,29	0,94	-0,06	0,25
Cap de Tortosa	May-84 / Aug-11	-0,27	0,65	0,74	-0,10	0,53
Blanes	May-84 / Aug-11	-0,10	0,51	0,70	+0,07	0,51

Debe destacarse que las nuevas simulaciones mejoran notablemente productos previos como el SIMAR-44, obtenido en el marco del proyecto HIPOCAS (ver Ratsimandresy et al., 2008). Una comparación llevada a cabo para una serie de boyas indica que ya antes de la calibración el bias del nuevo hindcast es la mitad, el RMS un 30% inferior y la correlación un 10% superior respecto a SIMAR-44 (todo ello para el periodo 1993-2001, común a todas las simulaciones). Dado que el modelo de oleaje usado para SIMAR-44 y para todas las simulaciones mostradas aquí es el mismo, lo lógico es pensar que las causas de la mejora provienen de los vientos obtenidos a partir de los nuevos downscalings. La mejora no parece tratarse de una cuestión de resolución espacial de los forzamientos, pues aunque la resolución del downscaling con RCA3.5 es de unos 20 km y por tanto mejor que la de SIMAR-44 (unos 50 km), la del downscaling con ARPEGE es de 50 km. Debe tratarse por tanto o bien de la superioridad de los reanálisis ERA-40 y ERA-Interim frente al reanálisis de NCAR/NCEP utilizado en el marco del proyecto HIPOCAS, o bien de una mejora de las parametrizaciones y la calibración de los modelos atmosféricos usados para hacer el downscaling (RCA3.5 y ARPEGE frente al modelo REMO utilizado en HIPOCAS).

En el dominio Atlántico todas las boyas utilizadas se solapan más de 2 años con la simulación. El bias entre hindcast y boyas oscila entre los $-0,13$ m de la boya de Cabo Penhas y los $-0,58$ m de Gran Canaria, con un valor medio de $-0,32$ m (Tabla 3.7.3). Es decir, el hindcast Atlántico también subestima la altura de ola significativa en todas las boyas y esa subestima es 10 cm mayor que en el Mediterráneo (también la magnitud del oleaje Atlántico es mayor). El error cuadrático medio oscila entre los 0,44 m de Tenerife Sur y los 0,71 m de Gran Canaria, con un valor medio de 0,57 m. La correlación oscila entre el sorprendente 0,38 de Tenerife Sur (la única con una correlación inferior a 0,7) y el 0,93 de Bilbao. La baja correlación en Tenerife contrasta con la calidad de la cercana boya de Gran Canaria; las discrepancias pueden ser debidas a que el oleaje medido en la boya de Tenerife esté muy afectado por procesos locales que el modelo no es capaz de reproducir, pero tampoco se descarta que haya algún problema con las observaciones. Aparte de este hecho aislado, la validación del oleaje Atlántico es muy satisfactoria.

Tabla 3.7.3: Validación de la altura de ola significativa del hindcast forzado con el downscaling de ERA-40 llevado a cabo con el modelo RCA3.5 en el dominio Atlántico.

Boya	Periodo de comparación (días)	Bias (m) <HS_hind>-<Hs_boya>	RMSE (m)	Correlación
Golfo de Cádiz	1.549	-0,51	0,65	0,82
Gran Canaria	1.495	-0,58	0,71	0,73
Tenerife Sur	1.191	-0,08	0,44	0,38
Bilbao Vizcaya	786	-0,27	0,51	0,93
Cabo Penhas	1.066	-0,13	0,51	0,90
Cabo Silleiro	965	-0,28	0,54	0,92
Estaca Bares	1.072	-0,33	0,63	0,91
Villano Sisargas	748	-0,38	0,62	0,91

3.7.2. Simulaciones de Control

En el dominio Mediterráneo las simulaciones de control de oleaje de los modelos climáticos ECHAM y HADLEY muestran los mismos patrones espaciales que el hindcast forzado con el downscaling de ERA-40 para su periodo común, lo que indica que los patrones de viento de los forzamientos regionalizados son consistentes con los observados. En cuanto a la magnitud, los controles de ECHAM y HADLEY-low sobreestiman claramente la altura de ola significativa (en unos 20 cm) y por consiguiente también el flujo medio de energía, mientras que HADLEY-ref la sobrestima ligeramente y HADLEY-high la subestima ligeramente, con algunas variaciones estacionales. Estas diferencias se deben en buena parte a la diferente cronología de la variabilidad natural de cada simulación, no a errores en el sistema de modelado, y no son determinantes a la hora de analizar los escenarios climáticos. Respecto a valores extremos, los niveles de retorno a 50 años obtenidos son del orden de 8-10 m; los patrones espaciales de todas las simulaciones son consistentes entre sí, aunque los controles sobreestiman ligeramente el hindcast en algunas zonas.

En el dominio Atlántico las simulaciones de control y el hindcast muestran también los mismos patrones espaciales. En cuanto a la magnitud, de nuevo los controles sobreestiman la altura de ola significativa y por consiguiente también el flujo medio de energía. El bias en la altura de ola significativa es bastante constante (de unos 30 cm) a lo largo del año. Los resultados de extremos muestran obviamente valores mucho más altos que en el Mediterráneo: los niveles de retorno a 50 años son de hasta 15 m al noroeste del dominio. ECHAM sobrestima considerablemente esos niveles de retorno (da hasta 20 m a 50 años), mientras que HADLEY-low los subestima ligeramente y los de HADLEY-ref y HADLEY-high son similares a los de ERA-40.

La evaluación de los controles frente al hindcast se ha llevado a cabo para el periodo 1958-1999, que es el periodo común a ambas simulaciones. El comportamiento claramente estacional del oleaje aconseja un análisis estación por estación. Los promedios estacionales de altura de ola significativa (H_s) en el dominio Mediterráneo se muestran en la Figura 3.7.1 y se resumen en la Tabla 3.7.4.

Los resultados de la Figura 3.7.1 muestran en primer lugar que en el dominio Mediterráneo los patrones espaciales del hindcast y de los controles son similares para todas las estaciones, con valores mayores en la zona central de la cuenca debido a los vientos predominantes de dirección norte en esa zona. Las menores H_s se obtienen en las zonas costeras. En cuanto a la magnitud del oleaje por estaciones, los valores de mayor H_s se observan siempre durante el invierno, tanto en el hindcast como en los controles, mientras que los valores menores corresponden al verano (este resultado es obviamente esperable y consistente con el ciclo estacional del viento).

Un hecho a destacar es que las simulaciones de control sobreestiman en general los valores del hindcast (hasta un 10% en invierno y hasta un 25% en verano, ver Tabla 3.7.4) excepto para el modelo HADLEY-high, que subestima ligeramente el hindcast (éste se situaría entre el HADLEY-ref y el HADLEY-high). Por el contrario, el modelo para el cual las di-

ferencias son mayores es el ECHAM (excepto en verano, cuando la diferencia con el HADLEY-low es más importante, ver Figuras 3.7.1 y 3.7.2). Cabe recordar de todos modos que las simulaciones de control no siguen la misma cronología que el hindcast, y que por tanto su variabilidad natural (la que no está inducida por los gases de efecto invernadero) puede diferir. Así, para el periodo de tiempo evaluado (unas pocas décadas), las diferencias obtenidas entre las simulaciones de control y el hindcast no son forzosamente indicativas de la calidad del control.

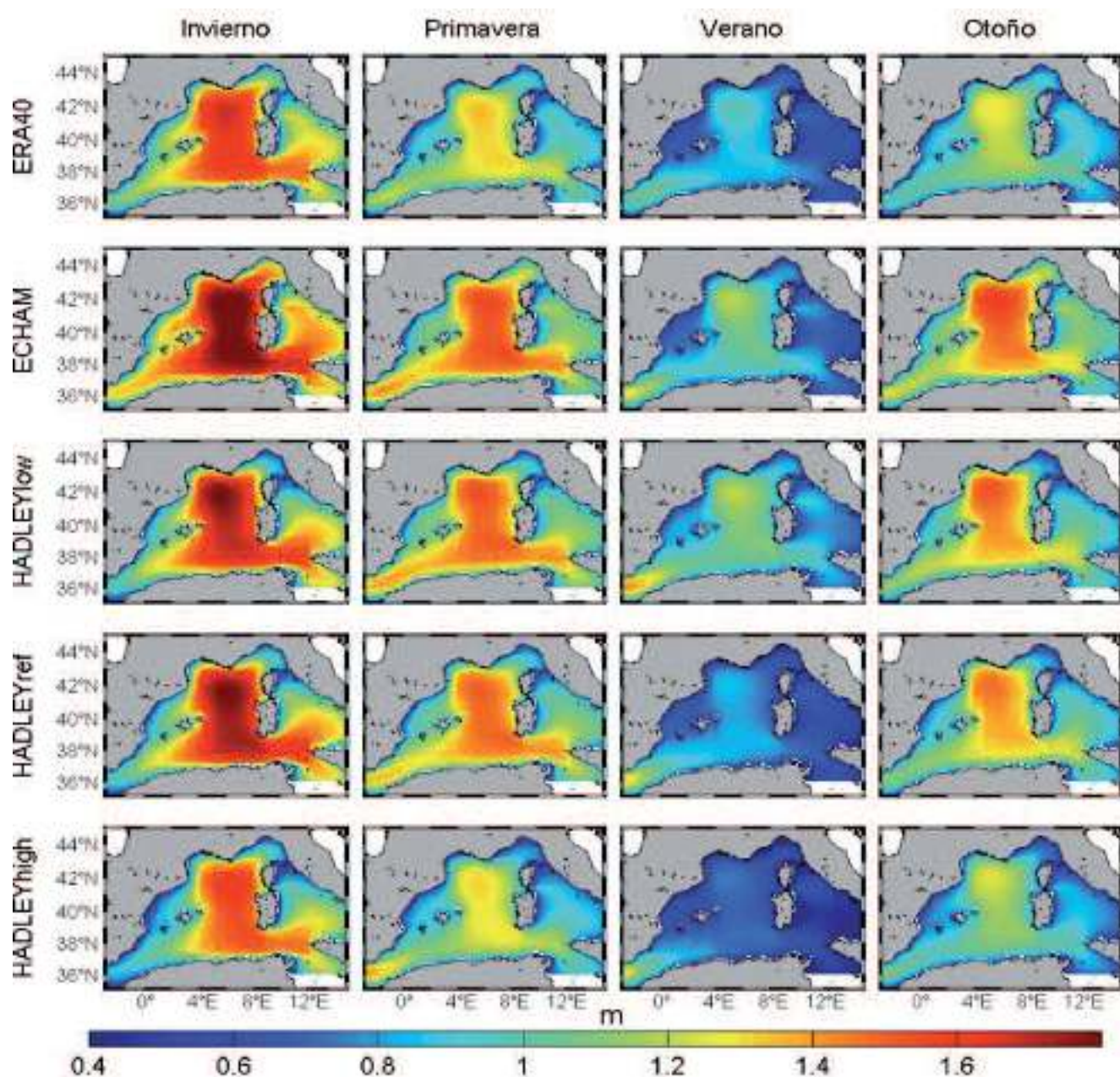


Figura 3.7.1: Medias estacionales de Hs (en m) para el hindcast forzado con el downscaling de ERA-40 con RCA3.5 y para los controles de ECHAM, HADLEY-low, HADLEY-ref y HADLEY-high para el periodo 1958-1999.

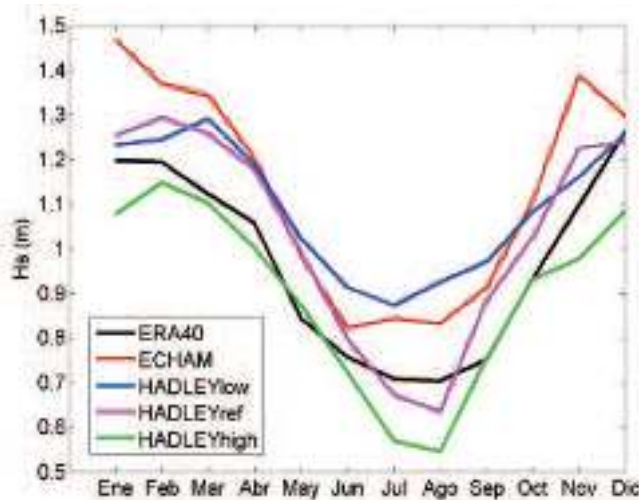


Figura 3.7.2: Ciclo estacional de oleaje promediado sobre todo el dominio Mediterráneo, tal y como se obtiene de distintas simulaciones: el hindcast forzado con el downscaling de ERA-40 llevado a cabo con el modelo RCA3.5; las simulaciones de control forzadas con ECHAM, HADLEY-low, HADLEY-ref y HADLEY-high.

Tabla 3.7.4: Promedios estacionales de Hs en el dominio Mediterráneo (en m) para el hindcast forzado con el downscaling de ERA-40 y para los controles de ECHAM, HADLEY-low, HADLEY-ref y HADLEY-high.

1958-1999	ERA-40	ECHAM	HADLEY-low	HADLEY-ref	HADLEY-high
Invierno	1,22	1,37	1,25	1,26	1,11
Primavera	1,01	1,18	1,17	1,14	0,99
Verano	0,72	0,83	0,90	0,70	0,61
Otoño	0,93	1,14	1,07	1,04	0,89

La comparación entre la simulación de control y el hindcast obtenidos con el modelo ARPEGE es también satisfactoria. Los resultados de este hindcast son similares a los obtenidos con el downscaling con RCA3.5 (nótese que ambos están forzados con dos downscalings dinámicos del mismo conjunto de datos, que es ERA-40); en todo caso las alturas de ola son algo menores en el hindcast forzado con el downscaling de ARPEGE que en el forzado con el downscaling de RCA3.5 (comparar Figuras 3.7.1 y 3.7.3).

Respecto a la simulación de control, la de ARPEGE se situaría entre los controles de HADLEY-ref y HADLEY-high (los más similares al correspondiente hindcast), tanto por lo que respecta a los patrones espaciales (comparar Figuras 3.7.1 y 3.7.3) como al ciclo estacional (comparar Figuras 3.7.2 y 3.7.4).

En el dominio Atlántico los patrones espaciales del hindcast y de los controles también son similares para todas las estaciones, con los valores mayores localizados en el cuadrante NW (Figura 3.7.5). Se trata obviamente de valores bastante mayores que los obtenidos en el Mediterráneo: del orden de 2 m en invierno (hasta 4 m en el sector NW) y 1,5 m en verano (hasta 3 m en el sector NW). Es decir, en invierno la altura de ola promedio es aproximadamente 1 m más alta en el dominio Atlántico que en el Mediterráneo, y en verano la diferencia es del orden de 0,5 m. Otro hecho a destacar es que, al igual que en el

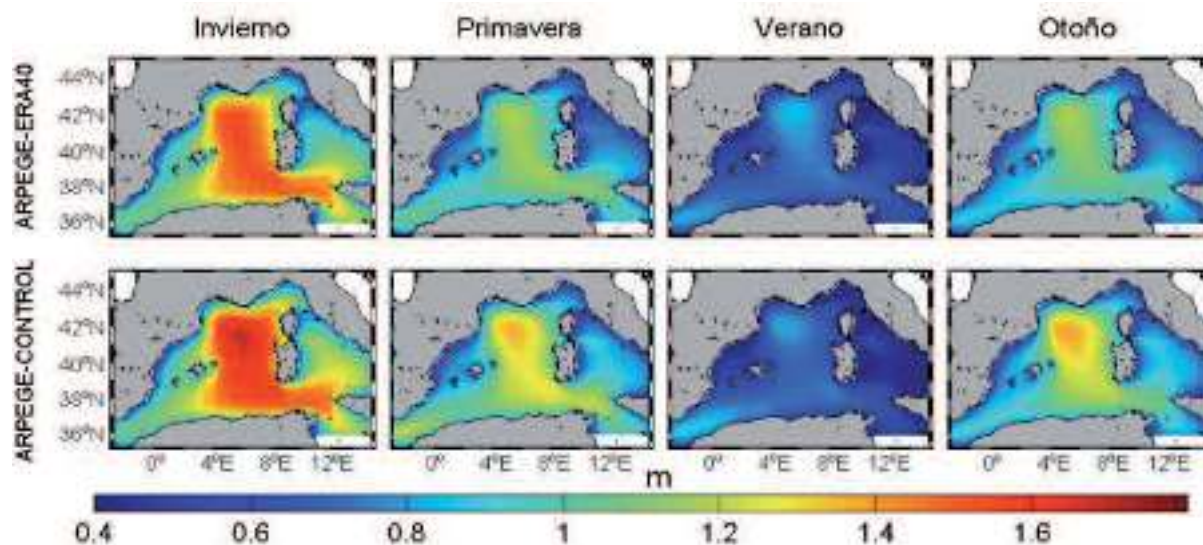


Figura 3.7.3: Medias estacionales de H_s (en m) para el hindcast forzado con el downscaling de ERA-40 con ARPEGE y para el control forzado con ARPEGE.

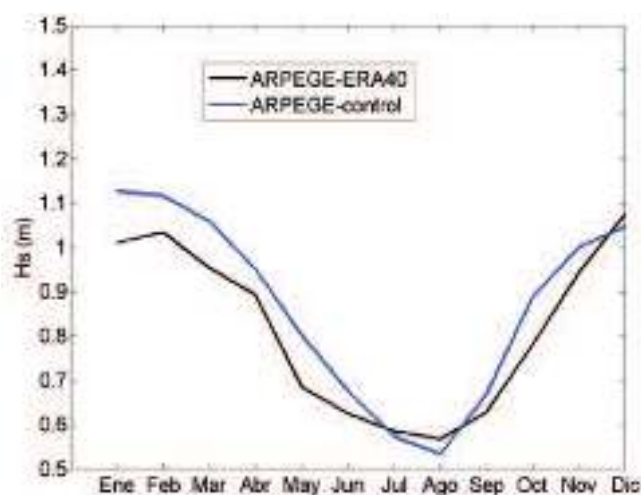


Figura 3.7.4: Ciclo estacional de oleaje promediado sobre todo el Mediterráneo tal y como se obtiene del hindcast forzado con el downscaling de ERA-40 llevado a cabo con el modelo ARPEGE y del control forzado con ARPEGE.

Mediterráneo, las simulaciones de control sobreestiman los valores del hindcast: del orden de un 10% en invierno (hasta un 25% en el caso del ECHAM) y del orden de un 30% para las otras estaciones, ver Tabla 3.7.5). De hecho, si se exceptúan los valores de ECHAM de invierno, los controles y el hindcast difieren en un bias bastante constante durante todo el año (del orden de 30 cm) tal y como pone de manifiesto la Figura 3.7.6.

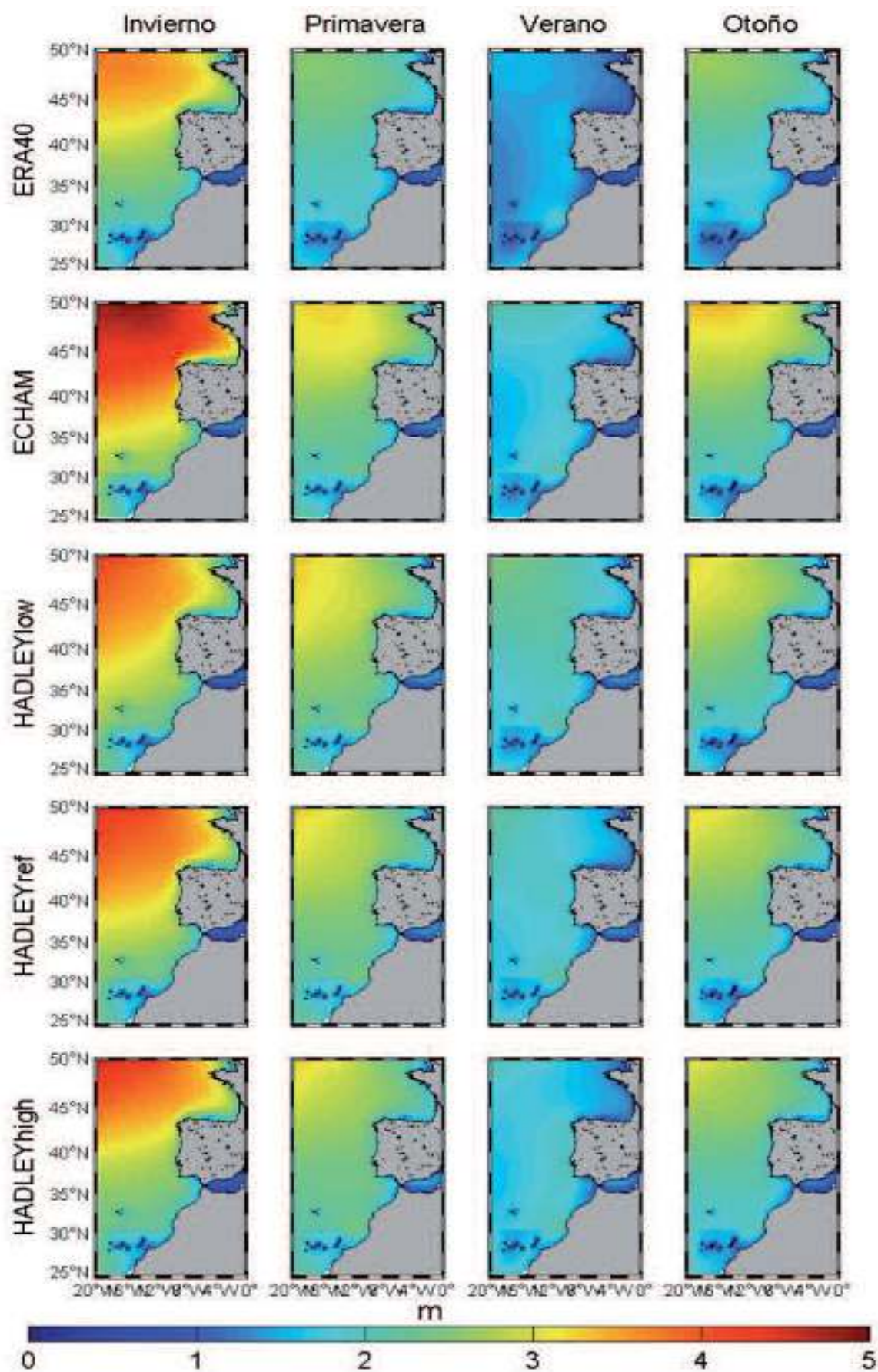


Figura 3.7.5: Medias estacionales de Hs (en m) para el hindcast forzado con el downscaling de ERA-40 con RCA3.5 y para los controles de ECHAM, HADLEY-low, HADLEY-ref y HADLEY-high para el periodo 1958-1999.

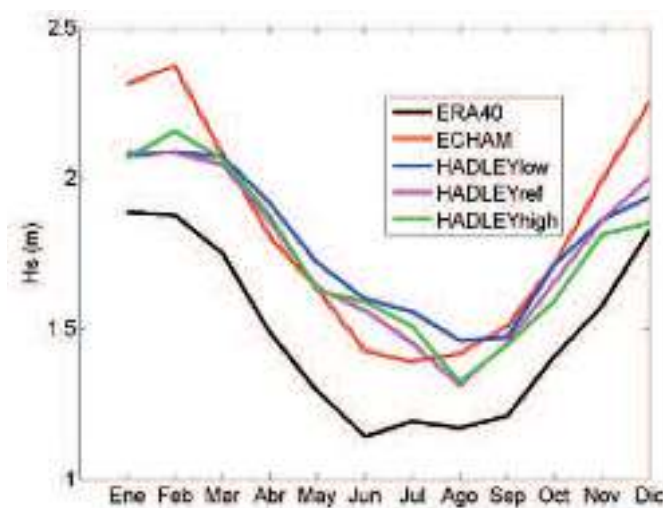


Figura 3.7.6: Ciclo estacional del oleaje promediado para el dominio Atlántico, obtenido del hindcast forzado con el downscaling de ERA-40 con RCA3.5 y de los controles de ECHAM, HADLEY-low, HADLEY-ref y HADLEY-high.

Tabla 3.7.5: Promedios estacionales de Hs en el dominio Atlántico (en m) para el hindcast forzado con el downscaling de ERA-40 y para los controles de ECHAM, HADLEY-low, HADLEY-ref y HADLEY-high.

1958-1999	ERA-40	ECHAM	HADLEY-low	HADLEY-ref	HADLEY-high
Invierno	1,86	2,31	2,04	2,06	1,97
Primavera	1,51	1,82	1,90	1,84	1,85
Verano	1,17	1,41	1,54	1,47	1,47
Otoño	1,40	1,74	1,66	1,64	1,62

Aparte de la altura de ola significativa se va a examinar también el flujo medio de energía (FME). Esta magnitud, aparte de ser importante para diversas aplicaciones (p.e. el transporte de sedimentos o la obtención de energía mareomotriz), da información sobre la dirección del oleaje. Su módulo viene dado por:

$$FME = 0,48 \frac{KW}{s \cdot m^2} H_s^2 T_m$$

donde T_m es el periodo medio del oleaje.

En el dominio del Mediterráneo occidental (Figura 3.7.7) los patrones espaciales del flujo medio de energía del hindcast y de los controles son consistentes. Se observan, sin embargo, algunas diferencias en las direcciones del flujo medio. Es el caso de la zona central del dominio, donde durante el invierno el hindcast muestra una dirección promedio S-SE, mientras que en el modelo ECHAM, el más energético, la dirección promedio es S. Los modelos HADLEY-ref y HADLEY-high son los que más coinciden con el hindcast, dando direcciones esencialmente S-SE.

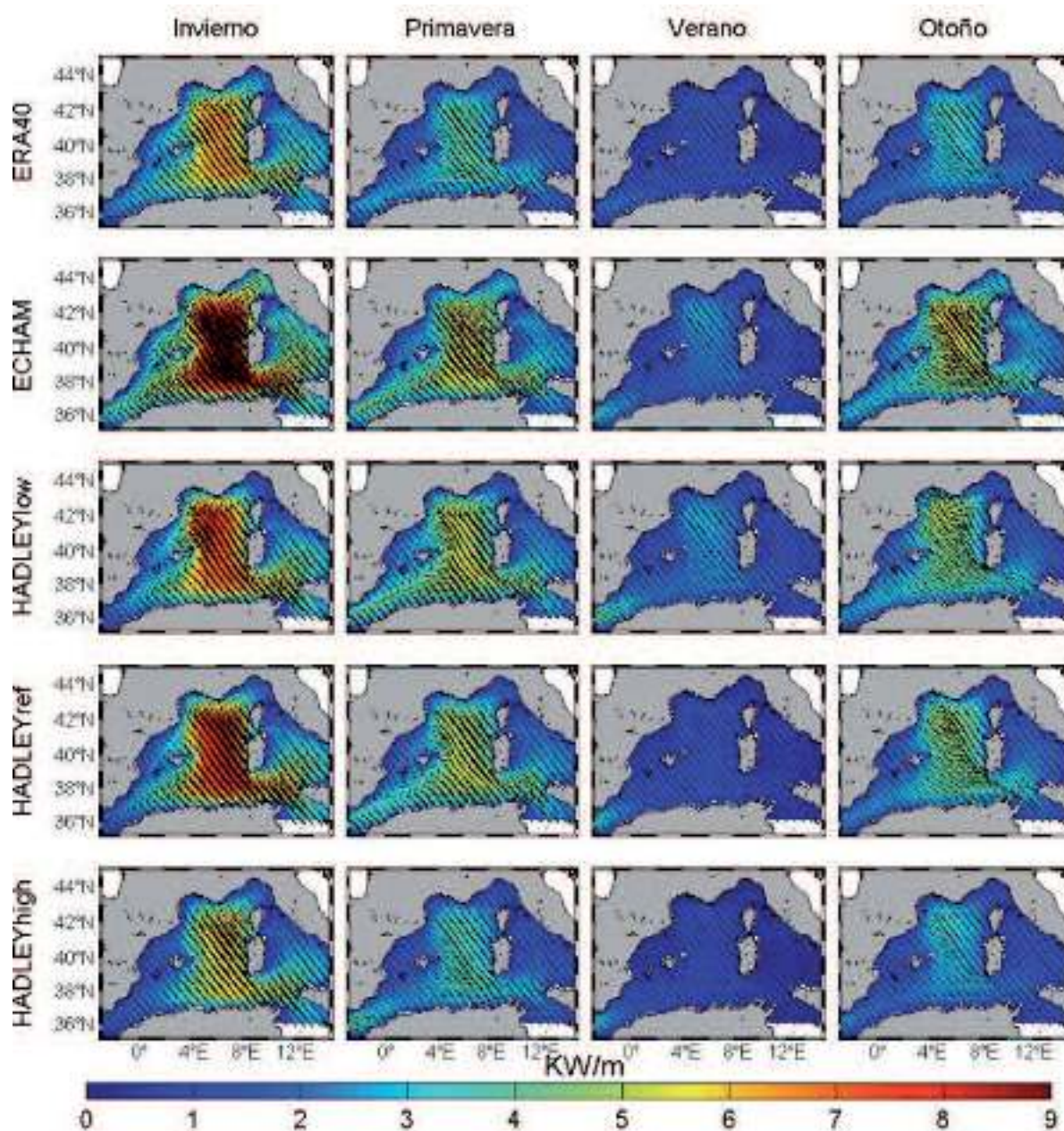


Figura 3.7.7: Flujos medios de energía estacionales (en Kw/m) calculado para el hindcast forzado con ERA-40 y para los controles de ECHAM, HADLEY-low, HADLEY-ref y HADLEY-high para el periodo común 1958-1999.

Tabla 3.7.6: Valores estacionales del flujo de energía (KW/m) promediados sobre el dominio Mediterráneo

1958-1999	Invierno	Primavera	Verano	Otoño
ERA-40	2,79	1,88	0,94	1,54
ECHAM	3,82	2,75	1,37	2,59
HADLEY-low	2,99	2,72	1,68	2,22
HADLEY-ref	3,10	2,58	1,11	2,13
HADLEY-high	2,29	2,04	0,93	1,60

En cuanto a la magnitud del flujo medio de energía, los valores más altos se dan obviamente en invierno tanto para el hindcast como para los controles, dado que Hs más altas implican mayores flujos. Como era de esperar también a partir de lo dicho para Hs, los controles climáticos sobreestiman en general la magnitud del flujo medio de energía proporcionado por ERA-40 (ver Tabla 3.7.6 y Figura 3.7.7, que muestran los promedios para el periodo 1958-1999, común a todas las simulaciones). El modelo que más sobreestima el hindcast es el ECHAM (que lo hace durante todas las estaciones excepto en verano), siguiendo el mismo patrón que para Hs. El control de ECHAM llega a sobreestimar hasta un 35% el valor del flujo medio de energía dado por el hindcast durante el invierno. En verano es el HADLEY-low el que sobreestima hasta un 70% el flujo dado por el hindcast (aunque debe precisarse que dicho flujo es mucho menor en verano que en invierno, por lo que las diferencias absolutas entre control y hindcast son menores que en invierno). Nótese además que el flujo de energía depende del cuadrado de Hs, lo cual acentúa las diferencias encontradas en Hs.

Los modelos HADLEY-ref y HADLEY-high son de nuevo los que dan los valores del flujo de energía más similares al hindcast (el segundo más que el primero) excepto en invierno, estación para la cual HADLEY-high subestima el hindcast en un 18%, mientras que HADLEY-ref lo sobreestima en un 11%. Para las otras estaciones las desviaciones del HADLEY-high se sitúan por debajo del 6%.

La Figura 3.7.8 muestra los resultados para el flujo medio de energía en el dominio Atlántico. Como era de esperar a partir de los resultados de Hs, los patrones espaciales del hindcast y de los controles son similares. Las diferencias más notables se observan lógicamente en la magnitud, la cual es mayor para los controles que para el hindcast (ver Tabla 3.7.7), destacando el ECHAM en invierno. Obsérvese además que en términos de flujo medio de energía hay prácticamente un orden de magnitud de diferencia entre Mediterráneo y Atlántico. Así mismo se acentúa la sobreestimación del hindcast por parte de los controles, que pasa a ser del 25% en invierno y de más del 50% en verano.

Tabla 3.7.7: Valores estacionales del flujo de energía (KW/m) promediados sobre el dominio Atlántico

1958-1999	Invierno	Primavera	Verano	Otoño
ERA-40	20,84	10,23	3,79	9,68
ECHAM	39,55	17,35	6,07	17,10
HADLEY-low	25,13	17,51	8,91	14,57
HADLEY-ref	27,58	16,05	7,70	14,31
HADLEY-high	25,74	15,78	6,51	12,84

Finalmente se presentan los resultados del estudio de extremos, para el cual se han considerado los 3 máximos anuales de Hs en cada punto de malla y para cada simulación, considerando como eventos independientes aquellos que están separados al menos 72h. Para cada serie temporal la distribución estadística de los valores extremos se ha ajustado

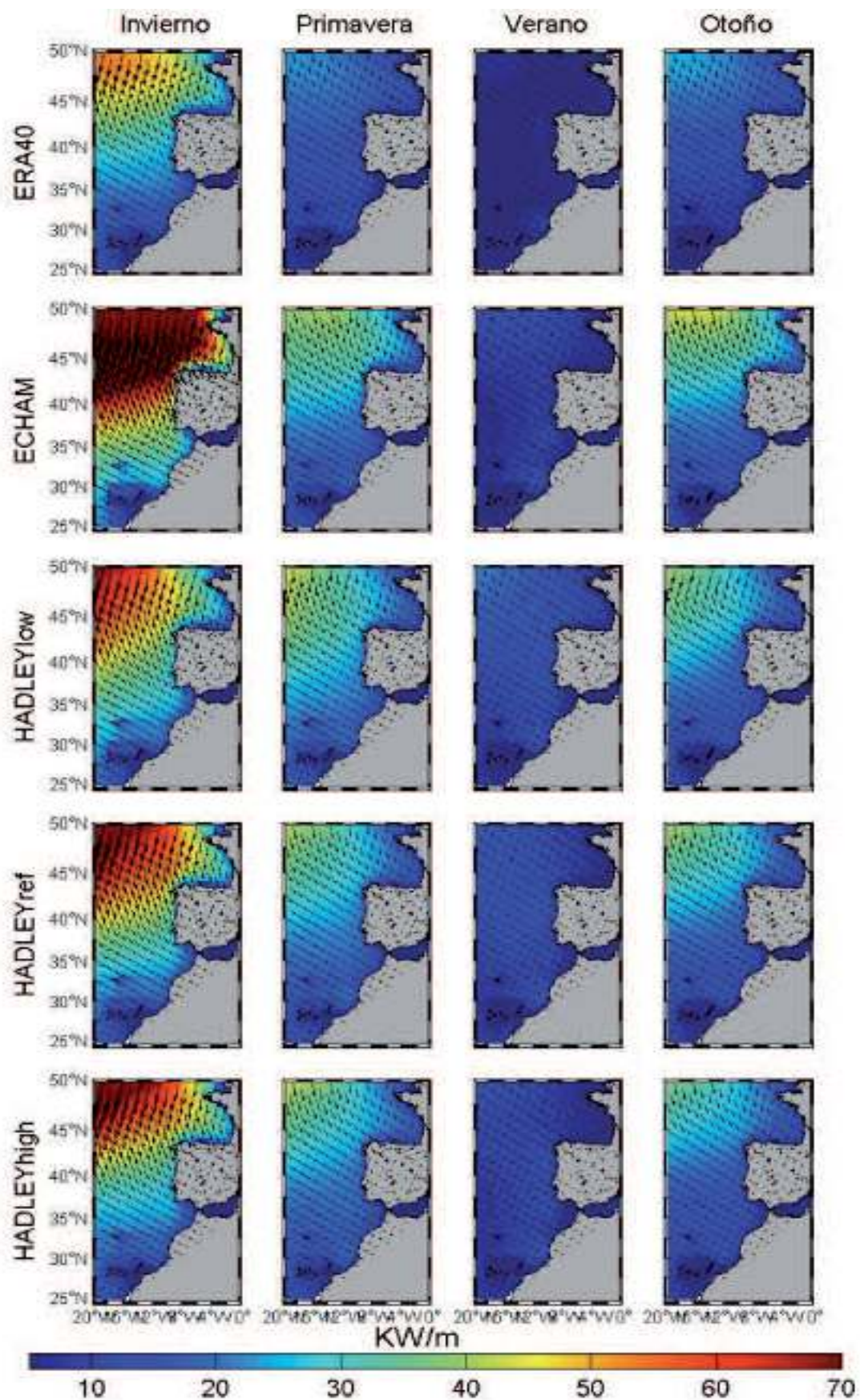


Figura 3.7.8: Flujos medios de energía estacionales (en Kw/m) calculado para el hindcast forzado con ERA-40 y para los controles de ECHAM, HADLEY-low, HADLEY-ref y HADLEY-high para el periodo común 1958-1999.

a la función de distribución de probabilidad conjunta de los R-máximos anuales, que tiene la siguiente forma:

$$G(x_i) = \exp \left[- \left(1 + \zeta \frac{x_i^{(r)} - \mu}{\sigma} \right)^{\frac{1}{2}} \prod_{k=1}^r \frac{1}{\sigma} \left[\zeta \frac{x_i^{(k)} - \mu}{\sigma} \right]^{\zeta^{-1}} \right]$$

donde μ , σ y ζ son los parámetros de posición, escala y forma, respectivamente, y $(x_i^{(1)}, \dots, x_i^{(r)})$ con $x_i^{(1)} > x_i^{(2)} > x_i^{(r)}$ son los valores máximos para el año i . Los parámetros de la distribución se han estimado ajustando la distribución empírica a la teórica en cada punto de malla por medio del método de máxima verosimilitud. Una vez conocidos los parámetros, el nivel del retorno (NR) para M-años se define como:

$$NR = \mu - \frac{\sigma}{\zeta} \left[1 - \left(-\log \left(1 - \frac{1}{M} \right) \right)^{-\zeta} \right]$$

En la Figura 3.7.9 se presentan los resultados para el dominio Mediterráneo; concretamente se han representado los valores de los niveles de retorno de 50 años para todo el dominio del hindcast y de las simulaciones de control. Se ha comprobado que los resultados no son sensibles al número de extremos anuales considerados, siempre que éste sea un valor razonable (entre 1 y 5). Los patrones espaciales de todas las simulaciones son consistentes entre sí; así por ejemplo, los valores máximos se encuentran en todos los casos en la zona del Golfo de León. Sin embargo, mientras en la simulación ERA-40 los niveles de retorno disminuyen significativamente en el resto del dominio (valores $< \sim 8$ m), en los controles se mantienen niveles de retorno altos ($> \sim 10$ m) en la zona central del dominio excepto para el HADLEY-high, que muestra valores más moderados. Es de nuevo este modelo, por tanto, el que da resultados más parecidos al hindcast. En todas las simulaciones los valores más pequeños se dan en las zonas costeras.

Respecto a las simulaciones obtenidas con los forzamientos de ARPEGE (Figura 3.7.10), puede destacarse que en el hindcast los niveles de retorno no están tan concentrados en el Golfo de León como lo estaban en el hindcast forzado con RCA3.5. La simulación de control sobrestima apreciablemente el hindcast, en este caso en aproximadamente 2 m en la zona central del dominio. Igual que para los valores medios, el control de ARPEGE se situaría entre los de HADLEY-ref y HADLEY-high, puede que más próximo a éste último.

En la Figura 3.7.11 se presentan los resultados para el dominio Atlántico. En este caso, aunque los mayores valores de los niveles de retorno siempre se dan al NW del dominio, en otras zonas se observan importantes diferencias entre las simulaciones. Como rasgos más importantes cabe mencionar que ECHAM sobrestima considerablemente los máximos niveles de retorno (más de 20 m en el cuadrante NW, mientras que ERA-40 da unos 15 m). Por el contrario, HADLEY-low los subestima ligeramente. Los modelos que mejor reproducen los patrones y magnitud de ERA-40 son el HADLEY-ref y el HADLEY-high. Debe notarse también que prácticamente en todas las simulaciones hay algún punto para el cual la serie no se ajusta bien a la distribución asumida y resulta por tanto en valores anómalos. Este hecho era mucho menos aparente en el Mediterráneo, puede que por tratarse de valores de oleaje menores.

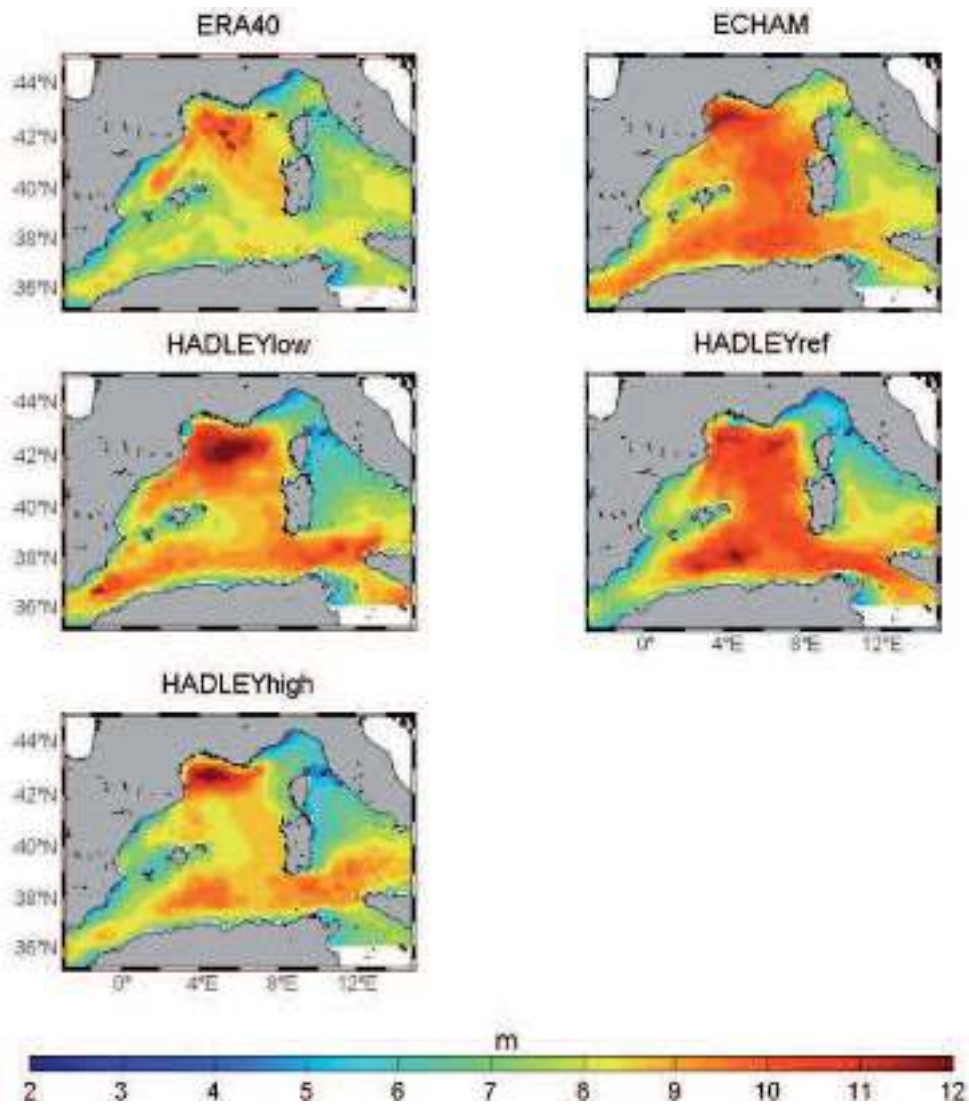


Figura 3.7.9: Niveles de retorno de Hs (en m) para 50 años calculados para el hindcast forzado con el downscaling de ERA-40 con RCA3.5 y los controles de ECHAM, HADLEY-low, HADLEY-ref y HADLEY-high.

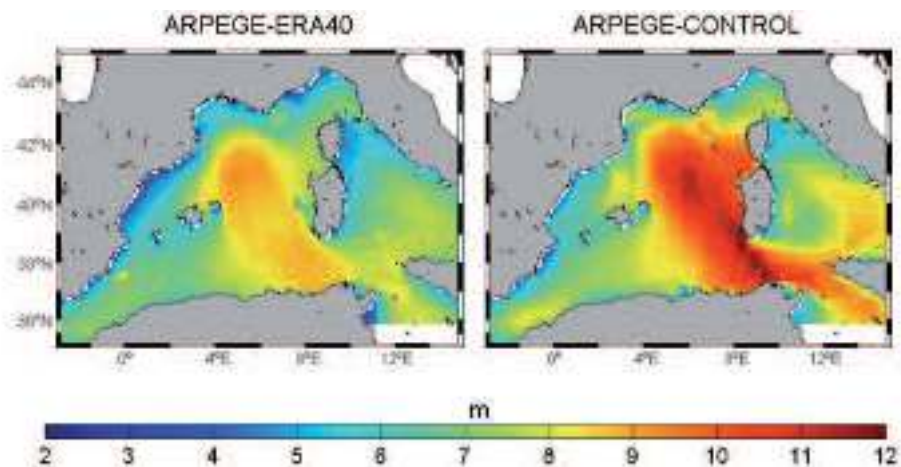


Figura 3.7.10: Niveles de retorno de Hs (en m) para 50 años calculados para el hindcast forzado con el downscaling de ERA-40 con ARPEGE y la correspondiente simulación de control de ARPEGE.

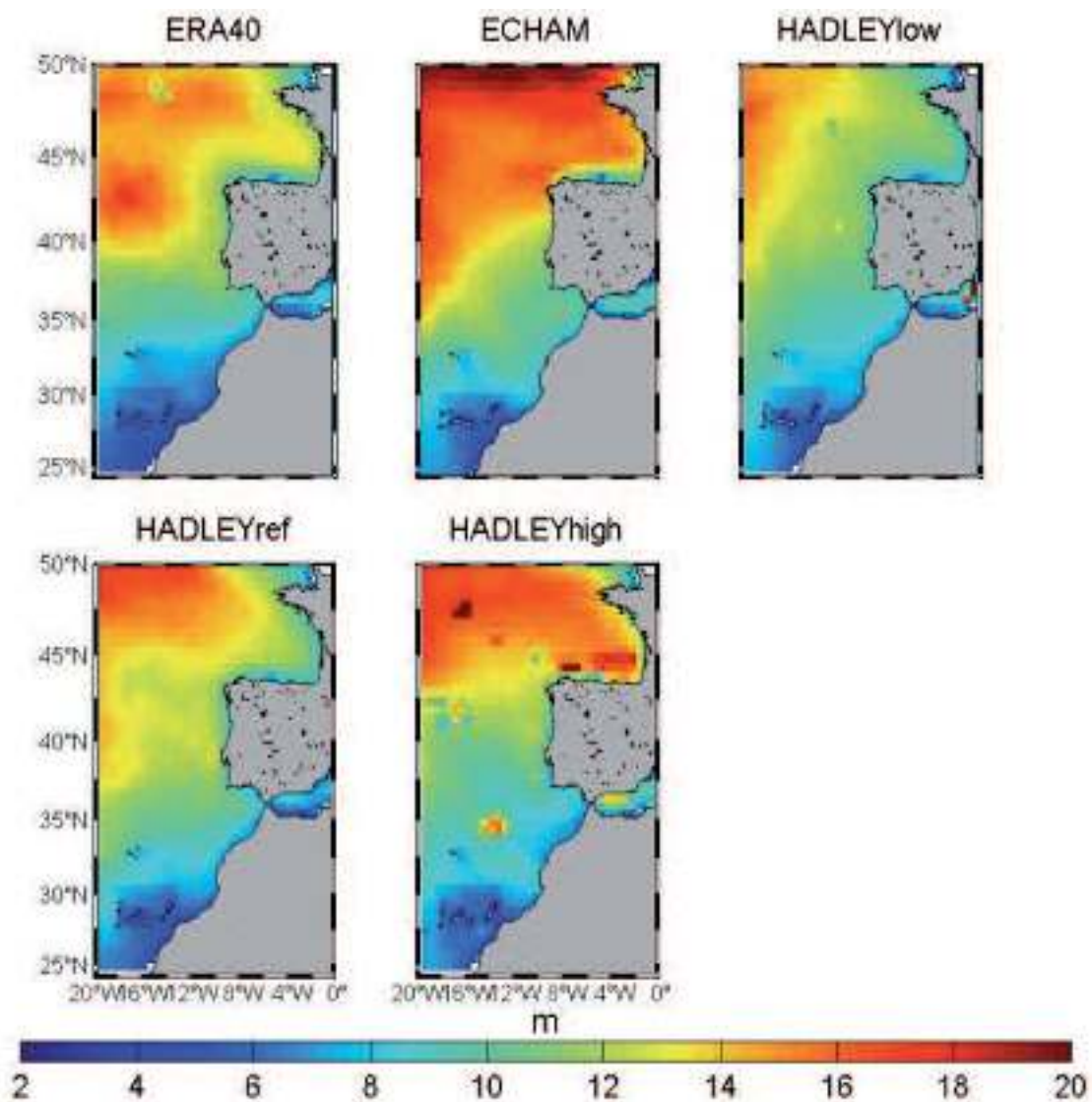


Figura 3.7.11: Niveles de retorno de H_s (en m) para 50 años, calculados para el hindcast forzado con el downscaling de ERA-40 con RCA3.5 y para los controles de ECHAM, HADLEY-low, HADLEY-ref y HADLEY-high. Todo ello para el periodo común 1958-1999.

3.7.3. Escenarios

En el dominio del Mediterráneo occidental las proyecciones de oleaje para el escenario A1B sugieren una disminución de la altura de ola significativa, pero esta sería inferior al 10% en otoño y del orden de un 15% en invierno (las proyecciones de ARPEGE indican una disminución poco significativa para el escenario B1, y del orden del 20% en otoño y del 25% en invierno para el escenario A2). Todo ello para la zona central del dominio, que es la que muestra los valores más altos de oleaje. La reducción del flujo medio de energía del oleaje para final de siglo podría llegar a ser importante, aunque cerca de costa los cambios proyectados son menores. Los modelos indican así mismo una disminución de los niveles de retorno extremos, pero que no sería homogénea en toda la cuenca. En promedio dicha reducción sería del orden del -9% según el HADLEY-high y por debajo del -3% según los otros modelos.

En el dominio Atlántico la mayoría de tendencias estacionales son no significativas; sólo ECHAM muestra tendencias negativas significativas en otoño (hasta -0,5 cm/año) y en invierno. Las pocas zonas con tendencias estadísticamente significativas no son consistentes entre modelos; ello se debe a que los cambios proyectados son del mismo orden que la variabilidad natural del oleaje y por tanto las tendencias están influenciadas por la diferente cronología de los modelos. Obviando las diferencias, las simulaciones apuntan hacia una ligera disminución de la altura de ola significativa, y por tanto del flujo medio de energía. Respecto a los valores extremos también hay disparidad: mientras HADLEY-low y HADLEY-ref apuntan a un incremento de los niveles de retorno, HADLEY-high indica una disminución. ECHAM presenta problemas para ajustar la función de distribución en buena parte del dominio.

A partir de las simulaciones climáticas se han evaluado tanto las tendencias como las variaciones en el ciclo estacional de Hs a lo largo del siglo XXI. Dado el marcado carácter estacional de Hs el análisis se ha realizado también para cada estación y no sólo para todo el año. En la Figura 3.7.12 se representan los mapas de tendencias estacionales y totales para el periodo 2000-2099 en el dominio Mediterráneo. Las zonas donde las tendencias no son significativas al 95% de nivel de confianza se han difuminado. En la Tabla 3.7.8 se presentan, para cada estación y para el conjunto del año, las tendencias del oleaje promedio sobre el dominio Mediterráneo; se aporta también el porcentaje de variación de Hs proyectado para finales del siglo XXI respecto a los valores medios de Hs durante el siglo XX.

Todas las tendencias regionales oscilan entre -0,2 y 0,2 cm/año; es decir, la máxima variación de Hs que proyectan las simulaciones para finales de este siglo en algún lugar del dominio y para una determinada estación es de ± 20 cm respecto al valor actual. El otro hecho que comparten todos los modelos es la evolución negativa del promedio anual de Hs, si bien estacionalmente hay algunas diferencias. Así por ejemplo, las tres versiones del modelo HADLEY pronostican cambios significativos (tendencias negativas) en otoño en la mayor parte de la cuenca. Las tendencias de estos mismos modelos no son significativas en otras estaciones, con la excepción de valores positivos durante el verano, muy limitados a la zona de Alborán, y durante la primavera en Alborán, Golfo

de Génova y Tirreno. El modelo ECHAM muestra tendencias negativas durante todo el año, con valores algo mayores en invierno en la zona más occidental del dominio. Las simulaciones que dan los cambios más significativos son HADLEY-high y HADLEY-ref, con una disminución de 17 cm (-19%) y de 11 cm (-11%) respectivamente en la Hs de otoño (ver Tabla 3.7.8).

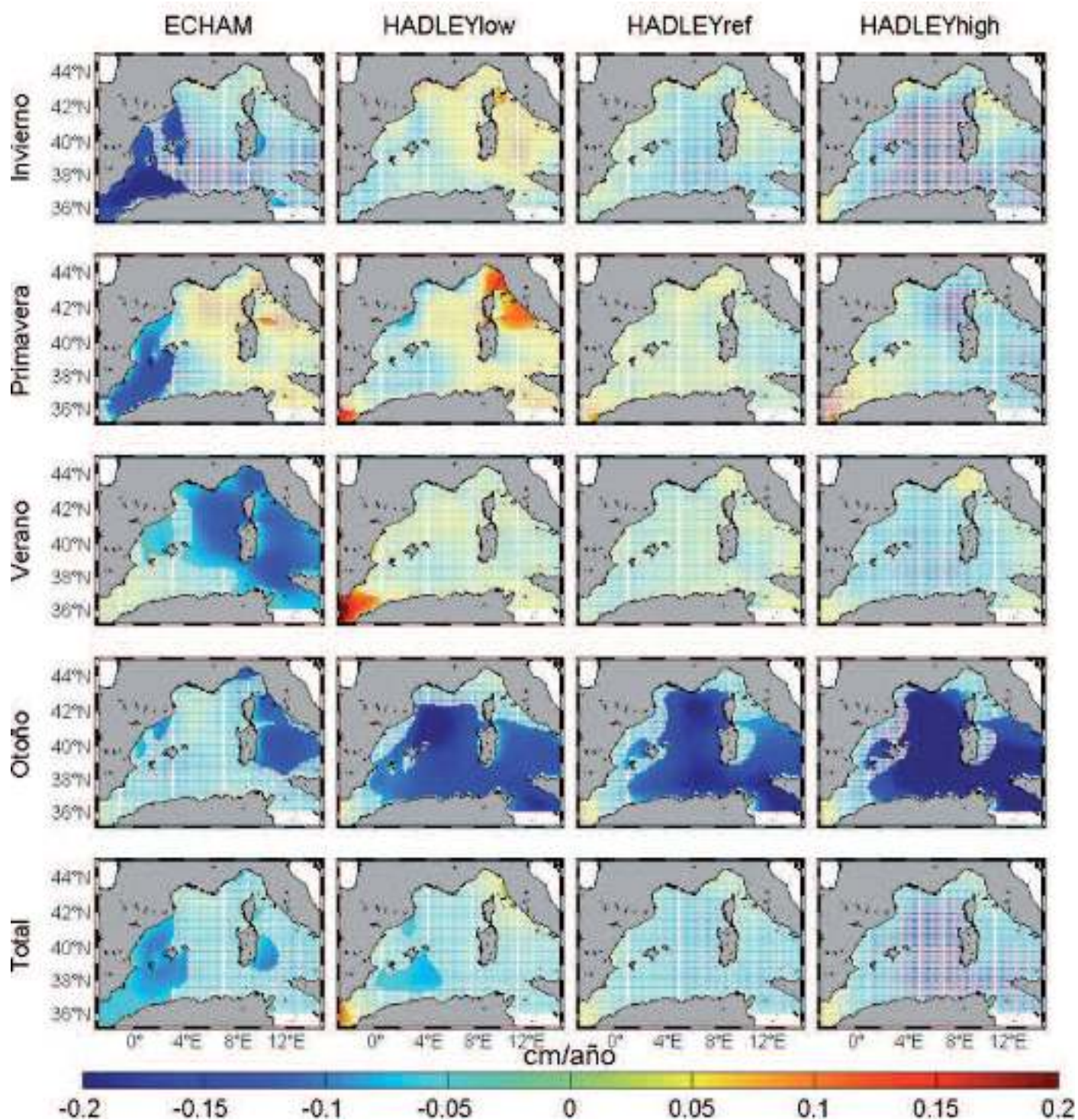


Figura 3.7.12: Tendencias estacionales y totales de Hs media (cm/año) para el siglo XXI obtenidas a partir del modelo WAM forzado con downscalings dinámicos de distintos modelos atmosféricos, todos bajo el escenario de emisiones A1B. Las zonas difuminadas corresponden a tendencias no significativas al nivel de confianza del 95%.

Tabla 3.7.8: Tendencias estacionales y total (cm/año) del promedio espacial de Hs sobre el dominio Mediterráneo calculadas para el periodo 2001-2100. Se acompañan del % de variación de los valores proyectados a finales del siglo XXI respecto a los del siglo XX.

Tendencias 2001-2100 cm/año	ECHAM (A1B)	HADLEY-low (A1B)	HADLEY-ref (A1B)	HADLEY-high (A1B)
Invierno	-0,12±0,06 (-10%)	0,00±0,05 (0%)	-0,05±0,06 (-4%)	-0,09±0,04 (-8%)
Primavera	-0,01±0,05 (-1%)	+0,03±0,03 (+3%)	+0,01±0,03 (+1%)	-0,02±0,03 (-2%)
Verano	-0,07±0,02 (-10%)	+0,03±0,02 (+3%)	0,00±0,02 (0%)	-0,03±0,02 (-5%)
Otoño	-0,07±0,04 (-7%)	-0,11±0,04 (-10%)	-0,11±0,04 (-11%)	-0,17±0,03 (-19%)
Anual	-0,05±0,03 (-5%)	-0,02±0,02 (-2%)	-0,04±0,03 (-4%)	-0,09±0,03 (-9%)

Las diferencias estacionales de las tendencias de Hs pueden implicar algunos cambios en el ciclo estacional del oleaje. En la Figura 3.7.13 se muestran los ciclos estacionales promedio durante el periodo de control y durante un periodo equivalente a final del siglo XXI (2060-2099). En el Mediterráneo, el resultado de que en primavera y verano los cambios sean muy pequeños mientras que en otoño e invierno hay una reducción más significativa del oleaje hace que el ciclo estacional disminuya (muy ligeramente) en amplitud.

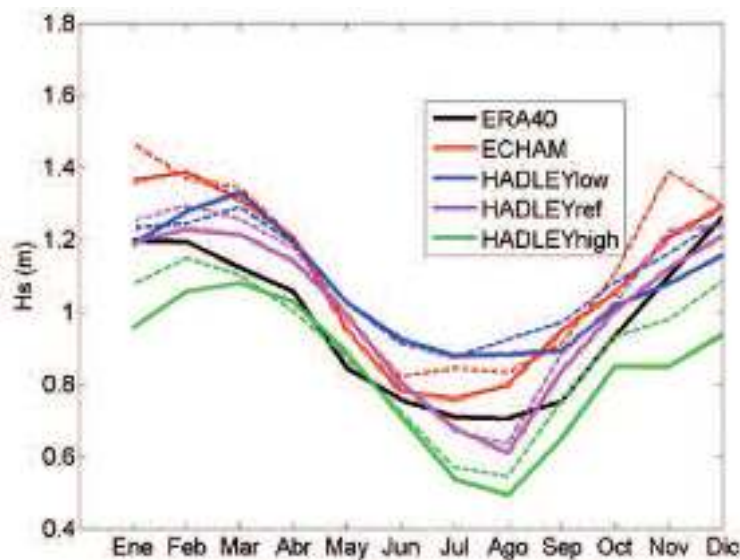


Figura 3.7.13: Comparación entre ciclos estacionales de oleaje promediados sobre el dominio del Mediterráneo occidental: modelo WAM forzado con downscaling dinámico de distintos modelos atmosféricos, todos bajo el escenario de emisiones A1B (líneas continuas) y los respectivos periodos de control 1958-1999 (líneas discontinuas). Se incluye también el ciclo estacional obtenido con el downscaling de ERA-40.

Otra manera de representar los cambios es mostrando la evolución de los promedios anuales de Hs sobre todo el dominio. En la Figura 3.7.14 se han representado para el dominio Mediterráneo y para los tres modelos. A pesar de las evidentes diferencias espaciales, la tendencia total de los modelos ECHAM y HADLEY-ref son similares (-5% y -4%), mientras que para el modelo HADLEY-low es menor en valor absoluto (-2%) y para el HADLEY-high es mayor (-9%, ver también la Tabla 3.7.8).

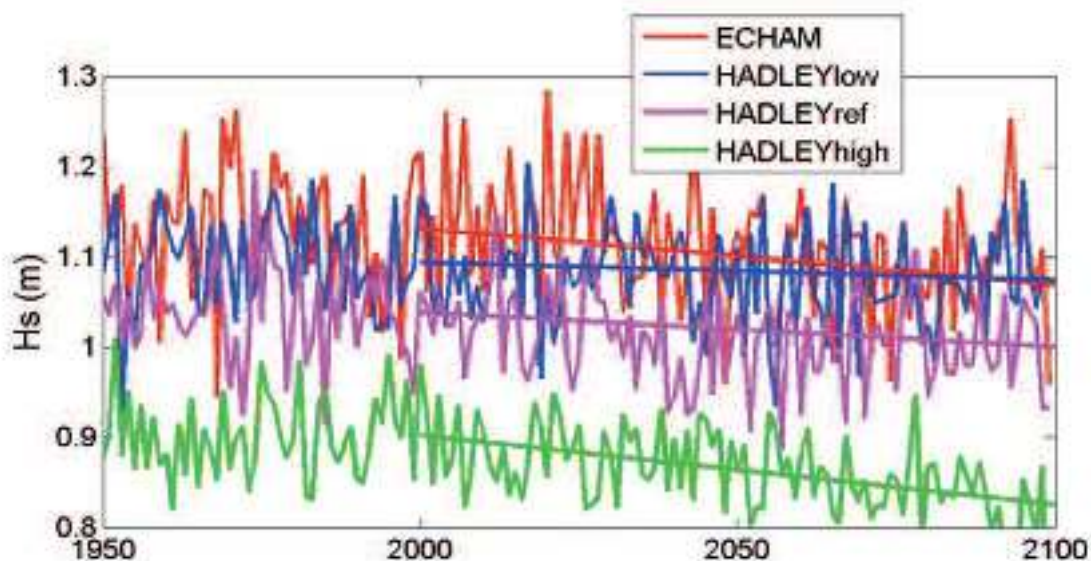


Figura 3.7.14: Promedios anuales de Hs (en m) en el Mediterráneo occidental obtenidos forzando el modelo WAM con downscalings dinámicos de distintos modelos atmosféricos, todos bajo el escenario de emisiones A1B. Las líneas rectas corresponden a las tendencias de las series para el siglo XXI, donde el valor inicial se ha definido como el promedio del periodo de control 1950-1999.

Para las simulaciones obtenidas con ARPEGE bajo distintos escenarios de cambio climático (Figura 3.7.15) todas las tendencias regionales, tanto estacionales como anuales, son negativas; la máxima variación de Hs que proyectan las simulaciones para finales de este siglo en algún lugar del dominio es del orden de -40 cm respecto al valor actual (en la zona central del dominio, en invierno y bajo el escenario A2). Las tendencias anuales son más moderadas: se mantienen por debajo de -20 cm respecto al valor actual para el escenario A2, por debajo de -10 cm para el escenario A1B y no son significativas para el escenario B1. Estacionalmente la diferencia más notable respecto a las simulaciones con HADLEY y ECHAM es que las tendencias se concentran más en invierno que en otoño, aparte del hecho ya reseñado de que incluso en verano las únicas tendencias significativas son también negativas. Resumiendo, los hechos más notables que muestran las simulaciones de ARPEGE son una disminución del oleaje que sería poco significativa para el escenario B1, menor de un 10% en otoño y del orden de un 15% en invierno para el escenario A1B, y del orden del 20% en otoño y del 25% en invierno para el escenario A2. Todo ello para la zona central del dominio, que es la que muestra los valores más altos de oleaje.

La Figura 3.7.16 muestra los ciclos estacionales promedio durante el periodo de control y durante un periodo equivalente a final del siglo XXI (2060-2099) obtenidos bajo los tres escenarios contemplados en las simulaciones de ARPEGE. De nuevo el resultado de que en primavera y verano los cambios sean muy pequeños mientras que en otoño e invierno hay una reducción más significativa del oleaje hace que el ciclo estacional disminuya ligeramente en amplitud.

Por último, la Figura 3.7.17 muestra la evolución de los promedios anuales de Hs sobre todo el dominio para los distintos escenarios considerados en las simulaciones de AR-

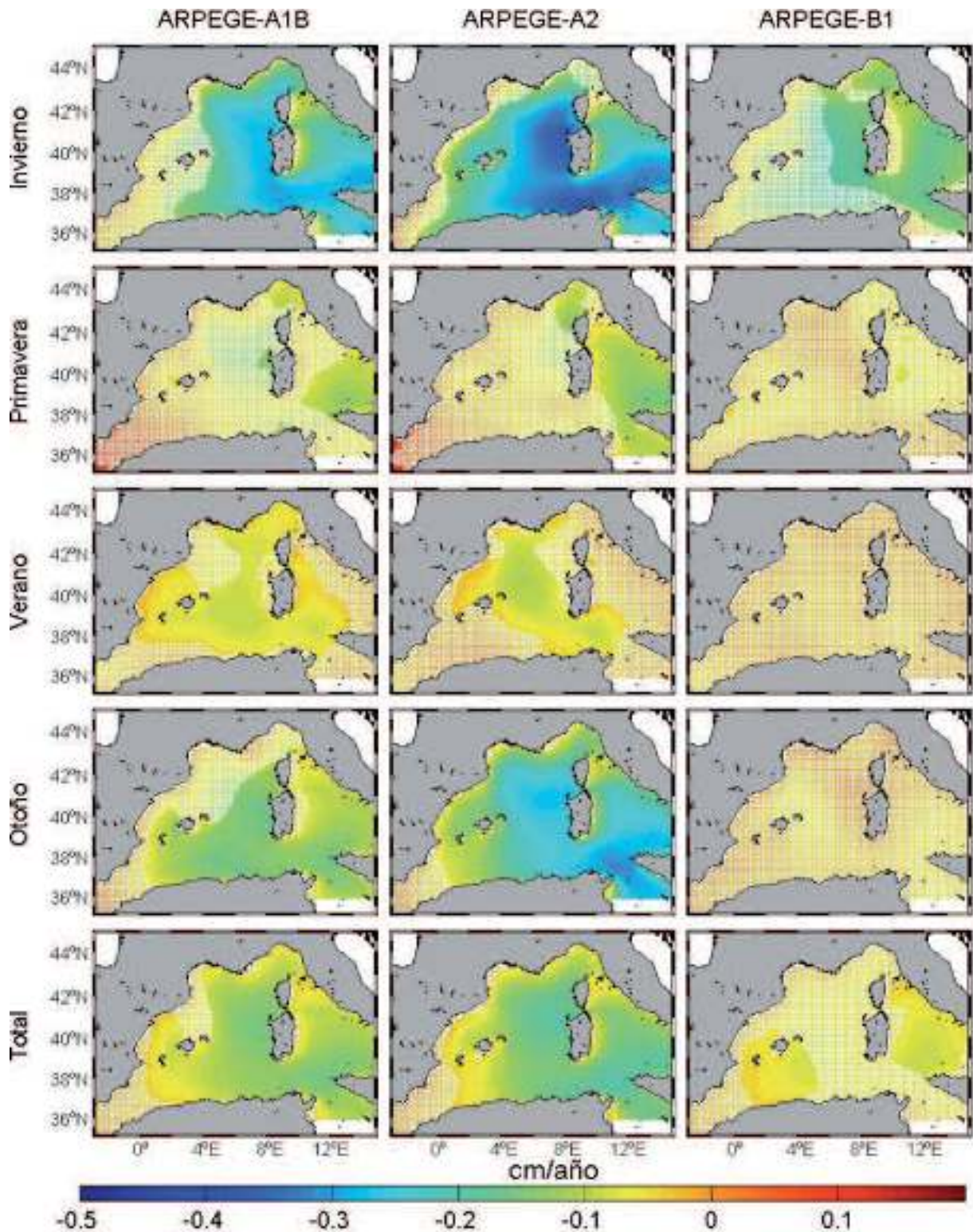


Figura 3.7.15: Tendencias estacionales y totales de Hs media (cm/año) para el siglo XXI obtenidas a partir del modelo WAM forzado con ARPEGE bajo los escenarios de emisiones B1, A1B y A2. Las zonas difuminadas corresponden a tendencias no significativas al nivel de confianza del 95%. Nótese que la barra de colores difiere respecto a la Figura 3.7.12.

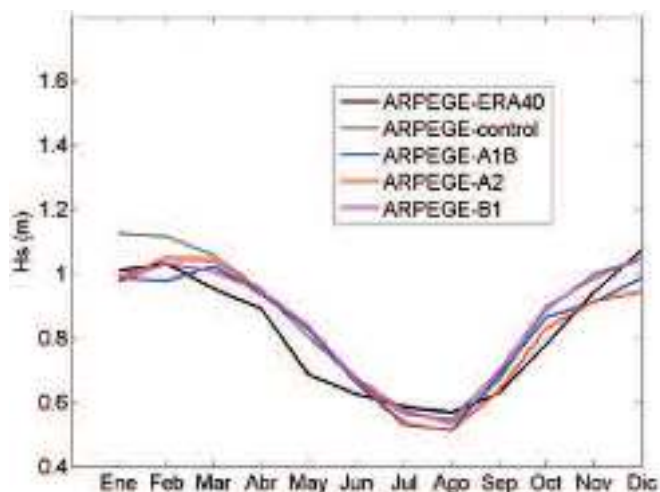


Figura 3.7.16: Comparación de ciclos estacionales de oleaje promediados sobre el dominio del Mediterráneo occidental: modelo WAM forzado con downscaling dinámicos del modelo ARPEGE bajo distintos escenarios de emisiones (líneas continuas) y los respectivos periodos de control 1958-1999 (líneas discontinuas). Se incluye también el ciclo estacional obtenido con el downscaling de ERA-40

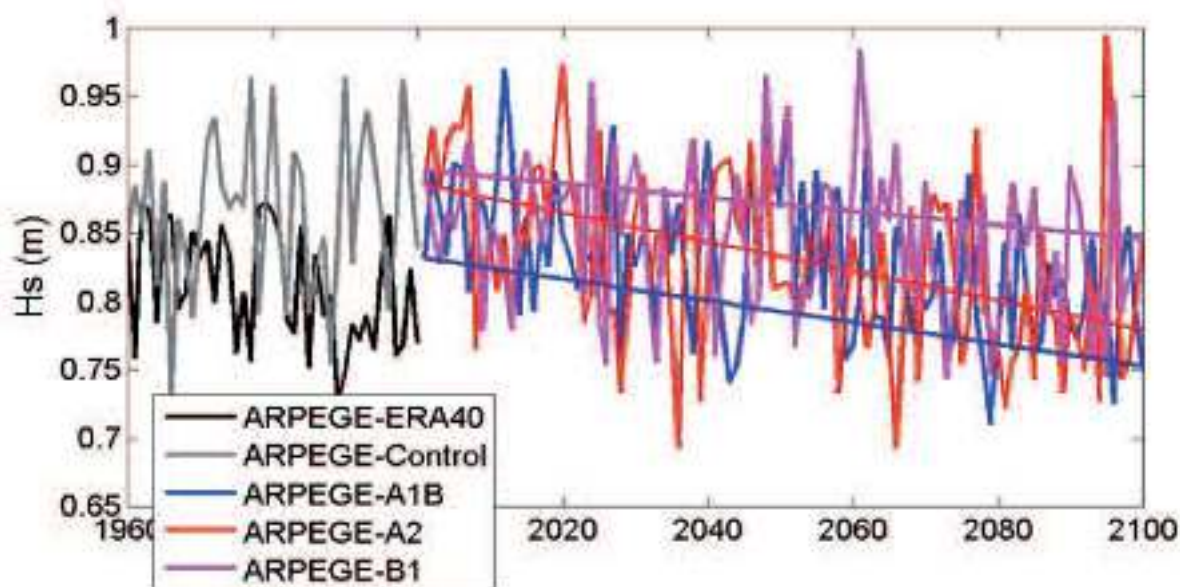


Figura 3.7.17: Promedios anuales de Hs (en m) en el Mediterráneo occidental obtenidos forzando el modelo WAM con downscalings de ARPEGE bajo los escenarios de emisiones B1, A1B y A2.

PEGE. Puede verse claramente como las mayores tendencias negativas se obtienen bajo el escenario A2, mientras que para A1B las tendencias son similares a las obtenidas con HADLEY y ECHAM.

Para el dominio Atlántico las tendencias estacionales y totales de Hs a lo largo del siglo XXI se presentan en la Figura 3.7.18. En la Tabla 3.7.9 se presentan, para cada estación y para el conjunto del año, las tendencias del oleaje promedio sobre el dominio; se aporta también el porcentaje de variación de Hs proyectado para finales del siglo XXI respecto a los valores medios de Hs durante el siglo XX.

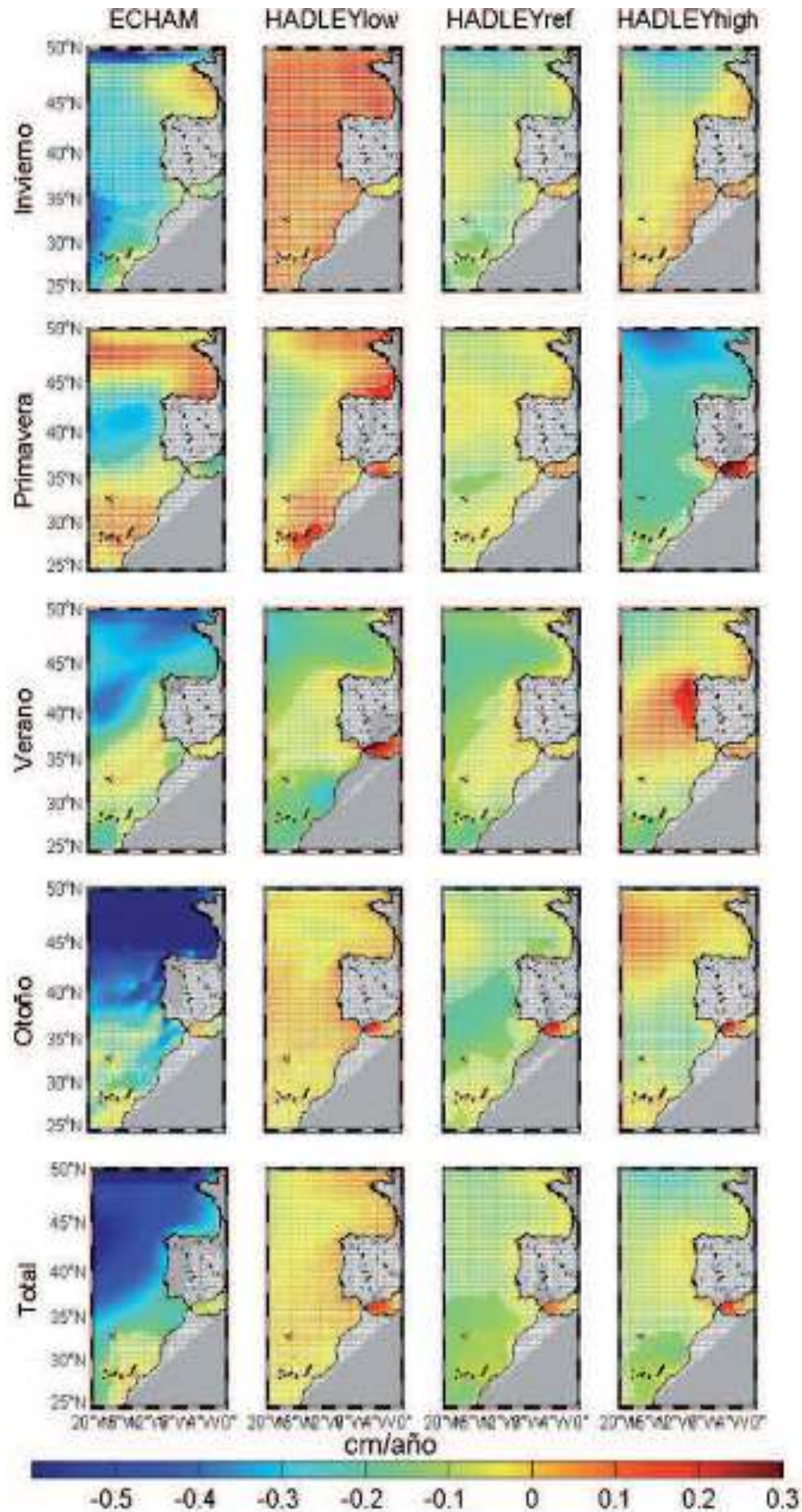


Figura 3.7.18: Tendencias estacionales y totales de Hs media (cm/año) para el siglo XXI obtenidas a partir del modelo WAM forzado con downscalings dinámicos de distintos modelos atmosféricos, todos bajo el escenario de emisiones A1B. Las zonas difuminadas corresponden a tendencias no significativas al nivel de confianza del 95%.

Tabla 3.7.9: Tendencias estacionales y total (cm/año) del promedio espacial de Hs sobre el dominio Atlántico calculadas para el periodo 2001-2100. Se acompañan del % de variación de los valores proyectados a finales del siglo XXI respecto a los del siglo XX.

Tendencias 2001-2100 cm/año	ECHAM (A1B)	HADLEY-low (A1B)	HADLEY-ref (A1B)	HADLEY-high (A1B)
Invierno	-0,18±0,09 (-8%)	0,05±0,05 (+2%)	-0,07±0,06 (-3%)	0,01±0,08 (-)
Primavera	-0,04±0,07 (-2%)	0,06±0,04 (+3%)	-0,03±0,04 (-2%)	-0,08±0,06 (-4%)
Verano	-0,10±0,04 (-7%)	-0,06±0,03 (-4%)	-0,08±0,03 (-5%)	-0,03±0,04 (-2%)
Otoño	-0,23±0,08 (-13%)	0,02±0,05 (+1%)	-0,06±0,04 (-4%)	-0,03±0,06 (-2%)
Anual	-0,19±0,07 (-10%)	0,02±0,03 (+1%)	-0,06±0,04 (-3%)	-0,04±0,05 (-2%)

La mayoría de tendencias estacionales no son significativas, con la excepción del ECHAM, que muestra descensos del hasta $-0,5$ cm/año en otoño. Las pocas zonas con tendencias significativas no son consistentes entre modelos. Lo que puede suceder es que las variaciones son siempre pequeñas (por debajo del 10%) y por tanto la diferencia entre modelos puede deberse simplemente a la influencia de la diferente cronología. Es decir, los cambios pueden ser inferiores al rango de la variabilidad natural del oleaje. Sería ideal poder cuantificar la variabilidad natural del oleaje pero no es fácil hacerlo sin un registro muy extenso. Por lo que respecta a los promedios anuales, ECHAM muestra un descenso del orden del 10% en Hs para finales del siglo XXI, HADLEY-low un aumento del +1% y HADLEY-ref y HADLEY-high descensos del -3% y -2%, respectivamente (Tabla 3.7.9).

Poco se puede decir sobre los posibles cambios en el ciclo estacional derivados de las diferencias estacionales de las tendencias de Hs, dada la disparidad entre modelos. El único modelo que presenta disminuciones estacionales notables en Hs (ECHAM en otoño) es el único que muestra cambios en el ciclo estacional (Figura 3.7.19).

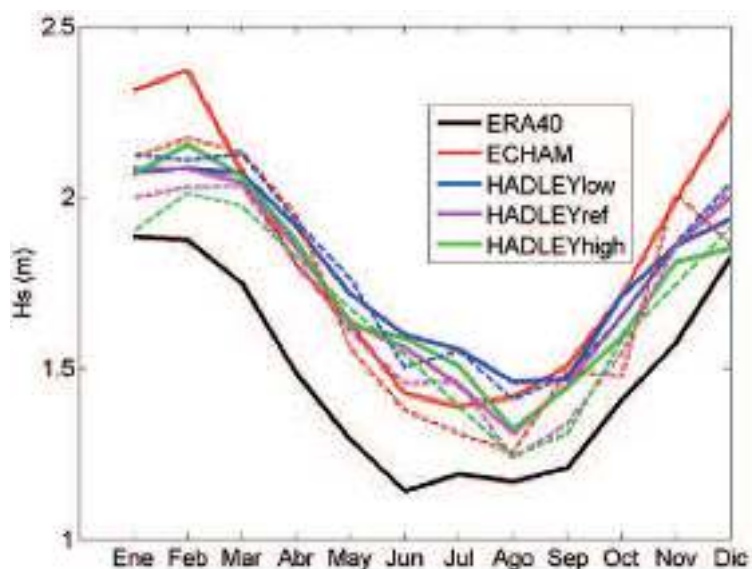


Figura 3.7.19: Comparación entre ciclos estacionales de oleaje promediados sobre el dominio del Mediterráneo occidental: modelo WAM forzado con downscaling dinámico de distintos modelos atmosféricos, todos bajo el escenario de emisiones A1B (líneas continuas) y los respectivos periodos de control 1958-1999 (líneas discontinuas). Se incluye también el ciclo estacional obtenido con el downscaling de ERA-40.

El flujo medio de energía se ha calculado también para el periodo 2060-2099, con el fin de compararlo con el periodo de control del siglo XX y estimar así los eventuales cambios. Los patrones espaciales obtenidos son los mismos que para el clima actual. Se muestran, por tanto, solamente las diferencias de magnitud entre los flujos medios obtenidos para el siglo XXI y los obtenidos para el siglo XX (Figura 3.7.20 y 3.7.21 para Mediterráneo y Atlántico respectivamente). Los valores promedio para el periodo 2060-2099 y la variación (en %) respecto a los valores medios del periodo de control 1958-1999 se resumen en las Tablas 3.7.10 y 3.7.11 para Mediterráneo y Atlántico respectivamente.

En el Mediterráneo los cambios oscilan entre $\pm 1,5$ KW/m (Figura 3.7.20) y son predominantemente negativos en la zona central de la cuenca durante el otoño y el invierno, las épocas más energéticas. Tal y como sucedía para Hs, los modelos que muestran la reducción más importante son el HADLEY-ref y el HADLEY-high, pero con una particularidad: la reducción en el flujo de energía es mayor en invierno (-10% para HADLEY-ref, -25% para HADLEY-high) que en otoño (-5% para HADLEY-ref, -15% para HADLEY-high, ver Tabla 3.7.10), mientras que para Hs la reducción era mayor en otoño que en invierno. La razón de este aparente inconsistencia no hay que buscarla en los periodos (que presentan patrones de cambio muy similares a los de Hs) sino en la dependencia cuadrática del flujo de energía. Aunque es cierto que las tendencias promedio de Hs sobre toda la cuenca son mayores en otoño, resulta que en el centro de la cuenca y en invierno es donde se obtienen las mayores tendencias. Debido a la dependencia cuadrática del flujo de energía esa disminución localizada pero importante de Hs en invierno pesa más que la disminución más uniforme pero menos acentuada de otoño. En verano, no se aprecian cambios significativos en ninguno de los modelos, excepto cerca de Alborán con el modelo HADLEY-low. Los valores cerca de la costa tampoco presentan muchos cambios, con la excepción del Golfo de Génova en invierno, según ECHAM, y del Golfo de León en invierno, según HADLEY-low. Los valores promedio sobre toda la cuenca indican que para todos los modelos considerados el flujo medio de energía disminuiría a lo largo del siglo XXI, lo cual es consistente con las tendencias predominantemente negativas de Hs.

Los cálculos de flujos de energía a partir de las proyecciones de ARPEGE (no se muestran) dan de nuevo resultados similares a los del HADLEY-high, esto es, cambios negativos en el flujo medio de energía que son máximos (del orden de $1,5$ - $2,0$ KW/m) en invierno y en la parte central del dominio. En términos relativos, la reducción es del orden del 20% en otoño y del 30% en invierno.

En el dominio Atlántico los cambios son algo más acentuados (no sólo en valor absoluto, también en porcentaje), pero comparten con el Mediterráneo el hecho de registrar los mayores cambios porcentuales en otoño e invierno. Los valores de las diferencias entre finales del siglo XXI y finales del siglo XX oscilan entre $+5$ KW/m y -20 KW/m, aunque para la mayoría de estaciones y modelos se sitúan entre 0 y -5 KW/m (Figura 3.7.21). También al igual que para el Mediterráneo los cambios son predominantemente negativos, y reflejan de hecho los valores de las tendencias mostradas en la Figura 3.7.18. Tal y como sucedía para Hs, el modelo que muestra la reducción más importante es el ECHAM, con valores de -34% y -26% en otoño e invierno respectivamente. Los demás modelos también indican reducciones en otoño e invierno, pero más moderadas (inferiores al 15% y

al 10% respectivamente, ver Tabla 3.7.11). Hay también algunos valores positivos, como el HADLEY-low en invierno (+6%) o el ECHAM en primavera (+2%). A pesar de las inconsistencias entre modelos ya comentadas para las tendencias de Hs, todo parece indicar que el flujo medio de energía disminuiría a lo largo del siglo XXI, especialmente en otoño e invierno.

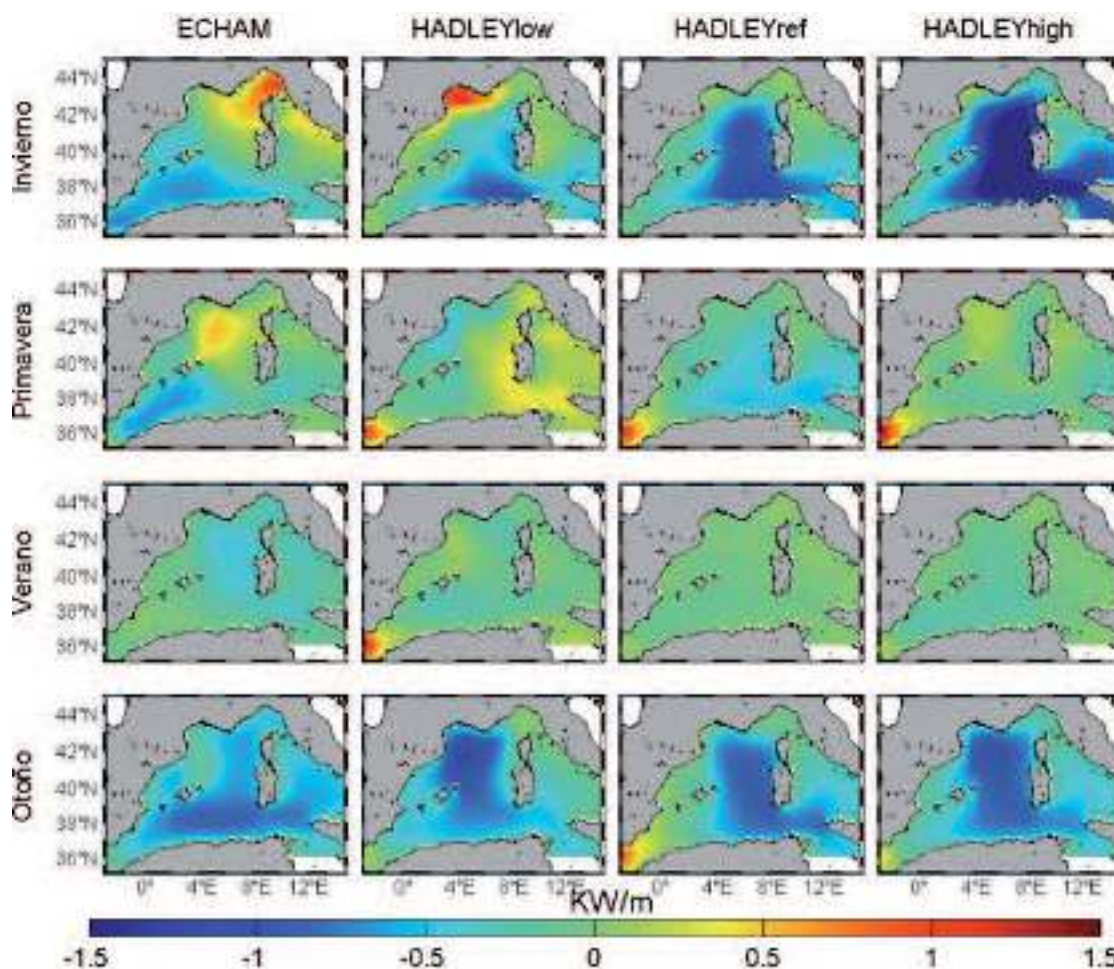


Figura 3.7.20: Diferencias (en KW/m) entre el flujo de energía medio calculado para el periodo 2060-2099 (WAM forzado con downscalings dinámicos de distintos modelos atmosféricos, todos bajo el escenario de emisiones A1B) y el calculado para el periodo 1958-1999.

Tabla 3.7.10: Valores medios del flujo de energía (KW/m) en el dominio Mediterráneo calculados para el periodo 2060-2099 y variación (en %) respecto a los valores calculados para el periodo de control 1958-1999 (Tabla 3.7.6).

2060-2099	Invierno	Primavera	Verano	Otoño
ECHAM (A1B)	3,62 (-5%)	2,67 (-3%)	1,24 (-10%)	2,23 (-14%)
HADLEY-low (A1B)	2,87 (-4%)	2,91 (+7%)	1,85 (+10%)	1,95 (-12%)
HADLEY-ref (A1B)	2,79 (-10%)	2,58 (-%)	1,10 (-0%)	2,03 (-5%)
HADLEY-high (A1B)	1,72 (-25%)	2,26 (+11%)	0,90 (-3%)	1,36 (-15%)

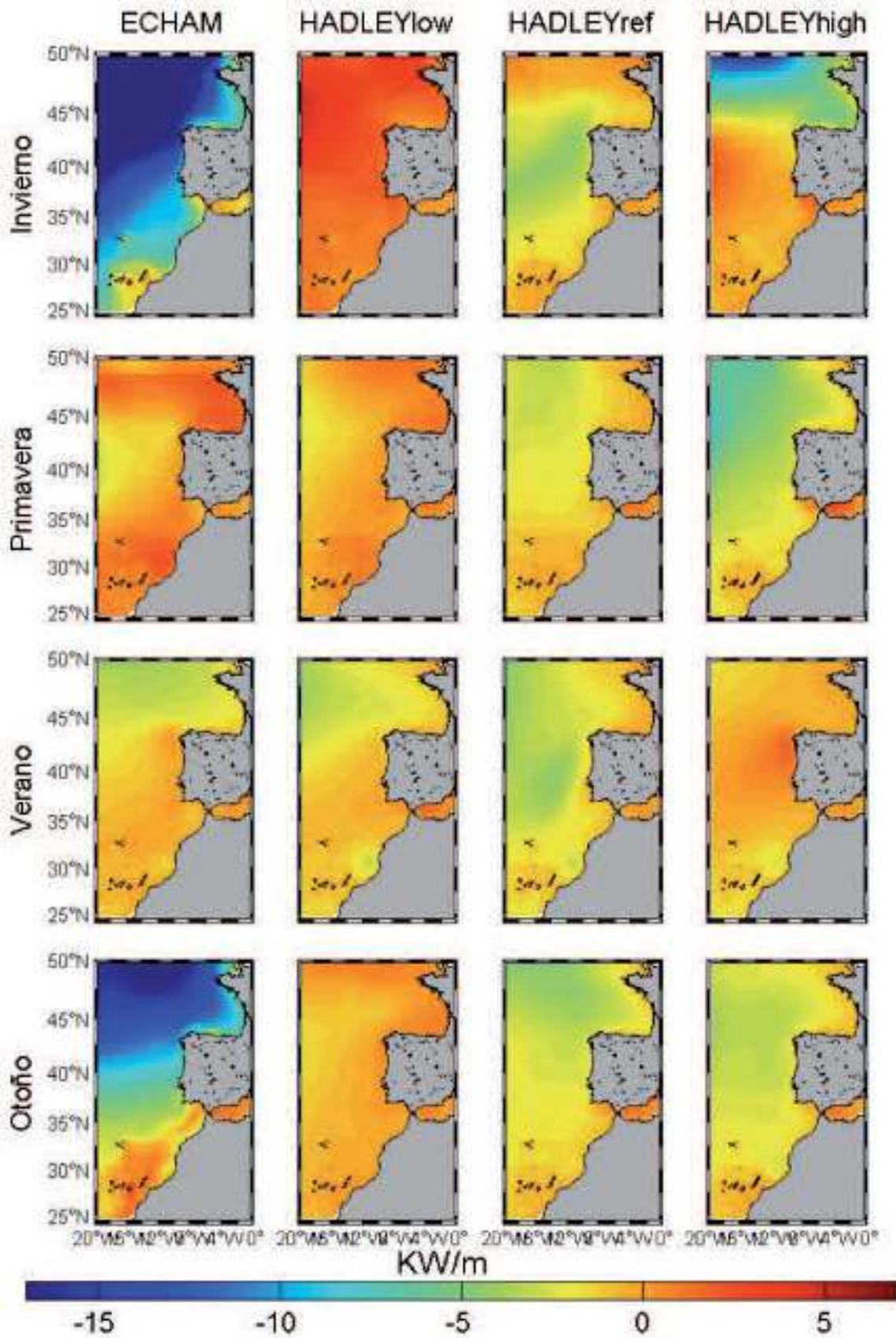


Figura 3.7.21: Diferencias (en KW/m) entre el flujo de energía medio calculado para el periodo 2060-2099 (WAM forzado con downscalings dinámicos de distintos modelos atmosféricos, todos bajo el escenario de emisiones A1B) y el calculado para el periodo 1958-1999.

Tabla 3.7.11: Valores medios del flujo de energía (KW/m) en el dominio Atlántico calculados para el periodo 2060-2099 y variación (en %) respecto a los valores calculados para el periodo de control 1958-1999 (Tabla 3.7.7).

2060-2099	Invierno	Primavera	Verano	Otoño
ECHAM (A1B)	29,22 (-26%)	17,67 (+2%)	4,94 (-19%)	11,22 (-34%)
HADLEY-low (A1B)	26,53 (+6%)	17,50 (-)	7,83 (-12%)	14,38 (-1%)
HADLEY-ref (A1B)	26,25 (-5%)	14,93 (-7%)	6,02 (-22%)	12,60 (-12%)
HADLEY-high (A1B)	23,78 (-8%)	13,57 (-14%)	6,09 (-6%)	11,23 (-13%)

Finalmente, los resultados del cálculo de extremos. Se presentan primero para el dominio Mediterráneo, en las Figuras 3.7.22 – 3.7.25 y en la Tabla 3.7.12. En la Figura 3.7.22 (arriba) se han representado los niveles de retorno de 50 años de Hs calculados para el periodo 2060-2099. Se observan algunas diferencias respecto a los patrones espaciales de los niveles de retorno calculados para el periodo de control (Figura 3.7.9). En particular, disminuyen los valores en parte de la cuenca, aunque los máximos se sitúan en la misma zona aproximada. Para observar mejor las variaciones entre los escenarios y los controles se ha representado también la diferencia entre ellos para cada uno de los modelos (Figura 3.7.22, abajo). Los cambios más significativos están muy limitados a algunas zonas muy concretas. En el modelo ECHAM se observa cómo la zona de máximos se ha desplazado hacia el sur del Golfo de León, en el HADLEY-low los cambios más notables son los valores positivos en el Mar Tirreno, y en el HADLEY-ref se observa un aumento de los niveles de retorno a lo largo de toda la costa ibérica. El modelo HADLEY-high presenta una disminución de los niveles más generalizada, siendo particularmente importante en el Golfo de León, Alborán-cuenca Argelina y Mar Tirreno. La disminución promedio dada por este modelo es del 9%, mientras los cambios pronosticados por los demás modelos son mucho menos significativos en promedio (ver Tabla 3.7.12).

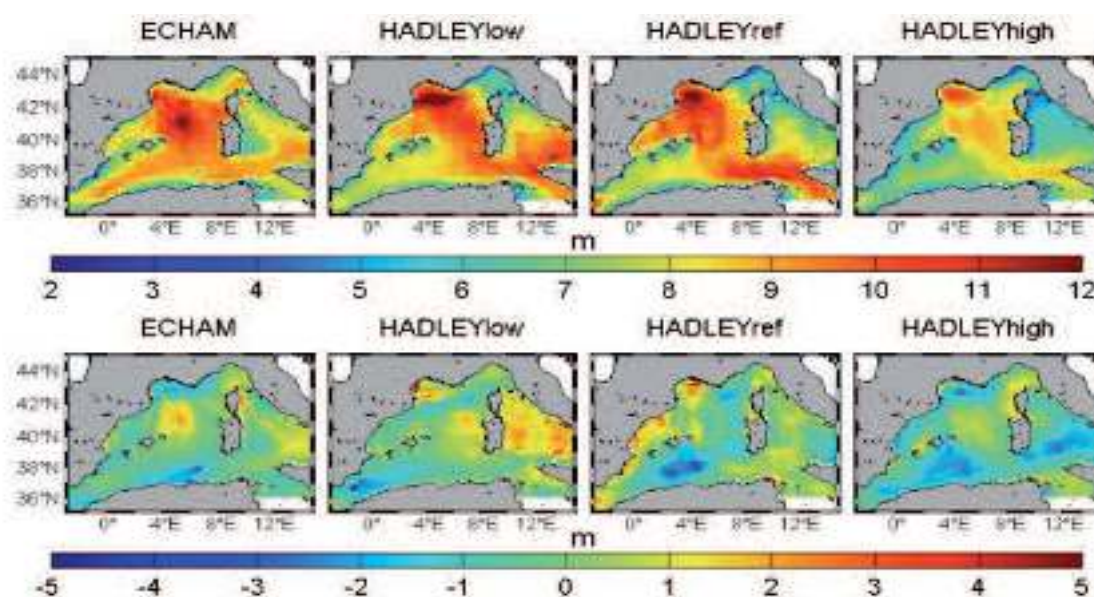


Figura 3.7.22: Arriba: niveles de retorno de Hs (en m) para 50 años calculados para el periodo 2060-2099 a partir del modelo WAM forzado con downscalings dinámicos de distintos modelos atmosféricos, todos bajo el escenario de emisiones A1B. Abajo: diferencias entre éstos y los calculados para los respectivos periodos de control 1958-1999.

Cuando se calculan los niveles de retorno para otros periodos (10, 20 y 100 años, Figura 3.7.23) se obtienen resultados similares. Esto es, una disminución significativa de los niveles para HADLEY-high y bastante menor para los demás modelos. Para estos periodos de retorno el control del HADLEY-high es de nuevo el más parecido al hindcast.

Tabla 3.7.12: Promedio sobre el dominio Mediterráneo de los niveles de retorno a 50 años (en m) calculados para finales del siglo XXI y los controles del siglo XX (entre paréntesis, % de variación).

	1958-1999	2060-2099 (escenario A1B)
ERA-40	7,66	-
ECHAM	8,52	8,28 (-3%)
HADLEY-low	8,22	8,39 (+2%)
HADLEY-ref	8,31	8,25 (-1%)
HADLEY-high	7,81	7,11 (-9%)

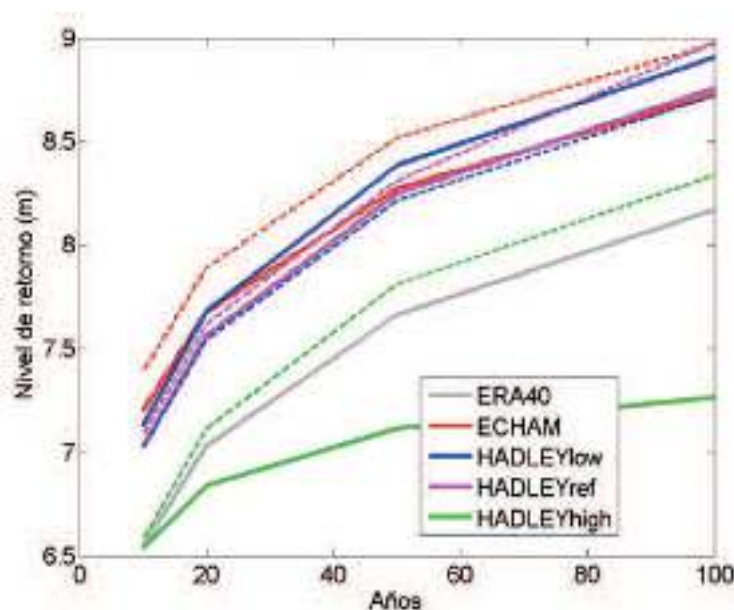


Figura 3.7.23: Niveles de retorno promedio en el dominio Mediterráneo calculados para el periodo 2060-2099 a partir de los downscalings dinámicos de distintos modelos atmosféricos, todos bajo el escenario de emisiones A1B (líneas continuas) y para los correspondientes periodos de control 1958-1999 (líneas discontinuas).

Los resultados del cálculo de extremos obtenido a partir de las simulaciones de ARPEGE se presentan en las Figuras 24 y 25. El patrón espacial de los niveles de retorno de 50 años de Hs calculados para el periodo 2060-2099 (Figura 3.7.24, arriba) es muy similar al del periodo de control (Figura 3.7.10). Los cambios son bastante locales, aunque en general se aprecia una ligera disminución en la zona central (la de valores más altos). Las diferencias entre escenarios de emisiones no son muy notables. Cuando se calculan los niveles de retorno para otros periodos (10, 20 y 100 años, Figura 3.7.25) se obtienen disminuciones ligeras, que son mayores para el escenario A1B que para el A2. La inclusión del hindcast en la gráfica muestra lo dicho ya anteriormente: que el control sobrestima significativamente los niveles de retorno del hindcast.

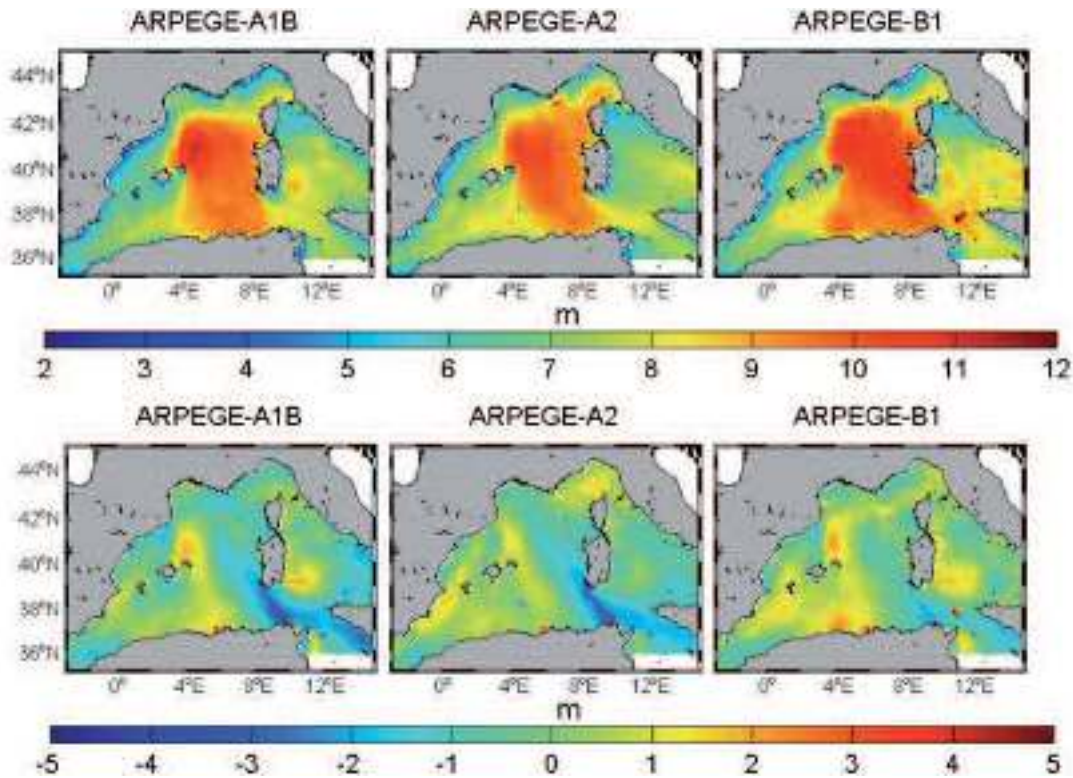


Figura 3.7.24: Arriba: niveles de retorno de H_s (en m) para 50 años calculados para el periodo 2060-2099 a partir del modelo WAM forzado con downscalings dinámicos de ARPEGE bajo distintos escenarios de emisiones. Abajo: diferencias entre éstos y los calculados para los respectivos periodos de control 1958-1999.

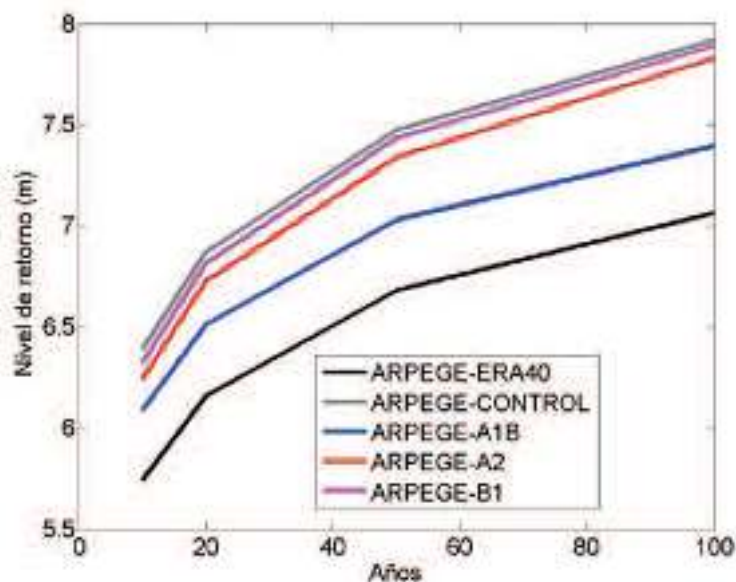


Figura 3.7.25: Niveles de retorno promedio en el dominio Mediterráneo calculados para el periodo 2060-2099 a partir de las simulaciones forzadas con ARPEGE bajo distintos escenarios de emisiones y para la simulación de control.

Los resultados del cálculo de extremos para el dominio Atlántico se presentan en las Figuras 3.7.26 y 3.7.27. En la Figura 3.7.26 (arriba) se han representado los niveles de retorno de 50 años de H_s calculados para el periodo 2060-2099. Aparentemente las diferencias respecto a los patrones espaciales de los niveles de retorno calculados para el periodo de control (comparar el panel superior de la Figura 3.7.26 con la Figura 3.7.11),

sin embargo las diferencias entre ambas son relevantes y no muy consistentes entre modelos (Figura 3.7.26, panel inferior). Así, HADLEY-low y HADLEY-ref muestran un incremento de los niveles de retorno en los cuadrantes NW y SW del dominio y una ligera disminución en la zona central. Por el contrario, HADLEY-high muestra una disminución importante de los niveles de retorno en toda la zona norte del dominio. ECHAM, en cambio, muestra los mayores cambios en el Golfo de Cádiz i áreas adyacentes.

Cuando se calculan los niveles de retorno para otros periodos (10, 20 y 100 años, Figura 3.7.27) se obtienen resultados que obviamente son consistentes con los de la Figura 3.7.26: mientras HADLEY-high muestra una disminución de los niveles de retorno a todos los periodos, los demás muestran un incremento. De todos modos, el hacer promedios en un dominio que presenta tanta disparidad espacial es cuando menos cuestionable. Una muestra es lo que sucede con el ECHAM, que en promedio no muestra cambios muy importantes (Figura 3.7.26) y sin embargo a nivel regional muestra notable incrementos y disminuciones de los niveles de retorno (Figura 3.7.27).

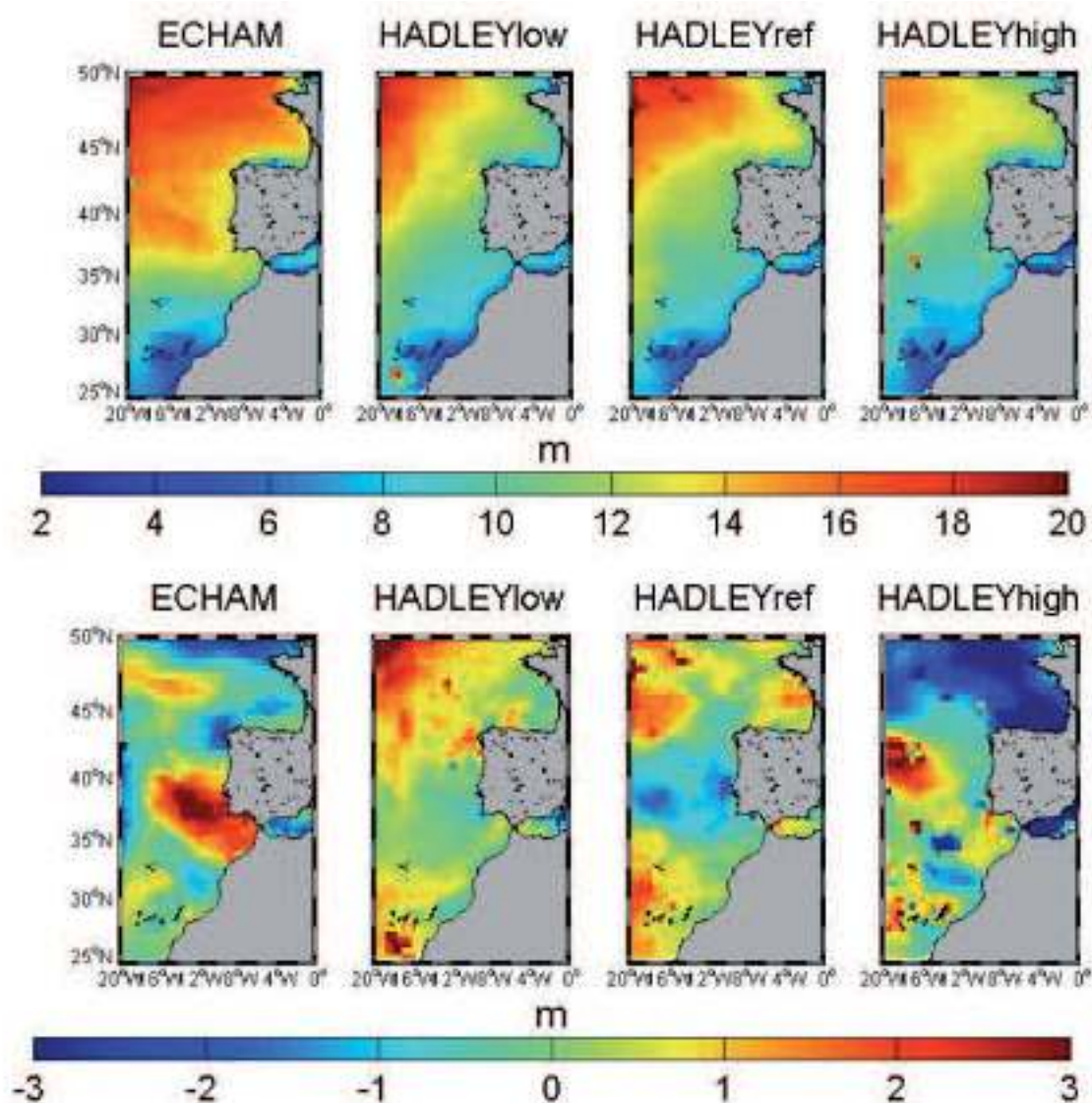


Figura 3.7.26: Arriba: niveles de retorno de Hs (en m) para 50 años calculados para el periodo 2060-2099 (modelo WAM forzado con downscalings dinámicos de distintos modelos atmosféricos, todos bajo el escenario de emisiones A1B). Abajo: diferencias entre éstos y los calculados para los respectivos periodos de control 1958-1999.

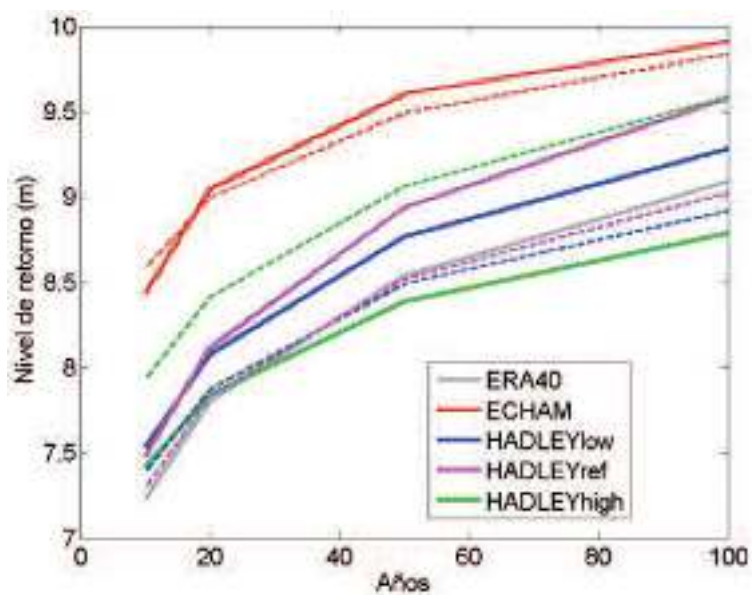


Figura 3.7.27: Niveles de retorno promedio en el dominio Atlántico calculados para el período 2060-2099 a partir de las simulaciones forzadas con los downscalings dinámicos de distintos modelos atmosféricos, todos bajo el escenario de emisiones A1B (líneas continuas) y para las correspondientes simulaciones de control (período 1958-1999, líneas discontinuas).

3.8. Componente baroclina de nivel del mar

3.8.1. Hindcasts

La componente baroclina del nivel del mar da cuenta de la variabilidad asociada a cambios de densidad y su circulación asociada. La distribución espacial obtenida es similar en los hindcasts forzados con ERA-Interim y con ERA-40. En el dominio Mediterráneo la mayor variabilidad temporal se da en el mar Balear, mientras que en el dominio Atlántico la mayor variabilidad es a lo largo del paralelo 34°N.

Las tendencias mostradas por los hindcasts no son estadísticamente significativas salvo en el caso de ERA-40 en el mar de Alborán, golfo de Cádiz e Islas Canarias, donde oscilan entre $-1,02$ y $-1,15$ mm/año.

Una primera consideración que debe hacerse es sobre la definición de ‘componente baroclina’ de nivel del mar. A nivel cualitativo esa componente sería la contribución al nivel del mar total que se deriva de la estructura hidrodinámica de la columna de agua y que puede deducirse por tanto de las simulaciones baroclinas, en nuestro caso llevadas a cabo en el dominio IBMED12. A un nivel de definición más concreto, la componente baroclina se centraría en principio en la componente estérica (debida a los cambios de densidad de la columna de agua); sin embargo, dado que las simulaciones baroclinas también incluyen el viento, el efecto de éste sobre la circulación baroclina también estará incluido en la componente analizada aquí.

A efectos prácticos, en principio bastaría analizar la superficie libre o nivel del mar (SSH) diagnosticado por los propios modelos. Sin embargo, debido a que la mayoría de modelos baroclinos (los considerados aquí entre ellos) asumen conservación de volumen (aproximación de Boussinesq), el promedio de SSH sobre todo el dominio es, por definición, nulo para todo instante de tiempo. Conceptualmente, la SSH del modelo baroclino reproduce sólo los gradientes de la superficie libre, a los cuales debe sumarse para cada paso tiempo el cambio de volumen promediado sobre todo el dominio del modelo. Para obtener ese cambio hay dos opciones: i) integrando el volumen específico (calculado a partir de la temperatura y salinidad) sobre todo el dominio del modelo, se obtiene el cambio de volumen por unidad de masa, o componente estérica; al ser por unidad de masa, para obtener el cambio de volumen propiamente dicho se requiere evaluar también los cambios de masa (derivados por ejemplo del contenido de sal), todo ello para cada instante de tiempo; ii) dado que el efecto de los cambios de salinidad sobre el volumen específico y sobre la masa son muy parecidos y de signo contrario, una aproximación razonable es no considerar dichos cambios; esto es, integrar el volumen específico calculado sólo a partir de la temperatura (manteniendo la salinidad en un valor fijo promedio); esta componente, denominada termoestérica, da directamente el cambio de volumen total, pues no implica ningún cambio de masa.

La opción que se va a seguir en este trabajo es la segunda de las enunciadas, de manera que la componente baroclina que se va a examinar a continuación viene dada por:

$$\Delta\eta(x,t)_{\text{baroclina}} = \langle \Delta\eta(x,t)_{\text{termoestérica}} \rangle + SSG(x,t) \quad (1)$$

donde el símbolo $\langle \rangle$ significa promedio sobre todo el dominio del modelo y por tanto se trata de una constante (sin dependencia espacial) que varía a cada paso de tiempo. Para más detalles se recomienda ver la detallada disquisición sobre las diferentes componentes de nivel del mar que se presenta en el subcapítulo 3.10.

Una segunda consideración es que al igual que para las corrientes, y al contrario que para la temperatura y la salinidad, no se puede llevar a cabo una validación cuantitativa de la componente baroclina de nivel del mar por no disponer de observaciones. Sin embargo, al tratarse de una variable que depende esencialmente de la temperatura (el término global) y de la circulación, la verosimilitud de la componente baroclina de nivel del mar viene avalada por la verosimilitud de esas dos variables ya examinadas anteriormente.

Este subcapítulo se centrará por tanto en la descripción de los patrones medios y las tendencias observadas para los hindcasts. Para los primeros, nótese que el término termoestérico de (3.8.1) no tiene dependencia espacial (al ser un promedio espacial) y por tanto los patrones espaciales vienen dados por la SSH. Empezando con el dominio Mediterráneo, la Figura 3.8.1, muestra que los patrones obtenidos de los hindcasts forzados con ERA-Interim (1990-2004) y ERA-40 (1961-2000) son muy similares. Los valores mínimos se localizan en el golfo de León y cuenca Levantina, ligados a la circulación ciclónica existente en dichas zonas, y los máximos se sitúan en el entorno del mar de Alborán, vinculados a los giros anticiclónicos cuasi-permanentes que caracterizan esa zona. Ambos hindcasts exhiben campos espaciales de desviación estándar similares y concentran la mayor variabilidad temporal en el mar Balear (Figura 3.8.2), concretamente en la zona donde la corriente liguro-provenzal se apartaba de la Península (en contra de lo que sucede realmente). En el hindcast forzado con ERA-Interim se distingue además un núcleo de máxima desviación estándar localizado en el mar Jónico y que son posiblemente debidas a procesos locales de reajuste de la circulación después del Eastern Mediterranean Transient (EMT). Ese núcleo aparece mucho más difuminado en ERA-40 debido a la longitud de la serie en comparación a la duración del EMT.

Respecto a las tendencias (Figura 3.8.3), se observan diferencias entre las calculadas entre 1990 y 2004 (ERA-Interim) y las calculadas entre 1961 y 2000 (ERA-40). En el primer caso las tendencias de la componente baroclina de nivel del mar son poco significativas (salvo en el mar Jónico donde se dan valores superiores a +15 mm/año relacionadas con los ajustes del EMT), y en todo caso son mayoritariamente positivas. En el caso de ERA-40 buena parte del Mediterráneo muestra ligeros descensos (del orden de -1 mm/año como máximo), al tiempo que el mar Balear aumenta muy levemente su nivel.

En el dominio Atlántico la componente baroclina del nivel del mar presenta un gradiente latitudinal, con valores más altos del nivel del mar conforme nos dirigimos hacia áreas más meridionales de la zona de estudio (Figura 3.8.4). Los valores del sector septentrional son parecidos o ligeramente más altos que los obtenidos en Alborán y la cuenca Argelina, mientras los valores del sector más meridional son significativamente más altos. Se observa además que el máximo gradiente se sitúa a lo largo del paralelo 34°N, que es donde también se obtiene la máxima variabilidad temporal de todo el dominio Atlántico, con valores

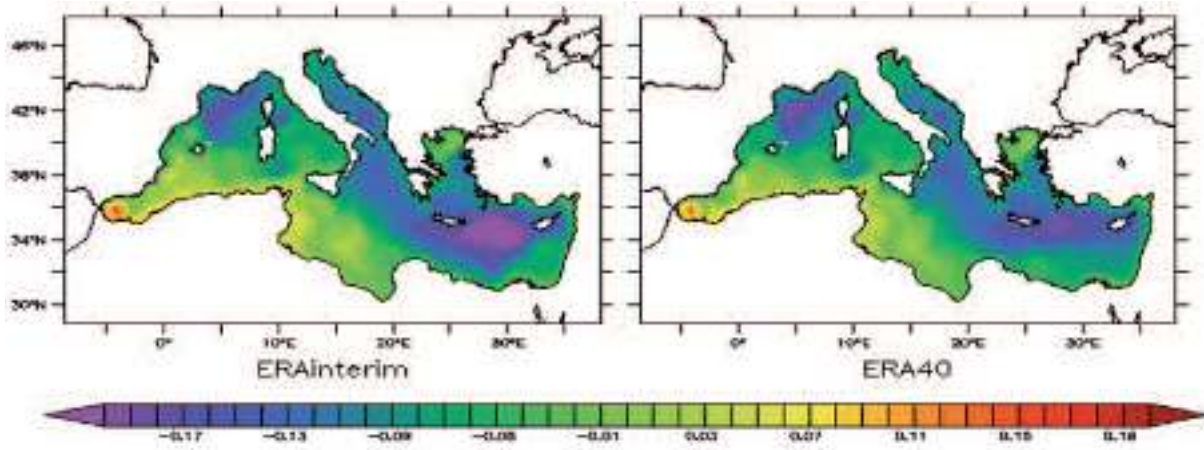


Figura 3.8.1: Componente baroclina del nivel del mar (en m) promediada para los hindcasts forzados con ERA-Interim (1990-2004) y ERA-40 (1961-2000).

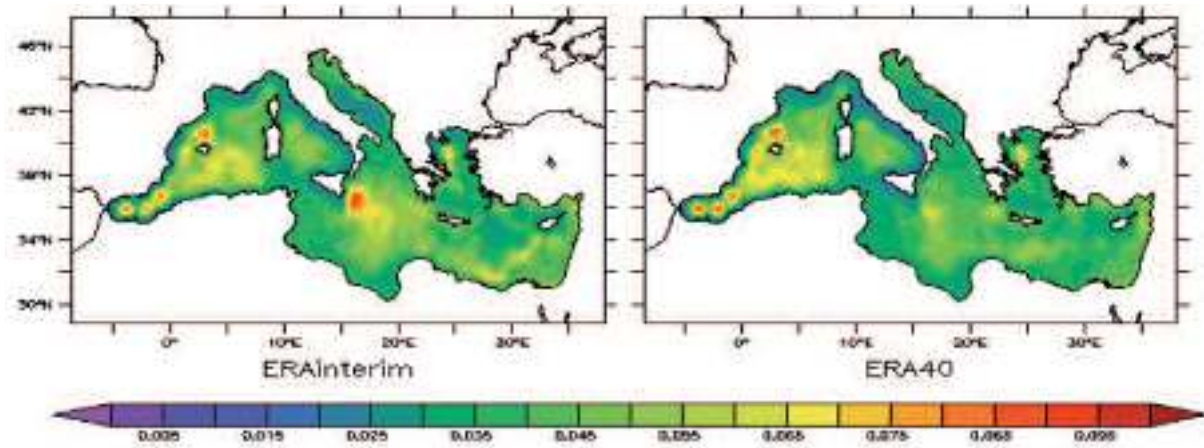


Figura 3.8.2: Desviación estándar de la componente baroclina del nivel del mar (en m) obtenida para los hindcasts forzados con ERA-Interim (1990-2004) y ERA-40 (1961-2000).

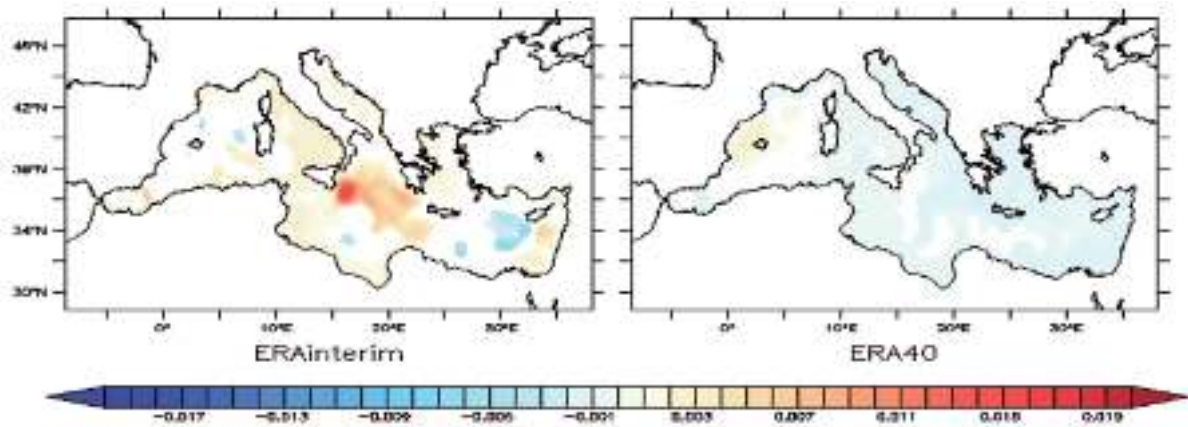


Figura 3.8.3: Tendencias (en m/año) de la componente baroclina de nivel del mar obtenida de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente. Las zonas blanqueadas corresponden a tendencias no significativas al 95% de nivel de confianza.

de hasta 7 cm (Figura 3.8.5) y donde ya se obtenía la máxima variabilidad del módulo de la corriente superficial (ver Figura 3.6.6).

Las tendencias en el dominio Atlántico siguen un comportamiento similar al descrito para el Mediterráneo (Figura 3.8.6). Mientras el hindcast forzado con ERA-Interim muestra tendencias estadísticamente significativas positivas en ciertas zonas del dominio, principalmente cerca de las Islas Canarias, ERA-40 muestra tendencias negativas, sobre todo en el sector más meridional, aunque con valores bajos en ambos casos. De modo muy general los dos hindcasts muestran procesos ya documentados en la zona, que son un ligero descenso de la componente baroclina entre los años 1960 y 1990, y una recuperación durante la última década del siglo XX y principios del siglo XXI.

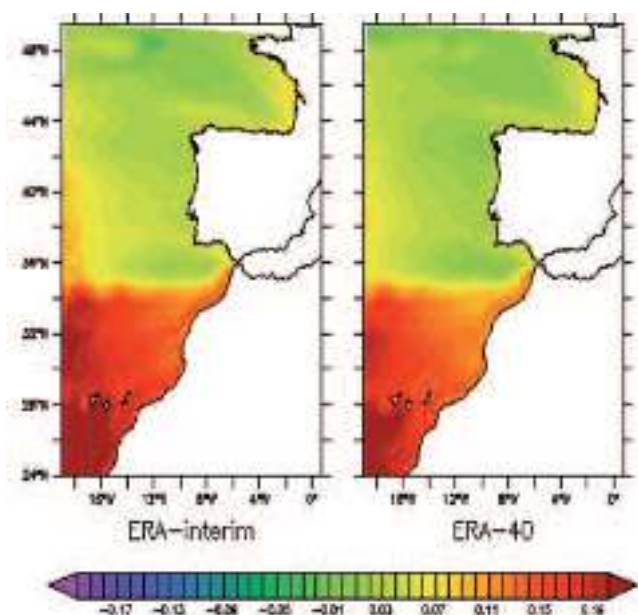
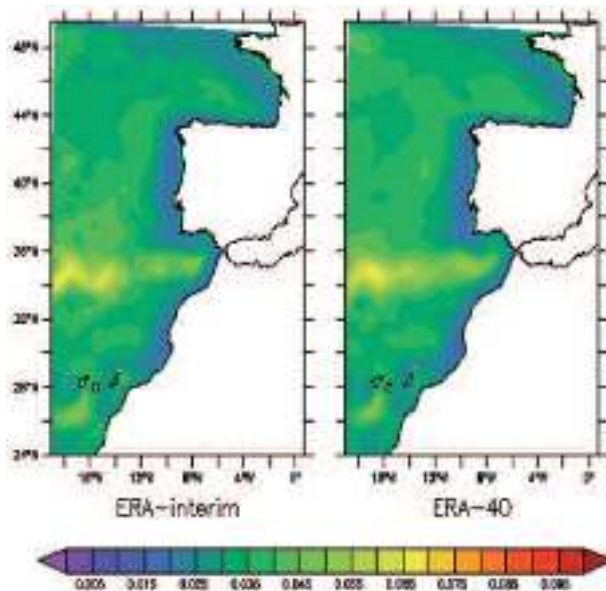


Figura 3.8.4: Componente baroclina del nivel del mar (en m) promediada para los hindcasts forzados con ERA-Interim (1990-2004) y ERA-40 (1961-2000).

Figura 3.8.5: Desviación estándar de la componente baroclina del nivel del mar (en m) obtenida para los hindcasts forzados con ERA-Interim (1990-2004) y ERA-40 (1961-2000).



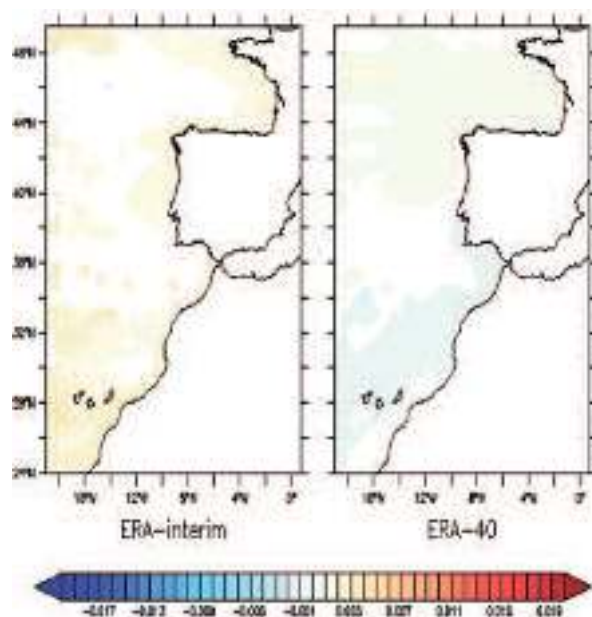
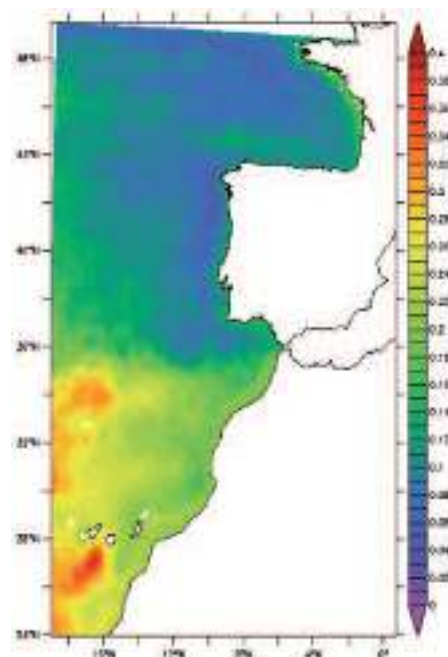
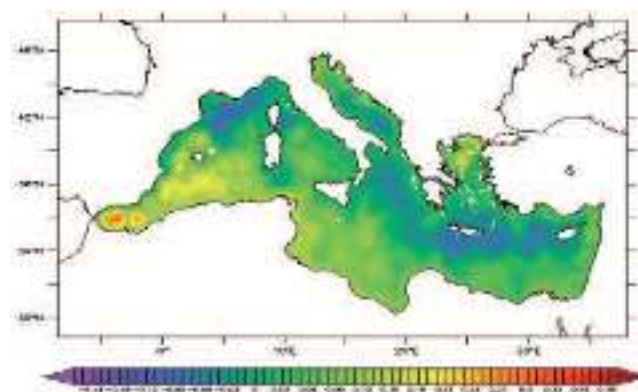


Figura 3.8.6: Tendencias (en m/año) de la componente broclina de nivel del mar obtenida de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 para los periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente. Las zonas blanqueadas corresponden a tendencias no significativas al 95% de nivel de confianza.

Respecto a los valores extremos y empezando con el dominio Mediterráneo, los mayores niveles de retorno a 50 años para la componente baroclina de nivel del mar se observan en la cuenca occidental, con valores de hasta +30 cm en el mar de Alborán (Figura 3.8.7). A medida que se avanza hacia la cuenca oriental los niveles de retorno disminuyen, obteniéndose los mínimos valores en la cuenca Levantina, pero también en el Golfo de León, que es al fin y al cabo donde se obtenían los mínimos valores rel régimen medio.

En el dominio Atlántico la distribución espacial de los niveles de retorno a 50 años también guarda relación con la obtenida para el régimen medio (Figura 3.8.8), pero es algo más focalizada. Así por ejemplo, los extremos más altos, de hasta +35 cm, se obtienen al sur del archipiélago canario, aunque los valores se mantienen altos para toda una zona al

Figuras 3.8.7 (abajo) y 3.8.8 (derecha): Niveles de retorno para 50 años de la componente baroclina de nivel del mar (en m) calculados a partir del hindcast forzado con ERA-40 (1961-2000).



oeste del archipiélago. Frente a las costas occidentales de la Península Ibérica y al norte del mar Cantábrico es donde se obtienen los valores más bajos.

Al igual que para las variables anteriores, para el análisis zonal se ha calculado la media, desviación estándar, percentil 95 y tendencias, en este caso de la componente baroclina del nivel del mar. Empezando con las dos zonas seleccionadas para el dominio Mediterráneo (Tabla 3.8.1), cabe decir primero que la media del mar de Alborán, estimada en +4,88 cm y +2,85 por ERA-Interim y ERA-40, respectivamente, es superior a la media del mar Balear, que es de -5,23 y -8,00 cm. Obsérvese que a pesar de los diferentes valores proporcionados por los dos hindcasts, la diferencia entre las dos zonas se mantiene en el rango de 10-11 cm durante los dos periodos de tiempo.

En términos de variabilidad temporal, los valores en ambas regiones se asemejan y oscilan en torno a 4-5 cm de desviación estándar. El régimen extremal se caracteriza por valores más altos en Alborán que en el mar Balear; las diferencias entre las dos zonas son del mismo orden (especialmente para ERA-40, que es el periodo más largo) que las que había entre los dos regímenes medios, por lo que no parece haber diferencias substanciales entre las dos zonas por lo que respecta a eventos extremos. Finalmente, las tendencias apenas son significativas en ninguna de las dos regiones analizadas, con la excepción de un ligero descenso del orden de 1 mm/año obtenido en el mar de Alborán a partir del hindcast forzado con ERA-40.

En las zonas seleccionadas para el dominio Atlántico, la media de la componente baroclina de nivel del mar oscila entre los +4,41/+2,41 cm obtenidos con ERA-interim/ERA-40 en el mar Cantábrico, hasta los +18,82/+15,53 cm obtenidos para las Islas Canarias (Tabla 3.8.2). Obsérvese que el golfo de Cádiz, con una media de +7,98 /+5,36 cm se sitúa unos pocos centímetros por encima que el Mar de Alborán, lo cual se corresponde con el salto de nivel documentado para el estrecho de Gibraltar.

La desviación estándar señala que la variabilidad temporal es del mismo orden de magnitud en las cuatro regiones analizadas (alrededor de +3 cm). Los percentiles 95 guardan estrecha relación con la media, de tal manera que los valores más elevados se localizan en las Islas Canarias y los menores en la fachada atlántica de la Península Ibérica. Al igual que en el Mediterráneo, en general las tendencias no son estadísticamente significativas, excepto los descensos del orden de -1,15 mm/año señalados por ERA-40 tanto en el golfo de Cádiz como en las Islas Canarias.

Tabla 3.8.1: Media, desviación estándar, tendencia y percentil 95 de la componente baroclina de nivel del mar en las zonas consideradas para el dominio Mediterráneo. Los valores se han obtenidos de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 (periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente). Se ha marcado con un asterisco (*) las tendencias que no son estadísticamente significativas al 95% de confianza.

Componente baroclina ERA-Interim/ERA-40	Media (cm)	Desviación estándar (cm)	Percentil 95 (cm)	Tendencia (mm/año)
Mar de Alborán	+4,88/+2,85	4,26/4,70	+11,54/+10,78	+0,24 (*)/-1,02
Mar Balear	-5,23/-8,00	4,77/5,11	+2,85/+0,58	-0,91 (*)/-0,09 (*)

Tabla 3.8.2: Media, desviación estándar, tendencia y percentil 95 de la componente baroclina de nivel del mar en las zonas consideradas para el dominio Atlántico. Los valores se han obtenidos de los hindcasts forzados con ERA-Interim y ERA-40 (periodos 1990-2004 y 1961-2000, respectivamente). Se ha marcado con un asterisco (*) las tendencias que no son estadísticamente significativas al 95% de confianza.

Temperatura superficial ERA-Interim/ERA-40	Media (cm)	Desviación estándar (cm)	Percentil 95 (cm)	Tendencia (mm/año)
Cantábrico	+4,41/+2,41	2,96/3,13	+9,36/+7,69	+1,26 (*)/-0,23 (*)
Fachada atlántica	+3,67/+1,13	2,90/2,92	+8,48/+5,98	+1,14 (*)/-0,54 (*)
Golfo de Cádiz	+7,98/+5,36	3,02/3,42	+12,97/+11,11	+0,36 (*)/-1,15
Islas Canarias	+18,82/+15,53	3,24/3,41	+24,10/+21,34	+1,69 (*)/-1,14

3.8.2. Simulaciones de Control

Los patrones espaciales de la componente baroclina del nivel del mar obtenida de las simulaciones de control coinciden con los obtenidos del hindcast forzado con ERA-40, tanto en el Mediterráneo como en el sector Atlántico analizado. No obstante, en ambos dominios tanto HADLEY-low como ECHAM subestiman ligeramente (entre 0,5 y 1 cm) la amplitud del ciclo estacional del hindcast. En el dominio Atlántico el control forzado con HADLEY-low también subestima ligeramente la amplitud del ciclo estacional del hindcast, mientras el control forzado con ECHAM la sobrestima.

Asimismo, los patrones espaciales de los niveles de retorno obtenidos para ambas simulaciones de control se asemejan a los estimados para ERA-40, encontrándose las diferencias más notables en el control de ECHAM, que sobrestima los extremos en el Mediterráneo central y en las zonas costeras noroccidentales de la Península Ibérica. En cualquier caso, la contribución de la componente baroclina a los extremos de nivel del mar total es menor comparado con la de la componente barotropa.

La componente baroclina de nivel del mar presenta una variabilidad estacional clara, ligada al ciclo estacional de temperatura. Aparte de la amplitud del ciclo, hay algunos cambios estacionales en los patrones espaciales. Para validar los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM se han calculado las medias estacionales en cada punto con el objetivo de compararlas con las obtenidas del hindcast forzado con ERA-40. La Figura 3.8.9 y la Tabla 3.8.3 muestran los resultados para el dominio Mediterráneo. A la hora de hacer la validación debe tenerse en cuenta que más que los valores absolutos, lo importante es comparar las amplitudes del ciclo estacional y cómo se distribuyen los patrones espaciales.

En cuanto a los patrones espaciales, la componente baroclina de nivel del mar obtenida de las simulaciones de control se distribuye espacialmente de forma similar a la del hindcast forzado con ERA-40. En ambos controles los valores más bajos se obtienen en la cuenca Levantina y los más altos en Alborán, aunque puede que el control de HADLEY-low reproduzca de manera algo más fidedigna que ECHAM las estructuras observadas en ambas cuencas.

Por lo que respecta a valores absolutos, puede observarse que ECHAM sobrestima los valores del hindcast, particularmente durante los meses de primavera (sesgo de más de 2 cm), en los cuales la componente baroclina alcanza el mínimo de su ciclo estacional. Por el contrario, HADLEY-low subestima los valores absolutos a lo largo de todo el año y particularmente durante los meses de otoño (sesgo de casi 2,5 cm), en los cuales la componente baroclina alcanza el máximo de su ciclo estacional. Las diferencias descritas responden a las ya constatadas para el ciclo estacional de temperatura superficial en el dominio Mediterráneo (ver Figura 3.4.24), para el cual los valores del control forzado con ECHAM estaban ligeramente por encima de los valores del hindcast forzado con ERA-40 a lo largo de todo el año. Por el contrario, los valores del control forzado con HADLEY-low estaban más claramente por debajo de los valores del hindcast, también a lo largo de todo el año.

Más allá de los valores absolutos, cuando se examina la (doble) amplitud de los ciclos estacionales, se observa que ésta es del orden de 5,75 cm para el control forzado con

ECHAM, 5,5 cm para el control forzado con HADLEY-low y 6,25 cm para el hindcast forzado con ERA-40. Es decir, ambos controles subestiman la (doble) amplitud del ciclo estacional, en 0,5 cm en el caso de ECHAM y en 0,75 cm en el caso de HADLEY-low. Debe notarse que aquí se está hablando de amplitudes del ciclo estacional en base a diferencias entre valores estaciones en vez de en base a promedios mensuales, por lo que la amplitud real del ciclo estacional (que alcanza su máximo en la frontera entre verano y otoño y su mínimo en la frontera entre invierno y primavera) es en realidad mayor.

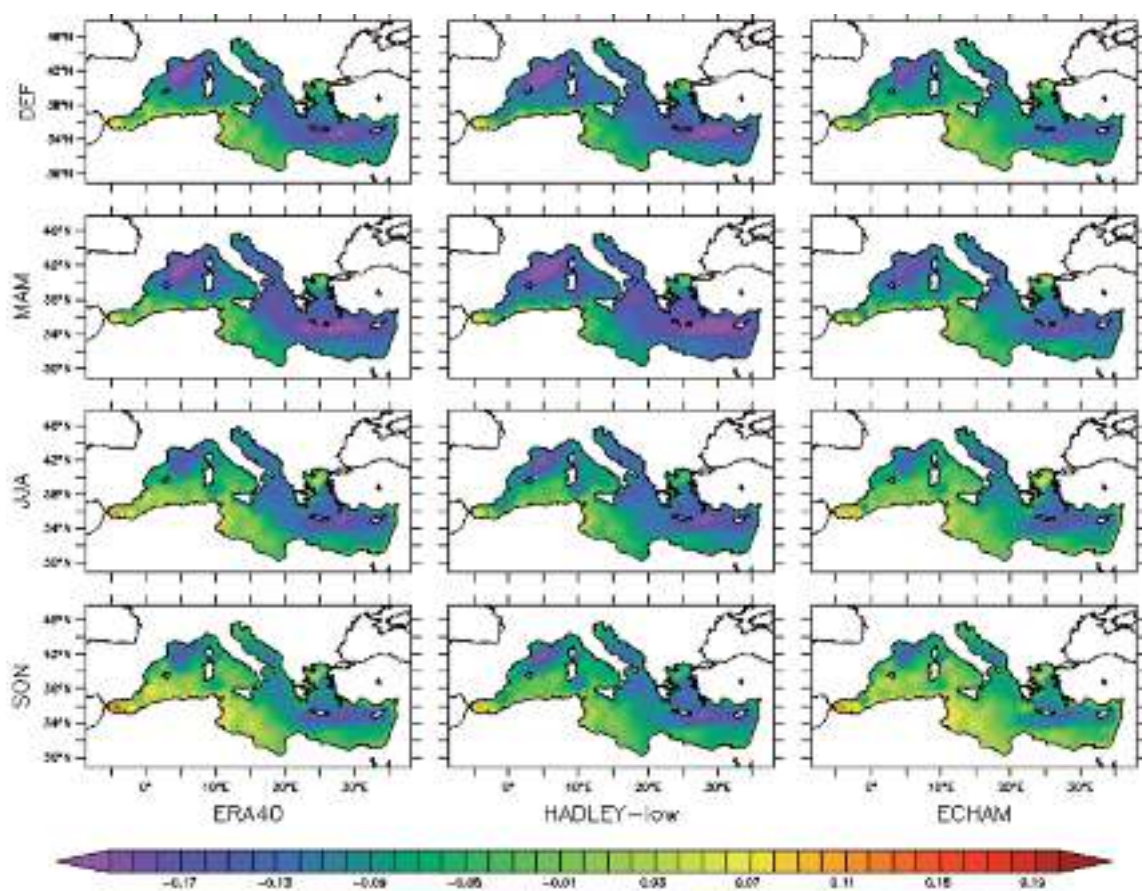


Figura 3.8.9: Medias estacionales de la componente baroclina de nivel del mar (en m) en el dominio Mediterráneo para el hindcast forzado con ERA-40 y los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM, para el periodo común 1961-2000.

Tabla 3.8.3: Valores estacionales medios para el dominio Mediterráneo de la componente baroclina de nivel del mar (en cm) obtenida del hindcast forzado con ERA-40 y de los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM.

1961-2000	Invierno (DEF)	Primavera (MAM)	Verano (JJA)	Otoño (SON)
ERA-40	-8,57	-10,99	-6,96	-4,67
HADLEY-low	-10,70	-12,59	-8,97	-7,07
ECHAM	-6,94	-8,71	-5,75	-2,97

En el dominio Atlántico las conclusiones son parecidas. Por un lado los patrones de los controles son similares entre sí y a los del hindcast, siendo muy aparente en todos los casos el gradiente Sur-Norte conforme al cual los valores más altos se dan a proximidad de las Islas Canarias (Figura 3.8.10).

Por lo que respecta a valores estacionales absolutos (Tabla 3.8.4), de nuevo ECHAM sobrestima los valores del hindcast, particularmente durante los meses de primavera y verano (sesgo de 1,3-1,5 cm). Por el contrario, HADLEY-low subestima los valores absolutos a lo largo de todo el año y particularmente durante los meses de verano y otoño (sesgo de 1,3-1,4 cm de diferencia). Y también de nuevo las diferencias descritas se relacionan con las ya constatadas para el ciclo estacional de temperatura superficial en el dominio Atlántico (ver Figura 3.4.25), para el cual los valores del control forzado con ECHAM estaban ligeramente por encima de los valores del hindcast forzado con ERA-40 a lo largo de todo el año. Por el contrario, los valores del control forzado con HADLEY-low estaban en general por debajo de los valores del hindcast, pero no a lo largo de todo el año, pues en invierno y primavera estaban por encima (debe considerarse de todos modos que el ciclo estacional de la componente baroclina de nivel del mar responde a toda una capa de unos 50-100 m y no sólo a la temperatura estrictamente superficial).

Cuando se examina la (doble) amplitud de los ciclos estacionales, se observa que ésta es del orden de 5,75 cm para el control forzado con ECHAM, 4,75 cm para el control forzado con HADLEY-low y de algo más de 5 cm para el hindcast forzado con ERA-40. Es decir, mientras el control forzado con HADLEY-low subestima ligeramente la (doble) amplitud del ciclo estacional del hindcast, el forzado con ECHAM la sobrestima.

Tabla 3.8.4: Valores estacionales medios para el dominio Atlántico de la componente baroclina de nivel del mar (en cm) obtenida del hindcast forzado con ERA-40 y de los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM.

1961-2000	Invierno (DEF)	Primavera (MAM)	Verano (JJA)	Otoño (SON)
ERA-40	+5,20	+4,91	+9,30	+10,02
HADLEY-low	+4,35	+3,89	+7,97	+8,67
ECHAM	+5,81	+5,22	+10,80	+10,94

La comparación entre las simulaciones de control y el hindcast se ha llevado a cabo también para los valores extremos. En el dominio Mediterráneo, los niveles de retorno de 50 años de la componente baroclina del nivel del mar reflejan patrones espaciales muy similares tanto entre los dos controles como con el hindcast forzado con ERA-40 (Figura 3.8.11). Los valores más altos se obtienen en el extremo occidental de la cuenca, en torno al mar de Alborán y sur del mar Balear. Se observan sin embargo ligeros sesgos negativos de HADLEY-low respecto al hindcast forzado con ERA-40, en especial cerca de las zonas costeras, y positivos en el caso de ECHAM, en particular en la mitad oriental del Mediterráneo (mar Jónico y cuenca Levantina).

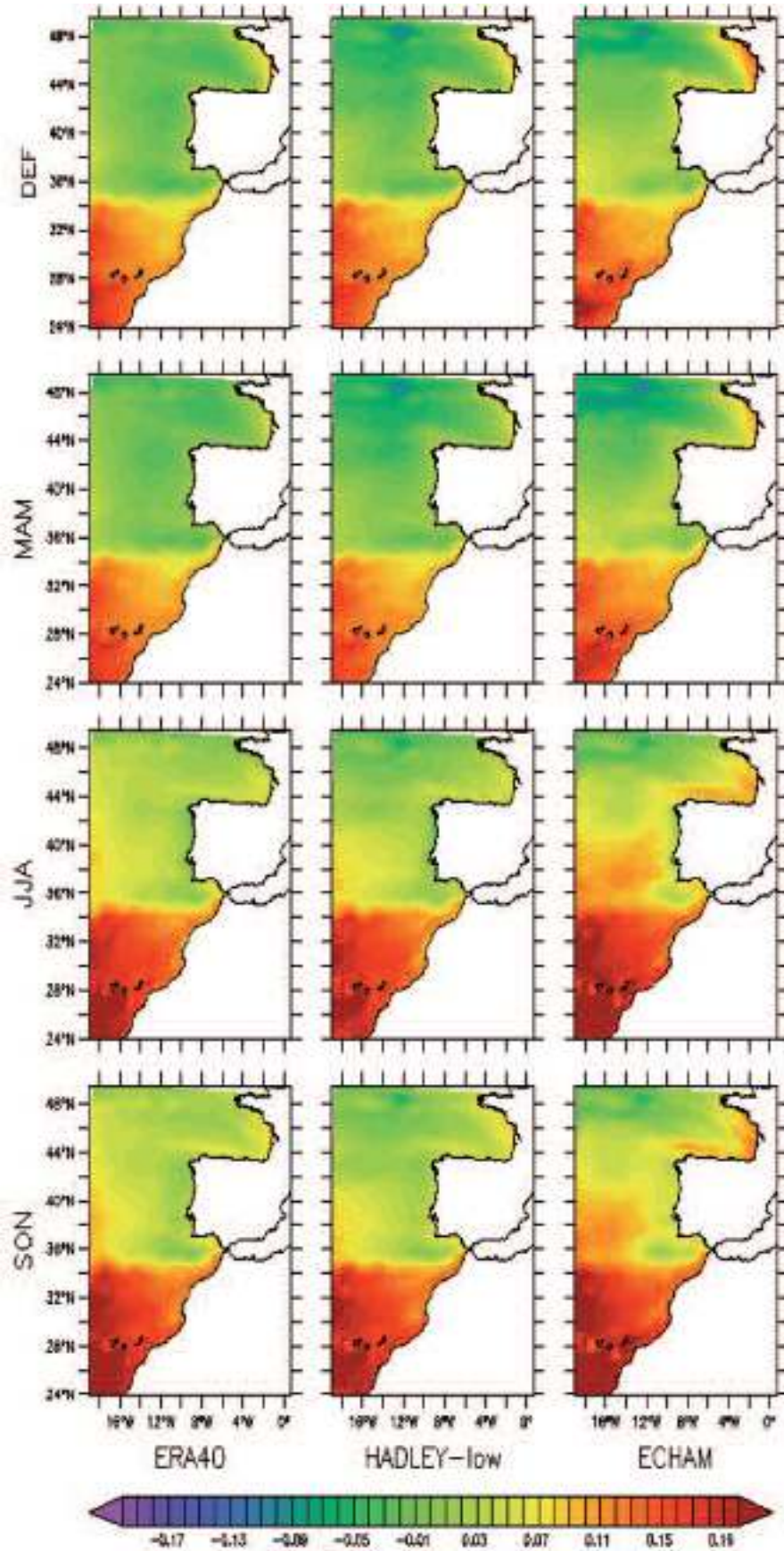


Figura 3.8.10: Medias estacionales de la componente baroclina de nivel del mar (en m) en el dominio Atlántico para el hindcast forzado con ERA-40 y los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM, para el periodo común 1961-2000.

Tal y como ocurre con el Mediterráneo, los campos de los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM en el Atlántico nororiental presentan estructuras espaciales muy parecidas a las de ERA-40, con niveles de retorno a 50 años más elevados en las proximidades de las Islas Canarias (Figura 3.8.12). En términos de diferencias respecto al hindcast, ECHAM muestra sesgos más marcados que HADLEY-low, fundamentalmente en el mar Cantábrico y fachada atlántica de la Península Ibérica.

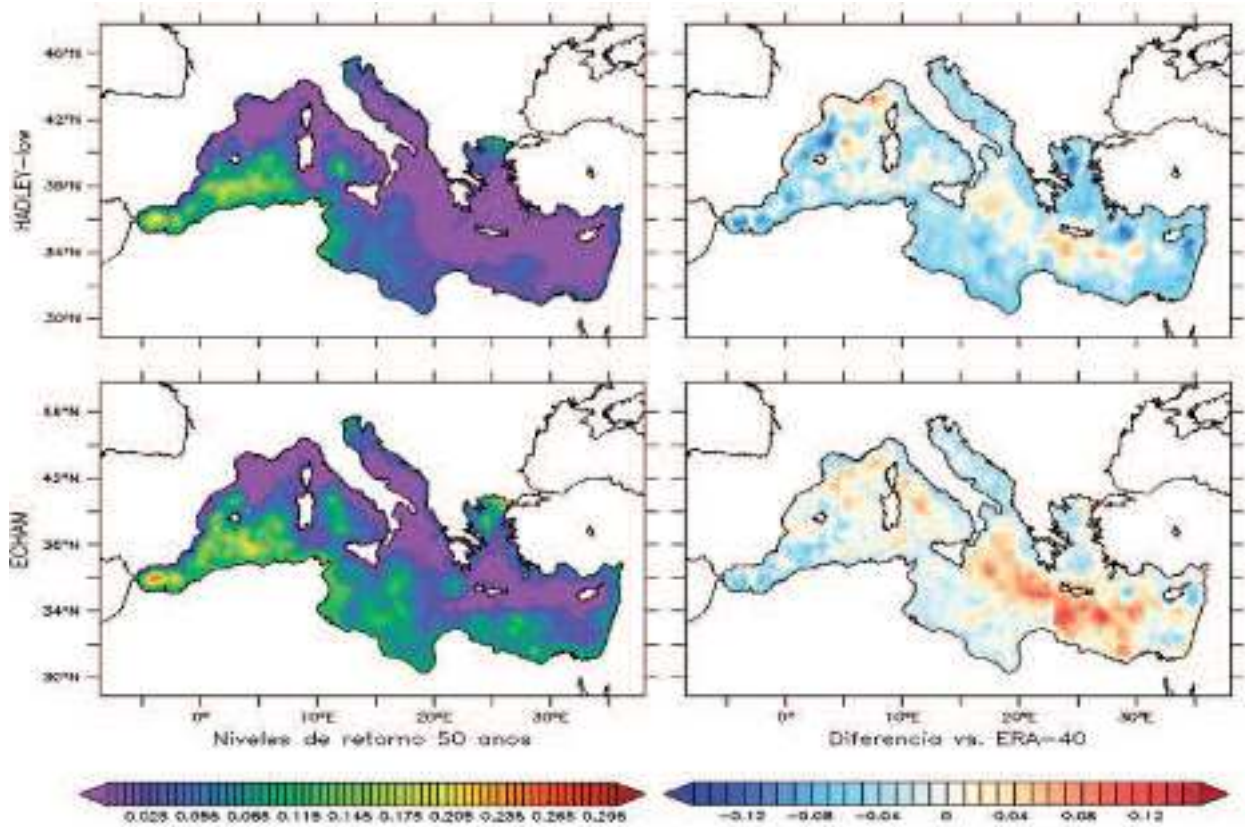


Figura 3.8.11: Izquierda: Niveles de retorno a 50 años de la componente baroclina de nivel del mar (en m) obtenida de los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM (1961-2000). Derecha: diferencias (en m) respecto a los niveles de retorno del hindcast forzado con ERA-40.

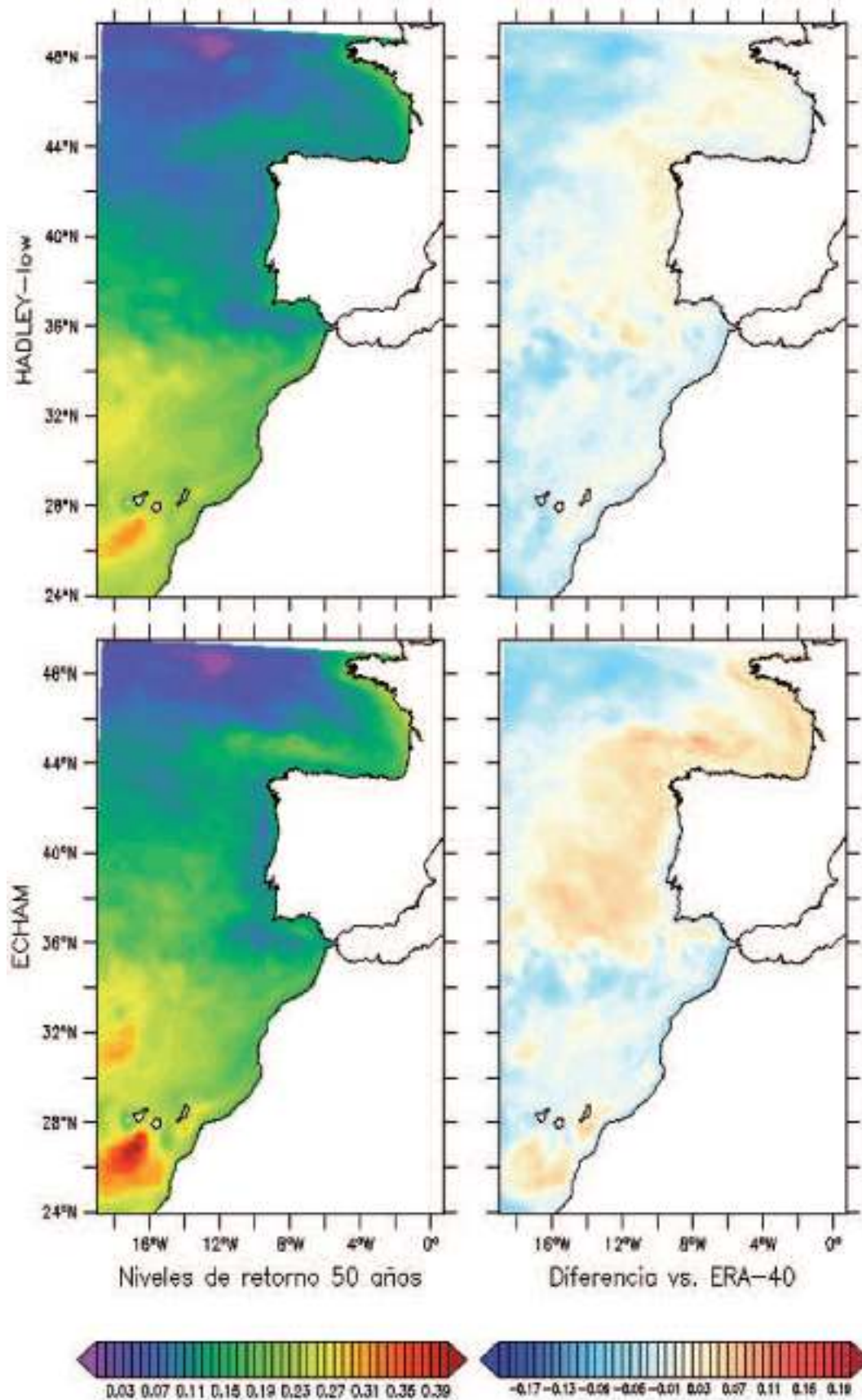


Figura 3.8.12: Izquierda: Niveles de retorno a 50 años de la componente baroclina de nivel del mar (en m) obtenida de los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM (1961-2000). Derecha: diferencias (en m) respecto a los niveles de retorno del hindcast forzado con ERA-40.

3.8.3. Escenarios

En líneas generales, la componente baroclina del nivel del mar estimada por HADLEY-low y ECHAM tiende a aumentar a lo largo de la primera mitad del siglo XXI, tanto en el Mediterráneo como en el Atlántico, sin que se aprecien cambios significativos en los patrones espaciales con respecto a las simulaciones de control y hindcasts, ni diferencias relevantes entre estaciones.

Tanto la variabilidad decadal de las series como la existencia en el escenario HADLEY-low de una anomalía negativa inicial en la componente termoestérica influyen en las tendencias obtenidas para el periodo 2001-2050. No obstante, a pesar de las incertidumbres que en principio rodean las proyecciones, las tasas de incremento finales son muy similares en ambos escenarios, arrojando aumentos en torno a +10 cm para 2050 en la mayor parte del dominio.

De acuerdo con los escenarios HADLEY-low y ECHAM, los extremos ascenderían en la primera mitad del siglo XXI en una proporción algo superior a la registrada por el nivel medio baroclino.

Antes de iniciar el análisis de las proyecciones debe comentarse que la forzada con HADLEY-low presenta un enfriamiento inicial (en el año 2001) del orden de $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ que afecta a las capas más profundas (por debajo de 600 m) del extremo occidental del dominio Atlántico. Al tratarse de agua más fría y densa que en superficie, este enfriamiento anómalo no parece alterar las características termohalinas y dinámicas de las capas superficiales del océano Atlántico, ni tampoco parece propagarse a la columna de agua del mar Mediterráneo a través del estrecho de Gibraltar. Sin embargo, esta anomalía sí repercute en el nivel termoestérico de HADLEY-low, que disminuye durante los 10 primeros años como consecuencia del descenso de temperatura. Por ello, los resultados referidos a las tendencias del escenario HADLEY-low han de manejarse con cautela. Concretamente, aquí se ha optado por calcular las tendencias de la componente baroclina del nivel del mar estimadas por los escenarios HADLEY-low y ECHAM, tanto para el periodo completo 2001-2050 como para el periodo 2010-2050, eliminando en este último caso el periodo anómalo del escenario HADLEY-low y permitiendo además evaluar el posible impacto de la variabilidad decadal en ambos escenarios. El resto de estadísticos ha sido calculado para el periodo 2010-2050, en tanto que las diferencias entre 2021-2050 y 1971-2000 se circunscribirán al escenario forzado con ECHAM.

En el dominio Mediterráneo, el promedio de la componente baroclina de nivel del mar entre 2010 y 2050 muestra, para los escenarios HADLEY-low y ECHAM, un patrón espacial análogo al de las simulaciones de control y también al hindcast forzado con ERA-40 (Figura 3.8.13). De nuevo se caracteriza por valores más bajos localizados en las zonas del Golfo de León y cuenca Levantina, y niveles más elevados en el mar de Alborán y a lo largo de la costa africana del Mediterráneo occidental. Es importante señalar, no obstante, que existen diferencias entre los valores medios de HADLEY-low y ECHAM, siendo los promedios menores en el primer escenario debido a la discontinuidad detectada en la componente termoestérica durante los primeros años del siglo XXI.

En el Atlántico nororiental (Figura 3.8.14) los dos escenarios también comparten distribuciones espaciales muy parecidas entre sí, y semejantes a las exhibidas por las simulaciones de control y el hindcast forzado con ERA-40. En ambos casos la componente baroclina del nivel del mar es más elevada hacia el sur y oeste del dominio simulado. Se aprecian de nuevo discrepancias en los términos medios por efecto de la anomalía en el nivel termoestérico detectada en HADLEY-low.

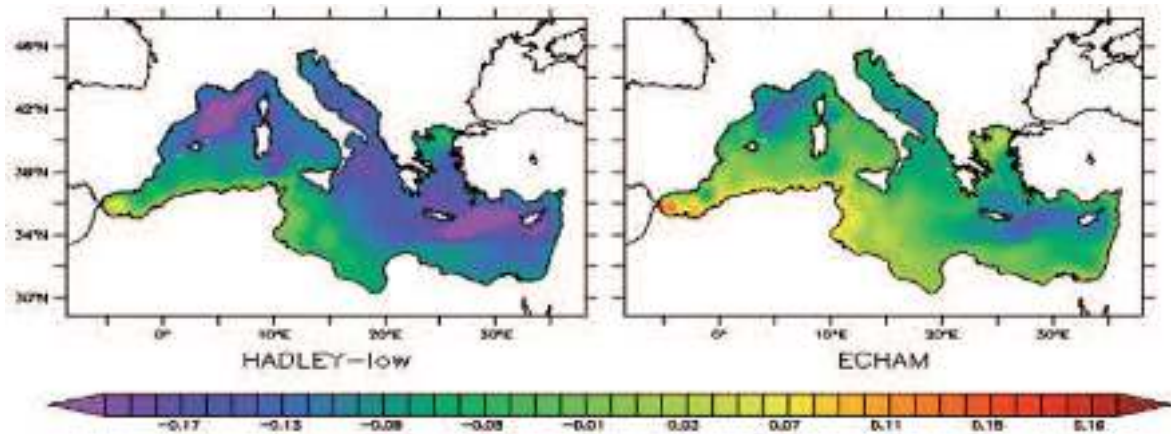


Figura 3.8.13: Componente baroclina del nivel del mar (en m) promediada para el periodo 2001-2050 para los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM.

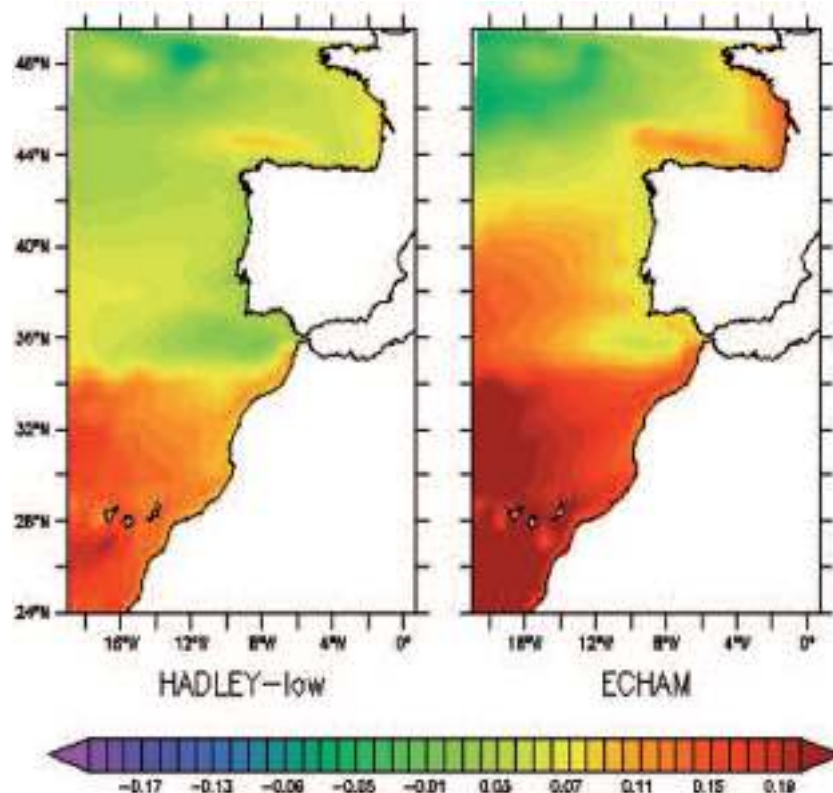


Figura 3.8.14: Componente baroclina del nivel del mar (en m) promediada para el periodo 2001-2050 para los controles forzados con HADLEY-low y ECHAM.

Las tendencias de la componente baroclina del nivel del mar son positivas tanto en el mar Mediterráneo como en el sector Atlántico, si bien con diferencias cuantitativas entre HADLEY-low y ECHAM. La Figura 3.8.15 y la Tabla 3.8.5 muestran la tendencia total y las estacionales en el dominio Mediterráneo, donde la proyección forzada con HADLEY-low se caracteriza por tendencias menores que la forzada con ECHAM (1,15 mm/año frente a 1,45 mm/año para las tendencias totales). Tanto las tendencias estacionales de ECHAM como las de HADLEY-low son bastante parecidas entre sí; en todo caso son algo más homogéneas para ECHAM (de 1,40 mm/año en primavera a 1,56 mm/año en verano) que para HADLEY-low (de 0,99 mm/año en primavera a 1,26 mm/año en otoño).

Desde un punto de vista espacial, tanto en HADLEY-low como en ECHAM los aumentos más significativos se localizan principalmente en la parte occidental de la cuenca. En el caso de HADLEY-low las tendencias superan los +3 mm/año al sur del Mar Balear, aunque conviene recordar que la circulación en esa región no es del todo realista (ver subcapítulo 3.6). En ECHAM los máximos se reparten por una zona algo más amplia de la cuenca occidental, donde sobrepasan los +2 mm/año.

Además de las tendencias entre 2001 y 2050, se han calculado también para el periodo 2010-2050 con el objetivo de determinar cómo influyen tanto la variabilidad decadal como la discontinuidad detectada en las capas profundas de la zona buffer atlántica en la proyección forzada con HADLEY-low. Lo que se obtiene es un incremento destacable de las tendencias en ambos escenarios, si se comparan con las obtenidas para el periodo 2001-2050 (Figura 3.8.16). Los aumentos registrados en HADLEY-low podrían ser atribuibles a la anomalía en el nivel termométrico de los primeros años del siglo XXI, pero los de ECHAM no son debidos a anomalía térmica alguna, por lo que se deben básicamente a la propia variabilidad decadal. A diferencia de lo que ocurre entre 2001 y 2050, en el periodo 2010-2050 las tendencias estacionales más altas se dan en HADLEY-low, con especial incidencia en los meses de otoño (+2,12 mm/año) e invierno (+2,04 mm/año), aunque en el cómputo anual se asemejan a las de ECHAM (Tabla 3.8.6).

Tabla 3.8.5: Promedio espacial sobre el dominio Mediterráneo de las tendencias estacionales y totales de la componente baroclina de nivel del mar (en mm/año), obtenidas a partir de los escenarios forzados con HADLEY-low y ECHAM para el periodo 2001-2050. Todas las tendencias son estadísticamente significativas al 95% de confianza.

Tendencias 2001-2050 (mm/año)	Invierno (DEF)	Primavera (MAM)	Verano (JJA)	Otoño (SON)	Total
HADLEY-low	+1,23	+0,99	+1,12	+1,26	+1,15
ECHAM	+1,44	+1,40	+1,56	+1,47	+1,47

En el dominio Atlántico se han calculado las mismas tendencias para los periodos 2001-2050 y 2010-2050. Entre 2001 y 2050 se obtienen incrementos generalizados y estadísticamente significativos de la componente baroclina del nivel del mar en los dos escenarios analizados

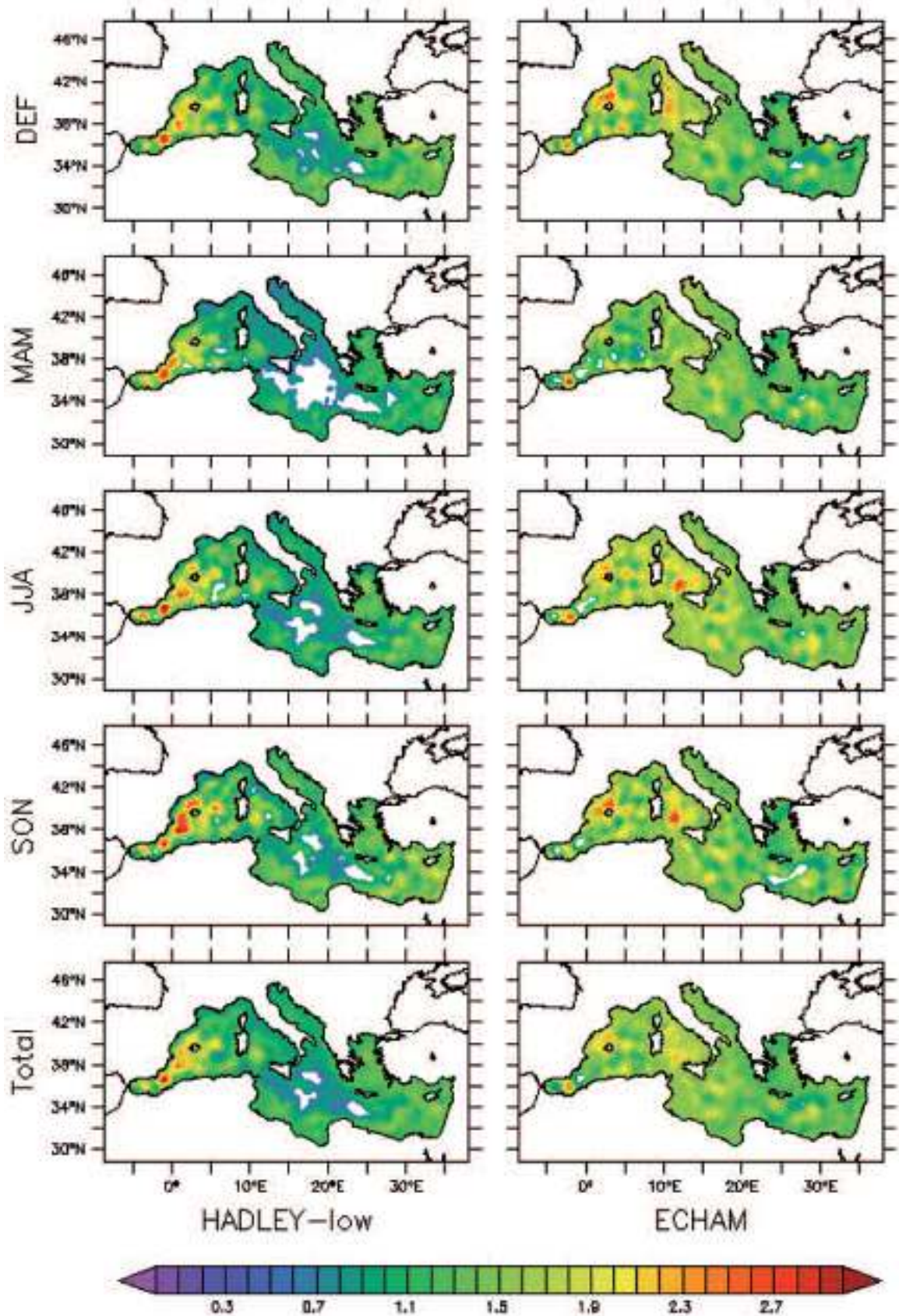


Figura 3.8.15: Tendencias estacionales y totales de la componente baroclina de nivel del mar (en mm/año) en el dominio Mediterráneo calculadas para el periodo 2001-2050 a partir de las proyecciones forzadas con HADLEY-low y ECHAM. Las zonas blanqueadas corresponden a tendencias no significativas al 95% de nivel de confianza.

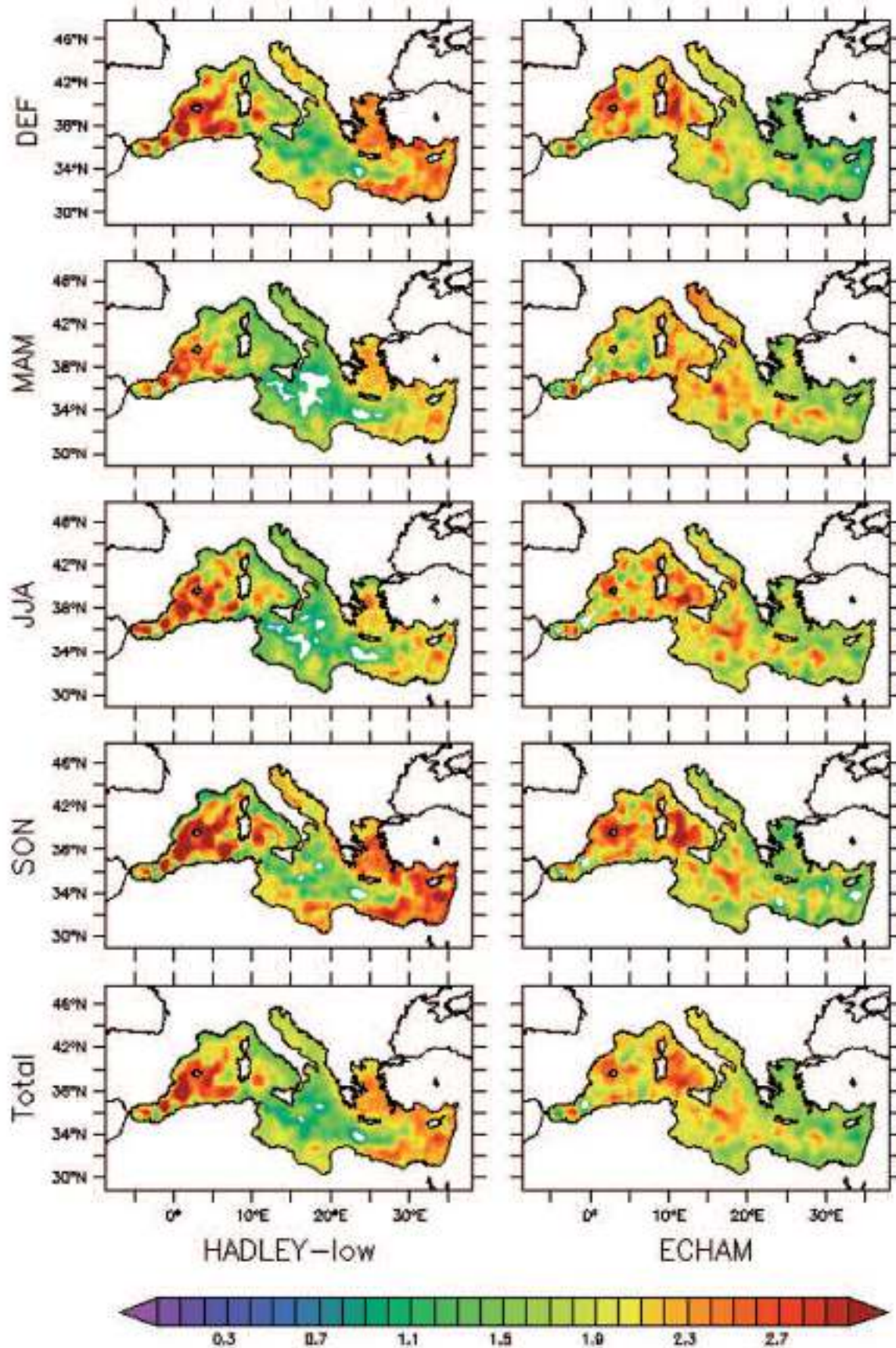


Figura 3.8.16: Tendencias estacionales y totales de la componente baroclina de nivel del mar (en mm/año) en el dominio Mediterráneo calculadas para el periodo 2010-2050 a partir de las proyecciones forzadas con HADLEY-low y ECHAM. Las zonas blanqueadas corresponden a tendencias no significativas al 95% de nivel de confianza.

Tabla 3.8.6: Promedio espacial sobre el dominio Mediterráneo de las tendencias estacionales y totales de la componente baroclina de nivel del mar (en mm/año), obtenidas a partir de los escenarios forzados con HADLEY-low y ECHAM para el periodo 2010-2050. Todas las tendencias son estadísticamente significativas al 95% de confianza.

Tendencias 2010-2050 (mm/año)	Invierno (DEF)	Primavera (MAM)	Verano (JJA)	Otoño (SON)	Total
HADLEY-low	+2,04	+1,72	+1,77	+2,12	+1,91
ECHAM	+1,84	+1,96	+1,97	+1,91	+1,92

(Figura 3.8.17). Las diferencias radican fundamentalmente en los promedios calculados para toda la zona, con mayores tendencias positivas en HADLEY-low (+1,81 mm/año en el cómputo anual) que en ECHAM (+1,57 mm/año) (Tabla 3.8.7). Desde un punto de vista espacial, las tendencias máximas en HADLEY-low se sitúan al noroeste de la Península Ibérica, mientras que en ECHAM se concentran en torno al paralelo 36°N. Del análisis se desprende asimismo que las diferencias entre estaciones son menos marcadas que en el Mediterráneo según HADLEY-low (que muestra las tendencias máximas en primavera, +1,86 mm/año) mientras que en ECHAM (que muestra las tendencias máximas en otoño, +1,67 mm/año) la estacionalidad de las tendencias es similar a la del Mediterráneo.

Al estudiar las tendencias para el periodo 2010-2050 (Figura 3.8.18), se constata que globalmente los valores ascienden con respecto a los resultados obtenidos para el periodo 2001-2050, con incrementos globales de +1,81 mm/año para HADLEY-low y de +1,57 mm/año para ECHAM (Tabla 3.8.8). Tal y como se mencionaba para el Mediterráneo, la causa de tales aumentos difiere en los escenarios HADLEY-low y ECHAM. En HADLEY-low parece estar vinculada a que entre 2010 y 2050 la anomalía térmica negativa ya no influye en el nivel termoestérico como sí lo hacía de 2001 a 2010. Por el contrario, en ECHAM el aumento está más relacionado con la variabilidad decadal.

Las estructuras espaciales de las tendencias calculadas entre 2010 y 2050 no presentan grandes diferencias con respecto a los patrones obtenidos para el periodo 2001-2050, localizándose los máximos aproximadamente en las mismas zonas (Figura 3.8.18). Las tendencias promediadas espacialmente muestran de nuevo que no hay grandes diferencias estacionales en HADLEY-low y que en este escenario los aumentos más destacables se producen en primavera (+2,24 mm/año), tal y como ocurría entre 2001 y 2050 (comparar las Tablas 3.8.7 y 3.3.8). En ECHAM las diferencias se acrecientan algo más y las tendencias más significativas corresponden a los meses de otoño (+2,04 mm/año).

Tabla 3.8.7: Promedio espacial sobre el dominio Atlántico de las tendencias estacionales y totales de la componente baroclina de nivel del mar (en mm/año), obtenidas a partir de los escenarios forzados con HADLEY-low y ECHAM para el periodo 2001-2050. Todas las tendencias son estadísticamente significativas al 95% de confianza.

Tendencias 2001-2050 (mm/año)	Invierno (DEF)	Primavera (MAM)	Verano (JJA)	Otoño (SON)	Total
HADLEY-low	+1,74	+1,86	+1,83	+1,82	+1,81
ECHAM	+1,59	+1,52	+1,51	+1,67	+1,57

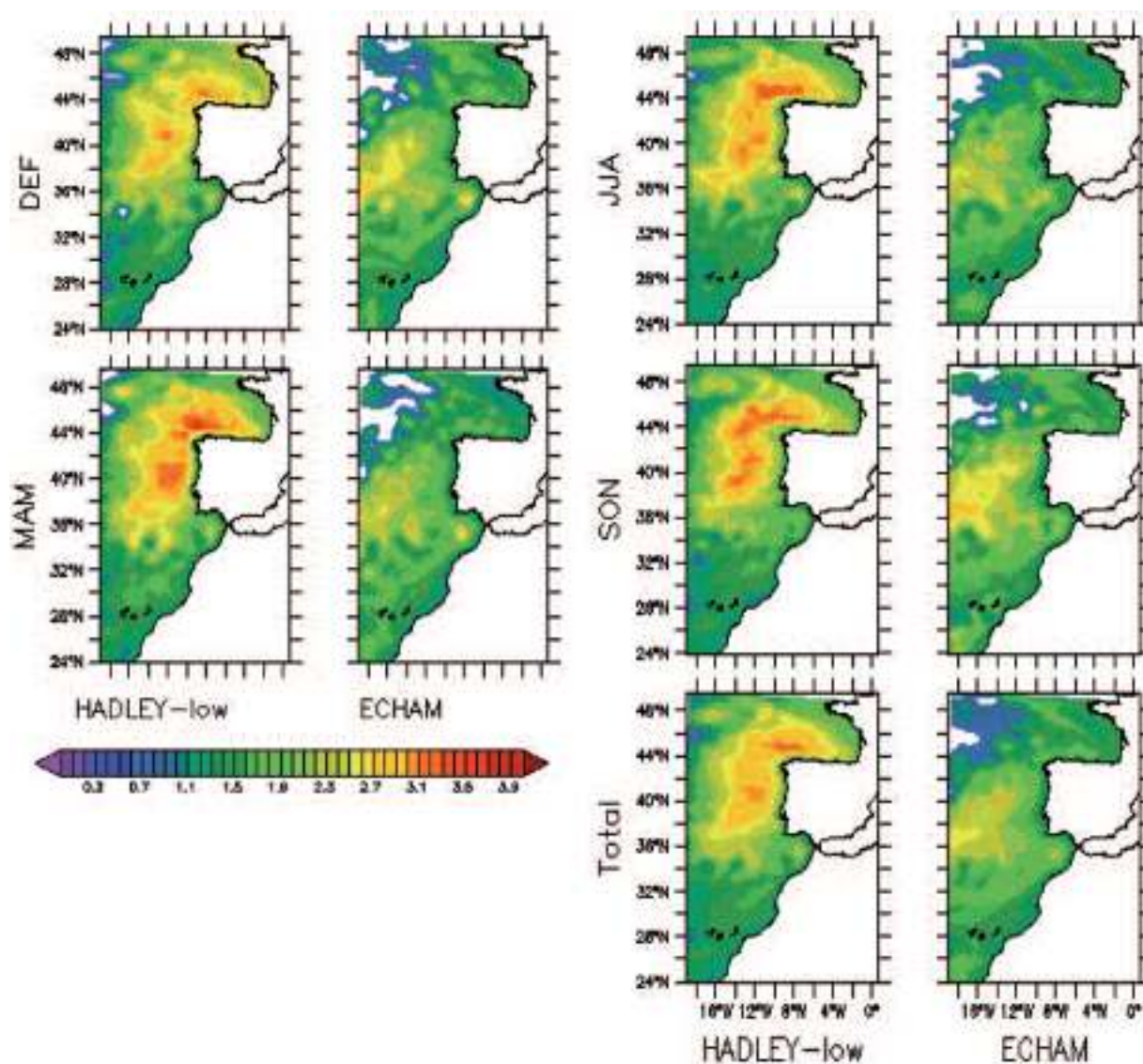


Figura 3.8.17: Tendencias estacionales y totales de la componente baroclina de nivel del mar (en mm/año) en el dominio Atlántico calculadas para el periodo 2001-2050 a partir de las proyecciones forzadas con HADLEY-low y ECHAM. Las zonas blanqueadas corresponden a tendencias no significativas al 95% de nivel de confianza.

Tabla 3.8.8: Promedio espacial sobre el dominio Atlántico de las tendencias estacionales y totales de la componente baroclina de nivel del mar (en mm/año), obtenidas a partir de los escenarios forzados con HADLEY-low y ECHAM para el periodo 2010-2050. Todas las tendencias son estadísticamente significativas al 95% de confianza.

Tendencias 2010-2050 (mm/año)	Invierno (DEF)	Primavera (MAM)	Verano (JJA)	Otoño (SON)	Total
HADLEY-low	+2,10	+2,24	+2,20	+1,99	+2,13
ECHAM	+1,92	+1,72	+1,85	+2,04	+1,88

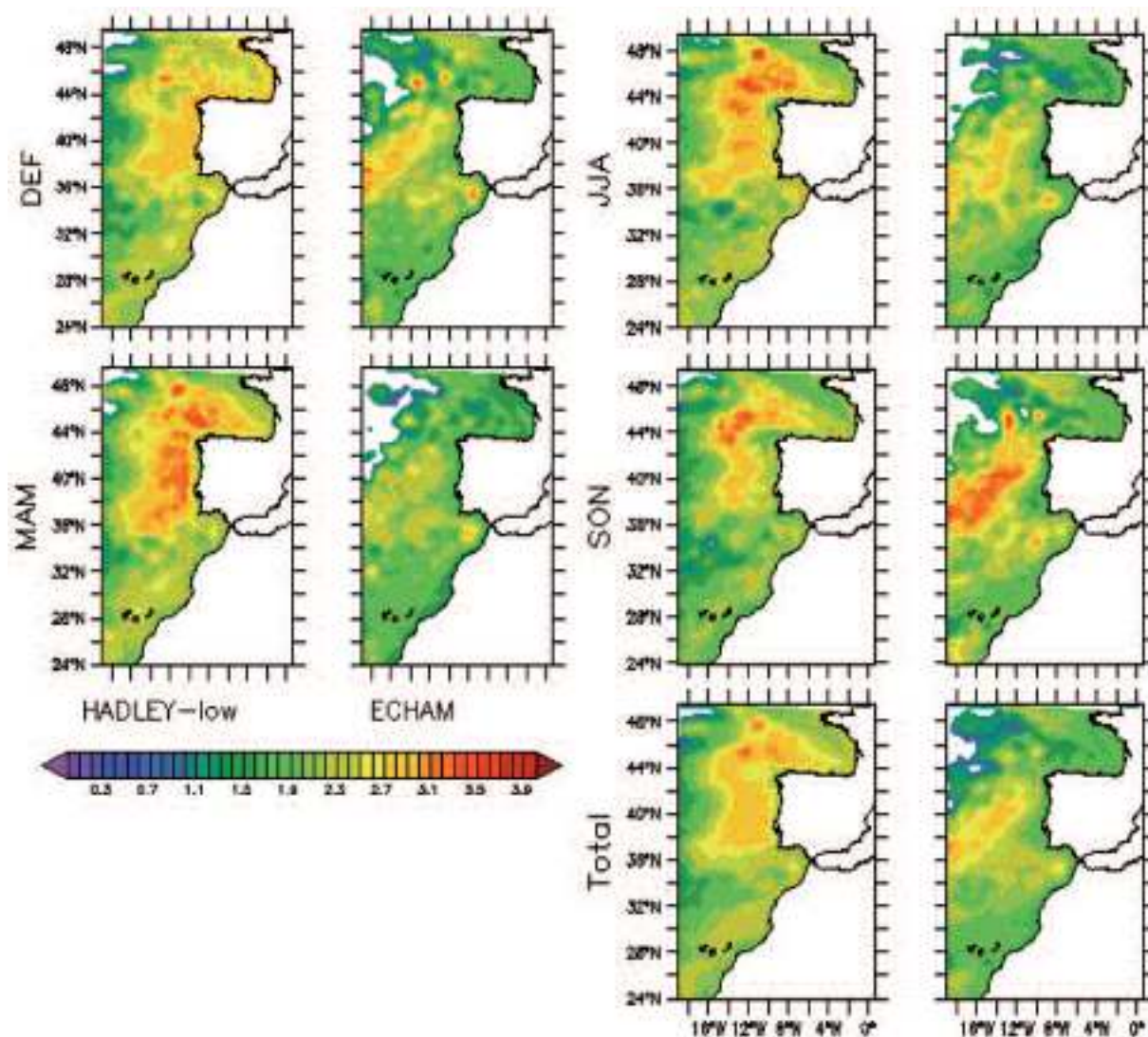


Figura 3.8.18: Tendencias estacionales y totales de la componente baroclina de nivel del mar (en mm/año) en el dominio Atlántico calculadas para el periodo 2010-2050 a partir de las proyecciones forzadas con HADLEY-low y ECHAM. Las zonas blanqueadas corresponden a tendencias no significativas al 95% de nivel de confianza.

Aplicando la metodología de los L-momentos, se han estimado los niveles de retorno de 50 años de la componente baroclina del nivel del mar en el Mediterráneo y la parte atlántica del dominio de IBMED12, a partir de las series de máximos extraída para el periodo 2010-2050.

Desde un punto de vista espacial, los patrones Mediterráneos de HADLEY-low y ECHAM son similares, localizándose los niveles de retorno más altos en el mar de Alborán (Figura 3.8.19). Aún así, los valores obtenidos de la proyección forzada con HADLEY-low son más bajos que los obtenidos para ECHAM en toda la cuenca mediterránea. Cabe recordar sin embargo que ya al comparar el nivel medio de los dos escenarios se obtenía que el de HADLEY-low era inferior en toda la cuenca al de ECHAM (ver Figura 3.8.13), por lo que la diferencia entre extremos puede deberse simplemente a la diferencia de niveles medios.

Cuando se comparan los niveles de retorno calculados entre 2010 y 2050 con los obtenidos en el periodo de control 1961-2000, los resultados obtenidos para ECHAM muestran un aumento generalizado en todo el Mediterráneo, siendo en todo caso algo menos intenso en la cuenca Levantina. Por el contrario, para HADLEY-low se aprecian ligeros descensos en la mitad norte del Mediterráneo y ascensos en el mar Balear, cuenca Levantina y litoral del norte de África.

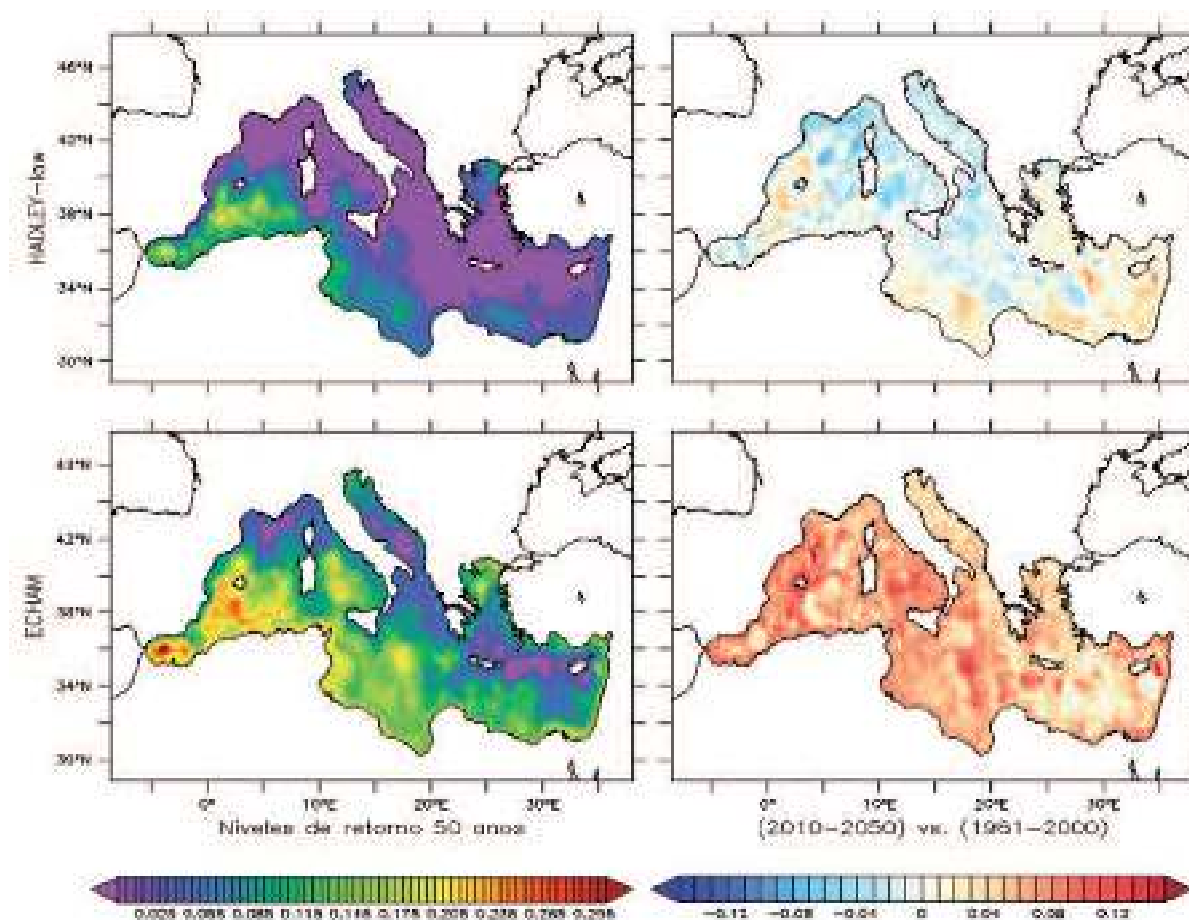


Figura 3.8.19: Izquierda: Niveles de retorno a 50 años de la componente baroclina de nivel del mar (en m) calculados para los escenarios forzados con HADLEY-low y ECHAM (periodo 2010-2050). Derecha: diferencias entre los niveles calculados para los escenarios y los calculados para las simulaciones de control (periodo 1961-2000).

Este resultado puede deberse al menos en parte a la anomalía negativa del nivel termoestérico detectada en HADLEY-low, por lo que los resultados de ese escenario han de tomarse con cautela. El escenario ECHAM no presenta la anomalía mencionada, por lo que a priori sus resultados resultan más fiables.

En el dominio Atlántico los resultados obtenidos de HADLEY-low y ECHAM exhiben patrones similares, con los extremos más altos de la componente baroclina situados en el extremo suroccidental del dominio, alrededor del archipiélago canario (Figura 3.8.20). De forma análoga al Mediterráneo, en promedio los extremos del nivel baroclino de HADLEY-low son menores que los de ECHAM, puede que por efecto de la discontinuidad detectada en la componente termoestérica del escenario HADLEY-low.

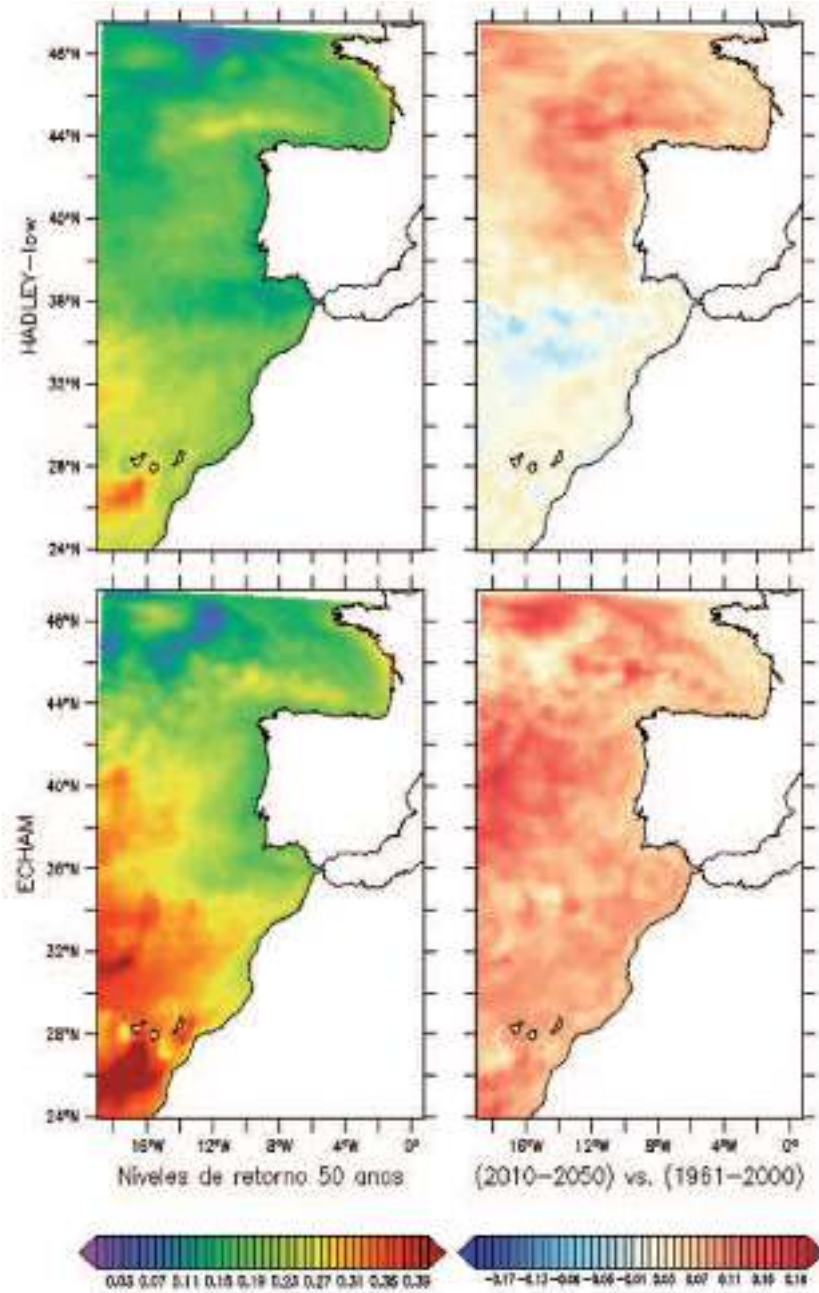


Figura 3.8.20: Izquierda: Niveles de retorno a 50 años de la componente baroclina de nivel del mar (en m) calculados para los escenarios forzados con HADLEY-low y ECHAM (período 2010-2050). Derecha: diferencias entre los niveles calculados para los escenarios y los calculados para las simulaciones de control (período 1961-2000).

Con el fin de obtener una estimación más precisa de los cambios en la componente baroclina del nivel del mar en las zonas cercanas a las costas mediterráneas de la Península Ibérica, se han extraído las series temporales de dicha variable estimadas entre 2001 y 2050 para el mar de Alborán y mar Balear (Figura 3.8.21). Los resultados de los dos escenarios muestran en ambas regiones aumentos del nivel del mar consistentes con los campos espaciales anteriormente mostrados. Entre 2001 y 2012 se aprecia un descenso en HADLEY-low que, en parte, puede estar motivado por la anomalía inicial de la componente termoestérica de este escenario. Los datos de ECHAM no reproducen dicha dis-

minución en la componente baroclina del nivel del mar, si bien tampoco se caracterizan por aumentos visibles de la misma. A partir de 2030 se aprecia en ambos escenarios un ascenso claro, más importante en el caso de ECHAM.

Teniendo en cuenta que la anomalía detectada en la componente termoestérica de HADLEY-low puede alterar las diferencias de media, desviación estándar y percentil 95 entre los periodos 2021-2050 y 1971-2000, se ha decidido calcular estas métricas únicamente para el escenario ECHAM (Tabla 3.8.9a). Los resultados de ECHAM muestran que, en promedio, el nivel del mar por efecto dinámico y termoestérico aumenta de manera similar en el mar de Alborán y mar Balear, concretamente en +3,73 y +3,27 cm, respectivamente. Se registra asimismo un aumento de la desviación estándar, algo mayor en el mar Balear (+1,36 cm).

Al igual que ocurre con el régimen medio, el régimen extremal se caracteriza también por ascensos entre 1971-2000 y 2021-2050 de los percentiles 95. Las diferencias entre ambos periodos son de +5,73 cm en el mar de Alborán y de +5,64 cm en el mar Balear. Los resultados de ECHAM señalan por tanto que los extremos de la componente baroclina del nivel del mar de Alborán y mar Balear tenderían a aumentar algo más que los promedios aunque manteniéndose en órdenes de magnitud similares.

Considerando que el efecto de la anomalía detectada en HADLEY-low deja de tener una influencia notable sobre las tendencias a partir de 2010, éstas se han calculado (tanto para ECHAM como para HADLEY-low) para el periodo 2010-2050 en vez de para el periodo 2001-2050 como se ha hecho para las variables anteriores. Tal y como muestra la Tabla 3.8.9b, las tendencias son estadísticamente significativas en ambas simulaciones y en ambas zonas, siendo en el mar de Alborán de +2,16 y +2,02 mm/año para HADLEY-low y ECHAM, respectivamente, y en el mar Balear de +2,29 y +2,30 mm/año. Estos resultados coinciden con la evolución de la temperatura estimada para ambas zonas, pues la evolución a largo término de la componente baroclina de nivel del mar está fuertemente ligada al término termoestérico y por tanto al promedio de la temperatura sobre toda la columna de agua. Los cambios de circulación detectados son menores, y por tanto de los dos términos de (1), el dominante claramente es el primero.

El análisis zonal para las cuatro regiones atlánticas se ha llevado a cabo de forma análoga al Mediterráneo. Las series exhiben en general un incremento de la componente baroclina del nivel del mar para ambos escenarios, HADLEY-low y ECHAM, y para las cuatro zonas (Figura 3.8.22). Tal y como ocurre en el área Mediterránea, las diferencias (sólo estimadas para ECHAM) entre los periodos 2021-2050 y 1971-2000 presentan grandes similitudes en las cuatro zonas atlánticas. Por lo que se refiere a las medias de la componente baroclina de nivel del mar, las diferencias oscilan entre +4,14 y +4,57 cm (Tabla 3.8.10a). En cuanto a la variabilidad temporal, las mayores diferencias en la desviación estándar se dan en el golfo de Cádiz, con +1,04 cm. Finalmente, se advierte de nuevo un aumento en los extremos que es ligeramente superior al de los valores medios, con incrementos entre los percentiles 95 que varían entre los +5,77 cm del mar Cantábrico a los +6,20 cm de las Islas Canarias.

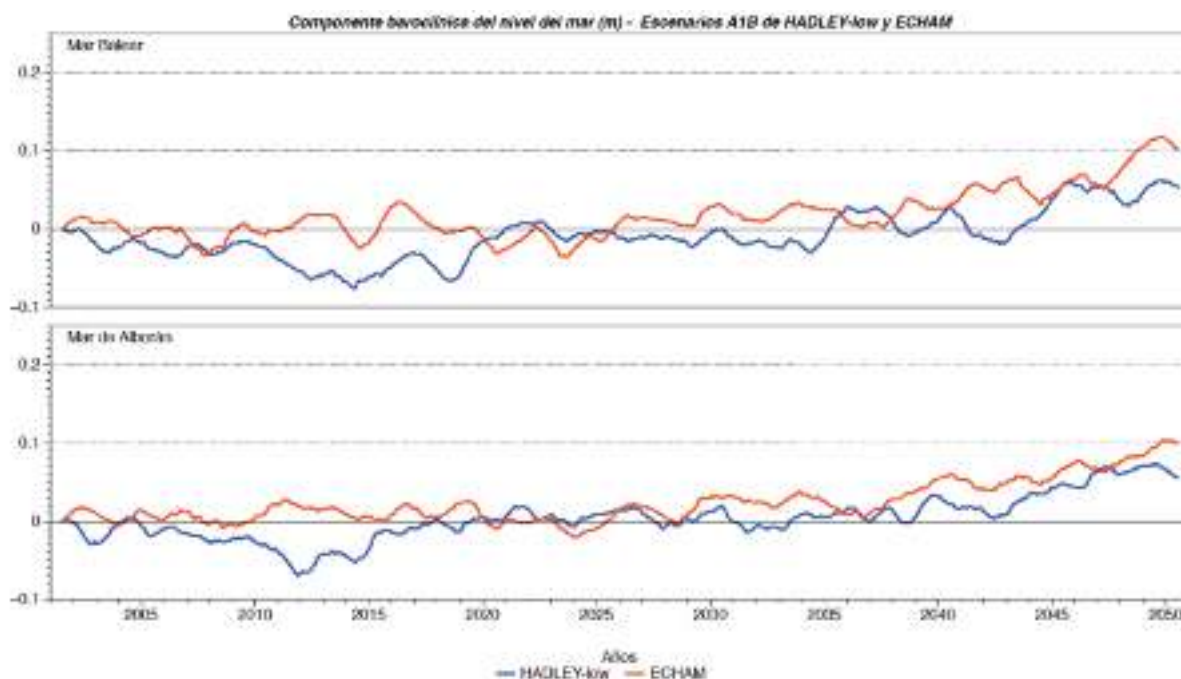


Figura 3.8.21: Anomalía de la componente baroclina de nivel del mar (en m, respecto a su valor en 2000) para el periodo 2001-2050. Se trata de valores promediados para el mar de Alborán y el mar Balear obtenidos a partir de los escenarios forzados con HADLEY-low y ECHAM y sometidos a una media móvil de 12 meses.

Tabla 3.8.9a: Diferencias de media, desviación estándar y percentil 95 de la componente baroclina de nivel del mar entre el escenario (periodo 2021-2050) y la simulación de control (1971-2000) forzadas con ECHAM para las zonas del mar de Alborán y el mar Balear.

Componente baroclina de nivel del mar Escenario A1B - control ECHAM	Mar de Alborán	Mar Balear
Diferencia de media (cm)	+3,73	+3,27
Diferencia desviación estándar (cm)	+1,10	+1,36
Diferencia percentil 95 (cm)	+5,73	+5,64

Tabla 3.8.9b: Tendencias de la componente baroclina de nivel del mar calculadas para el periodo 2010-2050 a partir de los escenarios forzados con HADLEY-low y ECHAM y promediadas para las zonas del mar de Alborán y el mar Balear. Todas las tendencias son estadísticamente significativas al 95% de confianza.

Componente baroclina de nivel del mar HADLEY-low/ECHAM	Mar de Alborán	Mar Balear
Tendencia (mm/año)	+2,16/+2,02	+2,29/+2,30

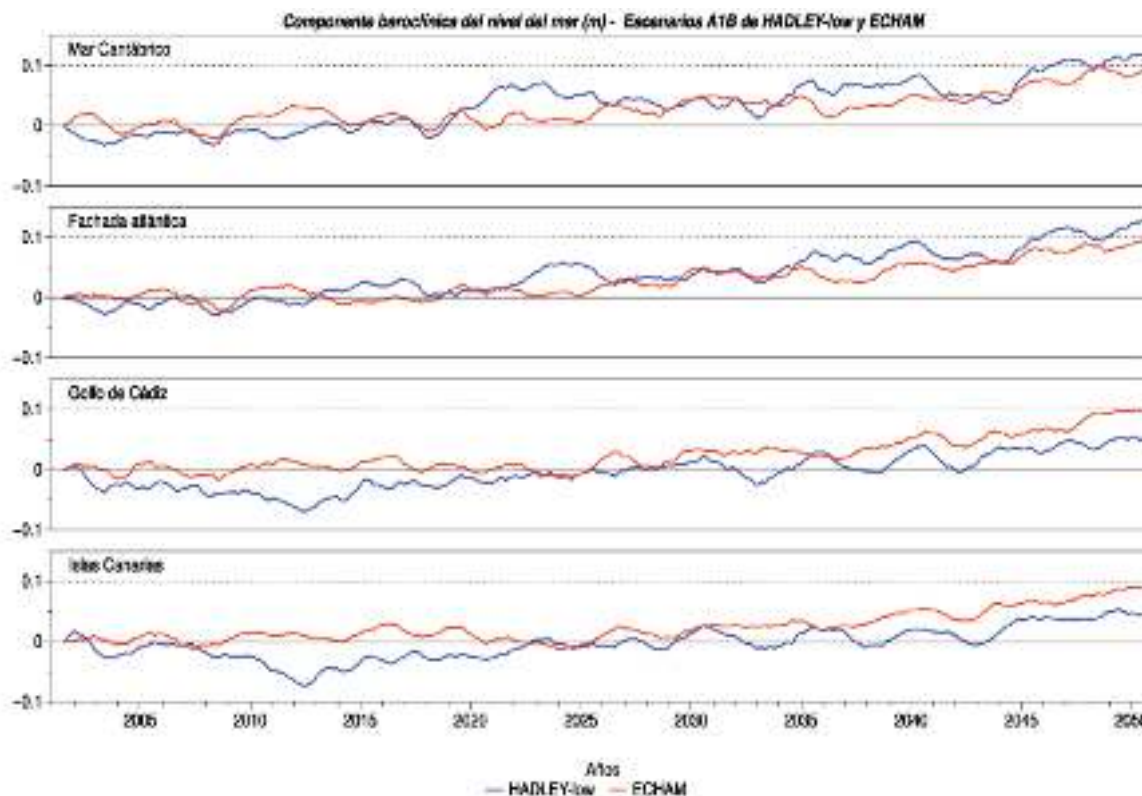


Figura 3.8.22: Anomalia de la componente baroclina de nivel del mar (en m, respecto a su valor en 2000) para el periodo 2001-2050. Se trata de valores promediados para el golfo de Cádiz, Islas Canarias, mar Cantábrico y Fachada Atlántica obtenidos a partir de los escenarios forzados con HADLEY-low y ECHAM y sometidos a una media móvil de 12 meses.

Tabla 3.8.10a: Diferencias de media, desviación estándar y percentil 95 de la componente baroclina de nivel del mar entre el escenario y la simulación de control forzada con ECHAM para las zonas del golfo de Cádiz, Islas Canarias, mar Cantábrico y Fachada Atlántica. Para el cálculo de las diferencias se han empleado los periodos 2021-2050 para el escenario y 1971-2000 para el control.

Componente baroclina de nivel del mar Escenario A1B/control ECHAM	Cantábrico	Fachada atlántica	Golfo de Cádiz	Islas Canarias
Diferencia de media (cm)	+4,57	+4,30	+4,23	+4,14
Diferencia desviación estándar (cm)	+0,58	+0,87	+1,04	+0,88
Diferencia percentil 95 (cm)	+5,77	+6,19	+6,16	+6,20

Tabla 3.8.10b: Tendencias de la componente baroclina de nivel del mar calculadas para el periodo 2010-2050 a partir de los escenarios forzados con HADLEY-low y ECHAM y promediadas para las zonas del golfo de Cádiz, Islas Canarias, mar Cantábrico y Fachada Atlántica. Se ha marcado con un asterisco (*) las tendencias que no son estadísticamente significativas al 95% de confianza.

Componente baroclina de nivel del mar HADLEY-low/ECHAM	Cantábrico	Fachada atlántica	Golfo de Cádiz	Islas Canarias
Tendencia (mm/año)	+2,75/+1,78	+2,82/+2,09	+2,26/+2,16	+2,13/+1,90(*)

Respecto a las tendencias (que sí se han calculado para los dos escenarios, pero para el periodo 2010-2050, ver Tabla 3.8.9b), los valores más altos se obtienen para HADLEY-low en el Cantábrico y en la fachada Atlántica, siendo de +2,75 y +2,82 mm/año respectivamente. ECHAM da valores significativamente menores en esas zonas: +1,78 y +2,09 mm/año. En el caso del golfo de Cádiz e Islas Canarias, las tendencias obtenidas de los dos escenarios son más similares (Tabla 3.8.10b), aunque paradójicamente la evolución de la componente baroclina de nivel del mar sea más dispar (Figura 3.8.22): mientras HADLEY-low muestra un descenso durante la primera década del siglo XXI seguido de un aumento progresivo, las series de ECHAM muestran primero una cierta estabilidad para iniciar después un incremento significativo a partir de 2025. Los resultados de las tendencias en el golfo de Cádiz para el periodo 2010-2050 son de +2,26 mm/año para HADLEY-low y de +2,16 mm/año para ECHAM. Mientras, en el entorno de las Islas Canarias se obtienen valores de +2,13 mm/año para HADLEY-low y de +1,90 mm/año para ECHAM, aunque éste último no es estadísticamente significativo.

3.9. Componente barotropa de nivel del mar

3.9.1. Hindcasts

La componente barotropa de nivel del mar o ‘marea meteorológica’ es la componente fundamental para los valores extremos. Cuando se comparan los hindcasts forzados con downscalings de ERA-40 y ERA-Interim con observaciones de mareógrafos en términos de errores cuadráticos medios (RMSE) y correlaciones, los resultados son plenamente satisfactoria (RMSE de 5 cm y correlaciones de 0,8). De hecho, mejoran notablemente productos previos como el hindcast de HIPOCAS, que hasta ahora se consideraba como muy bueno. En cambio los nuevos hindcast dan resultados similares a esos productos anteriores en lo que respecta a eventos extremos.

Los nuevos hindcasts muestran tendencias del orden de [0,3; -0,5] mm/año en el Mediterráneo y de [0,1; -0,3] mm/año en las costas Atlánticas, mientras el hindcast de HIPOCAS mostraba tendencias más negativas ([0,5; -0,6] mm/año en el Mediterráneo y [0,3; -0,4] mm/año en las costas Atlánticas). Las diferencias se atribuyen a discrepancias entre los reanálisis atmosféricos globales ERA-40 (utilizados en las nuevas simulaciones) y NCEP (utilizado en HIPOCAS).

Los hindcasts forzados con downscalings de ERA-40 y ERA-Interim se han comparado con observaciones obtenidas en mareógrafos costeros en términos de errores cuadráticos medios (RMSE) y correlaciones. Dado que los mareógrafos registran nivel del mar total, tanto a las series de observaciones como a los hindcasts se les ha quitado el ciclo estacional, que está mayoritariamente inducido por la componente estérica (no modelizada en estas simulaciones). A las series observadas se les ha quitado también la señal de marea, que tampoco está incluida en el modelo barotropo. Aún así debe considerarse que la serie resultante de nivel del mar observado contiene otros componentes aparte de la marea meteorológica, con lo cual no puede esperarse una correlación perfecta entre observaciones y datos de modelo.

Los resultados para el hindcast ERA-40 (Tabla 3.9.1) muestran valores del RMSE que varían entre los 4,26 cm de Génova y los 9,90 cm de Venecia, con un valor medio de 5,56 cm. En las costas españolas los valores del RMSE varían entre los 4,86 cm de Barcelona y los 5,48 cm de Alicante y Santander. De nuevo para todo el dominio, las correlaciones oscilan entre el 0,70 de Venecia y el 0,90 de Gijón, con un valor promedio de 0,81, mientras en las costas españolas oscilan entre el 0,76 de Málaga y el 0,90 de Gijón. En el caso del ERA-INTERIM (Tabla 3.9.1) la calidad es muy similar: los valores del RMSE van de 4,72 cm en Antalya a los 10,08 en Venecia, con un valor medio de 5,49 cm, y la correlación oscila entre el 0,70 de Venecia y el 0,90 de Gijón, con un valor promedio de 0,81. Cabe destacar que los periodos de comparación usados para ambos hindcasts no son los mismos, puesto que el periodo de solapamiento con los distintos mareógrafos difiere en cada caso. Pese a ello, la calidad de los dos productos es muy similar.

Respecto a productos anteriores, como el llevado a cabo en el marco del proyecto HIPOCAS (ver Ratsimandresy *et al.*, 2008), los nuevos hindcast muestran errores cuadráticos medios más pequeños, mayores correlaciones y una mayor reducción de la varianza. Sin embargo, su calidad reproduciendo la magnitud de eventos extremos es similar a lo obtenido con HIPOCAS.

Para el hindcast forzado con el downscaling de ERA-40 llevado a cabo con el modelo ARPEGE (ver Jordà *et al.*, 2012) los resultados son claramente superiores por lo que se refiere al RMSE (Tabla 3.9.1): todos los valores son inferiores o iguales a 4 cm (el valor máximo son los 4,03 cm de Coruña). Por el contrario, las correlaciones son similares a las de los hindcasts forzados con el downscaling de RCA3.5.

Tabla 3.9.1: Validación de los hindcast de la componente atmosférica de nivel del mar forzados con los downscalings de ERA-40 y ERA-Interim obtenidos con el modelo RCA3.5. Tanto a las series del modelo como a las de los mareógrafos se les ha quitado el ciclo estacional para aislar el máximo posible la señal atmosférica en las observaciones. Los resultados se comparan también con un hindcast anterior, forzados con un downscaling de ERA-40 obtenidos con el modelo ARPEGE (ver Jordà *et al.*, 2012).

Mareógrafo	ERA-40		ERA-Interim		ARPERA	
	RMSE (cm)	Corr	RMSE (cm)	Corr	RMSE (cm)	Corr
Alicante	5,48	0,78	5,26	0,81	2,79	0,84
Antalya	4,86	0,78	4,72	0,79	3,20	0,76
Barcelona	4,86	0,84	4,75	0,85	2,86	0,84
Bilbao	5,45	0,87	5,36	0,86		
Cascais	6,24	0,74	6,31	0,73	3,56	0,77
Coruña	5,06	0,89	5,06	0,89	4,03	0,84
Dubrovnik	6,07	0,81	5,77	0,83	3,66	0,83
Genova	4,26	0,87	4,40	0,85	2,20	0,88
Gijón	5,01	0,90	4,91	0,90		
Hadera	4,81	0,78	4,85	0,77	2,64	0,74
Malaga	5,41	0,76	5,18	0,77	3,02	0,75
Marsella	5,33	0,82	5,20	0,82	3,23	0,78
Santander	5,48	0,86	5,48	0,86	3,94	0,83
Valencia	5,31	0,81	5,11	0,82	2,98	0,82
Venezia	9,90	0,70	10,08	0,70	3,39	0,80

Se han obtenido también tendencias de la componente atmosférica de nivel del mar y se ha estimado su incertidumbre para el periodo común 1958-2001. Las diferencias entre los nuevos hindcast (obtenidos a partir de ERA-40, ya sea con el downscaling de RCA3.5 o el de ARPEGE) y el hindcast de HIPOCAS (obtenido a partir de un downscaling del reanálisis NCEP) son significativas; los nuevos hindcasts muestran tendencias del orden de $[0,3; -0,5]$ mm/año en el Mediterráneo y de $[0,1; -0,3]$ mm/año en las costas Atlánticas, mientras el hindcast de HIPOCAS mostraba tendencias más negativas ($[0,5; -0,6]$ mm/año en el Mediterráneo y $[0,3; -0,4]$ mm/año en las costas Atlánticas). Las diferencias se atribuyen a discrepancias entre los reanálisis atmosféricos ERA-40 y NCEP. Aparte, debe destacarse que los valores consignados (para al periodo 1958-2001) corresponden a unas décadas de marcada variabilidad decadal. Sólo por el hecho de incluir la década más reciente, por ejemplo, las tendencias se hacen 0,1 mm/año menos negativas.

3.9.2. Simulaciones de Control

Las simulaciones de control de la componente barotropa de nivel del mar presentan los mismos patrones espaciales que el reanálisis forzado con un downscaling de ERA-40. También presentan los mismos patrones los niveles de retorno. La magnitud de éstos últimos está algo sobreestimada por los controles, aunque este detalle no es relevante a la hora de evaluar los cambios en el siglo XXI bajo escenarios de cambio climático, dado que se analizan como variaciones respecto al control correspondiente.

La validación de los controles de los modelos climáticos frente al hindcast se ha llevado a cabo para el periodo 1958-1999, el periodo común a todas las simulaciones. En la Figura 3.9.1 se representan los promedios estacionales de la componente atmosférica de nivel del mar para el hindcast forzado con ERA-40 y para las simulaciones de control. Los patrones estacionales que aparecen en la simulación forzada con ERA-40 y en los controles son consistentes, pues reflejan fundamentalmente los patrones estacionales de la presión atmosférica ya mostrados en estudios anteriores (Gomis *et al.*, 2008). Durante el invierno, el nivel barótopo medio es menor en las zonas más occidentales y más orientales de la cuenca Mediterránea, mientras que en verano existe un claro gradiente E-W, con máximos en la cuenca oriental. Las simulaciones de control forzadas con los modelos HADLEY-low y HADLEY-ref son en este caso las más parecidas al hindcast forzado con ERA-40.

Cuando se calcula el ciclo estacional promediado sobre todo el dominio (Figura 3.9.2) los ciclos de los controles forzados con HADLEY-low y HADLEY-ref son muy similares al del hindcast forzado con ERA-40, con valores máximos durante los meses de primavera y verano y mínimos en enero. La simulación de control forzada con ECHAM da un ciclo bastante atípico, con los valores más altos concentrados en los meses de febrero-marzo, mientras que la simulación de control forzada con HADLEY-high da un ciclo con la fase correcta pero con una amplitud que es más del doble que la del hindcast.

La Figura 3.9.3 corresponde a los niveles de retorno de 50 años de los controles y el hindcast forzado con ERA-40. Los niveles de retorno se han calculado tal y como se explica en la sección 3.7 dedicada al oleaje, considerando 3 episodios extremos por año. Los niveles de retorno muestran los mismos patrones espaciales para los controles y para el hindcast forzado con ERA-40: existe un gradiente N-S, con valores mayores en el Atlántico (40-60 cm en el Cantábrico y fachada Atlántica gallega) que en el conjunto del Mediterráneo. Sin embargo, los máximos absolutos se alcanzan en el Adriático norte, con niveles de retorno de 50 años que alcanzan los 90 cm. La magnitud de los niveles de retorno es ligeramente menor en las simulaciones de control que en el hindcast en el caso del Atlántico, y al revés en el Mediterráneo.

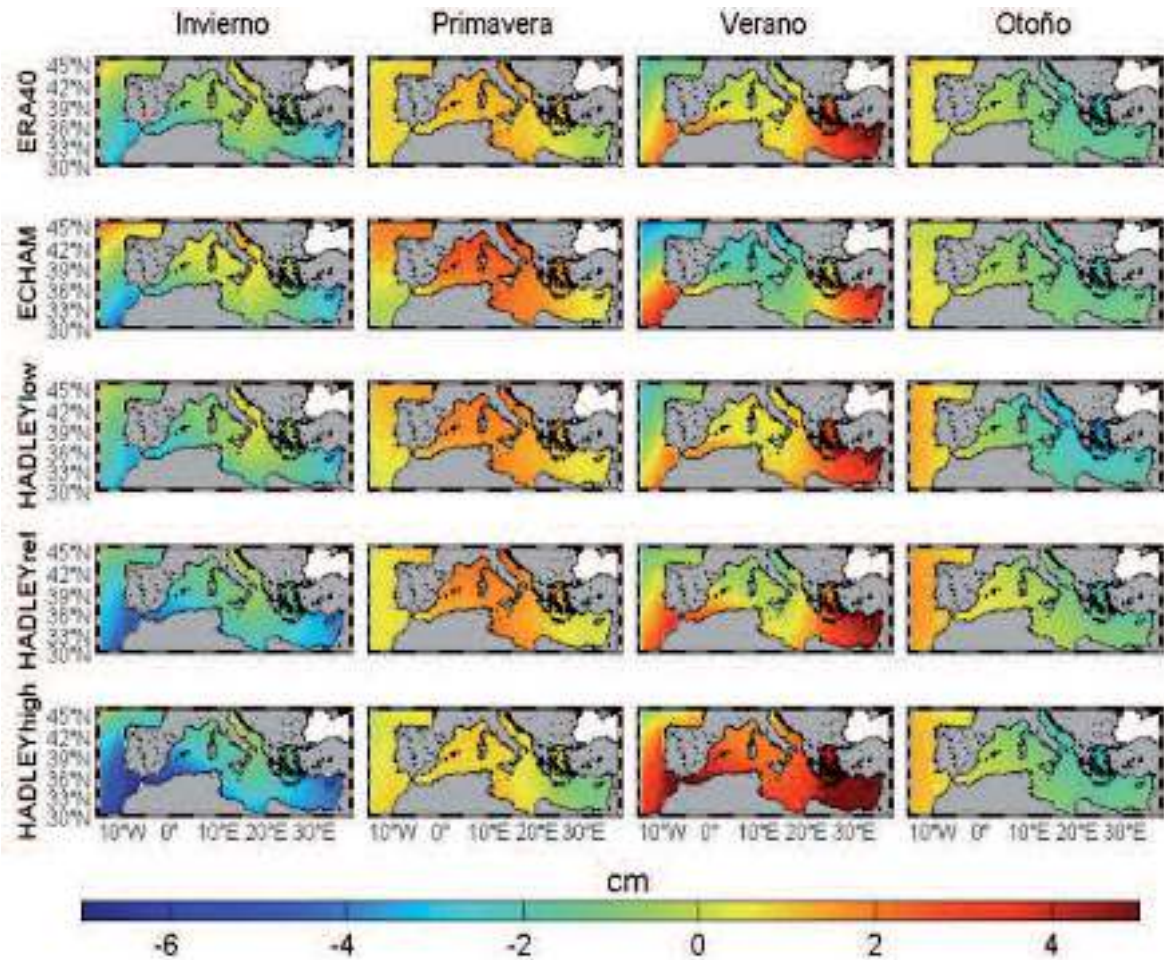


Figura 3.9.1: Medias estacionales de la componente atmosférica de nivel del mar (en cm) obtenidas para el hindcast forzado con ERA-40 (downscaling con RCA3.5) y para las simulaciones de control forzadas con ECHAM, HADLEY-low, HADLEY-ref y HADLEY-high.

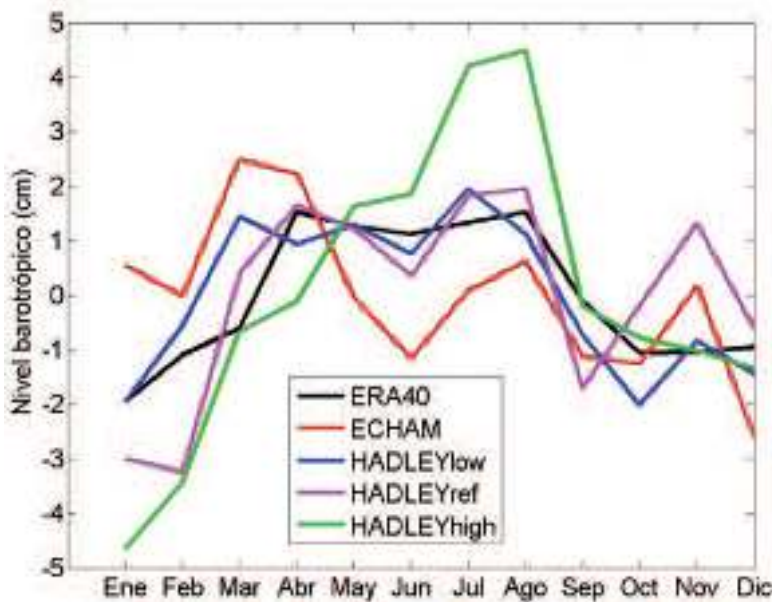


Figura 3.9.2: Ciclo estacional promedio de la componente atmosférica de nivel del mar (en cm) obtenida para el hindcast forzado con un downscaling de ERA-40 (modelo RCA3.5) y para las simulaciones de control forzadas con downscalings de ECHAM, HADLEY-low, HADLEY-ref y HADLEY-high.

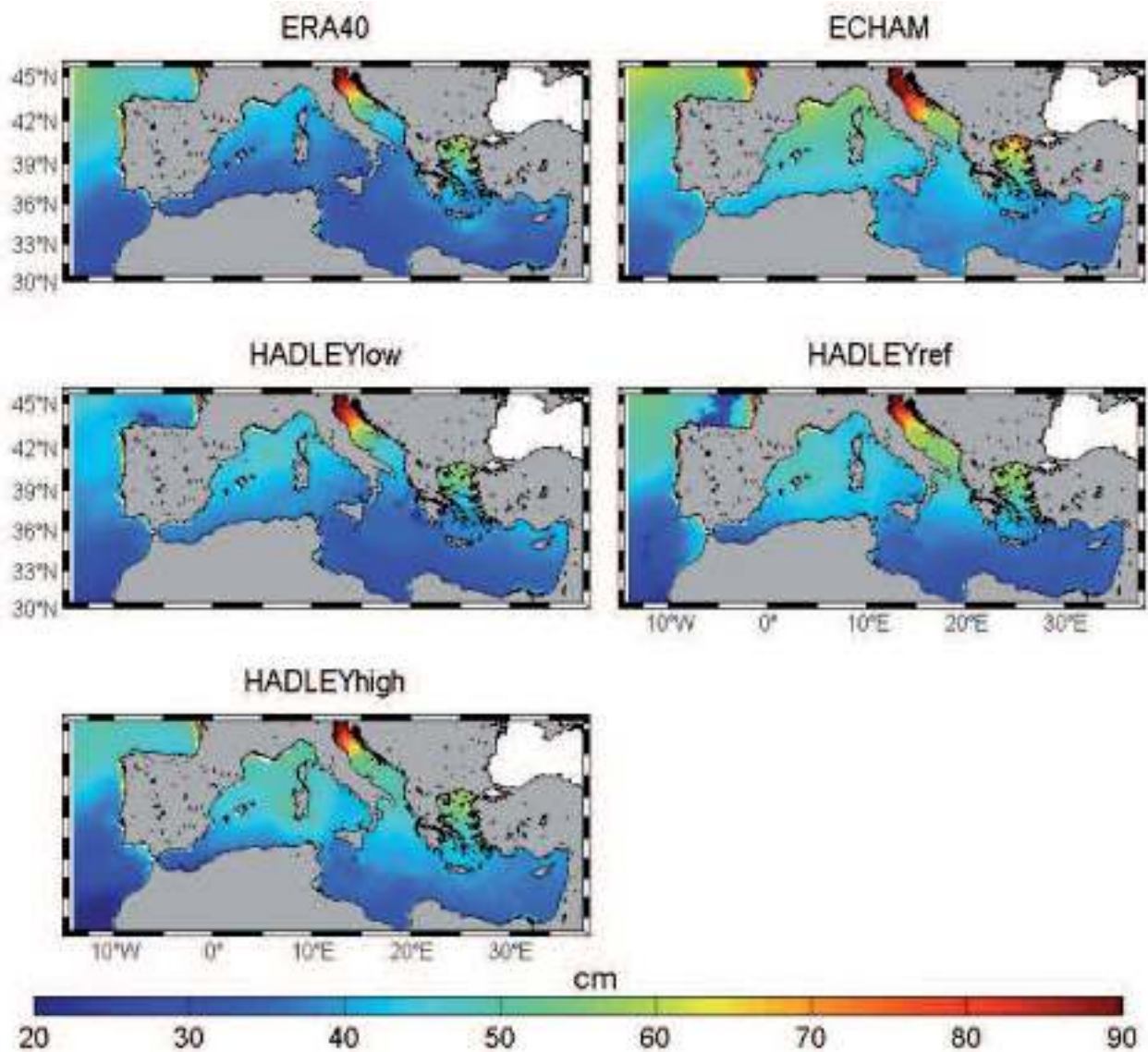


Figura 3.9.3: Niveles de retorno de la componente atmosférica de nivel del mar (en cm) para 50 años para el hindcast forzado con un downscaling de ERA-40 (modelo RCA3.5) y para las simulaciones de control forzadas con downscalings de ECHAM, HADLEY-low, HADLEY-ref y HADLEY-high.

Los patrones obtenidos con ARPEGE (Figura 3.9.4, panel inferior) son similares, aunque las diferencias entre verano e invierno son menos marcadas, tanto para el hindcast como para la simulación de control. El ciclo estacional obtenido con ARPEGE es similar al del HADLEY-low (Figura 3.9.5). Más allá de las pequeñas diferencias entre modelos, lo importante a destacar es que en ambos casos los patrones del hindcast y del control son consistentes, lo cual aumenta la confianza en el realismo de las proyecciones climáticas.

Los resultados de extremos obtenidos a partir de simulaciones de ARPEGE (no se muestran aquí; ver por ejemplo Marcos *et al.*, 2011) son similares a los de la Figura 3.9.3. Concretamente, los dos downscalings de ERA 40 son muy parecidos por lo que respecta a niveles de retorno. En cuanto a las simulaciones de control, los resultados más similares a los de ARPEGE son los obtenidos con HADLEY-low.

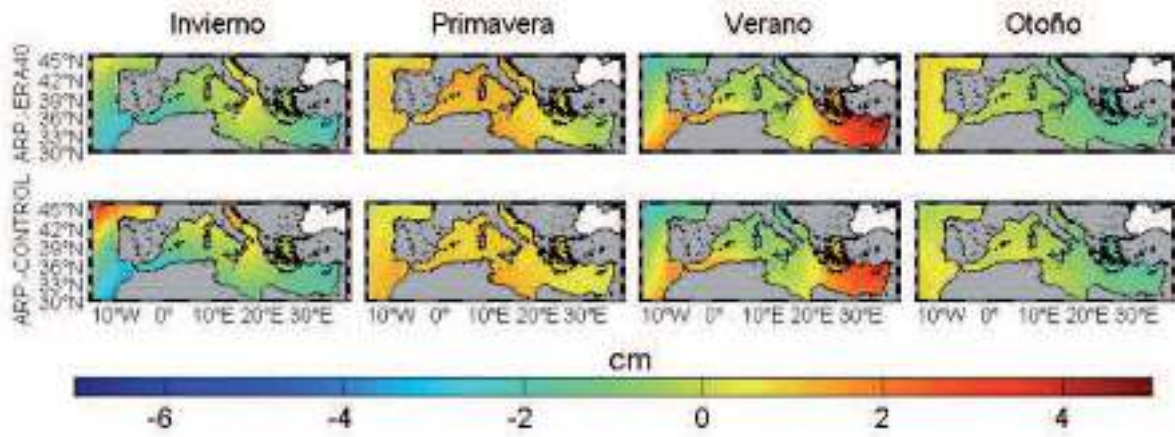


Figura 3.9.4: Medias estacionales de la componente atmosférica de nivel del mar (en cm) obtenidas para el hindcast forzado con ERA-40 (downscaling con ARPEGE) y para las simulaciones de control forzadas con ARPEGE.

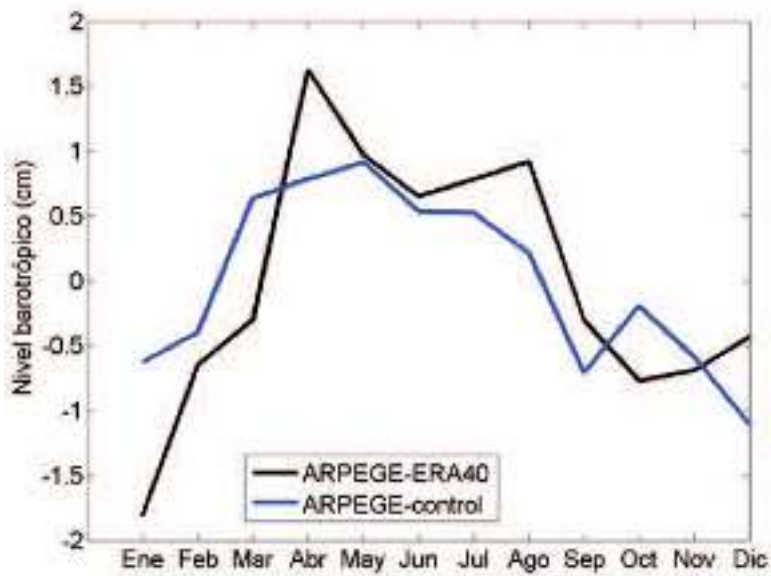


Figura 3.9.5: Ciclo estacional promedio de la componente atmosférica de nivel del mar (en cm) obtenida para el hindcast forzado con un downscaling de ERA-40 (modelo ARPEGE) y para la simulación de control forzada con un downscaling de ARPEGE.

3.9.3. Escenarios

Las simulaciones indican una disminución anual del nivel medio que estaría concentrada en otoño según unos modelos (ECHAM, HADLEY) y en invierno según otros (ARPEGE). El descenso previsto sería del orden de -2 a -3 cm bajo el escenario A1B y podría alcanzar los -4 cm bajo el escenario A2 (las tendencias obtenidas para el escenario B1 no son significativas). En verano, algunos modelos sugieren un ligero aumento (1,5 cm como máximo), mientras otros no muestran cambios significativos. En todos los casos los cambios más significativos se observan en el Mediterráneo. En el Atlántico los cambios son incluso menores. La contribución de la marea meteorológica a los cambios en el nivel medio total serían por tanto muy pequeños (mucho menores que los proyectados para la componente baroclina analizada en el subcapítulo anterior, por ejemplo).

Los episodios extremos tampoco se verían muy alterados, al menos bajo los escenarios B1 y A1B; la disminución promedio de los niveles de retorno es de como máximo un 8% (equivalente a unos 3 cm de promedio). Hay zonas del dominio en las que las diferencias pueden llegar a ± 10 cm, pero en esas zonas las diferencias entre modelos son mayores que los cambios mostrados. El escenario A2 muestra cambios más significativos en todo el dominio excepto en las costas Atlánticas de África y Golfo de Cádiz; concretamente los valores extremos aumentarían del orden de 5-15 cm en el Mediterráneo y en el Golfo de Vizcaya.

Las tendencias también se han evaluado por estaciones, dadas las diferencias estacionales encontradas en los promedios (Figura 3.9.1). Las tendencias obtenidas para el periodo 2000-2099 para cada uno de los modelos se presentan en la Figura 3.9.6 y los valores promedio sobre todo el dominio están resumidos en la Tabla 3.9.2.

Solamente el modelo HADLEY-low genera tendencias totales significativas ($-0,06 \pm 0,04$ mm/año), las cuales se deben a las tendencias negativas que se observan para este modelo durante las estaciones de primavera y verano. En todos los casos las tendencias son significativas sólo en el Mediterráneo occidental. Los otros modelos tienen un comportamiento distinto; por un lado, sus tendencias anuales son no significativas debido a que se compensan las obtenidas para dos estaciones del año; pero además, sus tendencias en verano son de signo contrario (positivas) a las que da HADLEY-low. En el caso del ECHAM, las tendencias son significativas sólo en primavera ($-0,16 \pm 0,09$ mm/año) y en verano ($+0,13 \pm 0,03$ mm/año), para HADLEY-ref las tendencias son significativas en verano ($+0,14 \pm 0,02$ mm/año) y en otoño ($-0,20 \pm 0,07$ mm/año) y para HADLEY-high son sólo significativas en verano ($+0,25 \pm 0,02$ mm/año). Es decir, los cambios estacionales en la componente atmosférica de nivel del mar a finales del siglo XXI serían como mucho de unos $\pm 2,5$ cm aproximadamente, mientras los cambios anuales serían inferiores a 0,6 cm. En términos absolutos por tanto, suponen variaciones pequeñas, teniendo en cuenta que las series promedio mensuales tienen una desviación estándar de entre 3,5 y 4 cm y las series promedio anuales de más de 1 cm, como muestra la Figura 3.9.7.

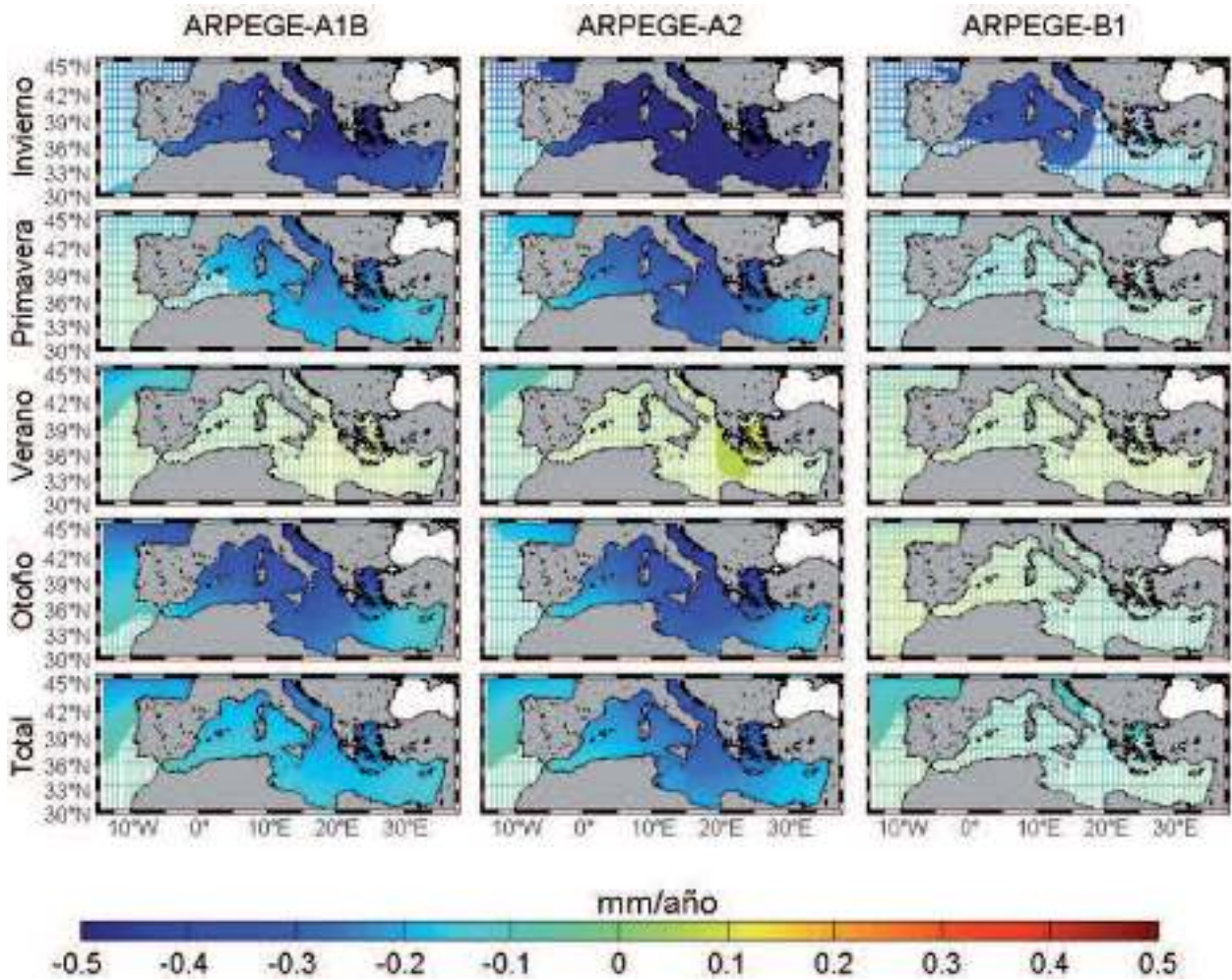


Figura 3.9.6: Tendencias estacionales y totales de la componente atmosférica de nivel del mar (mm/año) para los distintos casos considerados para el siglo XXI (modelo HAMSOM forzado con downscalings dinámicos de los modelos ECHAM y HADLEY, todos bajo el escenario de emisiones A1B). Las zonas difuminadas corresponden a tendencias no significativas al nivel de confianza del 95%.

Tabla 3.9.2: Tendencias estacionales y total de la componente atmosférica de nivel del mar calculadas para el periodo 2001-2100 (mm/año) y promediadas sobre todo el dominio del modelo.

Tendencias 2001-2100 (cm/año)	ECHAM (A1B)	HADLEY-low (A1B)	HADLEY-ref (A1B)	HADLEY-high (A1B)
Invierno	-0,08±0,12	0,06±0,12	0,08±0,12	0,08±0,09
Primavera	-0,16±0,09	-0,25±0,09	0,01±0,07	-0,05±0,07
Verano	0,13±0,03	-0,08±0,04	0,14±0,02	0,25±0,02
Otoño	-0,07±0,06	0,08±0,07	-0,20±0,07	-0,03±0,05
Anual	0,00±0,03	-0,06±0,04	0,00±0,04	0,05±0,04

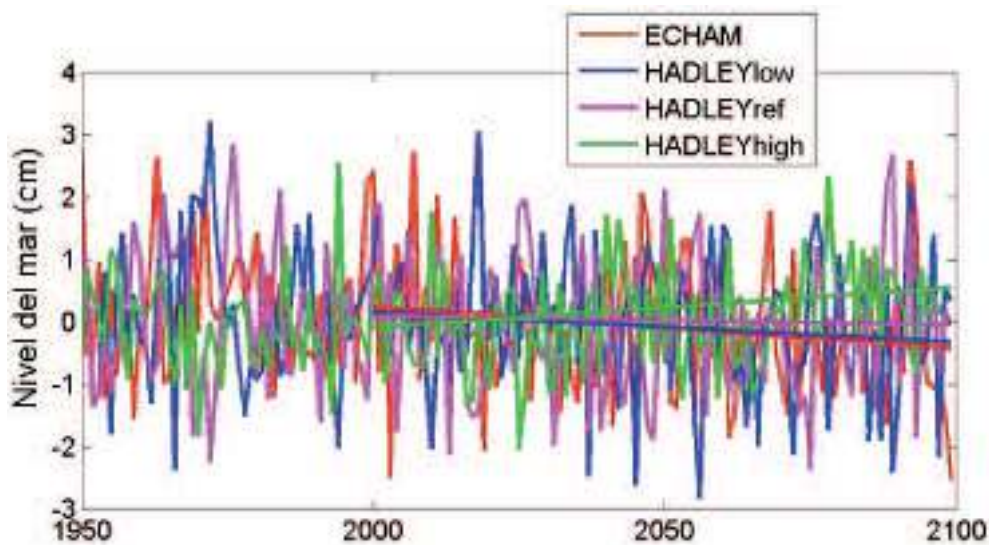


Figura 3.9.7: Promedios anuales de la componente atmosférica de nivel del mar (en cm) para los distintos casos considerados para el siglo XXI (modelo HAMSOM forzado con downscalings dinámicos de distintos modelos atmosféricos, todos bajo el escenario de emisiones A1B). Las líneas rectas corresponden a las tendencias de las series para el siglo XXI, donde el valor inicial se ha definido como el promedio del periodo de control 1950-1999.

Dado que las tendencias se distribuyen estacionalmente, es de esperar que existan cambios en el ciclo estacional del nivel del mar. Como muestra la Figura 3.9.8, el ciclo estacional medio del periodo 2060-2099 aumenta en amplitud respecto al obtenido para el periodo de control 1958-1999 para los modelos ECHAM, HADLEY-ref y HADLEY-high (especialmente para éste último) debido al aumento de nivel pronosticado para verano. En cambio la amplitud del ciclo disminuye ligeramente para HADLEY-low debido a que este modelo pronostica una disminución del nivel en primavera y verano. Los cambios máximos son del orden de 2 cm excepto para HADLEY-high, para el cual están entre 3-4 cm de amplitud.

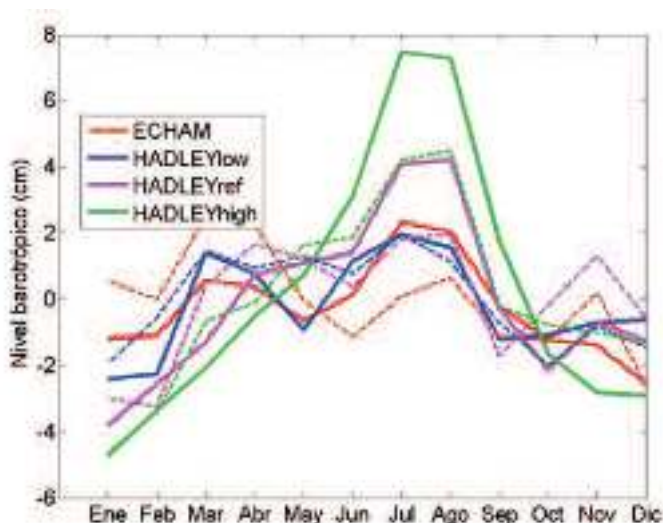


Figura 3.9.8: Ciclo estacional promedio de la componente atmosférica de nivel del mar (cm) calculado para el periodo 2060-2099 (modelo HAMSOM forzado con downscalings dinámicos de distintos modelos atmosféricos, todos bajo el escenario de emisiones A1B; líneas continuas) y para los correspondientes periodos de control 1958-1999 (líneas discontinuas).

Los resultados obtenidos con ARPEGE (que contemplan los escenarios climáticos A1B, A2 y B1) se muestran en la Figura 3.9.9. De ellos, solamente los escenarios A1B y A2 generan tendencias totales significativas (del orden de $-0,15$ mm/año en el primer caso y de $-0,25$ mm/año en el segundo), las cuales se deben a las tendencias marcadamente negativas (de $-0,4$ a $-0,6$ mm/año) que se observan para este modelo durante el invierno. Las tendencias anuales dadas por estos dos escenarios son significativas en todo el Mediterráneo, en el Cantábrico y en la fachada Atlántica gallega. Las tendencias estacionales son significativas sólo en el Mediterráneo y con la excepción del verano. Para el escenario B1 no se obtienen tendencias significativas, ni estacionales ni anuales. Para resumir de alguna manera, según ARPEGE la componente atmosférica de nivel del mar a finales del siglo XXI sería del orden de 4 a 6 cm menor que el nivel actual en invierno bajo los escenarios A1B y A2 respectivamente. Los cambios anuales indican descensos del orden de 2-3 cm como máximo. Aunque los cambios son mayores que los mostrados por ECHAM y HADLEY, siguen siendo pequeños en comparación con otras componentes.

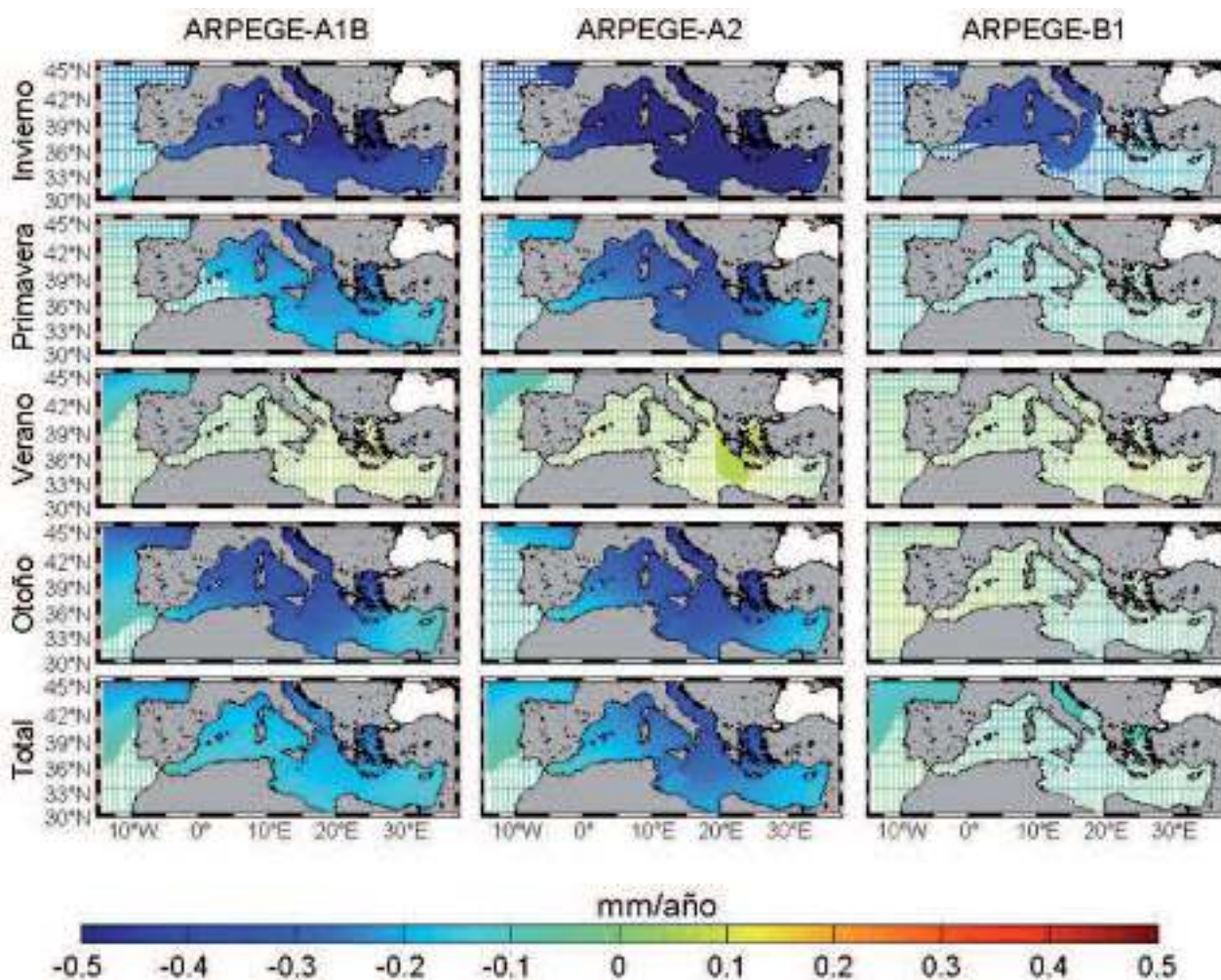


Figura 3.9.9: Tendencias estacionales y totales de la componente atmosférica de nivel del mar (mm/año) para distintos escenarios climáticos (obtenidos todos ellos con el modelo HAMSOM forzado con un downscaling dinámico de ARPEGE). Las zonas difuminadas corresponden a tendencias no significativas al nivel de confianza del 95%.

Respecto al ciclo estacional medio del periodo 2060-2099, ARPEGE también indica un aumento en amplitud respecto al obtenido para el periodo de control 1958-1999 (Figura 3.9.10), como ya ocurría para los modelos ECHAM, HADLEY-ref y HADLEY-high. En este caso los cambios son del orden de 4 cm bajo el escenario A2, de 3 cm bajo el escenario A1B y no significativos bajo el escenario B1.

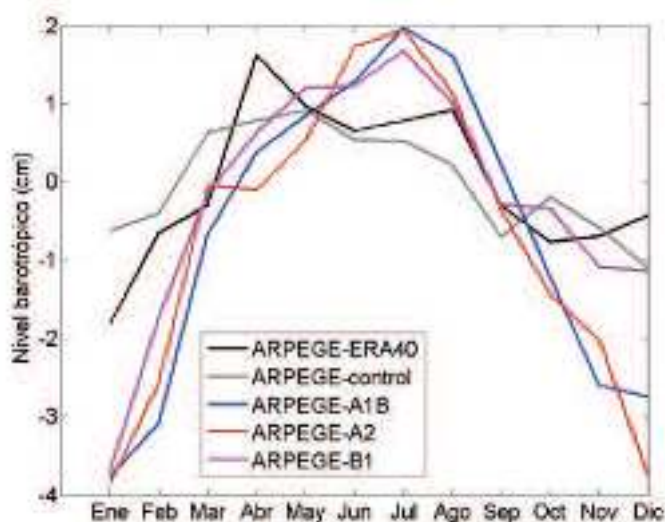


Figura 3.9.10: Ciclo estacional promedio de la componente atmosférica de nivel del mar (cm) calculado para el periodo 2060-2099 a partir de los resultados del modelo HAMSOM forzado con downscalings dinámicos de ARPEGE obtenidos bajo distintos escenarios de cambio climático.

Al igual que para el oleaje, los niveles de retorno se han obtenido para el periodo 2060-2099 y se han comparado con el periodo de control 1958-1999. Los niveles de retorno de 50 años (Figura 3.9.11, arriba) presentan los mismos patrones espaciales que los calculados para el siglo XX. Para apreciar mejor las variaciones se han representado además las diferencias entre los niveles de retorno de ambos periodos (Figura 3.9.11, abajo). Los promedios de los dos periodos se indican además en la Tabla 3.9.3. Las variaciones en los niveles de retorno de 50 años para el periodo 2060-2099 respecto a los valores actuales son de ± 20 cm. Sin embargo, estos límites se observan sólo en zonas muy localizadas, lo cual sugiere que esas diferencias se pueden atribuir a un ajuste pobre de la función de distribución de los extremos. En la mayor parte del dominio las variaciones son de ± 10 cm. Cabe destacar que el modelo ECHAM predice un aumento de entre 5 y 10 cm en la costa portuguesa y en la subcuenca occidental del Mediterráneo, mientras que el modelo HADLEY-low predice un aumento de entre 10 y 15 cm en el Adriático, el Egeo y el norte del Mar Jónico. En promedio, lo que muestran los modelos es una disminución de los niveles de retorno de 50 años que no supera el -6% , excepto el HADLEY-high, que muestra un incremento del 8% (Tabla 3.9.3).

El mismo comportamiento que para el periodo de 50 años se observa para otros periodos, como demuestra la Figura 3.9.12. Cabe remarcar que las diferencias entre modelos son mayores que las diferencias entre proyecciones climáticas y simulación de control, lo cual da una idea de las incertidumbres asociadas a los cambios observados.

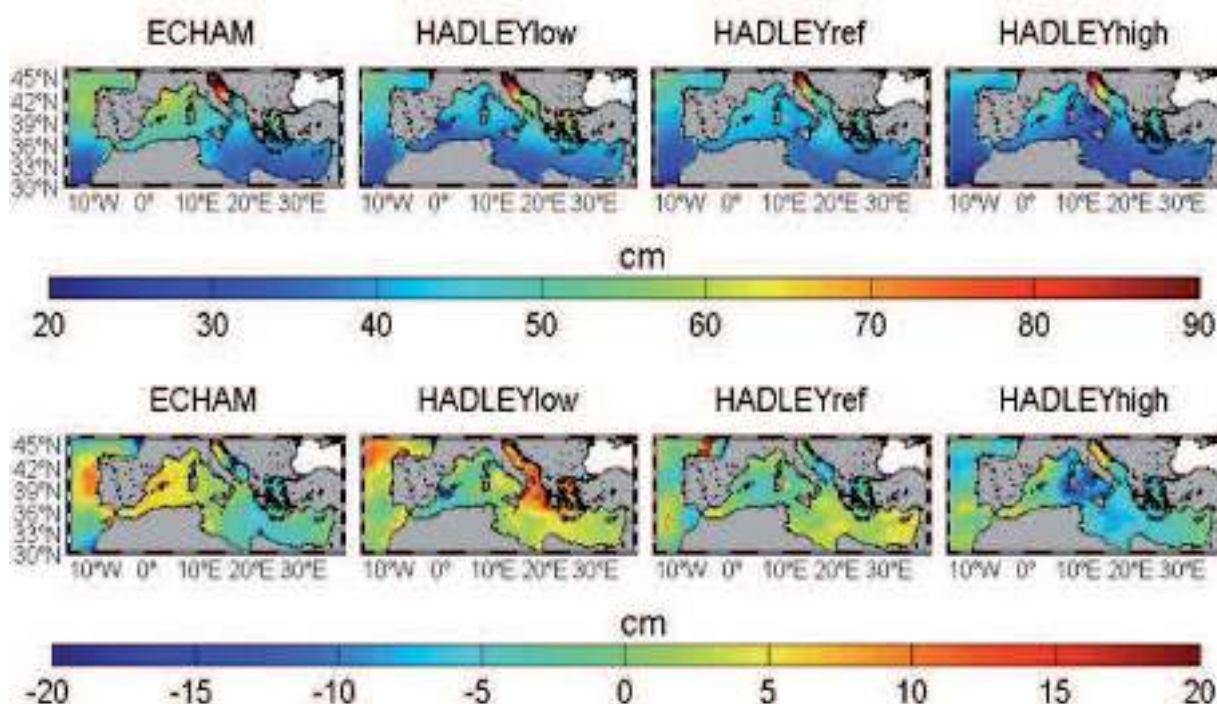


Figura 3.9.11: Arriba: niveles de retorno de la componente atmosférica de nivel del mar para 50 años (en cm) correspondientes al periodo 2060-2100 (modelo HAMSOM forzado con downscalings dinámicos de distintos modelos atmosféricos, todos bajo el escenario de emisiones A1B). Abajo: diferencias entre éstos y los niveles de retorno calculados para los respectivos periodos de control 1958-1999.

Tabla 3.9.3: Niveles de retorno a 50 años (promedio sobre todo el dominio) de la componente atmosférica de nivel del mar (en cm). Los niveles se han calculados para el periodo de control (finales del siglo XX) y para finales del siglo XXI (entre paréntesis, el porcentaje de variación).

	1958-1999	2060-2099 (escenario A1B)
ERA-40	38,7	-
ECHAM	46,2	45,6 (-1%)
HADLEY-low	41,5	38,9 (-6%)
HADLEY-ref	41,5	40,4 (-3%)
HADLEY-high	38,1	41,2 (+8%)

Cuando se examina otro modelo (ARPEGE) bajo distintos escenarios (Figura 3.9.13), lo que se obtiene es que para los escenarios B1 y A1B las conclusiones son similares a las obtenidas para ECHAM y HADLEY (Figura 3.9.11): hay variaciones de distinto signo (que en la mayor parte del dominio no superan los ± 10 cm), siendo los valores promedio ligeramente negativo para A1B y ligeramente positivo para B1.

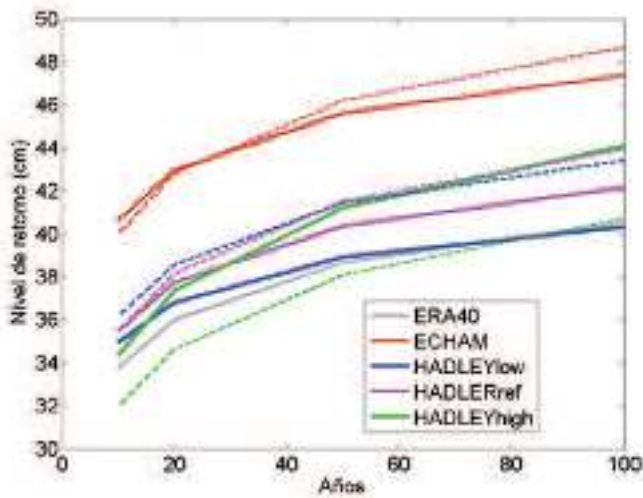


Figura 3.9.12: Niveles de retorno promedio de la componente atmosférica de nivel del mar (cm) calculados para el periodo 2060-2099 (modelo HAMSOM forzado con downscalings dinámicos de distintos modelos atmosféricos, todos bajo el escenario de emisiones A1B; líneas continuas) y para los correspondientes periodos de control 1958-1999 (líneas discontinuas).

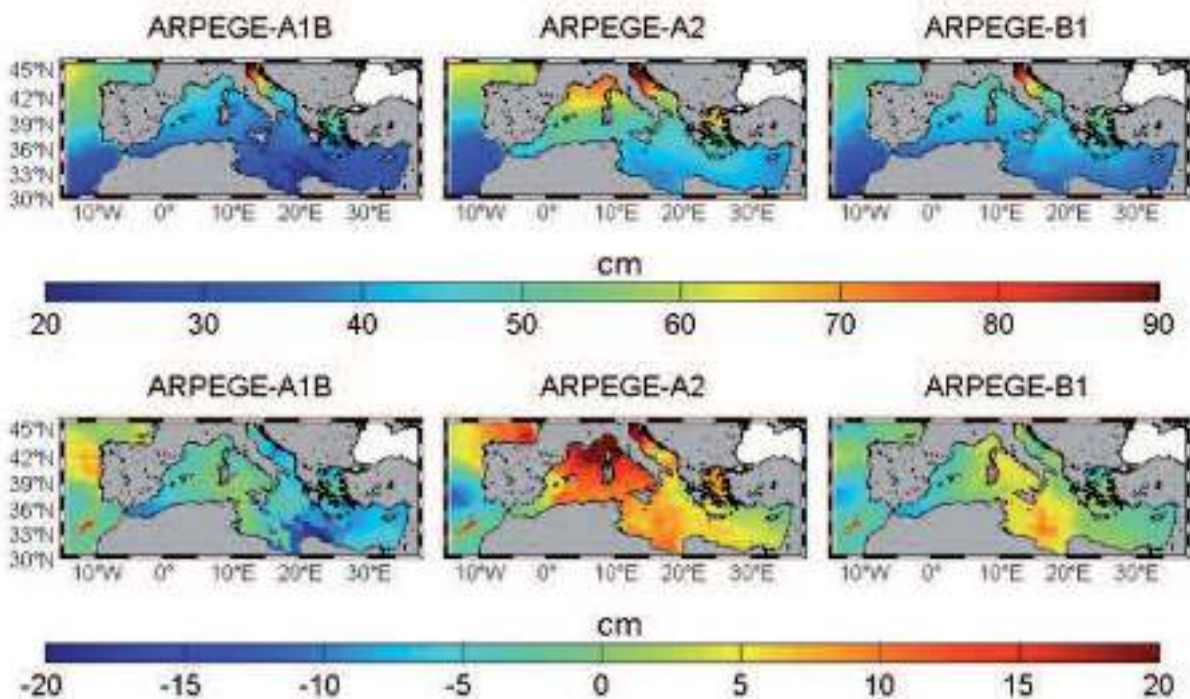


Figura 3.9.13: Arriba: niveles de retorno de la componente atmosférica de nivel del mar para 50 años (en cm) correspondientes al periodo 2060-2100 (modelo HAMSOM forzado con ARPEGE bajo distintos escenarios de emisiones). Abajo: diferencias entre éstos y los niveles de retorno calculados para el periodo de control 1958-1999.

Sin embargo los resultados obtenidos para el escenario más pesimista de emisiones (A2) sí muestran cambios importantes: lo que en las simulaciones de control era un máximo localizado en el Adriático norte (Figura 3.9.3), a finales del siglo XXI abarcaría todo el Mar Ligur, el Golfo de León y, en menor medida, el Mar Egeo (Figura 3.9.13, arriba). Las diferencias respecto al control muestran de hecho que no se reducen a ese máximo, sino que la magnitud de los extremos aumentaría en todo el dominio excepto en las costas Atlánticas de África y Golfo de Cádiz. Esos aumentos serían del orden de 5-15 cm en la

mayor parte del Mediterráneo y Golfo de Vizcaya, pero podrían superar los 20 cm en el Adriático norte, Mar Ligur, y Golfo de León (Figura 3.9.13, abajo).

Debe mencionarse que los resultados para los escenarios expuestos aquí difieren de los obtenidos a partir de las mismas simulaciones y recogidos en el trabajo de Marcos *et al.* (2011). Una primera diferencia es que aquí los cálculos se han hecho para los últimos 40 años del siglo XXI, mientras que en Marcos *et al.* (2011) se utilizaron sólo los últimos 10 años. Una segunda diferencia reside en la metodología: mientras en Marcos *et al.* (2011) se usó un modelo de extremos que permite variaciones temporales (lineales) de los parámetros de la distribución, aquí se ha utilizado un modelo más simple, que es coger periodos por separado y ajustar los parámetros de forma que sean constantes para dicho periodo. Obviamente lo deseable sería hacer un test completo de sensibilidad que asegurara la robustez de los resultados, pero probablemente lo que mostraría es que los cambios en los extremos están en un rango demasiado pequeño como para obtener resultados robustos.

3.10. Nivel del mar total

3.10.1. Consideraciones sobre el cálculo del nivel del mar total

La variabilidad a largo término del nivel del mar total se obtiene como suma de tres componentes: la componente baroclina (debida a los cambios de densidad y estudiada en el subcapítulo 3.8), la barotropía (debido a presión atmosférica y viento y presentada en el subcapítulo 3.9) y la contribución de masa (debida sobre todo a la fusión de hielos e implementada aquí como una tendencia lineal). De las tres componentes, la primera y la tercera son las más relevantes para el nivel medio, mientras que la segunda es la más relevante para el cálculo de extremos (junto con las mareas).

Las estimaciones del nivel del mar total están sometidas a incertidumbres adicionales respecto de las variables presentadas hasta ahora, siendo la más importante de ellas la ligada a la tasa de deshielo. También pueden tener un cierto impacto otros forzamientos remotos no considerados, como cambios en el régimen de vientos fuera del dominio de los modelos y que resulten en variaciones de masa dentro de la región considerada.

El caso del nivel del mar total es distinto al de las variables descritas hasta ahora, en el sentido de que no se obtiene directamente de un modelo, sino que se obtiene como la suma de distintas variables. La obtención del nivel del mar total no es en absoluto trivial y merece una serie de comentarios previos.

A nivel teórico, el nivel del mar total puede descomponerse de la siguiente manera. Sea una columna de agua con una sección horizontal tan pequeña como se quiera δA , situada sobre una cota batimétrica $-H$ y con la superficie libre situada a una altura $\eta(t)$. Podemos suponer que tanto $-H$ como $\eta(t)$ están referidas por ejemplo al nivel medio de la columna, donde vamos a situar el origen del eje z (de hecho, $-H$ y $\eta(t)$ podrían medirse respecto a cualquier referencia vertical, mientras sea común a las dos magnitudes). De esta manera, la masa de la columna de agua $\delta m(t)$ vendrá dada por:

$$\delta m(t) = \delta A \int_{z=-H}^{z=\eta(t)} \rho(z,t) dz \quad (3.1)$$

Donde $\rho(z,t)$ es la densidad en cada punto de la columna. Haciendo la derivada temporal de (3.1) se obtiene:

$$\frac{\partial(\delta m)}{\partial t} = \delta A \left\{ \rho(z=\eta, t) \frac{\partial \eta}{\partial t} + \int_{z=-H}^{z=\eta(t)} \frac{\partial \rho}{\partial t} dz \right\} \quad (3.2)$$

donde $\rho(z=\eta, t)$ es la densidad superficial, referida de aquí en adelante como $\rho_s(t)$. A partir de (3.2) podemos aislar los cambios de nivel de la superficie libre, resultando:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \underbrace{-\frac{1}{\rho_s} \int_{z=-H}^{z=\eta(t)} \frac{\partial \rho}{\partial t} dz}_{\text{COMPONENTE ESTÉRICA}} + \underbrace{\frac{1}{\rho_s} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\delta m}{\delta A} \right)}_{\text{COMPONENTE DE MASA}} \quad (3.3)$$

El primer término a la derecha de la igualdad es la denominada ‘componente estérica’, mientras el segundo término se denomina ‘componente de masa’.

La componente estérica refleja los cambios de nivel inducidos por cambios en la densidad de la columna. Esos cambios pueden deberse a cambios de temperatura o a cambios de salinidad, por lo que a menudo la componente estérica se separa a su vez en una componente termoestérica y una componente halostérica. Es importante notar aquí que un cambio en la componente termoestérica produce una dilatación/compresión efectiva de la columna de agua que no altera su masa y que se traduce por tanto en un cambio de nivel del mar igual al dado por esta componente. Por el contrario, un cambio en la salinidad conlleva aparejado un cambio de masa; por tanto, el nivel del mar no cambiará únicamente debido a la componente halostérica, sino por la suma de ésta y el cambio en la componente de masa asociada al cambio de salinidad.

La componente de masa [segundo término a la derecha de la igualdad (3.3)] refleja el cambio de nivel del mar inducido por variaciones en la masa de la columna. La masa puede cambiar por varias causas: causas remotas, como la fusión/formación de hielo continental a latitudes altas (las cuales conllevan un aumento/disminución de la masa de agua de los océanos); un cambio en el contenido de sal de la columna debido a cualquier efecto dinámico; el simple desplazamiento de masa inducido por la presión atmosférica y/o el viento (la componente baroclina de la circulación no conlleva cambios de masa si se asume equilibrio geostrofico). En cambio la precipitación/evaporación a escala local o regional no conllevan cambios de masa (y por tanto de nivel) apreciables, pues son compensados casi instantáneamente por flujos de agua provenientes de las regiones circundantes (ver por ejemplo Huang y Jin, 2002). De esta manera, podemos desglosar los cambios locales de nivel del mar total en base a los siguientes componentes:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \underbrace{\frac{\partial \eta}{\partial t} \Big|_{\text{temo}} + \frac{\partial \eta}{\partial t} \Big|_{\text{halo}}}_{\text{COMPONENTE ESTÉRICA}} + \underbrace{\frac{\partial \eta}{\partial t} \Big|_{\text{remot}} + \frac{\partial \eta}{\partial t} \Big|_{\text{mas.sal}} + \frac{\partial \eta}{\partial t} \Big|_{\text{vient}} + \frac{\partial \eta}{\partial t} \Big|_{\text{pres}}}_{\text{COMPONENTE DE MASA}} \quad (3.4)$$

Para una información más completa sobre los aspectos teóricos de la descomposición del nivel del mar total se aconseja ver Huang y Jin (2002) o Jordà y Gomis (2013) y las referencias citadas en esos trabajos.

A la hora de obtener el nivel total a partir de modelos numéricos surge por tanto un problema: algunas de sus componentes pueden obtenerse a partir del modelo baroclino, otras a partir del modelo barotropo, otras son consideradas en ambos tipos de modelos y otras en ninguno de ellos. Reescribiendo (3.4) en función de las simulaciones relevantes quedaría:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \underbrace{\frac{\partial \eta}{\partial t} \Big|_{\text{temo}} + \frac{\partial \eta}{\partial t} \Big|_{\text{halo}} + \frac{\partial \eta}{\partial t} \Big|_{\text{mas.sal}} + \frac{\partial \eta}{\partial t} \Big|_{\text{vient}}}_{\text{MODELO BAROCLINO}} + \underbrace{\frac{\partial \eta}{\partial t} \Big|_{\text{vient}} + \frac{\partial \eta}{\partial t} \Big|_{\text{pres}}}_{\text{MODELO BAROTROPO}} - \underbrace{\frac{\partial \eta}{\partial t} \Big|_{\text{vient}}}_{\text{!!!}} + \underbrace{\frac{\partial \eta}{\partial t} \Big|_{\text{remot}}}_{\text{???}} \quad (3.5)$$

donde la expresión '!!!' enfatiza que el forzamiento del viento se halla tanto en el modelo baroclino como en el modelo barotrope, por lo que estrictamente debería sustraerse de uno de ellos. La expresión '???' enfatiza que ninguno de los modelos contempla forzamientos remotos como el debido a la formación/fusión de hielos continentales.

Debe notarse también que la mayoría de modelos baroclinos (los considerados aquí entre ellos) asumen conservación de volumen (aproximación de Boussinesq) y por tanto el promedio sobre todo el dominio de la superficie libre (SSH) diagnosticada por el modelo es, por definición, nulo para todo instante de tiempo (ver por ejemplo Greatbatch, 1994; Mellor y Ezer, 1995; Lowe y Gregory, 2006). Conceptualmente, la SSH del modelo baroclino reproduce los gradientes de la superficie libre, a los cuales debe sumarse para cada paso tiempo el aumento/disminución de volumen promediado sobre todo el dominio del modelo (una magnitud que no da en principio el modelo pero que puede obtenerse a partir de las demás variables). Denotando el promedio espacial mediante corchetes $\langle . \rangle$, la expresión (3.5) puede escribirse por tanto como:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \underbrace{\left\langle \frac{\partial \eta}{\partial t} \right\rangle_{remo} + \left\langle \frac{\partial \eta}{\partial t} \right\rangle_{hab} + \left\langle \frac{\partial \eta}{\partial t} \right\rangle_{masa.sal} + \left\langle \frac{\partial \eta}{\partial t} \right\rangle_{viento}}_{\text{TÉRMINO PROMEDIO-MODELO BAROCLINO}} + \underbrace{SSH_{barod}}_{\text{ANOMALÍA MODELO BAROCLINO}} + \underbrace{SSH_{barotrop}}_{\text{MODELO BAROTROPO}} - \underbrace{\left. \frac{\partial \eta}{\partial t} \right|_{viento}}_{\text{!!!}} + \underbrace{\left. \frac{\partial \eta}{\partial t} \right|_{remot}}_{\text{???}} \quad (3.6)$$

La expresión (3.6) es exacta. En la práctica, sin embargo, el cálculo del nivel del mar total estará sometido a una serie de aproximaciones:

- Las simulaciones barotropas presentadas en el subcapítulo 3.9 (forzadas por presión atmosférica y viento), podrían ciertamente repetirse utilizando únicamente la presión como forzamiento. De esta manera se eliminaría la redundancia del forzamiento por viento. Sin embargo, el hecho de que, como se argumenta a continuación, los efectos de esta duplicidad sean menores de lo que parecen a primera vista, ha hecho que se descarte dicha opción por razones de economía computacional. Las razones por las que se ha adoptado esta decisión son: i) El impacto de la duplicidad del forzamiento de viento sobre la evolución del nivel medio es pequeño debido a que el término dominante del forzamiento atmosférico es la presión; en el Mediterráneo sí parece que hay una influencia relevante de los vientos en Gibraltar, pero hay dudas de que los modelos baroclinos la puedan capturar (como sí hacen los barotropos). En cualquier caso, cabe recordar que el forzamiento atmosférico total (presión más viento) sólo resulta en cambios de unos pocos centímetros a finales del siglo XXI (ver subcapítulo 3.9), por lo que el efecto del viento sería claramente un efecto menor. ii) El efecto de la duplicidad sobre los valores extremos es a primera vista más preocupante, debido a que el viento sí es decisivo en los valores extremos registrados en localizaciones costeras (mucho menos en mar abierto); sin embargo, debe notarse que las salidas del modelo baroclino son mensuales, y por tanto la contribución del viento a los valores extremos será muy pequeña; en la práctica, la componente baroclina

mensual dará el valor medio sobre el cual se superpone la variabilidad barotropa (datos cada 3-6h), que es la verdaderamente responsable de los valores extremos. De nuevo, la aparente duplicidad no es tal. Así pues, el hecho de tener el viento en la componente baroclina (mensual) y en la componente barotropa (horaria) no se considera un handicap importante.

- Como forzamiento remoto de masa se considerarán los escenarios futuros de deshielo pronosticados por otros autores. Las proyecciones son a día de hoy bastante inciertas: mientras el penúltimo informe del IPCC (AR4) auguraba un aumento de entre +4 cm y +20 cm a finales del siglo XXI (ver por ejemplo Meehl *et al.*, 2007), estudios llevados a cabo desde entonces y que se han recogido en el último informe (AR5) elevan considerablemente dichas estimas. Así por ejemplo, Meier *et al.* (2007) cuantificaban la contribución de los glaciares y pequeños casquetes de hielo entre +10 cm (si no se tiene en cuenta la aceleración observada) y +24 cm (teniendo en cuenta la aceleración) para 2100 (entre +5 y +8 cm para 2050), y postulaban dicha contribución como dominante por encima de la de las grandes plataformas de Groenlandia y la Antártida. Estudios más recientes sin embargo muestran que se había infravalorado mucho la contribución Antártica, y sitúan la contribución de las plataformas en +29 cm para 2100 (valor medio de toda una serie de estudios recogidos por Bamber y Aspinall, 2013). En nuestro caso se considerarán dos opciones: una muy conservadora (los +12 cm para 2100 del AR4) y otra más de acuerdo con los estudios más recientes (+17 cm para glaciares y +29 para plataformas, esto es, un total de +46 cm para 2100). Aunque seguramente no lo sea, la contribución de deshielo se aplicará en forma de una tendencia lineal para el siglo XXI (+1,2 mm/año para la opción AR4 y +4,6 mm/año para la opción más reciente), y se considerará espacialmente homogénea. El hecho de añadir la tendencia de deshielo a las otras componentes de nivel del mar sin considerar ninguna interacción entre ellas ha demostrado ser perfectamente aceptable (Lorbacher *et al.*, 2012).
- Aunque a menudo se olvida, la componente de masa resultante del forzamiento remoto no se debe únicamente al deshielo. Cambios en la circulación del Atlántico (debido a cambios en el régimen de vientos fuera del dominio simulado, por ejemplo) pueden dar lugar a entradas/salidas de masa del dominio que aquí no se contemplan debido a la configuración del modelo baroclino (ver sección 1.5.1). Aparte de su eventual efecto sobre la tendencia total (que se espera menor comparado con las de las componentes termoesférica y de deshielo), esa componente de masa remota sí contribuye de manera significativa a la variabilidad estacional (ver por ejemplo Calafat *et al.*, 2010) y sobre todo a la interanual, hasta el punto de ser dominante en ésta última (ver Calafat *et al.*, 2010; Tsimplis *et al.*, 2013). A la hora de comparar simulaciones, por tanto, debe tenerse en cuenta que los controles y las proyecciones sólo contienen la tendencia asociada al deshielo, no la variabilidad estacional e interanual de la componente de masa remota.
- Finalmente, debe mencionarse que el forzamiento promedio del viento sobre todo el dominio es muy pequeño (nulo a escala global, por supuesto), de ma-

nera que el término $\partial\eta/\partial t >_{\text{viento}}$ puede despreciarse. Además, los términos promedio halostérico y de masa de sal de la expresión (3.6) prácticamente se contrarrestan el uno al otro, tal y como han demostrado Jordà y Gomis (2013). De esta manera, en vez de calcular ambos términos (se podría hacer sin demasiados problemas), lo que se hará es despreciar su suma. Esto es, se considerará que el término promedio del modelo baroclino que aparece en la expresión (3.6) puede reducirse en buena aproximación al término termoestérico.

La expresión que se hará servir para el cálculo del nivel total será por tanto:

$$\frac{\partial\eta}{\partial t} \approx \left\langle \frac{\partial\eta}{\partial t} \right\rangle_{\text{termo}} + SSH_{\text{baroclin}} + SSH_{\text{barotrop}} + \left. \frac{\partial\eta}{\partial t} \right|_{\text{remot (tend. lineal)}} \quad (3.7)$$

De los cuatro términos, el primero y el cuarto son los más relevantes para el nivel medio promediado sobre el dominio, a los que debe añadirse el segundo si se quiere analizar una región concreta. El tercer término es el más relevante para el cálculo de extremos.

Para acabar esta sección de consideraciones previas deben comentarse dos puntos: las incertidumbres y el concepto de nivel del mar relativo. Respecto a las primeras, queda claro que las estimaciones de nivel del mar total están sometidas a incertidumbres adicionales respecto a las variables presentadas hasta ahora. Probablemente las más importantes sean las ligadas a la tasa de deshielo (basta ver las diferencias entre los valores del IPCC AR4 y los más recientes). También contribuyen, aunque en menor medida, los forzamientos remotos de masa no considerados por los modelos.

La segunda consideración es que lo que aquí se está analizando es la componente climática del nivel del mar. Sin embargo, de cara a los impactos la variable que importa es el nivel del mar relativo a la costa. Si ésta fuera inmutable, obviamente el nivel del mar relativo y el climático coincidirían, pero eso no es así. Las costas y puertos tienen movimientos verticales debidos a distintas causas. La primera es el rebote posglacial de los continentes, resultante de la pérdida del peso del hielo durante la última deglaciación y que aún perdura. Dicha componente es muy significativa en las regiones polares (en Escandinavia, por ejemplo, el nivel del mar relativo está bajando debido a que las costas se están elevando a un ritmo superior al del nivel del mar absoluto), pero es relativamente pequeña en las costas españolas (menor que 1 mm/año, ver por ejemplo Wöppelmann y Marcos, 2012, y sus referencias). En un escenario de cambio climático, sin embargo, con la fusión masiva de hielos continentales el escenario será diferente. A la reacción viscoelástica de la corteza terrestre deben añadirse además los cambios en el campo gravitatorio (en el geoide) causados por los desplazamientos de las grandes masas de hielo. Este último factor no altera el nivel del mar global, pero sí lo hace a nivel regional, provocando un descenso del geoide en latitudes altas y ascensos en latitudes ecuatoriales. Trabajos recientes (Spada *et al.*, 2013) muestran que el efecto sobre las costas españolas sería pequeño, al estar situadas en latitudes medias; concretamente, debería añadirse una contribución ligeramente negativa (~5 cm hacia 2100) al nivel del mar absoluto dado por las otras componentes. Otra segunda causa, ésta local, que también contribuye al nivel del mar relativo a la costa son los movimientos tectónicos o de asentamiento de infraestructuras, sobre cuya magnitud no se puede generalizar. Así, para infraestructuras recientes puede haber subsidencias muy superiores a 1 mm/año, pero cuyo recorrido temporal se limite a unos pocos años.

3.10.2. Hindcasts y simulaciones de Control

El hindcast utilizado aquí se ha basado en una reconstrucción a partir de mareógrafos y altimetría, y por tanto no tiene sentido validarlo, pues ya incorpora observaciones. La comparación entre las simulaciones de control y el hindcast también tiene sus particularidades, pues las primeras no contienen la variabilidad de la componente de masa (sólo la tendencia del deshielo), mientras que el hindcast sí la contiene. La comparación sí es válida en términos de patrones espaciales, los cuales son semejantes en los controles y en el hindcast y por tanto avalan la validez de las simulaciones de control. La distribución de valores extremos también es semejante en todo el dominio, aunque los controles sobrevaloran algo los niveles de retorno en el Cantábrico.

Los dos primeros términos de la expresión (3.7) son los que se han agrupado bajo la denominación de ‘componente baroclina de nivel del mar’, analizada ya en el subcapítulo 3.8. El tercer término, la componente barotropa, se ha analizado en el subcapítulo 3.9. Por tanto, a la hora de validar los hindcasts y las simulaciones de control, para nivel del mar se va a proceder de manera diferente a como se ha hecho para el resto de variables.

Dado que no se dispone de la variabilidad temporal de la componente de masa remota y ante la importancia de disponer de un hindcast completo de nivel del mar total, se ha procedido de la siguiente manera. El nivel medio (en el sentido de lentamente variable) se ha obtenido de una reconstrucción mensual de nivel del mar basada en datos de altimetría y mareógrafos. Los primeros cubren todo el océano, pero sólo a partir de 1993; los segundos cubren buena parte del siglo XX, pero sólo en una serie de localizaciones costeras. Combinando ambos tipos de datos (ver Church *et al.*, 2004; Calafat *et al.*, 2010; Calafat y Jordà, 2011) se pueden obtener campos de nivel del mar que abarcan toda una región y cubren las últimas décadas del siglo XX. Dichos campos no contienen la componente atmosférica de nivel del mar [SSH_{barot} en (3.6) y (3.7)] debido a que ésta es eliminada de los datos altimétricos. Por tanto, a la reconstrucción deben añadirse las salidas de los hindcast barotropos. De cara al análisis de extremos se han añadido también las mareas, obtenidas a partir de un atlas de marea (FES2004; Lyard *et al.*, 2006).

Aunque estrictamente no lo sea, el producto resultante se referirá igualmente como ‘hindcast’. Lo que obviamente no tiene sentido es validar dicho ‘hindcast’ contra observaciones, pues buena parte de él (el nivel medio) se ha obtenido directamente de las propias observaciones, sin ningún modelo numérico de por medio. Además, la validez de la reconstrucción de nivel del mar ya ha sido exhaustivamente comprobada en Church *et al.* (2004), Calafat y Gomis (2009) y Calafat y Jordà (2011).

Respecto a la comparación entre simulaciones de control y hindcast, debe recordarse lo señalado en la sección anterior: que las primeras no incluyen la variabilidad estacional e interanual de la componente de masa remota (solo se añade la tasa de deshielo en forma de tendencia lineal). Esa variabilidad sí está en el hindcast (implícita en las observaciones), y por tanto, la comparación control-hindcast no puede basarse en parámetros como la varianza de la señal, por ejemplo. Sí pueden compararse los patrones de los valores medios

y las tendencias, incluso a nivel local, pues se supone que la componente de masa remota tiene un patrón espacial esencialmente plano a escala regional (Lorbacker *et al.*, 2012). La comparación de los patrones de los valores medios estacionales (no totales) es más dudosa, pues el ciclo estacional de la componente de masa remota no incluida en los controles puede alterar el ciclo estacional del nivel del mar total.

Con estas precisiones en mente, se han comparado las simulaciones de control de los modelos ECHAM y HADLEY-low (los dos disponibles para la componente baroclina) con el hindcast. La distribución regional de los promedios estacionales (Figura 3.10.1) muestra semejanzas entre los controles y el hindcast. Así por ejemplo, en invierno los niveles más bajos se obtienen en la cuenca occidental del Mediterráneo y en las costas africanas Atlánticas, mientras en verano los niveles más altos se obtienen en la cuenca Levantina y de nuevo en la occidental del Mediterráneo y en las costas africanas Atlánticas.

Los controles y el hindcast sí difieren a escala estacional. La principal diferencia es que mientras los controles muestran niveles máximos y mínimos en la frontera temporal entre verano-otoño e invierno-primavera, respectivamente, el hindcast los muestra claramente en otoño y primavera. Esto es, los controles muestran un ciclo estacional más adelantado en el tiempo que el hindcast (ver Figura 3.10.2). También la amplitud del

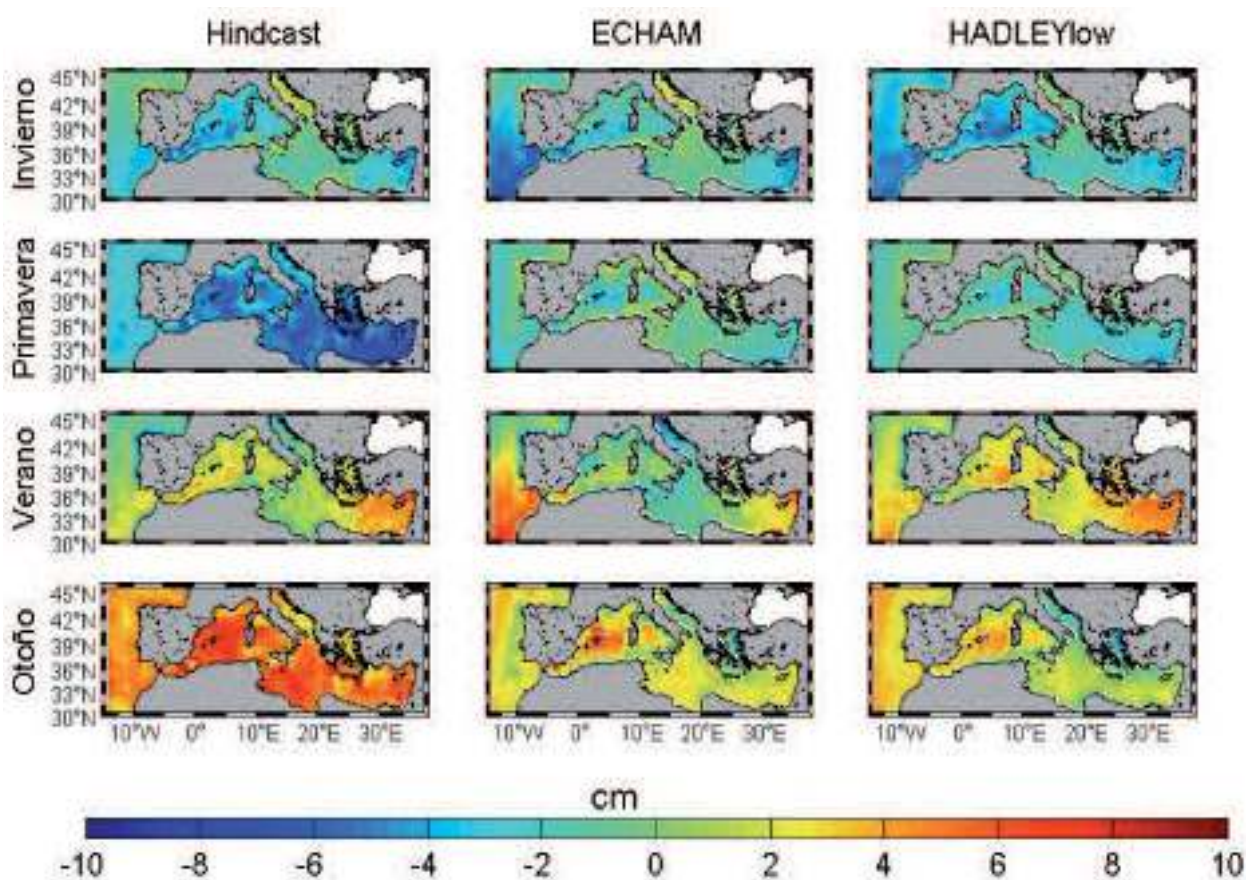


Figura 3.10.1: Promedios estacionales del 'hindcast', tal y como se ha definido éste en el documento (reconstrucción de nivel del mar más modelo barotrópico), y de los controles de ECHAM y HADLEY-low, todos ellos para el periodo 1961-2000.

ciclo estacional es algo diferente: mientras el del hindcast sobrepasa los 10 cm, el de los controles no llega a 8 cm. Las razones de las desavenencias no provienen de la componente barótropa examinada en el subcapítulo 3.9 (los ciclos de los controles de ECHAM y HADLEY-low no diferían mucho del hindcast forzado con el downscaling de ERA40). Tampoco pueden atribuirse a la temperatura (que determina la componente baroclina), pues su ciclo estacional muestra una perfecta sintonía entre controles y hindcast (ver subcapítulo 3.4). Las diferencias de amplitud y fase deben atribuirse a que los controles no incluyen la variabilidad estacional de la componente de masa remota, cuyo ciclo estacional (de unos 2 cm y retrasado unos dos meses respecto al ciclo estacional estérico, ver Calafat *et al.*, 2010) aumenta la amplitud y retarda el ciclo estacional del nivel del mar total.

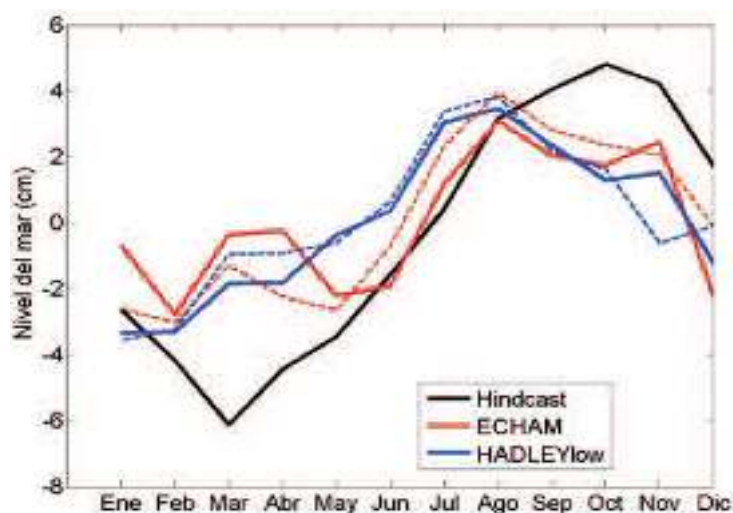


Figura 3.10.2: Ciclos estacionales del hindcast y de los controles de ECHAM y HADLEY-low promediados para el periodo 1961-2000 (líneas continuas). Se muestran también los ciclos estacionales de los correspondientes escenarios, promediados en este caso para 2010-2050 (líneas discontinuas).

Más allá de estas diferencias justificadas entre controles y hindcast (y que no tienen una contribución importante en las tendencias), la comparación en términos de patrones espaciales entre los controles y el hindcast avala la validez de las simulaciones de control.

Los niveles de retorno de 50 años para el hindcast y los dos controles se muestran en la Figura 3.10.3, en este caso separados por áreas (Mediterránea y Atlántica) debido a que las mareas imponen escalas diferentes en cada zona. Las distribuciones mostradas por los controles y el hindcast son muy semejantes a la hora de reproducir los rasgos fundamentales. Como era de esperar, los patrones son muy similares a los obtenidos para el nivel del mar barótropo (ver Figura 3.9.3), al ser éste el componente dominante del nivel del mar total por lo que respecta a valores extremos y por la escasa entidad de las mareas en el Mediterráneo. Los niveles de retorno máximos se obtienen en el Adriático y son algo más altos (del orden de 100 cm frente a los 90 cm del nivel barotropo) debido al efecto de las mareas. La novedad es que en el nivel total aparece otro máximo en el Golfo de Gabés (Túnez), que sólo se insinuaba muy ligeramente en los mapas de nivel barótropo y que es debido fundamentalmente a la contribución de las mareas (que alcanzan los 60-70 cm en esa región).

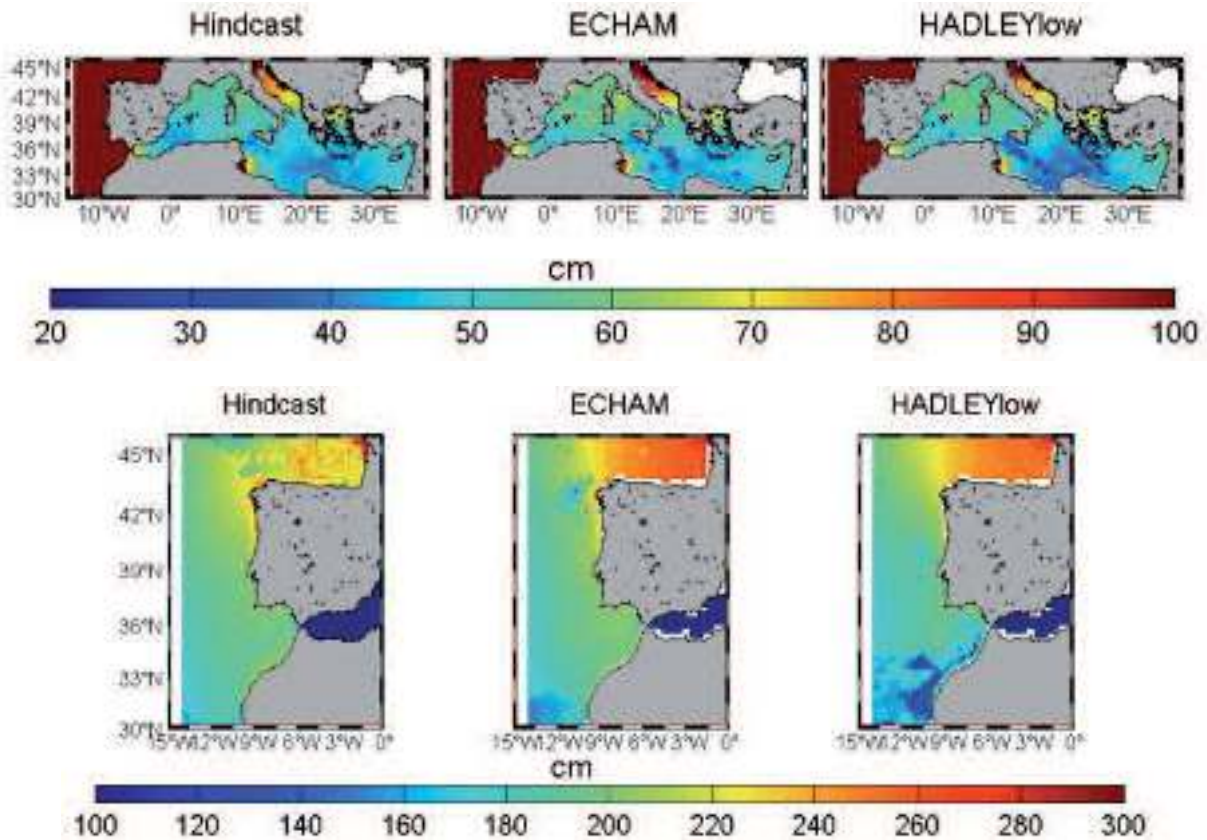


Figura 3.10.3: Niveles de retorno de 50 años para el hindcast y los dos controles de nivel del mar total calculados para el periodo 1961-2000. Se han separado las áreas Mediterránea y Atlántica porque debido a las mareas las escalas son muy diferentes.

En el Atlántico los patrones de los controles y el hindcast son también similares, con niveles de retorno mayores en el Golfo de Vizcaya y menores en las costas africanas, aunque en este caso los dos controles sobrevaloran el hindcast en unos 20 cm. Mirando los niveles de retorno del nivel barotropo (Figura 3.9.3), en el Atlántico sólo se aprecia una ligera sobrevaloración en el caso del ECHAM, aunque en general sí que se comentó que los controles sobrevaloraban algo el hindcast. Obviamente los valores son en este caso muy distintos a los barotropos, por cuanto las mareas contribuyen con unos 2 m adicionales.

3.10.3. Escenarios

Los resultados obtenidos son bastante parecidos para los dominios Mediterráneo y Atlántico y para ambos modelos. Con una contribución baroclina del orden de 10 cm para 2050 y una contribución muy menor por parte de la componente barotropa, lo que condiciona totalmente el nivel medio total es la componente de deshielo. Según se considere una tasa de deshielo u otra el nivel total registraría un incremento de entre 15 y 30 cm entre 2000 y 2050, con diferencias entre escenarios de emisiones poco relevantes. Para 2100 sólo se dispone de los resultados de ARPEGE bajo el escenario A2, los cuales indican entre 45 y 80 cm de incremento dependiendo de nuevo de la tasa de deshielo considerada. Aún así las estimas de las otras componentes no son inútiles, pues los avances registrados auguran para los próximos años una reducción importante de la incertidumbre que ahora mismo pesa sobre la tasa de deshielo y por ende sobre el nivel del mar total.

Las proyecciones no muestran cambios apreciables en el ciclo estacional. Por lo que respecta a los valores extremos, los cambios proyectados son del orden de ± 10 cm para 2100, y por tanto bastante menores que el cambio del nivel medio. Es decir, los cambios en los valores extremos se derivarán fundamentalmente de la subida del nivel medio, que acentúa los extremos positivos y reduce los negativos.

Las tendencias, evaluadas por estaciones y totales, obtenidas para el periodo 2000-2050 para los dos modelos se presentan en la Figura 3.10.4; dicha Figura sólo incluye las componentes baroclina y barotropas, sin la de deshielo. Los valores de las tendencias promediados sobre el Mediterráneo y sobre el sector Atlántico se presentan resumidos en la Tabla 3.10.1, de nuevo sin deshielo.

Para ambos modelos las tendencias son positivas y significativas sobre todo el dominio, pero presentan importantes diferencias entre ellos. Mientras ECHAM muestra tendencias estacionales bastante homogéneas, en todo caso algo más elevadas en verano, HADLEY-low muestra las mayores tendencias en invierno. La otra gran diferencia es que ECHAM también muestra una mayor homogeneidad espacial tanto, para las tendencias anuales ($1,16 \pm 0,25$ mm/año en el Mediterráneo, $1,36 \pm 0,27$ mm/año en el Atlántico) como estacionales, mientras que HADLEY-low muestra tendencias mucho más elevadas en el Atlántico ($2,18 \pm 0,54$ mm/año para la tendencia total) que en el Mediterráneo ($0,94 \pm 0,41$ mm/año para la tendencia total). Las diferencias deben atribuirse a la componente baroclina, pues para la componente barotropa las diferencias entre modelos son muy pequeñas (del orden de $0,1$ mm/año, ver Figura 3.9.6). El análisis de temperatura superficial llevado a cabo en el subcapítulo 3.4 tampoco da muchas pistas sobre el origen de las desavenencias; su origen debe estar por tanto en las capas profundas.

Cuando se miran los niveles por debajo de 600 m, el modelo HADLEY-low muestra rasgos sorprendentes en la zona buffer, que se propagan al Cantábrico, a las costas de Portugal y en menor medida a buena parte del sector Atlántico. Concretamente se observa una bajada súbita (prácticamente una discontinuidad) de temperatura del orden de $0,5$ °C en

el año 2000, que separa el control de la proyección, y que puede provenir de condiciones de contorno anómalas impuestas en la frontera. Esa discontinuidad se refleja en una bajada del nivel termoestérico que dura hasta aproximadamente hasta 2010, momento en que empieza a recuperarse paulatinamente. Así pues, las tendencias del HADLEY-low para el sector Atlántico deben ponerse en cuarentena. Para el Mediterráneo puede argüirse que las capas superficiales Atlánticas no muestran problemas y que son esas capas las que entran en el Mediterráneo. Aún así, es difícil asegurar que el impacto de esas condiciones de contorno anómalas no se extiende más allá de Gibraltar.

Las tendencias de ECHAM sí se consideran fiables (al menos hasta donde llega la fiabilidad de un solo modelo), pero aún así debe hacerse otra prevención: las tendencias calculadas para un periodo de 50 años están más sometidas a la influencia de la variabilidad decadal que las calculadas para un periodo de 100 o más años. Como ejemplo (y a la vez para eliminar el periodo anómalo del HADLEY-low), se han calculado las tendencias para el periodo 2010-2050 (Figura 3.10.5). Como puede verse, los resultados arrojan tendencias bastante más altas (del orden de 2.0-2.5 mm/año para el ECHAM y de 1,5-3,0 mm/año para el HADLEY-low). En caso de HADLEY-low podrían atribuirse al rebote posterior al periodo anómalo, pero en el caso del ECHAM deben atribuirse únicamente a la influencia de la variabilidad decadal. La conclusión es, por tanto, que para periodos de 50 años la incertidumbre en las tendencias es como mínimo del orden de ± 1 mm/año.

Finalmente notar que la incertidumbre asociada a la variabilidad decadal y las diferencias entre modelos son, en cualquier caso, sensiblemente inferiores a la incertidumbre que rodea la tasa de deshielo (como se mostrará más adelante en la Figura 3.10.6 y en la Tabla 3.10.2, esa tasa condiciona totalmente los valores esperados para 2050 y 2100). Ello no hace inútil sin embargo el esfuerzo llevado a cabo en este trabajo, pues los avances registrados en la determinación de la componente de deshielo auguran para los próximos años una reducción importante de las incertidumbres que ahora mismo pesan sobre el nivel del mar total.

Aunque el análisis de tendencias muestra resultados diferentes para los dos modelos, en lo que sí están de acuerdo es en que no muestran cambios apreciables en el ciclo estacional, tal y como se mostraba en la Figura 3.10.2. El ciclo estacional depende esencialmente de las capas altas, y por tanto puede no estar afectado por las condiciones de contorno anómalas detectadas para el HADLEY-low en los niveles más profundos.

A modo de resumen, la Figura 3.10.6 muestra la evolución del nivel del mar total y de cada una de sus componentes, promediadas sobre el Mediterráneo y sobre el dominio Atlántico. Las características fundamentales son bastante parecidas para los dos dominios y para ambos modelos, con una contribución baroclina del orden de 10 cm para 2050 (algo menos en el Mediterráneo según HADLEY-low) y una contribución no significativa por parte de la componente barotropa. Como ya se ha mencionado, lo que condiciona totalmente el nivel total es la componente de deshielo, que estaría entre 15 y 30 cm más alto (respecto del año 2000) según se coja una tasa de deshielo u otra. Debe tenerse en cuenta sin embargo que la componente de deshielo se ha introducido como una tendencia lineal para todo el siglo XXI, mientras que las estimas más altas para 2100 se basan en un

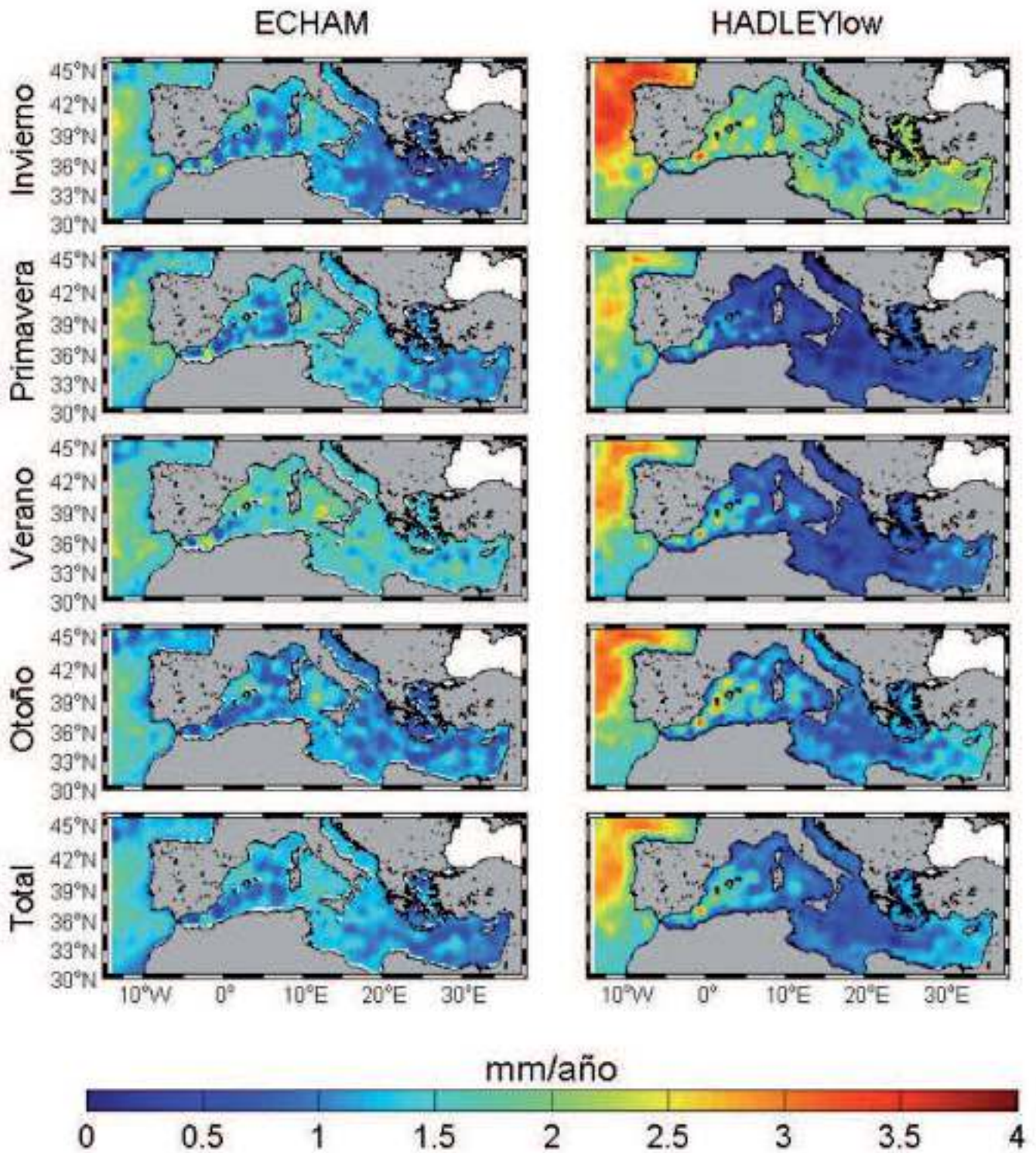


Figura 3.10.4: Tendencias estacionales y anuales de nivel del mar total (componentes baroclina y barotropa, sin la componente de deshielo) calculadas para el periodo 2000-2050 para los modelos ECHAM y HADLEYlow (ambos bajo el escenario de emisiones A1B). Las tendencias son significativas al nivel de confianza del 95% en todo el dominio.

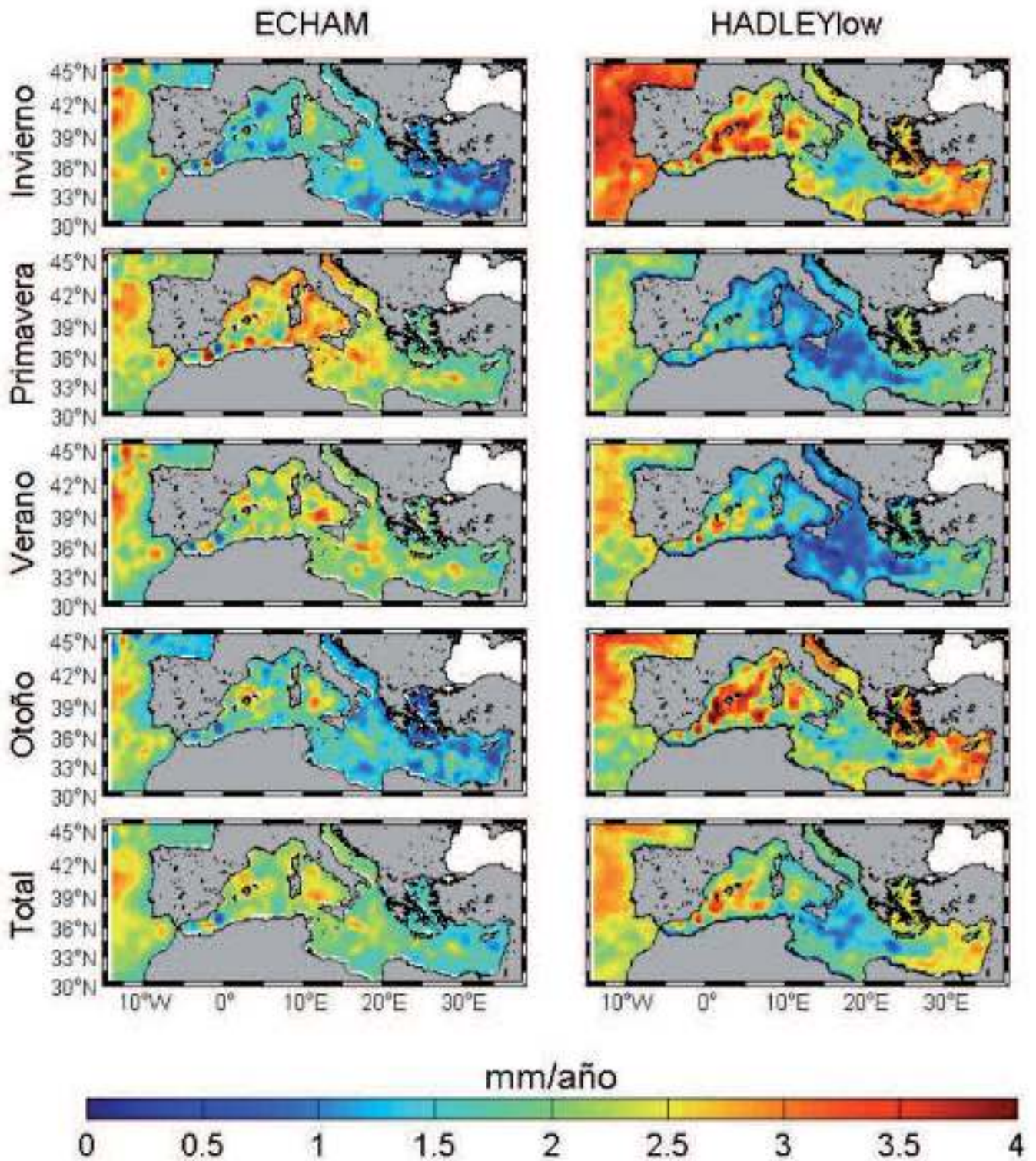


Figura 3.10.5: Tendencias estacionales y anuales de nivel del mar total (componentes baroclina y barotropa, sin la componente de deshielo) calculadas para el periodo 2010-2050 para los modelos ECHAM y HADLEYlow (ambos bajo el escenario de emisiones A1B). Las tendencias son significativas al nivel de confianza del 95% en todo el dominio.

Tabla 3.10.1: Tendencias (en mm/año) de nivel del mar total (componentes baroclina y barotropa, sin la componente de deshielo) promediadas sobre los dominios Atlántico y Mediterráneo para cada uno de los modelos considerados. Los valores promedio se acompañan con la desviación estándar de las tendencias dentro de cada dominio.

mm/año		ECHAM (A1B) 2000-2050	HADLEY-low (A1B) 2000-2050
Invierno	Mediterráneo	1,02±0,34	1,70±0,56
	Atlántico	1,62±0,34	2,71±0,60
Primavera	Mediterráneo	1,27±0,31	0,49±0,38
	Atlántico	1,60±0,42	1,96±0,48
Verano	Mediterráneo	1,54±0,25	0,71±0,52
	Atlántico	1,60±0,32	2,10±0,59
Otoño	Mediterráneo	1,07±0,28	1,08±0,47
	Atlántico	1,41±0,35	2,23±0,62
Anual	Mediterráneo	1,16±0,25	0,94±0,41
	Atlántico	1,36±0,27	2,18±0,54

proceso acelerado; esto es, según estas estimas la contribución de deshielo sería de 46 cm en 2100, pero sensiblemente inferior a 23 cm en 2050. Por tanto, los valores más altos estimados aquí para esa componente (y por tanto para el nivel del mar total) para 2050 seguramente serían algo inferiores.

A modo de resumen, el incremento del nivel del mar total para 2050 se situaría entre los 15 y 30 cm, dependiendo sobre todo de la tasa de deshielo. Para la primera mitad de siglo las diferencias entre escenarios de emisiones no son muy relevantes, como ya indican otros trabajos. Para 2100 sólo se dispone de los resultados de ARPEGE, que indican entre 45 y 80 cm de incremento, dependiendo de nuevo de la tasa de deshielo.

La Figura 3.10.7 muestra las diferencias entre los niveles de retorno para 50 años calculados para el periodo 2010-2050, asumiendo una tasa de deshielo de 4,6 mm/año, respecto de los calculados para las simulaciones de control (periodo 1958-1999). Debe recordarse que para la componente barotropa las variaciones respecto a los controles (calculadas en este caso para la segunda mitad del siglo XXI) eran típicamente de ± 10 cm, siendo en promedio ligeramente negativas e inferiores en valor absoluto al 6% (ver sección 3.9.3). Más concretamente, el modelo ECHAM proyectaba un aumento de entre 5 y 10 cm en la costa portuguesa y en la cuenca occidental mediterránea, y descensos en el resto; el modelo HADLEY-low proyectaba un aumento de entre 10 y 15 cm en el Adriático, el Egeo y el norte del Mar Jónico y descensos en el resto (ver Figura 3.9.11 y Tabla 3.9.3).

Las variaciones que muestra la Figura 3.10.7, aun siendo calculadas para la primera mitad del siglo XXI, son mucho mayores y positivas en todo el dominio. Parece claro que el

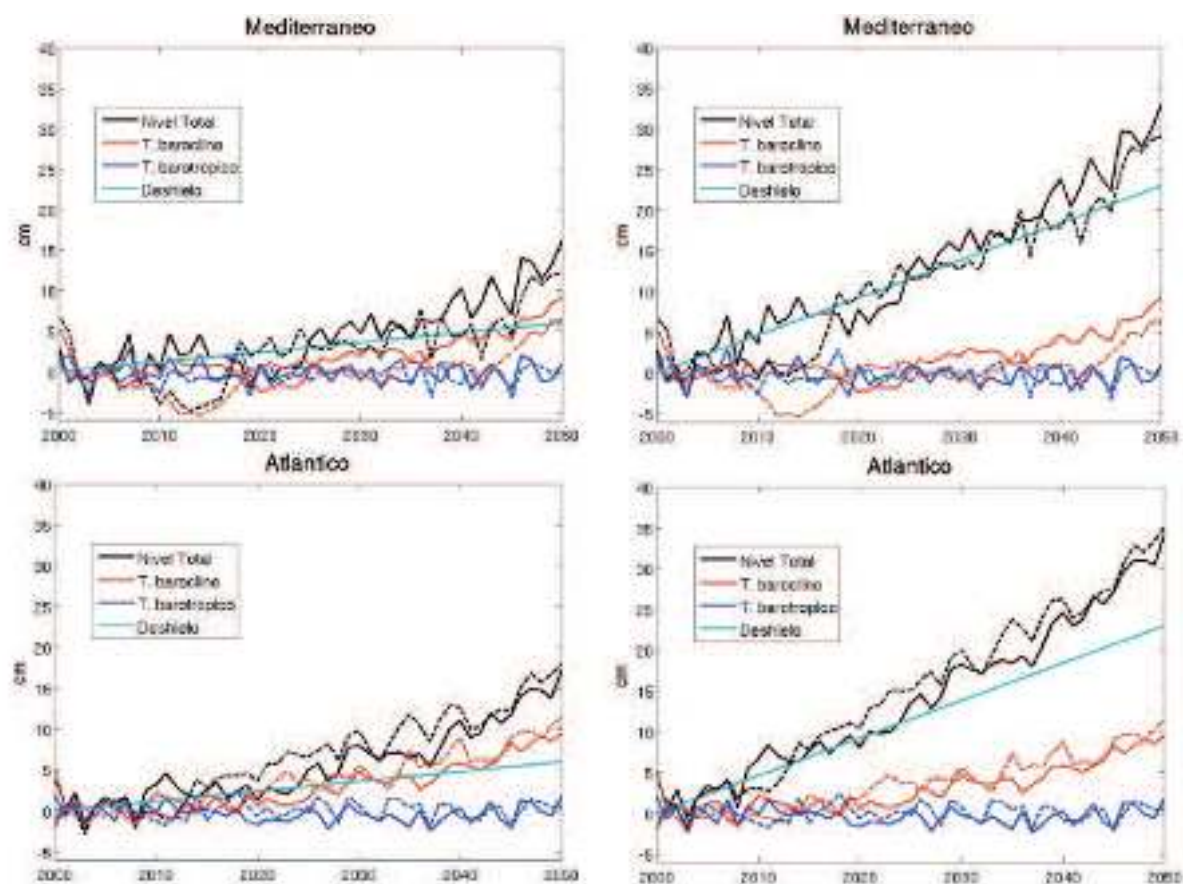


Figura 3.10.6: Promedios anuales de nivel del mar total y de sus componentes para los modelos ECHAM (línea continua) y HADLEY-low (línea discontinua), ambos bajo el escenario de emisiones A1B. En los paneles de la izquierda se ha considerado una tasa de deshielo lineal de 1,2 mm/año (valor medio del IPCC AR4); en los paneles de la derecha se ha considerado una tasa de deshielo de 4,6 mm/año (estimaciones más recientes).

Tabla 3.10.2: Valores esperados de nivel del mar total respecto al año 2000 (en cm), inferidos de la Figura 3.10.6 y redondeados. En cada dominio y para cada modelo se dan tres valores: el obtenido sin considerar la tasa de deshielo, el obtenido considerando una tasa de deshielo de 1,2 mm/año (valor medio del IPCC AR4) y el obtenido considerando una tasa de deshielo de 4,6 mm/año (estimaciones más recientes).

cm		ECHAM (A1B) - 2050	HADLEY-low - 2050
Mediterráneo	sin deshielo	+9	+6
	Deshielo = 1.2 mm/año	+15	+12
	Deshielo = 4.6 mm/año	+32	+29
Atlántico	Sin deshielo	+11	+12
	Deshielo = 1.2 mm/año	+17	+18
	Deshielo = 4.6 mm/año	+34	+35

acusado aumento de los niveles extremos de nivel del mar tiene que ser debido a la contribución de las componentes baroclina y de deshielo. De hecho, los aumentos que mues-

tra el modelo ECHAM en la Figura 3.10.5 son del orden de 30-35 cm, que se corresponde exactamente con la subida del nivel del mar total prevista para 2050 asumiendo una tasa de deshielo de 4,6 mm/año (ver Tabla 3.10.2). Los incrementos que muestra HADLEY-low son menos homogéneos espacialmente, en consonancia con las tendencias que muestra la componente baroclina (ver Figuras 3.10.4 y 3.10.5). De nuevo, y a pesar de que las tendencias de HADLEY-low deben ponerse en cuarentena, los aumentos en los extremos de deben esencialmente a los aumentos del nivel medio (componentes baroclina y de deshielo) más que a un cambio en la forma de la distribución estadística.

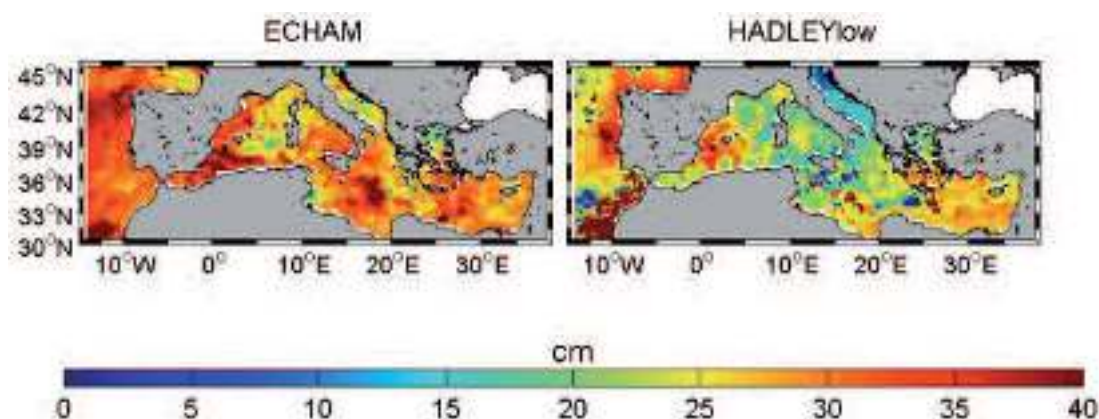


Figura 3.10.7: Diferencia entre los niveles de retorno para 50 años de nivel del mar total (en cm) calculados para el periodo 2000-2050 respecto de los calculados para las simulaciones de control (periodo 1958-1999). A las componentes baroclina y barotropa se ha añadido una tendencia de 4,6 mm/año como tasa de deshielo (distribuida homogéneamente en todo el dominio) y también el régimen de mareas.

Resumiendo, habría un aumento generalizado de los extremos en todo el dominio debido esencialmente al refuerzo que supone para los extremos positivos el incremento del valor medio asociado a las componentes baroclina y de deshielo. También habrá por supuesto un aumento de los extremos negativos (una reducción en valor absoluto, serán ‘menos negativos’) debido a la misma causa.

Los resultados de ARPEGE son especialmente relevantes también para nivel del mar total, por cuanto las simulaciones llegan hasta 2100 (aunque sólo para el dominio Mediterráneo y bajo el escenario climático A2). Los resultados se muestran en las Tablas 3.10.3 y 3.10.4. En esta proyección las tendencias son significativamente mayores que las obtenidas con ECHAM y HADLEY-low. Parte de las diferencias cabe atribuir las a las diferencias naturales entre modelos, pero además hay que considerar que el escenario de emisiones no es el mismo. Las tendencias de ARPEGE ilustran así mismo otro hecho que vale la pena notar: las tendencias a 100 años son del orden del 50% más elevadas que las tendencias a 50 años. Este hecho ilustra que la subida del nivel del mar no va a producirse a ritmo constante, sino acelerado, especialmente durante la segunda mitad del siglo XXI. Por tanto, las tendencias para 50 años obtenidas con ECHAM y HADLEY-low no pueden ser utilizadas para proyectar los valores a 100 años.

La Figura 3.10.8 muestra la evolución del nivel del mar total y de cada una de sus componentes, promediadas sobre el Mediterráneo. La componente baroclina obtenida con este modelo (unos 10 cm para 2050) es algo superior a la de ECHAM y HADLEY-low en el Mediterráneo (entre 5 y 10 cm), como corresponde a un escenario de emisiones más elevadas. Para 2100 el valor de la componente baroclina de ARPEGE es de unos 35 cm. La componente barotropa sigue siendo muy menor, del orden de unos pocos cm negativos para 2100.

Tabla 3.10.3: Tendencias (en mm/año) de nivel del mar total (componentes baroclina y barotropa, sin la componente de deshielo) calculadas para 2000-2050 y para 2000-2100 a partir de las simulaciones de ARPEGE y promediadas sobre el dominio Mediterráneo. Los valores se acompañan con la desviación estándar de las tendencias dentro del dominio.

mm/año		ARPEGE (A2) 2000-2050	ARPEGE (A2) 2000-2100
Invierno	Mediterráneo	1,55±0,42	3,20±0,18
Primavera	Mediterráneo	2,06±0,20	3,15±0,11
Verano	Mediterráneo	2,23±0,11	3,30±0,09
Otoño	Mediterráneo	2,47±0,17	3,41±0,10
Anual	Mediterráneo	2,04 ±0,16	3,22±0,10

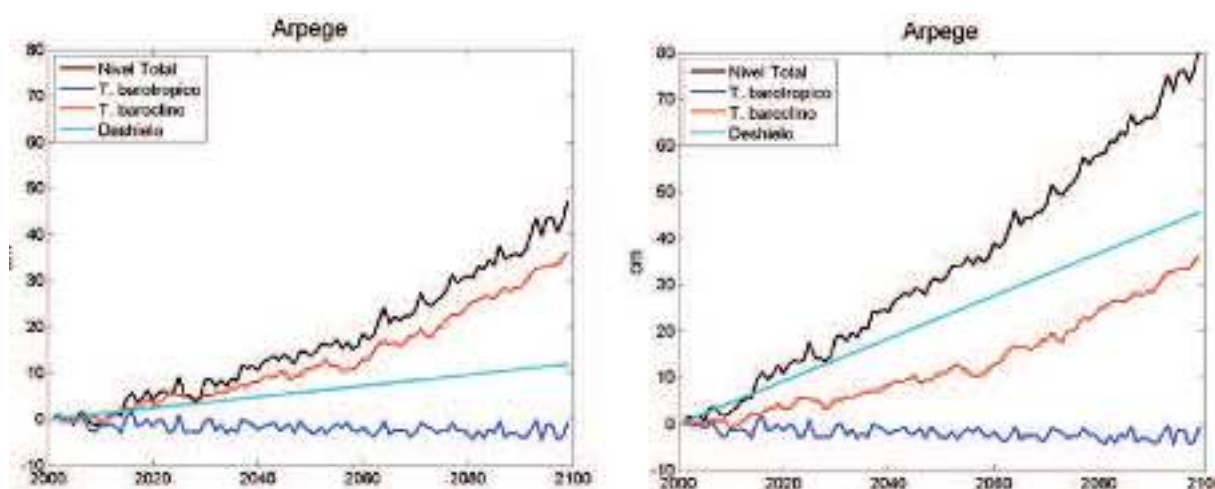


Figura 3.10.8: Promedios anuales de nivel del mar total y de cada uno de sus componentes para el modelo ARPEGE, bajo el escenario de emisiones A2, en el dominio Mediterráneo y para el periodo 2000-2100. En el panel de la izquierda se ha considerado una tasa de deshielo lineal de 1,2 mm/año (valor medio del IPCC AR4); en el panel de la derecha se ha considerado una tasa de 4,6 mm/año (estimaciones más recientes).

Tabla 3.10.4: : Valores esperados de nivel del mar total respecto al año 2000 (en cm), inferidos de la Figura 3.10.8 (estimas de ARPEGE) y redondeados. Tanto para 2050 como para 2100 se dan tres valores: el obtenido sin considerar la tasa de deshielo, el obtenido considerando una tasa de deshielo de 1,2 mm/año (valor medio del IPCC AR4) y el obtenido considerando una tasa de deshielo de 4,6 mm/año (estimas más recientes).

cm		ARPEGE (A2) 2050	ARPEGE (A2) 2100
Mediterráneo	sin deshielo	+10	+35
	Deshielo = 1.2 mm/año	+16	+47
	Deshielo = 4.6 mm/año	+33	+81

Consideraciones finales

4

En este volumen se han expuesto los resultados de la primera parte del estudio sobre la vulnerabilidad de los puertos españoles ante el cambio climático. Concretamente se han presentado los cambios en las variables climáticas de interés, tanto los detectados durante las últimas décadas del siglo XX como, más importante, los cambios previstos para el siglo XXI. De esta manera ha quedado dibujado el marco físico general que condiciona la vulnerabilidad de los puertos. Los principales resultados se han resumido ya en el subcapítulo 3.1, por lo que cabe hacer aquí únicamente algunas consideraciones finales.

Al tratarse de un dibujo a escala regional, algunas de las variables podrían necesitar de aproximaciones subsecuentes más locales, para cada puerto. Es el caso del oleaje, por ejemplo, cuya propagación hacia el interior de las dársenas depende de topografías y batimetrías detalladas. Las conclusiones del estudio parece dejar claro que los cambios previstos en el régimen de oleaje no van a ser los más significativos, residiendo su impacto fundamental en el hecho de venir encabalgados sobre un nivel medio del mar significativamente más alto que en la actualidad. Aunque para el nivel medio la escala regional adoptada en este trabajo es más que suficiente, su aumento supone en la práctica un cambio en la batimetría sobre la que se propagará el oleaje, y por tanto aconseja el uso de aproximaciones locales para estudiar por ejemplo su penetración en las dársenas y los posibles cambios en la agitación interior. Debe notarse que aunque los cambios proyectados para el oleaje exterior muestran en general ligeras disminuciones, posibles cambios en su orientación podrían dar lugar a aumentos de la agitación interior, dependiendo de la orientación de la bocana de cada puerto.

Aparte de los cambios en la agitación y atendiendo a las encuestas de vulnerabilidad respondidas por las Autoridades Portuarias, parece claro que el mayor impacto sobre los puertos va a ser el previsible aumento en la frecuencia de rebase. La subida del nivel medio del mar por sí misma va a tener poco impacto, y en algunos casos éste será positivo, como el aumento de calado de las bocanas y muelles. En condiciones de oleaje, sin embargo, y aunque éste no cambie mucho en el futuro, sí que aumentará significativamente la frecuencia del rebase de diques y por tanto disminuirá la operatividad de los puertos.

Así pues, los estudios subsiguientes deberán responder fundamentalmente a preguntas tales como: i) en cuanto va a cambiar la agitación interior de cada puerto; ii) en cuánto va a aumentar la frecuencia de rebase de cada estructura y qué coste puede tener sobre la operativa de cada puerto; iii) cuál sería el coste de adaptar los diques para mantener una operatividad similar a la actual. Preguntas todas ellas que necesitan de un enfoque particular para cada puerto.

Algunas de esas preguntas van a responderse en el marco del proyecto CLIMPACT (CGL2014-54246-C2-1-R) financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad y en el cual participa Puertos del Estado, IMEDEA, la Universidad Complutense de Madrid y la Universidad de Castilla-La Mancha. No para todos los puertos, pero sí para una serie de puertos piloto representativos de las distintas fachadas marítimas españolas. Con los resultados de dicho proyecto, cuyo marco temporal es el periodo 2015-2017, se espera elaborar la segunda parte de este trabajo.

Finalmente decir que, tal y como ya se señaló en la introducción, los resultados presentados trascienden con mucho el ámbito portuario y son extraordinariamente relevantes para cualquier estudio de impacto del cambio climático sobre las costas españolas. Al igual que para los puertos, la combinación de los datos presentados aquí con batimetrías detalladas del terreno, usos de suelo y otros aspectos que condicionan la vulnerabilidad de las costas, va a ser fundamental para la elaboración de planes de adaptación para el litoral español.

Referencias

5

5.1. Bibliografía citada en el texto

- Adloff, F., S. Somot, F. Sevault, G. Jordà, R. Aznar, M. Déqué, M. Herrmann, M. Marcos, C. Dubois, E. Padorno, E. Álvarez-Fanjul, D. Gomis, 2015. Mediterranean Sea response to climate change in an ensemble of 21st century scenarios. *Clim. Dyn.*, 45(9): 2.775-2.802.
- Álvarez-Fanjul, E., B. Pérez, I. Rodríguez, 2001. NIVMAR: A storm-surge forecasting system for Spanish waters. *Sci. Mar.*, 60: 145-154.
- Backhaus, J. O., 1985. A Three-Dimensional model for simulation of shelf sea dynamics. *Dt. Hydrogr. Z.* 38, H, 4: 164-187.
- Bamber, J. L., W. P. Aspinall, 2013. An expert judgement assessment of future sea level rise from the ice sheets. *Nat. Clim. Change*, 3: 424-427.
- Bryden, H., J. Candela, T. Kinder, 1994. Exchange Through the Strait of Gibraltar. *Progr. Oceanogr.*, 33: 201-248.
- Bryden, H., T. Kinder, 1991. Steady two-layer exchange through the Strait of Gibraltar, Deep-Sea Res. I (*Oceanographic Research Papers*), 38: 445-463.
- Calafat, F. M., D. Gomis, 2009. Reconstruction of Mediterranean sea level fields for the period 1945-2000. *Global Planet. Change*, 66: 225-234.
- Calafat, F. M., M. Marcos, D. Gomis, 2010. Mass contribution to Mediterranean Sea level variability for the period 1948-2000. *Global Planet. Change*, 73: 193-201.
- Calafat, F. M., G. Jordà, 2011. A Mediterranean sea level reconstruction (1950–2008) with error budget estimates *Global Planet. Change*, 79: 118-133.
- Church, J. A., N. J. White, R. Coleman, K. Lambeck, J. X. Mitrovika, 2004. Estimates of the regional distribution of sea level rise over the 1950–2000 period. *J. Climate*, 17: 2.609-2.625.
- Davies, H. C., 1976. A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 102: 405-418. doi: 10.1002/qj.49710243210.
- García Lafuente, J., A. S. Román, G. D. del Río, G. Sannino, J. C. S. Garrido, 2007. Recent observations of seasonal variability of the Mediterranean outflow in the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.-Oceans*, 112: C06002.

- Gomis, D., E. Álvarez-Fanjul, G. Jordà, M. Marcos, R. Aznar, E. Rodríguez-Camino, J. C. Sánchez-Perrino, J. M. Rodríguez-González, A. Martínez-Asensio, J. Llasses, B. Pérez, M. G. Sotillo, 2016. Regional marine climate scenarios in the NE Atlantic sector close to the Spanish shores. *Scient. Mar.* (en prensa).
- Gomis, D., S. Ruiz, M. G. Sotillo, E. Álvarez-Fanjul, J. Terradas, 2008. Low frequency Mediterranean sea level variability: the contribution of atmospheric pressure and wind. *Global Planet. Change*, 63 (2-3): 215-229.
- Greatbatch, R. J., 1994. A note on the representation of steric sea level in models that conserve volume rather than mass. *J. Geophys. Res.*, 99(C6): 12767-12771.
- Gualdi, S. and Coauthors, 2013. The CIRCE Simulations: Regional Climate Change Projections with Realistic Representation of the Mediterranean Sea. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 94: 65-81.
- Günther, H., S. Hasselman, P. A. E. Jansen, 1992. The WAM model cycle, 4. Technical Report 4. DKRZ.
- Hortal, M., 2002. The development and testing of a new two-time-level semi-Lagrangian scheme (SETTLS) in the ECMWF forecast model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 128: 1.671-1.687.
- Hosking, J. R. M., J. R. Wallis, 1997. Regional frequency analysis: an approach based on L-moments. Cambridge University Press.
- Huang, R. X., X. Jin, 2002. Sea surface elevation and bottom pressure anomalies due to thermohaline forcing. Part I: isolated perturbations. *J. Phys. Ocean.*, 32: 2.131-2.150.
- Ishii, M., M. Kimoto, K. Sakamoto, S. Iwasaki, 2006. Steric sea level changes estimated from historical ocean subsurface temperature and salinity analyses. *J. Oceanogr.*, 62: 155-170.
- Jones, C. G., U. Willen, A. Ullerstig, U. Hansson, 2004. The Rossby Centre regional atmospheric climate model part I: model climatology and performance for the present climate over Europe. *Ambio* 33 (4/5): 199-210.
- Jordà, G., D. Gomis, 2013. On the interpretation of the steric and mass components of sea level variability. The case of the Mediterranean basin. *J. Geophys. Res.*, 118: 953-963.
- Jordà, G., D. Gomis, E. Álvarez-Fanjul, 2012. The VANI2-ERA hindcast of sea level residuals: Atmospheric forcing of sea level variability in the Mediterranean Sea (1958-2008) *Scient. Mar.*, 76, S1: 133-146.
- Lebeaupin-Brossier, C., K. Bérangerr, C. Deltel, P. Drobinski, 2011. The Mediterranean response to different space-time resolution atmospheric forcings using perpetual mode sensitivity simulations. *Ocean Modell.*, 36 (1-2): 1-25.
- Lorbacher K, S. J. Marsland, J. A. Church, S. M. Griffies, D. Stammer, 2012. Rapid barotropic sea level rise from ice sheet melting. *J. Geophys. Res.*, 117: C06003.

- Lowe J. A., J. M. Gregory, 2006. Understanding projections of sea level rise in a Hadley Centre coupled climate model. *J. Geophys. Res.*, C11014.
- Lyard, F., F. Lefèvre, T. Letellier, O. Francis, 2006. Modelling the global ocean tides: a modern insight from FES2004. *Ocean Dyn.*, 56: 394-415, 2006.
- MacDonald, A. M., J. Candela, H. Bryden, 1994. An estimate of the net heat transport through the Strait of Gibraltar. In: Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean Sea. *Coastal Estuarine Stud.*, 46: 13-32. La Violette Ed.
- Marcos, M., G. Jordà, D. Gomis, B. Pérez, 2011. Changes in storm surges in southern Europe from a regional model under climate change scenarios. *Global Planet. Change*, 77: 116-128.
- Martínez-Asensio, A., M. Marcos, G. Jordà, D. Gomis, 2013. Calibration of a new wind-wave hindcast in the Western Mediterranean. *J. Mar. Sys.*, 121: 1-10.
- Marullo, S., B. Buongiorno Nardelli, M. Guarracino, R. Santoleri, 2007. Observing the Mediterranean Sea from space: 21 years of Pathfinder-AVHRR sea surface temperatures (1985 to 2005): re-analysis and validation. *Ocean Sci.*, 3: 299-310.
- Meehl, G.A., T. F. Stocker, W. Collins, P. Friedlingstein, A. Gaye, J. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J. Murphy, A. Noda, S. Raper, I. Watterson, A. Weaver, Z.C. Zhao, 2007. Global climate projections. In: Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Ed. S. Solomon, D. Qin, and M. Manning. Cambridge University Press, Cambridge.
- Meier, M. F., M. B. Dyurgerov, U. K. Rick, S. O'Neel, W. Tad Pfeffer, R. S. Anderson, S. P. Anderson, A. F. Glazovsky, 2007. Glaciers dominate eustatic sea-level rise in the 21st century. *Science*, 317: 1.064-1.067.
- Mellor, G. L., T. Ezer, 1995. Sea level variations induced by heating and cooling: An evaluation of the Boussinesq approximation in ocean models. *J. Geophys. Res.*, 100(C10): 20565-20577.
- Millot C., I. Taupier-Letage, 2005. Circulation in the Mediterranean Sea, in: The Mediterranean Sea. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, pp. 29-66.
- Pinardi, N., E. Arneri, A. Crise, M. Ravaioli, M. Zavatarelli, 2006. The physical, sedimentary and ecological structure and variability of shelf areas in the Mediterranean sea. *The Sea*, 27: 1.243-330.
- Pope, V. D., M. L. Gallani, P. R. Rowntree, R. A. Stratton, 2000. The impact of new physical parametrizations in the Hadley Centre climate model - HadAM3. *Clim. Dyn.*, 16: 123-146.
- Ratsimandresy A. W., M. G. Sotillo, J. C. Carretero-Albiach, E. Álvarez-Fanjul, H. Hajji, 2008. A 44-year high-resolution ocean and atmospheric hindcast for the Mediterranean Basin developed within the HIPOCAS Project. *Coast. Eng.*, 55: 827-842.

- Ratsimandresy, A. W., M. G. Sotillo, J. C. Carretero, E. Álvarez-Fanjul, B. Pérez-Gómez, H. Hajji, 2008. A 44-year (1958–2001) sea level residual hindcast over the Mediterranean Basin. *Phys. Chem. Earth*, 33: 250-259.
- Rixen, M., J. M. Beckers, S. Levitus, J. I. Antonov, T. Boyer, C. Maillard, M. Fichaut, E. Baloopoulos, S. Iona, H. Dooley, M. J. García, B. Manca, A. Giorgetti, G. Manzella, N. Mikhailov, N. Pinardi, M. Zavatarelli, 2005. The Western Mediterranean Deep Water: a proxy for climate change. *Geophys. Res. Lett.*, 32: L12608.
- Roeckner, E., G. Bauml, L. Bonaventura, R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, I. Kirchner, L. Kornblueh, E. Manzini, A. Rhodin, U. Schlese, U. Schulzweida, A. Tompkins, 2003. The atmospheric general circulation model ECHAM 5. Part I: model description. Technical Report 349, Max Planck Institute for Meteorology.
- Ruti, P. M., S. Somot, S. Dubois, S. Calmanti, B. Ahrens, C. Alias, R. Aznar, J. Bartholy, S. Bastin, K. Béranger, J. Brauch, J.C. Calvet, A. Carillo, B. Decharme, A. Dell'Aquila, V. Djurdjevic, P. Drobinski, A. Elizalde-Arellano, M. Gaertner, P. Galán del Sastre, C. Gallardo, F. Giorgi, S. Gualdi, A. Bellucci, A. Harzallah, M. Herrmann, D. Jacob, S. Khodayar, S. Krichak, C. Lebeaupin, B. L'Heveder, L. Li, G. Liguori, P. Lionello, B. Onol, B. Rajkovic, G. Sannino, F. Sevault, 2015. MED-CORDEX initiative for the Mediterranean Climate studies. BAMS-D-14-00176.
- Samuelsson, S., S. Gollvik, A. Ullerstig, 2006. The land surface scheme of the Rossby Centre Regional Atmospheric Climate Model (RCA3). *Meteorology*, 122, SMHI, SE-601 76, Norrköping, Sweden.
- Send, U., B. Baschek, 2001. Intensive shipboard observations of the flow through the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.-Oceans*, 106: 31.017-31.032.
- Simmons, A. J., D. M. Burridge, 1981. An Energy and Angular-Momentum Conserving Vertical Finite-Difference Scheme and Hybrid Vertical Coordinates. *Mon. Wea. Rev.*, 109: 758-766.
- Somot S., F. Sevault, M. Déqué, 2006. Transient climate change scenario simulation of the Mediterranean Sea for the 21st century using a high-resolution ocean circulation model. *Clim. Dyn.*, 27 (7-8): 851-879.
- Spada, G., J. L. Bamber, R. T. W. L. Hurkmans, 2013. The gravitationally consistent sea level fingerprint of future terrestrial ice loss. *Geophys. Res. Lett.*, 40: 482-486.
- Temperton, C., M. Hortal, A. J. Simmons, 2001. A two-time-level semi-Lagrangian global spectral model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 127: 111-126.
- Tsimplis, M. N., F. M. Calafat, M. Marcos, G. Jordà, D. Gomis, L. Fenoglio-Marc, M. V. Struglia, S. Josey, D. C. Chambers, 2013. The effect of the NAO on sea level and on mass changes in the Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res.*, 118: 944-952.
- Untch, A., M. Hortal, 2006. A finite-element scheme for the vertical discretization of the semi-Lagrangian version of the ECMWF forecast model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 130: 1.505-1.530.

- Uppala, S. M., P. W. KÅllberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. D. C. Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. V. D. Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Hólm, B. J. Hoskins, L. Isaksen, P. A. E. Janssen, R. Jenne, A. P. McNally, J.-F. Mahfouf, J.-J. Morcrette, N. A. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo, J. Woollen, 2005. The ERA-40 re-analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131: 2.961-3.012.
- WAMDI Group, 1988. The WAM model-a third generation ocean wave prediction model. *J. Phys. Oceanogr.*, 18: 1.775-1.810.
- Woppelmann, G., M. Marcos, 2012. Coastal sea level rise in Southern Europe and the non-climate contribution of vertical land motion. *J. Geophys. Res.*, 117: C01007.

5.2. Otras referencias de interés generadas en el marco de los proyectos que sustentan este estudio (2009-2016)

- Calafat, F. M., D. Gomis, M. Marcos, 2009. Comparison of Mediterranean Sea levels fields for the period 1961-2000 as given by a data reconstruction and a 3D model. *Global Planet. Change*, 68 (3): 175-184.
- Calafat, F. M., G. Jordà, M. Marcos, D. Gomis, 2012. Comparison of Mediterranean sea level variability as given by three baroclinic models. *J. Geophys. Res.*, 117: C02009.
- Calafat, F. M., M. Marcos, 2012. Comparison of satellite altimetry sea level anomalies and hydrographic observations in the Mediterranean Sea. *Scient. Mar.*, 76(3): 429-439.
- Calafat, F. M., E. Avgoustoglou, G. Jordà, H. Flocas, G. Zodiatis, M. N. Tsimplis, J. Kouroutzoglou, 2014. The ability of a barotropic model to simulate sea level extremes of meteorological origin in the Mediterranean Sea, including those caused by explosive cyclones. *J. Geophys. Res.*, 119: 7.840-7.853.
- Chust, G., A. Caballero, M. Marcos, P. Liria, C. Hernández, A. Uriarte, A. Borja, 2010. Regional scenarios of sea level rise and impacts on Basque (Bay of Biscay) coastal habitats, throughout the 21st Century. *Estuar. Coast. Shelf S.*, 87: 113-124.
- Chust, G., A. Borja, A. Caballero, X. Irigoien, J. Sáenz, A. Fontán, R. Moncho, M. Marcos, P. Liria, J. Hidalgo, M. Valle, V. Valencia, 2011. Climate Change impacts on the coastal and pelagic environments in the southeastern Bay of Biscay. *Clim. Res.*, 48: 307-332.
- Dangendorf, S., M. Marcos, A. Müller, E. Zorita, R. Riva, K. Berk, J. Jensen, 2015. Detecting anthropogenic footprints in sea level rise. *Nature Comm.*, 6, n. 7849.
- Gomis, D., J. García-Lafuente, B. Pérez, E. Álvarez, M. Marcos, J. del Río, S. Monserrat, J. M. Vargas, I. Rodríguez, 2010. Sube el nivel del mar. *Revista de Puertos* (ISSN 1577-6379), 156: 11-19.

- Gomis, D., *et al.*, 2012. Escenarios climáticos marinos en el entorno de la Península Ibérica. *Revista Española de Física*, 26(2): 42-51.
- Jordà, G., D. Gomis, E. Álvarez-Fanjul, 2012: The VANI2-ERA hindcast of sea level residuals: Atmospheric forcing of sea level variability in the Mediterranean Sea (1958-2008). *Scient. Mar.*, 76(S1): 133-146.
- Jordà, G., D. Gomis, E. Álvarez-Fanjul, S. Somot, 2012. Atmospheric contribution to Mediterranean and nearby Atlantic sea level variability under different climate change scenarios. *Global Planet. Change*, 80-81: 198-214.
- Jordà, G., D. Gomis, M. Marcos, 2012. Comment on “Storm surge frequency reduction in Venice under climate change” by Troccoli *et al.* *Climate Change*, 113: 1.081-1.087.
- Jordà, G., N. Marbà, C. Duarte, 2012. Mediterranean seagrass vulnerable to regional climate warming. *Nature Clim. Change*, 11(2): 821-824.
- Jordà, G., D. Gomis, 2013. Reliability of the steric and mass components of Mediterranean sea level as estimated from hydrographic gridded products. *Geophys. Res. Lett.*, 40: 1-6.
- Jordà, G., 2014. Detection time of global and regional sea level trends and accelerations. *J. Geophys. Res.*, 118: 1-11.
- Letetrel, C., M. Marcos, B. Martín-Miguez, G. Woppelmann, 2010. Sea level extremes in Marseille (NW Mediterranean) during 1885-2008. *Cont. Shelf Res.*, 30: 1.267-1.274.
- Llasses, J., G. Jordà, D. Gomis, 2015. Skills of different hydrographic networks to capture changes in the Mediterranean Sea at climate scales. *Clim. Res.*, 63: 1-18.
- Llasses, J., G. Jordà, D. Gomis, 2015. Reliability of uncertainty estimates from climate projection ensembles. *J. Black Sea/Medit. Environ.*, MEDCLIVAR Special Issue, 21-24.
- Marcos, M., F. M. Calafat, W. Llovel, D. Gomis, B. Meyssignac, 2011. Regional distribution of steric and mass contributions to sea level changes. *Global Planet. Change*, 76: 206-218.
- Marcos, M., B. Puyol, G. Wöppelmann, C. Herrero, M. J. García-Fernández, 2011. The long sea level record at Cadiz (southern Spain) from 1880 to 2009. *J. Geophys. Res.*, 116: C12003.
- Marcos, M., G. Chust, A. Caballero, G. Jordà, 2012. Impact of sea level extremes in the Basque coast under climate change scenarios. *Clim. Res.*, 51: 237-248.
- Marcos, M., B. Puyol, F. M. Calafat, G. Wöppelmann, 2013. Sea level changes at Tenerife Island (NE Tropical Atlantic) since 1927. *J. Geophys. Res.*, 118: 4.899-4.910.
- Marcos, M., A. Amores, 2014. Quantifying anthropogenic and natural contributions to thermosteric sea level rise. *Geophys. Res. Lett.*, 41: 2.502-2.507.
- Marcos, M., 2015. Ocean bottom pressure variability in the Mediterranean Sea and its relationship with sea level from a numerical model. *Global Planet. Change*, 124: 10-21.

- Marcos, M., F. M. Calafat, A. Berihuete, S. Dangendorf, 2015. Long-term variations in global sea level extremes. *J. Geophys. Res.*, 120: 8.115–8.134.
- Marcos, M., A. Pascual, I. Pujol, 2015. Improved satellite altimeter mapped sea level anomalies in the Mediterranean Sea: A comparison with tide gauges. *Adv. Space Res.*, 56: 596-604.
- Martínez-Asensio, A., M. Marcos, M. N. Tsimplis, D. Gomis, S. Josey, G. Jordà, 2014. Impact of the atmospheric climate modes on Mediterranean sea level variability. *Global Planet. Change*, 118: 1-15.
- Martínez-Asensio, A., M. Tsimplis, M. Marcos, X. Feng, D. Gomis, G. Jordà, S. Josey, 2015. Response of the North Atlantic wave climate to atmospheric modes of variability. *Int. J. of Climatology*, 36: 1.210-1.225.
- Martínez-Asensio, A., M. Marcos, M. N. Tsimplis, G. Jordà, X. Feng, D. Gomis, 2016. On the ability of statistical wind-wave models to capture the variability and long-term trends of the North Atlantic wave climate. *Ocean Model.* (en prensa).
- Sepic, J., I. Vilibic, G. Jordà, M. Marcos, 2012. Mediterranean sea level forced by atmospheric pressure and wind: variability of the present climate and future projections for several period bands. *Global Planet. Change*, 86: 20-30.
- Tsimplis, M. N., G. Spada, M. Marcos, N. Flemming, 2011. Multi-decadal sea level trends and land movements in the Mediterranean Sea with estimates of factors perturbing tide gauge data and cumulative uncertainties. *Global Planet. Change*, 76: 63-76.
- Wöppelmann, G., G. Le Cozannet, M. deMichele, D. Raucoules, A. Cazenave, M. Garcin, S. Hanson, M. Marcos, A. Santamaría-Gómez, 2013. Is land subsidence increasing the exposure to sea level rise in Alexandria, Egypt? *Geophys. Res. Lett.*, 40: 2.953-2.957.
- Wöppelmann, G., M. Marcos, A. Coulomb, B. Martín Míguez, P. Bonnetain, C. Boucher, M. Gravelle, B. Simon, P. Tiphaneau, 2014. Rescue of the historical sea level record of Marseille (France) from 1885 to 1988 and its extension back to 1849–1851. *J Geod.*, 88: 869-885.
- Wöppelmann, G., M. Marcos, 2016. Vertical land motion as a key to understanding sea level change and variability. *Rev. Geophys.*, 54: 64-92.
- Woodworth, P. L., M. Gravelle, M. Marcos, G. Wöppelmann, C. W. Hughes, 2015. The status of measurement of the Mediterranean mean dynamic topography by geodetic techniques. *J. Geod.*, 89: 811-827.

5.3. Libros e informes

- Compte, A., *et al.*, 2013. Análisis de las necesidades de adaptación al cambio climático de la red troncal de infraestructuras de transporte en España. Informe de síntesis del “Grupo de Trabajo para el análisis de las necesidades de adaptación al cambio climático

de la red troncal de infraestructuras de transporte en España”. Ministerios de Fomento y de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente.

Lionello, P., *et al.*, 2012. Mediterranean Climate: from past to future. Ed. Piero Lionello. Elsevier. ISBN 978-0-12-416042-2.

Medina, R., *et al.*, 2004. Impactos en la costa española por efecto del cambio climático. Fase I (evaluación de cambios en la dinámica costera española), Fase II (Evaluación de efectos en la costa española) y Fase III (Estrategias frente al cambio climático en la costa). Oficina Española de Cambio Climático.

Perez, F. F., Bladé I., Cacho I., Castro Y., Gomis D., González-Samperiz P., Miguez-Macho G., Rodríguez-Fonseca B., Rodríguez-Puebla C., Sánchez E., Sotillo M. G., Valero-Garcés B., Vargas-Yáñez M., 2011. Climate in Spain, Past, Present and Future. Ed. Fiz F. Pérez y Roberta Boscolo. ISBN: ISBN 978-84-614-8115-6.

Vargas, M., M. C. García, F. Moya, E. Tel, G. Parrilla, F. Plaza, A. Lavín, M. J. García, J. Salat, J. Pascual, J. García-Lafuente, D. Gomis, E. Álvarez, M. García-Sotillo, C. González-Pola, F. Polvorinos, E. Fraile, 2008. Cambio Climático en el Mediterráneo Español. Ed. Instituto Español de Oceanografía. ISBN: 84 95877 39 2.

Puertos del Estado



GOBIERNO
DE ESPAÑA

MINISTERIO
DE FOMENTO