

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS



**REANÁLISIS ATMOSFÉRICO PLURIDECENAL DE
ALTA RESOLUCIÓN EN LA CUENCA MEDITERRÁNEA**

**MEMORIA PRESENTADA PARA OPTAR AL GRADO DE
DOCTOR POR**

Marcos García Sotillo

Bajo la dirección de los doctores:

Francisco Valero Rodríguez

Jesús Fidel González Rouco

Madrid, 2005

ISBN: 978-84-669-1737-7

©Marcos García Sotillo, 2003

TESIS DOCTORAL



**REANÁLISIS ATMOSFÉRICO PLURIDECENAL DE
ALTA RESOLUCIÓN EN LA CUENCA MEDITERRÁNEA**

Memoria presentada en la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Complutense de Madrid para la obtención del grado de Doctor en Ciencias Físicas por:

MARCOS GARCÍA SOTILLO

Directores: Dr. Francisco Valero Rodríguez
Dr. Jesús Fidel González Rouco

Madrid, Junio 2003

REANÁLISIS ATMOSFÉRICO PLURIDECENAL DE ALTA RESOLUCIÓN EN LA CUENCA MEDITERRÁNEA

Marcos García Sotillo

RESUMEN

Con el fin de producir una base de datos atmosférica pluridecenal (1958-2001) de alta resolución espacio-temporal centrada en la cuenca Mediterránea se ha realizado un *downscaling* dinámico a partir de los datos de reanálisis global NCEP. Para llevar a cabo el *downscaling* se empleó el modelo de área limitada REMO junto con una técnica de *nudging* espectral. Se ha evaluado la sensibilidad del viento superficial simulado por REMO a cambios en el parámetro de rugosidad superficial sobre mar y tierra y al forzamiento de la simulación mediante reanálisis ERA15 en vez de NCEP. La aplicación REMO ha sido validada exhaustivamente. Para ello, se realizaron comparaciones entre diferentes parámetros superficiales simulados y datos observacionales de satélite (escaterómetro ERS-1/2) y de estaciones, tanto *offshore* como terrestres. Además, se comprobó por medio de comparaciones análogas con los reanálisis NCEP la mejora introducida por el *downscaling*, poniéndose de relieve el alto potencial que posee dicha técnica para la creación de bases de datos de calidad en escala regional. Asimismo, ciertas variables superficiales REMO (presión superficial y viento al nivel de 10 metros) han sido empleadas como forzamiento de modelos oceanográficos. La validación de estas aplicaciones oceanográficas frente a observaciones de oleaje y nivel de mar han permitido realizar la validación “indirecta” de los campos REMO empleados como forzamiento atmosférico. Una vez verificada sobre zonas marítimas la calidad del viento simulado, se realizó una evaluación de la variabilidad temporal del mismo a lo largo de los 44 años, con especial énfasis en la evolución del viento extremo. Se verificó la idoneidad de los datos REMO para la caracterización de episodios de viento extremo así como la existencia de tendencias climáticas del viento obtenido a partir del *downscaling*. Estas tendencias han sido a su vez comparadas con las obtenidas a partir de los reanálisis globales NCEP, observándose sobre distintas áreas Mediterráneas importantes diferencias en las mismas.

HIGH RESOLUTION MULTI-DECADAL ATMOSPHERIC REANALISIS IN THE MEDITERRANEAN BASIN

Marcos García Sotillo

SUMMARY

A high resolution atmospheric database over the Mediterranean basin for a multi-decadal period (1958-2001) has been created by means of dynamical downscaling driven from the global reanalysis NCEP. The limited area model REMO, along with a spectral nudging technique, have been used. During the REMO set-up process were performed different tests to study the sensitivity of simulated windfield on changes in the roughness length over sea and land, as well as changes in the driving fields (ERA15 reanalysis data instead of the NCEP ones). The REMO run has been exhaustively validated. On that score, various simulated surface parameters have been compared to satellite data (ERS-1/2 scatterometer) and observations from buoys and over land stations. Furthermore, by means of analogous comparisons with the NCEP global reanalysis data, the quality improvement introduced by the downscaling was verified, and so the efficiency of this kind of techniques to produce regional-scale databases was proved. In addition, some oceanic models were driven by some surface REMO fields (mean sea level pressure and 10-m windfield). The validation of these oceanic runs, performed through comparisons with waves and sea-level measurements allow us to obtain an “indirect” validation of the REMO fields used as driving fields in the oceanic simulations. Once the quality of the simulated 10-m wind field over offshore areas was proved, the temporal wind variability over the whole 44-year period was studied. Likewise, it was proved the REMO’s capability to reproduce realistically observed extreme wind events. Wind trends over offshore areas have been also obtained from REMO and NCEP reanalysis, being observed important differences in their spatial distribution over the Mediterranean.

Índice General

1. Introducción	1
2. Descripción del modelo atmosférico regional REMO	10
2.1. Estructura dinámica del Modelo REMO	11
2.1.1. Sistema de Coordenadas. Rejilla horizontal y vertical.	11
2.1.2. Ecuaciones del modelo. Su formulación continua	14
2.1.3. Esquema numérico. Discretización de las ecuaciones.	18
2.1.4. Condiciones iniciales y de contorno	20
2.2. Parametrizaciones físicas empleadas en el modelo REMO	21
2.2.1. Difusión horizontal	22
2.2.2. Flujos superficiales y difusión vertical	22
2.2.3. Procesos superficiales terrestres	23
2.2.4. Esquema radiativo	25
2.2.5. Parametrización de nubes de tipo cúmulo y estratiformes	26
3. Configuración del experimento y estudios de sensibilidad.	27

3.1. Descripción y configuración del Experimento.	28
3.1.1. Dominio espacio-temporal de la simulación	28
3.1.2. Condiciones iniciales y de contorno	31
3.1.3. <i>Nudging</i> espectral	32
3.1.4. Parámetros superficiales usados en la simulación	38
3.1.5. Base de datos creada a partir de las salidas del <i>hindcast</i>	41
3.1.6. Aplicación de la última versión del modelo REMO (REMO 5.0).	42
3.2. Estudios de sensibilidad del campo de viento superficial simulado	46
3.2.1. Sensibilidad del viento superficial simulado por REMO a las variaciones de la constante de Charnock.	48
3.2.2. Sensibilidad del viento superficial simulado por REMO a variaciones en el parámetro de rugosidad superficial (z_0) sobre el suelo.	51
3.2.3. Sensibilidad del modelo REMO al forzamiento	60
4. Validación de la aplicación multidecadal REMO y comparación con los datos de reanálisis NCEP.	72
4.1. Validación directa. REMO y NCEP vs observaciones.	73
4.1.1. REMO y NCEP vs observaciones meteorológicas en mar abierto.	74
4.1.2. REMO y NCEP vs observaciones en tierra	107
4.1.3. REMO vs observaciones de satélite.	116
4.2. Validación indirecta	123
4.2.1. Validación del modelo REMO con el modelo de oleaje WAM	124

4.2.2. Validación del modelo REMO con el modelo de nivel del mar HAMSOM129

5. Caracterización de valores extremos de viento	133
5.1. Homogeneidad temporal del viento superficial REMO	134
5.2. Validación del viento extremo simulado por REMO	141
5.3. Variabilidad y tendencias del viento extremo.	151
6. Conclusiones	164
Apéndices:	
A. Descripción del modelo espectral de oleaje WAM	171
B. Descripción del modelo de circulación oceánica HAMSOM	175
Índice de Figuras	181
Índice de Tablas	193
Bibliografía	195

Capítulo 1

Introducción

En la actualidad se observa un aumento importante en la demanda de datos medioambientales fiables. Dicho aumento de la demanda de datos medioambientales, y más concretamente atmosféricos, proviene no sólo del mundo de la investigación científica, sino que cada vez existe una mayor demanda de sectores socio-económicos diversos. A los sectores tradicionalmente demandantes de información climática o meteorológica, como pueden ser la agricultura, pesca y transporte (principalmente aéreo) se han unido en los últimos tiempos otros centrados en el desarrollo de energías renovables (principalmente eólica), compañías aseguradoras (necesidad de bases de datos fiables para la evaluación de la vulnerabilidad y el riesgo climático), empresas constructoras y de ingeniería civil (necesidad de datos fiables, principalmente extremales, para su uso como condiciones de diseño), sector turístico (estudios de impacto medioambiental y riesgo climático), etc. los cuales necesitan para el desarrollo de sus actividades bases de datos medioambientales fiables (García-Legaz y Valero, 2003).

Existen varias razones por las que la creciente demanda de datos atmosféricos se ve limitada y a veces insatisfecha. En muchos casos la razón principal reside en la propia inexistencia de datos. En otros, en los que si se dispone de bases de datos, la calidad y fiabilidad, junto con la resolución espacio-temporal y periodo cubierto por las mismas limitan la utilidad de éstas para cubrir las necesidades requeridas. Finalmente, están las dificultades de accesibilidad a las bases de datos se erigen en un problema para los usuarios potenciales.

La cuenca Mediterránea es un caso paradigmático de lo que es un área con gran desarrollo económico y crecimiento continuo de actividades socio-económicas, que adolece de una importante carencia de bases de datos medioambientales útiles para el desarrollo de dichas

actividades. En general, se aprecia un importante contraste Norte-Sur y Este-Oeste de datos y accesibilidad a los mismos.

La creación a escala regional de bases de datos de calidad de alta resolución a lo largo de un periodo largo que contengan gran diversidad de parámetros medioambientales es un tema que suscita gran interés y no menos esfuerzos en diferentes áreas del mundo (Juang *et al.*,1997, Günter *et al.*,1998, Ebisuzaki *et al.*, 1998, Guedes *et al.*, 2002 y Mesinger *et al.*,2003).

Uno de los objetivos que motivó la realización de este trabajo fue la creación de una base de datos atmosféricos de periodo largo para el Mediterráneo. La producción de ésta pretende paliar en cierto modo la anteriormente referida carencia e inhomogénea distribución geográfica de los datos atmosféricos existentes en dicha cuenca, así como crear una herramienta útil para la evaluación del clima a escala regional. Además esta base de datos puede servir potencialmente de apoyo al desarrollo de actividades socio-económicas en la cuenca Mediterránea.

Antes de pasar a describir la metodología empleada en la creación de la base de datos conviene enumerar los diferentes tipos de datos existentes para observar la atmósfera.

Primeramente, señálese que el estado atmosférico no puede ser observado de forma completa, teniendo que conformarnos con un muestreo obtenido a partir de diferentes estaciones distribuidas espacialmente de forma irregular. Con estas observaciones locales (tomadas en algunos casos a diferentes niveles) los diferentes institutos meteorológicos construyen por medio de un sistema de asimilación de datos observados una representación continua de las variables atmosféricas, llamadas análisis. Estos análisis son en cierta manera la mejor representación del estado atmosférico que se puede conseguir operativamente en tiempo real.

A lo largo de los años, los distintos centros meteorológicos han ido introduciendo mejoras con el fin de obtener la mejor representación del estado atmosférico (p.ej., uso de modelos numéricos, aumento de la resolución de éstos, optimizaciones del esquema de asimilación, inclusión de nuevas y más precisas fuentes de datos, etc...).

Este encomiable y positivo afán de los meteorólogos en obtener el máximo detalle del estado atmosférico en un instante dado no está exento de contrapartidas. Una de ellas reside en la inaplicabilidad de los datos de análisis para su empleo en estudios medioambientales de índole climático. En dichos estudios, los datos han de presentar como condición *sine qua non* para su empleo la inexistencia de inhomogeneidades. Así, por ejemplo, cambios como los anteriormente citados relacionados con el progresivo aumento de la resolución de los modelos empleados en

el análisis o la inclusión en los mismos de nuevas observaciones (p.ej., inclusión de datos de teledetección, aumento progresivo de la densidad de la red observacional), introducen cambios importantes en el grado de detalle con el que se describe el estado atmosférico originándose tendencias espúreas que hacen que cualquier estudio de tendencias climáticas con dichos datos sea inadecuado.

Con el propósito de crear bases de datos útiles para estudios climáticos, en las cuales no se aprecien señales artificiales producto de cambios en el proceso de análisis de los datos, diferentes servicios meteorológicos se han dedicado a la creación de bases de datos conocidas como reanálisis globales. Estos reanálisis se elaboran empleando un sistema de asimilación de datos basado en un modelo numérico con estado del arte congelado y los conjuntos más completos de observaciones a lo largo de las últimas décadas. Entre los diferentes reanálisis existentes destacan los llevados a cabo por el NCEP/NCAR, el ECMWF y la NASA (Kalney *et al.* 1996, Gibson *et al.*, 1997, Uppala, 2001 y Rood *et al.*, 2001).

A pesar de que los reanálisis globales vienen a resolver los problemas de homogeneidad temporal de los análisis, los primeros muestran ciertas limitaciones asociadas a su grosera resolución espacial. Así el reanálisis NCEP/NCAR es elaborado a partir de un modelo con resolución T62 (del orden de 200 km) mientras que el ERA40 del ECMWF se produce con resolución T106 (alrededor de 100 km). La resolución empleada en ambos reanálisis permite resolver la gran escala del estado atmosférico, no así los detalles de más pequeña escala del mismo, que son resultado de la interacción entre el flujo atmosférico de gran escala y rasgos geográficos de menor escala tales como la orografía, la distribución tierra-mar o los tipos de suelo (Von Storch, 1999).

Esto es una limitación importante de los reanálisis globales para su posterior uso en estudios regionales sobre zonas de configuración geográfica compleja y más concretamente sobre la cuenca Mediterránea.

Esta limitación de los reanálisis globales para su uso sobre la cuenca Mediterránea, la cual será corroborada a lo largo de esta memoria con múltiples resultados, junto con la anteriormente citada escasez de bases de datos observacionales homogéneas y fiables de periodo largo, sustenta la necesidad de producir una reconstrucción atmosférica regional sobre dicha cuenca.

El presente trabajo tiene entre sus objetivos la creación de una base homogénea de datos de alta resolución para el Mediterráneo, obtenida a partir de un proceso de regionalización de los

reanálisis globales. A diferencia de éstos últimos, el reanálisis regional producido será de gran utilidad en la caracterización de las estructuras regionales determinantes en la reconstrucción del estado atmosférico de una cuenca de alta complejidad orográfica como es la Mediterránea. Para ello, se aplicará una técnica de *downscaling* a los datos de reanálisis globales existentes sobre la región Mediterránea.

Las técnicas de *downscaling* tienen como finalidad la transferencia de información de una determinada escala a escalas inferiores. En síntesis, estas técnicas sirven para regionalizar información de gran escala, con fundamentación en el hecho de que las señales climáticas o meteorológicas son el resultado de interacciones entre procesos físicos que operan en un amplio rango de escalas espaciales (de metros a miles de kilómetros) y temporales (de minutos a millones de años).

El *downscaling* se subdivide en dos grandes grupos según el tipo de técnica que se emplee para la regionalización:

- *downscaling* estadístico (Wilby y Wigley, 1997). El objetivo de las técnicas estadísticas de este tipo consiste en determinar un conjunto de relaciones entre diferentes escalas, tales como la escala sinóptica y local. Una vez establecidas éstas, a partir de las predicciones a escala sinóptica se pueden inferir predicciones en un cierto punto a escala local. Las relaciones entre dichas escalas pueden ser modelizadas por modelos lineales o no lineales. Entre los modelos estadísticos que usan técnicas lineales se encuentran los modelos de análisis de correlación canónica y los modelos de regresión (Zorita *et al.*, 1992 y Cubash *et al.* 1996). Otros ejemplos de modelos que usan técnicas estadísticas no lineales son los modelos basados en técnicas de análogos (Zorita y Von Storch, 1999).
- *downscaling* dinámico (Giorgi, 1990, Giorgi *et al.* 1994, Duhdia *et al.*, 2001). Esta técnica se basa en el empleo de las salidas de MCG como condiciones iniciales y de contorno de modelos atmosféricos de área limitada. La idea básica que subyace en este anidamiento de modelos en una única dirección es que la salida del MCG contiene la respuesta de la circulación a gran escala al forzamiento climático, mientras que el modelo regional alimentado por dicha salida se encarga de reproducir la respuesta a forzamientos de escala menor, como son los producidos por la existencia de orografía compleja, línea de costa, etc..., modulándose de este modo la salida del MCG hacia una mayor regionalización. Esta técnica ha sido ampliamente empleada para la construcción de escenarios de cambio climático a escala regional a partir de las predicciones de MCG (Podzun *et al.* 1995, Jacob

y Podzun, 1997 Kidson y Thompson, 1998, Rinke y Dethloff, 2000).

Para la construcción de la base de datos Mediterránea se realizará un *downscaling* dinámico por medio del modelo atmosférico regional REMO (Jacob y Podzun, 1997). En este caso, con la aplicación del *downscaling* dinámico se pretende conseguir un enriquecimiento regional de los reanálisis globales NCEP sobre el Mediterráneo, produciéndose por medio de dicho *downscaling* una base de datos que hereda las ventajas potenciales de los datos de reanálisis en términos de homogeneidad temporal, al tiempo que se eliminan las limitaciones de los mismos en cuanto a su aplicación regional.

Con esta finalidad, se emplearán los datos de reanálisis global NCEP como condiciones iniciales y de contorno de la aplicación REMO. La utilización de este tipo de datos como forzamiento de modelos de área limitada constituye una línea de investigación en la que ya fueron realizados experimentos previos sobre los Estados Unidos por Juang y Kanamitsu en 1993 . Además, en los últimos años se han aprobado ciertos proyectos para enriquecer con información regional los reanálisis globales para periodos pluridecenales. Señalese a modo de ejemplo el realizado por el propio NCEP/NCAR sobre los Estados Unidos (Mesinger *et al.*, 2003), y los centrados sobre diferentes áreas marítimas Europeas: Mar del Norte, Atlántico Norte y Mar de Irlanda (Proyecto HIPOCAS (Guedes *et al.*, 2002). En este sentido, puede destacarse que la producción de la base de datos Mediterránea descrita ha sido llevada a cabo dentro del marco del proyecto Europeo HIPOCAS.

Para lograr el enriquecimiento de los reanálisis globales NCEP con la información de escala regional aportada por el modelo REMO se procedió a utilizar éstos como condiciones iniciales y de contorno de la integración. Además, por medio de una técnica de *nudging* espectral (Von Storch, 2000) se emplearon los reanálisis globales como un forzamiento extra sobre todos los puntos del dominio de la simulación regional. Esta técnica tiene su fundamento en mantener la solución del modelo próxima a los valores prescritos por los datos de reanálisis para aquellas escalas en las que tenemos la máxima confianza en la calidad de estos últimos, al tiempo que se deja libre al modelo para resolver independientemente del forzamiento las escalas más pequeñas. De esta forma se puede ejercer mayor control sobre las condiciones de gran escala, evitándose, en consecuencia, la generación en la simulación de estados internos inconsistentes con los obtenidos a partir de los reanálisis usados como forzamiento.

Merece la pena destacar que ciertos parámetros atmosféricos superficiales (presión superficial y viento al nivel de 10 metros) de la base de datos creada para el Mediterráneo

han sido empleados como forzamiento de diferentes modelos oceanográficos con el fin de crear reanálisis multidecadales del campo de oleaje y nivel de mar sobre la cuenca Mediterránea. Esta primera aplicación, dentro del mismo proyecto HIPOCAS de los datos atmosféricos producidos, hizo que se llevara a cabo un importante esfuerzo dirigido a la obtención de la configuración REMO con la finalidad de lograr la reconstrucción de dichos campos de la manera más precisa sobre zonas marítimas Mediterráneas. En la memoria se describen los diferentes estudios de sensibilidad del viento superficial simulado frente a ciertos factores como son las condiciones de rugosidad superficial (estudios realizados por medio de modificaciones de la constante de Charnock sobre el mar y modificaciones del parámetro de rugosidad superficial sobre tierra, z_0) y el empleo de distinto forzamiento (uso de los datos de reanálisis ERA15 en lugar de los de NCEP). Asimismo, en el proceso de puesta a punto del modelo REMO se probaron diferentes versiones del mismo. Finalmente, la integración pluridecenal se efectuó con la versión REMO5.0.

Siempre que se producen datos simulados es necesario verificar la calidad de los mismos frente a observaciones independientes con el fin de otorgar confianza a los datos simulados y conocer las limitaciones de los mismos. En este caso se ha realizado una evaluación exhaustiva de la calidad de los datos simulados a partir de la aplicación mediterránea REMO. Para ello se compararon distintas salidas del modelo con la mayor cantidad de observaciones disponibles.

Para la validación del dato simulado se han empleado dos metodologías diferentes. Una primera, basada en la comparación de las salidas REMO con datos observacionales, a la cual denominaremos validación “directa”, y una segunda, validación “indirecta”, basada en el empleo de ciertos campos atmosféricos simulados por REMO como datos de forzamiento de modelos oceánicos. La comparación con observaciones oceanográficas de las salidas de dichos modelos nos permite evaluar la calidad del dato oceanográfico simulado, al tiempo que nos da una idea de la validez del dato atmosférico empleado como forzamiento en las integraciones oceánicas. Esto sería equivalente a emplear los datos oceanográficos a modo de dato *proxy*.

Con el fin de validar la aplicación y verificar la calidad de los datos producidos se ha recopilado una extensa base de datos observacionales meteorológicos y oceanográficos sobre el área Mediterránea con datos de distinta naturaleza y procedencia:

- Observaciones meteorológicas superficiales (presión, viento y temperatura) procedentes de 15 boyas fondeadas en mar abierto. Procedencia de los datos: EPPE (España), MeteoFrance (Francia), ISDGM (Italia) y NCMR (Grecia)

- Observaciones superficiales cada 6 horas de presión, viento y temperatura para el periodo 1970-2001 procedentes de 20 estaciones de la Red Climática del INM situadas en la Península Ibérica y Baleares.
- Datos de viento superficial *offshore* procedente de medidas de escaterómetro (ERS-1/2) para la década 1991-2001. Procedencia: IFREMER.
- Observaciones del campo de oleaje (altura significativa, dirección, periodo de pico y periodo medio) procedentes de 8 boyas oceanográficas fondeadas a lo largo de la costa Mediterránea española pertenecientes a la red de boyas del EPPE.
- Observaciones de nivel de mar procedentes de la red de mareógrafos del EPPE.

Teniendo en cuenta que la base de datos aquí presentada ha sido creada a partir de los datos de reanálisis NCEP por medio de *downscaling* dinámico, resulta interesante evaluar el grado de mejora introducido por dicho proceso de *downscaling* con relación a los datos de reanálisis original. Para todo ello, y en paralelo a la evaluación de la calidad de los datos REMO frente a las observaciones, se mostrará, a modo de referencia, el comportamiento que frente a las mismas presentan los datos de reanálisis NCEP. Esta evaluación conjunta de ambas bases de datos frente a las observaciones pone de relieve el alto potencial que tiene la base de datos creada frente a los reanálisis globales para su aplicación a estudios climáticos a escala regional en el entorno Mediterráneo.

Hasta muy recientemente el clima se ha contemplado como algo esencialmente inamovible. El clima se ha tratado a efectos prácticos como estadísticamente estacionario. El tema del cambio climático ha puesto de relieve las alteraciones del clima medio, al tiempo que el cambio en la frecuencia de ocurrencia e intensidad de los episodios extremos manifiestan la vulnerabilidad de la sociedad a los cambios que se producen en la atmósfera. No es de extrañar que en este escenario los estudios centrados en la variabilidad climática y más concretamente en el posible aumento en la ocurrencia de fenómenos extremos que impliquen un aumento del riesgo en términos sociales y económicos, sean de la máxima prioridad.

En los últimos años se están realizando importantes esfuerzos en la reconstrucción de de las condiciones atmosféricas existentes en las últimas décadas. Uno de los más prominentes fue el realizado durante el proyecto WASA (WASA group, 1998). Este proyecto verificó la existencia de un empeoramiento de las condiciones de viento y oleaje observado sobre el Atlántico Norte (Günther *et al.*, 1998). Sin embargo, en el análisis de tendencias realizado durante este proyecto

se observaron ciertos problemas relacionados con la existencia de inhomogeneidades en la reconstrucción del viento superficial empleado.

La existencia de inhomogeneidades en los datos, junto con todo lo anteriormente referido acerca de la aparición de tendencias espúreas, se convierte en uno de los grandes obstáculos para la evaluación de posibles cambios climáticos. De ahí que, una vez producida y validada la base de datos mediterránea, se pasara a verificar la homogeneidad temporal de la misma. Dicha verificación ha sido realizada sobre el viento simulado al nivel de 10 metros. Además, se ha realizado un estudio que evalúa la calidad de los datos obtenidos mediante *downscaling* para la caracterización realista de los episodios de viento extremo. Una vez verificados tanto la homogeneidad como la validez de los datos para la caracterización de episodios de viento extremo se procedió a la realización de un análisis de tendencias de la velocidad del viento a 10 metros, con especial énfasis en sus episodios extremos.

El objetivo principal de este trabajo de tesis es la creación por medio de un *downscaling* dinámico de una base de datos atmosférica pluridecenal para la cuenca Mediterránea, la cual una vez validada sea una herramienta de utilidad para su posterior uso en análisis de tendencias climáticas. En el capítulo 2 se describe la estructura dinámica y las parametrizaciones físicas principales del modelo REMO empleado en el *downscaling*. En el capítulo 3 se muestran las características específicas de la aplicación REMO empleada para la realización del *downscaling*, junto con ciertos estudios de sensibilidad. El capítulo 4 está dedicado a la validación de los datos producidos y a la valoración del valor añadido introducido por la regionalización con respecto a los reanálisis globales. En el capítulo 5 se muestran resultados de un estudio de caracterización de episodios de viento extremo y tendencias climáticas realizado a partir de la base de datos creada. Por último, en el capítulo 6 se presentan las principales conclusiones, al tiempo que se enumeran ciertas propuestas para la explotación futura de la base de datos producida.

Capítulo 2

Descripción del modelo atmosférico regional REMO

El “*downscaling*” dinámico planteado en la introducción (1) se ha realizado utilizando el modelo atmosférico regional REMO (*REgional MOdel*). Este modelo fue creado en un esfuerzo común por el DKRZ (*Deutsches KlimaRechenZentrum*), DWD (*Deutscher Wetterdienst*) y GKSS (*GKSS-Forschungszentrum*) en el MPI (*Max-Planck-Institute für Meteorologie*). Desde sus inicios, este modelo ha sido utilizado tanto en modo meteorológico como en modo climático. El modelo REMO se desarrolló a partir del modelo operativo de predicción del DWD, Europa-Model (EM) (Doms *et al.*, 1995) . Este origen operativo del modelo REMO permite su utilización en predicción meteorológica. Además de esta aplicación de índole meteorológica, el modelo REMO puede ser utilizado en modo climático. Para la consecución de este tipo de aplicaciones existe la posibilidad de usar el esquema físico de un modelo climático global manteniendo la estructura dinámica originaria del modelo de predicción. El modo climático del modelo REMO ha sido empleado en nuestra aplicación, la cual utilizando las parametrizaciones físicas del modelo climático global ECHAM4. El modelo ECHAM4 es la cuarta generación del modelo de circulación general desarrollado por el MPI (Roeckner, *et al.*, 1996), a partir del modelo de predicción espectral del ECMWF (Simmons *et al.*, 1989).

En el presente capítulo se realiza una breve descripción tanto de la estructura dinámica del modelo como de los aspectos más relevantes de la física empleada en éste.

2.1. Estructura dinámica del Modelo REMO

En la presente sección se describe la estructura dinámica del modelo REMO. Inicialmente, se explicará el tipo de rejilla (tanto vertical como horizontal) utilizada, las ecuaciones del modelo en su formulación continua y una descripción sucinta de la discretización de dichas ecuaciones.

2.1.1. Sistema de Coordenadas. Rejilla horizontal y vertical.

Antes de pasar a realizar una descripción detallada de las ecuaciones resueltas, así como de su posterior discretización, resulta conveniente hacer una breve referencia al sistema de coordenadas empleado en REMO.

El modelo REMO usa un sistema de coordenadas esféricas (λ^*, φ^*) obtenido a partir del sistema de coordenadas geográfico usual (λ, φ) a través de rotaciones de trigonometría esférica. La elección de este sistema de coordenadas rotado permite que el ecuador de la malla rotada coincida con el centro de nuestro dominio de integración. De esta forma se logra una distorsión mínima del tamaño de celda con la latitud. Esta pequeña variación del factor de escala a lo largo y ancho del dominio de integración evita la aparición de inestabilidades, permitiendo el uso de un paso de tiempo mayor en la integración, con el consecuente ahorro en tiempo de computación. Para una información más detallada acerca de esta transformación de coordenadas se puede acudir al informe técnico del DWD (Doms *et al.*, 1995) donde se describe el modelo EM/DM.

La malla horizontal empleada en REMO para la discretización de las ecuaciones se corresponde con una del tipo Arakawa-C. Esta malla se caracteriza por definir las variables escalares en el punto central de la celdilla, mientras que las componentes zonal y meridional de las variables vectoriales son desplazadas a una distancia $\Delta\lambda/2$, y $\Delta\varphi/2$ con relación a dicho punto central, donde $\Delta\lambda$ y $\Delta\varphi$ se corresponden con el ancho de la celda en la dirección zonal y meridional, respectivamente. Nótese que cuando se hace referencia a una variable en un punto específico de la malla, el valor de la misma en ese punto no representa un valor puntual de la variable, sino un promedio horizontal sobre un área $A=a^2 \cos\varphi \Delta\lambda \Delta\varphi$, donde a es el radio de la Tierra. La Figura 2.1 ilustra las características de la malla Arakawa-C.

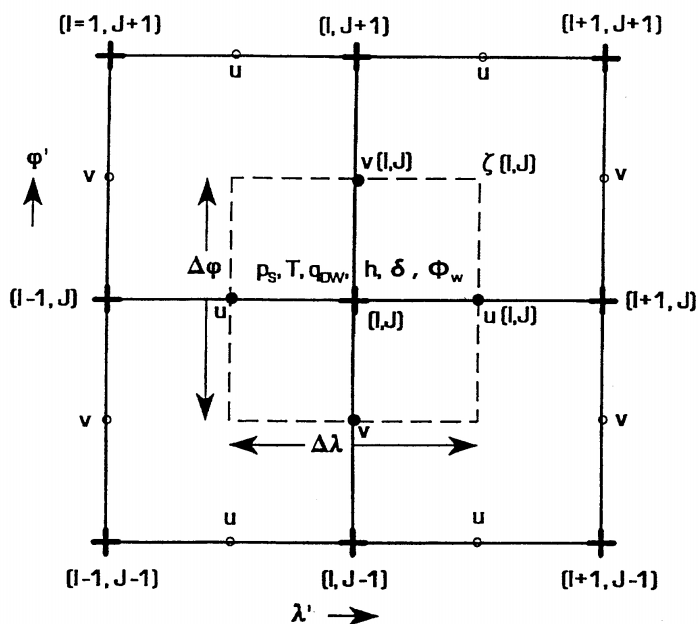


Figura 2.1: Malla Arakawa-C. Distribución horizontal de las variables en una malla de este tipo.

El modelo usa 20 niveles híbridos η (Simmons y Burridge, 1981). Esta coordenada η es una combinación del sistema de coordenadas de presión (p) y coordenada sigma (σ) (Phillips, 1957; Shumman y Hovermale, 1968). Este sistema de coordenadas η presenta las ventajas de los sistemas de coordenadas anteriormente citados, al tiempo que evita las dificultades asociadas a cada uno de ellos individualmente. η es una función dependiente tanto de la presión como de la presión superficial. Para la cima de la atmósfera ($p=0$) η toma el valor de cero, mientras que para la superficie ($p=p_s$) toma el valor de 1. El sistema η a partir de un determinado nivel p_t , conforme se desciende hacia la superficie (p_s), tiende paulatinamente a comportarse como una coordenada σ , la cual es determinada principalmente por la configuración orográfica. Por el contrario por encima de dicho nivel p_t la coordenada η tiende uniformemente a comportarse como una coordenada p .

$$\eta = \frac{p}{p_0} \quad 0 \leq p \leq p_t$$

$$\eta = \frac{p - p_t}{p_s - p_t} + \frac{p_t}{p_0} \cdot \frac{p_s - p}{p_s - p_t} \quad p_t \leq p \leq p_s \quad (2.1)$$

Siendo $p_0=1000$ hPa y $p_t=220$ hPa. La presión, p , se puede expresar en función de η de la siguiente manera:

$$p = A(\eta) + p_s \cdot B(\eta) \quad (2.2)$$

siendo:

$$\begin{aligned} A(\eta) &= p_0 \cdot \eta & B(\eta) &= 0 & 0 \leq \eta \leq \eta_t \\ A(\eta) &= \frac{p_0 p_t}{p_0 - p_t} \cdot (1 - \eta) & B(\eta) &= \frac{p_0 \eta - p_t}{p_0 - p_t} & \eta_t \leq \eta \leq 1 \end{aligned} \quad (2.3)$$

La estructura vertical de los niveles del modelo REMO se muestra en la Figura 2.2. Se puede apreciar cómo la concentración de niveles es mayor en la capa superficial de la atmósfera que en capas altas de la misma. Este aumento de resolución vertical en las capas bajas permite simular con mayor precisión variables tales como la temperatura, humedad y viento junto al suelo. Esta precisión es necesaria para la utilización del REMO como modelo de pronóstico.

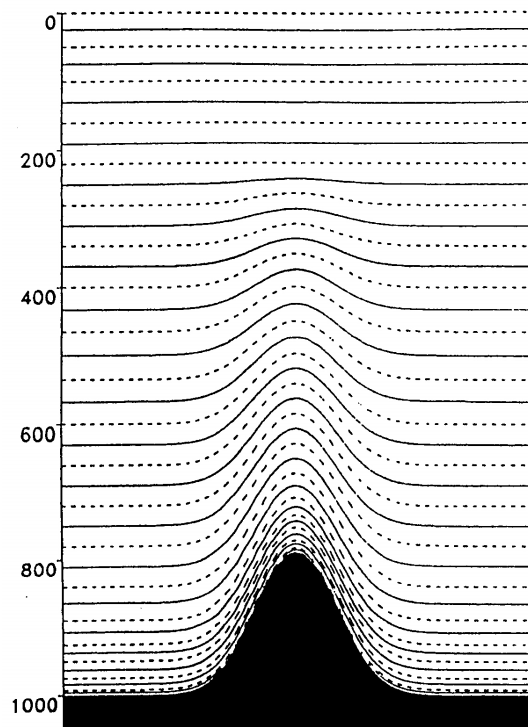


Figura 2.2: Estructura vertical del modelo REMO mostrando el sistema de coordenadas η . La línea continua representa los niveles completos, mientras que la línea discontinua representa niveles intermedios

2.1.2. Ecuaciones del modelo. Su formulación continua

Las ecuaciones fundamentales que describen la evolución del estado atmosférico son obtenidas a partir de leyes físicas, en particular de las leyes de conservación de momento, masa y energía. Además de estas tres ecuaciones es necesario añadir otras dos ecuaciones con la finalidad de cerrar el sistema de ecuaciones a resolver. Estas ecuaciones adicionales son la ecuación de estado, la cual relaciona las variables de estado (p, T, ρ), y una ecuación que involucra la humedad.

A continuación se describe el sistema de ecuaciones resuelto por el modelo en su formulación continua. El desarrollo matemático para alcanzar estas expresiones puede encontrarse en Holton (1979), Haltiner y Williams (1980) y Pielke (1984).

- **Ecuación de continuidad y condiciones de contorno vertical.**

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial p}{\partial \eta} \right) + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(u \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) + \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(v \cos \varphi \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) \\ + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) = -\mu_r \left(\frac{\partial p}{\partial \eta} - \frac{\partial p_r}{\partial \eta} \right) \end{aligned} \quad (2.4)$$

siendo t el tiempo, a el radio de la Tierra y u y v las componentes zonal y meridional del viento, respectivamente. En este punto es importante recordar que tanto φ como λ representan la latitud y longitud en una malla rotada como se explicó en la sección anterior; $\dot{\eta}$ es la velocidad vertical en el sistema de coordenadas η ; el término μ_r representa el factor de relajación asociado a los contornos laterales, mientras que p_r es la presión descrita por los datos de forzamiento en dichos contornos (en la sección 2.1.4 se proporciona más información acerca del forzamiento prescrito para los contornos del dominio).

En (2.4), las condiciones de contorno en la vertical se fijan asumiendo que no existe intercambio de masa entre el espacio y la atmósfera a través de su cima, ni a través de la superficie terrestre, ésto es

$$\dot{\eta} = 0 \text{ para } \eta = 0 \text{ y } \eta = 1 \quad (2.5)$$

- **Ecuación de la tendencia de presión y de la velocidad vertical**

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = -\frac{1}{a \cos \varphi} \int_0^1 \left\{ \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(u \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) + \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(v \cos \varphi \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) \right\} d\eta - \mu_r (p_s - p_{sr}) \quad (2.6)$$

La ecuación de la tendencia de presión se obtiene al integrar la ecuación de continuidad (2.4) para toda la atmósfera teniendo en cuenta las condiciones de contorno anteriormente citadas. Integrando de nuevo la ecuación (2.4) pero esta vez no para el total de la atmósfera, sino sólo desde el suelo ($\eta=0$) hasta un cierto nivel η_k resulta la siguiente ecuación para la velocidad vertical $\dot{\eta}$.

$$\left(\dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right)_{\eta_k} = - \left(\frac{\partial p}{\partial p_s} \right)_{\eta_k} \left(\frac{\partial p_s}{\partial t} + \mu_r (p_s - p_{sr}) \right) - \frac{1}{a \cos \varphi} \int_0^{\eta_k} \left\{ \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(u \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) + \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(v \cos \varphi \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) \right\} d\eta \quad (2.7)$$

donde p_s es la presión superficial sobre la orografía del modelo y p_{sr} la presión introducida por los datos de forzamiento en los contornos.

■ Ecuaciones de las componentes horizontales del viento

$$\frac{\partial u}{\partial t} - \frac{1}{\cos \varphi} Q \frac{\partial p}{\partial \eta} v \cos \varphi + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} (\Phi + K) + \frac{R T_v}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} \ln p + \dot{\eta} \frac{\partial u}{\partial \eta} = F_H^u - g \left(\frac{\partial p}{\partial \eta} \right)^{-1} \frac{\partial \tau_\lambda}{\partial \eta} + \left(\frac{\partial u}{\partial t} \right)_{sub} - \mu_r (u - u_r) \quad (2.8)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + Q \frac{\partial p}{\partial \eta} u + \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\Phi + K) + \frac{R T_v}{a} \frac{\partial}{\partial \varphi} \ln p + \dot{\eta} \frac{\partial v}{\partial \eta} = F_H^v - g \left(\frac{\partial p}{\partial \eta} \right)^{-1} \frac{\partial \tau_\varphi}{\partial \eta} + \left(\frac{\partial v}{\partial t} \right)_{sub} - \mu_r (v - v_r) \quad (2.9)$$

donde Q es la vorticidad potencial absoluta cuya expresión viene dada por:

$$Q = \frac{\zeta + f}{\partial p / \partial \eta} = \left(\frac{\partial p}{\partial \eta} \right)^{-1} \left\{ f + \frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial v}{\partial \lambda} - \frac{\partial}{\partial \varphi} (u \cos \varphi) \right) \right\} \quad (2.10)$$

siendo f el parámetro de Coriolis.

La energía cinética por unidad de masa, K , se expresa como

$$K = \frac{1}{2} \left(u^2 + \frac{1}{\cos \varphi} v^2 \cos \varphi \right) \quad (2.11)$$

El geopotencial Φ se obtiene integrando la ecuación hidrostática

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \eta} = \frac{RT_v}{p} \frac{\partial p}{\partial \eta} \text{ con } \Phi|_{\eta=1} = \Phi_s \quad (2.12)$$

Finalmente, la temperatura virtual T_v es definida como

$$T_v = T \left\{ 1 + \left(\frac{R_d}{R} - 1 \right) q_d \right\} \quad (2.13)$$

donde T es la temperatura en Kelvin, q_d la humedad específica (en KgKg^{-1}), R y R_d las constantes de los gases para el aire húmedo y seco, respectivamente.

En las ecuaciones (2.8) y (2.9) nos encontramos con los términos F_H^u y F_H^v que representan la difusión horizontal, mientras que τ_λ y τ_φ son las componentes zonal y meridiana del flujo de momento turbulento en la vertical. Los términos $(\partial u / \partial t)_{sub}$ y $(\partial v / \partial t)_{sub}$ representan las contribuciones a la variación de las componentes horizontales del viento asociadas a procesos físicos en escalas espaciales inferiores a la de la resolución del modelo.

■ Ecuación de la velocidad vertical

El modelo REMO es un modelo hidrostático, esto implica que las aceleraciones verticales son nulas ($\dot{\omega}=0$). La velocidad vertical se obtiene diferenciando respecto al tiempo la ecuación de estado,

$$(\alpha \omega)_{\eta_k} = (RT_v) \left(\frac{\omega}{p} \right)_{\eta_k} \quad (2.14)$$

Siendo $\omega=dp/dt$, la velocidad vertical referida al sistema de coordenadas de presión.

■ Ecuación de transferencia de calor y del contenido total de agua

El calor y el contenido específico total de agua son dos variables que se definen respectivamente como

$$h = c_p T + L_v q_d \quad (2.15)$$

$$q = q_d + q_w \quad (2.16)$$

siendo q_d la humedad específica del aire, q_w el contenido de agua líquida de nube, c_p el calor específico del aire a presión constante y L_v el calor latente de evaporación.

Las ecuaciones de pronóstico para estas dos variables presentan la siguiente forma

$$\begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \varphi} \left(u \frac{\partial h}{\partial \lambda} + v \cos \varphi \frac{\partial h}{\partial \varphi} \right) + \dot{\eta} \frac{\partial h}{\partial \eta} = \alpha \omega + F_H^h \\ - g \left(\frac{\partial p}{\partial \eta} \right)^{-1} \frac{\partial \eta_h}{\partial \eta} + \left(\frac{\partial h}{\partial t} \right)_{sub} - \mu_r (h - h_r) \end{aligned} \quad (2.17)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \varphi} \left(u \frac{\partial q}{\partial \lambda} + v \cos \varphi \frac{\partial q}{\partial \varphi} \right) + \dot{\eta} \frac{\partial q}{\partial \eta} = F_H^q \\ - g \left(\frac{\partial p}{\partial \eta} \right)^{-1} \frac{\partial \eta_q}{\partial \eta} + \left(\frac{\partial q}{\partial t} \right)_{sub} - \mu_r (q_w - q_{wr}) \end{aligned} \quad (2.18)$$

Los términos F_H^h y F_H^q representan la difusión horizontal de calor total y del contenido de agua total específico respectivamente, η_h y η_q el flujo turbulento de la mismas y $(\partial h / \partial t)_{sub}$ $(\partial q / \partial t)_{sub}$ las variaciones locales originadas por otros procesos en escalas inferiores a la de la resolución del modelo. En la ecuación (2.17), $\alpha \omega$ representa el término de conversión de energía cinética y potencial, h_r y q_r son los valores prescritos para los contornos laterales del dominio provenientes de los datos usados como forzamiento.

Obsérvese que a partir de las variables de pronóstico h y q mediante las ecuaciones (2.15) y (2.16), se pueden diagnosticar variables como la temperatura (T), humedad específica (q_d) y contenido específico de agua líquida de nube (q_w).

A modo de resumen, cabe indicar que el modelo resuelve las 5 ecuaciones de pronóstico (2.6), (2.8), (2.9), (2.17) y (2.18) para las variables p_s , u , v , h , q , de tal manera que a partir de éstas se puede diagnosticar el resto de parámetros (p , T , $\dot{\eta}$, Q , K , Φ , T_v , α , ω , q_D , q_W , etc...).

El método de cálculo que resuelve las ecuaciones anteriormente citadas se sintetiza en la siguiente sección.

2.1.3. Esquema numérico. Discretización de las ecuaciones.

El método numérico empleado para la resolución de las ecuaciones del modelo, anteriormente descritas viene determinado por la forma en que éstas son discretizadas tanto

espacial como temporalmente. A continuación se realiza una breve descripción de dicha discretización.

Tal como se ha indicado en secciones anteriores la discretización horizontal llevada a cabo por el modelo REMO se realiza a través de una malla Arakawa-C (Figura 2.1). Los puntos donde se definen las variables escalares (puntos de temperatura) son identificados con los índices i en la dirección zonal y j en la meridiana. Esto significa que la posición de todo punto de temperatura viene fijada por un par de índices: i,j (con $i=1,\dots,n$ y $j=1,\dots,m$). Para fijar los puntos donde se definen las componentes zonal y meridiana del viento se definen nodos de red en las posiciones $(i+1/2,j)$ y $(i,j+1/2)$, respectivamente. De forma análoga, los valores de ζ se calculan en los puntos $(i+1/2,j+1/2)$. Esta distribución alternada de las diferentes variables sobre la malla facilita la resolución de algunos términos de las ecuaciones, así como una mayor precisión en los resultados (Mesinger y Arakawa, 1976).

Siguiendo esta terminología se definen los siguientes operadores, los cuales serán utilizados en la discretización horizontal de las ecuaciones diferenciales del modelo.

$$\begin{aligned}
 \overline{\Psi}_{i,j}^{\lambda} &= \frac{1}{2} (\Psi_{i+1/2,j} + \Psi_{i-1/2,j}) \\
 \overline{\Psi}_{i,j}^{\phi} &= \frac{1}{2} (\Psi_{i,j+1/2} + \Psi_{i,j-1/2}) \\
 \delta_{\lambda}\Psi|_{i,j} &= \frac{\Psi_{i+1/2,j} - \Psi_{i-1/2,j}}{\Delta\lambda} \\
 \delta_{\phi}\Psi|_{i,j} &= \frac{\Psi_{i,j+1/2} - \Psi_{i,j-1/2}}{\Delta\phi} \\
 \overline{\Psi}_{i,j}^{\lambda\phi} &= \frac{1}{4} (\Psi_{i+1/2,j+1/2} + \Psi_{i-1/2,j+1/2} + \Psi_{i+1/2,j-1/2} + \Psi_{i-1/2,j-1/2})
 \end{aligned} \tag{2.19}$$

El esquema de discretización vertical usado en REMO esta basado en el de Simmons y Burridge (1981). Este esquema divide la atmósfera en $K+1$ niveles, o lo que es igual, en K capas o estratos (Figura 2.3). Al igual que ocurre en la discretización horizontal, las variables no son definidas todas en un mismo punto o nivel. Así, variables tales como las componentes horizontales del viento, u y v , el calor total (h), el contenido de agua total (q) y variables de diagnóstico tales como T , q_d , q_w y ζ son definidas en el centro del estrato, mientras que variables tales como el geopotencial (Φ), la velocidad vertical ($\dot{\eta}$) y los flujos verticales turbulentos ($\tau_{\lambda}, \tau_{\phi}$) son definidos en los niveles $n+1/2$.

Teniendo en cuenta esta configuración vertical, se definen los siguientes operadores que

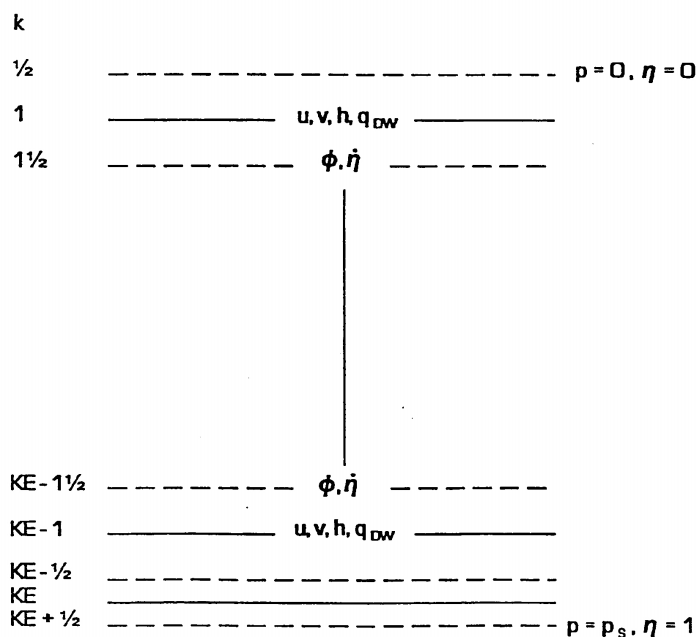


Figura 2.3: Distribución vertical de las variables utilizada en la discretización vertical. La línea continua representa los niveles completos, mientras que la discontinua representa niveles intermedios

permiten discretizar las ecuaciones del modelo.

$$\delta_p \Psi|_k = \frac{\Psi_{k+1/2} - \Psi_{k-1/2}}{p_{k+1/2} - p_{k-1/2}} = \frac{\Psi_{k+1/2} - \Psi_{k-1/2}}{\Delta p_k}$$

$$\Delta p_k = p_{k+1/2} - p_{k-1/2} > 0$$

$$\Delta p_{k+1/2} = \frac{1}{2} (\Delta p_k + \Delta p_{k+1})$$

$$\Delta_\eta \Psi|_{k+1/2} = \Psi_{k+1} - \Psi_k$$
(2.20)

La discretización temporal se realiza utilizando el método conocido como “*leap frog*”. La formulación típica de las ecuaciones de pronóstico presenta la siguiente forma

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} + \mathbf{A}\psi + \mathbf{S}\psi = 0$$
(2.21)

siendo ψ un vector que representa la variable de pronóstico, \mathbf{A} la matriz que representa los términos adiabáticos y \mathbf{S} los diatérmicos. Teniendo en cuenta que

$$t = t_0 + n\Delta t \quad (n = \dots, -2, -1, 0, 1, 2, \dots) \quad (2.22)$$

la solución explícita de esta ecuación de pronóstico discretizada temporalmente sería

$$\psi(t + \Delta t) = \psi(t - \Delta t) - 2\Delta t \mathbf{A}\psi(t) - 2\Delta t \mathbf{S}\psi(t - \Delta t) \quad (2.23)$$

Este esquema “*leap frog*” presenta el problema de necesitar para su implementación un paso de tiempo pequeño con el consiguiente requerimiento de mayor esfuerzo computacional. Para poder aumentar el paso de tiempo, y así reducir el tiempo de computación, se aplica a ciertos términos de las ecuaciones de pronóstico un esquema de integración semi-implícito. Dicho esquema se describe en Robert *et al.* (1972) y Simmons y Burridge (1981). Este esquema es aplicado a los términos que hacen referencia a la propagación de las ondas de gravedad en las ecuaciones de pronóstico.

2.1.4. Condiciones iniciales y de contorno

El hecho de que REMO sea un modelo de área limitada hace que sea necesario para la ejecución de una integración, además de unas condiciones iniciales, el continuo aporte de datos para las variables de pronóstico en los contornos laterales del dominio. Los datos usados como forzamiento en los límites laterales del dominio pueden tener procedencia diversa: análisis, reanálisis, salidas de otros modelos de mayor resolución, etc.

La utilización de forzamiento externo en los contornos laterales hace de éstos una fuente permanente de ruido que se propaga hacia el interior del dominio. Para extraer la máxima información de los sistemas meteorológicos de gran escala a partir de los campos usados como forzamiento del modelo, sin que ello conlleve pérdida de información en las escalas más pequeñas resueltas por éste, así como para evitar la aparición de inestabilidades numéricas producidas por la reflexión de ondas gravitatorias en los contornos laterales, se ha usado un método de relajación en los contornos del dominio. El método empleado es el ya clásico de Davies (1976) modificado por Kallberg (1977). Este método ha sido probado satisfactoriamente en un gran número de modelos regionales operativos. Este esquema permite que las perturbaciones atmosféricas que entren en el dominio se transmitan hacia su interior con mínima distorsión en fase y amplitud, garantizando al mismo tiempo que las ondas salientes del

dominio no sean reflejadas significativamente con la consiguiente generación de ruido. Para ello, se utiliza una zona de relajación de 8 puntos a partir de los límites del dominio hacia el interior del mismo. En el interior de esta zona se realiza un ajuste de las variables de pronóstico hacia el valor de contorno prescrito por los datos de forzamiento en los límites laterales. Conforme nos aproximamos a los contornos laterales, y siempre dentro de la región de 8 puntos anteriormente citada, el término μ_r visto anteriormente en las diferentes ecuaciones de pronóstico resueltas por el modelo aumenta, forzando nuestro pronóstico a aproximarse al valor de contorno.

Nuestra aplicación cuenta, además del citado forzamiento en los contornos, con un forzamiento añadido en todos los puntos de malla. Este forzamiento, el cual se halla limitado a ciertas bandas del espectro y a ciertos niveles de la atmósfera, será descrito en el próximo capítulo (3.1.3).

La integración de las ecuaciones del modelo necesita asimismo la especificación de los valores iniciales de las variables de pronóstico. Para la inicialización de los campos meteorológicos utilizados como condiciones iniciales de una integración de REMO es importante la existencia de un buen balance entre el campo de temperaturas y viento. Este balance evita la aparición posterior de ruido en el pronóstico. El método empleado para minimizar la existencia de ruido en las condiciones iniciales es el de inicialización por modos normales (Temperton, 1988).

2.2. Parametrizaciones físicas empleadas en el modelo REMO

La resolución limitada de los modelos hace que ciertos procesos físicos atmosféricos importantes que se desarrollan en escalas inferiores al espaciado de la malla utilizada no puedan ser resueltos. Para solventar esta limitación, se incluyen las contribuciones de estos procesos en forma de promedios o mediante distribuciones estadísticas. Estos procesos son incluidos en el modelo a través de relaciones matemáticas empíricas conocidas como parametrizaciones. Las parametrizaciones simulan diferentes procesos físicos y transfieren su efecto a las variables de pronóstico. De esta forma se incluyen en el modelo numérico fuentes y sumideros de energía asociados con flujos de calor, humedad y momento, tanto en la superficie como en la capa límite planetaria. Análogamente, se incluyen los efectos radiativos y los cambios de fase del agua en las nubes tanto estratiformes como cumuliformes.

Como ya avanzamos en la introducción de este capítulo hacemos uso del modelo REMO en su modo climático. Esto significa que las parametrizaciones físicas empleadas en nuestra simulación son las implementadas originariamente para el MCG ECHAM4. Algunas de las parametrizaciones de estos procesos adaptadas para el modelo regional REMO a partir de las originarias del modelo climático global ECHAM4 son resumidas a continuación.

2.2.1. Difusión horizontal

En la atmósfera, la energía se transfiere de unas escalas de movimiento a otras a modo de cascada. Sin embargo, el modelo puede resolver esta cascada de energía hasta una escala limitada por la resolución. Para evitar la acumulación de energía en las escalas menores resolubles se introduce un esquema difusivo.

La tendencia difusiva horizontal se parametriza según Laursen y Eliassen (1989) a través de una ecuación hiper-Laplaciana del tipo

$$\frac{\partial X}{\partial t} = -(-1)^q K_X \nabla^{2q} X \quad (2.24)$$

donde X puede ser la vorticidad, divergencia o temperatura; K_X un coeficiente difusivo diferente para cada variable X y q un número entero positivo.

2.2.2. Flujos superficiales y difusión vertical

Se emplea un esquema análogo al anteriormente descrito para la difusión horizontal para evitar la acumulación de energía en las escalas menores resolubles. Los flujos difusivos verticales para una variable X dentro de la capa superficial se calculan según una relación de transferencia del tipo

$$\left(\overline{w'X'} \right)_S = -C_X |V_L| (X_L - X_S) \quad (2.25)$$

donde C_X es un coeficiente de transferencia. Los subíndices L y S se refieren a valores de la variable en el nivel más bajo del modelo y en la superficie respectivamente; $|V_L|$ es el módulo de la velocidad horizontal en el nivel L. El coeficiente de transferencia es calculado a partir de la teoría de similaridad enunciada por Monin-Obukhov. Este coeficiente depende de las condiciones de estabilidad existentes en la atmósfera.

Por encima de la capa superficial se aplica un método de difusividad turbulenta. Según éste, los flujos turbulentos verticales se relacionan con los gradientes de las respectivas variables según

$$\overline{w'X'} = -K_X \frac{\partial X}{\partial z} \quad (2.26)$$

siendo K_X un coeficiente de difusión turbulenta vertical. Se utilizan K_m y K_h para la difusividad turbulenta de momento y calor, respectivamente. Ambos coeficientes son parametrizados en términos de energía cinética turbulenta ($E = (u'^2 + v'^2 + w'^2)/2$) según Garrat (1992). De forma análoga a lo que ocurría con los coeficientes de transferencia en la capa superficial, los coeficientes de difusión turbulenta son definidos en función de las condiciones de estabilidad existentes en la atmósfera.

Para más información acerca de la parametrización de la difusión vertical usada en esta aplicación climática de REMO consúltese los informes técnicos nº 218 (Roeckner, *et al.*, 1996) y nº 6 (Grupo de Modelización del DKRZ, 1994) del MPI y del DKRZ sobre los modelos ECHAM4 y ECHAM3, respectivamente.

2.2.3. Procesos superficiales terrestres

La parametrización de los procesos superficiales se realiza a través de un modelo de suelo, el cual resuelve la evolución del perfil de temperatura en el suelo. Este modelo también tiene en cuenta tanto la cubierta de nieve superficial como el balance energético del hielo continental. Este modelo es una extensión del esquema de Warrilow *et al.* (1986) a un modelo de 5 capas (Figura 2.4).

La parametrización de la evolución hidrológica del suelo se realiza a través de ecuaciones de balance para variables tales como la cantidad total de agua albergada por el suelo, la cantidad de nieve acumulada en la superficie y la cantidad de agua interceptada por la cubierta vegetal durante los episodios de precipitación y en los episodios de deshielo de nieve superficial. En estas ecuaciones de balance se tienen en cuenta los diferentes procesos que afectan a la cantidad de agua existente en el suelo (evaporación, evapotranspiración, precipitación, escorrentía, infiltración y posterior almacenamiento, etc...). Cabe señalar que en el REMO, al igual que en la mayor parte de modelos atmosféricos, el ciclo hidrológico no se cierra a través de los escorrentía de los ríos. Esto difiere con respecto a la naturaleza y a los modelos acoplados océano-atmósfera

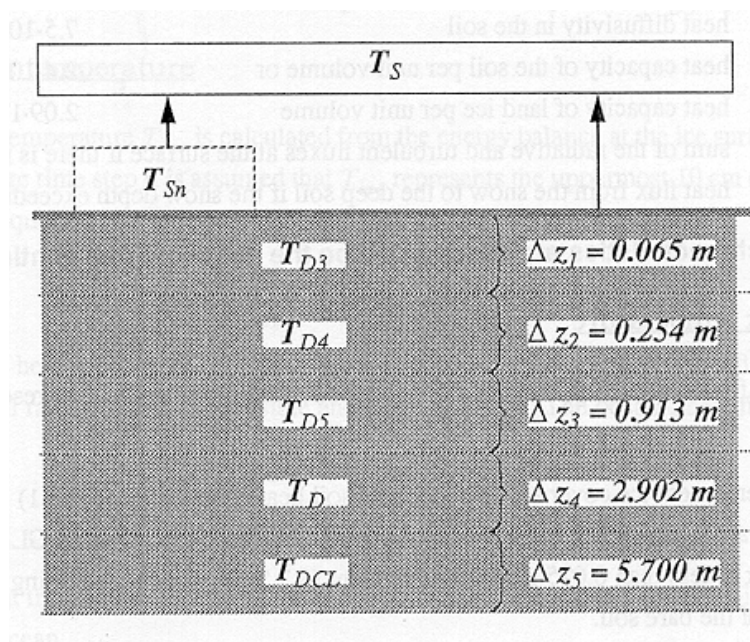


Figura 2.4: Esquema ilustrativo de las diferentes capas utilizadas por el modelo de suelo.

donde sí se tiene en cuenta el transporte horizontal realizado por los ríos. En nuestro modelo se parametriza, siguiendo el esquema de Dümenil y Todini (1992), únicamente la escorrentía local, limitándose a la asociada a la heterogeneidad del suelo y procesos de drenaje.

Para la parametrización, mediante las ecuaciones de balance de los procesos superficiales anteriormente descritos, son de vital importancia ciertos parámetros superficiales tales como el índice de cubierta vegetal, tipo de uso de suelo y de vegetación existente en los mismos, capacidad de almacenamiento de agua del suelo, etc... Estos parámetros, que en modelos globales suelen ser especificados como una constante global, en nuestro modelo son introducidos como valores específicos promediados para todas y cada una de las celdillas que conforman el dominio de simulación. Estos aspectos serán tratados con mayor detalle en el capítulo siguiente (3) en el que se describe la aplicación.

2.2.4. Esquema radiativo

El principal propósito de un esquema de radiación en el modelo es producir un perfil de flujo radiativo neto como resultado del balance de radiación infrarroja (onda larga) y radiación solar (onda corta). A partir de la divergencia de flujo radiativo neto (F_{net}) se calcula la correspondiente tendencia de temperatura:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{rad} = -\frac{g}{C_{pd}} \frac{\partial F_{net}}{\partial p} \quad (2.27)$$

donde C_{pd} es el calor específico del aire seco a presión constante y g la gravedad.

El ECHAM4, y consecuentemente nuestra aplicación REMO, usa como esquema radiativo el esquema del ECMWF (ECMWF Res. Dep., 1991) con ciertas modificaciones como son la inclusión del efecto de ciertos gases invernadero (CH_4 , N_2O y 16 CFCs) en el balance radiativo y una nueva banda de absorción de radiación de onda larga del O_3 así como nuevas parametrizaciones para el continuo del vapor de agua y propiedades ópticas de 11 tipos de aerosoles. La ecuación de transferencia radiativa se resuelve usando un método “two-stream”, esto es, obteniendo el balance radiativo a partir de los flujos monocromáticos ascendentes y descendentes (Morcrette, 1984; Morcrette y Fouquart, 1985 y Morcrette et al., 1986).

La región del espectro correspondiente a la onda corta se resuelve según el esquema desarrollado por Fouquart y Bonnel (1980), integrando los flujos para la banda del espectro comprendida entre 0.2 y 4 μm . En la integración por capas de toda la columna atmosférica se separa la parametrización de los procesos de absorción/emisión molecular de los ligados a fenómenos de tipo “scattering”. Este esquema radiativo incluye, además del efecto de la cantidad de vapor de agua existente en la columna, la parametrización del efecto de las gotículas de nube y cristales de hielo.

Por último, cabe destacar el importante papel que juegan en el balance radiativo ciertos parámetros superficiales introducidos en el modelo como condiciones de contorno, tales como el albedo superficial, tipo de uso de suelo o índice de fracción vegetal, papel este importante por la influencia directa de estos parámetros en el balance térmico superficial.

2.2.5. Parametrización de nubes de tipo cúmulo y estratiformes

La existencia de nubosidad en la atmósfera tiene un efecto importante sobre el estado atmosférico. Este efecto se debe principalmente a la desestabilización local producida por la existencia de nubosidad, la cual es originada por los fuertes gradientes tanto de humedad como térmicos, horizontales (diferente calentamiento entre zonas nubosas y despejadas) y verticales (diferencia térmica importante entre el aire existente por encima de la base de nube con relación al aire externo).

La nubosidad se puede clasificar en dos grandes grupos: estratiforme y cumuliforme. El primer grupo está asociado a procesos de gran escala. Su espesor suele ser de tamaño similar o inferior a la resolución vertical empleada por el modelo, de tal manera que el modelo es incapaz de resolver estas escalas, siendo necesaria su parametrización. Esto se realiza siguiendo el esquema de Sundqvist (1978), el cual parametriza las nubes en función de la fracción de cubierta nubosa existente para cada celdilla de la malla.

Por el contrario, la nubosidad cumuliforme, asociada frecuentemente a fenómenos mesoescalares, necesita ser parametrizada debido principalmente a su escasa dimensión horizontal. En el modelo REMO, la convección, tanto en su vertiente profunda, intermedia y superficial en forma de cúmulos, es parametrizada siguiendo el esquema de Tiedtke (1989), modificado por Nordeng (1994). Éste extiende la contribución de la convección de tipo cumuliforme a los equilibrios de gran escala de calor, humedad y momento, mediante una serie de ecuaciones que resuelven los flujos de estas variables asociados a las corrientes ascendentes y descendentes existentes en el interior de las nubes cumuliformes.

Capítulo 3

Configuración del experimento y estudios de sensibilidad.

En el presente capítulo se describe la configuración final del modelo, así como el *modus operandi* empleado en la consecución del “hindcast” atmosférico de 44 años realizado para el total de la cuenca Mediterránea. Se presentan también algunos experimentos previos a la realización de la simulación multi-decadal. Estas simulaciones tienen como finalidad conocer la sensibilidad del modelo REMO a la modificación de ciertos parámetros y sirven para alcanzar la configuración REMO más adecuada para el uso de dicho modelo en una simulación de las características requeridas.

Los estudios de sensibilidad realizados intentan responder a dos preguntas, una relativa a la sensibilidad del modelo a cambios en la rugosidad superficial y otra relativa a la sensibilidad del modelo a cambios en los datos utilizados como condiciones iniciales y de contorno de la ejecución. Dichos estudios consistieron en la comparación de resultados provenientes de ciertas simulaciones en las que se modificaron determinados parámetros (valor de la constante de Charcknock para la superficie del mar y el parámetro de rugosidad superficial sobre tierra) con las salidas de una simulación de control. De manera análoga se estudió la sensibilidad del modelo REMO al empleo de distintos datos de forzamiento. Para ello, se compararon las salidas de dos simulaciones en las que se utilizaron como forzamiento datos provenientes de dos reanálisis globales distintos (NCEP40 y ERA15).

Cabe destacar que los tests se centraron específicamente en la búsqueda de la configuración

REMO que permitiese la reconstrucción del campo de viento superficial más preciso sobre áreas marítimas Mediterráneas. El interés en dicho campo está justificado desde el momento en que uno de los objetivos principales del proyecto HIPOCAS, el cual motivó la elaboración de esta reconstrucción atmosférica, se centraba en la elaboración de una base de datos homogénea de viento superficial y presión. Esta base de datos ha sido creada para su posterior utilización como forzamiento de modelos oceánicos (tanto de oleaje como de corrientes y nivel de mar) con los que producir un “*hindcast*” de 44 años de dichos parámetros oceanográficos.

3.1. Descripción y configuración del Experimento.

3.1.1. Dominio espacio-temporal de la simulación

El análisis retrospectivo multidecadal para la cuenca Mediterránea ha sido realizado con el modelo REMO en su modo climático, con una configuración semejante a la utilizada previamente por Jacob y Podzun (1997) y Von Storch *et al.* (2000). Tal como se describe en el capítulo 2, el modo climático de REMO implica el uso del esquema físico del modelo climático global ECHAM4 dentro de la estructura dinámica del modelo de pronóstico operativo del DWD.

La simulación realizada cubre el intervalo temporal 1958 a 2001 con una resolución horaria. El periodo temporal de integración está limitado por la extensión temporal de los datos de reanálisis NCEP (Kalney, *et al.*, 1996). La extensión temporal de 44 años y la elevada resolución temporal que proporciona esta integración permitirá que la base de datos resultante sea potencialmente útil para la consecución de estudios de tipo meteorológico y climático de alta resolución.

El dominio espacial empleado para la realización del *hindcast* se centra en el Mar Mediterráneo. La Figura 3.1 muestra la extensión del mismo. Su elección se hizo atendiendo a tres aspectos: la extensión de la zona de pronóstico, la inclusión de sistemas orográficos importantes y la inclusión de una parte del Atlántico oriental.

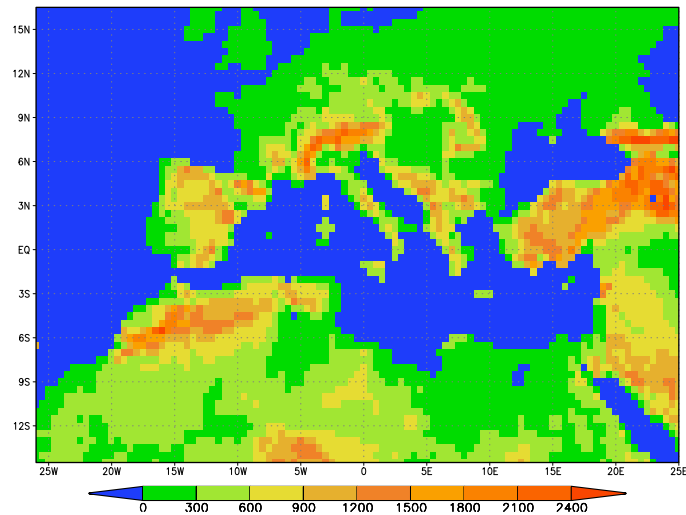
Se entiende como zona de pronóstico a la zona central del dominio separada de los límites laterales del dominio de integración en una distancia mayor de 8 puntos de malla. El perímetro de 8 puntos alrededor de la zona de pronóstico es la zona donde tiene efecto la relajación de las variables de pronóstico a los valores prescritos como condiciones de contorno (Davies, 1976). La

elección de los límites laterales del dominio se realizó para incluir toda la cuenca Mediterránea en la zona de pronóstico. Esto significa que todo punto de la cuenca Mediterránea queda alejado de los límites laterales del dominio una distancia nunca inferior a 8 puntos de malla. De este modo se pretende minimizar, para todo punto de la cuenca Mediterránea, el ruido introducido por las condiciones de contorno.

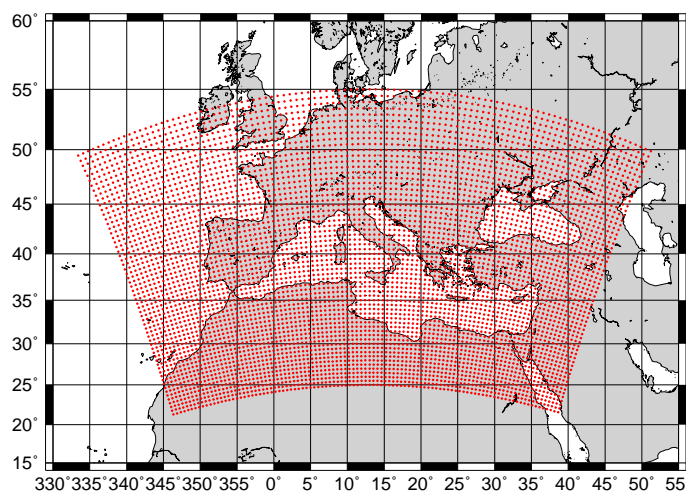
La Figura 3.1(b) muestra que el dominio de integración se extiende desde los márgenes de la cuenca Mediterránea hacia el Oeste y hacia el Norte más allá de los 8 puntos de red necesarios para la adecuada relajación de las condiciones de contorno. Esto se hace atendiendo a los otros dos aspectos: la inclusión de una cierta parte de la cuenca Atlántica y de las cordilleras de los Alpes y Atlas. La primera responde a la necesidad de mejorar la simulación de los sistemas de bajas presiones procedentes del Atlántico los cuales, en su desplazamiento hacia el Este, alcanzan el área Mediterránea afectando especialmente a su cuenca occidental (Valero, *et al.*,1997). La segunda, se realizó atendiendo a la probada influencia (modificación del flujo, actividad ciclogénica, etc.) que ejercen ambos sistemas (Reiter, 1975; Homar, *et al.*,1999; Sotillo, *et al.*,2003; Buzzi y Tibaldi,1978) en la configuración del estado atmosférico de la cuenca Mediterránea occidental.

El desplazamiento conjunto de los límites occidental y septentrional del dominio extiende la esquina superior izquierda del mismo hasta regiones del Atlántico Norte (frente a las costa occidental de Irlanda), caracterizadas por intensa actividad ciclogénica asociada al *storm track*. La simulación de dicha ciclogénesis permite asegurar una mejor reconstrucción del estado atmosférico en gran parte de la Europa continental Atlántica (Península Ibérica y Francia). Supone además un valor añadido a la base de datos, que no es otro que la posibilidad del uso de la misma para estudios centrados fuera del ámbito Mediterráneo, ámbito éste para el cual fue inicialmente creada.

El dominio geográfico seleccionado finalmente para la integración, es mostrado en la Figura 3.1(a). El área de integración es cubierto por una malla esférica rotada (Figura 3.1(b)), cuyo Polo Norte se encuentra situado en la posición 51.0N,167.0W. La rotación de la malla permite que el ecuador de la malla esférica usada se encuentre situado en el centro del dominio, lográndose así una distorsión mínima del tamaño de celda con la latitud (ver sección 2.1.1). La resolución de la malla empleada es de 0.5 grados tanto en latitud como en longitud. Esto proporciona una malla de 61x101 puntos latlon con un brazo de red de aproximadamente 50 km. La discretización vertical empleada es de 20 niveles híbridos η . El paso de tiempo utilizado es de 300 s. Este tiempo es suficiente para evitar la aparición de inestabilidades asociadas al método



(a) Dominio geográfico y orografía



(b) Malla horizontal del experimento

Figura 3.1: (a) Dominio geográfico cubierto por la simulación y alturas orográficas (en m) utilizada en la misma. Nótese que las coordenadas mostradas en los márgenes se corresponden con el sistema de coordenadas esféricas rotadas empleadas en la simulación. (b) Representación sobre un mapa referido al sistema de coordenadas geográficas usuales de la malla esférica rotada empleada en la simulación.

de discretización temporal que depende tanto del tamaño horizontal de la celdilla como de la velocidad de fase de las ondas más rápidas.

3.1.2. Condiciones iniciales y de contorno

Uno de los principales objetivos que motivaron la realización de este tipo de análisis retrospectivo atmosférico fue la obtención de una reconstrucción homogénea de alta resolución espacial y temporal del estado atmosférico de las últimas décadas en la cuenca Mediterránea. Para ello, no se introdujo ninguna modificación en el modelo a lo largo de la simulación. Ahora bien, mantener la misma configuración a lo largo de todo el periodo de integración es condición necesaria, pero no suficiente para la obtención de una base de datos homogénea. Esta homogeneidad podría no ser tal en el caso de que los datos utilizados como forzamiento de la simulación a lo largo del periodo de integración no fueran tampoco homogéneos.

La necesidad de homogeneidad temporal fue la que determinó la utilización de datos de reanálisis como forzamiento de la simulación en lugar de análisis, los cuales adolecen de gran inhomogeneidad temporal.

Para la prescripción de condiciones iniciales y de contorno, así como de un forzamiento adicional a gran escala introducido en todos y cada uno de los puntos del dominio (ver sección 3.1.3), se han utilizado los datos del reanálisis global realizado por el *National Center for Environmental Prediction* (NCEP), en colaboración con el *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), los cuales serán descritos en más detalle en la sección 3.2.3. Estos datos provienen de un modelo global espectral de truncación T62 con una resolución horizontal del orden de 200 Km aproximadamente (Kalney *et al.*, 1996) y resolución temporal de 6 horas (00, 06, 12 y 18 UTC).

En la aplicación REMO empleada se asimilan en los bordes del dominio las siguientes variables proporcionadas por los datos de reanálisis NCEP: temperatura, altura geopotencial y componente zonal y meridional del viento. Estas variables son actualizadas cada 6 horas. Entre cada una de estas actualizaciones se obtienen los valores de contorno mediante una interpolación lineal temporal de las variables suministradas cada 6 horas. Los valores de dichas variables son también interpolados espacialmente (tanto en la vertical como en la horizontal) desde la malla originaria NCEP a la malla horizontal y niveles de REMO.

La elección del periodo temporal de integración (1 de Enero de 1958 a 31 de Diciembre de 2001) estuvo motivada por ser éste el periodo temporal al que se extendían inicialmente los reanálisis globales NCEP40. Actualmente, existe una ampliación temporal de dicho reanálisis que va una década hacia el pasado, esto es hasta el año 1948. Teniendo en cuenta esta extensión temporal de los reanálisis globales, no se descarta una futura ampliación del *hindcast* análogo a la realizada para el reanálisis NCEP.

3.1.3. *Nudging* espectral

Para llevar a cabo la reconstrucción del estado atmosférico de la cuenca Mediterránea se ha realizado una simulación regional con un modelo de área limitada (REMO) que utiliza como condiciones iniciales y de contorno los datos de un reanálisis global (NCEP). Hasta aquí, no existe ninguna diferencia con el enfoque usual de la modelización regional. Ahora bien, en esta simulación se ha empleado un forzamiento adicional que permite introducir un mayor control sobre las condiciones de gran escala. Este forzamiento se aplica a todos y cada uno de los puntos del dominio, a diferencia del método convencional que se circunscribe al forzamiento en los contornos.

Teniendo en cuenta que los fenómenos de pequeña escala son el resultado de la interacción entre flujos atmosféricos de mayor escala y rasgos geográficos de escala más pequeña tales como la orografía, la distribución tierra-mar, o el tipo de uso de suelo (Von Storch, 1999) y que los modelos globales utilizados en la realización de los reanálisis son capaces de resolver de forma efectiva los flujos de gran escala pero no así escalas inferiores, parece razonable la utilización de un modelo regional forzado por esos mismos reanálisis para la obtención de la respuesta de la pequeña escala al forzamiento de la gran escala. La técnica aplicada se basa en mantener la solución del modelo próxima a los valores prescritos por los datos de reanálisis para aquellas escalas en las que tenemos la máxima confianza en la calidad del dato de forzamiento, al tiempo que se deja libre al modelo para resolver independientemente del forzamiento las escalas más pequeñas. Esto se logra añadiendo en el dominio espectral lo que se conoce como términos de *nudging*. Estos términos modifican los valores simulados haciendo que estos tiendan a los valores prescritos por el forzamiento en cada punto del dominio; estos cambios son destacables para la gran escala al tiempo que insignificantes en la pequeña escala. Igualmente, la eficiencia del *nudging* varía con la altura (Von Storch *et al.*, 2000).

En esta simulación se ha aplicado el *nudging* espectral a las componentes zonal y meridiana

del viento considerando que los valores pronosticados por el modelo para estas dos variables se pueden descomponer como sigue

$$\Psi(\lambda, \varphi, t) = \sum_{j=-J_m, k=-K_m}^{J_m, K_m} \alpha_{j,k}^m(t) \exp(ij\lambda/L_\lambda) \exp(ik\varphi/L_\varphi) \quad (3.1)$$

donde λ es la coordenada zonal, φ la meridiana, j y k los números de onda zonal y meridiano, que alcanzan hasta J_m y K_m (valores relacionados con la resolución del modelo), L_λ y L_φ las extensiones en la componente zonal y meridiana y finalmente t que representa el tiempo.

Una expresión análoga, pero esta vez para las componentes u y v del viento de los reanálisis es

$$\Psi(\lambda, \varphi, t) = \sum_{j=-J_r, k=-K_r}^{J_r, K_r} \alpha_{j,k}^r(t) \exp(ij\lambda/L_\lambda) \exp(ik\varphi/L_\varphi) \quad (3.2)$$

En esta ocasión los coeficientes son $\alpha_{j,k}^r(t)$ en vez de los coeficientes, $\alpha_{j,k}^m(t)$ empleados para el caso de una variable pronosticada por el modelo. Además, debido a que el reanálisis emplea una malla menos fina que la del modelo REMO, el número de coeficientes de Fourier es menor en el caso de los reanálisis que para el caso de la variable pronosticada por el modelo ($J_r < J_m$ y $K_r < K_m$).

Introduciendo el coeficiente $\eta_{j,k}$ que indica la confianza en la representación de las diferentes escalas por parte de los reanálisis, la cual depende de los números de onda j y k , se determina la desviación respecto de los reanálisis permitida al modelo. Esta desviación se determina introduciendo en el dominio de frecuencias y en ambas direcciones términos de *nudging* del tipo:

$$\sum_{j=-J_r, k=-K_r}^{J_r, K_r} \eta_{j,k} [\alpha_{j,k}^r(t) - \alpha_{j,k}^m(t)] \exp(ij\lambda/L_\lambda) \exp(ik\varphi/L_\varphi) \quad (3.3)$$

La fiabilidad de los reanálisis se traduce en un mayor peso de los mismos, lo que implica un valor mayor de $\eta_{j,k}$ y por consiguiente un término de *nudging* de mayor peso.

Conviene indicar que los términos de *nudging* considerados en el espacio espectral dependen de los números de onda j y k y también de la altura según

$$\begin{aligned} \eta^0(p) &= \alpha \left(1 - \frac{p}{850}\right)^2 \quad \text{para } p < 850 \text{ hPa} \\ \eta^0(p) &= 0 \quad \text{para } p > 850 \text{ hPa} \end{aligned} \quad (3.4)$$

siendo p la presión y α un valor asignado de 0.05.

Esto significa que conforme aumenta la altura también lo hace la fiabilidad de los datos prescritos por los reanálisis. Por otra parte, el valor nulo asignado a $\eta_{j,k}$ en niveles bajos, esto es, para alturas inferiores al nivel de 850 hPa , significa que se deja al modelo que resuelva libremente según su propia dinámica dichos niveles donde se espera que los rasgos regionales sean más relevantes.

Para la configuración de los términos de *nudging* se ha utilizado $\eta_{j,k} = \eta^0(p)$ para $j = 0, \dots, 3$ en la dirección meridiana y para $k = 0, \dots, 5$ en la dirección longitudinal. Para el resto de los números de onda $\eta_{j,k} = 0$. Esto significa que longitudes de onda de unos 15° y mayores son correctamente analizadas por los reanálisis NCEP y por consiguiente se fuerza al modelo a tender a estos valores.

La Figura 3.2 muestra un ejemplo de la magnitud de la “sujeción” a la que es sometida la simulación por *nudging* espectral. Los valores bajos del sesgo y error cuadrático medio para la altura geopotencial de 500 hPa , Φ_{500} , que presentan las salidas del modelo frente a los valores de reanálisis usados como forzamiento ponen de manifiesto la función de sujeción que el *nudging* espectral introduce en las variables afectadas principalmente por los fenómenos de gran escala.

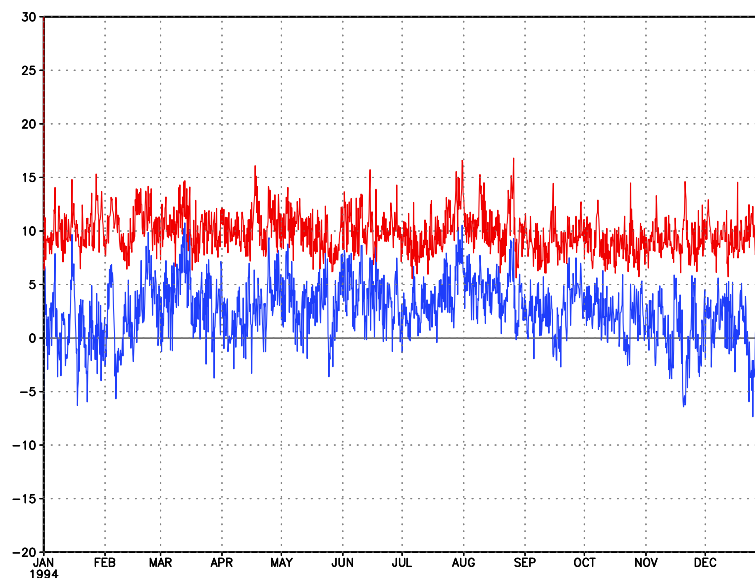


Figura 3.2: Evolución temporal del sesgo (línea azul) y error cuadrático medio (línea roja) en m/gp a lo largo del año 1994 existente entre los datos simulados por REMO y los reanálisis NCEP usados como forzamiento para la altura geopotencial de 500 hPa . Tanto el sesgo como el error cuadrático medio son calculados como promedio espacial para todo el dominio.

Como se muestra en la Figura 3.2, el sesgo existente entre las salidas de REMO con *nudging*

espectral y los reanálisis NCEP usados como forzamiento está en torno a 4 *mgp*, no superando en ningún caso el valor de 12 *mgp*. Este valor es realmente bajo en términos relativos con relación a los valores que normalmente presenta la altura geopotencial (entre los 5000 y 5900 *mgp*). Von Storch *et al.* (2000) hacen referencia a valores del sesgo para el mismo campo Φ_{500} no superiores a 50 *mgp*. Estos valores fueron obtenidos a partir de una simulación REMO semejante a la aquí presentada pero para un dominio centrado en el Mar del Norte. En el mismo trabajo se mostró una comparación de dicha simulación con los resultados de otra simulación REMO estándar (es decir sin la aplicación de una técnica de *nudging* espectral) para el mismo periodo y dominio, obteniéndose a partir de ésta un sesgo del Φ_{500} que alcanzaba valores de hasta 300 *mgp*.

La figura 3.3, ilustra el efecto que introduce en una simulación regional el uso de la técnica de *nudging* espectral. Estas figuras muestran los resultados de una serie de comparaciones entre las salidas de dos simulaciones regionales. Para la ejecución de la primera se empleó una configuración REMO estándar, mientras que para la segunda fue utilizada una configuración REMO con *nudging* espectral del tipo que se propone en nuestra integración. Entre ambas simulaciones se representa el reanálisis NCEP usado como forzamiento en ambas.

En la Figura 3.3 se muestra como una situación marcada por la presencia sobre Europa de un intenso y persistente anticiclón de bloqueo es simulada por una y otra configuración REMO y por los reanálisis NCEP. Se observa que con la simulación REMO estándar el anticiclón se distorsiona especialmente sobre Centro Europa y el Mar del Norte mientras que, por el contrario, la simulación REMO con *nudging* espectral sigue una evolución parecida en términos generales a la caracterizada por los reanálisis. En definitiva, se aprecian diferencias (que pueden llegar a ser de 15 *hPa*) a gran escala entre la simulación REMO estándar y los reanálisis NCEP, mientras que las diferencias de estos últimos con la simulación REMO con *nudging* se circunscriben a detalles relacionados con escalas espaciales más pequeñas.

La Figura 3.4 muestra comparaciones entre las dos simulaciones REMO y observaciones in-situ de viento a 10 metros. Ambas simulaciones parecen reproducir de forma correcta el viento existente en ese punto. Cabe reseñar que durante ciertos picos se producen importantes desviaciones respecto al viento simulado por la configuración estándar de REMO, al tiempo que no se observan para REMO con *nudging* espectral.

Todo lo anteriormente mostrado apunta que la aplicación de una técnica de *nudging* espectral a una simulación regional evita desviaciones sustanciales de los campos de

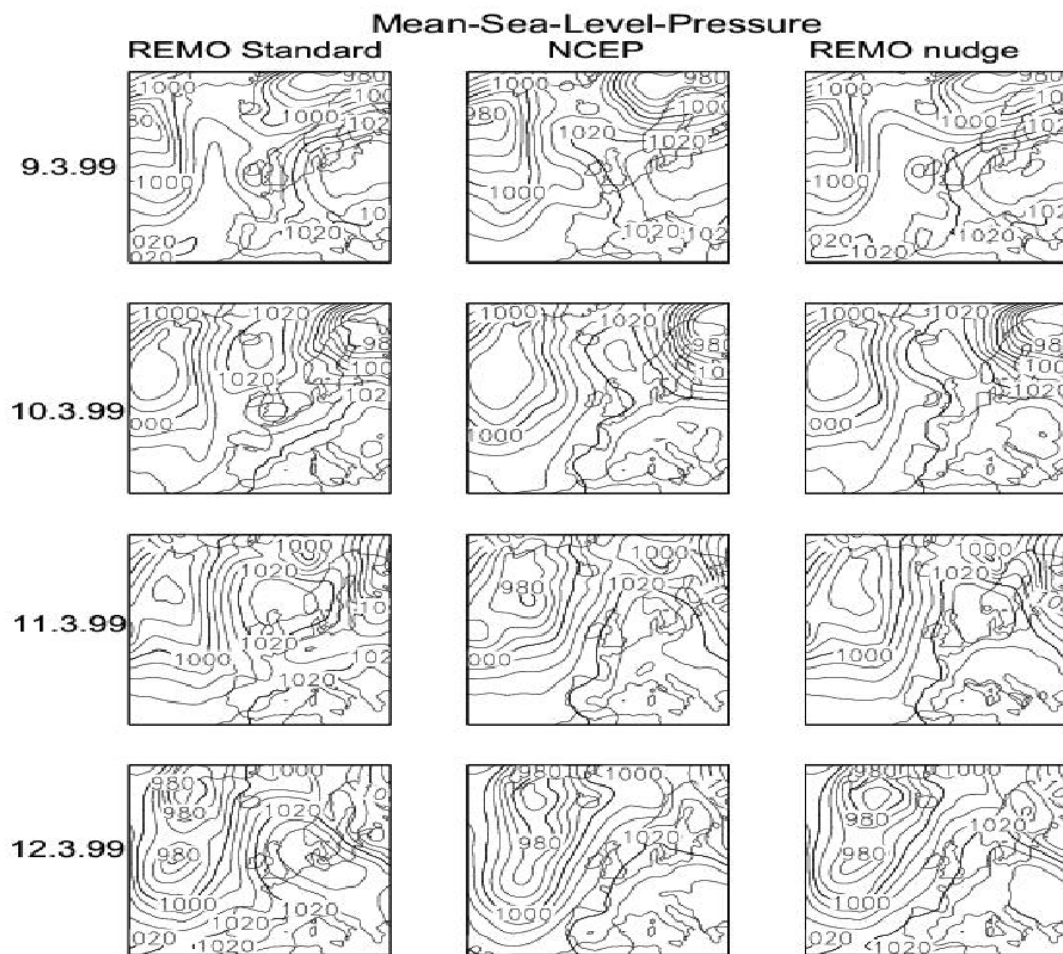


Figura 3.3: Diferencias entre una simulación REMO estándar y una simulación REMO con *nudging* espectral para la situación del 9-12 Marzo de 1999. Distribución de la presión superficial reducida al nivel del mar con REMO forzado solamente en los contornos (panel izquierdo), reanálisis NCEP (panel central) y REMO con *nudging* espectral (panel derecho). El intervalo entre isolíneas es de 5 hPa. Fuente: Profesor H. Von Storch

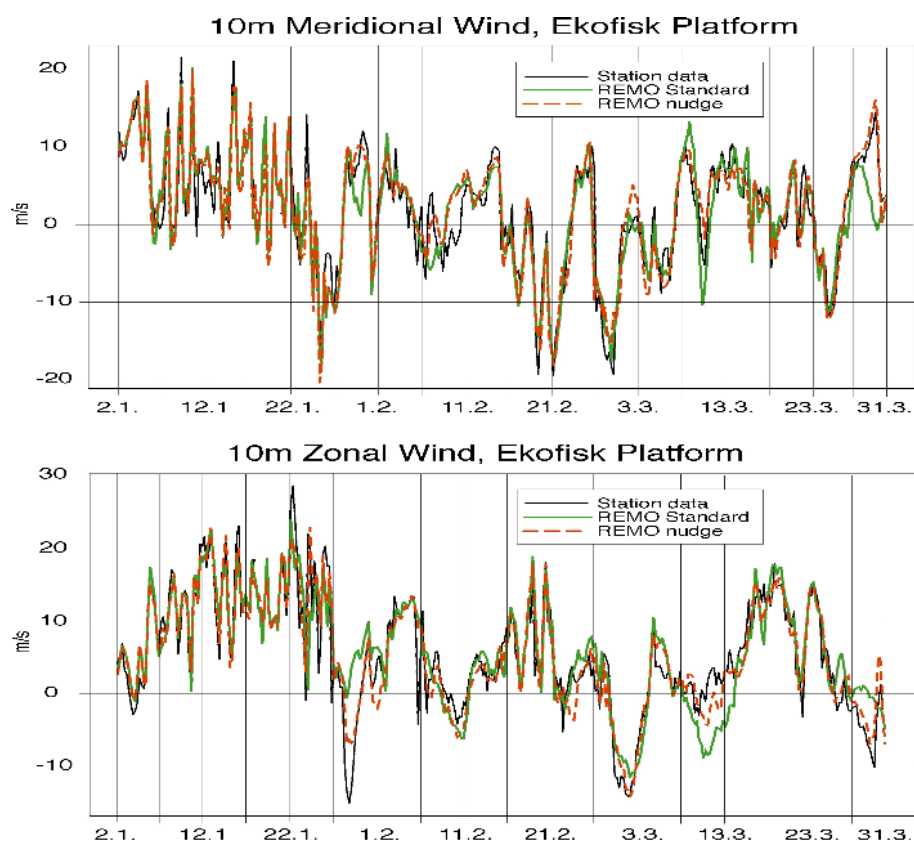


Figura 3.4: Series temporales de las componentes meridiana y zonal del viento en la Torre Ekofisk situada en el Mar del Norte (56.5N,3.2E): viento observado (línea continua negra), simulado por REMO estándar (línea verde) y simulado por REMO con *nudging* espectral (línea discontinua). Fuente: Profesor H. Von Storch

forzamiento, minimizándose así la generación de estados atmosféricos espúeos dentro del dominio forzado. Así mismo, el *nudging* espectral favorece que el modelo regional resuelva libremente los rasgos asociados a las pequeñas escalas. Por todo ello, se decidió emplear la técnica de *nudging* espectral para realizar un análisis retrospectivo en el Mediterráneo.

Cabe señalar que la aplicación de esta técnica entronca el análisis retrospectivo con las técnicas de *downscaling* y, más concretamente, con el *downscaling* dinámico (p.ej., Giorgi, 1990; Podzun *et al.*, 1995; Jacob y Podzun, 1997; Kidson y Thompson 1998 y Von Storch *et al.*, 2000) que utiliza las salidas de los modelos climáticos o reanálisis globales para el forzamiento de modelos regionales.

3.1.4. Parámetros superficiales usados en la simulación

A la hora de de efectuar una simulación regional atmosférica existen ciertos parámetros relacionados con las características del terreno que juegan un papel determinante en la parametrización de los flujos de momento, energía y humedad existentes en la interfase atmósfera-suelo. Para conseguir una simulación realista de las interacciones entre la atmósfera y la superficie es recomendable contar con una base de datos fisiográficos lo más detallada posible.

Para la ejecución de nuestra aplicación climática regional REMO son necesarios, además de la orografía y la distribución tierra-mar, otros parámetros superficiales tales como el albedo α , el parámetro de rugosidad z_0 (el cual se obtiene a partir de una combinación entre la rugosidad de origen orográfica y la originada por la vegetación existente), la fracción de cubierta vegetal c_v , la tasa de vegetación de tipo boscosa c_f , el índice de área foliar LAI , la máxima cantidad de agua admitida por la cubierta w_{Smax} y el tipo de uso del suelo existente.

A diferencia de ciertos parámetros, tales como la temperatura superficial y el contenido de agua, que son variables de pronóstico resueltas por el modelo, y la temperatura de la superficie del mar (SST), la cual es prescrita y actualizada como condición de contorno, los parámetros anteriormente citados son considerados constantes a lo largo del periodo de integración.

Estos parámetros superficiales son obtenidos de la base de datos fisiográficos recopilada por Claussen *et al.* (1994), si bien con ciertas modificaciones introducidas para el uso de estos en el modelo ECHAM4 por Roeckner *et al.* (1996).

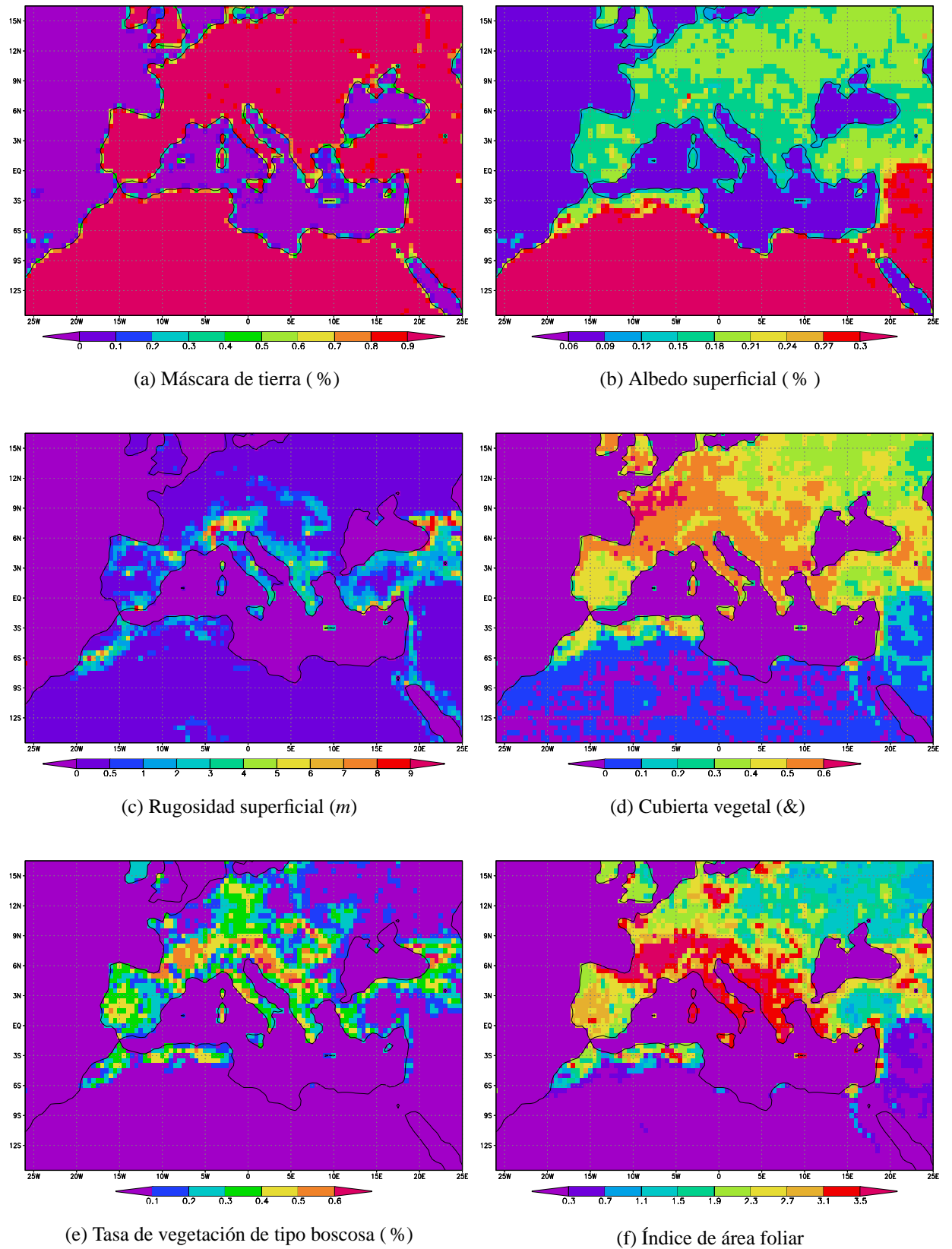


Figura 3.5: Parámetros superficiales empleados en la simulación.

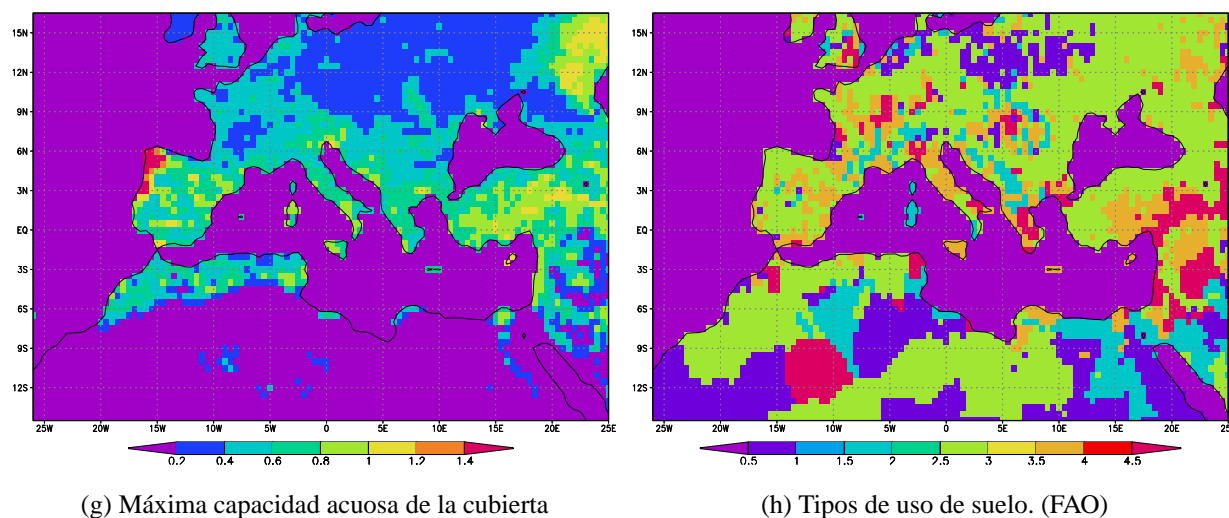


Figura 3.5: Parámetros superficiales empleados en la simulación (continuación).

Sobre la generación y procedencia de los mismos, señálese que la orografía ha sido extraída de la base de datos de resolución de 10 minutos de arco de la *U.S. Navy*. En el caso del albedo, la principal fuente de datos para la elaboración de dicho campo fue el experimento ERBE (*Earth Radiation Budget Experiment*). Los datos de tipo de uso de suelo provienen de la base de datos de resolución $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ de la FAO/Unesco (1981). Por último, cabe destacar que los mapas de los parámetros relacionados con la vegetación son consistentes con los datos de distribución de ecosistemas de Olson *et al.*, (1983).

La Figura 3.5 ilustra la representación espacial de los valores de los parámetros superficiales necesarios para la ejecución de una simulación regional con el modelo REMO para el dominio Mediterráneo seleccionado.

3.1.5. Base de datos creada a partir de las salidas del *hindcast*

La salida total del modelo, la cual se almacenó con una frecuencia horaria, contiene gran cantidad de parámetros. Cada uno de los ficheros con la salida horaria contiene un total de 280 campos (alrededor de 7 Mb). Esto implica que el almacenamiento de un día completo de simulación necesita del orden de 170 Mb de espacio en disco, lo que hace que un mes requiera del orden de 5.1 Gb y un año 61 Gb. El almacenamiento masivo de las salidas del modelo para el total de la integración requiere del orden de 2.5 Tb de espacio en disco. Esta salida bruta total del modelo, a pesar de su desmesurado tamaño, ha sido almacenada en el UNITREE (sistema de almacenamiento masivo de datos) del DKRZ. Debido al gran volumen de información del que estamos hablando, se hace muy complicado la extracción directa de campos o series temporales de variables seleccionadas. De ahí que durante el postproceso se haya extraído un subconjunto de datos de uso frecuente de la salida total, que ha sido almacenado en la base de datos del Ente Público Puertos del Estado (EPPE).

Esta base de datos, incluye los campos que abarcan el área Mediterránea con frecuencia horaria de variables tales como

- Velocidad (ms^{-1}) y dirección ($^{\circ}$) del viento a 10 metros.
- Presión superficial reducida a nivel del mar (Pa).
- Temperatura a 2 metros sobre la superficie (K).
- Precipitación total (incluyendo la de origen estratiforme y convectiva) acumulada a intervalos de 6 horas (mm).
- Flujos superficiales de calor latente y sensible (Wm^{-2}).
- Fracción de cubierta nubosa.

Igualmente, se han almacenado, pero esta vez con una frecuencia temporal de 6 horas perfiles verticales (datos en los niveles de 100, 300, 500, 700, 850 y 1000 hPa) en cada uno de los puntos del dominio de las siguientes variables:

- Temperatura (K).
- Altura geopotencial (m).

- Humedad específica ($KgKg^{-1}$).
- Componentes zonal y meridiana del viento (ms^{-1}).

La extracción de estos parámetros fue realizada basándose en la experiencia y conocimiento de la utilidad de los campos seleccionados para su uso como forzamiento de modelos atmosféricos mesoescalares y oceánicos.

3.1.6. Aplicación de la última versión del modelo REMO (REMO 5.0).

Durante el proceso de configuración de la aplicación REMO para el Mediterráneo se observó un comportamiento anómalo de la temperatura y presión superficial.

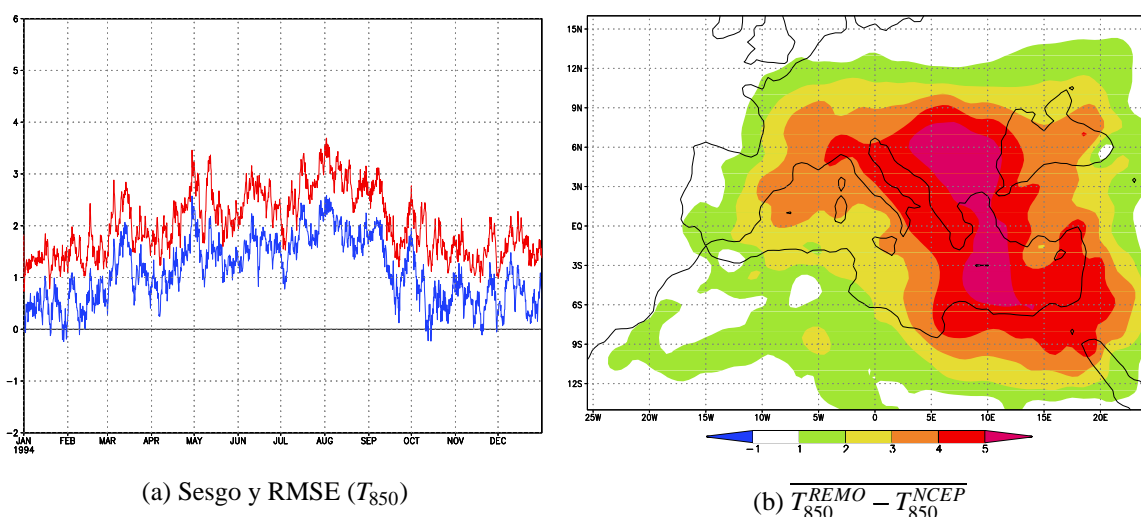


Figura 3.6: (a) Evolución temporal del sesgo (línea azul) y error cuadrático medio (línea roja) promediados para todo el dominio entre la salida REMO y los datos de reanálisis NCEP usados como forzamiento de la simulación para la temperatura al nivel de 850 hPa (en K). (b) Promedio mensual de las diferencias entre la temperatura al nivel de 850 hPa de REMO y NCEP para el mes de Agosto de 1994 (en K).

Se observó un aumento excesivo de la temperatura en las salidas de REMO en comparación con los datos de reanálisis NCEP usados como forzamiento. Este sesgo positivo de la temperatura de REMO, siendo general durante todo el año, se acentuaba especialmente durante los meses centrales del año (Figura 3.6(a)). Así mismo, se observó que gran parte del mismo respondía a una zona de fuerte calentamiento situada sobre los Balcanes y parte de la cuenca oriental del Mediterráneo. La Figura 3.6(b) muestra como en dicha zona la media mensual de

las diferencias de temperatura para el nivel de 850 hPa entre REMO y NCEP para el mes de Agosto podían llegar a alcanzar los 5 K.

Para el caso de la presión superficial reducida a nivel de mar se observaba sesgo negativo durante los meses centrales del año, siendo menos marcado durante los meses de invierno (ver Figura 3.7(a)). Durante el mes de Mayo, mes que muestra la máxima diferencia entre REMO y NCEP, la distribución espacial de la media mensual de estas diferencias muestra un patrón semejante al que exhibía la temperatura a 850 hPa, siendo la zona de los Balcanes, el Caúcaso y la cuenca Mediterránea oriental las que muestran mayores diferencias con valores de hasta 3 hPa (Figura 3.7(b)).

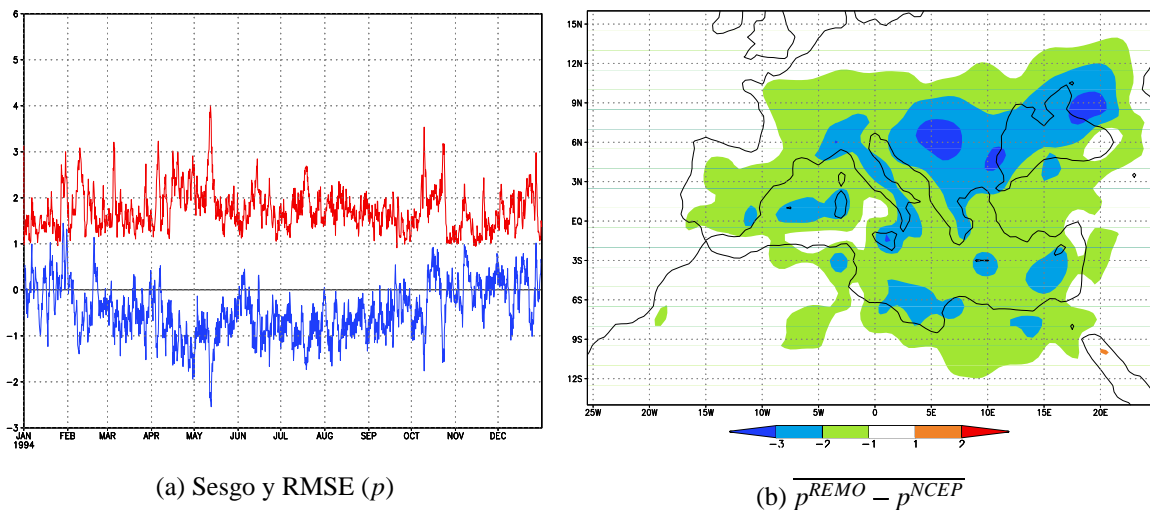


Figura 3.7: (a) Evolución temporal del sesgo (línea azul) y error cuadrático medio (línea roja) promediado para todo el dominio entre la salida REMO y los datos de reanálisis NCEP usados como forzamiento de la simulación para la presión superficial reducida a nivel de mar (en hPa). (b) Promedio mensual de las diferencias entre la presión superficial reducida al nivel del mar de REMO y NCEP para el mes de Mayo de 1994 (en hPa)

Las diferencias en la presión superficial, de signo contrario a las de la temperatura, parecían apuntar la existencia de un calentamiento anómalo de la superficie en la simulación REMO. Dicho calentamiento se transmitiría verticalmente desde el suelo produciendo movimientos ascendentes que se traducirían en el consiguiente descenso de la presión superficial. Para la verificación de la hipótesis de la existencia de dicho calentamiento anómalo se realizaron comparaciones de las temperaturas superficiales reproducidas por REMO con los datos de reanálisis NCEP. En la Figura 3.8 se muestra el promedio mensual de las diferencias de la temperatura superficial entre REMO y NCEP para los meses de Agosto y Diciembre de 1994. Obsérvese que sobre el mar no existen diferencias ya que la SST no es una variable calculada por REMO sino asimilada a partir de los datos NCEP como condición de contorno. Sobre tierra,

donde REMO si produce un valor de temperatura superficial por medio del modelo de suelo, merece la pena destacar cómo se aprecian diferencias positivas a favor de REMO en casi todas las zonas terrestres del dominio en verano (Figura 3.8(a)), encontrándose para el mes de Agosto de 1994 diferencias de la temperatura superficial de hasta 9 K sobre los Balcanes.

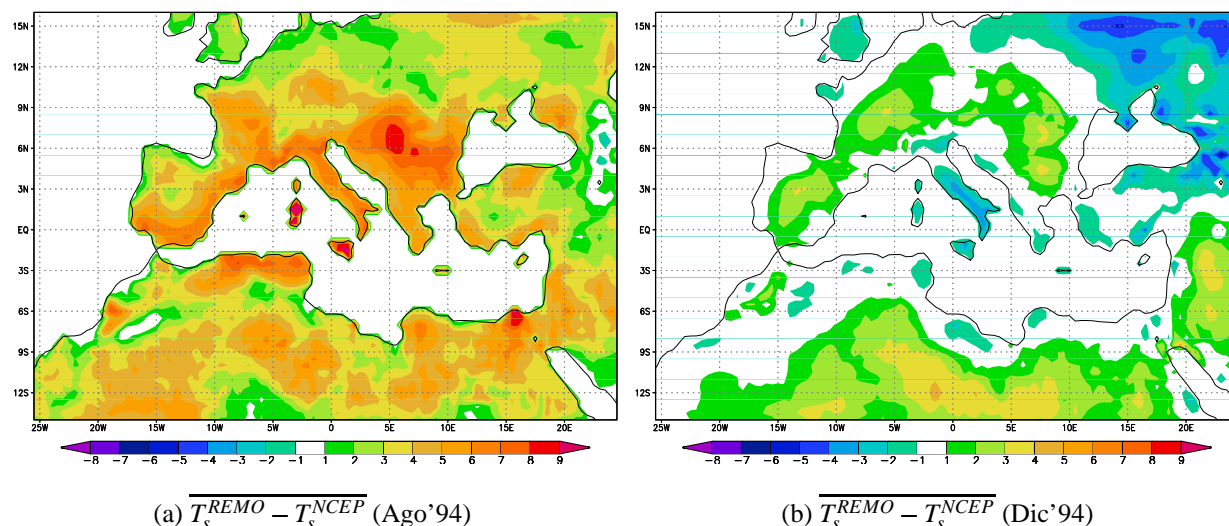


Figura 3.8: Diferencias existentes entre las temperaturas superficiales medias mensuales REMO y NCEP para el mes de Agosto (a) y Diciembre (b) de 1994. (en K).

Esta simulación excesivamente cálida, acompañada en ocasiones de una atmósfera muy seca sobre el sudeste de Europa durante el verano es un problema extendido en las simulaciones con modelos regionales. Hagemann *et al.*(2000) destacan el mismo problema a partir de simulaciones con el modelo de área limitada HIRHAM. El estudio y posterior intento de solución de este comportamiento anómalo está entre los objetivos del proyecto Europeo MERCURE (*Modelling European Regional Climate: Understanding and Reducing Errors*) que tiene como objetivo principal la optimización y resolución de problemas conocidos de los sistemas de modelización climática regional.

Además de este patrón de calentamiento, obsérvese las importantes anomalías negativas de temperatura (alrededor de 4 K) existentes entre REMO y NCEP para la zona continental septentrional del dominio (Figura 3.8(b)). Considerando que la zona de anomalías negativas esta incluida dentro del área de relajación al valor de contorno, parece razonable pensar que de no realizarse ésta la magnitud de la anomalía sería aún mayor. Resultados de diferentes simulaciones REMO realizadas por GKSS dentro del proyectos HIPOCAS (simulación centrada en el Mar del Norte) y por DKRZ para el experimento BALTEX (simulaciones centradas en el Báltico) confirman la existencia de un importante patrón de enfriamiento

invernal (con relación a los datos de análisis y de reanálisis) sobre las zonas septentrionales del continente Europeo (comunicación personal al autor de Frauke Fesser (GKSS) y Dra. Daniela Jacobs (DKRZ)).

Las anomalías observadas en la temperatura simulada por REMO en distintas integraciones llevaron al equipo del DKRZ encargado del desarrollo del modelo REMO a revisar la física empleada en éste. El resultado de esta revisión fue el hallazgo de un error en el código de la rutina encargada del cálculo del contenido de agua líquida de nube que producía un efecto supresor del contenido acuoso de la nube, el cual se traducía en una infraestimación de la cubierta nubosa con la consiguiente modificación del albedo. Ambos efectos: disminución del albedo y supresión de cubierta nubosa, incidían en el balance radiativo produciendo anomalías de temperatura superficial (positiva en verano en zonas meridionales y negativa en invierno en zonas septentrionales) que se propagaban verticalmente (comunicación personal al autor del equipo REMO del DKRZ).

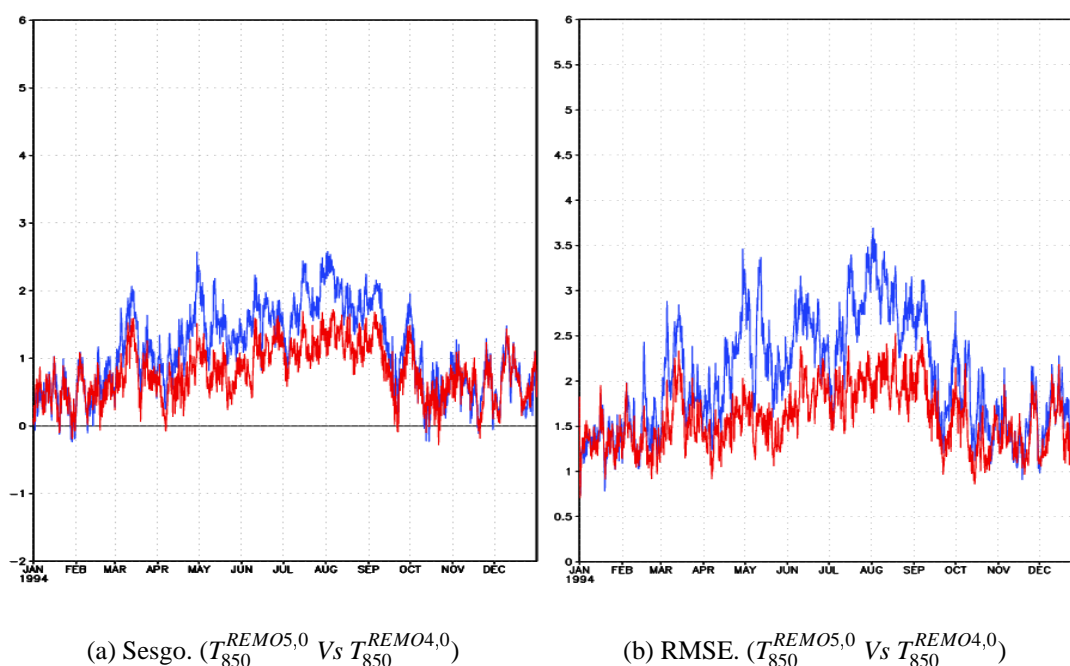


Figura 3.9: (a) Evolución temporal del sesgo medio (a) y del error cuadrático medio (b) con relación a los valores NCEP obtenidos para la temperatura al nivel de 850 hPa (en K) a partir de las salidas REMO con la versión 5.0 (línea roja) y la versión 4.0 (línea azul). El sesgo medio se refiere al promedio espacial en todo el dominio.

Una vez corregido y cotejado el nuevo código, para lo cual DKRZ utilizó resultados de la aplicación Mediterránea aquí descrita, DKRZ lanzó la nueva versión de REMO (REMO 5.0). La Figura 3.9 muestra que la nueva versión REMO produce un descenso general del sesgo y del error cuadrático medio en la temperatura a 850 hPa que es más importante durante los meses

centrales del año. También se observa un descenso de sesgo y error cuadrático medio en el caso de la presión superficial reducida a nivel de mar (Figura 3.10).

Con la utilización de la nueva versión del modelo se consiguen reducir las diferencias observadas en la temperatura a niveles bajos. Ahora bien, a pesar de existir una clara reducción de dichas anomalías, del orden de 2 K, el patrón espacial de la misma, centrado en el área sudoriental de Europa, aún permanece en la nueva simulación (compárense Figuras 3.6(b) y 3.11(a)). Sin embargo, se observa, comparando las Figuras 3.7(b) y 3.11(b), que la anomalía negativa de presión observada sobre los Balcanes desaparece con la nueva versión. Esto indica que el origen de ésta se encontraba en el calentamiento anómalo introducido por el error en el código REMO4.0.

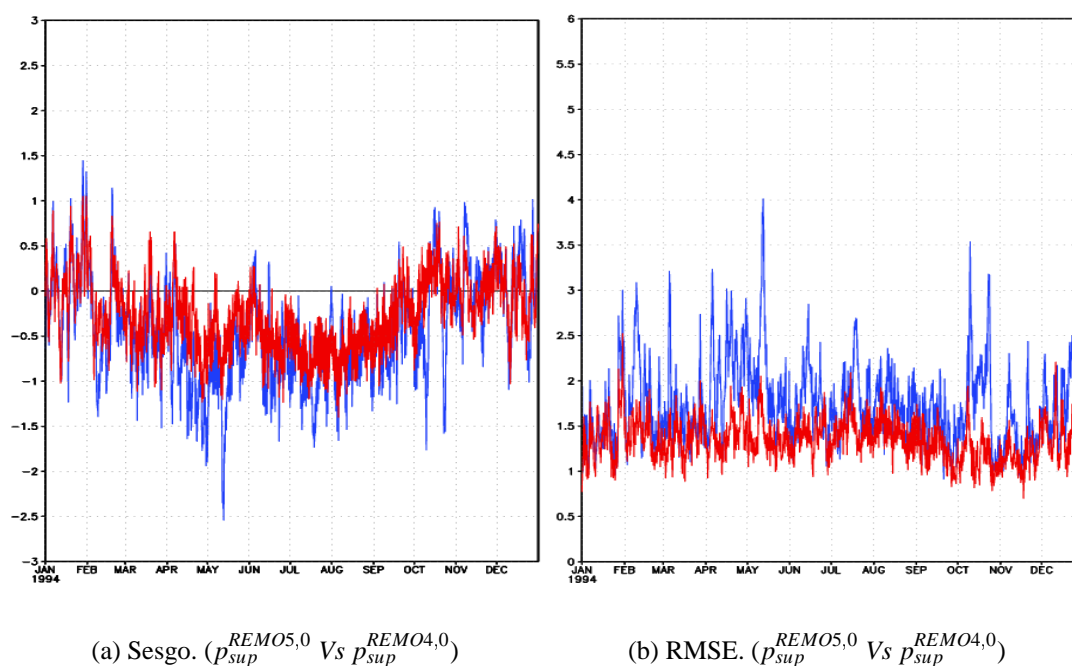


Figura 3.10: Evolución temporal del sesgo medio (a) y del error cuadrático medio (b) con relación a los valores NCEP obtenidos para la presión reducida al nivel de mar (en hPa) a partir de las salidas de REMO en su versión 5.0 (línea roja) y en su versión 4.0 (línea azul). El sesgo medio se refiere al promedio espacial de todo el dominio.

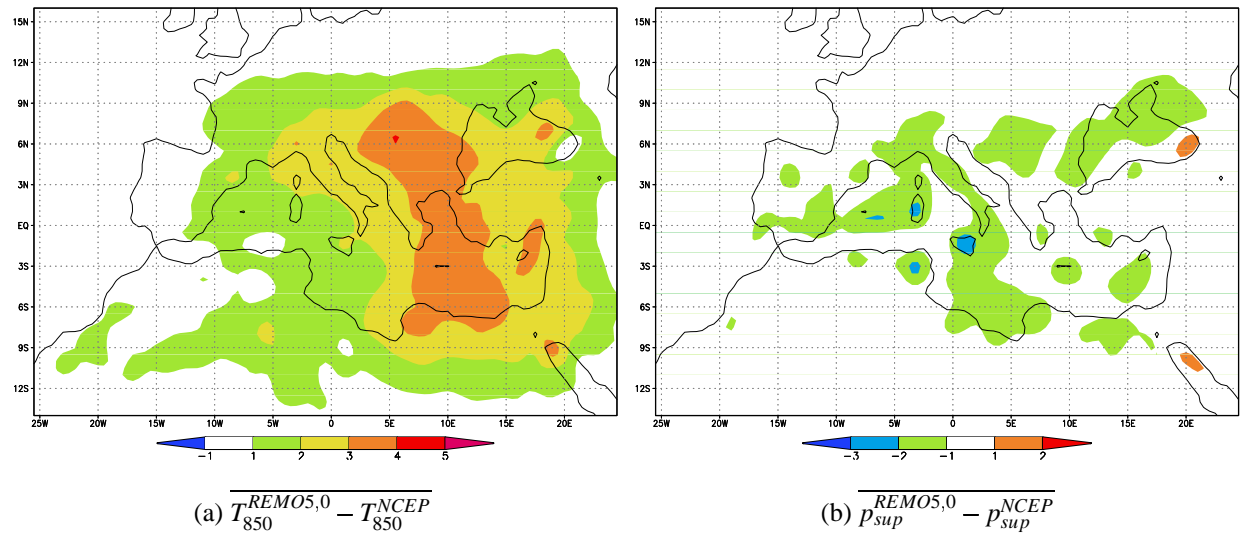


Figura 3.11: (a) Promedio mensual de las diferencias de temperatura al nivel de 850 hPa entre la versión 5.0 de REMO y NCEP para el mes de Agosto de 1994 (en K). (b) Igual que en (a) pero para la presión superficial reducida al nivel del mar durante el mes de Mayo de 1994 (en hPa).

3.2. Estudios de sensibilidad del campo de viento superficial simulado

Siendo la creación de una base de datos multidecadal de viento superficial para zonas marítimas Mediterráneas uno de los objetivos principales que motivaron la ejecución de la simulación aquí descrita, se estimó necesaria la realización previa a la ejecución de la simulación multidecadal de un estudio de sensibilidad del viento superficial simulado por REMO a modificaciones en diferentes factores que pudieran ser determinantes en la caracterización de dicho campo. Ello determinó decisivamente, a la hora de diseñar nuestra aplicación, la búsqueda de la configuración del modelo REMO más adecuada para la simulación del campo de viento. Por todo ello, se realizaron una serie de estudios de sensibilidad centrados en el impacto que tiene sobre el campo de viento al nivel de 10 m sobre el suelo la modificación de ciertos factores.

La metodología empleada en los diferentes experimentos fue la misma en todos ellos. Consistió en la ejecución de dos simulaciones: una simulación de control (SC) y otra simulación experimento (SE), la cual es idéntica a la de control salvo en la modificación del parámetro cuyo impacto se quiere cuantificar.

Siguiendo la metodología anterior se realizaron estudios de sensibilidad del viento superficial simulado para estudiar el efecto de las: (a) variaciones del valor de la constante de Charnock que se utiliza en el cálculo del parámetro de rugosidad de la superficie del mar; (b) variaciones del parámetro de rugosidad prescrito sobre tierra y (c) variaciones del forzamiento empleado en la simulación. Uso de los datos del reanálisis global ERA15 en vez de los datos también de reanálisis global del NCEP40 como forzamiento de la simulación. Los resultados de los tres experimentos son mostrados en las siguientes subsecciones.

3.2.1. Sensibilidad del viento superficial simulado por REMO a las variaciones de la constante de Charnock.

La presencia de oleaje en la superficie del mar implica la existencia de una tensión de arrastre inducida por dicho oleaje sobre el flujo atmosférico. El oleaje extrae momento del flujo atmosférico para el mantenimiento del campo de oleaje de superficie (Jansen, 1989). En los modelos atmosféricos de circulación general, así como en parte de los modelos atmosféricos regionales, el rozamiento superficial sobre el mar se parametriza normalmente según la relación de Charnock (Charnock, 1955):

$$z_0 = \alpha_c u_*^2 g^{-1} \quad (3.5)$$

donde u_* representa la velocidad de fricción, g la aceleración de la gravedad y α_c una constante adimensional conocida como parámetro de Charnock.

El valor del parámetro de Charnock se ajusta a partir de diferentes estados de mar (Wu, 1982). Sin embargo, en los modelos atmosféricos, incluido REMO, el parámetro de Charnock se suele tomar como una constante independiente del estado de la superficie del mar. En ECHAM4, por ejemplo, la constante de Charnock es fijada según la resolución del experimento tomando un valor de 0.018 para una resolución T21 y de 0.0032 para resoluciones mayores.

El experimento de sensibilidad realizado consistió en cuantificar la respuesta del campo de viento simulado a 10 m al utilizar, en vez del anteriormente citado valor de 0.0032 recomendado para simulaciones globales de ECHAM4 con resolución superior a T21, un valor de la constante de Charnock de 0.0123 ajustado por el DWI para modelos meteorológicos operativos.

Se realizaron 2 simulaciones diferentes: (a) Simulación de Control (SC), con la configuración REMO estándar y un α_c de 0.0123 y (b) Simulación Experimento (SE), idéntica a la anterior pero con un α_c igual a 0.0032. Nótese que la configuración REMO estándar es

la que se describió en la sección 3.1. Igualmente cabe reseñar que la diferencia de un orden de magnitud entre el valor usado por ECHAM4 y el ajustado por el DWI se justificaría por la necesidad de usar un valor de la constante de Charnock irrealmente bajo en un modelo global como es ECHAM. Esta elección está motivada por la baja resolución espacial con la que se suelen realizar las simulaciones globales con tamaños de celda del orden de $200 \times 200 \text{ km}$ que requieren valores bajos de fricción, con los cual al promediar en celdillas de ese tamaño se producen campos de viento irrealmente bajos.

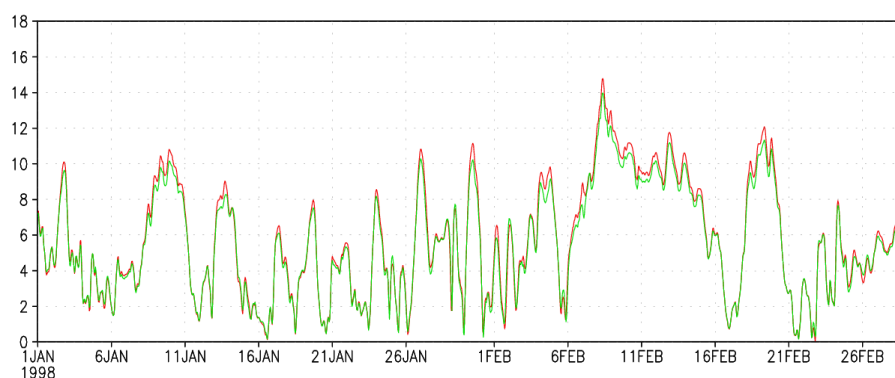
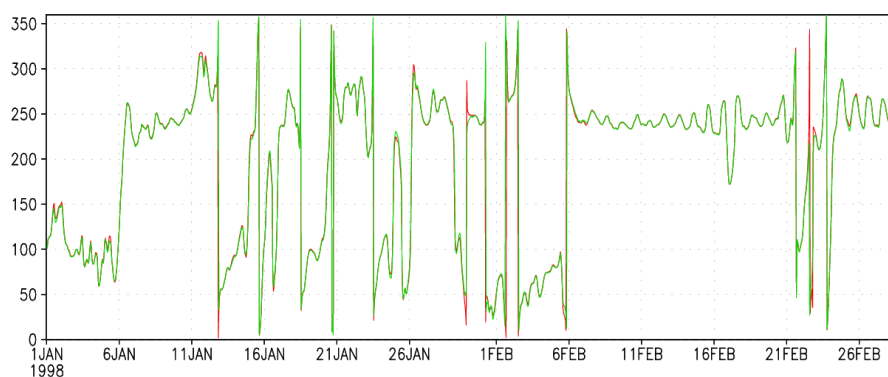
(a) $|V_{10m}|$ (b) $\theta_{V_{10m}}$

Figura 3.12: (a) Evolución temporal de la velocidad del viento a 10 m simulada con SE (línea roja) y con SC (línea verde) en el punto de malla situado en $(36.43\text{N}, 2.60\text{W})$. (b) Igual que en (a) pero para la dirección del viento.

Para cuantificar la influencia de la constante de Charnock sobre el flujo atmosférico se compararon los campos de viento a 10 m obtenidos en ambas simulaciones. Los resultados de estas comparaciones mostraron que la velocidad del viento al nivel de 10 m apenas es modificada, no siendo las diferencias en media mensual para cualquier mes del año superiores a 0.5 ms^{-1} y restringidas siempre a zonas muy localizadas de poca extensión. Las Figuras 3.12 y 3.13 ilustran la evolución temporal de la velocidad y dirección del viento a 10 m simulados

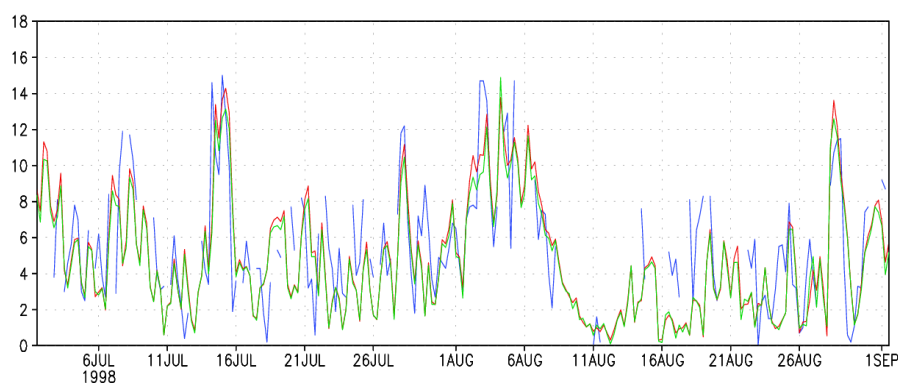
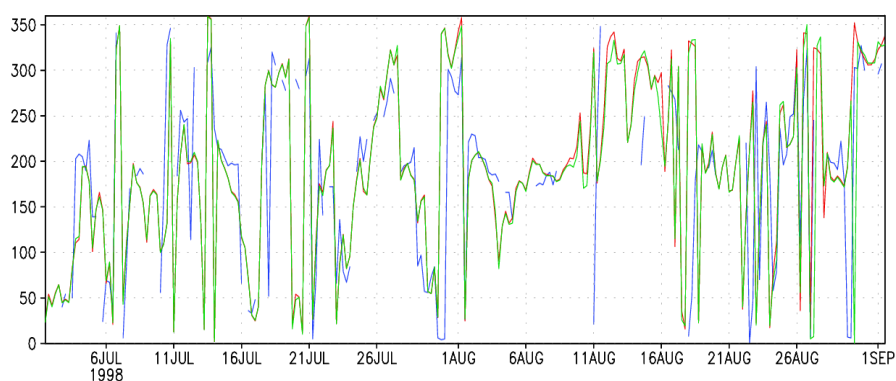
(a) $|V_{10m}|$ (b) $\theta_{V_{10m}}$

Figura 3.13: (a) Evolución temporal de la velocidad del viento a 10 m observado (línea azul) en la Boya de Mahón (39.72N,4.44E), simulado a partir de SE (línea roja) y a partir de SC (línea verde) para el punto de malla situado en la posición más cercana a dicha boya (39.70N,4.54E). (b) Igual que en (a) pero para la dirección del viento a 10 m.

a partir de la SC y SE en dos puntos del Mediterráneo español. En la primera figura, las simulaciones se refieren a un punto situado frente al Cabo de Gata (36.43N,2.60W). Se observa un repunte en el viento obtenido a partir de SE frente al de SC que únicamente en los picos de los eventos tormentosos de mayor intensidad llega a ser del orden de 1 m/s . En el panel inferior de la misma Figura se observa que las variaciones en la constante de Charnock no parecen afectar a la dirección del mismo.

La Figura 3.13 ilustra como la anterior la evolución temporal de ambos campos de viento simulado junto con el viento observado en una boya. Dicha boya se haya situada en la posición (39.72N,4.44E), frente a las costas de la isla de Menorca. Nótese que los valores de viento simulado mostrados se corresponden con el valor del viento al nivel de 10 m diagnosticado para el punto de malla más cercano a la posición en la que la boya se haya fondeada. En esta Figura,

al igual que en la anterior, no se observan variaciones significativas ni en módulo ni en dirección al utilizar un valor u otro de los elegidos para la constante de Charnock. Teniendo en cuenta la escasa magnitud de estas diferencias se decidió utilizar el valor ajustado por el DWI, aún a sabiendas de que dicho valor considera el tipo y las condiciones de mar existentes en el Mar del Norte. De ahí que una posible ampliación de este estudio de sensibilidad podría ir dirigido a la obtención de un ajuste de la constante de Charnock específico de las condiciones típicas del mar Mediterráneo.

3.2.2. Sensibilidad del viento superficial simulado por REMO a variaciones en el parámetro de rugosidad superficial (z_0) sobre el suelo.

En una simulación atmosférica de tipo regional, los parámetros superficiales relacionados con las características del terreno juegan un papel determinante en la simulación de las interacciones existentes en la interfase atmósfera-suelo. Consecuentemente, para simular eficazmente variables superficiales tales como el viento a 10 m o la temperatura a 2 m sobre el nivel del suelo es importante conseguir una buena caracterización de dichos parámetros superficiales. Entre éstos destaca el parámetro de rugosidad superficial (z_0) por ser uno de los que tiene una incidencia directa en la configuración de la dinámica a niveles bajos y más específicamente en el diagnóstico del viento al nivel de 10 m sobre el suelo. En la presente sección se describe el experimento realizado para evaluar el impacto causado por una variación del parámetro de rugosidad del suelo sobre el campo de viento simulado.

Con este fin se empleó un nuevo z_0 sobre tierra, el cual fue calculado de forma análoga a la empleada en la creación de la base de datos fisiográficos de alta resolución utilizada por el DMI (*Danish Meteorological Institute*) en aplicaciones con el modelo climático de área limitada HIRHAM4 (Christensen, *et al.*, 2001). Esta base de datos fue construida por el DMI para su utilización en aplicaciones de modelos atmosféricos de área limitada de alta resolución (menos de 50 km). La utilización de este nuevo z_0 es el rasgo diferenciador de la Simulación Experimento (SE) en relación con la Simulación de Control (SC), que utiliza como z_0 el original de la base de datos fisiográficos recopilada por Clausen *et al.* (1994) para el MPI (ver sección 3.1.4). Esto es: (a) Simulación Control (SC), configuración REMO estándar con z_0 (MPI) y (b) Simulación Experimento (SE), configuración REMO estándar pero con z_0 (DMI)

Para este estudio se realizarán únicamente modificaciones de z_0 . El resto de parámetros superficiales (albedo, cubierta vegetal, tipo de vegetación, uso de suelo, etc...) se mantuvieron en ambas simulaciones según los valores recopilados por Clausen et al. (1994) para el MPI.

Como se adelantó en la sección 3.1.4 el parámetro de rugosidad superficial z_0 combina la rugosidad de origen orográfico, z_{oro} y la que tiene su origen en la cubierta vegetal, z_{veg} , resultando:

$$z_0 = \sqrt{z_{oro}^2 + z_{veg}^2} \quad (3.6)$$

De ambos factores, z_{oro} y z_{veg} , el que contribuye en mayor medida al z_0 total es el de origen orográfico. Este parámetro se calcula para cada una de las celdas del dominio a partir de la varianza orográfica, σ_h^2 , calculada en cada una de ellas. Esto es así tanto en la formulación utilizada para la creación de la base de datos original usada por el MPI como en la nueva formulación del DMI. La diferencia entre ambas radica en que MPI calcula z_0 mediante la siguiente expresión

$$z_{oro} = \sqrt{\frac{a}{A}} \sigma_h^2 \quad (3.7)$$

mientras que DMI introduce en el cálculo de z_{oro} una dependencia con la altitud de los picos existentes dentro de la celda según

$$z_{oro} = \sqrt{\frac{n_p}{A}} \sigma_h^2 \quad (3.8)$$

siendo a una constante cuyo valor fué determinado experimentalmente, A es el área de la celda y n_p es el número de picos significativos existentes en la misma. Un pico se contabiliza como pico significativo siempre que supere en más de 50 m las alturas de los puntos colindantes. Para la parametrización de la orografía empleada en el experimento se utilizó la base de datos global GTOPO30. Esta base de datos creada en 1996 por el *Geological Survey's EROS Data Center* en colaboración con la NASA incluye, a escala global, las alturas orográficas con resolución espacial de 30 segundos de arco (aproximadamente 1 km). Para más información acerca de la base de datos GTOPO30 consúltese: <http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30>.

La Figura 3.14 muestra el campo z_0 original de la base de datos fisiográficos MPI utilizado en la simulación de control (Figura 3.14(a)) junto con el propuesto por el DMI (Figura 3.14(b)), el cual es utilizado en la simulación experimento. Se observan diferencias significativas en la rugosidad principalmente sobre los grandes sistemas montañosos que rodean la cuenca Mediterránea (Sistema Penibético, Pirineos, Alpes, Atlas). De forma análoga, zonas como el Cáucaso, sur de la Península de Anatolia, zona central de la Península Itálica e islas Mediterráneas incrementan la rugosidad en el z_0 del DMI con relación al calculado por el MPI.

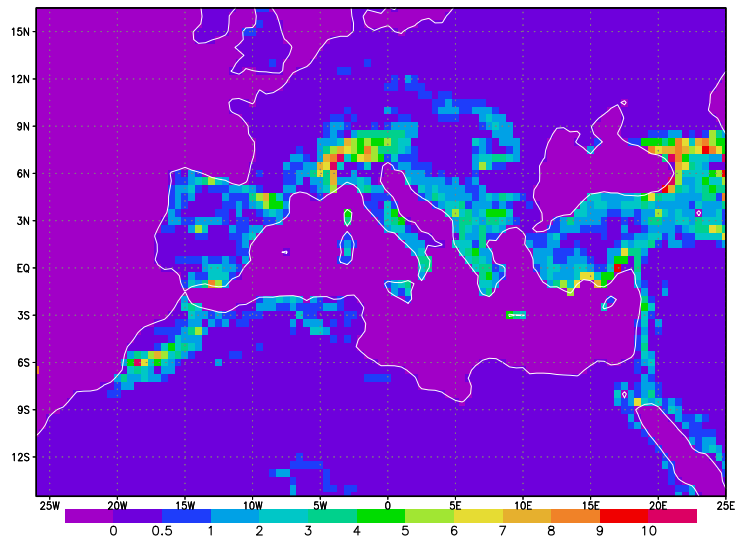
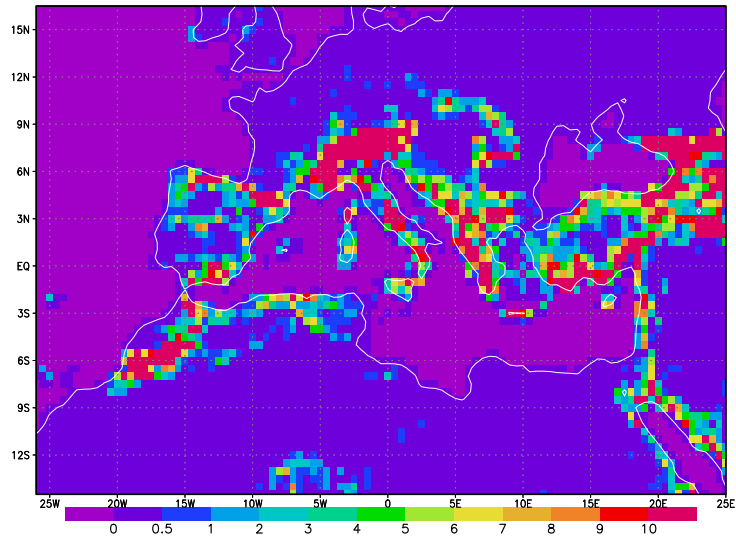
(a) z_0 (SC)(b) z_0 (SE)

Figura 3.14: Parámetros de rugosidad (z_0) utilizados como condiciones de contorno en SC (a) y en SE (b). El z_0 de la SC se corresponde con el usado por el MPI, mientras que el de la SE es el propuesto por el DMI (z_0 en m).

Por el contrario, la inclusión en el cálculo del nuevo z_0 de un valor de corte basado en el número de picos significativos existentes en cada una de las celdas se traduce en un ajuste a cero del nuevo parámetro de rugosidad orográficamente inducida en aquellas áreas con orografía poco significativa (Centro Europa, estepas ucraniana y rusa y zonas desérticas del Norte de África).

Los resultados obtenidos muestran que el viento superficial es sensible a modificaciones del parámetro de rugosidad superficial z_0 . Las variaciones del campo de viento superficial introducidas por el uso en nuestra simulación del parámetro de rugosidad superficial utilizado por el MPI o el DMI tienen marcado carácter local; las mayores diferencias se limitan a zonas en las que se ha producido una mayor variación de z_0 . A modo de ejemplo del efecto que tiene el cambio del parámetro de rugosidad superficial en el viento al nivel de 10 m, la Figura 3.15 muestra el promedio mensual correspondiente al mes de Enero de 1994 de los campos de viento superficial de la SC (Figura 3.15(a)), y de la SE (Figura 3.15(b)), así como el promedio mensual de las diferencias entre ambos campos 3.15(c). Se observa la ya mencionada disminución del viento superficial obtenido a partir de la simulación experimento sobre las áreas de orografía más compleja como consecuencia del mayor valor de z_0 (DMI) en áreas montañosas. Contrariamente, la aparición en el Norte de África de núcleos de diferencias positivas parece estar asociado a la tendencia observada por el método de cálculo del parámetro z_0 propuesto por el DMI al otorgar un z_0 nulo a zonas sin orografía, las cuales presentan un valor del z_0 (MPI) bajo, pero no nulo. El marcado carácter local de estas diferencias de viento superficial, hace que se localicen en aquellas áreas en las cuales se modifica de forma efectiva el parámetro de rugosidad superficial no pareciendo afectar sustancialmente al flujo a gran escala sobre las zonas marítimas.

Para ilustrar la falta de sensibilidad sobre áreas marítimas del viento superficial al cambio de z_0 sobre tierra se realizaron comparaciones entre el viento superficial obtenido en ambas simulaciones con el viento observado en boyas o torres meteorológicas situadas mar adentro. La Figura 3.16 muestra los resultados de una de estas comparaciones llevada a cabo en la Torre Meteorológica de Acqua Alta (45.3N,12.6E). Esta torre se halla situada en el Adriático Norte a 20 Km de las costas de Venecia. Por estar la torre localizada en una zona marítima rodeada de áreas terrestres de mostrada sensibilidad al cambio realizado en z_0 , así como por su proximidad a los Alpes (sistema montañoso muy sensible al cambio de z_0), la comparación mostrada resulta bastante ilustrativa con relación al posilbe efecto en el viento superficial en zonas marítimas asociado a cambios en el parámetro de rugosidad superficial terrestre.

En la Figura 3.16(a) se observa que no existen diferencias significativas en la evolución de la

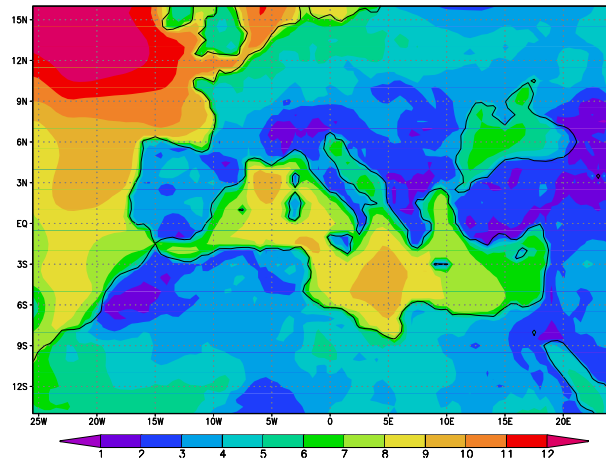
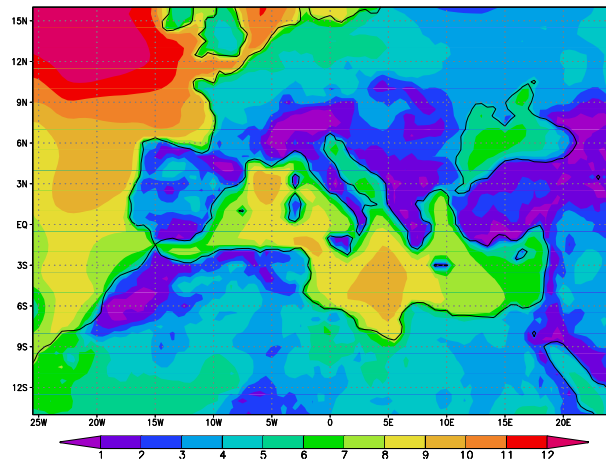
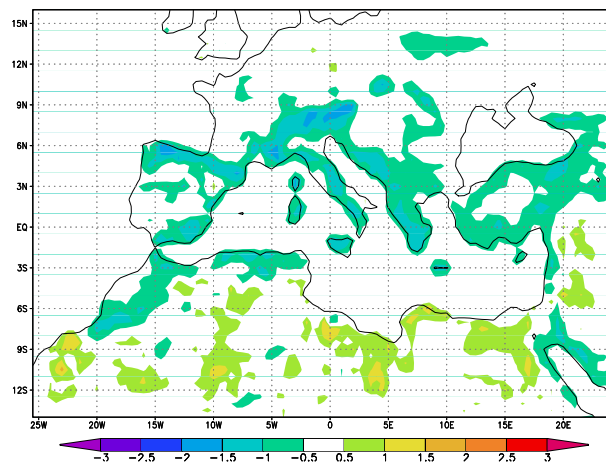
(a) $\overline{|v_{10m}^{con}|}$ (b) $\overline{|v_{10m}^{exp}|}$ (c) $\overline{|v_{10m}^{exp}| - |v_{10m}^{con}|}$

Figura 3.15: (a) Promedio mensual del campo de viento obtenido a partir de SC (z_0^{MPI}) para el mes de Enero de 1994 (en ms^{-1}). (b) a partir de la SE (z_0^{DMI}). (c) Promedio mensual de las diferencias entre los campos anteriores.

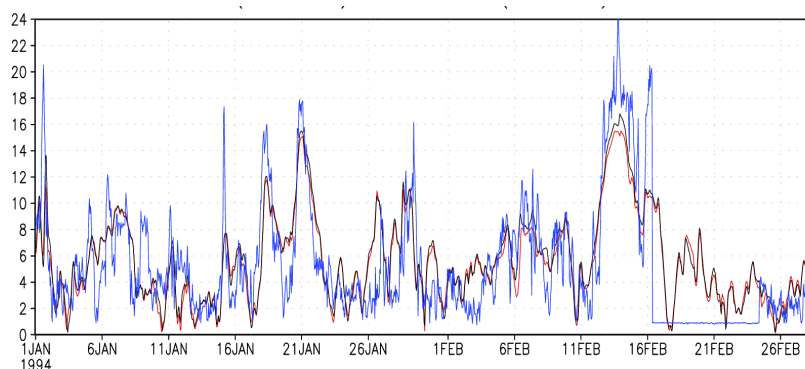
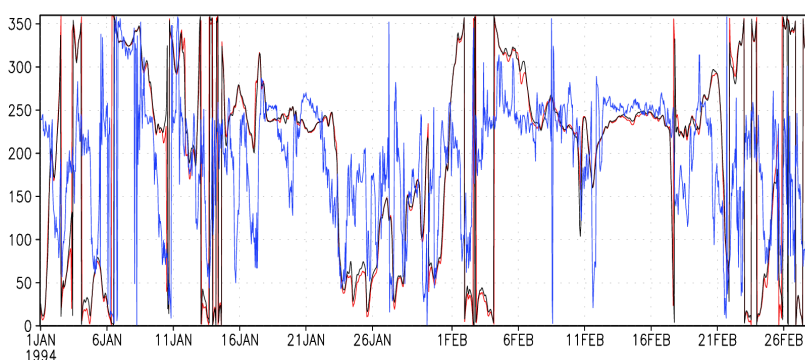
(a) $|V_{10m}|$ (b) $\theta_{V_{10m}}$

Figura 3.16: (a) Evolución temporal de la velocidad del viento observado a 10 m (en ms^{-1} , línea azul) en la Torre Acqua Alta (45.3N,12.6E) y simulado a partir de SE (línea roja) y SC (línea negra) para el punto de malla situado en la posición más cercana a dicha torre (45.0N,13.0E). (b) Igual que en (a) pero para la dirección del viento a 10 m.

intensidad del viento a partir de una u otra simulación sino únicamente una ligera disminución de la velocidad de viento experimento en relación con el de control. Esta disminución es del orden de $0.5 ms^{-1}$ para el evento extremo ocurrido entre los días 11 y 15 de Febrero. Diferencia exigua atendiendo a la magnitud del evento al que nos estamos refiriendo (vientos observados de $24 ms^{-1}$ y simulados a partir de la SC del orden de $17 ms^{-1}$) y estaría introducida por la existencia de un sobrefrenado asociado al aumento de z_0 en las zonas terrestres adyacentes. Este efecto es aún menos significativo para el resto de los picos observados en dicha torre. Igualmente, en la Figura 3.16(b) se aprecia que no existen diferencias significativas en la dirección del viento a partir de una u otra simulación.

Con el fin de corroborar la aparente falta de efecto del uso de un parámetro de rugosidad del suelo sobre el campo de viento superficial simulado por REMO para las distintas áreas

marítimas de la cuenca Mediterránea, se procedió a estudiar los dos patrones de oleaje asociados a las condiciones de viento obtenidas a partir de la SE y la SC. Para ello se realizaron una serie de simulaciones del modelo de oleaje WAM (Apendice A) forzadas con los dos campos de viento simulados por REMO.

Se procedió a realizar un estudio comparativo de los distintos patrones de oleaje simulados por sendas ejecuciones WAM. El hecho de que las configuraciones de los experimentos WAM realizados sean iguales, salvo por la utilización como forzamiento de diferentes campos de viento simulados por REMO, justifica que las modificaciones en los campos de oleaje simulados sean atribuibles a diferencias en los campos de viento empleados como forzamiento, y, por ende, a las diferencias en z_o superficial, único parámetro que marca la diferencia entre la simulación atmosférica SE y SC.

El interés en estudiar las diferencias del campo de oleaje asociado al viento superficial en vez de al propio campo de viento simulado para el nivel de 10 *m* es doble. En primer lugar, cabe destacar que la altura de ola significativa obtenida para un punto sirve de referencia del viento superficial existente en todo el área circundante a dicho punto. En cierta manera la altura de ola obtenida en un punto determinado se entiende como una medida del viento superficial promediado espacialmente para una zona y no del viento existente en dicho punto. Este carácter integrador espacial del viento mostrado por la altura de ola hace que dicha variable presente menor dispersión que el viento superficial. Esta característica de la altura de ola con relación al viento superficial hace de la primera una variable más adecuada para la comparación entre campos simulados con observaciones puntuales. En segundo lugar, trabajar con la altura de ola presenta la ventaja añadida de permitir una verificación del campo de oleaje simulado frente a observaciones in-situ provenientes de boyas oceanográficas. Esto permite la realización de una validación objetiva de los campos de viento simulados en zonas marítimas caracterizadas por la carencia de observaciones meteorológicas independientes de las asimiladas en la integración. Por esta razón, la validación indirecta del viento simulado en dichas áreas por medio del oleaje producido por modelos oceanográficos (forzadas con el campo de viento a validar) es una metodología cada vez más empleada.

Se realizaron comparaciones entre la altura de ola significativa simuladas a partir de las dos ejecuciones WAM forzadas con el viento REMO obtenido a partir de la SE y la SC para varios puntos situados a lo largo del Mediterráneo occidental. La elección de estos puntos se realizó atendiendo a la existencia o no de observaciones de la altura de oleaje proveniente de boyas oceanográficas pertenecientes a la Red de Boyas Costeras y de Aguas Profundas

del EPPE. Se realizaron comparaciones para puntos situados frente a las costas de Cabo de Gata (Andalucía), Cabo de Palos (Murcia), Palamós (Cataluña) y Cap de Pera y Mahón (Islas Baleares).

En todos los puntos se obtuvieron patrones de oleaje simulados a partir de los distintos campos de viento REMO (de gran parecido), no encontrándose grandes diferencias a la hora de reproducir los picos de oleaje. En general se observa la existencia de los mismos picos tanto en la ejecución forzada a partir de SC como de la forzada a partir de SE (Figuras 3.17 y 3.18). Las diferencias son apenas perceptibles para el caso de Mahón (Figura 3.17), mientras que para la boya fondeada frente a Palamós (Figura 3.18), son de mayor magnitud, observándose en la SC alturas de olas del orden de medio metro mayores que las de la SE. Esto último parece indicar la existencia de un gradiente decreciente con la distancia a la costa del efecto que el cambio en el parámetro de rugosidad superficial (z_0) tiene sobre el viento y en el oleaje asociado.

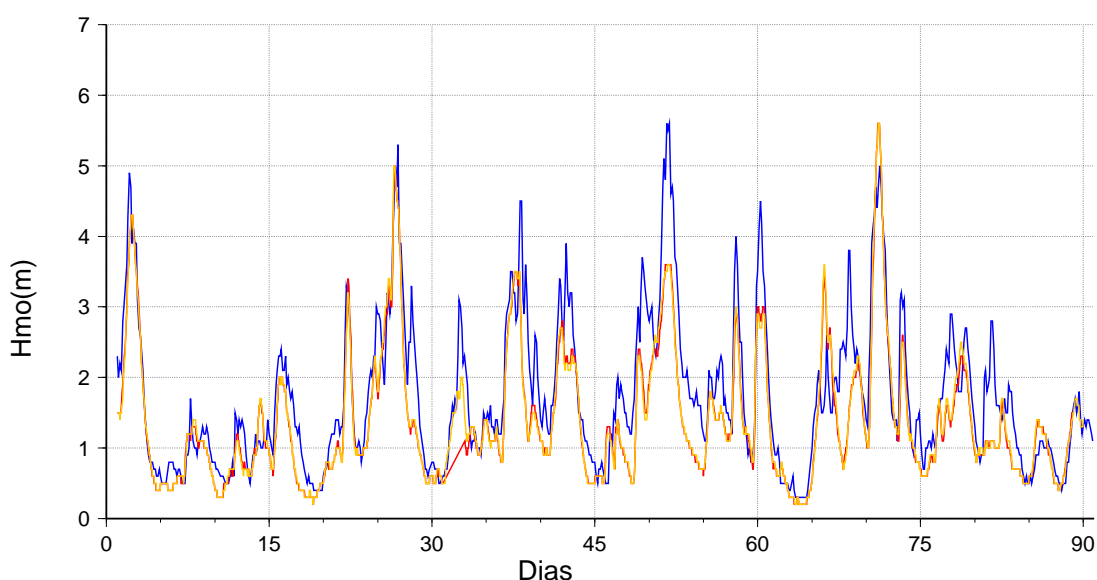


Figura 3.17: Evolución de la altura significativa de ola observada (línea azul), de la altura simulada a partir del viento de la SC (línea amarilla) y a partir del viento de la SE (línea roja) para la boya de Mahón. Posición de la boya: (39.88N,4.38E). Posición del punto de Malla (39.75N,4.37E) El periodo mostrado abarca desde el día 01/12/93 al 28/02/94.

Como conclusión a este apartado, señálese que para la simulación multidecadal Mediterránea se decidió emplear el z_0 calculado por el MPI. Esta elección estuvo motivada, en primer lugar, por la falta de sensibilidad significativa sobre zonas marítimas Mediterráneas. Segundo, por el hecho de que el z_0 calculado por el DMI presenta en zonas de montaña con importante varianza orográfica valores anómalamente altos en comparación con los obtenidos experimentalmente. Finalmente, también tuvo su peso en la decisión el hecho de que estudios más exhaustivos realizados por el propio DMI dentro del proyecto financiado por la UE

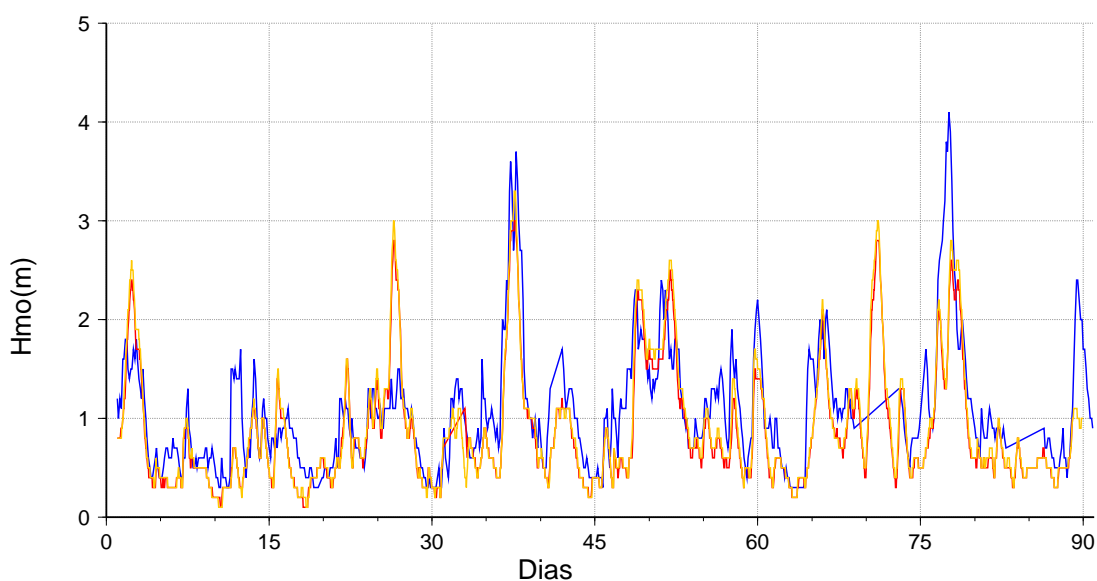


Figura 3.18: Evolución de la altura significativa de ola observada (línea azul), de la altura simulada a partir del viento de la SC (línea amarilla) y a partir del viento de la SE (línea roja) para la boya de Palamós. Posición de la boya (41.83N,3.19E). Posición del punto de malla (41.75N,3.12E). El periodo mostrado transcurre del día 01/12/93 al 28/02/94.

MERCURE (“*Modelling European Regional Climate, Understanding and Reducing Errors*”) no encontraron justificación para usar la otra alternativa. Al mismo tiempo, la elección del z_0 calculado por el MPI asegura cierta coherencia con el resto de simulaciones multidecadales análogas realizadas para el resto de sectores marítimos Europeos (Mar del Norte y Atlántico Norte) dentro del marco del proyecto HIPOCAS.

3.2.3. Sensibilidad del modelo REMO al forzamiento

La simulación atmosférica que aquí se plantea para el Mediterráneo entronca con técnicas de *downscaling* dinámico. Estas técnicas tienen entre sus múltiples aplicaciones (generación de escenarios regionales climáticos pasados, presentes o futuros, estudios de cambio climático, etc.) la mejora de bases de datos pre-existentes a través de un enriquecimiento de las escalas temporales tratadas que se lleva a cabo mediante la inclusión, por medio de un modelo dinámico, de nueva información asociada a procesos no resueltos en los datos originales. Esto se traduce en una transferencia de información de gran escala usada como forzamiento del modelo dinámico a las pequeñas escalas.

La decisión de emplear única y exclusivamente datos de reanálisis como forzamiento reside en el interés de obtener una reconstrucción del estado atmosférico de los últimos 40 años que

presentase como característica principal la homogeneidad temporal. Ello es fundamental para toda base de datos que pretenda ser de utilidad en estudios climáticos y cálculo de tendencias, principalmente a escala regional, a los que está orientada la base de datos creada a partir de nuestra integración multidecadal.

La búsqueda de homogeneidad justificó y motivó en su día la elaboración por diversos centros (p.ej., NCEP/NCAR, ECMWF) de los propios reanálisis globales. Con ellos se pretende obtener bases de datos de periodo largo libres de tendencias espúreas producidas por cambios bruscos asociados a cambios tanto de los sistemas de observación como de asimilación o análisis. El uso primordialmente climático para el que fueron creados hizo que un punto clave en su elaboración fuese la minimización del impacto sobre los campos meteorológicos (un ejemplo de dicho impacto se muestra en la Figura 3.19) debidos a los cambios en los sistemas de medida (p.ej., introducción de nuevos sistemas de teledetección) y de los métodos de asimilación y análisis (p.ej., cambios en la resolución o física del modelo). De ahí que para la consecución de los reanálisis se emplee un sistema de asimilación de datos global con un estado del arte “congelado” así como de observaciones que han mantenido la homogeneidad a lo largo del periodo total del reanálisis. Todo lo anterior, junto con el uso de una resolución horizontal menos fina que la empleada en la generación de los datos de análisis, justifica la idoneidad de estos últimos para la obtención de una visión detallada del estado atmosférico en un momento determinado. Esta búsqueda de representación al máximo detalle del estado atmosférico hace que los sistemas de análisis sean continuamente actualizados y mejorados introduciendo inhomogeneidades temporales, que los hace inadecuados para cualquier estudio climático que tenga como objetivo la determinación de tendencias.

El uso en nuestra aplicación de una técnica de *nudging* espectral (sección 3.1.3) permite al modelo simular rasgos de escalas temporales pequeñas al tiempo que, para mayores escalas temporales, fuerza a la simulación a ajustarse a los valores prescritos por los datos de reanálisis usados como forzamiento de la misma. Esta metodología podría asemejarse en cierta forma a un proceso de asimilación de datos que diferiría, de la realizada en simulaciones orientadas a la predicción meteorológica donde se introducen observaciones locales, en que la información asimilada se corresponde con información de gran escala.

El uso de los datos de forzamiento como una referencia a la que se intenta ajustar la salida del modelo en determinadas escalas, hace que dicho forzamiento tenga mayor peso específico en nuestra simulación del que tendría en una simulación numérica que siguiera un enfoque tradicional, entendiéndose por enfoque tradicional el seguido usualmente en la mayoría de

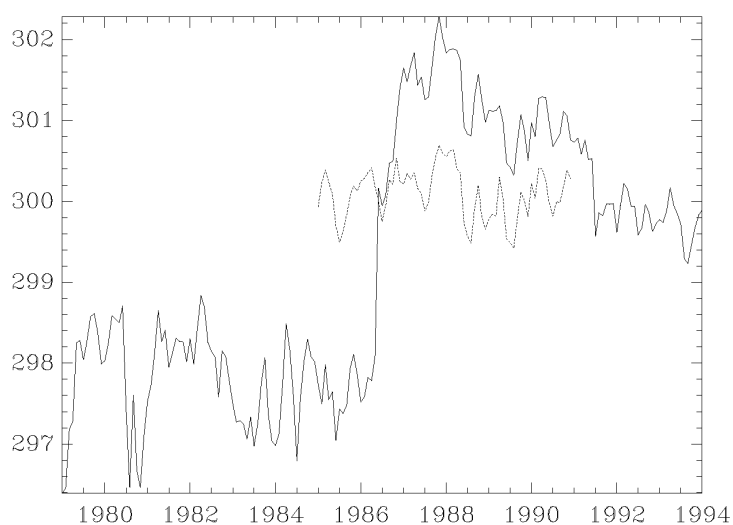


Figura 3.19: Evolución de la temperatura virtual en el nivel de 1000 *hPa* promediada para el Océano Pacífico tropical (30N-30S, 120E-90W) obtenida a partir del Sistema de Asimilación de Datos Globales operativo en el NCEP (línea continua). Se aprecia el impacto de cambios en el modelo a partir del año 1986. La Figura fue tomada del trabajo de Kalney, *et al.*, 1996.

simulaciones numéricas donde el papel del forzamiento se limita únicamente a incluir unas condiciones iniciales y de contorno necesarias para la resolución de un sistema de ecuaciones diferenciales. Sin embargo, el papel de sujeción de la simulación jugado por los datos usados como forzamiento hace de ellos un factor determinante en la evolución de la misma que justifica en cierta medida la realización de un estudio de valoración del efecto de la utilización de otros datos de forzamiento sobre ésta. Por ello, realizamos el experimento de sensibilidad que se describe, que consiste en cuantificar las diferencias introducidas en el campo de viento superficial al utilizar como datos de forzamiento los reanálisis globales ERA15 del ECMWF (Gibson, *et al.*, 1997) en lugar de los elaborados por el NCEP/NCAR (Kalnay *et al.*, 1996 y Kistler *et al.*, 1999). Cabe recordar que estos últimos fueron los utilizados como forzamiento tanto en el proceso de configuración de la aplicación REMO como en los experimentos de sensibilidad anteriormente mostrados.

Antes de pasar a describir los campos de viento superficial simulados por REMO utilizando como forzamiento los datos de reanálisis NCEP ó ERA15 se realizará una breve descripción de las diferencias entre ambos reanálisis.

El NCEP/NCAR utiliza un sistema de asimilación de datos global con “estado del arte congelado” con resolución horizontal T62 (del orden de 210 *km*) y 28 niveles en altura. De ellos, 5 se encuentran en la capa límite y 7 por encima de 100 *hPa*. El modelo empleado es

idéntico al modelo global operativo NCEP salvo en la resolución empleada (mayor en este último que en el reanálisis). Para más información sobre la física empleada en el modelo se pueden consultar los trabajos de Kanamitsu (1989) y Kanamitsu *et al.* (1991). Los datos en superficie y observaciones de capas altas de la atmósfera que han sido asimilados en el reanálisis fueron mayoritariamente usados en la elaboración de los análisis. Las bases de datos usadas en la elaboración del reanálisis son de procedencia diversa, incluyéndose:

- Datos globales de radiosondas
- Datos sobre la superficie del mar del COADS (*Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set*)
- Datos de aviones
- Datos de superficie de las estaciones sinópticas
- Datos de satélite
 - Radiancias
 - Velocidad del viento superficial (SSM/I)
 - Deriva nubosa

Para una descripción más detallada tanto de los datos como de los sistemas y algoritmos utilizados en la asimilación y procesado del reanálisis global NCEP40 consúltese Kalnay *et al.*, 1996. Para obtener información adicional sobre la ampliación del mismo hacia la década de los cuarenta consúltese Kistler *et al.*, 1999.

Por otra parte el ECMWF usó para la elaboración de su reanálisis (ERA15 y el posterior ERA40) un sistema de asimilación también con “estado del arte congelado”, de mayor resolución horizontal (T106, del orden de 100 km) y vertical (68 niveles) que el empleado por el NCEP/NCAR en su reanálisis global. Los datos asimilados son semejantes a los asimilados por el NCEP/NCAR.

El campo de viento superficial obtenido a partir de los datos de reanálisis ERA15 presenta, en términos generales, menor intensidad que el reproducido a partir de los datos NCEP sobre la Europa Mediterránea. La diferencia se hace especialmente significativa sobre los sistemas montañosos que rodean la cuenca Mediterránea. Conforme nos adentramos mar adentro, especialmente en el Atlántico, las diferencias disminuyen, no superando en áreas marítimas

el valor umbral de 1 ms^{-1} en promedio mensual. Estas diferencias parecen estar relacionadas principalmente con la orografía y la rugosidad asociada a ella, siendo el océano y las zonas terrestres con escasa orografía (áreas del Norte de Africa y Europa del Norte y Oriental) menos afectadas por las diferencias del viento superficial de los reanálisis globales NCEP y ERA15. A modo de ejemplo, en la Figura 3.20, se ilustran los campos de viento superficial medio mensual diagnosticado por NCEP y ERA15, así como sus diferencias, para el mes de Febrero de 1994.

Resulta razonable pensar que estas diferencias tienen su origen en la diferente resolución empleada en el modelo de asimilación de cada uno de ellos. El ERA15 presenta, por su mayor resolución horizontal, una mejor y más realista caracterización tanto de los sistemas montañosos como de la máscara tierra-mar. Estos factores geográficos son determinantes a la hora de obtener un campo de viento superficial realista.

En la Figura 3.20, se observa que el núcleo de viento centrado en la cuenca Mediterránea descrito por los datos NCEP correspondiente al mes de Febrero de 1994 (Figura 3.20(a)) se extiende sin reparar en la existencia, o más concretamente en la no existencia, de accidentes geográficos tales como Sicilia, Cerdeña y sur de Italia. Sin embargo, estos rasgos geográficos sí son resueltos con la resolución empleada por el sistema ERA15 (Figura 3.20(b)). La redistribución del viento superficial existente en ERA15 con relación al campo de viento descrito por NCEP es el reflejo de la mejor caracterización de ciertos rasgos geográficos no existentes para NCEP los cuales producen un efecto de barrera y frenado del viento con la consiguiente canalización y redistribución del mismo.

Se observa igualmente que sobre el océano Atlántico las diferencias son pequeñas o inexistentes (Figura 3.20(c)). El caso de las Islas Británicas es un ejemplo bastante ilustrativo. Mientras que para ERA15 el sur de Inglaterra está caracterizado en dirección longitudinal por 6 celdas marcadas como tierra, para NCEP se resuelve únicamente con 3. Esta diferencia produce en el caso de NCEP una clara reducción de la capacidad de fricción y consiguiente frenado que las Islas británicas producen a los flujos de procedencia Atlántica. De ahí que sobre dichas islas NCEP siempre produzca un campo de viento significativamente más intenso que el descrito por ERA15.

Para el caso de las islas de mayor tamaño del Mediterráneo (Sicilia y Cerdeña), así como para el extremo sur de la Península Itálica, la diferencia de fricción mostrada por los reanálisis no viene determinada tanto por la diferencia en el número de celdas terrestres consideradas como por el tipo de reanálisis, ya que estos rasgos por su pequeño tamaño en comparación con

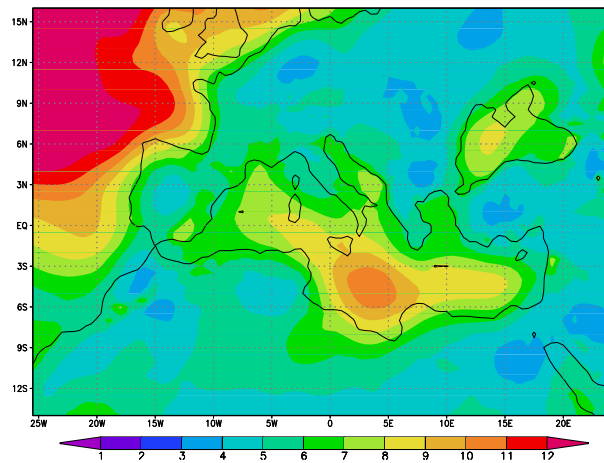
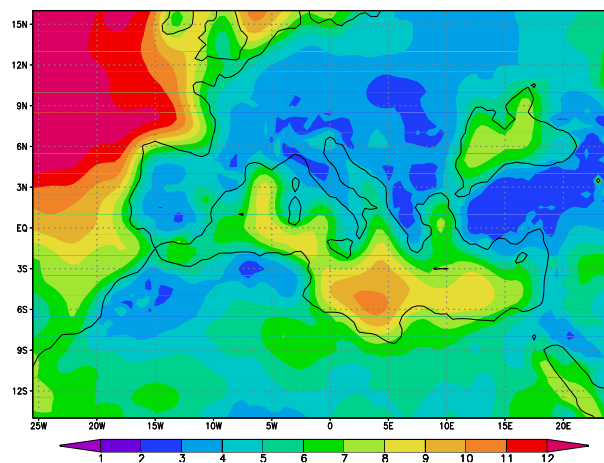
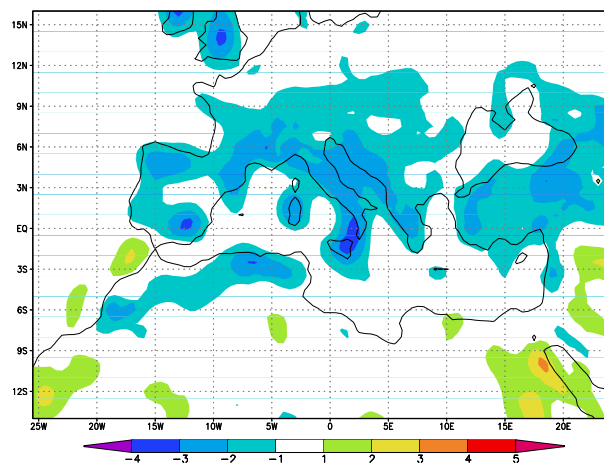
(a) $\overline{|V_{sup}^{NCEP}|}$ (b) $\overline{|V_{sup}^{ERA}|}$ (c) $\overline{|V_{sup}^{ERA}| - |V_{sup}^{NCEP}|}$

Figura 3.20: (a) Promedio mensual del campo de viento interpolado para el nivel más bajo de la configuración REMO a partir de los datos del reanálisis global NCEP correspondiente al mes de Febrero de 1994 (en ms^{-1}). (b) Igual que en (a) pero a partir de los datos del reanálisis global ERA15. (c) Promedio mensual de la diferencia existente entre los campos anteriores

la resolución del modelo NCEP, no aparecen representados como tierra en el mismo. En estos casos las diferencias en el viento descrito por NCEP y ERA15 son aún mayores y se producen por el hecho de comparar el viento NCEP obtenido tras promediar sobre una celda considerada como mar (mayor viento asociado a la menor fricción existente sobre dicha superficie) con el campo de viento descrito por ERA15, el cual está asociado a una celda con características de tierra (viento menor por la existencia de orografía y mayor fricción).

Se puede concluir por tanto que ERA15 debido principalmente a su mayor resolución espacial reproduce el campo de viento superficial con mayor realismo que el obtenido a partir de los datos NCEP.

Una vez señaladas las diferencias del campo de viento superficial diagnosticado por los reanálisis globales pasamos a describir la sensibilidad del campo de viento superficial al forzamiento de REMO con los reanálisis globales NCEP y ERA15. Para ello se realizaron 2 simulaciones diferentes: Una SC o Simulación de Control (REMO forzado con reanálisis NCEP) y una segunda Simulación Experimento (SE) forzada con ERA15. El experimento se realizó para un periodo de integración de 6 meses que abarcaba desde Octubre de 1993 a Febrero de 1994.

Al comparar el campo de viento en 10 m obtenido con ambas simulaciones se observa que no existen diferencias significativas en promedio mensual entre el viento de REMO forzado con uno u otro reanálisis. En la Figura 3.21, se aprecia la inexistencia de diferencias superiores a 1 ms^{-1} en promedio mensual, exceptuándose ciertos núcleos situados a lo largo de los bordes del dominio asociados a las condiciones de contorno. Esto que sólo se ilustra para el mes de Febrero de 1994 es la tónica general para todo el periodo del experimento.

Además de la falta de diferencias significativas en promedio mensual del campo de viento simulado a 10 m con ambas simulaciones tampoco se observan diferencias en la evolución temporal del campo (Figura 3.22).

Para completar el estudio de sensibilidad del viento se realizaron simulaciones de oleaje con el modelo WAM. El estudio comparativo de los dos patrones de oleaje simulados por las ejecuciones WAM forzadas con los de SC y SE da una medida de la repercusión que cambios en el forzamiento de la aplicación atmosférica REMO tienen en el viento superficial utilizado por WAM como forzamiento.

La falta de sensibilidad del viento superficial simulado a modificaciones en el forzamiento

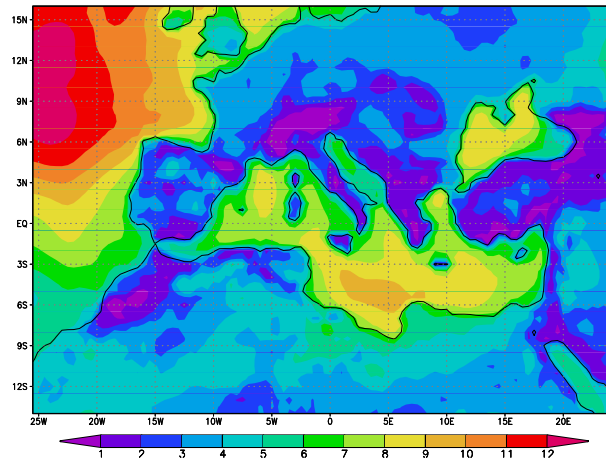
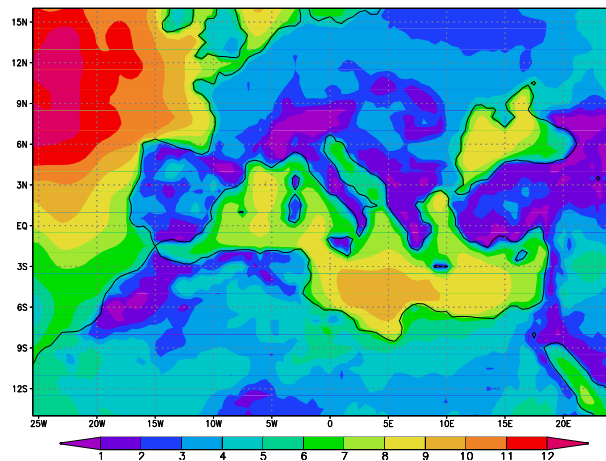
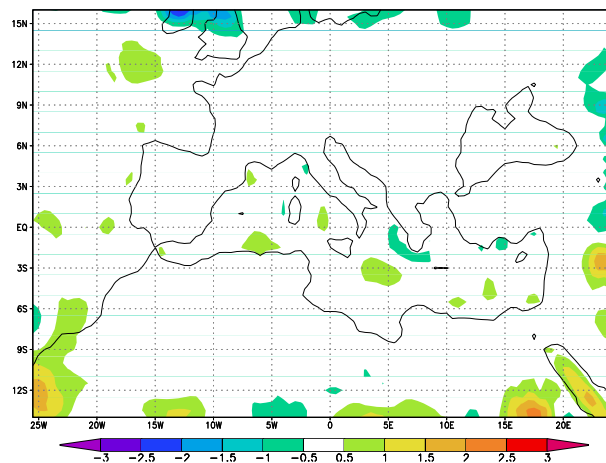
(a) $\overline{|V_{10m}^{REMO}(NCEP)|}$ (b) $\overline{|V_{10m}^{REMO}(ERA15)|}$ (c) $\overline{|V_{10m}^{REMO}(ERA15)| - |V_{10m}^{REMO}(NCEP)|}$

Figura 3.21: (a) Promedio mensual del viento a 10 m obtenido con la simulación de control (usando NCEP como forzamiento) correspondiente al mes de Febrero de 1994 (en ms^{-1}). (b) Igual que en (a) pero para el viento de la simulación experimento (usando ERA15 como forzamiento). (c) Promedio mensual de la diferencia existente entre los campos anteriores para dicho mes de Febrero de 1994.

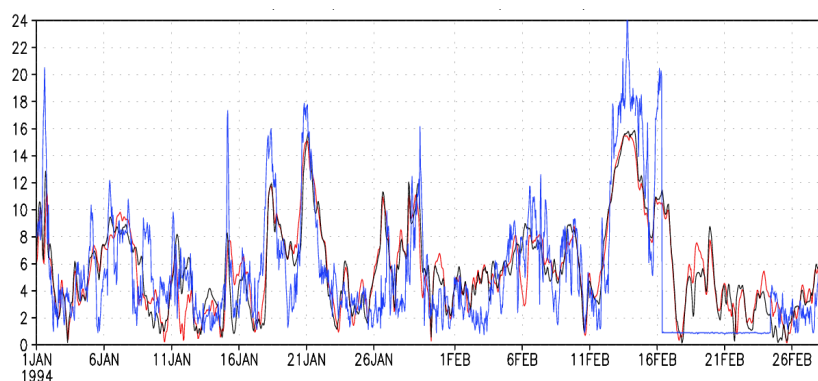
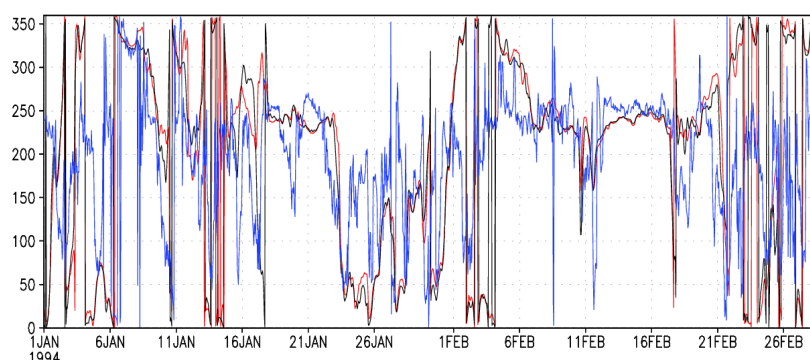
(a) $|V_{10m}|$ (b) $\theta_{V_{10m}}$

Figura 3.22: (a) Evolución temporal de la velocidad del viento observada a 10 m (línea azul) en la torre Acqua Alta (45.3N,12.6E) y viento a 10 m de SE (línea roja) y de SC (línea negra) para el punto de malla situado en la posición más cercana a dicha torre (45.0N,13.0E). (b) igual que en (a) pero para la dirección del viento a 10 m.

de la aplicación es corroborada por los resultados de altura de ola significativa obtenidos para las zonas marítimas de la cuenca Mediterránea occidental. La Figura 3.23 muestra una comparación de las alturas de ola significativa simuladas a partir de integraciones WAM forzadas con: uno, los vientos superficiales obtenidos a partir de la SC y dos, los vientos superficiales obtenidos a partir de la SE. Se puede apreciar que el patrón de oleaje producido en ambos casos es el mismo, existiendo sólo diferencias poco importantes en la magnitud de los picos de oleaje.

Todo lo anterior parece indicar que el uso del reanálisis global ERA15 o del NCEP como forzamiento de la integración REMO no parece afectar sensiblemente a la simulación del viento superficial a pesar de que como se demostró previamente existen diferencias importantes en el campo de viento superficial descrito por ambos reanálisis. Este fenómeno se explicaría considerando que dichas diferencias parecen estar asociadas al uso de una resolución horizontal

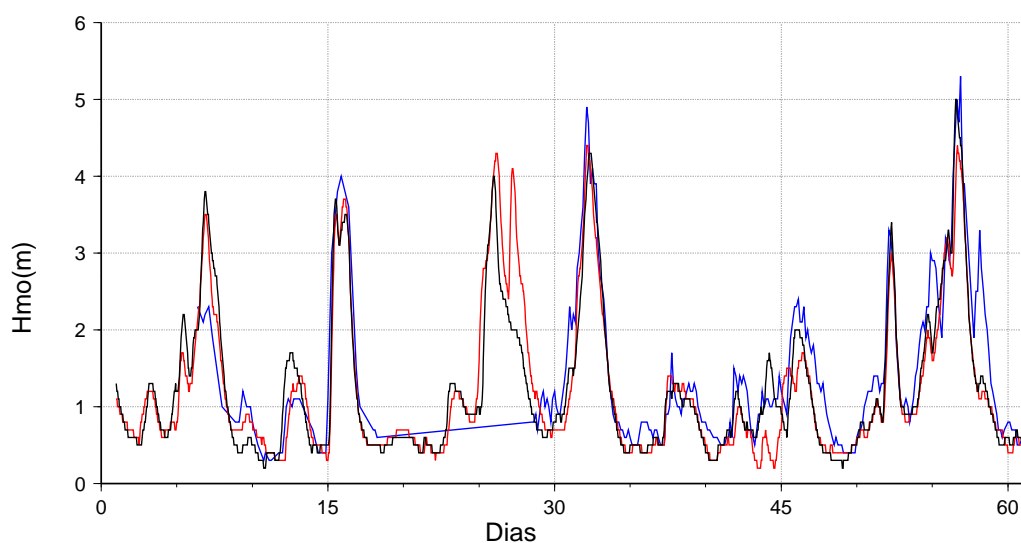


Figura 3.23: Evolución temporal de la altura significativa de ola observada (línea azul) obtenida con la SC (línea negra) y con la SE (línea roja) para la boya de Mahón. Posición de la boya: (39.88N,4.38E). Posición del punto de Malla (39.75N,4.37E) El periodo mostrado transcurre del día 01/11/93 al 31/12/93.

diferente en la ejecución de cada uno de los dos reanálisis. La resolución horizontal es un factor ciertamente limitante en el grado de efectividad que cada reanálisis tiene a la hora de resolver rasgos asociados a la escala regional, pudiendo afirmarse que las diferencias entre los campos de viento superficial obtenidos a partir de ambos reanálisis responden a una diferencia en la capacidad de caracterización de dichos rasgos regionales. Destáquese que esta información de gran escala, similar en ambos reanálisis, es la que, incluida como forzamiento, permite resolver dinámicamente los rasgos regionales asociados a escalas inferiores. La aplicación no parece sensible a las variaciones en la información contenida en el forzamiento a escalas temporales menores resolubles por el propio REMO.

La Figura 3.24 viene a ilustrar todo lo anteriormente tratado acerca de las escalas temporales resueltas con uno u otro modelo (NCEP, ERA y REMO) así como su influencia en el grado de realismo con que son concretados los diferentes rasgos regionales del campo de viento superficial por cada uno de los modelos. La figura permite tomar una perspectiva del efecto enriquecedor que tiene el aumento de resolución horizontal, aparte de las mejoras introducidas en la física del modelo, en la caracterización de cualquier parámetro superficial en general y en el viento superficial en particular. En dicha figura se observa como a partir de la información de gran escala, incluida y resuelta de forma efectiva en los tres modelos (NCEP, ERA y REMO), cada uno de ellos es capaz de resolver la escala regional hasta un punto determinado, que está limitado por la resolución horizontal.

La Figura muestra la paulatina mejora (desde el NCEP al REMO pasando por el ERA) en la reproducción de los diferentes rasgos regionales. Merece la pena destacar la diferente distribución del viento en promedio en el Golfo de León durante el mes de octubre de gran incidencia de vientos regionales como el Mistral y Tramontana. Esta zona de fuerte viento localizada principalmente en la parte oriental del Golfo de León es reproducida inicialmente por el NCEP (Figura 3.24(a)) como un núcleo de viento de cierta extensión con poca intensidad (entre 8 y 9 ms^{-1}), mientras que ERA15 (Figura 3.24(b)) introduce una mejora limitando el núcleo de viento al Golfo de León e incrementando en 1 ms^{-1} su intensidad. La mejora tiene su origen en la mayor resolución ERA en comparación con NCEP de la orografía, la cual se erige como un factor determinante en la configuración de los vientos regionales por su probado efecto de canalización del viento a niveles bajos. Finalmente el REMO (Figura 3.24(c)), que por su resolución empleada es capaz de caracterizar con mayor detalle los Pirineos así como el Macizo Central francés como sistema independiente de los Alpes, reproduce un núcleo de viento más parecido en forma, posición e intensidad al esperable para la región en dicho mes.

Finalmente, y para concluir, señálese que el empleo como forzamiento de una integración REMO de datos del reanálisis ERA15, de mayor resolución que los NCEP, no representa una mejora, pues el propio REMO se encarga de generar sus propios rasgos a pequeña escala superponiéndolos a las condiciones rectoras de gran escala. Esto junto con el hecho de que el reanálisis global del ECMWF de 40 años sustituto del ERA15 (ERA40) aún no había finalizado, así como la mayor accesibilidad de los datos NCEP (posibilidad de acceso a ellos *on-line* a través de la página web del NCEP o del NCAR, determinó el empleo de los mismos como forzamiento de la integración REMO multidecadal para el Mediterráneo aquí descrita.

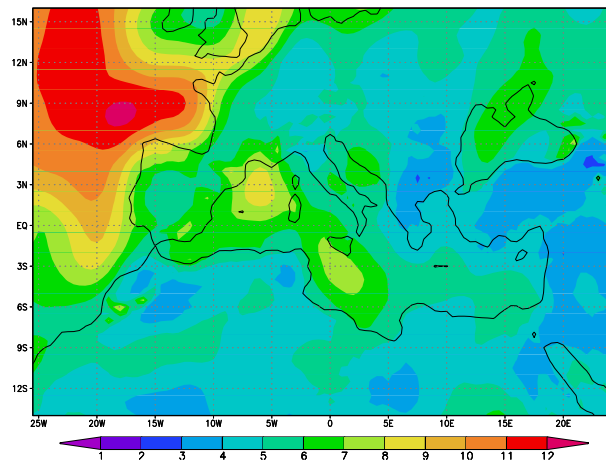
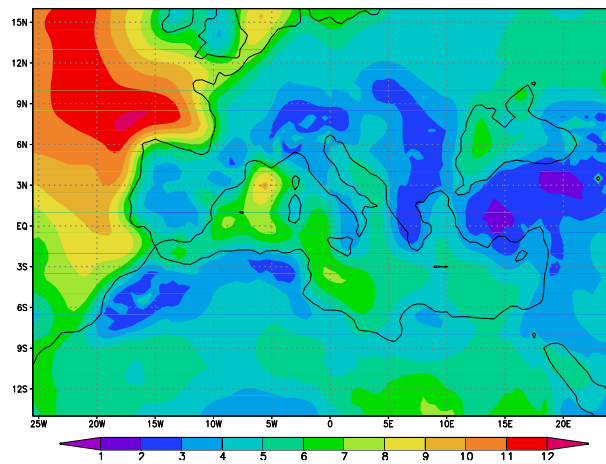
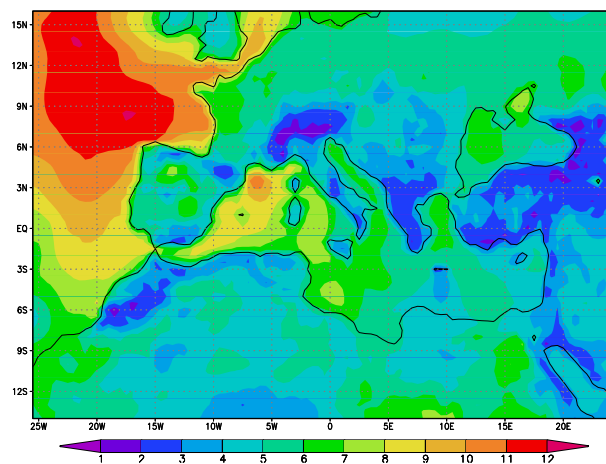
(a) $\overline{|V_{sup}^{NCEP}|}$ (b) $\overline{|V_{sup}^{ERA}|}$ (c) $\overline{|V_{sup}^{REMO}|}$

Figura 3.24: (a) Promedio mensual del campo de viento interpolado al nivel más bajo de la configuración REMO a partir de los datos del reanálisis global NCEP correspondiente al mes de Octubre de 1993 (en ms^{-1}). (b) Igual que en (a) pero a partir de los datos del reanálisis global ERA15. (c) viento pronosticado por REMO en su nivel mas bajo.

Capítulo 4

Validación de la aplicación multidecadal REMO y comparación con los datos de reanálisis NCEP.

El modelo REMO ha sido empleado en numerosos experimentos (p.ej., Jacob y Podzun, 1997 y Von Storch *et al.*, 2000) demostrando su validez para reproducir el estado atmosférico y clima, tanto actual como pasado y futuro, en diferentes áreas del planeta. Dichos estudios así como la validación realizada por el DKRZ durante el desarrollo del modelo REMO (Jacob, *et al.*, 1995 y Podzun *et al.*, 1995) son en principio una garantía de calidad de las salidas del mismo. Aparte de toda esta validación previa del modelo REMO se ha realizado una evaluación específica exhaustiva de la calidad de los datos simulados a partir de la aplicación REMO aquí presentada. Para ello se compararon distintas salidas del modelo con la mayor cantidad de datos observacionales disponibles. La finalidad de este considerable esfuerzo no es otra que aumentar la confianza en los datos simulado, así como señalar ciertos aspectos limitantes al uso de los mismos.

Para la validación del dato simulado se han empleado dos metodologías diferentes. Una primera, basada en la comparación de las salidas REMO con datos observacionales, a la cual denominaremos validación “directa”, y una segunda, validación “indirecta”, basada en el empleo de ciertos campos atmosféricos simulados por REMO como datos de forzamiento de modelos oceánicos. La comparación con observaciones oceanográficas de las salidas de dichos modelos oceánicos nos permite evaluar la calidad del dato oceanográfico simulado, al tiempo

que nos da una idea de la validez del dato atmosférico empleado como forzamiento en las integraciones oceánicas.

Teniendo en cuenta que la base de datos que se presenta ha sido creada a partir de los datos de reanálisis NCEP por medio de *downscaling* dinámico, resulta interesante evaluar el grado de mejora introducido por dicho proceso de *downscaling* con relación a los datos de reanálisis original. Por ello y, en paralelo a la evaluación de la calidad de los datos REMO frente a las observaciones, se mostrará a modo de referencia el comportamiento que frente a las mismas presentan los datos de reanálisis NCEP. Esta evaluación conjunta de ambas bases de datos frente a las observaciones pone de relieve el alto potencial que tiene la base de datos creada frente a los reanálisis globales para su aplicación a estudios climáticos a escala regional en el entorno Mediterráneo.

4.1. Validación directa. REMO y NCEP vs observaciones.

En esta sección se presentan los resultados obtenidos al comparar la salida del modelo REMO y de los reanálisis NCEP con datos observacionales meteorológicos. La validación se centró principalmente en parámetros superficiales tales como la presión reducida al nivel de mar, temperatura del aire al nivel de 2 metros y el campo de viento a 10 metros.

La presente sección se divide a su vez en tres subsecciones. En la 4.1.1 se muestran los resultados obtenidos a partir de una serie de comparaciones entre observaciones tomadas en mar abierto, procedentes de boyas o torres meteorológicas, frente a los datos REMO y NCEP en el punto de malla más cercano a la posición geográfica de fondeo de la boya. Estas comparaciones directas son útiles en puntos situados en mar abierto, y no tan adecuadas, como se explicará más adelante, para el caso de comparaciones con estaciones situadas en tierra (subsección 4.1.2). Finalmente, se muestra (subsección 4.1.3) una serie de comparaciones entre el viento superficial simulado por REMO y el reanalizado por NCEP con datos de teledetección provenientes del escaterómetro ERS-1 y ERS-2.

4.1.1. REMO y NCEP vs observaciones meteorológicas en mar abierto.

A continuación se presentan los resultados de una serie de comparaciones entre las salidas del modelo REMO y los reanálisis NCEP frente a observaciones tomadas a partir de instrumentos de medida emplazados en boyas oceanográficas y torres meteorológicas localizadas mar adentro. Los parámetros atmosféricos superficiales verificados son la presión reducida al nivel de mar, la temperatura del aire a 2 metros y el campo de viento a 10 metros.

Para la comparación se han empleado observaciones meteorológicas de 14 boyas y 1 torre meteorológica. El EPPE cedió los registros meteorológicos de 7 boyas de su red de aguas profundas RAYO situadas a lo largo de la costa Española. El NCMR de Grecia hizo lo propio con 3 de sus boyas POSEIDON situadas en el Mediterráneo oriental. Igualmente, se han empleado en las comparaciones datos de 4 boyas (3 Atlánticas y 1 Mediterránea) de MeteoFrance, así como los registros de viento de la Torre oceanográfica Acqua Alta situada en el Adriático norte cedidos amablemente por el Dr. Luigi Cavalieri del ISDGM italiano.

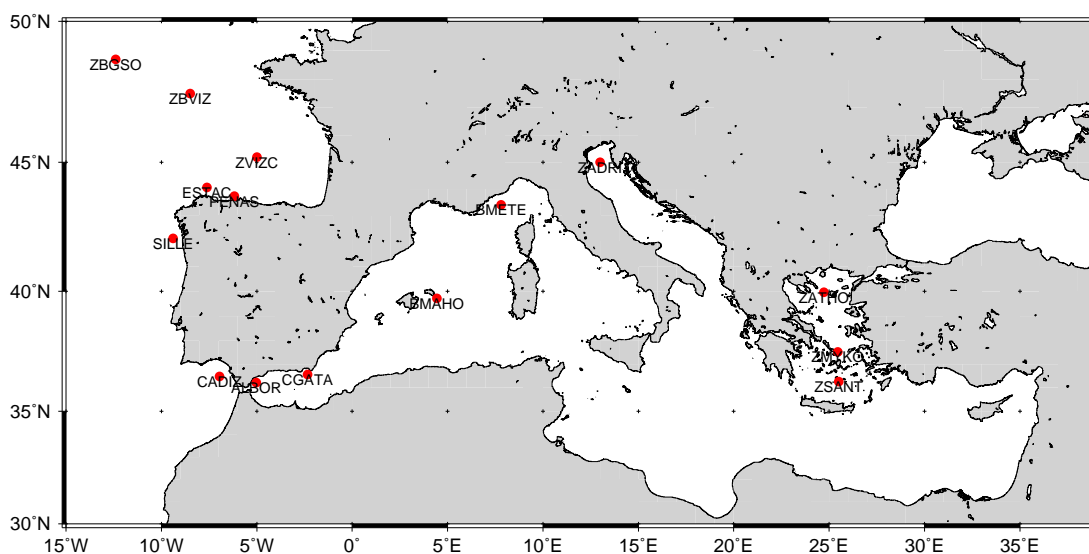


Figura 4.1: Posición geográfica de las 14 estaciones meteorológicas *offshore* empleadas en la validación del análisis retrospectivo y su posterior comparación con los reanálisis NCEP.

La Figura 4.1 muestra la localización de las estaciones empleadas en la comparación. Igualmente, la Tabla 4.1 muestra información detallada sobre la posición, periodo de fondeo, así como las variables medidas en cada una de las estaciones.

Todas las boyas de MeteoFrance y las RAYO, con excepción de la boya BMAHO, tienen

Código	Posición	Procedencia	Periodo de fondeo	Variables
ZBGSO	48.70N 12.40W	MeteoF	1995/2001	P,T,viento
ZBVIZ	47.50N 8.50W	MeteoF	1995/2001	P,T,viento
ZVIZC	45.20N 5.00W	MeteoF	1998/2001	P,T,viento
PEÑAS	43.73N 6.17W	RAYO	1997/2001	P,T,viento
ESTAC	44.06N 7.62W	RAYO	1996/2001	P,T,viento
SILLE	42.10N 9.38W	RAYO	1998/2001	P,T,viento
CADIZ	36.48N 6.96W	RAYO	1996/2001	P,T,viento
ALBOR	36.23N 5.02W	RAYO	1997/2001	P,T,viento
CGATA	36.57N 2.33W	RAYO	1998/2001	P,T,viento
BMAHO	39.72N 4.44E	RAYO	1993/1998	P,T,viento
BMETE	43.40N 7.80E	MeteoF	1999/2001	P,T,viento
ZADRI	45.00N 13.00E	ISDGM	1990/2001	viento
ZATHO	39.96N 24.72E	Poseidon	2000/2001	P,T,viento
ZMYKO	37.51N 25.46E	Poseidon	2000/2001	P,T,viento
ZSANT	36.26N 25.50E	Poseidon	2000/2001	P,T,viento

Tabla 4.1: Información sobre las estaciones meteorológicas en mar abierto utilizadas para la validación del modelo REMO.

observaciones con frecuencia horaria. El dato de viento obtenido en la Torre meteorológica Acqua Alta (ZADRI) del ISDGM tiene también una frecuencia horaria. La boya del EPPE, BMAHO, y las griegas del proyecto Poseidon presentan, sin embargo, frecuencia trihoraria.

A pesar de que el dato REMO presenta resolución temporal horaria y de contar en gran parte de las estaciones con observaciones de esta frecuencia temporal, se decidió emplear para la validación únicamente 4 datos diarios (00UTC, 06UTC, 12UTC y 18UTC) con el fin de así poder establecer una comparación análoga con el dato de reanálisis NCEP el cual tiene una resolución temporal de 6 horas.

Señálese que, como paso previo a la comparación del dato de reanálisis NCEP con las observaciones, los campos NCEP empleados en la misma fueron interpolados bilinealmente a la malla REMO. Esta interpolación permitió trasladar la información desde una malla gaussiana con resolución horizontal de 1.875° en longitud y 1.904° en latitud a la malla REMO de resolución más fina (0.5° tanto en longitud como en latitud). De esta forma, se consiguió tener la información de los reanálisis NCEP en cada punto de la malla REMO, incluyéndose los

puntos más cercanos a las estaciones que posteriormente se usan en las comparaciones con las observaciones.

Los siguientes parámetros estadísticos han sido empleados para evaluar las comparaciones:

- Valor medio de los valores observados

$$\bar{X} = \mathbf{E}[X] = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X(t_i) \quad (4.1)$$

- Valor medio de los valores REMO simulados o reanalizados NCEP

$$\bar{Y} = \mathbf{E}[Y] = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N Y(t_i) \quad (4.2)$$

- Sesgo

$$S = \bar{Y} - \bar{X} \quad (4.3)$$

- Error cuadrático medio (RMSE)

$$RMSE = \frac{1}{N} \left[\sum_{i=1}^N (Y(t_i) - X(t_i))^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (4.4)$$

- índice de correlación (R)

$$R = \frac{E[XY] - E[X]E[Y]}{(E[X^2] - E[X]^2)^{\frac{1}{2}}(E[Y^2] - E[Y]^2)^{\frac{1}{2}}} \quad (4.5)$$

Antes de pasar a describir los resultados conviene hacer una puntualización sobre la diferente naturaleza del dato observado en una estación en comparación con el dato simulado por REMO en un punto de malla. Mientras que la observación es una medida puntual de carácter local, el valor simulado por REMO en uno de sus puntos de malla no representa estrictamente el valor puntual de la variable en ese punto geográfico específico, sino que es el resultado de un promediado espacial horizontal en toda la celda (ver subsección 2.1.1) que en la integración REMO se corresponde a una celda con una superficie de unos 50 km^2 .

Las diferencias pueden ser localmente importantes sobre tierra debido al gran peso de las características orográficas locales del terreno. La orografía tiene una importante influencia en el valor final de la medida in-situ, al tiempo que en el caso del valor simulado resulta enmascarada por efecto del promediado horizontal, siendo así difícil determinar que parte de la diferencia

existente entre el valor simulado y el observado se debe a la propia incapacidad del modelo para reproducir el valor de la variable observada o al promediado horizontal (ver subsección 4.1.2).

En zonas costeras se añade a la incertidumbre asociada a la orografía y su promediado la aparición de diferencias importantes asociadas a la existencia de una mayor o menor proporción de mar en la celda del modelo a comparar con la medida in-situ. Las diferentes propiedades térmicas y dinámicas mostradas por el mar con relación a la tierra hace que según varíe la proporción de mar existente en la celda, los campos simulados se vean sensiblemente modificados.

La existencia de estas diferencias intrínsecas se ponen de manifiesto sobre todo en el caso de los reanálisis globales NCEP debido a la baja resolución espacial de éstos últimos (Frank, 2001).

Todo lo anteriormente expuesto hace que la validación del modelo mediante comparaciones directas sea una metodología fiable principalmente en zonas de mar abierto, donde la homogeneidad de la superficie y la ausencia de orografía hace que la comparación directa de una medida in-situ con el valor simulado en una celda marítima tenga sentido.

Es igualmente importante señalar que con excepción de las boyas Atlánticas de MeteoFrance, las observaciones obtenidas en las boyas utilizadas en la validación no han sido asimiladas durante la elaboración del reanálisis global NCEP lo cual significa que la información de las mismas no se ha incluido en el forzamiento, pudiéndose asegurar entonces la existencia de una total independencia entre las series comparadas (la simulada por REMO y la observada). Esta independencia permite valorar adecuadamente la destreza del modelo.

Asimismo, merece la pena destacar el gran valor de la base de datos observacional en mar abierto empleada en la validación del modelo REMO, así como el esfuerzo realizado en su construcción. En el proceso de creación de una base de datos observacionales *offshore* hay que enfrentarse, como primera dificultad, a la gran escasez de observaciones meteorológicas fiables existentes en mar abierto. Esta escasez es ciertamente acuciante en la cuenca Mediterránea. Señálese además que gran parte de las observaciones meteorológicas existentes en mar abierto cuentan con la desventaja de estar ya asimiladas en los reanálisis globales lo que hace que no sean del todo útiles para la validación de la aplicación REMO forzada por esos mismos reanálisis, incrementándose así la dificultad de búsqueda de datos independientes con los que

poder validar la aplicación REMO.

A continuación se describen los resultados de las comparaciones realizadas entre los valores observados en cada una de las estaciones con los simulados por REMO y reanalizados por NCEP para la presión reducida al nivel del mar, temperatura del aire a 2 metros y viento superficial al nivel de 10 metros.

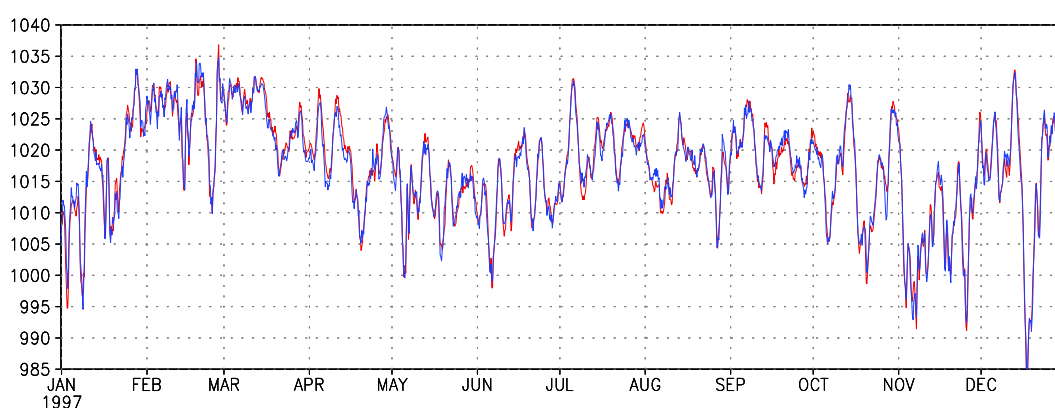
■ **Presión superficial.**

Código	$\overline{X_{obs}}$	REMO			NCEP			n
		R	RMSE	S	R	RMSE	S	
ZBGSO	1016.0.	0.99	1.15	-0.1	0.99	1.14	-0.4	6868
ZBVIZ	1016.5	0.99	1.28	0.0	0.99	1.20	0.1	6370
ZVIZC	1017.5	0.99	1.50	0.0	0.99	1.27	0.0	4803
PEÑAS	1018.4	0.99	1.41	-0.1	0.99	1.09	-0.1	5507
ESTAC	1018.1	0.97	2.16	-0.1	0.97	1.91	-0.2	5931
SILLE	1018.2	0.98	1.35	0.1	0.99	1.01	0.3	4388
CADIZ	1017.9	0.98	1.20	0.0	0.98	1.05	0.2	7279
ALBOR	1018.1	0.96	1.56	0.0	0.96	1.65	-0.5	5020
CGATA	1016.7	0.96	1.56	0.3	0.95	1.74	0.0	4322
BMAHO	1016.7	0.96	1.74	-0.4	0.97	1.43	0.1	3388
BMETE	1015.3	0.95	2.37	0.1	0.98	1.55	0.2	2948
ZATHO	1015.3	0.96	1.81	-0.5	0.98	1.31	-0.1	2151
ZMYKO	1014.7	0.96	1.74	-0.1	0.98	1.02	-0.2	2238
ZSANT	1014.7	0.96	1.60	0.1	0.98	1.05	0.1	2843

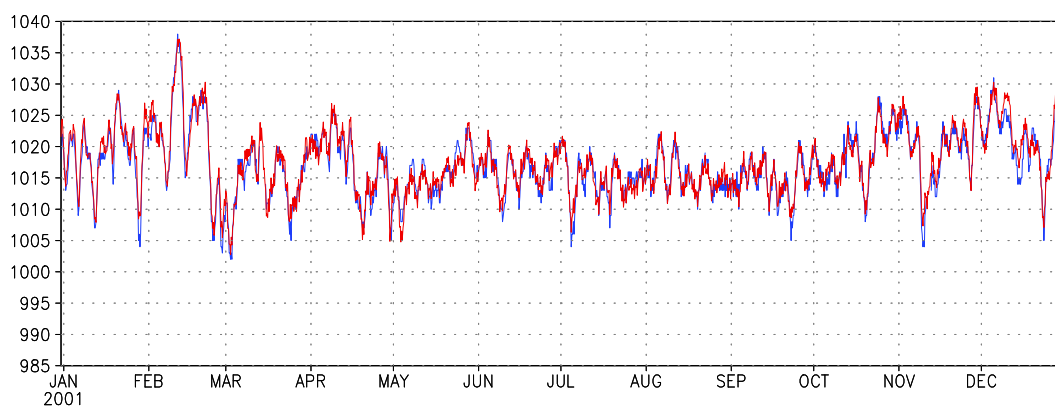
Tabla 4.2: Parámetros estadísticos de comparación de la presión superficial reducida a nivel de mar observada en estaciones meteorológicas en mar abierto y la simulada por REMO y reanalizada por NCEP para el punto de malla REMO más cercano a cada una de las estaciones.

En la Tabla 4.2 se muestran los parámetros estadísticos calculados para el caso de la presión superficial reducida a nivel de mar en cada una de las estaciones. Destáquese que existe una correlación prácticamente perfecta entre los valores de la presión superficial simulados REMO y las observaciones en la totalidad de las estaciones usadas en el estudio con valores del coeficiente de correlación superiores a 0.95. Así mismo se aprecia la inexistencia de sesgo (menor de 0.5 hPa en valor absoluto) obtenido para las distintas estaciones.

La Figura 4.2 ilustra la capacidad de REMO en reproducir la presión superficial. Se muestra a modo de ejemplo la evolución temporal de la presión superficial observada en dos estaciones junto con la simulada por REMO en el punto de malla más cercano a cada una de ellas. Los casos mostrados a modo de ejemplo comprenden el de una estación localizada en la cuenca Atlántica, boya situada frente al Cabo de Peñas (4.2(a)), y una Mediterránea, situada frente al Cabo de Gata (Figura 4.2(b)). En los dos casos se muestra un periodo de un año (1997 en el caso de PEÑAS, y 2001 para CGATA). En ambos casos se observa la gran capacidad de simulación de REMO de la presión superficial observada in-situ. Ello es extensible a los datos NCEP.



(a) PEÑAS



(b) CGATA

Figura 4.2: Presión superficial observada (en hPa) reducida a nivel de mar (línea azul) y simulada por REMO (línea roja).

Una mejor descripción del alto grado de acuerdo existente tanto entre la presión superficial simulada por REMO y la analizada por NCEP frente a la observada se ilustra en las Figuras 4.3(a) y 4.3(b) mediante gráficos cuantil-cuantil de la presión en PEÑAS y CGATA. Los gráficos muestran que, en el caso atlántico (PEÑAS), la distribución es prácticamente perfecta, al tiempo

que para el Mediterráneo (CGATA), el ajuste es también bastante alto. Aún siendo la dispersión baja en todos los casos, se aprecia un aumento de la misma en las estaciones Mediterráneas con relación a las Atlánticas. La comparación de los diagramas de dispersión de los valores simulados por REMO frente a las observaciones correspondientes a las estaciones de PEÑAS y CGATA (Figuras 4.3(c) y 4.3(e)) así lo corroboran.

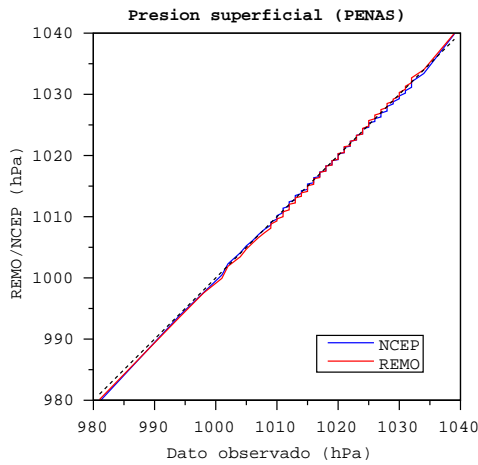
Igualmente se observó que, salvo para dos estaciones Mediterráneas, ALBOR (no mostrada) y CGATA (Figuras 4.3(e) y 4.3(f)), la dispersión de la presión reanalizada por NCEP con relación a las observaciones es menor que la exhibida en el caso de los valores simulados REMO frente a las mismas observaciones (el caso atlántico mostrado de PEÑAS (Figuras 4.3(c) y 4.3(d)) sirve como ejemplo de las escasas diferencias apreciadas entre NCEP y REMO frente a las observaciones).

El hecho de que los resultados NCEP sean tan eficaces como los REMO podría estar motivado porque la presión superficial es una variable con poca variabilidad espacial, asociada principalmente a la gran escala. El dominio de los fenómenos de gran escala frente a las escalas temporales menores lleva asociado consigo dos hechos que hacen que el *downscaling* efectuado no mejore sustancialmente la predicción del campo de presión superficial, siendo la resolución empleada por NCEP suficiente para resolver la gran escala y obtener una estimación de la presión superficial más que aceptable. Para cuantificar el papel que juegan las escalas menores en la presión superficial, frente a los fenómenos de gran escala sería asimismo interesante, a modo de complemento de la validación aquí presentada, la detección con REMO de información en determinadas situaciones meteorológicas concretas donde la contribución de los fenómenos subsinóticos tienen un peso importante.

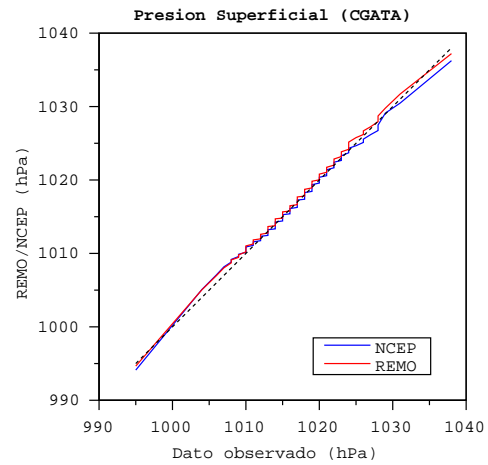
A tenor de los resultados mostrados se puede concluir que tanto el modelo REMO como los datos de reanálisis NCEP reproducen satisfactoriamente la evolución de la presión superficial reducida al nivel de mar en la totalidad de las boyas distribuidas a lo largo del Atlántico Norte y de la cuenca occidental y oriental del Mediterráneo.

■ Temperatura del aire a 2 m.

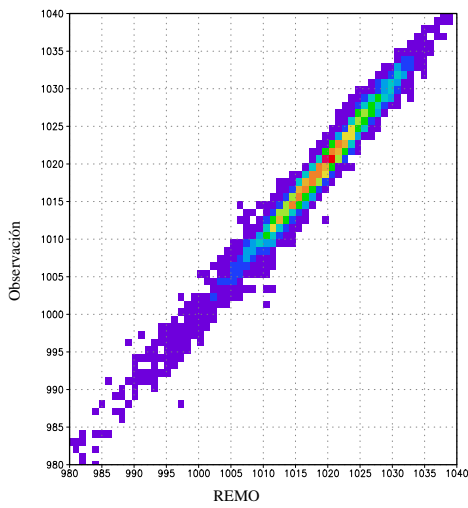
A continuación, se muestran los resultados de las comparaciones realizadas entre la temperatura del aire simulada por REMO a una altura de 2 metros sobre el suelo y la temperatura observada por medio de termómetros instalados en las diferentes boyas. Igualmente se presentará una comparación análoga entre observaciones y dato de reanálisis NCEP.



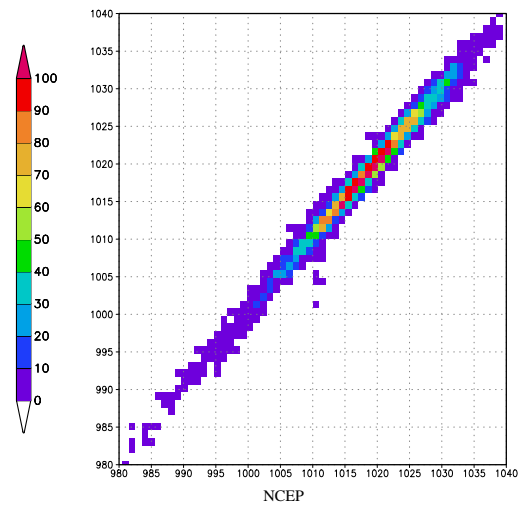
(a) Gráfico cuantil-cuantil (PEÑAS)



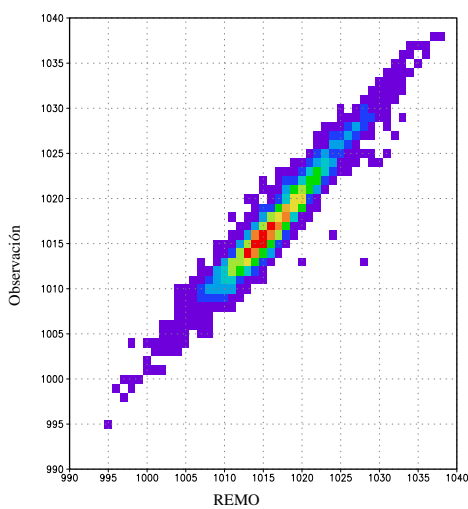
(b) Gráfico cuantil-cuantil (CGATA)



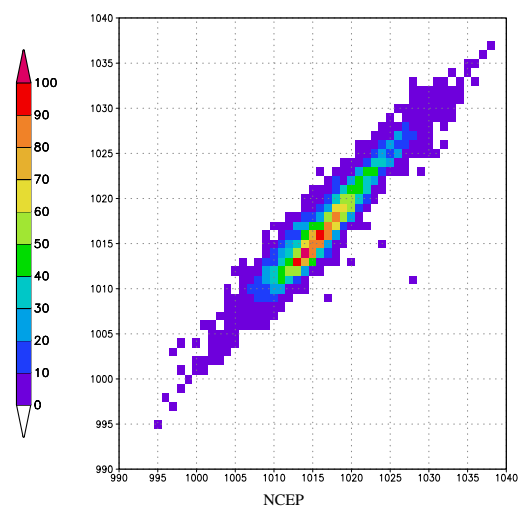
(c) REMO vs Obs. (PEÑAS)



(d) NCEP vs Obs. (PEÑAS)



(e) REMO vs Obs. (CGATA)



(f) NCEP vs Obs. (CGATA)

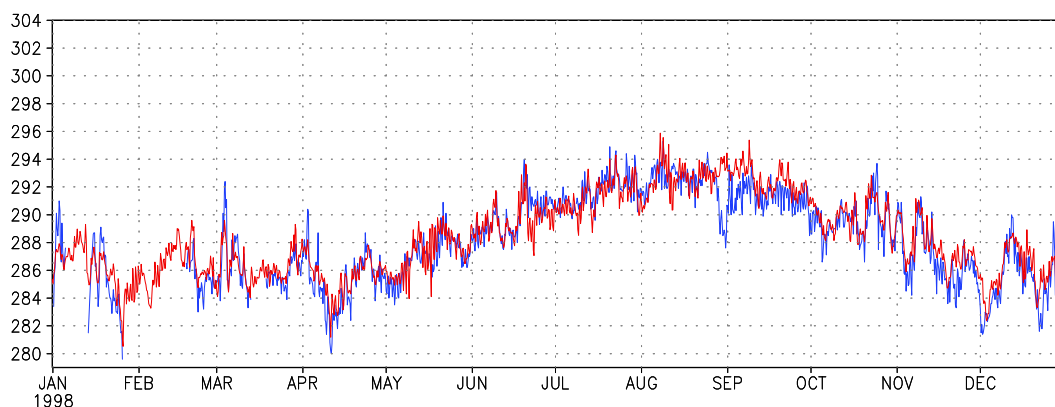
Figura 4.3: Gráficos cuantil-cuantil de la presión (*hPa*) en PEÑAS (a) y CGATA (b). Diagramas de dispersión para REMO y NCEP frente a las presión observada in-situ en PEÑAS ((c) y (d)) y CGATA ((e) y (f))

Código	$\overline{X_{obs}}$	REMO			NCEP			n
		R	RMSE	S	R	RMSE	S	
ZBGSO	286.9	0.95	0.98	0.4	0.94	1.22	0.7	6916
ZBVIZ	287.5	0.94	1.02	0.4	0.93	1.33	0.7	6391
ZVIZC	287.8	0.95	1.12	0.3	0.94	1.52	0.8	4814
PEÑAS	288.2	0.94	1.24	0.4	0.92	1.41	0.4	5995
ESTAC	288.2	0.93	1.07	-0.1	0.93	1.07	0.2	5375
SILLE	288.3	0.91	1.56	0.8	0.89	1.34	0.6	3922
CADIZ	291.3	0.94	1.54	1.1	0.93	1.62	1.1	7020
ALBOR	290.0	0.90	1.96	0.8	0.91	1.70	0.2	5045
CGATA	290.4	0.95	1.24	0.1	0.94	1.42	-0.7	4378
BMAHO	292.3	0.97	1.18	0.0	0.95	1.62	0.3	4783
BMETE	290.2	0.96	1.74	1.0	0.96	1.34	0.2	2947
ZATHO	291.8	0.97	1.47	0.3	0.96	1.94	0.5	2151
ZMYKO	291.5	0.95	1.65	0.7	0.93	2.24	1.3	1608
ZSANT	291.8	0.97	1.33	0.6	0.94	1.95	1.1	2843

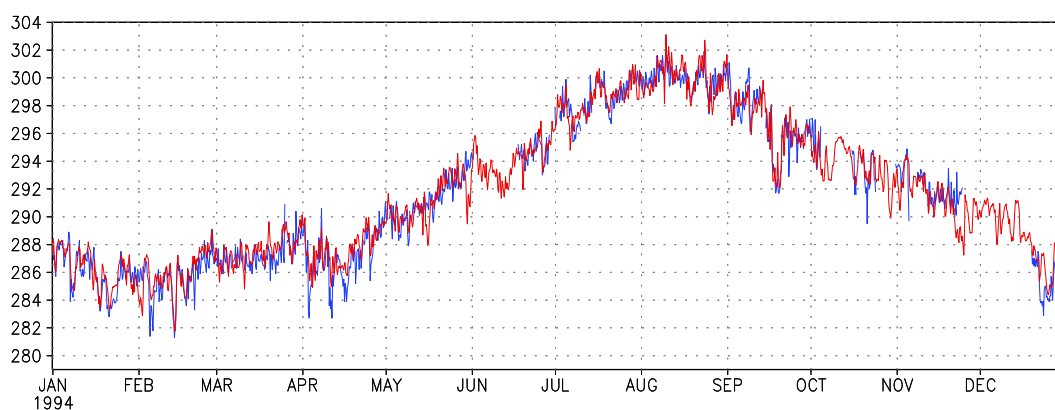
Tabla 4.3: Parámetros estadísticos de comparación de la temperatura del aire al nivel de 2 metros observada por medio de termómetros instalados en boyas fondeadas en aguas abiertas tanto con la temperatura a 2 metros simulada por REMO como con la obtenida a partir de los datos de reanálisis NCEP en el punto de malla REMO más cercano a cada una de las estaciones.

La Tabla 4.3 muestra los parámetros estadísticos obtenidos a partir de los datos observados en la boyas y los simulados por REMO en el punto de malla más próximo a la posición geográfica de la misma. Nótese que al igual que para la presión superficial los índices de correlación obtenidos entre los datos simulados con REMO y las observaciones superan el valor de 0.90. Se observa igualmente un sesgo positivo de la temperatura de REMO con relación al valor observado en la totalidad de las boyas a excepción de ESTAC. Su magnitud rara vez supera el valor de 1 K (únicamente en los casos de CADIZ, 1.1 K y BMETE, 1.0 K).

Lo mismo que para la presión superficial, la Figura 4.4 ilustra a modo de ejemplo el caso de una boya situada en la cuenca Atlántica (PEÑAS) y otra en la cuenca Mediterránea (BMAHO). En ambos casos se observa la alta correlación existente entre los valores REMO y las observaciones. así como la mayor variabilidad de alta frecuencia de las observaciones atribuible, en gran medida, a la contribución de fenómenos locales.



(a) PEÑAS



(b) BMAHO

Figura 4.4: Evolución temporal de la temperatura del aire al nivel de 2 metros (en K) observada (línea azul) y simulada por REMO (línea roja).

Además de las estadísticas obtenidas a partir de las comparaciones entre las series de temperatura a 2 m simuladas por REMO y las observadas, la Tabla 4.3 muestra la comparación entre los valores NCEP y el dato observado para cada una de las 14 estaciones. La correlación existente entre los reanálisis y las observaciones, aún siendo siempre del mismo orden que los obtenidos con REMO, son ligeramente inferiores. Algo semejante, pero a la inversa, ocurre con el error cuadrático medio, el cual es superior prácticamente en todas las estaciones con NCEP que con REMO.

El mejor comportamiento estadístico de REMO para la temperatura superficial parece estar apoyado en la mayor precisión de REMO para simular los extremos. La Figura 4.5(a) muestra que NCEP es incapaz de reproducir con precisión los valores mínimos de temperatura observados en la estación PEÑAS, produciendo la sobrestimación de los mismos. Al mismo

tiempo, se observa en la misma figura que REMO mejora la simulación de la temperatura, alcanzando valores mínimos más realistas. Sin embargo, los máximos de temperatura parecen ser reproducidos fiablemente tanto por REMO como por NCEP para el caso Atlántico. La Figura 4.5(b) muestra el diagrama cuantil-cuantil obtenido esta vez en una estación situada en la cuenca Mediterránea (BMAHO). Se observa un patrón semejante marcado por la sobrestimación con NCEP, no así tanto con REMO, de los mínimos de temperatura. Se observa además como NCEP infraestima también algo los máximos de temperatura.

Comparando los diagramas de dispersión que enfrentan a REMO y NCEP con las observaciones tanto en PEÑAS como en BMAHO (Figuras 4.5(c) a 4.5(f)) se corrobora la anteriormente citada mejora introducida por REMO con relación a los reanálisis NCEP en la simulación de los valores mínimos de temperatura. Igualmente se observa que la mayor parte de los valores se alinean a lo largo de la diagonal. Este alineamiento evidencia la existencia de un alto grado de acuerdo y la no existencia de un sesgo importante entre el valor simulado y el observado. Asimismo parece razonable atribuir la mayor dispersión observada en la temperatura, en comparación con la observada para la presión superficial (Figuras 4.3(c) a 4.3(f)), a la mayor contribución de los fenómenos mesoescalares y locales en la variabilidad de la temperatura superficial. La dispersión siempre es mayor en los datos NCEP que en los simulados REMO.

De entre los fenómenos a pequeña escala anteriormente referidos es importante destacar el papel determinante que tienen las brisas sobre la temperatura superficial. El efecto advectivo de la brisa modifica sensiblemente la temperatura en superficie. De ahí que la falta de realismo en la simulación por motivos de resolución sea un factor limitante a la hora de simular la temperatura superficial en ciertas áreas con fuertes regímenes de brisas. Un área sensiblemente afectada por esta limitación parece ser la zona del Estrecho de Gibraltar. En esta zona el régimen de brisas junto con el efecto de intensificación por canalización que la orografía de la zona tiene sobre el viento tienen una importante influencia en el estado atmosférico a niveles bajos y, consecuentemente, en la temperatura superficial. De entre todas las estaciones empleadas en la validación, la boya ALBOR, situada en la zona del estrecho, es la que presenta menor calidad en la simulación de la temperatura a 2 m, mostrando el menor índice de correlación (0.90) y el mayor error cuadrático medio (1.96 K) entre el dato observado y el simulado por REMO. La menor calidad de la simulación de la temperatura a 2 m en esta zona está íntimamente relacionada con la singular configuración geográfica de la zona y, como se verá posteriormente, con la no del todo adecuada simulación del viento superficial en dicha área para escalas inferiores al día.

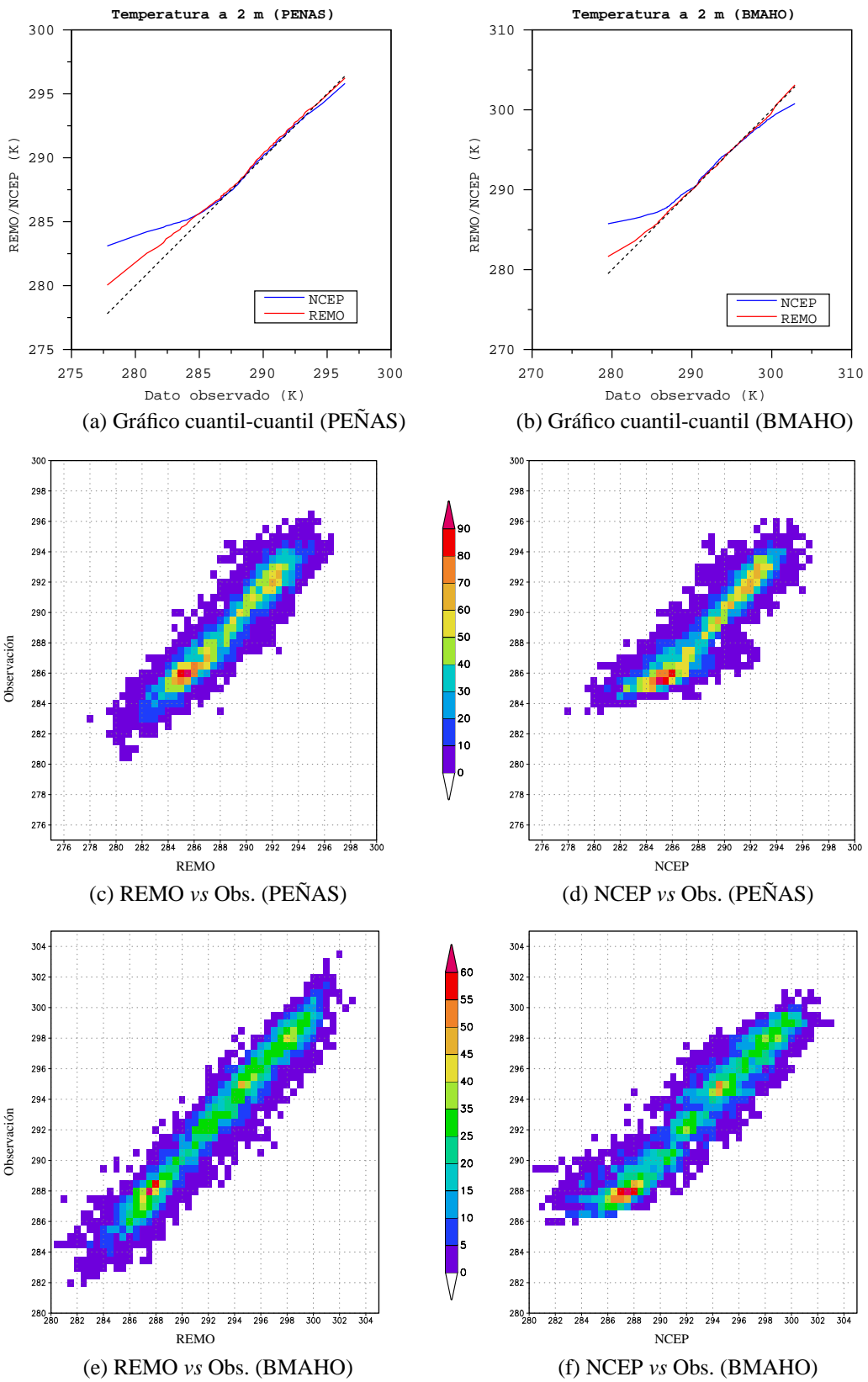


Figura 4.5: Gráficos cuantil-cuantil de la temperatura a 2 m (K) en PEÑAS (a) y BMAHO (b). Diagramas de dispersión para REMO y NCEP frente a la temperatura observada in-situ en PEÑAS ((c) y (d)) y BMAHO ((e) y (f))

Para concluir, señálese que a pesar de ello, los resultados obtenidos a partir de las comparaciones realizadas permiten confiar en la capacidad de la aplicación REMO para simular la temperatura del aire a 2 m. Igualmente merece la pena destacar que, a diferencia de la presión superficial, donde las diferencias entre REMO y NCEP no son importantes, la temperatura superficial simulada es superior a la NCEP.

■ **Viento a 10 m**

A continuación se muestran (Tabla 4.4) los parámetros estadísticos obtenidos al comparar directamente el viento observado en las diferentes boyas con el viento simulado por REMO y reanalizado por NCEP en el punto de malla REMO más cercano a la posición de cada una de las estaciones.

Código	$\overline{X_{obs}}$	REMO			NCEP			n
		R	RMSE	S	R	RMSE	S	
ZBGSO	8.88	0.88	1.99	-0.12	0.78	2.62	-0.32	6651
ZBVIZ	7.95	0.84	2.07	0.06	0.79	2.32	0.19	6107
ZVIZC	7.65	0.83	2.17	0.14	0.75	2.53	-0.21	4686
PEÑAS	6.38	0.66	2.93	0.85	0.47	3.19	0.07	4946
ESTAC	8.23	0.76	2.58	-0.14	0.66	3.04	-0.88	3948
SILLE	7.52	0.75	2.51	-0.80	0.63	2.91	-0.89	3405
CADIZ	6.45	0.68	2.40	-0.03	0.41	3.82	-2.58	6149
ALBOR	6.62	0.46	3.10	-0.27	0.41	4.02	-2.76	4201
CGATA	7.03	0.66	3.03	-1.14	0.57	4.05	-2.68	3485
BMAHO	7.03	0.66	2.87	-0.48	0.61	3.05	-0.84	3682
BMETE	7.74	0.65	4.23	-1.91	0.49	4.76	-2.00	2357
ZADRI	6.73	0.62	3.25	-1.00	0.48	3.97	-1.88	4460
ZATHO	6.57	0.71	2.93	0.24	0.62	3.57	-1.76	1608
ZMYKO	9.33	0.65	3.44	-1.37	0.59	4.42	-2.94	1711
ZSANT	7.38	0.65	2.86	0.09	0.63	3.00	-1.05	2589

Tabla 4.4: Parámetros estadísticos de comparación de la velocidad del viento a 10 metros observada en estaciones de mar abierto y la simulada por REMO y reanalizada por NCEP en el punto de malla REMO más cercano a cada una de las estaciones.

Mediante la comparación directa de series temporales de velocidad de viento simulado por REMO a 10 m frente al viento superficial observado (en la mayor parte de los casos medido a una altura de alrededor de 3 m y posteriormente reducido al nivel de 10 m), se obtienen valores del índice de correlación para la cuenca Atlántica que van desde 0.66 (PEÑAS) a 0.87 (ZBGSO), mientras que para la cuenca Mediterránea los valores oscilan entre 0.62 (ZADRI) y 0.71 (ZATHO). La correlación mínima (0.46) se observa en la boya ALBOR, localizada en el Estrecho de Gibraltar. Este valor anómalamente bajo en comparación con los obtenidos para

el resto de las estaciones parece tener su explicación en la especial configuración orográfica de la zona (ya referida anteriormente en el apartado relativo a la validación de la temperatura superficial) y en el determinante efecto que ésta tiene en el campo de viento superficial local, no siendo dicha contribución bien resuelta por REMO, con la consiguiente disminución de la calidad del campo de viento simulado para ese punto.

A tenor de los valores del índice de correlación obtenidos para las diferentes estaciones mostradas, se puede concluir que REMO realiza una simulación del campo de viento superficial de mayor calidad en las diferentes zonas Atlánticas que en la cuenca Mediterránea. Asimismo, el error cuadrático medio (RMSE) en las diferentes estaciones corrobora este patrón, oscilando en las estaciones Atlánticas sus valores entre 1.99 (ZBGSO) y 2.93 ms^{-1} (PEÑAS), mientras que en la zona Mediterránea se obtienen en general valores más elevados, oscilando entre los 2.86 ms^{-1} obtenidos en ZSANT y el máximo valor (4.23 ms^{-1}) de toda la serie de estaciones consideradas obtenido en la boya BMETE. Con relación al sesgo, destáquese que en 10 de las 15 estaciones empleadas en la validación se obtiene un sesgo negativo para las simulaciones REMO con respecto a las observaciones. Sin embargo, únicamente en 3 de ellas se observa una infraestimación del viento simulado con relación al observado superior a 1 ms^{-1} .

Siguiendo el esquema utilizado anteriormente para la presión superficial y para la temperatura del aire a 2 m se muestra a modo de ejemplo la evolución de la simulación REMO frente a las observaciones para dos estaciones concretas (una situada en el Atlántico y otra en la cuenca Mediterránea). A diferencia de los casos anteriores, en los que se mostraba la evolución a lo largo de todo un año, para el viento se decidió mostrar únicamente 4 meses. El mostrar un periodo temporal menor estuvo motivado por el alto grado de dispersión que muestran las series de viento superficial, lo cual hace imprecisa su representación gráfica. Se decidió mostrar únicamente un periodo de 4 meses, suficiente para representar un número de episodios de viento intenso que permita comprobar la calidad de la simulación durante los mismos.

Las estaciones mostradas son ESTAC (Figura 4.6) en la cuenca Atlántica y ZSANT (Figura 4.7) en la Mediterránea oriental. En ambos casos, pero muy especialmente en la estación Atlántica, se observa como REMO reproduce con un alto grado de realismo la evolución tanto de la velocidad como de la dirección del viento superficial observado. La mayor parte de los picos existentes en el periodo mostrado aparecen correctamente simulados por REMO. Algunos de estos picos existen en la serie simulada pero se encuentran infraestimados.

La Tabla 4.4 muestra los parámetros estadísticos obtenidos por comparación de la

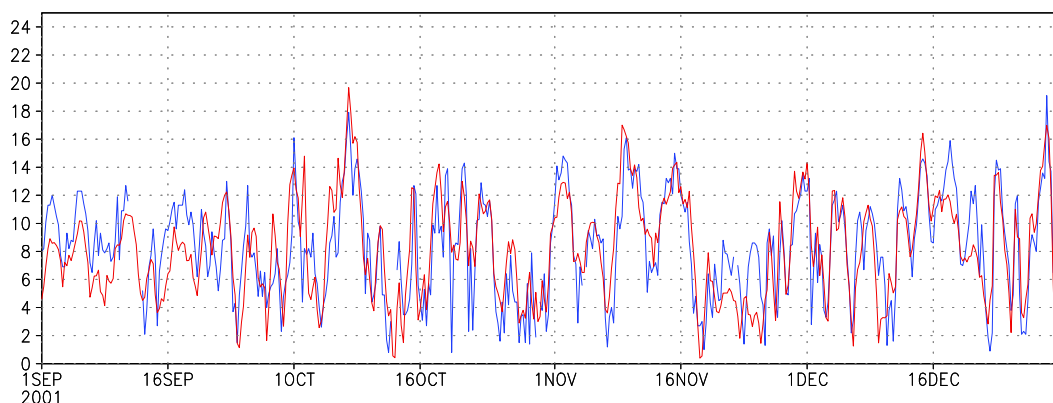
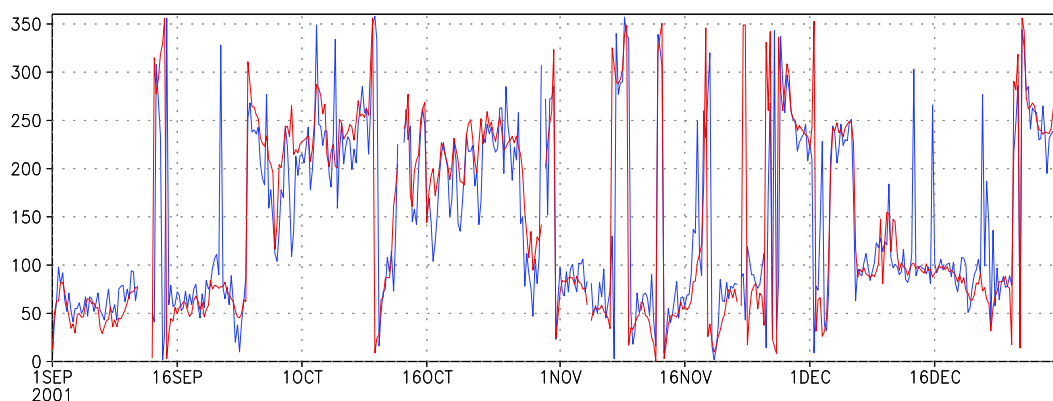
(a) $|V_{10m}|$ (ESTAC)(b) θ_{10m} (ESTAC)

Figura 4.6: Evolución temporal de (a) la velocidad (en ms^{-1}) y (b) la dirección (en grados) del viento a 10 metros observada (línea azul) y simulada por REMO (línea roja) en la estación ESTAC.

velocidad del viento observado a 10 metros con el reanalizado por NCEP para dicho nivel. Observe que la correlación existente entre los reanálisis NCEP y las observaciones es siempre inferior a la obtenida con REMO. El error cuadrático medio es mayor en todas las estaciones que el observado en REMO. Asimismo, existe por parte de NCEP una clara tendencia a infraestimar el viento observado. Dicha infraestimación se refleja en la existencia de un sesgo negativo entre NCEP y los valores observados en todas las estaciones, con la única excepción de ZBVIZ y PEÑAS (ambas en la cuenca Atlántica). Además, este sesgo en valor absoluto es siempre mayor para NCEP que para REMO, con la única excepción de PEÑAS. Análogamente a como se observa para REMO, existe mayor correlación y menor sesgo y RMSE de los reanálisis NCEP en la reproducción de las condiciones de viento existentes para zonas Atlánticas que en áreas Mediterráneas.

La comparación de los parámetros estadísticos mostrados para REMO y NCEP indican que

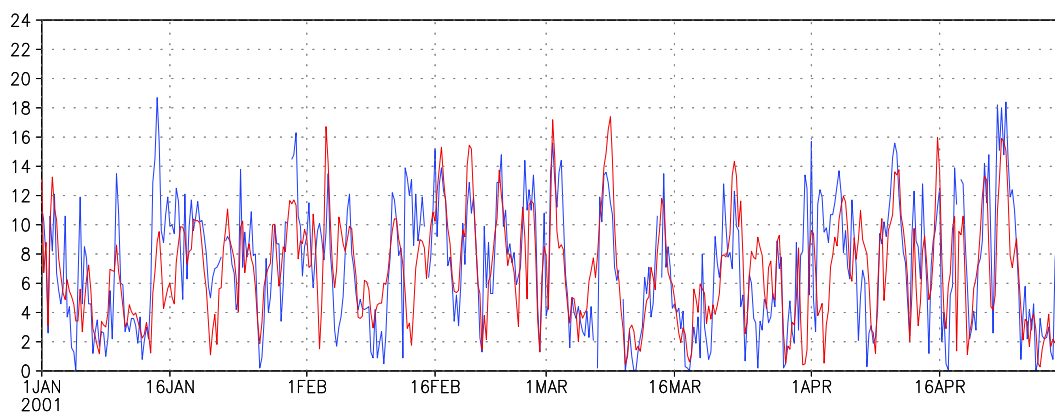
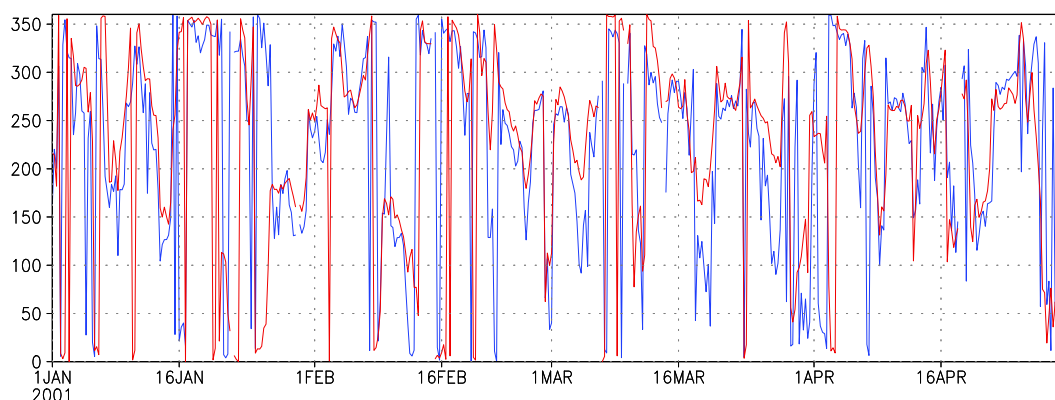
(a) $|V_{10m}|$ (ZSANT)(b) θ_{10m} (ZSANT)

Figura 4.7: Evolución temporal de (a) la velocidad (en ms^{-1}) y (b) la dirección (en grados) del viento a 10 metros observada (línea azul) y simulada por REMO (línea roja) en la estación ZSANT.

el *downscaling* dinámico realizado con REMO mejora con relación a los reanálisis NCEP el viento superficial en áreas de mar abierto

Los diagramas cuantil-cuantil para las estaciones mostradas como ejemplo (Figuras 4.8(a) y 4.8(b)) muestran mayor calidad de los datos simulados REMO frente al reanálisis NCEP. Para el caso de la boya ESTAC, REMO presenta una distribución percentílica acorde a la de los datos observados. Sin embargo, el ajuste de NCEP a los mismos no es tan bueno como el exhibido por REMO, empeorando con el aumento de la intensidad del viento. Los diagramas de dispersión para REMO y NCEP en ESTAC (Figuras 4.8(c) y 4.8(d)) muestran además que el viento NCEP presenta mayor dispersión con respecto al dato observado que el exhibido por REMO. Lo anteriormente descrito para el caso Atlántico de ESTAC es válido igualmente para la estación ZSANT (Mediterráneo oriental). Señálase que para el Mediterráneo, REMO sigue

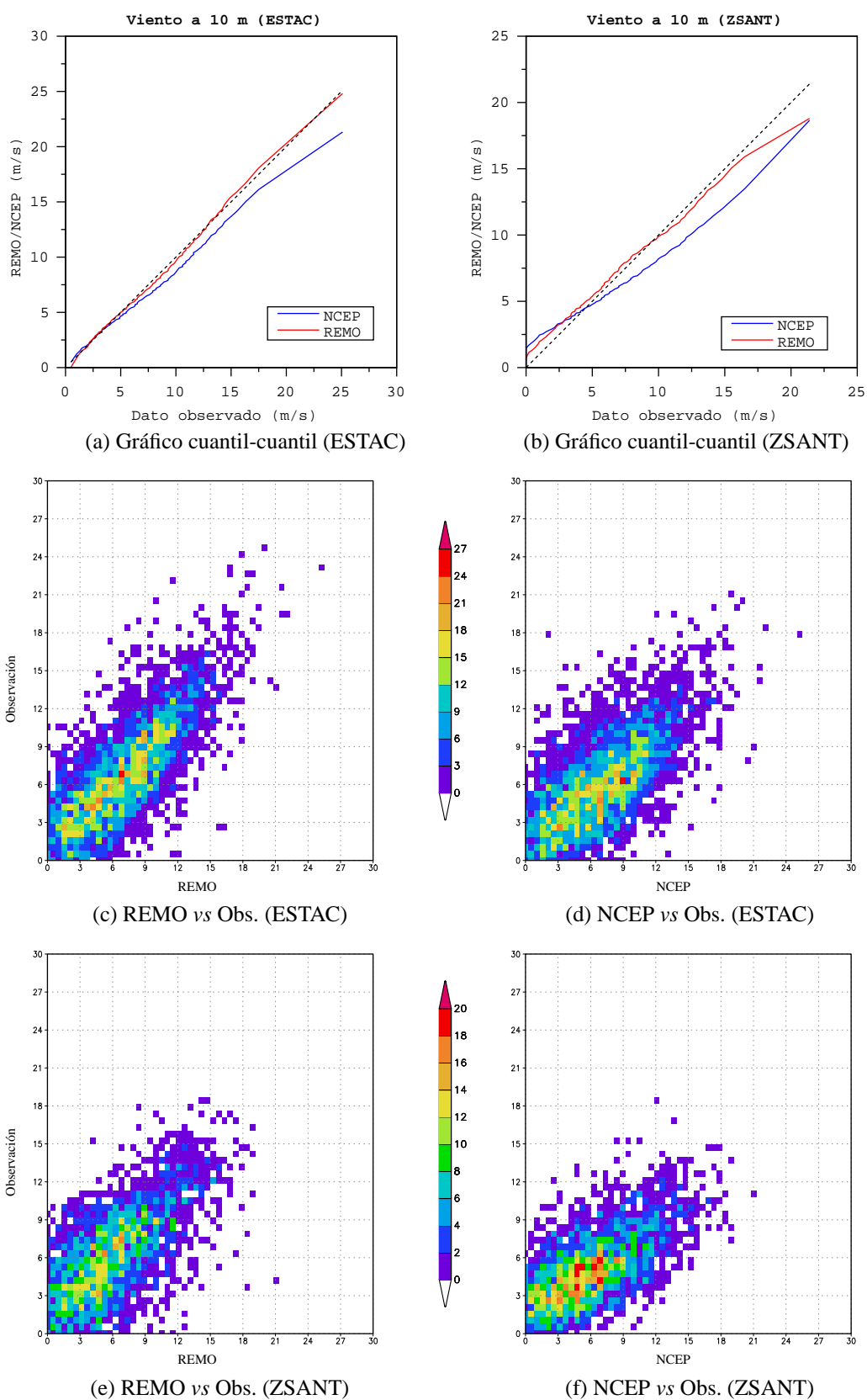


Figura 4.8: Gráficos cuantil-cuantil del viento a 10 m ($m s^{-1}$) en ESTAC (a) y en ZSANT (b). Diagramas de dispersión para REMO y NCEP frente al viento observado in-situ en ESTAC ((c) y (d)) y en ZSANT ((e) y (f))

presentando mejor ajuste y menor dispersión frente a las observaciones que los exhibidos por NCEP (Figuras 4.8(b), 4.8(e) y 4.8(f)). Ahora bien, la calidad en la simulación de los extremos se reduce en comparación con la observada en el Atlántico.

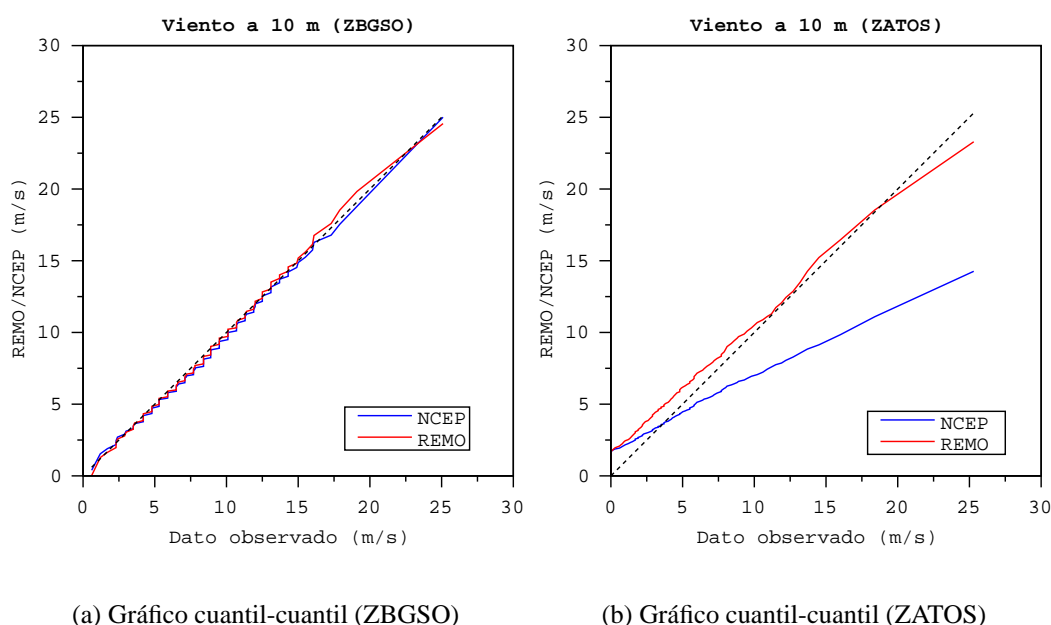


Figura 4.9: Gráficos cuantil-cuantil de la velocidad del viento a 10 m (ms^{-1}) en las estaciones de ZBGSO (a) y ZATOS (b).

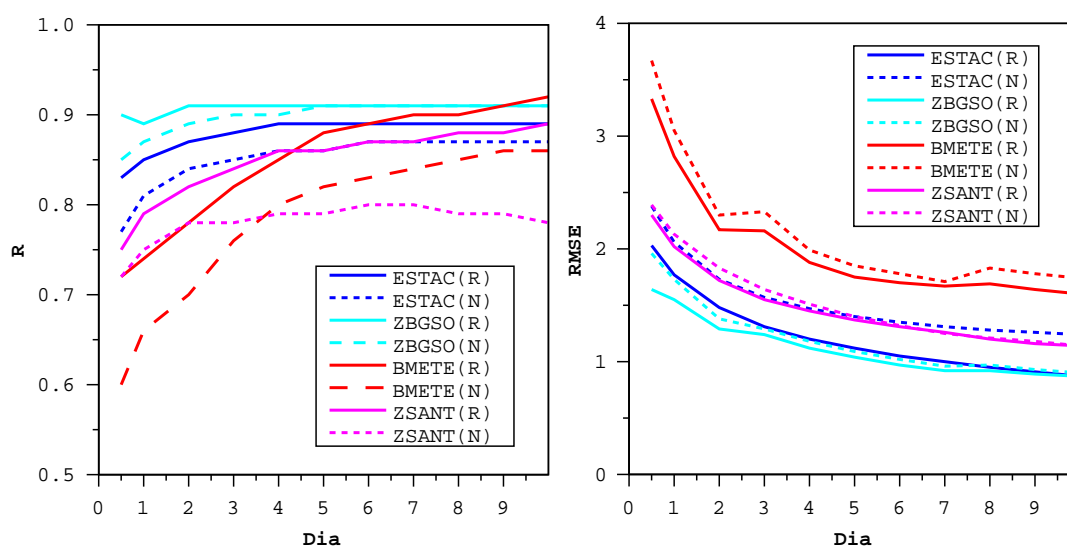
De acuerdo con los resultados mostrados se puede concluir que existe mayor precisión en la simulación del viento superficial a partir de las salidas del *downscaling* dinámico que la observada a partir de los reanálisis NCEP empleados como forzamiento del mismo. A pesar de obtenerse mejores resultados en la cuenca Atlántica, la mejora introducida por REMO con respecto a NCEP es más acusada en la zona Mediterránea. Igualmente, se observa que esta mejora parece estar relacionada con la posición del punto, aumentando conforme nos acercamos a zonas costeras. Señálese que a pesar de que los valores simulados por REMO son menos precisos conforme nos movemos desde el centro de la cuenca hacia la costa, la mejoría introducida respecto al dato de reanálisis NCEP aumenta. La Figura 4.9 muestra los extremos de este comportamiento diferente según sea la posición seleccionada Atlántica o Mediterránea y bien costera o bien situada en medio de la cuenca. La Figura 4.9(a) muestra el casi perfecto acuerdo existente entre el dato simulado tanto por REMO como por NCEP en una estación situada en el Atlántico Norte (ZBGSO). La calidad ya de por sí más que aceptable mostrada por los reanálisis hace que la aportación del *downscaling* en dicha zona Atlántica sea escasa, sin embargo, aumenta conforme nos acercamos a la costa (comparar con los resultados de la estación ESTAC también Atlántica pero costera mostrados en la Figura

4.8(a)). Por contra, en la cuenca Mediterránea, y muy especialmente en sus áreas costeras, sí se aprecia un significativo incremento de la calidad del viento superficial simulado por REMO en comparación al reanalizado por NCEP (Figura 4.9(b)).

Aunque al principio del presente capítulo ya fue advertido, merece la pena recalcar que para la adecuada validación de un modelo es absolutamente necesaria la existencia de una total independencia entre el dato simulado y el observado. El uso, no del todo correcto, en la validación de modelos atmosféricos de observaciones previamente asimiladas en los análisis o reanálisis empleados como condiciones iniciales y de contorno de la propia aplicación a validar es una metodología extendida la cual repercute en una validación no del todo rigurosa del modelo. El hecho de que las tres boyas cuya información fue asimilada previamente en los reanálisis NCEP (ZBGSO, ZBVIZ y ZVIZC) sean las que presentan mayor correlación entre el dato de viento simulado y el observado parece venir a reforzar la tesis anterior. Amén de que dichas boyas asimiladas se encuentran fondeadas en el Atlántico norte, zona ésta que por su falta de orografía resulta poco exigente para el modelo.

Esta restricción en cuanto a las observaciones a emplear para la validación del modelo, junto con la no excesiva cantidad de datos observacionales no asimilados de calidad en mar abierto hace de la “validación indirecta” (sección 4.2) del viento, por medio del oleaje y cambio de nivel de mar producido por su acción una metodología útil y prometedora para la verificación de la calidad del dato simulado.

Como complemento a la validación del viento superficial simulado por REMO se evaluó la calidad del mismo una vez filtradas distintas escalas temporales. Para ello se calcularon medias móviles con longitud variable entre 12 horas y 10 días. En la Figura 4.10 se observa que tanto REMO como NCEP aumentan su correlación y disminuyen su error cuadrático con las observaciones conforme se filtran las escalas temporales más pequeñas (p.ej., turbulencia y fenómenos mesoescalares), las cuales son resueltas tanto en REMO como en NCEP, por medio de parametrizaciones. Obsérvese que para los 4 casos (2 atlánticos y 2 Mediterráneos) mostrados en la Figura 4.10 el mayor aumento de correlación, así como el mayor descenso de RMSE, se produce al filtrar la información por debajo de 1 día. Esto es así motivado por el importante papel que juegan los fenómenos turbulentos en el campo de viento superficial local. Filtrando por encima de un día continúa el aumento general de la correlación y el descenso del RMSE hasta los 6 días. Este aumento de correlación entre observación y simulación está relacionado con el filtrado de la mesoescala y parte de la escala sinóptica, las cuales tienen gran influencia en los máximos de viento asociados con episodios tormentosos. Por contra,



(a) Índice de Correlación

(b) RMSE

Figura 4.10: (a) índice de correlación entre las observaciones y las simulaciones REMO (R) y los reanálisis NCEP (N) según la longitud (en días) de la media móvil empleada para el filtrado temporal de los datos en las estaciones ESTAC, ZBGSO, BMETE y ZSANT. (b) igual que (a) pero para el RMSE.

filtrados superiores a 7 días no llevan asociados ni aumentos en la correlación ni disminuciones del RMSE como los anteriormente señalados. Destáquese también que tanto NCEP como REMO muestran en general, con respecto a los datos observados, un comportamiento similar, superándose las diferencias existentes entre REMO y NCEP únicamente por medio del filtrado en las boyas previamente asimiladas por NCEP (caso de ZBGSO en Figura 4.10(a)). Esto significa que el dato de viento REMO una vez promediado a 1, 5 ó 10 días sigue mostrando mayor calidad que el dato de reanálisis NCEP.

Hasta el momento la validación del campo de viento simulado por REMO así como la comparación del mismo con el viento reanalizado por NCEP, se ha centrado principalmente en la velocidad de dicho campo y no en su dirección, la cual salvo referencia en las Figuras 4.6 y 4.7, se ha dejado a un lado. A continuación se mostrará un estudio direccional de la calidad de la simulación REMO y de los reanálisis NCEP frente a las observaciones. Este estudio direccional fue realizado para todas las estaciones. Ahora bien, por motivos de brevedad se mostrarán únicamente ciertas estaciones del total de las utilizadas en la validación. Las estaciones son las siguientes: ZBGSO, ESTAC, CADIZ y BMETE. Las razones que nos llevaron a mostrar estos casos y no otros son explicadas a continuación.

Un problema que tuvimos que afrontar en este estudio direccional fue la calidad de las

medidas de la dirección. Merece la pena destacar que el sensor de dirección es uno de los más delicados necesitando el mismo una asistencia técnica casi continua para evitar la aparición de errores sistemáticos y de calibración que afecten a la medida. Las 4 boyas mostradas pertenecen a la red RAYO del EPPE y a MeteoFrance, dichas redes son las que presentan un menor número de incidencias en cuanto a la dirección observada. Se ha seleccionado la boya ESTAC como ejemplo de estación Atlántica. Se decidió también mostrar la estación atlántica ZBGSO por ser esta la estación en la que se obtiene una mayor verosimilitud del dato simulado y reanalizado con la observación, al tiempo que se pone de relieve que la asimilación de información vía forzamiento tiene influencia en los campos simulados. La estación BMETE, situada frente a Mónaco, se muestra como caso típicamente Mediterráneo. Por último se decidió mostrar el caso de CADIZ, estación atlántica aunque de marcada influencia Mediterránea, como ejemplo de estación situada en una zona de especial dificultad para su simulación (Estrecho de Gibraltar).

El estudio direccional realizado consistió en comparar tanto la distribución de ocurrencia como de intensidad del viento por direcciones. Para ello se construyeron rosas de viento para cada una de las estaciones (Figura 4.11). La primera, obtenida a partir del dato observado, se tomó como referencia para la comparación con las otras dos obtenidas a partir del dato simulado por REMO y reanalizado por NCEP. Para la elaboración de estas rosas se decidió dividir el espacio en 8 sectores (N, NE, E, SE, S, SW, W y NW).

La comparación visual para cada una de las estaciones mostradas de las rosas REMO y NCEP con la obtenida a partir de las observaciones permite evaluar la calidad de la simulación y del reanálisis a la hora de caracterizar el régimen direccional observado en una estación. Esta metodología permite evaluar la posible existencia de anisotropía direccional en el dato simulado, consecuencia de: a) la incapacidad de los modelos a simular con realismo ciertas situaciones y b) la posible tendencia existente en el modelo a favorecer ciertas direcciones privilegiadas en detrimento de otras (p.ej., zonalidad excesiva).

A continuación analizamos los resultados obtenidos para cada estación mostrada. Comenzamos por la estación ZBGSO, la cual tanto por su localización en medio de la cuenca atlántica (bastante alejada de la costa), como por el hecho de estar asimilada previamente en los reanálisis NCEP, se erige en la estación (del total de las 15 empleadas en la validación REMO) con mayor realismo en la simulación por parte de REMO del viento superficial. La rosa de viento de las observaciones (Figura 4.11(a)) muestra un régimen de viento típicamente atlántico, con mayor ocurrencia de vientos de componente W (W, SW y NW), frente al resto de situaciones. El predominio de la componente W viene marcado por la gran contribución que

tienen las situaciones invernales de W y SW (rosa estacional no mostrada) a la distribución anual. Destáquese que tanto REMO como NCEP (Figuras 4.11(b) y 4.11(c)) reproducen fielmente el régimen de viento mostrado por las observaciones y la inexistencia de diferencias apreciables entre REMO y NCEP frente a las observaciones; especialmente en el caso de este último, parece estar marcada por el hecho de que la información medida en la boya haya sido asimilada previamente en el reanálisis NCEP.

La cuantificación por direcciones de las diferencias de velocidad como de dirección son mostradas en la Figura 4.12. En esta se muestran el sesgo en módulo y dirección de REMO y NCEP frente a las observaciones para cada uno de los 8 sectores y el promedio de las diferencias en valor absoluto de ambas variables. Obsérvese (Figura 4.12(a)) que el máximo sesgo en velocidad de REMO y NCEP con las observaciones se da para los vientos de procedencia N, sin superar el valor de -0.8 ms^{-1} para REMO y -1.4 ms^{-1} para NCEP. En dirección (Figura 4.12(c)) destáquese que sólo para los vientos de componente S parece existir un sesgo apreciable en REMO. Sesgo igualmente exhibido por NCEP, el cual muestra también cierto sesgo para las direcciones W y NW. En todos los sectores, las diferencias en valor absoluto con respecto a las observaciones tanto en módulo como en dirección son mayores en el caso de los reanálisis NCEP que para REMO (Figuras 4.12(b) y 4.12(d)).

El siguiente caso mostrado es el de una estación, ESTAC, también Atlántica. A diferencia de ZBGSO, la cual está situada en el centro la cuenca; la boya ESTAC se encuentra fondeada al Norte de la Península Ibérica, no muy lejos de la costa. El régimen de las observaciones (Figura 4.11(d)) esta marcado por la predominancia de dos tipos de viento. Los de procedencia W-SW y los de E-NE. El resto de las situaciones, especialmente las de S-SE (procedentes de tierra), presentan menor ocurrencia. A diferencia del caso anterior, en esta estación se aprecian diferencias en la distribución de viento REMO y NCEP para la zona (Figuras 4.11(e) y 4.11(f)). Se observa que NCEP muestra tendencia a una mayor ocurrencia (en comparación a las observaciones y a REMO) de vientos procedentes del eje SW y NE e infraestima la intensidad del viento de componente E. Por su parte, REMO parece tender a minimizar esta anomalía exhibida por NCEP en cuanto a la intensidad y la frecuencia de ocurrencia del viento de componente E, asemejándose más a los valores observados. En la Figura 4.13 se observa que, al igual que para el caso de ZBGSO, el promedio de las diferencias absolutas en módulo y dirección con respecto a las observaciones son mayores en NCEP que en REMO para la casi totalidad de los sectores. Estas diferencias absolutas de velocidad (Figura 4.13(b)) son más acusadas en NCEP que en REMO para los sectores comprendidos entre el E y el W con componente S. Esto es indicador de la mayor calidad en la simulación de las situaciones de

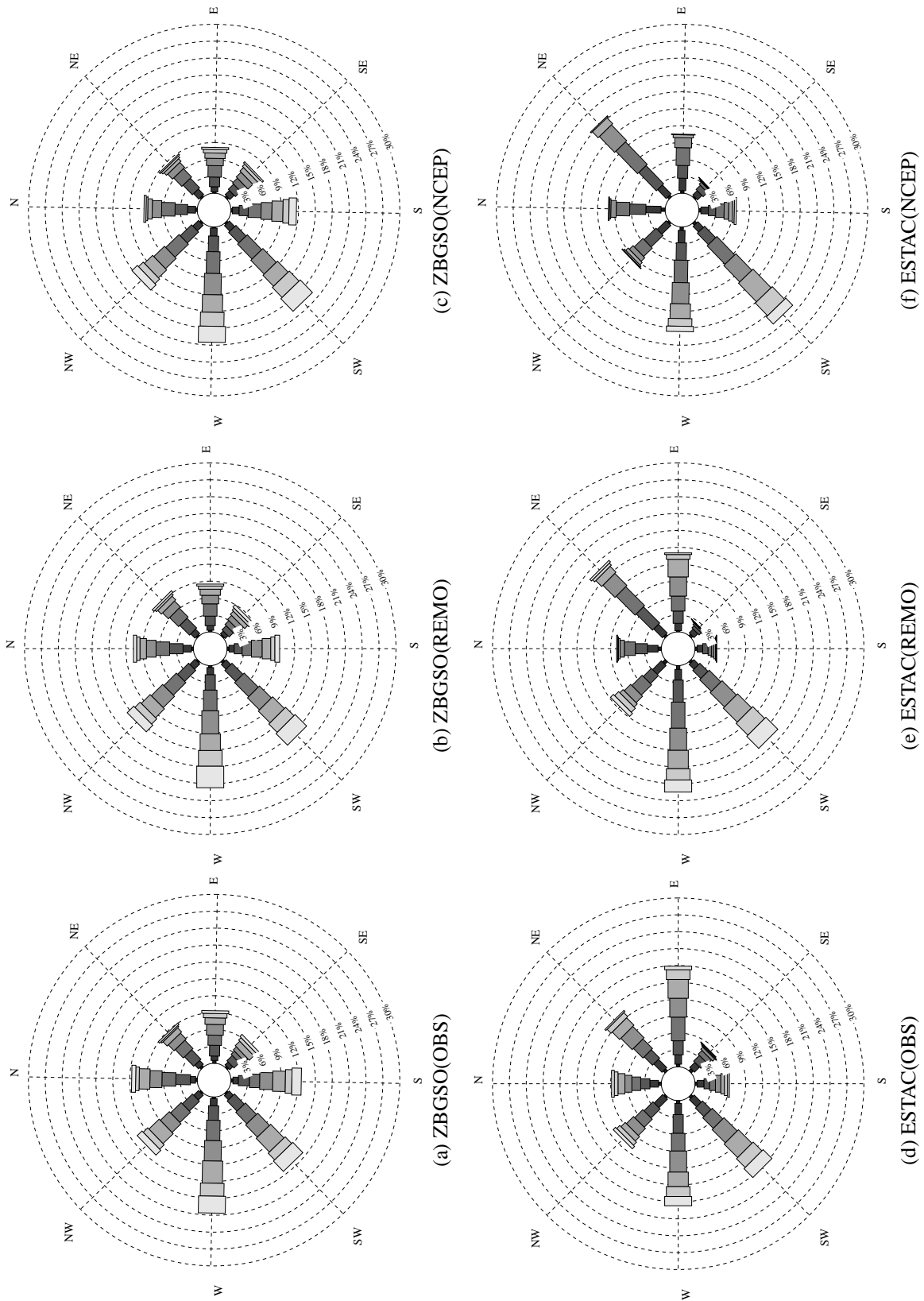


Figura 4.11: Rosas de viento obtenidas con los datos observados, simulados por REMO y reanalizados por NCEP para las estaciones ZBGSO (a,b,c) y ESTAC (d,e,f). Se muestra para los 8 sectores seleccionados (N, NE, E, SE, S, SW, W y NW) la frecuencia de ocurrencia y la intensidad del viento.

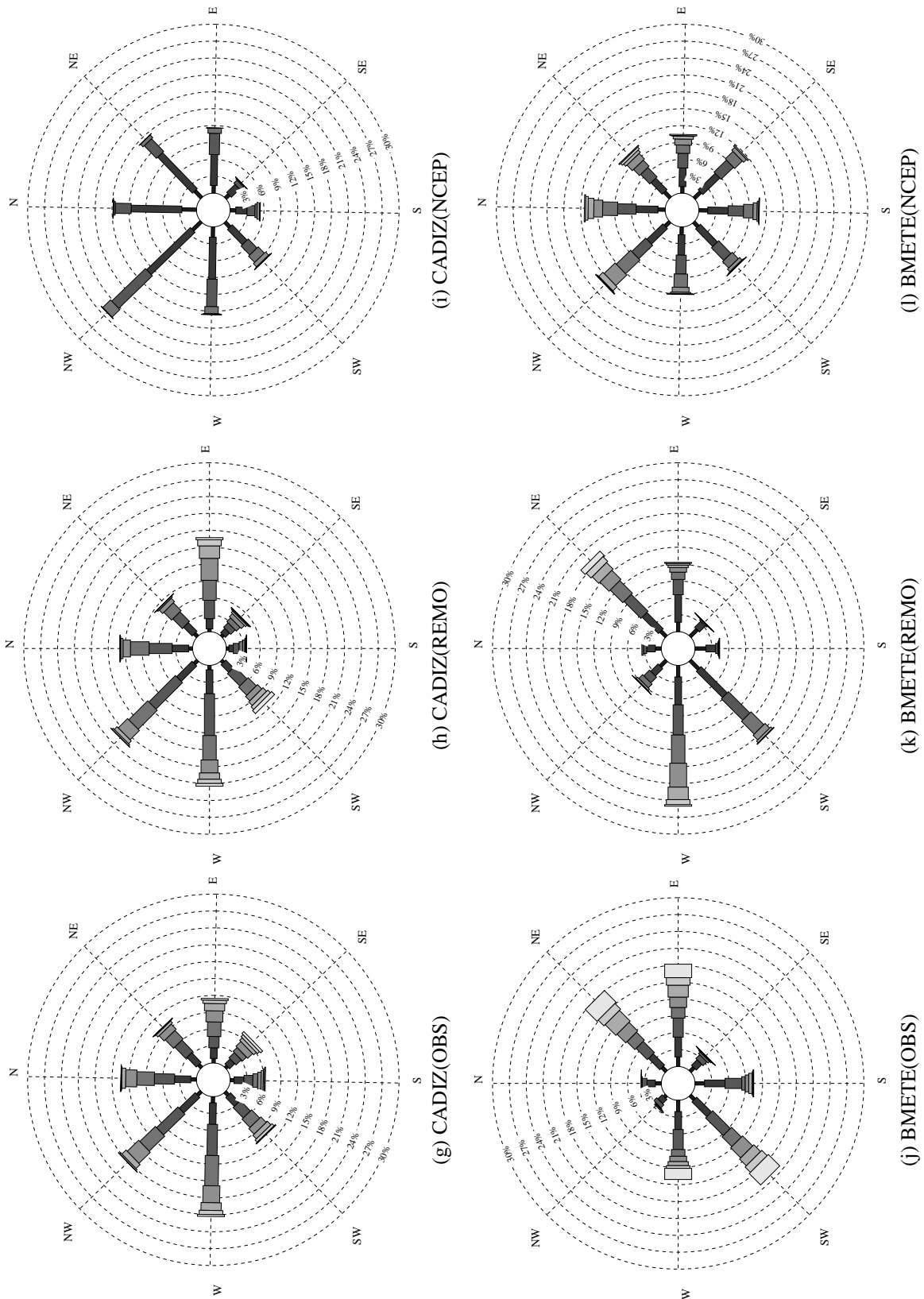


Figura 4.11: (Continuación) Rosas de viento obtenidas con los datos observados, simulados por REMO y reanalizados por NCEP para las estaciones CADIZ (g,h,i) y Bmete (j,k,l).

procedencia continental por REMO que por parte de NCEP.

Otro caso mostrado es la estación de CADIZ. Esta boya se haya fondeada en el Golfo de Cádiz, cerca del Estrecho de Gibraltar en su vertiente Atlántica. El régimen de viento observado (Figura 4.11(g)) obtenido a partir de los registros está marcado por el predominio de vientos intensos del W (21 %) y NW (18 %) procedentes del Atlántico. La ocurrencia de estos se presenta a lo largo de los meses de primavera, verano y otoño. Por el contrario, la contribución de los intensos vientos de levante (E) procedentes del Mediterráneo es mayor durante el periodo invernal. La contribución de los levantes puros alcanza el 12 % del total de las situaciones registradas, alcanzando el total de los vientos de componente E (SE, E y NE) el 29 %. La simple comparación visual de las rosas de viento obtenidas a partir de los datos simulados por REMO y los reanalizados por NCEP (Figuras 4.11(h) y 4.11(i)) con las observaciones pone de manifiesto que NCEP además de infraestimar de forma sistemática para cualquier dirección la intensidad del viento existente en la zona, no es capaz de reproducir con realismo la distribución direccional de los vientos existentes. Contrariamente, REMO sí es capaz de reproducirla de forma realista. Señálase como factor desfavorable la tendencia de REMO a favorecer los levante puros (E) en detrimento de vientos de componente E. La contribución de estos últimos ronda, como en las observaciones, el 30 %, sin embargo, en REMO los E puros con un 17 % tienen mayor peso que en el caso del viento observado (12 %). Al mismo tiempo se observa que REMO presenta intensidades de viento similares a las observadas y definitivamente más realistas que las obtenidas con los datos NCEP. Esta falta de sesgo en la velocidad del viento REMO, junto con la excesiva y sistemática infraestimación del viento NCEP, queda ilustrada en las Figuras 4.14(a) y 4.14(b). La existencia de diferencias menores en REMO que en NCEP con relación a las direcciones observadas (Figuras 4.14(c) y 4.14(d)) corroboran la ineficacia de NCEP para reproducir las condiciones de viento existentes en la zona, resaltando la importante mejoría introducida por el *downscaling* realizado por medio de REMO.

Para finalizar con este estudio direccional se detalla a continuación el comportamiento de REMO y NCEP frente a las observaciones obtenidas en una estación típicamente Mediterránea. La estación mostrada (BMETE) se encuentra fondeada frente a las costas de Mónaco. La localización de esta estación en pleno Golfo de Génova (una de las zonas con mayor actividad ciclogénica del Mediterráneo), hace de la validación del REMO, y posterior comparación con los reanálisis NCEP en dicha área, un buen test para el *downscaling* realizado. Como se observa en la Figura 4.11(j), el régimen de vientos en esta zona viene marcado por la existencia dual de vientos de procedencia SW-W y de E-NE. Los vientos de componente W (de procedencia Atlántica) están distribuidos a lo largo del año uniformemente, si acaso con un ligero aumento

de su frecuencia en primavera. Por contra, los vientos de procedencia E-NE, parecen tener mayor contribución en el periodo invernal y parte del otoño (rosas de viento estacionales no mostradas), periodo éste en el que la ciclogénesis de la zona se haya en su pico anual. La Figura 4.11(k) ilustra como el dato simulado por REMO exhibe, salvo una tendencia mayor a la zonalidad (predominio de los W frente los SW) a favorecer los NE en detrimento de los E, una estructura dipolar de la distribución del viento superficial semejante a la observada in-situ en la estación. Por el contrario, NCEP (Figura 4.11(l)) se muestra incapaz de reproducir dicha estructura dual exhibiendo una distribución circular. Esta falta de direcciones privilegiadas en el viento reanalizado por NCEP, parece estar íntimamente ligada a la caracterización irreal por parte de los reanálisis (por motivos de resolución del modelo empleado en la elaboración de los mismos) de la orografía de la zona y muy en especial de los Alpes. La no ocurrencia de más situaciones de viento procedente del E-NE parece estar relacionada con una reproducción no del todo realista de la ciclogénesis producida a sotavento de los Alpes. Al tiempo, se observa un incremento en NCEP con respecto a REMO y a las observaciones de vientos del N y NW. La práctica inexistencia en las observaciones y REMO de dichos vientos está ligada a la importante acción de barrera que ejercen los Alpes sobre ellos. La diferente caracterización por parte de NCEP de estos vientos N y NW indica la disminución de dicho efecto barrera ejercido por unos Alpes resueltos en NCEP insuficientemente tanto en extensión como en altura y capacidad de fricción. Como consecuencia, los vientos N y NW diagnosticados por NCEP alcanzarían la estación con mayor intensidad y frecuencia de lo que las observaciones muestran. Análogamente a como se hizo para los casos anteriores, la Figura 4.15 muestra los sesgos y promedios de las diferencias en valor absoluto del módulo y dirección del viento en la estación BMETE. Como era de esperar se observa en general mejor ajuste a las observaciones por parte de REMO que el exhibido por NCEP.

Es interesante señalar con relación al promedio de las diferencia absolutas en dirección (Figura 4.15(d)) que éstas son menores para REMO que para NCEP. Sin embargo, la magnitud de las mismas son en general comparables, hecho este no esperable a la vista de las considerables diferencias observadas en las rosas anteriormente mostradas. Esta pequeña diferencia en magnitud de los errores tendría su explicación en el enmascaramiento originado por la acumulación de errores producidos por situaciones de escaso viento. Para evitar dicho enmascaramiento se realizó un nuevo promediado de las diferencias en dirección (Figura 4.16(b)) similar al anterior, pero esta vez considerando únicamente los vientos que superan un cierto umbral (5 ms^{-1}). Con el nuevo promediado, se observa una disminución de los errores relativos a la observación tanto para REMO como para NCEP. Ahora bien, es importante señalar que dicha disminución de los errores es mayor para el caso de REMO. Esto significa que REMO

simula con mayor realismo los eventos de viento fuerte, y por consiguiente el régimen de viento caracterizado por éstos.

El panel superior de la Figura 4.16 muestra un promediado de las diferencias en valor absoluto de la dirección tomando para ello un umbral de 5 ms^{-1} pero esta vez para una de las estaciones atlánticas (ESTAC). Comparando con el promediado sin umbral mostrado anteriormente en la Figura 4.13(d) se aprecia un descenso de los errores tanto en REMO como en NCEP. Ahora bien, la magnitud de estos descensos, a diferencia de lo observado para el caso de BMETE, son semejantes.

Los resultados de las diferentes comparaciones de datos superficiales simulados por REMO y reanalizados por NCEP con observaciones meteorológicas *offshore* mostrados en esta subsección prueban la capacidad del modelo REMO para simular un estado atmosférico realista, al tiempo que ponen de manifiesto la eficacia del *downscaling* dinámico realizado por medio de la aplicación REMO.

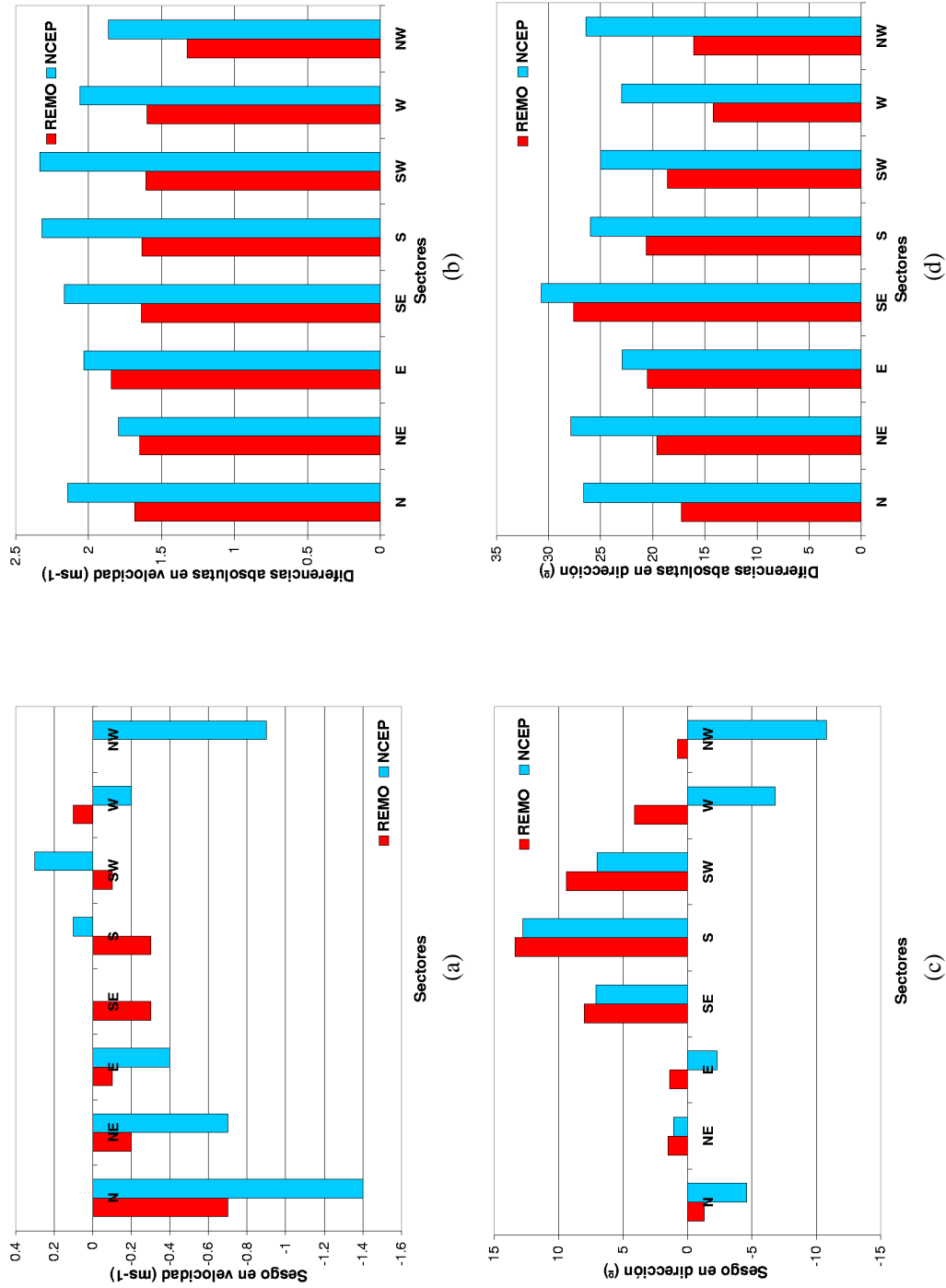


Figura 4.12: (a) Sesgo de REMO y NCEP frente a la observación de la velocidad del viento a 10 metros (en ms^{-1}), (b) promedio de las diferencias en valor absoluto de REMO y NCEP con las observaciones para la velocidad del viento a 10 metros (en ms^{-1}), (c) sesgo de REMO y NCEP frente a la observación para la dirección del viento a 10 metros (en $^{\circ}$), (d) Promedio de las diferencias en valor absoluto entre REMO y NCEP con las observaciones para la dirección del viento a 10 metros (en $^{\circ}$). Las diferencias anteriores calculadas en la estación ZBGSO para los 8 sectores (N, NE, E, SE, S, SW, W y NW).

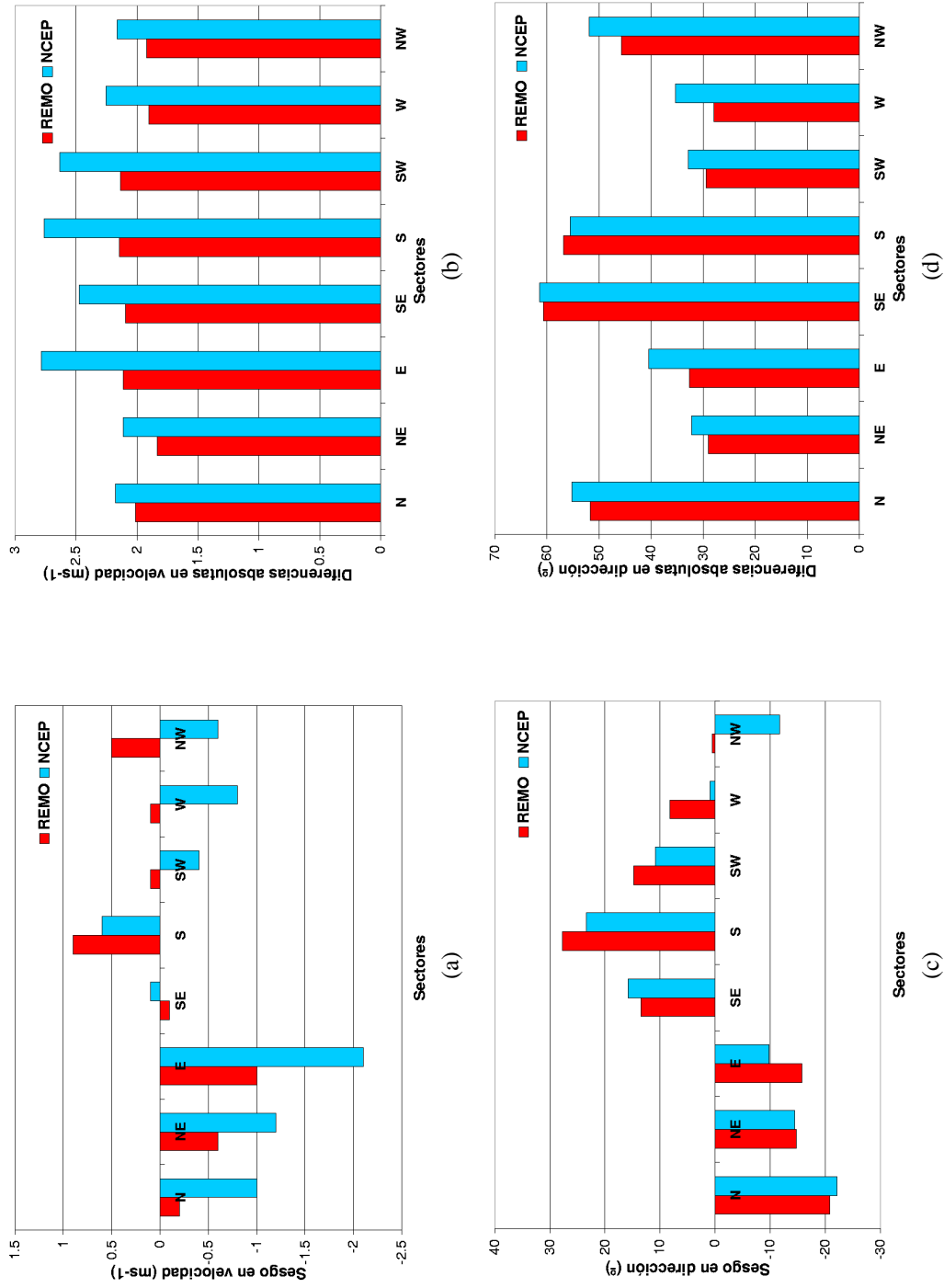


Figura 4.13: (a) Sesgo de REMO y NCEP frente a la observación de la velocidad del viento a 10 metros (en ms^{-1}), (b) promedio de las diferencias en valor absoluto de REMO y NCEP con las observaciones para la velocidad del viento a 10 metros (en ms^{-1}), (c) sesgo de REMO y NCEP frente a la observación para la dirección del viento a 10 metros (en $^{\circ}$), (d) Promedio de las diferencias en valor absoluto entre REMO y NCEP con las observaciones para la dirección del viento a 10 metros (en $^{\circ}$). Las diferencias anteriores calculadas en la estación ESTAC para los 8 sectores (N, NE, E, SE, S, SW, W y NW).

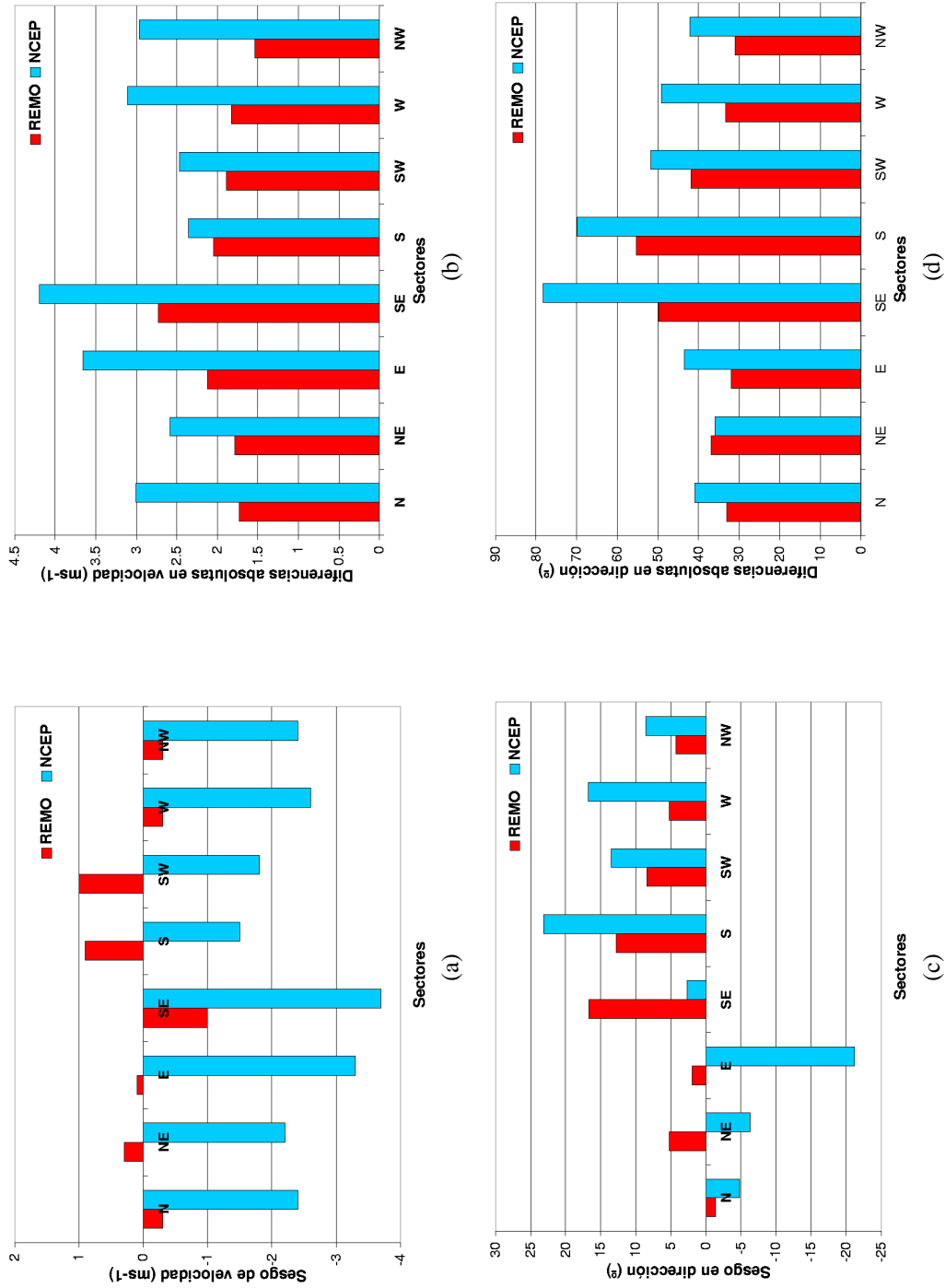


Figura 4.14: (a) Sesgo de REMO y NCEP frente a la observación de la velocidad del viento a 10 metros (en ms^{-1}), (b) promedio de las diferencias en valor absoluto de REMO y NCEP con las observaciones para la velocidad del viento a 10 metros (en ms^{-1}), (c) sesgo de REMO y NCEP frente a la observación para la dirección del viento a 10 metros (en $^{\circ}$), (d) Promedio de las diferencias en valor absoluto entre REMO y NCEP con las observaciones para la dirección del viento a 10 metros (en $^{\circ}$). Las diferencias anteriores calculadas en la estación CADIZ para los 8 sectores (N, NE, E, SE, S, SW, W y NW).

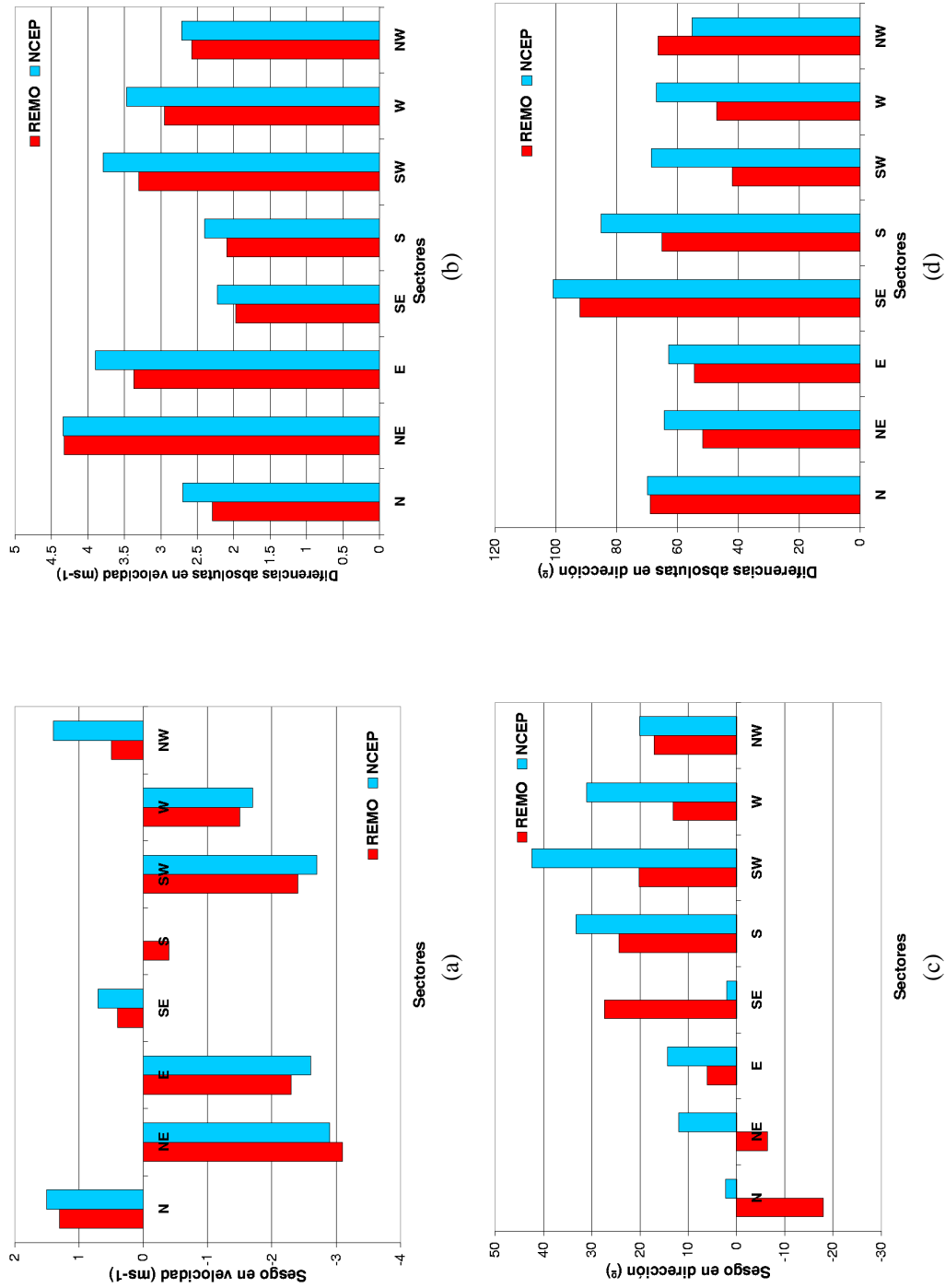
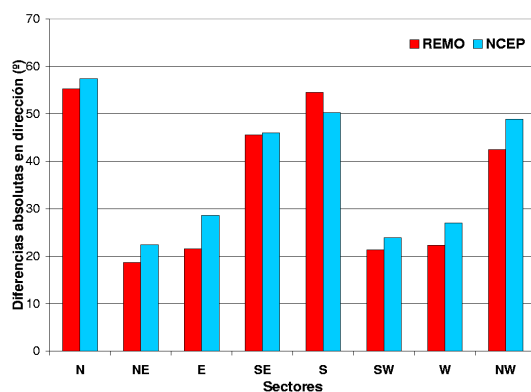
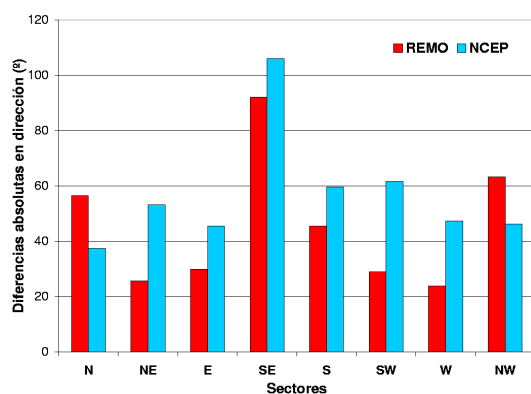


Figura 4.15: (a) Sesgo de REMO y NCEP frente a la observación de la velocidad del viento a 10 metros (en ms^{-1}), (b) promedio de las diferencias en valor absoluto de REMO y NCEP con las observaciones para la velocidad del viento a 10 metros (en ms^{-1}), (c) sesgo de REMO y NCEP frente a la observación para la dirección del viento a 10 metros (en $^{\circ}$), (d) Promedio de las diferencias en valor absoluto entre REMO y NCEP con las observaciones para la dirección del viento a 10 metros (en $^{\circ}$). Las diferencias anteriores calculadas en la estación BMETE para los 8 sectores (N, NE, E, SE, S, SW, W y NW).



(a) ESTAC



(b) BMETE

Figura 4.16: Promedio de las diferencias en valor absoluto de REMO y NCEP con las observaciones de la dirección del viento a 10 metros que supera una velocidad umbral de 5 ms^{-1} (en $^{\circ}$) para las estaciones de ESTAC (a) y de BMETE (b)

4.1.2. REMO y NCEP vs observaciones en tierra

A continuación se muestran, de manera análoga a como se hizo en la anterior subsección para zonas marítimas *offshore*, las comparaciones de los datos simulados REMO y de los reanálisis NCEP con observaciones obtenidas de estaciones localizadas en tierra.

Para los diferentes estudios realizados se han empleado observaciones meteorológicas (presión a nivel de mar, temperatura a 2 m y viento a 10 m) de 19 estaciones de la red climática del Instituto Nacional de Meteorología (INM) Español distribuidas a lo largo de la Península Ibérica y de las Islas Baleares. En la comparación se emplearon 4 datos por día (00UTC, 07UTC, 13UTC y 18UTC) cubriéndose, de manera desigual, dependiendo de la estación un periodo de 32 años (1970-2001).

De forma análoga a como se hizo para las estaciones en mar abierto, se seleccionó el punto de la malla REMO más próximo a cada una de las estaciones; para aquellos casos cercanos a la costa también se consideró como criterio de selección el porcentaje de tierra incluido en la celda REMO, seleccionándose entre las más próximas a la estación la celda con mayor proporción de tierra. Para cada uno de los 19 casos, se empleó el dato NCEP interpolado al punto REMO seleccionado más próximo a la estación. La Figura 4.17 muestra la localización de las estaciones empleadas en la comparación.

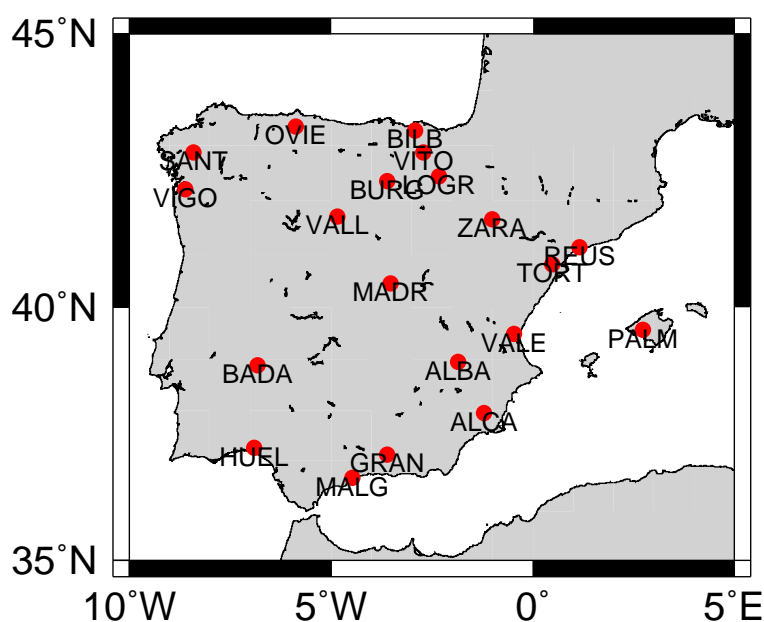


Figura 4.17: Posición geográfica de las 19 estaciones meteorológicas empleadas en la validación del análisis retrospectivo y su posterior comparación con los reanálisis NCEP.

■ Presión superficial

La Tabla 4.5 muestra los parámetros estadísticos calculados para la presión superficial reducida al nivel de mar en cada una de las estaciones.

Código	\overline{X}_{obs}	REMO			NCEP			n
		R	RMSE	S	R	RMSE	S	
VIGO	1019.7	0.98	1.97	-1.0	0.98	1.83	-1.0	46589
SANT	1018.5	0.98	1.63	0.0	0.98	1.43	-0.2	42297
OVIE	1018.1	0.98	1.61	0.3	0.98	1.58	0.3	42223
BILB	1019.2	0.98	1.87	-0.7	0.98	1.88	-0.9	43228
VITO	1018.8	0.98	1.62	-0.1	0.98	1.45	-0.1	31739
LOGR	1017.6	0.97	2.15	0.7	0.98	1.87	0.8	46573
REUS	1016.6	0.96	2.03	0.3	0.97	1.88	0.7	46102
VALL	1017.7	0.96	2.37	0.8	0.97	2.34	1.3	46423
BURG	1019.3	0.95	2.67	-0.8	0.96	2.29	-0.7	46456
ZARA	1017.5	0.97	1.86	0.3	0.97	1.87	0.7	45236
TORT	1016.0	0.97	2.16	1.0	0.97	1.96	1.2	46625
PALM	1017.3	0.97	1.71	-0.4	0.98	1.32	0.1	40523
MADR	1017.4	0.95	2.31	0.7	0.97	2.24	1.2	46615
VALE	1017.3	0.97	1.79	0.0	0.98	1.41	0.3	46644
BADA	1018.5	0.97	1.61	-0.5	0.98	1.33	-0.4	46612
ALBA	1017.4	0.94	2.38	0.5	0.94	2.67	1.1	42453
ALCA	1017.1	0.97	1.77	0.4	0.98	1.55	0.8	46625
HUEL	1018.4	0.98	1.47	-0.6	0.98	1.08	-0.3	25388
GRAN	1018.0	0.94	2.26	-0.0	0.94	2.20	0.4	45383
MALG	1017.6	0.96	1.81	0.1	0.97	1.54	0.5	45683

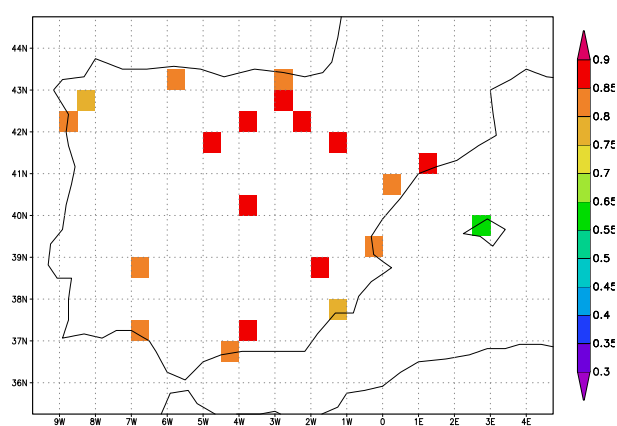
Tabla 4.5: Parámetros estadísticos de comparación de la presión superficial reducida a nivel de mar observada en estaciones del INM y la simulada por REMO y reanalizada por NCEP para el punto de malla REMO más cercano a cada una de las estaciones.

Las altas correlaciones (por encima de 0.94 en todas las estaciones) así como el bajo RMSE (nunca superior a 3 hPa) y la falta de sesgo (por debajo de 1 hPa) nos permiten concluir que el modelo REMO reproduce satisfactoriamente la presión superficial observada sobre la Península Ibérica. No parece observarse pérdida de calidad del dato de presión simulado sobre tierra en relación al simulado en áreas *offshore* (Tabla 4.2).

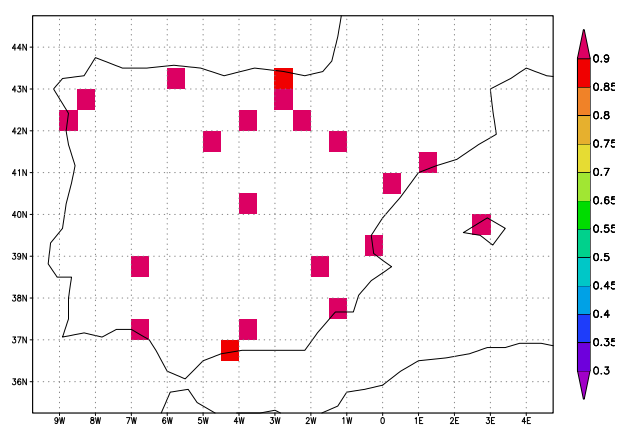
Queda validado así el modelo REMO para la caracterización de la presión superficial, pudiendo concluirse que REMO, al igual que NCEP, ofrecen garantías en lo que se refiere a la caracterización realista de dicho parámetro tanto en zonas marítimas como terrestres.

■ **Temperatura del aire a 2 m.**

A continuación, se muestran (Tabla 4.6) los resultados de las comparaciones realizadas para la temperatura del aire simulada por REMO a una altura de 2 metros sobre el suelo y la temperatura observada en las estaciones del INM. Igualmente se presentará una comparación análoga entre dichas observaciones y el dato de reanálisis NCEP.



(a) R(NCEP vs Obs)



(b) R(REMO vs Obs)

Figura 4.18: Índice de correlación entre la temperatura a 2 m reanalizada por NCEP (a), simulada por REMO (b) y las observaciones en las 19 estaciones consideradas.

Atendiendo a las cifras mostradas en la Tabla puede concluirse que el modelo REMO reproduce satisfactoriamente (correlación por encima de 0.9 para la práctica totalidad de los

Código	\overline{X}_{obs}	REMO			NCEP			n
		R	RMSE	S	R	RMSE	S	
VIGO	286.4	0.93	2.76	-0.8	0.82	3.40	-1.1	46717
SANT	285.7	0.94	2.27	0.9	0.77	3.92	1.1	42403
OVIE	285.5	0.91	4.36	-3.3	0.84	4.49	-3.2	42355
BILB	287.3	0.89	3.86	-2.2	0.83	4.27	-1.5	43380
VITO	284.5	0.93	2.83	0.5	0.86	4.02	0.7	34944
LOGR	286.6	0.95	2.62	-1.1	0.86	4.12	-0.7	46608
REUS	288.9	0.93	3.39	0.8	0.86	3.97	-1.9	46229
VALL	284.2	0.95	2.92	1.4	0.89	3.85	0.9	46305
BURG	283.3	0.95	2.40	-0.2	0.88	3.80	-0.2	46405
ZARA	288.0	0.96	2.37	0.5	0.87	4.17	-0.2	46656
TORT	290.1	0.94	3.02	-1.0	0.85	4.33	-2.1	46727
PALM	289.7	0.93	3.13	1.6	0.58	5.94	0.3	40570
MADR	287.4	0.96	2.50	0.1	0.87	4.51	-0.5	46584
VALE	290.3	0.93	3.29	0.8	0.81	4.12	-0.6	46715
BADA	289.7	0.95	2.69	0.8	0.84	4.56	-0.2	46610
ALBA	287.1	0.96	2.63	0.9	0.89	4.18	-0.3	44752
ALCA	290.9	0.95	2.74	0.6	0.77	4.98	-0.5	46690
HUEL	291.1	0.94	3.26	1.7	0.84	3.87	0.5	25549
GRAN	288.3	0.96	3.06	-1.8	0.89	5.07	-3.1	45388
MALG	291.0	0.88	4.43	-0.5	0.82	4.57	-1.7	44813

Tabla 4.6: Parámetros estadísticos de comparación de la temperatura del aire al nivel de 2 metros observada en estaciones del INM y la simulada por REMO y reanalizada por NCEP para el punto de malla REMO más cercano a cada una de las estaciones.

casos) la evolución temporal de la temperatura al nivel de 2 metros observada en las 19 estaciones estudiadas. A diferencia de las estaciones *offshore* (Tabla 4.3) donde el sesgo era en general negativo, sobre la Península no se aprecia un sesgo de signo definido, siendo negativo o positivo según los casos. Siguiendo con la comparación ente estaciones *offshore* y terrestres, puede observarse como en estas últimas tanto el sesgo como el RMSE aumentan.

En los 19 casos estudiados, las correlaciones entre los reanálisis NCEP y las observaciones son inferiores a las exhibidas por REMO; en algunos de ellos como es el caso de la estación PALM en las Baleres es significativamente inferior (0.58 para NCEP y 0.93 para REMO). Señálese que a diferencia de la presión superficial, la temperatura a 2 m obtenida con el *downscaling* mejora los datos de reanálisis (Figura 4.18). Para finalizar, estáquese que esta mejora introducida por REMO a los datos NCEP es más apreciable en las estaciones terrestres que en las localizadas en mar abierto.

■ Viento a 10 m

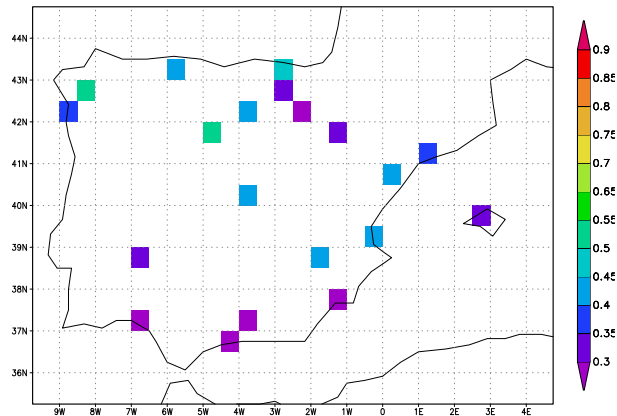
La Tabla 4.7 muestra los parámetros estadísticos obtenidos al comparar directamente el viento observado en las estaciones del INM empleadas en la validación con el viento simulado por REMO y reanalizado por NCEP en el punto de malla REMO más cercano a la posición de cada una de las estaciones.

Las correlaciones existentes entre el viento simulado por REMO y las observaciones nunca superan valores de 0.7, oscilando entre 0.4 y 0.67, a excepción de cuatro estaciones (LOGR, ALCA, GRAN y MALG) donde los valores son menores. Los valores de correlación exhibidos por REMO, aun siendo bajos, son siempre mayores que los exhibidos por los datos de reanálisis NCEP, los cuales presentan un valor medio para el índice de correlación de 0.34, frente a 0.52 para REMO. Comparando las Figuras 4.19(a) y 4.19(b) se observa la mejora generalizada introducida por el *downscaling* con relación a los reanálisis originales.

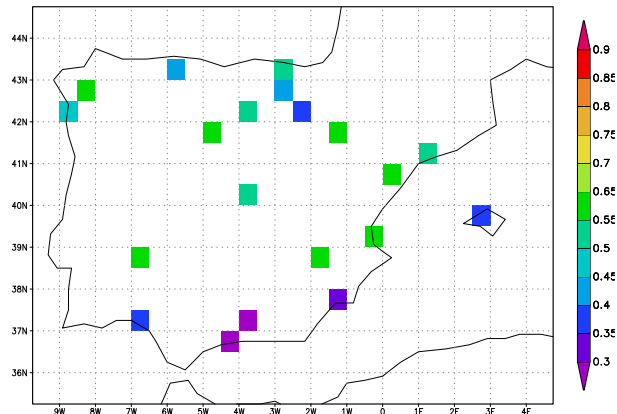
Merece la pena destacar como existe un diferente comportamiento estacional de la calidad del dato simulado, siendo las correlaciones de REMO con el dato observado más altas en el invierno (Figura 4.19(c)) que durante el resto de las estaciones, especialmente verano. Esto parece estar relacionado con el hecho de que durante el invierno la Península Ibérica se ve afectada principalmente por sistemas de gran escala de procedencia Atlántica, los cuales son bien resueltos por el modelo. Por el contrario, durante el verano la Península queda sometida a una fuerte influencia anticiclónica, produciéndose un descenso significativo de la intensidad del

Código	\overline{X}_{obs}	REMO			NCEP			n
		R	RMSE	S	R	RMSE	S	
VIGO	4.17	0.48	1.96	-0.88	0.39	2.58	1.20	28966
SANT	4.45	0.63	1.83	0.15	0.52	3.22	2.05	31267
OVIE	4.50	0.41	3.18	-1.65	0.40	2.93	1.04	19832
BILB	4.75	0.53	2.58	-1.22	0.48	2.46	-0.01	24738
VITO	4.43	0.45	2.17	-0.80	0.35	2.40	-0.02	16689
LOGR	4.53	0.37	2.47	-1.15	0.29	2.58	-0.55	28082
REUS	5.04	0.52	3.18	-1.61	0.39	3.04	-0.15	24898
VALL	4.88	0.64	2.11	-0.31	0.52	2.53	-0.92	33294
BURG	5.17	0.53	2.76	-1.66	0.45	2.60	-0.88	26906
ZARA	6.17	0.60	3.50	-2.25	0.31	4.02	-2.40	34300
TORT	4.11	0.57	1.89	-0.55	0.44	2.26	0.41	27346
PALM	4.98	0.40	2.52	0.17	0.31	3.54	1.47	22948
MADR	4.70	0.51	2.33	-0.85	0.41	2.59	-1.00	23557
VALE	4.95	0.58	2.88	-1.68	0.41	2.76	0.31	26125
BADA	4.24	0.56	1.69	-0.32	0.34	2.12	-0.14	28970
ALBA	5.72	0.60	2.85	-1.32	0.41	3.54	-1.89	28855
ALCA	3.90	0.35	1.87	-0.42	0.25	2.65	1.03	20492
HUEL	3.84	0.40	1.76	-0.10	0.24	2.04	0.01	16820
GRAN	4.43	0.13	2.84	-1.67	0.12	2.72	-0.30	13265
MALG	4.68	0.21	2.97	-1.62	0.18	2.84	-0.97	28740

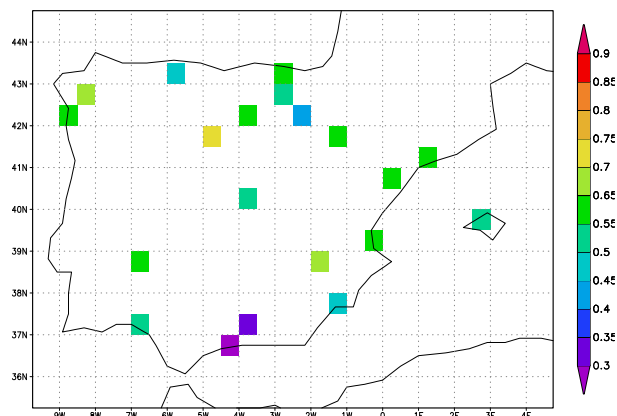
Tabla 4.7: Parámetros estadísticos de comparación de la velocidad del viento al nivel de 10 metros observada en estaciones del INM y la simulada por REMO y reanalizada por NCEP para el punto de malla REMO más cercano a cada una de las estaciones.



(a) R (NCEP vs Obs) ANUAL



(b) R (REMO vs Obs) ANUAL



(c) R (REMO vs Obs) DEF

Figura 4.19: Índice de correlación del viento a 10 m NCEP (a) y simulado por REMO (b), con las observaciones en las 19 estaciones consideradas. (c) análogo a (b) pero únicamente con datos correspondientes al invierno (DEF)

viento sobre ella. Es bien conocido que en situaciones de este tipo, en las que en ausencia de sistemas de gran escala, priman los fenómenos turbulentos locales de origen térmico, se produce un descenso de calidad en la simulación del viento superficial. Dicha descenso en la calidad del viento simulado se observa en verano tanto para NCEP como para REMO.

Exceptuando en las estaciones de SANT y PALM, REMO muestra un sesgo negativo con respecto a las observaciones. Esta infraestimación del viento no es tan sistemática en el caso de NCEP, donde 8 estaciones muestran sesgo positivo. Señálese que las estaciones donde se observa una sobrestimación del viento reanalizado por NCEP se hayan por lo general en zonas próximas a la costa (VIGO, SANT, OVIE, TORT, PALM, VALE, ALCA y HUEL). Por el contrario, en estaciones situadas en el interior (p.ej., LOGR, BURG, VALL, ZARA, MADR Y ALBA) se observa que NCEP y REMO infraestiman el viento. Este gradiente del sesgo de NCEP con la distancia a la costa parece estar íntimamente relacionado con la escasa resolución de los datos originales NCEP, la cual hace que al interpolarse el campo de viento para el punto más próximo a una estación cercana a la costa haya que tomar en la interplación un punto considerado por NCEP como mar, con el consiguiente aumento del viento diagnosticado. Este efecto asociado a las diferencias intrínsecas en las propiedades dinámicas existentes entre celdas marítimas y terrestres fue ya descrito en la subsección anterior.

En dicha subsección se hacía también referencia a la dificultad de comparar directamente el viento simulado en un punto de malla con el observado in-situ, recomendándose el uso de esta metodología a zonas como las *offshore* donde existe una cierta homogeneidad en la superficie, así como ausencia de orografía compleja cuyo efecto en el viento es eliminado en el dato simulado por el promediado que el modelo hace de la misma. Frank (2001) en su estudio de las condiciones de viento superficial sobre Dinamarca y sus costas obtenía a partir de los datos de reanálisis NCEP resultados no del todo inaceptables para zonas *offshore* del mar del Norte y desaconsejaba el uso de dichos reanálisis sobre tierra por las diferencias en las condiciones de rugosidad superficial observadas y el parámetro de rugosidad superficial empleado en el modelo. A esto añádase que la complejidad orográfica de la cuenca Mediterránea, especialmente a lo largo de su costa septentrional, no tiene punto de comparación con la existente en el dominio utilizado por Frank en su estudio.

A la vista de los resultados aquí mostrados para las estaciones terrestres, los cuales presentan una simulación del viento de peor calidad que la obtenida en las estaciones *offshore* consideradas en la subsección anterior (Tabla 4.4) redundan en la citada efectividad limitada de la comparación directa del viento superficial simulado sobre tierra por un modelo regional

o global de resolución superior a 50 km con el viento observado in-situ. Nótese el diferente comportamiento que se observa en estaciones próximas entre si (una *offshore*, la otra en tierra) como lo son: SILLE ($r=0.75$) y VIGO ($r=0.48$), CADIZ ($r=0.68$) y HUEL ($r=0.40$), BMAHO ($r=0.66$) y PALM ($r=0.40$) y finalmente CGATA ($r=0.66$) y MALG ($r=0.21$). En este último caso las diferencias son más acusadas ya que los valores simulados para la estación MALG localizada en Málaga (y la de GRAN (Granada)) no parecen describir acertadamente el viento observado en la zona. Esto podría estar relacionado con el hecho de que ambas estaciones se encuentran en una zona donde el parámetro de rugosidad superficial alcanza su máximo para la Península Ibérica (ver la Figura 3.14(a) del capítulo anterior) con el consiguiente problema asociado a su promediado.

Destáquese que sobre tierra se observa una disminución de la calidad en la simulación del viento conforme aumenta la complejidad del terreno, disminución que es muy evidente en el paso de zonas *offshore* a continentales. Las mayores correlaciones se obtienen en estaciones como VALL (Valladolid), ALBA (Albacete) y ZARA (Zaragoza) las cuales se encuentran localizadas en áreas eminentemente planas. Por contra, las correlaciones menores se obtienen en las estaciones de GRAN (Granada) y MALG (Málaga) que están situadas en una zona de importante orografía y próximas a la costa.

Como resumen de los resultados obtenidos a partir de la validación del REMO en tierra y su comparación con los resultados obtenidos a partir del NCEP, se puede concluir: 1) que REMO es capaz de reproducir satisfactoriamente, en igual medida que NCEP, los valores de presión superficial observados sobre la Península Ibérica y las Baleares; 2) que el *downscaling* realizado por medio de REMO a partir de los reanálisis NCEP introduce una mejora con relación a los mismos a la hora de reproducir la temperatura a 2 m, siendo ésta más apreciable en tierra que la existente en zonas *offshore*; 3) análogamente, el *downscaling* introduce sobre tierra una mejora con respecto a NCEP en la simulación del viento a 10 m. A pesar de esta mejora y a diferencia de lo observado para zonas *offshore*, donde el viento simulado por REMO reproduce satisfactoriamente el viento observado, el utilizar un modelo regional con una resolución como la aquí empleada (del orden de 50 km) no parece del todo suficiente para la reproducción realista de valores locales del viento observado en estaciones terrestres y, muy especialmente, en aquellas áreas de orografía compleja.

4.1.3. REMO vs observaciones de satélite.

En esta sección se presentan comparaciones de la velocidad y dirección del viento al nivel de 10 metros simulado por REMO sobre el Mediterráneo con el obtenido a partir de medidas de satélite tomadas a partir de escaterómetro. El área de estudio se circunscribe a la cuenca Mediterránea y el periodo cubierto por el mismo es de una década (1991-2001).

Las comparaciones mostradas han sido realizadas dentro del marco del proyecto Europeo HIPOCAS por el Dr. Bentemy del *Institut Francais pour la Recherche et l'Exploitation de la MER* (IFREMER), en colaboración con el autor. Los datos del escaterómetro de los satelites ERS-1 y ERS-2 empleados en la comparación provienen asimismo de IFREMER.

La teledetección por microondas ha ido convirtiéndose paulatinamente en una herramienta de gran utilidad para la monitorización de parámetros medioambientales. Las técnicas de teledetección presentan la ventaja sobre las técnicas de medida clásica de permitir la obtención de observaciones de forma continua y global sobre zonas de difícil monitorización, como son las áreas en mar abierto, inclusive con condiciones ambientales adversas. El escaterómetro es un dispositivo de microondas activo de visión oblicua, el cual mide la energía de radar dispersada por una gran área de la superficie que ha sido iluminada por un largo pulso de energía a una frecuencia dada. La amplitud de la señal retornada se toma como una medida empírica de la rugosidad superficial (Stewart, 1985). Dependiendo de la frecuencia de la señal y, por tanto, de la longitud de onda de la rugosidad superficial que producirá resonancia de Bragg, la magnitud de la señal de retorno puede relacionarse con la velocidad del viento superficial y su tensión superficial, o con el campo de olas superficiales (Guissard, 1993).

En este estudio se emplean los datos provenientes del escaterómetro situado a bordo de las misiones Europeas ERS-1 y ERS-2 (*European Space Agency's Remote Sensing Satellite*). Antes de mostrar la comparación de REMO con los datos de viento ERS-1/2, conviene señalar que la calidad de estos últimos ha sido ampliamente investigada y validada por medio de comparaciones exhaustivas frente a observaciones de viento en boyas en diferentes cuencas oceánicas (Graber *et al.*, 1996; Bentamy *et al.*, 1998, Quilfen *et al.*, 1999 y Bentamy *et al.*, 2002). En estos trabajos se muestra que tanto la velocidad como la dirección de los datos ERS-1/2 presentan alta congruencia con observaciones meteorológicas *off-shore* procedentes de boyas. ERS-2 infraestima el viento superficial en comparación a medidas in-situ (sesgo medio del orden de 0.40 ms^{-1}); la dirección presenta una desviación estándar media entre 4 y 21 grados, que se reduce para valores superiores a 5 ms^{-1} observados en boya. Valores similares

se observan a partir de las comparaciones con ERS-1.

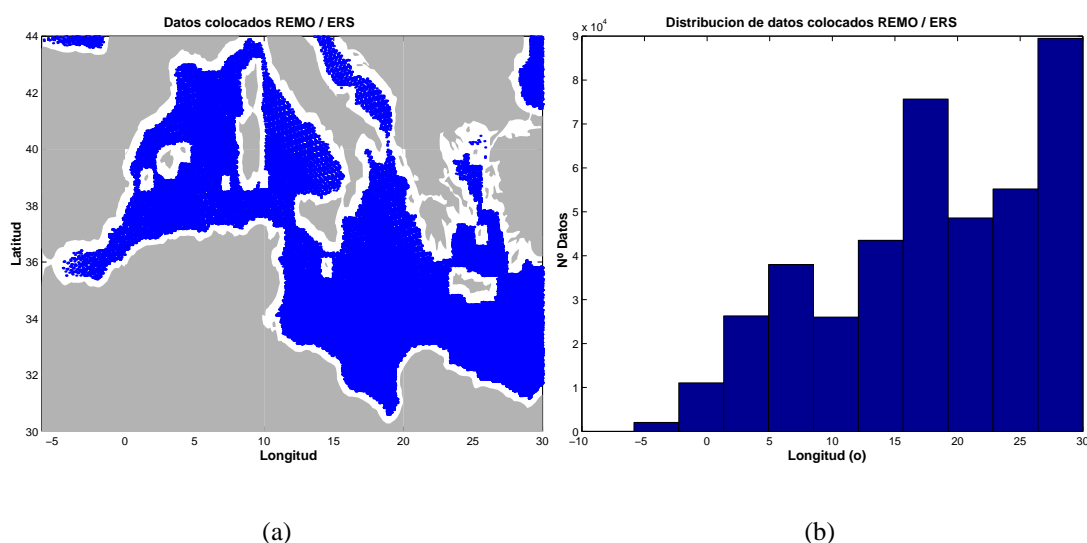


Figura 4.20: a) En azul los puntos donde se dispone de datos colocados REMO/ERS para el mes de Septiembre de 1997. b) Histograma representando la distribución por longitudes del dato de viento colocado (REMO/ERS) durante todo el periodo de estudio

A la hora de comparar datos con una distribución espacio-temporal regular, como la presentada por REMO, con datos de teledetección, los cuales están condicionados espacio-temporalmente por las órbitas descritas por el satélite, emerge como un punto importante la “colocación” de pares de valores (REMO/ERS) coincidentes en tiempo y espacio. Dicha colocación se realizó por medio de una interpolación lineal, tanto espacial como temporal, del campo simulado por REMO alrededor de las posiciones y el momento en que existe una observación del escaterómetro. La colocación se realizó para todas las observaciones ocurridas dentro de un plazo máximo de media hora a partir del dato REMO. La Figura 4.20(a) muestra a modo de ejemplo, como para el total de la cuenca Mediterránea, con excepción hecha de sus costas, se encuentran pares de valores REMO/ERS “colocados” (puntos azules) para el mes de Septiembre de 1997. A lo largo del periodo de estudio, más de 2.700.000 observaciones de viento fueron “colocadas”. En la Figura 4.20(b) se muestra su distribución según longitud. Asimismo, Alrededor del 65 % de éstas se encontraban entre 32°N y 38°N , mientras que solo el 7 % de estas se encuentran por encima de 42° .

A continuación se describe el comportamiento de las diferencias entre REMO y las velocidades obtenidas con el escaterometro según la velocidad, la dirección, la longitud y latitud.

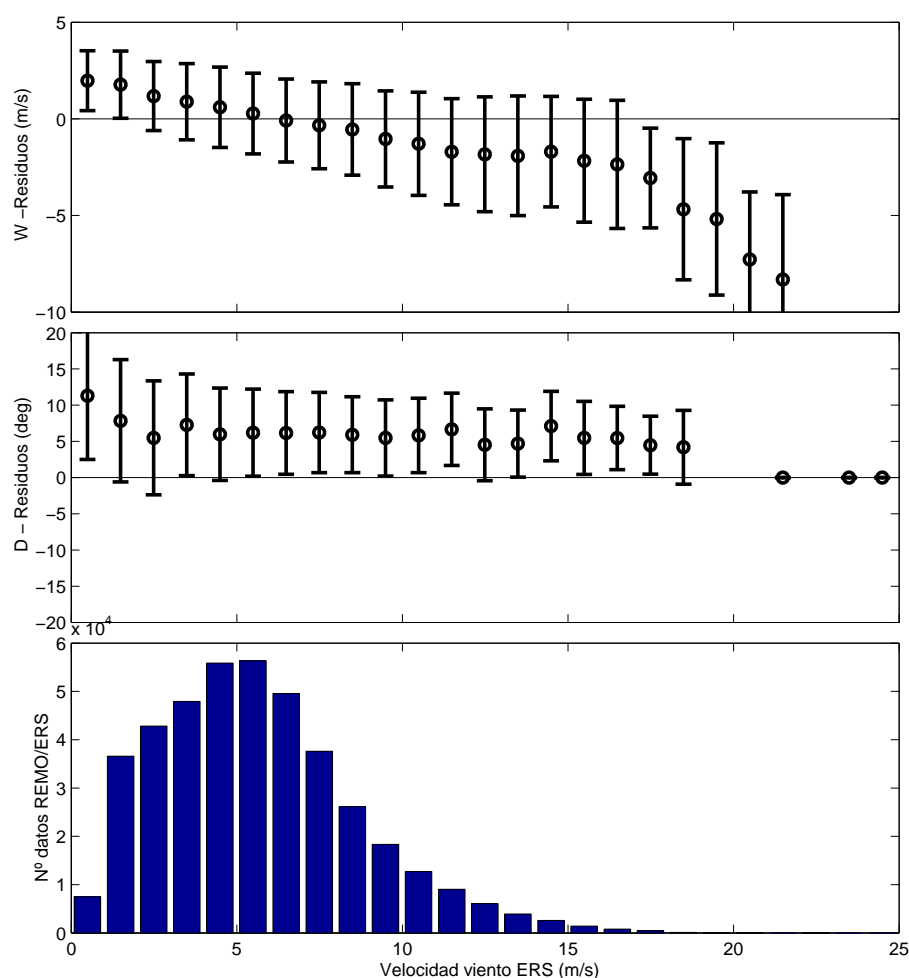


Figura 4.21: Dependencia del residuo (REMO-ERS) de la velocidad de viento (panel superior) y de la dirección (panel central) según la velocidad del viento observado ERS. El panel inferior muestra la distribución de los datos colocados REMO/ERS según la velocidad del dato ERS

La Figura 4.21 muestra la evolución de la media y la desviación estándar de las diferencias (REMO-ERS) existentes en la velocidad y dirección del viento según la velocidad del viento medida por el satélite. Se aprecia que existe una sobreestimación (inferior a 3 ms^{-1}) por parte de REMO de vientos por debajo del umbral de 4 ms^{-1} y que REMO infraestima los vientos altos. Para la franja central donde se concentran un alto porcentaje de los valores del viento observado (entre 4 y 11 ms^{-1}) el sesgo no es superior a 1 ms^{-1} . Para el caso de la dirección, el sesgo y la desviación estándar son razonablemente uniformes para todos los intervalos de velocidad, salvo para las velocidades más bajas.

Análogamente en la Figura 4.22, se muestra la media y la desviación estándar de las diferencias en velocidad y dirección entre REMO y ERS, pero esta vez según la dirección del viento satelital. Se aprecia que no existe ninguna dirección privilegiada en cuanto a los sesgos

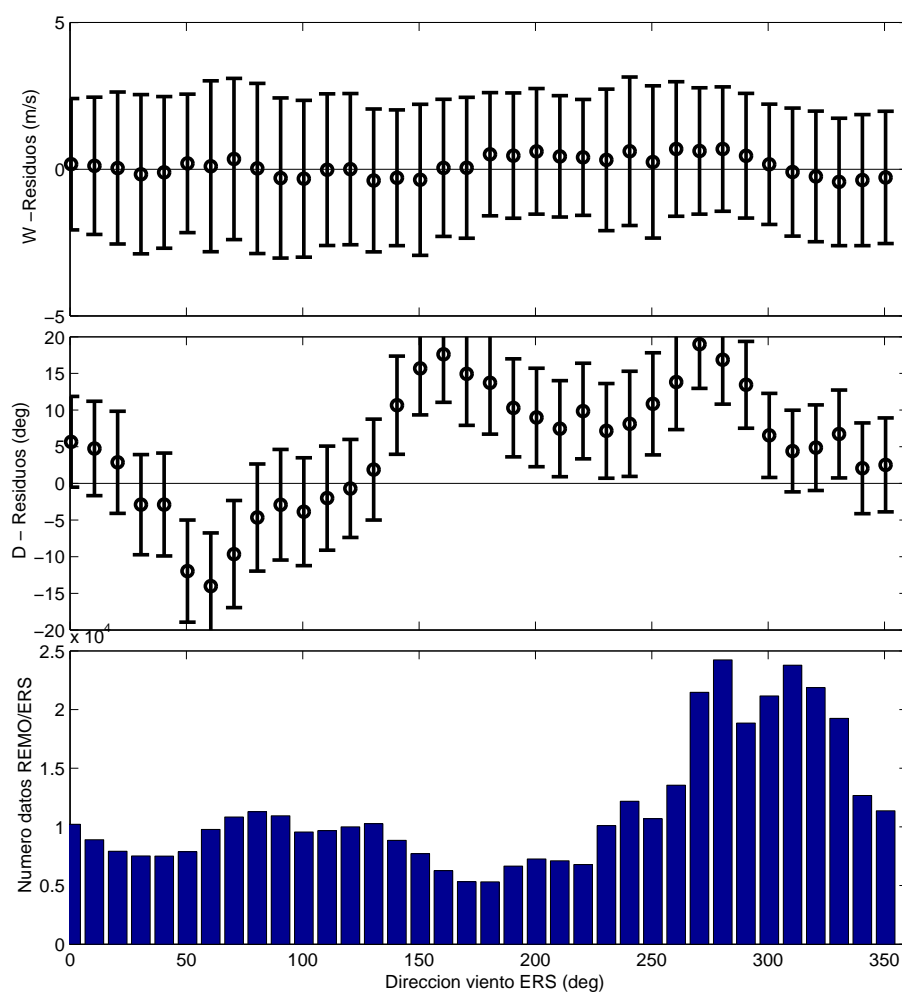


Figura 4.22: Dependencia del residuo (REMO-ERS) de la velocidad de viento (panel superior) y de la dirección (panel central) según la dirección del viento observado ERS. El panel inferior muestra la distribución de los datos colocados REMO/ERS según la dirección de procedencia ERS

de la velocidad entre el dato REMO y el ERS. No así para el caso de las diferencias en dirección, siendo los vientos de procedencia NE, S y W los que mayor sesgo muestran.

En la Figura 4.23 se aprecia la existencia de mayor sesgo de la dirección para las franjas comprendidas entre 5E y 10E (Golfo de Génova), y 20E y 25E (Mar Egeo), donde no se observan sesgos en la velocidad. Por otra parte, las diferencias REMO-ERS no exhiben dependencia significativa con la latitud (figura no mostrada).

La Tabla 4.8 muestra los parámetros estadísticos que caracterizan las diferencias del viento REMO y ERS-1/2. Los cálculos han sido realizados para toda la cuenca Mediterránea (MED; 6W-30E, 30N-44N), así como en diferentes áreas específicas de la misma como son su cuenca más occidental (MEDI; 6W-5E, 35N-44N), una centrada en el Mar Tirreno-Golfo de Génova

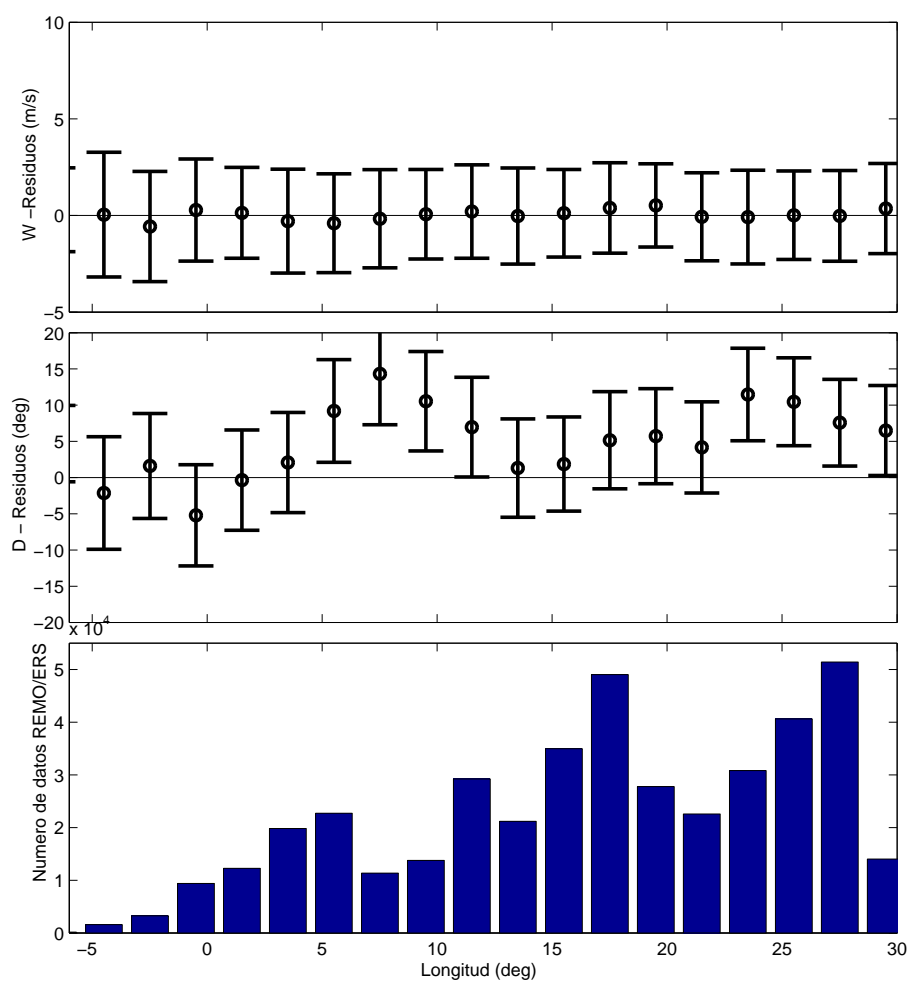


Figura 4.23: Dependencia del residuo (REMO-ERS) de la velocidad de viento (panel superior) y de la dirección (panel central) según la longitud geográfica. El panel inferior muestra la distribución de los datos colocados REMO/ERS según la longitud

(MEDII; 6E-15E, 36N-44N) y la cuenca Mediterránea oriental (MEDIII; 15E-30E, 30N-38N).

Los parámetros estadísticos mostrados en la Tabla 4.8 explican que no existe sesgo aparente, ni en módulo ni en dirección entre el viento simulado por REMO y el observado a partir de ERS-1/2 tanto sobre la cuenca Mediterránea completa como en las distintas subcuencas consideradas. Se obtiene un valor de correlación entre la velocidad del viento REMO y el ERS sobre la zona MED de 0.70. Señálase la existencia de diferencias regionales en la correlación entre REMO y ERS, siendo la zona MEDI la que presenta menor correlación (0.61) y mayor desviación estandar (2.76 ms^{-1}). Estó pudiera estar ligado a la menor intensidad del viento existente en esta zona. La distribución de la velocidad de viento en MEDI indica que el 49 % de las velocidades son menores que el umbral de 5 ms^{-1} frente, a por ejemplo, al 37 % observado en MED. Es bien sabido que la variabilidad tanto espacial como temporal del viento superficial es más alta para

Área	velocidad (ms^{-1})				Dir (deg)	
	R	S	σ_x	a	\bar{D}	σ_D
MED	0.70	0.08	2.44	0.99	4	29
MEDI	0.61	-0.21	2.76	1.13	0	32
MEDII	0.73	-0.02	2.45	1.05	7	30
MEDIII	0.69	0.19	2.37	0.95	4	28

Tabla 4.8: Parámetros estadísticos de comparación de la velocidad del viento al nivel de 10 metros a partir de dato colocado REMO/ERS promediado para toda la cuenca Mediterránea y tres subzonas. **R** es el índice de correlación, **S** el sesgo, σ_x la desviación estándar y **a** el coeficiente de regresión de las velocidades; mientras que \bar{D} y σ_D son el sesgo y la desviación estándar de la dirección.

vientos bajos, pudiendo ser la causa del aumento de la dispersión y el descenso de correlación entre el viento REMO y el satelital.

Además de estas comparaciones a lo largo de diferentes áreas se han realizado otras de carácter local en distintas posiciones geográficas. La Tabla 4.9 muestra las comparaciones del viento simulado por REMO frente al viento ERS-2 en cuatro posiciones correspondientes a boyas (BMETE, ZATHO, ZMYKO y ZSANT) empleadas en la validación de REMO frente a observaciones in-situ (sección 4.1.1). La comparación se realizó únicamente con datos obtenidos dentro del periodo de 2 años comprendido entre 1996 y 1998. La “colocación” de pares de datos REMO/ERS se ha realizado de forma análoga a como fue referido anteriormente, con la diferencia de que en este estudio puntual únicamente se han colocado las observaciones existentes dentro de una celda cuadrada (de lado 1 grado) centrada en cada una de las posiciones de las boyas.

Código	n	velocidad (ms^{-1})				Dir (deg)	
		R	S	σ_x	a	\bar{D}	σ_D
BMETE	1795	0.65	-0.38	3.02	1.23	14	35
ZATHO	1185	0.82	0.48	2.35	1.04	14	32
ZMYKO	3341	0.63	-0.09	2.77	0.95	8	29
ZSANT	5993	0.59	-0.17	2.85	0.94	15	31

Tabla 4.9: Parámetros estadísticos de comparación de la velocidad del viento al nivel de 10 metros observada a partir de dato ERS y la simulada por REMO para distintas posiciones geográficas coincidentes con boyas. **n** el tamaño de la muestra, **R** el índice de correlación, **S** el sesgo, σ_x la desviación estándar y **a** el coeficiente de regresión de las velocidades; mientras que \bar{D} y σ_D son el sesgo y la desviación estándar de la dirección.

Las correlaciones entre REMO y ERS mostradas en la Tabla 4.9 son del mismo orden que las observadas entre REMO y las observaciones in-situ obtenidas en las boyas (Tabla 4.4). Sin embargo, REMO muestra con respecto a ERS un sesgo y una desviación estándar menor que los obtenidos frente a las observaciones in-situ. Esto último está relacionado con el hecho de que al comparar el módulo del viento REMO con la observación puntual local existe un error sistemático ligado a que el primero es el resultado de un promediado espacial, mientras que la observación es una medida local. Este error se ve reducido al comparar el campo de viento REMO con el obtenido a partir de ERS, el cual es obtenido también como un promediado sobre un área y no como una medida puntual.

Para finalizar con la comparación del viento REMO con el satelital se ha estudiado el compartamiento de los mismos promediados mensualmente. El valor medio mensual del viento REMO se calculó a partir de los valores horarios en los puntos incluidos dentro de una celda de lado 1 grado. El dato de satélite fue promediado por medio de un método objetivo basado en el conocimiento de las estructuras espacio-temporales de viento existentes en el Mediterráneo (Bentamy, *et al.*, 2002). La Figura 4.24 muestra las series medias mensuales de la velocidad del viento REMO y ERS para los cuatro dominios Mediterráneos anteriormente descritos. Ambas series temporales exhiben en las cuatro zonas, una importante señal estacional con un máximo invernal y un mínimo estival. Esta señal se observa en toda la cuenca (zona MED) y en el resto de dominios, siendo el patrón estacional más acusado en la zona MEDII. Los índices de correlación van desde 0.91 para valores medios de toda la cuenca, hasta el mínimo de 0.79 obtenido en MEDI. Merece la pena destacar que la máxima diferencia (superior a 2 ms^{-1}) media mensual ocurrió durante Diciembre de 1991, estando ésta relacionada con la existencia de ciertas deficiencias en el muestreo de los datos durante los primeros meses de la misión ERS. Si no se consideran los meses del año 1991, el mínimo de correlación obtenido en la región MEDI aumenta hasta 0.85.

Con la comparación del viento simulado por REMO frente al obtenido a partir de los datos de teledetección se cierra la sección centrada en la validación directa del *downscaling*. En la siguiente sección se complementará dicha validación por medio de una verificación indirecta del dato REMO a través de modelos de océano.

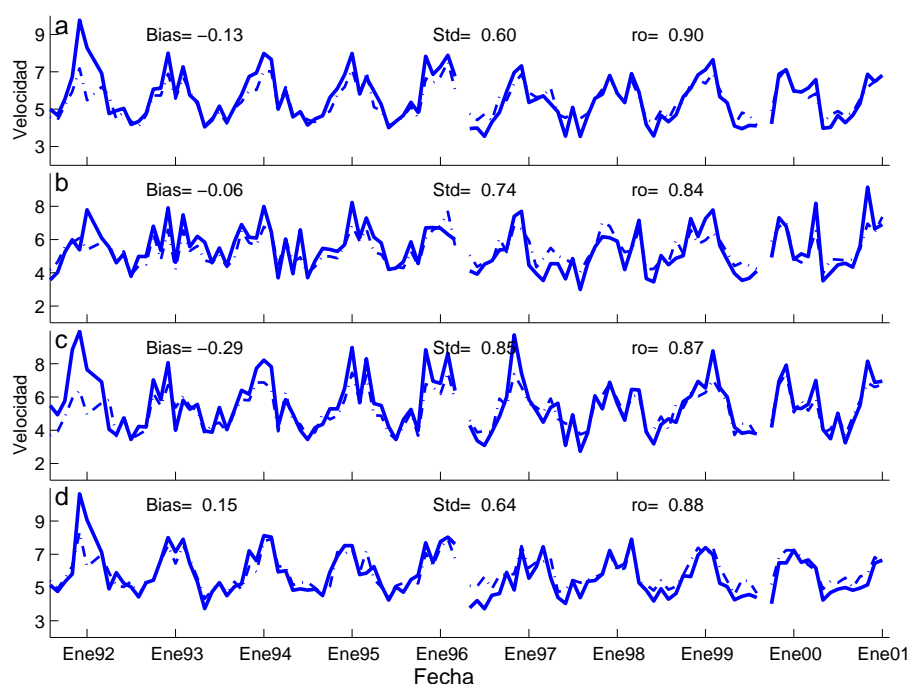


Figura 4.24: Evolución de la media mensual de las velocidades REMO (línea discontinua) y ERS (línea continua) calculadas para toda la cuenca Mediterránea (a) y las subcuencas MEDI (b), MEDII (c) y MEDIII (d).

4.2. Validación indirecta

En la siguiente sección se presentan resultados de dos simulaciones oceánicas con forzamiento atmosférico provenientes de la base de datos creada a partir del *downscaling* realizado con REMO. La primera aplicación oceánica se implementó con el fin de realizar una simulación multidecadal del campo de oleaje para la cuenca Mediterránea occidental, mientras que la segunda reproduce el nivel de mar y corrientes para toda la cuenca Mediterránea y parte del Atlántico nororiental.

Como se justificó en la subsección 3.2.2, los campos oceanográficos simulados, especialmente el oleaje, presentan gran dependencia de las condiciones atmosféricas existentes. De ahí que una simulación realista de los campos de oleaje y de nivel de mar sólo pueda ser obtenida en respuesta a la utilización de un forzamiento atmosférico igualmente realista y preciso, lo que implica que validando con observaciones oceanográficas las salidas de modelos oceánicos se evalúa de manera indirecta la calidad del dato atmosférico empleado como forzamiento. En este punto reside el interés en mostrar estos resultados oceánicos.

4.2.1. Validación del modelo REMO con el modelo de oleaje WAM

Con el objetivo de obtener el oleaje generado en la cuenca del Mediterráneo Occidental para un periodo de 44 años (entre 1958 y 2001) el EPPE dentro del proyecto HIPOCAS realizó una simulación con el modelo de oleaje de tercera generación, WAM, en su versión para aguas someras (Apéndice A). El dominio (Figura 4.25) es cubierto por una malla de 1/8 de grado en su parte occidental y por una de 1/4 de grado en su parte oriental. En esta aplicación WAM se empleó el campo de viento a 10 m simulado por REMO como forzamiento atmosférico.

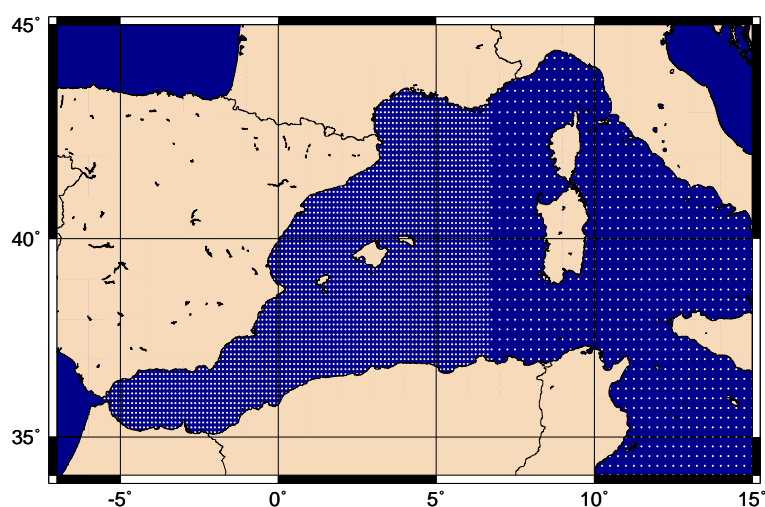


Figura 4.25: Dominio geográfico y malla empleada en la simulación del campo de oleaje por medio del modelo WAM.

La posterior validación de las salidas del modelo WAM frente al oleaje observado en boyas fondeadas en mar abierto presenta un interés doble, pues al tiempo que se verifica la calidad de la salida del modelo oceanográfico, nos permite evaluar indirectamente la del forzamiento atmosférico empleado en la simulación. Como ya se señaló anteriormente, dicho forzamiento juega un papel determinante en la simulación realista del oleaje. El peso del forzamiento atmosférico a través del viento es aún mayor para un mar como el Mediterráneo, en el cual, en ausencia de una contribución importante de mar de fondo, es principalmente el viento local el que determina las condiciones de oleaje.

La validación del oleaje simulado se realizó a través de comparaciones de varios parámetros (altura significativa, dirección, periodo de pico y periodo medio) con observaciones obtenidas en boyas así como datos medidos por satélite (no mostrados). La Figura 4.26 muestra la localización de las estaciones empleadas en la comparación.

La Tabla 4.10 muestra los parámetros estadísticos obtenidos con las series temporales de los

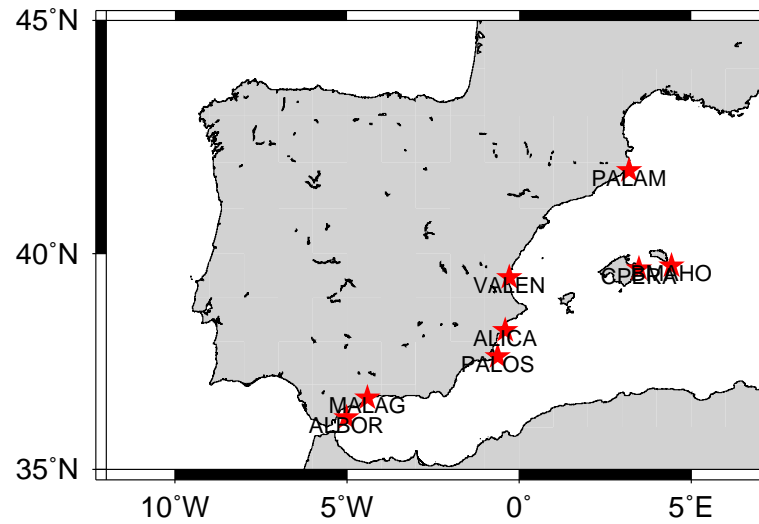


Figura 4.26: Posición geográfica de las 9 boyas oceanográficas empleadas en la validación del oleaje simulado por WAM.

BOYA	R	RMSE	\overline{X}_{obs}	\overline{X}_{WAM}	S	n
ALBOR	0.63	0.46	0.91	0.65	-0.26	13025
ALICA	0.73	0.37	0.88	0.67	-0.21	47225
PALOS	0.75	0.42	1.02	0.77	-0.25	65263
CPERA	0.80	0.48	1.17	0.91	-0.26	19896
BMAHO	0.84	0.56	1.43	1.13	-0.30	10388
MALAG	0.68	0.40	0.89	0.69	-0.20	23874
PALAM	0.68	0.47	1.07	0.90	-0.17	58950
VALEN	0.71	0.40	0.85	0.57	-0.28	36772

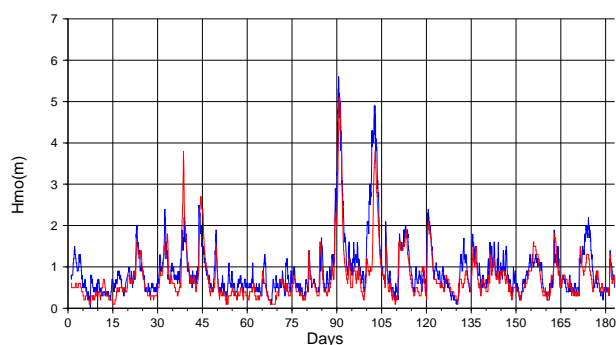
Tabla 4.10: Parámetros estadísticos de comparación de la altura de ola observada en estaciones en mar abierto y la simulada por WAM para el punto de malla más cercano a cada una de las estaciones.

datos de altura de ola observados en las boyas y los simulados por el modelo de oleaje WAM forzado con el campo de viento REMO. Los índices de correlación entre el dato simulado y el observado en estaciones localizadas a lo largo de la costa Mediterránea española van desde 0.63 en la boya ALBOR (fondeada en el área del Estrecho de Gibraltar) a 0.84 en la boya BMAHO (situada frente a la Isla de Menorca). Los resultados exhibidos en la Tabla 4.10 muestran un patrón geográfico similar al obtenido a partir de las comparaciones del viento simulado por REMO con el observado (sección 4.1), apreciándose peores resultados de los datos simulados conforme nos acercamos a la costa, y obteniéndose la mínima correlación en la zona del Estrecho de Gibraltar. Asimismo, la infraestimación de la velocidad del viento simulada por REMO en comparación con las observaciones del Mediterráneo se traslada al campo de oleaje resultando una infraestimación de la altura de ola simulada con relación a la observada del orden de 25 cm en todas las boyas.

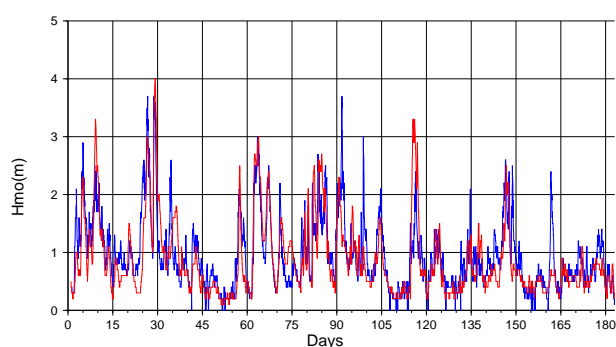
Merece la pena destacar que a partir de las comparaciones, en aquellas estaciones de las que se disponen datos tanto meteorológicos como oceanográficos, se observa mayor correlación entre el oleaje simulado y observado que entre el campo de viento simulado REMO, a partir del que se genera dicho oleaje, y la observación meteorológica (p.ej., en ALBOR, correlación de 0.63 con oleaje frente a 0.46 con viento y en BMAHO, 0.84 y 0.66, respectivamente). El aumento de correlación se justifica, amén de la menor robustez de los anemómetros en comparación con los sensores de oleaje, porque el oleaje existente en un punto es producto del viento existente en una zona y no tanto del existente en ese punto concreto, no apareciendo en el oleaje ciertas variaciones locales de más pequeña escala y de carácter turbulento que actúan como fuente de ruido en la comparación del viento simulado por REMO con el observado in-situ. Lo anterior justifica en cierta medida el interés en estudiar el campo de oleaje como sí de un dato *proxy* del viento superficial se tratase y poder con el evaluar la calidad del campo de viento en zonas *offshore* donde la carencia de observaciones meteorológicas impide la evaluación directa.

La Figura 4.27 muestra a modo de ejemplo la evolución temporal de la altura de ola observada en dos estaciones junto con la simulada por WAM a partir del viento REMO. Los casos mostrados son estaciones localizadas frente a las costas de Murcia (PALOS) y Cataluña (PALAM). En ambos casos se observa el realismo exhibido por el parámetro simulado, siendo prácticamente todos los picos de oleaje medidos en las boyas simulados por el WAM forzado con el campo de viento REMO.

Para completar la descripción de la altura de ola simulada frente a la observada la Figura



(a) PALOS



(b) PALAM

Figura 4.27: Evolución temporal de la altura de ola (en m) observada (línea azul) y simulada por WAM (línea roja). Para ambos casos se muestra un periodo de 6 meses (Diciembre a Junio) que en el caso de PALOS pertenece al periodo 92/93, mientras que en PALAM es el 94/95.

4.28 muestra los diagramas de dispersión en ambos casos. Notese que estos diagramas están realizados para toda la serie y no únicamente para los 6 meses mostrados en la Figura 4.27. Se observa como existe una mayor concentración de pares de valores en la diagonal y por debajo de $2.5 m$. No se aprecia un sesgo excesivo, existiendo mayor dispersión conforme nos vamos a los extremos. La mayor dispersión observada por encima de la diagonal estaría justificada por la existencia de una ligera infraestimación del oleaje simulado con respecto al observado. Sin embargo la dispersión a la derecha de la diagonal, con valores simulados altura de ola de hasta $5 m$, para oleajes observados de no más de $2 m$ podría estar asociada a observaciones anómalas por problemas en el sensor durante periodos de oleaje extremo.

A modo de conclusión decir que se ha demostrado la validez del campo de viento simulado al nivel de $10 m$ por REMO para el forzamiento de modelos de oleaje. La validez del campo de viento simulado por REMO para dicho fin ha permitido al EPPE crear una base de datos de oleaje en la cuenca occidental del Mediterráneo homogénea para un periodo temporal de 44

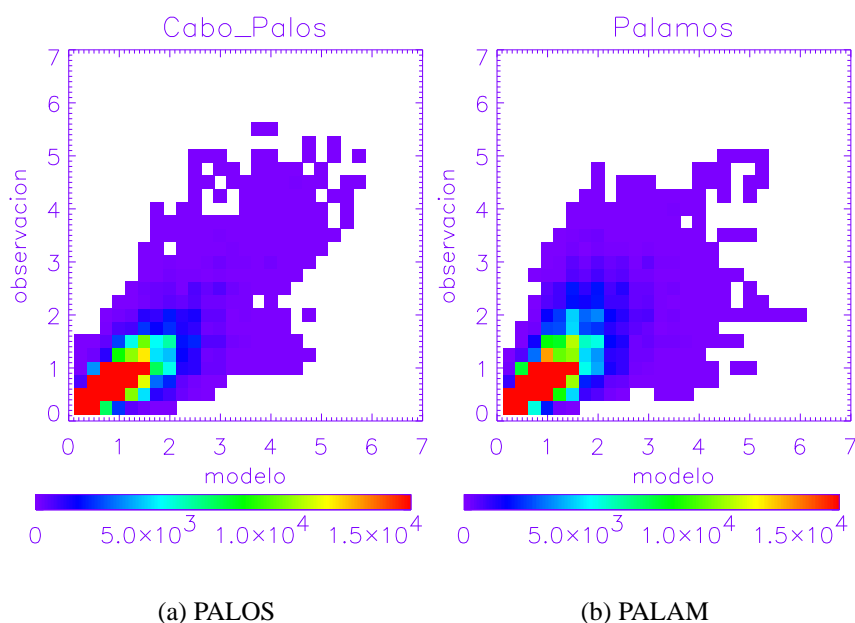


Figura 4.28: Diagramas de dispersión para WAM frente al oleaje observado in-situ en las boyas de PALOS (a) y PALAM (b)

años con una resolución temporal y espacial hasta la fecha inexistente. La no existencia hasta ahora de una base de datos Mediterránea de oleaje temporalmente homogénea para un periodo largo se debía a la falta de campos de viento de suficiente resolución horizontal a lo largo de un periodo multidecadal. Las únicas bases de datos que cumplen esta condición de homogeneidad temporal son los reanálisis globales, ahora bien estos se han mostrado inadecuados por motivos de resolución horizontal, para el forzamiento de este tipo de modelos en una cuenca compleja como es la del Mediterráneo. El *downscaling* atmosférico realizado a partir de los reanálisis NCEP ha venido a solventar el problema de resolución horizontal, al tiempo que mantiene la homogeneidad temporal de los reanálisis.

Además se ha validado la altura de oleaje simulada y se ha verificado de manera indirecta la calidad del dato de viento usado como forzamiento, poniéndose de manifiesto como para zonas, como las anteriormente citadas, donde no se dispone de observaciones meteorológicas *offshore*, la simulación realista de estos picos de oleaje puede usarse como referencia para evaluar el viento que ha de usarse como forzamiento para la generación de oleaje. Esto es así ya que difícilmente se conseguiría reproducir picos de oleaje con un campo de viento deficiente.

4.2.2. Validación del modelo REMO con el modelo de nivel del mar HAMSOM

De forma análoga y en paralelo a la creación de la base de datos multidecadal de oleaje para el Mediterráneo occidental, el EPPE dentro del marco del proyecto Europeo HIPOCAS creó una base de datos para toda la cuenca Mediterránea de nivel del mar. El análisis retrospectivo multidecadal de nivel de mar fue realizado usando el modelo HAMSOM (Apéndice B) forzado con la presión superficial y el viento a 10 *m* simulado por REMO. El dominio geográfico cubierto por la aplicación oceánica va de 14.0W a 36.0E en longitud y de 30.0N a 46.0N en latitud. Este área cubre el total de la cuenca Mediterránea y parte del Atlántico nororiental (Figura 4.29). La resolución es de 15' de grado en longitud y de 10' de grado en latitud.

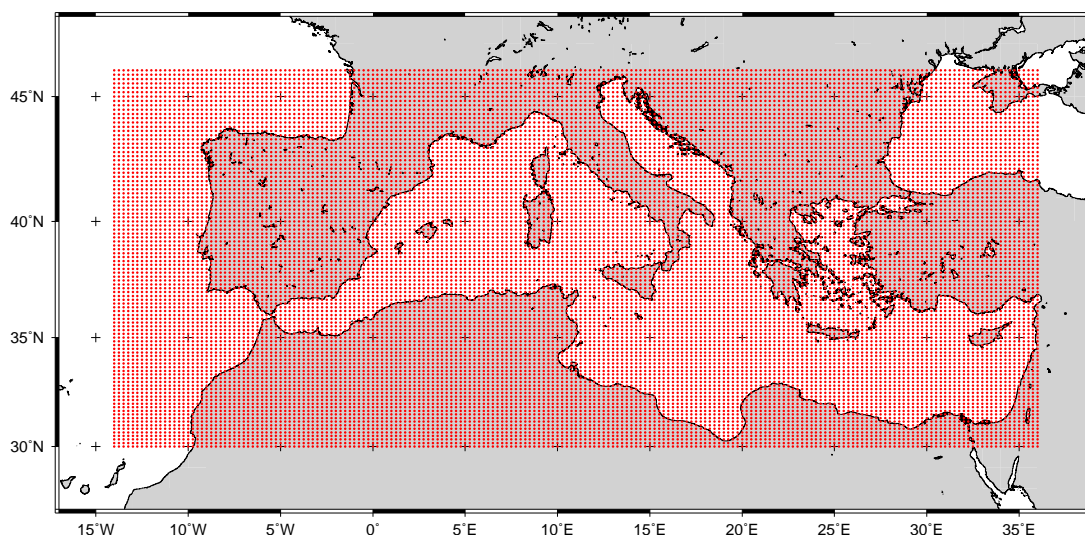


Figura 4.29: Dominio geográfico y malla empleada por el modelo de oleaje HAMSOM

La validación del nivel del mar simulado se realizó a través de comparaciones del mismo con observaciones obtenidas a partir de los mareógrafos y de datos medidos por satélite (no mostrados). La Figura 4.30 muestra la localización de los 9 mareógrafos empleados en la comparación. Para la realización de esta comparación se utiliza la componente meteorológica del nivel medido, la cual se obtiene restando la marea astronómica previamente calculada a partir de constantes armónicas. El resultante de esta diferencia, conocido como residuo meteorológico, contiene la contribución de todos aquellos efectos no periódicos, entre los que destacan por su mayor peso el efecto de la presión atmosférica y el viento superficial.

En la Tabla 4.11 se muestran los parámetros estadísticos obtenidos en la comparación del

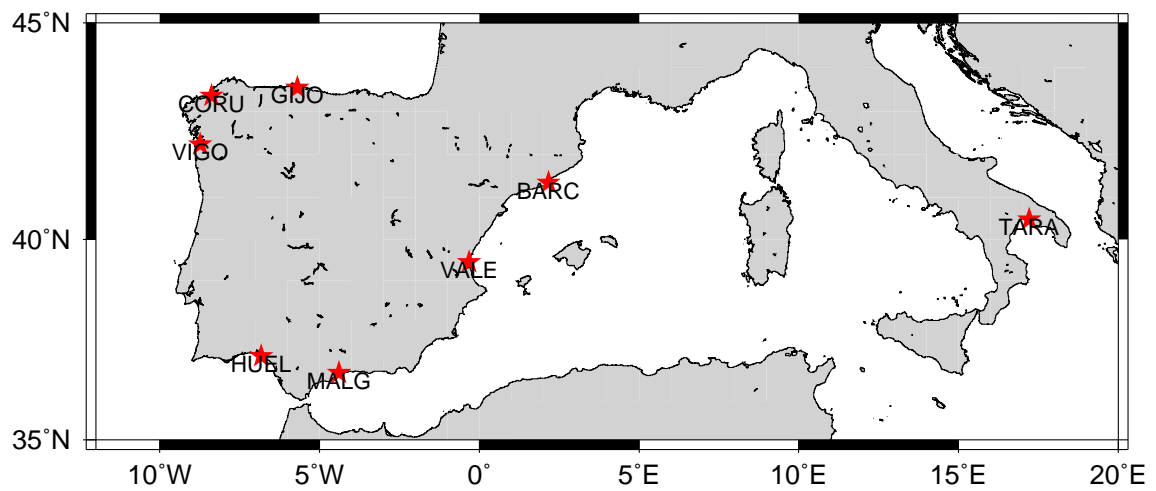


Figura 4.30: Posición geográfica de los 9 mareógrafos empleados en la validación del residuo meteorológico del nivel del mar

Estación	R	RMSE	S	n
SANT	0.84	6.12	-1.71	78569
GIJO	0.88	5.76	-3.62	48835
CORU	0.84	6.63	-0.89	59232
VIGO	0.87	6.34	0.33	75219
HUEL	0.72	6.72	-0.62	42494
MALG	0.71	5.94	-0.75	75903
VALE	0.80	5.55	-1.76	71982
BARC	0.82	5.27	4.24	74357
TARA	0.76	6.60	0.44	6385

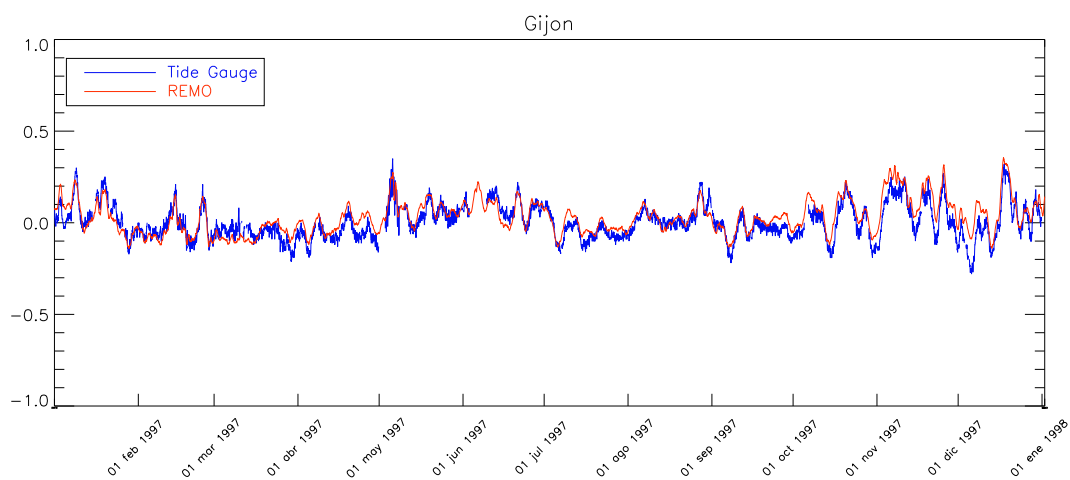
Tabla 4.11: Parámetros estadísticos de comparación del nivel de mar (residuo meteorológico) observado en mareógrafos y la simulada por HAMSOM para el punto de malla más cercano a cada una de las estaciones. RMSE y S en *cm*.

residuo meteorológico.

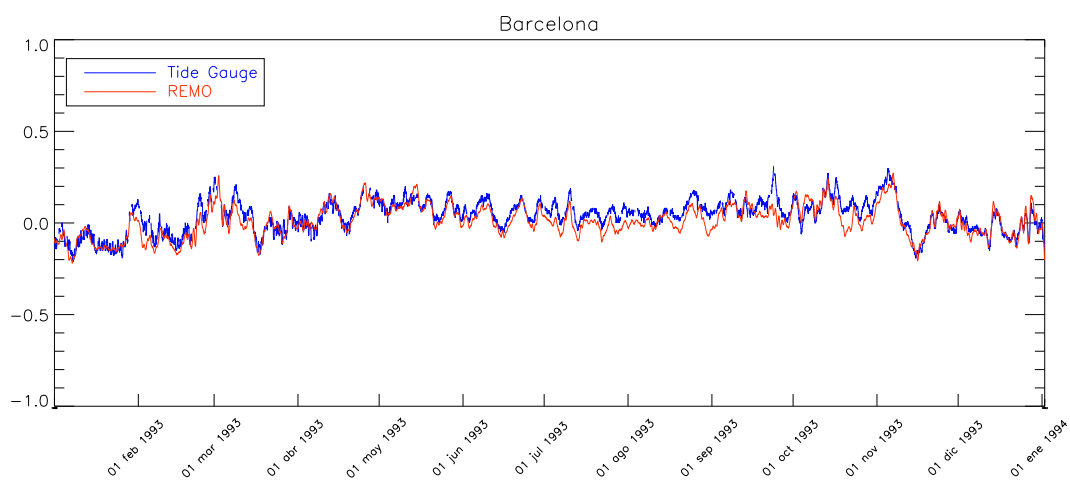
Se observa como existe en general alta correlación (nunca inferior a 0.70) entre el residuo meteorológico simulado y el obtenido a partir de las observaciones. Para las estaciones situadas en la costa Atlántica se obtienen correlaciones superiores a 0.84; el índice de correlación de 0.72 obtenido para el mareógrafo situado en Huelva (HUEL) no es del todo fiable, ya que se encuentra situado en la desembocadura de un río, produciéndose variaciones importantes en el nivel observado por aporte de agua dulce, las cuales no son consideradas en el modelo. Para la cuenca Mediterránea el acuerdo es igualmente bueno, con estaciones como BARC y VALE con correlaciones superiores a 0.80. El mínimo de correlación se da en el mareógrafo de Malaga (MALG); esto, en cierta medida era esperable, teniendo en cuenta que MALG se encuentra situado en el mar de Alborán, próximo al Estrecho de Gibraltar, y en una zona de compleja orografía. Como ya se detalló en subsecciones anteriores (4.1.1 y 4.1.2) las salidas de los modelos para dicha área no son las mejores. En esta dirección, el Dr. Alvarez Fanjul del EPPE en comunicación personal al autor confirmó la existencia de dificultades en la previsión operativa del nivel de mar en esta zona tanto si se fuerza el modelo con datos de predicción como de análisis. De la estación italiana de Taranto sólo se dispone de un año y se desconoce la exigencia del control de calidad del mismo.

Tanto el sesgo como el error cuadrático medio (ambos en *cm*) observado en las diferentes estaciones se encuentra dentro de los límites normales para esta variable.

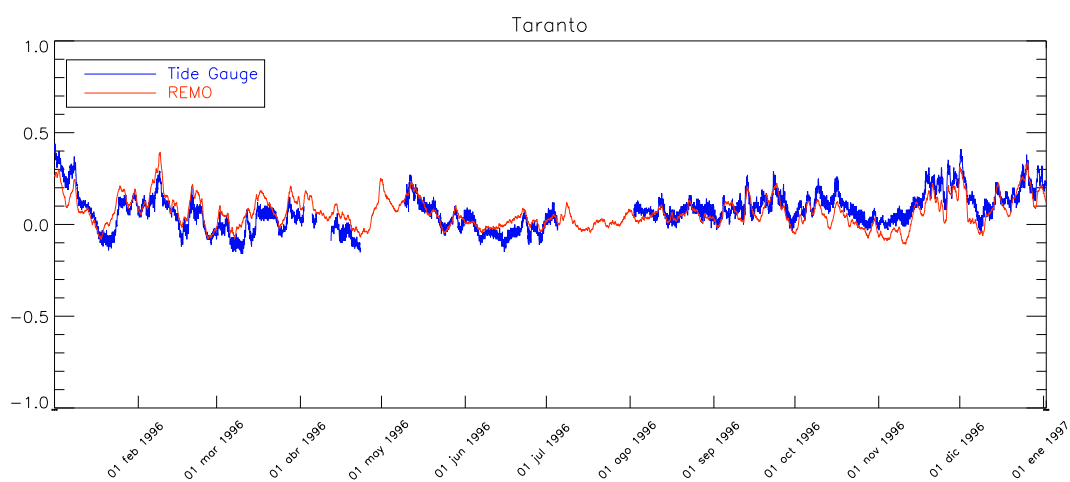
La Figura 4.31 muestra la gran similitud existente en la evolución temporal a lo largo de 1 año del residuo meteorológico simulado frente al observado en una estación Atlántica (GIJO), una situada en la costa Mediterránea Española (BARC) y otra en el centro del Mediterráneo (TARA).



(a) GIJO



(b) BARC



(c) TARA

Figura 4.31: Evolución temporal del residuo meteorológico simulado (línea roja) frente al observado (línea azul) en *m*.

Capítulo 5

Caracterización de valores extremos de viento

En el presente capítulo se realiza la evaluación de los datos obtenidos mediante *downscaling* para la caracterización realista de los episodios de viento extremo, así como un análisis de tendencias de la velocidad del viento.

Inicialmente, se comprobará la homogeneidad temporal de los datos REMO para así posteriormente realizar el análisis de tendencias con garantías (sección 5.1). En la siguiente sección (5.2), se evaluará el realismo de los datos REMO para la caracterización de episodios de viento extremo. Esta validación será realizada por medio de comparaciones con las observaciones recopiladas de viento *offshore*. Asimismo, se estudiarán los datos REMO frente a los reanálisis NCEP para la evaluación de dichos episodios de viento extremo. Una vez verificada la calidad de los datos de viento superficial simulados por REMO, así como la ausencia en los mismos de saltos bruscos o inhomogeneidades que puedan producir la aparición de tendencias espúreas, se pasa a estudiar (sección 5.3) la variabilidad de los valores extremos de viento observada a lo largo de un periodo de 44 años. Como colofón a este capítulo centrado en los valores extremos del viento, se estudia la existencia de tendencias de dichos valores extremos.

5.1. Homogeneidad temporal del viento superficial REMO

Se ha venido señalando a lo largo del trabajo que sobre la cuenca Mediterránea, existe una importante escasez de series largas de observaciones de viento. Hay que sumar también como problema añadido la falta de homogeneidad de las mismas. Esta combinación hace que la fiabilidad de cualquier análisis de variabilidad y cálculo de tendencias climáticas sea escasa.

Uno de los objetivos a cumplir con la realización del *downscaling* dinámico a partir de los datos de reanálisis era precisamente la creación de una base de datos multidecadal homogénea de alta resolución espacio-temporal que resuelva la carencia de datos existente en la cuenca Mediterránea.

La aparición de tendencias espúreas puede originarse por la existencia de cambios repentinos asociados a modificaciones en el modelo (p.ej., aumento de la resolución, cambios en las parametrizaciones físicas), a modificaciones en el proceso de asimilación de datos o a la incorporación de nuevas fuentes de datos. Para minimizar la aparición de este tipo de cambios se empleó como forzamiento de la aplicación REMO datos proveniente del reanálisis global NCEP.

El objetivo de esta sección es verificar la inexistencia de tendencias espúreas en los datos REMO. Se procederá a realizar un análisis de detección de saltos de este tipo en el viento simulado por REMO al nivel de 10 metros. Para ello se ha aplicado a diferentes series temporales un algoritmo de detección de cambios basado en la razón de verosimilitud acumulada (Basseville y Nikiforov,1993). A continuación se describe que se entiende por cambio brusco y la metodología para su detección empleada.

Consideremos una secuencia de variables aleatorias independientes (y_k) con densidad de probabilidad $p_\theta(y)$. Supongamos que con anterioridad a que se produzca un cambio brusco, en un tiempo t_0 desconocido el parámetro θ es igual a θ_0 , y después del cambio dicho parámetro toma un valor $\theta_1 \neq \theta_0$. Este es el tipo de cambio al que nos referimos cuando hablamos de cambio brusco. Si el θ_0 inicial es conocido y sabiendo que hasta un determinado (y_k) previo al cambio se cumple:

$$p_{\theta_0}(y) > p_{\theta_1}(y) \quad (5.1)$$

Luego

$$\frac{p_{\theta_1}(y)}{p_{\theta_0}(y)} < 1 \quad (5.2)$$

Esta fracción es conocida como razón de verosimilitud (*likelihood ratio*). El logaritmo de dicha razón,

$$S(y) = \ln \frac{p_{\theta_1}(y)}{p_{\theta_0}(y)} \quad (5.3)$$

es una herramienta importante en detección de cambios pues posee la propiedad de que un cambio en el parámetro θ se refleja en un cambio en el signo del valor medio del logaritmo de la razón de verosimilitud.

Además, el logaritmo de la razón de verosimilitud puede ser calculado de manera incremental conforme se avanza en la serie

$$S_j^k = \sum_{i=j}^k S_i \quad (5.4)$$

siendo S_j^k el logaritmo de la razón de verosimilitud para las observaciones desde y_j a y_k . Si el parámetro toma el valor de θ_0 , S_j^k será decreciente, ya que los S_i son negativos, mientras que cuando se produce el cambio a θ_1 los S_i serán positivos y S_j^k se hace creciente. Esta propiedad acumulativa es una ventaja cuando se desconoce información a priori acerca de la distribución temporal de los posibles cambios.

Para la aplicación del logaritmo de la razón de verosimilitud es necesario conocer los dos parámetros θ_0 y θ_1 . De no ser así, éstos serán estimados mediante la aplicación a los datos de dos ventanas móviles de diferente longitud, de modo que la ventana a la que se asocia θ_0 sea de mayor longitud que la de θ_1 . La utilidad de estas dos ventanas como estimadores del valor del parámetro θ , antes y después del cambio, se basa en que ante un cambio situado en un determinado instante, la ventana larga tardará más tiempo en adaptarse y dar una buena estimación del nuevo valor del parámetro θ mientras que la respuesta de la pequeña es más rápida e inmediata (Figura 5.1).

Las series estudiadas pueden verse como realizaciones de un proceso estocástico. En estas condiciones, las características estadísticas del proceso que ha generado dichas series quedan descritas, en primera aproximación, por la media y la función de covarianza, o equivalentemente por su espectro. Se dice que existe tendencia si se produce una variación lenta y sistemática de alguna de estas características; es decir una variación sistemática de bien la media, o bien del espectro, entendiéndose por variación del espectro la variación de la varianza asociada a ciertos rangos de frecuencias. Por otro lado, existiría una variación rápida o brusca en la serie si la alteración en la media o en el espectro se produce en un intervalo de tiempo pequeño en comparación con la longitud de la serie.

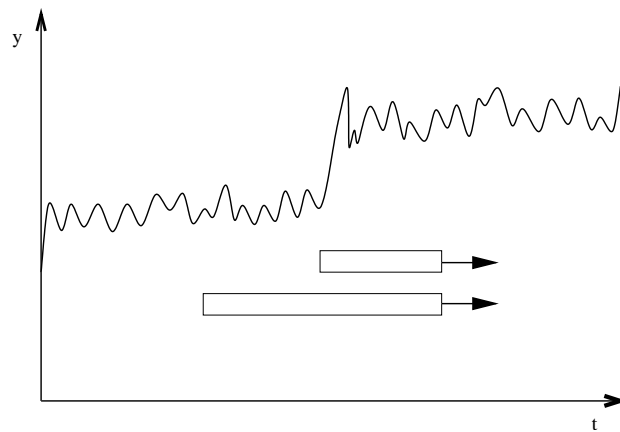


Figura 5.1: Esquema ilustrativo del método empleado en la estimación del cambio en un parámetro θ por medio de ventanas móviles de diferente longitud

El espectro de un proceso aleatorio puede describirse por medio de un modelo autoregresivo AR,

$$y(n) = \Phi_1 y(n-1) + \Phi_2 y(n-2) + \dots + \Phi_k y(n-k) + \varepsilon \quad (5.5)$$

A partir de los coeficientes Φ_i se puede obtener el espectro de la serie o la función de autocovarianza (Kay, 1988). En estas condiciones, detectar un cambio brusco en el espectro es equivalente a detectar variaciones en alguno de los coeficientes del modelo AR. La ventaja que este hecho supone a la hora de detectar cambios en una serie reside en la existencia de algoritmos que permiten la estimación de los coeficientes de un modelo AR siguiendo un esquema recursivo; es decir, no es necesario que los datos entren en bloque en el proceso de estimación (metodología *off-line*), sino que lo hacen de un modo secuencial u *on-line*, de forma que para cada dato que entra en el proceso de estimación se obtiene un vector de parámetros estimado hasta ese momento.

Para la estimación recursiva de los parámetros del modelo AR se empleará el algoritmo *Recursive Least squares*, RLS, (Haykin, 1986). Este algoritmo se basa en la minimización de un índice de eficacia $\varepsilon(n)$

$$\varepsilon(n) = \sum_{i=1}^n \beta(n,i) (e(i))^2 \quad (5.6)$$

donde $e(i)$ es el error de predicción o lo que es lo mismo la diferencia entre la respuesta deseada $y(n)$ y la salida $\hat{y}(n)$ estimada a partir del modelo AR. $\beta(n,i)$ es un factor peso de valor comprendido entre 0 y 1 introducido para asegurar que el algoritmo vaya progresivamente “olvidando” los datos pasados y poder seguir las variaciones estadísticas propias de una serie

no-estacionaria. Los pesos siguen un decrecimiento exponencial definido por

$$\beta(n, i) = \lambda^{n-i}, i = 1, 2, \dots, n \quad (5.7)$$

donde λ es una constante próxima, pero siempre menor que 1.

Finalmente, el índice a minimizar queda como

$$\varepsilon(n) = \sum_{i=1}^n \lambda^{n-i} (e(i))^2 \quad (5.8)$$

La estimación de los coeficientes de un modelo AR mediante un algoritmo RLS de estas características ($\lambda < 1$) equivale a realizar en cada instante de tiempo n una estimación con los datos comprendidos en una ventana que comienza en dicho instante y que decae exponencialmente hacia el pasado.

Como ya se dijo con anterioridad para la detección de un cambio brusco es necesario recurrir al empleo de dos ventanas móviles de distinta longitud. Como se ha mostrado esto resulta equivalente al empleo de 2 modelos AR de distinto λ trabajando a la vez. El valor de λ para cada uno de los 2 modelos vendrá determinado por los tamaños de las ventanas seleccionadas.

La expresión final del logaritmo de la razón de verosimilitud para una serie explicada por 2 modelos AR (el desarrollo completo de esta fórmula puede verse en Baseville y Nikiforov, 1993) es la siguiente:

$$S_k = \frac{1}{2} \ln \frac{\sigma_0^2}{\sigma_1^2} + \frac{\varepsilon_k^0}{2\sigma_0^2} - \frac{\varepsilon_k^1}{2\sigma_1^2} \quad (5.9)$$

siendo σ_0 y σ_1 , las varianzas estimadas a partir de cada una de las dos modelos AR (ventanas) empleados para la detección del cambio, mientras que ε_k^0 y ε_k^1 son sus respectivos errores de predicción.

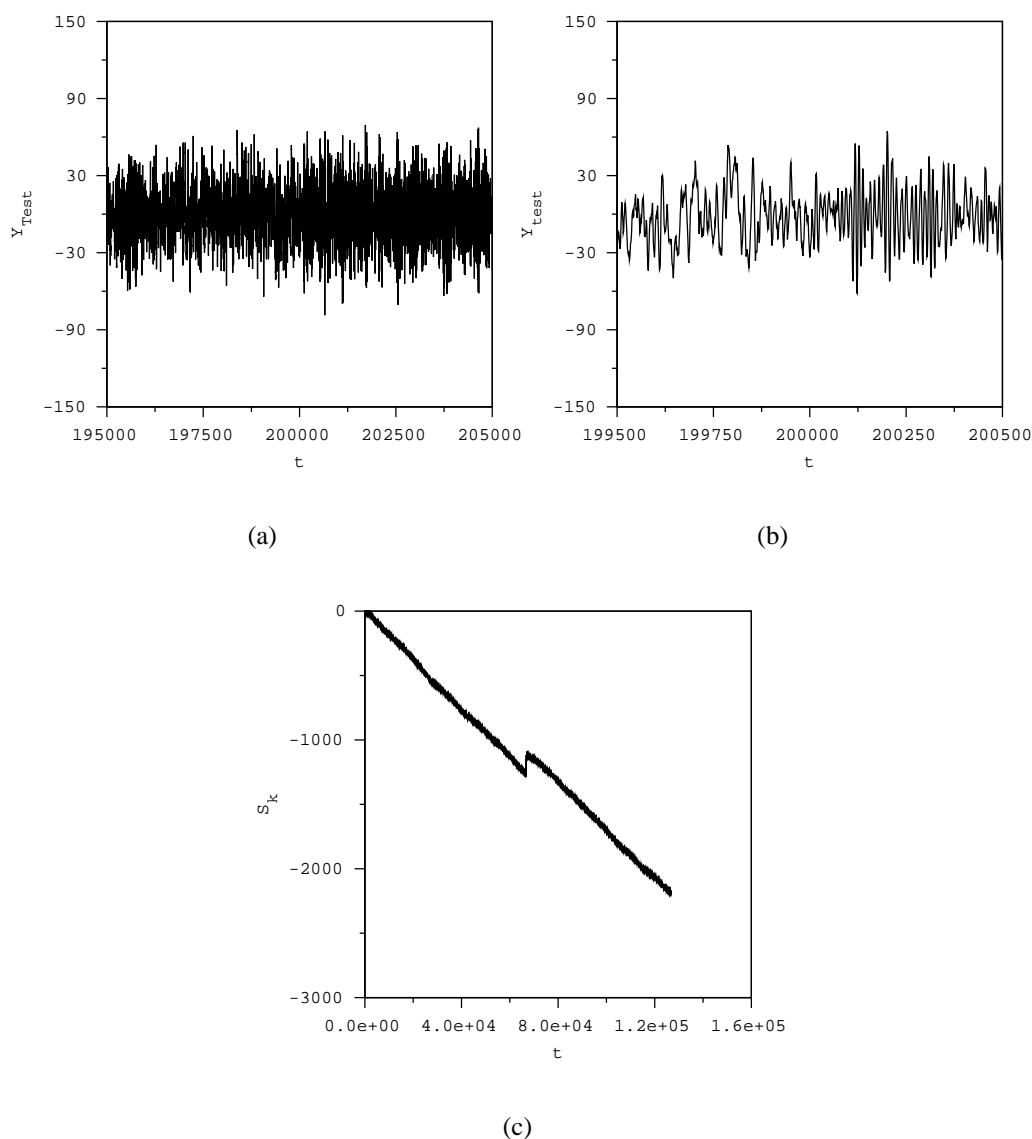


Figura 5.2: Muestra de la serie test generada (a) y zoom de la misma, centrado en el paso temporal en que se introduce el cambio (b). (c) Comportamiento del logaritmo de la razón de verosimilitud acumulada, S_k , a partir de la serie test generada.

Con el fin de evaluar la eficacia del logaritmo de la razón de verosimilitud en la detección de cambios bruscos se ha simulado por medio de un modelo AR a partir de ruido blanco una serie sintética en la que se ha introducido a partir de un instante una modificación de los parámetros AR produciéndose un desplazamiento del espectro hacia frecuencias más altas (Figura 5.2(a)). La modificación introducida es tan sutil que por medio de una inspección visual de la serie dicho cambio no es detectado. Para apreciar la magnitud del cambio (introducido en el paso de tiempo 200000) es necesario hacer un zoom centrado en dicho paso de tiempo (Figura 5.2(b)). El cambio se refleja como una discontinuidad en el logaritmo de la razón de

verosimilitud acumulada (Figura 5.2(c)). Aclarese que por el muestreo empleado (únicamente se consideró para el cálculo del logaritmo de la razón de verosimilitud valores cada 3 horas en vez de cada hora) dicha discontinuidad en S_k no se encuentra situada en el paso de tiempo 200000.

Una vez mostrada la potencia del método basado del logaritmo de la razón de verosimilitud acumulada para la detección de cambios bruscos por medio de una serie simulada se empleó el mismo algoritmo, pero esta vez sobre series de viento REMO obtenidas al nivel de 10 metros, sobre diferentes puntos distribuidos a lo largo del dominio utilizado en la integración. Se seleccionaron puntos de malla tanto sobre zonas marítimas como sobre zonas continentales.

En principio, el impacto que sobre los datos simulados tiene la inclusión de nuevos tipos de datos (p.ej. teledetección) o el aumento de la densidad espacial de la red de estaciones asimiladas, se ha de notar más en las altas frecuencias. Teniendo en cuenta esto y con el fin de evitar un posible enmascaramiento del salto brusco por la contribución del resto de las bandas del espectro se decidió aplicar el algoritmo de identificación de saltos a la serie de viento REMO previamente filtrada. Para el filtrado de las series se procedió a usar un filtro paso alta.

A modo de ejemplo, la Figura 5.3 muestra el comportamiento del logaritmo de la razón de verosimilitud acumulada a partir de las series filtradas de viento REMO a lo largo de 44 años de integración para dos posiciones, una sobre la Península Ibérica (MADRID) y la otra en una zona *offshore* del Mediterráneo occidental (BMAHO).

No se observan indicios de existencia de salto brusco ni sobre tierra, ni sobre mar. El hecho de que sobre los puntos *offshore* estudiados no se aprecie ningún salto brusco, siempre fuera de lo que podría achacarse a la propia variabilidad del dato, es digno de mención ya que son estas zonas las que se ven más afectadas por la inclusión de nuevas fuentes de datos como son los obtenidos con medidas de satélite.

Una vez verificada la homogeneidad del viento simulado por REMO es necesario estudiar la idoneidad de los mismos para su empleo en la caracterización de episodios extremos de viento.

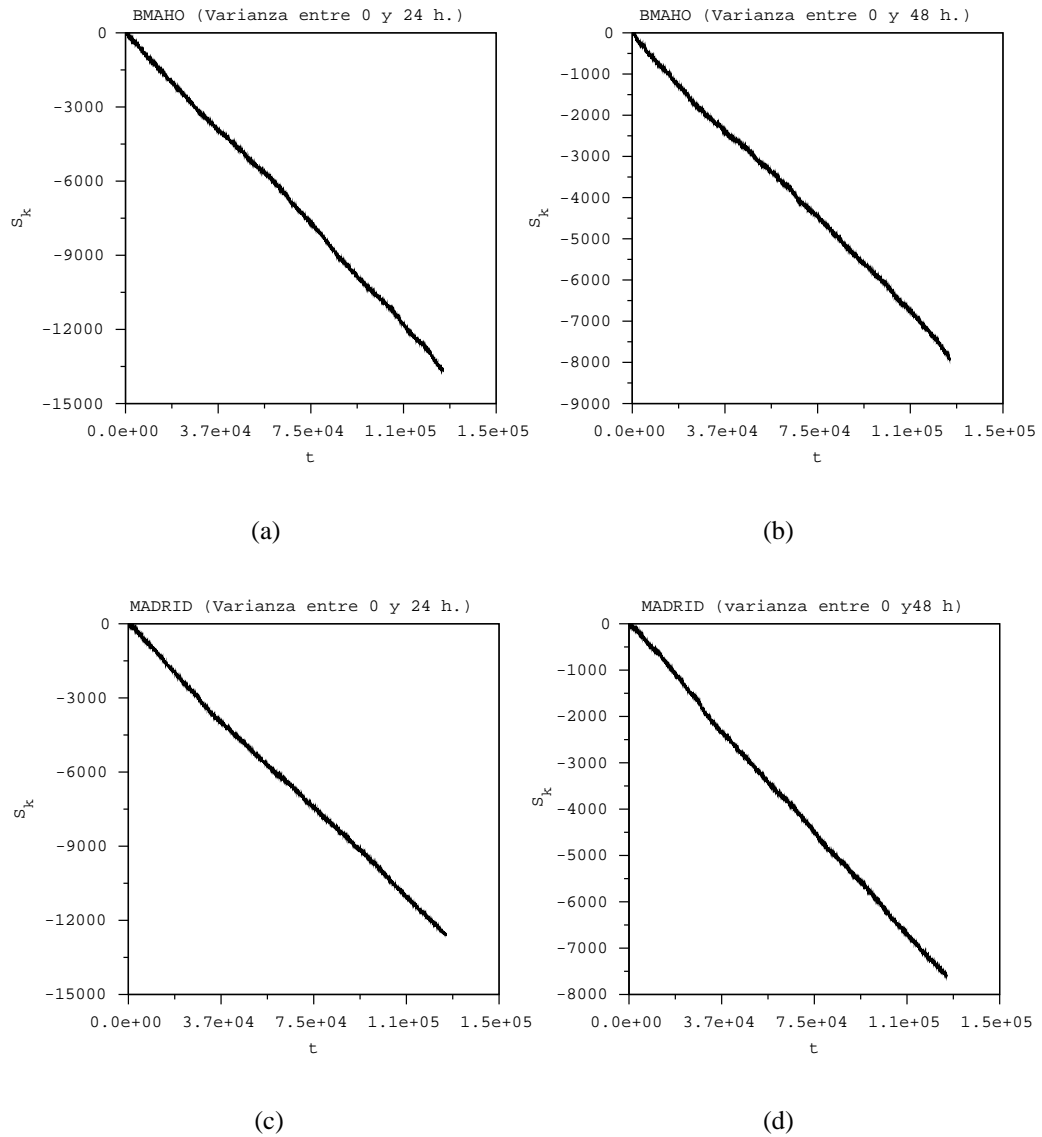


Figura 5.3: Comportamiento del logaritmo de la razón de verosimilitud acumulada, S_k , a partir de series filtradas de viento REMO a lo largo de 44 años de integración. Los puntos mostrados son BMAHO (4.48E,40.20N) y MADRID (3.48W,40.37N). Para cada uno de los puntos se muestran 2 figuras; una obtenida a partir de la señal comprendida entre 0 y 24 h. y la otra con la comprendida entre 0 y 48 h.

5.2. Validación del viento extremo simulado por REMO

En el Capítulo anterior se realizó una validación exhaustiva del viento simulado por REMO. El estudio que a continuación se presenta viene a completar aquella validación, centrándose de manera más específica en la caracterización de episodios de viento extremo. Para ello, se evaluará frente a observaciones el comportamiento de los datos REMO a la hora de reproducir tanto el número como la intensidad de los episodios de viento extremo. Paralelamente a este estudio se realizará otro análogo para el dato de reanálisis NCEP.

El estudio se realizó sobre las 15 estaciones *offshore* utilizadas en el capítulo anterior para la validación directa REMO (la Tabla 4.1 da su posición y periodos de fondeo). El que se realice este estudio única y exclusivamente en zonas *offshore* es porque el campo de viento obtenido a partir del *downscaling* sobre tierra, a pesar de la mejora introducida con respecto a los reanálisis NCEP, presenta ciertas limitaciones asociadas a su promediado espacial (ver subsección 4.1.2) que podría hacer inviable el uso directo del dato simulado en la consecución de un análisis extremal realista.

El primer paso consiste en precisar que se entiende por episodio de viento extremo. Teniendo en cuenta que la definición de este tipo de episodios está lejos de ser única y universal, enunciaremos a continuación una serie de condiciones que ha de cumplir un pico de viento observado para ser seleccionado como episodio extremo de viento. Para que un pico de viento observado en una estación pueda ser considerado episodio de viento extremo, su velocidad máxima ha de superar un determinado valor umbral previamente prefijado para dicha estación. Existen diferentes aproximaciones para designar dicho valor umbral de velocidad. Ninguno de los criterios a continuación descritos se encuentra exento de cierta subjetividad.

Una primera aproximación sería adoptar un valor umbral fijo suficientemente alto (p.ej., 10 ms^{-1}). La aplicación de un criterio de este tipo para identificar episodios de viento extremo lleva asociado un problema, y es que se estaría considerando igual de extremo un pico de viento con velocidades superiores a 10 ms^{-1} en la cuenca Mediterránea, que en otras zonas de viento más intenso (p.ej., Atlántico Norte), en las que un pico con una velocidad del orden de 10 ms^{-1} no debería ser clasificado como extremo.

Una segunda aproximación, la cual vendría a solventar en cierta medida el problema referido a la variabilidad espacial que el concepto de extremo tiene, pasaría por elegir la velocidad umbral teniendo en cuenta la distribución percentílica de la velocidad del viento observada en

cada estación. Eligiendo esta velocidad umbral a partir del valor de un estadístico muestral (p.ej., el valor del percentil 90) se asegura que un pico de viento que supere dicho valor umbral de velocidad se encontrará encuadrado dentro del grupo de episodios con mayor viento observado en la estación.

Teniendo en cuenta que observaciones inconsistentes con el resto de datos observados pueden producir sesgos importantes en los estadísticos muestrales (Afifi y Clark, 1990), una técnica habitual para reducir o eliminar este tipo de problemas (Trenberth y Paolino, 1980) es sustituir estos valores por otros que, siendo también representativos de fenómenos extremos, reduzcan el posible sesgo. Por todo ello, en vez de utilizar como velocidad umbral el valor de un percentil de corte determinado se ha decidido incluir en la elección de tal umbral un factor dependiente de la propia forma de la distribución percentílica que presenta el punto

$$V_{ext} = P_{75} + 0,4d \quad (5.10)$$

donde P_{75} es el valor del percentil 75 y d la distancia intercuartílica, definida ésta como la diferencia entre el valor del percentil 75 y el 25. El factor 0.4 se eligió heurísticamente considerando un promedio sobre las series observadas de velocidad de las 15 estaciones *offshore* disponibles.

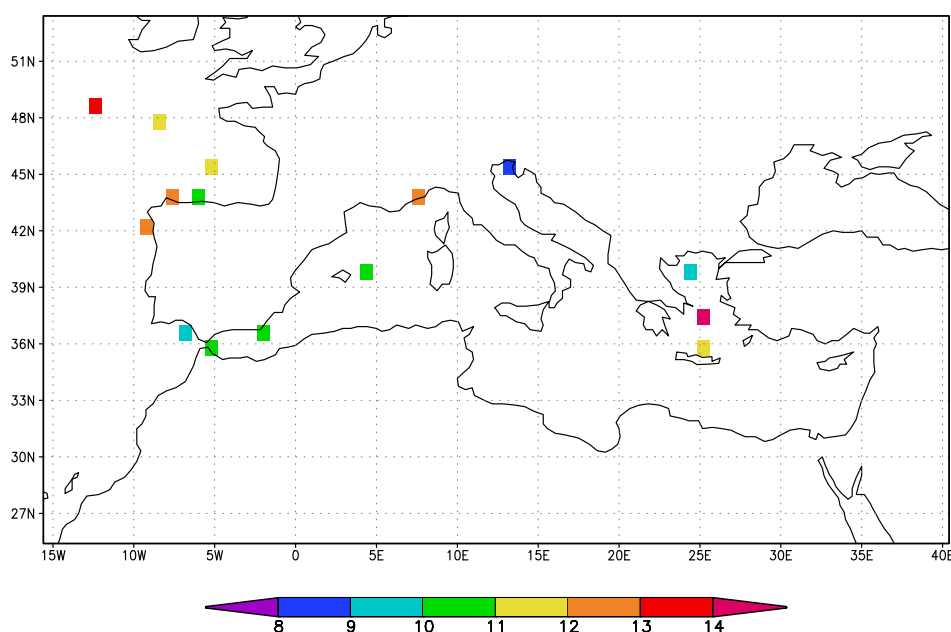


Figura 5.4: Velocidad umbral ($|V_{uo}|$) extremal obtenida a partir de la velocidad del viento observado en cada una de las 15 estaciones *offshore* (en ms^{-1}).

La Figura 5.4 muestra un mapa con las velocidades umbrales obtenidas a partir de las series observadas y calculadas por medio de la expresión 5.10. Se observa que en aguas abiertas del

Atlántico nororiental es necesario tener vientos superiores a 13 ms^{-1} para poder seleccionar un episodio como extremo. Asimismo se observa una disminución de dicha velocidad umbral conforme nos acercamos a zonas costeras del NW de la Península Ibérica. Esta disminución es aún más acusada en la zona del Golfo de Cádiz. En el Mediterráneo la velocidad umbral varía situándose entre 10 y 11 ms^{-1} en su parte más occidental, mientras que en su parte oriental se observan hasta valores superiores a 13 ms^{-1} . La mínima velocidad umbral (inferior a 9 ms^{-1}) necesaria para identificar un episodio como extremo se obtiene en la boya situada frente a las costas del Adriático septentrional.

Una vez fijada la condición de episodio extremo en términos de velocidad umbral, es necesario asegurar que los picos seleccionados como episodios extremos sean independientes. Para ello se procedió a seleccionar los picos con velocidad superior a la velocidad umbral calculada, con la condición de que los picos correspondan a episodios diferentes e independientes. Esto se consigue seleccionando solamente picos con una separación mínima de 96 horas (Figura 5.5).

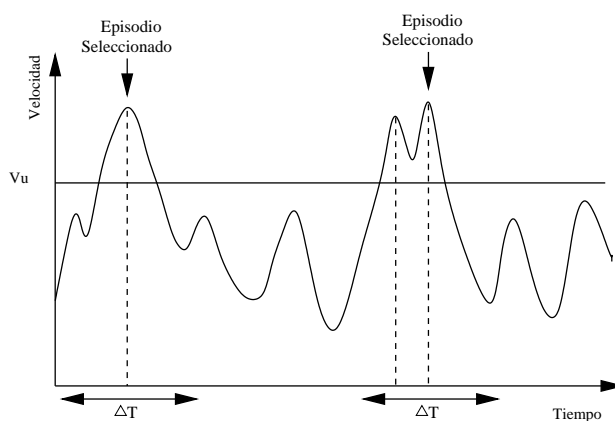


Figura 5.5: Esquema ilustrativo del criterio empleado en la selección de episodios de viento extremo. V_u es la velocidad umbral requerida para seleccionar un máximo como episodio de viento extremo; ΔT es la separación temporal mínima permitida entre episodios.

Una vez descrito el método de selección de episodios de viento extremo se procede a evaluar el comportamiento de tanto REMO como de NCEP en la reproducción de los mismos, empleando como como umbrales de velocidad extrema los calculados a partir de los datos observados para cada una de las 15 estaciones *offshore*. Para que la existencia de periodos sin dato en las series observadas no introduzcan ningún sesgo con respecto a las series simuladas y reanalizadas, las cuales están completas, se procedió a enmascarar estas últimas, considerándose únicamente en el muestreo los datos REMO y NCEP que tienen un análogo en el dato observado.

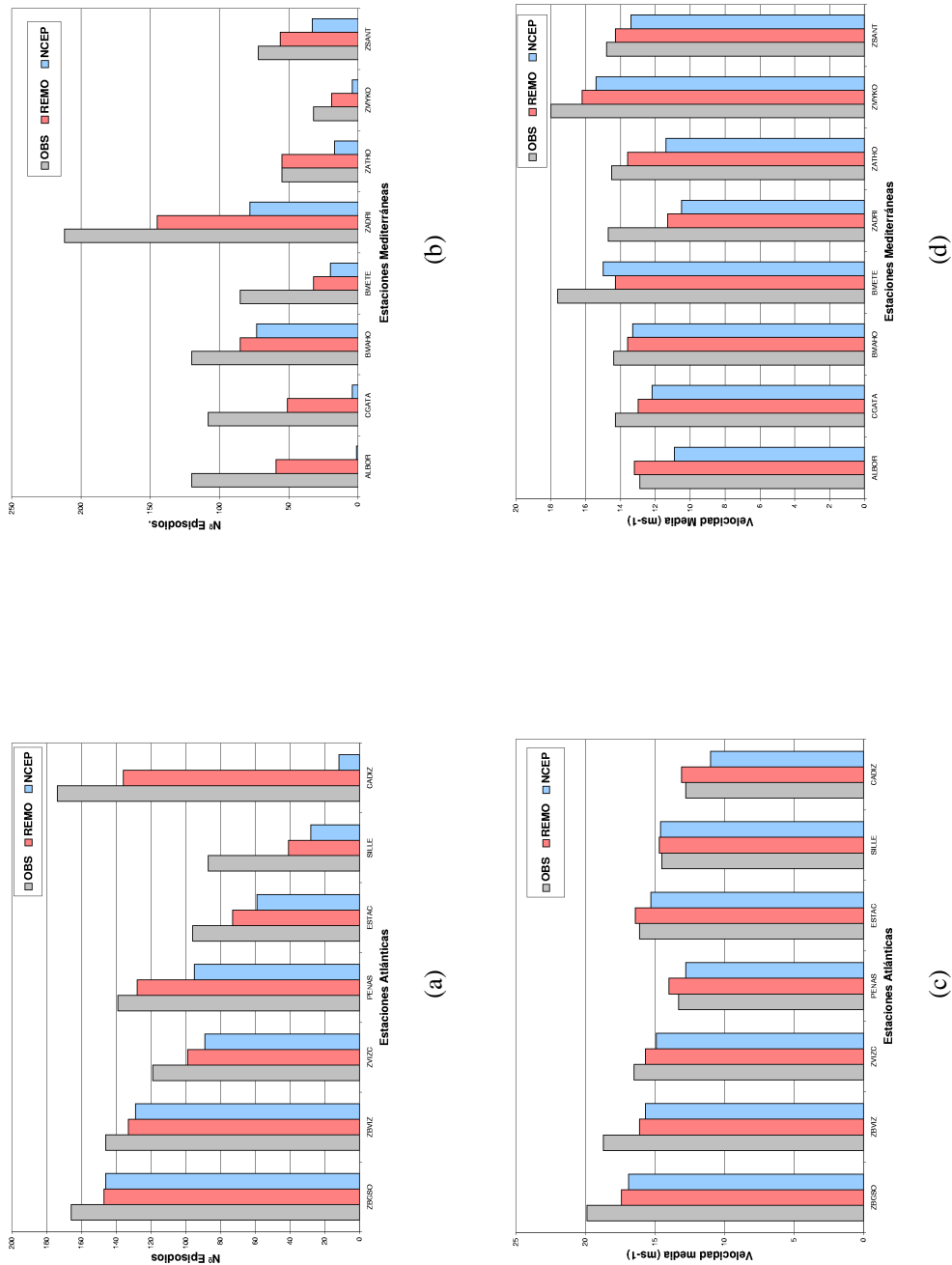


Figura 5.6: Número de episodios de viento extremo obtenidos a partir de las observaciones, REMO y NCEP para las estaciones Atlánticas (a) y Mediterráneas (b). Velocidad media (en ms^{-1}) de los episodios extremos caracterizados a partir de observaciones, REMO y NCEP para las estaciones Atlánticas (c) y Mediterráneas (d).

La Figura 5.6 muestra el número y la velocidad media de los episodios de viento extremo observados, simulados por REMO y reanalizados por NCEP en las 15 estaciones *offshore*. En las estaciones Atlánticas (Figura 5.6(a) y 5.6(c)) se observa que los episodios observados son reproducidos en su mayor parte tanto por REMO como por NCEP. El número de eventos seleccionados como episodios extremos REMO es siempre inferior al obtenido a partir de las series observadas. Sin embargo, el número de episodios simulados es siempre mayor que el obtenido a partir de los reanálisis NCEP. Con relación a la velocidad media de los episodios, señálese que en términos generales se observa un ligero aumento de la velocidad simulada con relación a la reanalizada, siendo la velocidad obtenida a partir de los datos REMO más próxima a las velocidades observadas. Asimismo, existe una disminución general del número de episodios extremos NCEP en las estaciones costeras (PENAS, ESTAC y SILLE), alcanzando su valor máximo en la estación CADIZ. Aún existiendo una disminución análoga para REMO en las estaciones costeras, ésta no es tan acusada como en el caso de los reanálisis NCEP.

El número extremadamente bajo e irreal de episodios de viento extremo obtenido en la boya de CADIZ a partir de los reanálisis NCEP tiene su continuación en las estaciones Mediterráneas de ALBOR y CGATA (Figura 5.6(b)), poniendo de relieve la ineficacia de los reanálisis para la evaluación de episodios de viento extremo en la zona del estrecho de Gibraltar y Mar de Alborán. La causa de esta ineficacia tiene su origen en la imposibilidad de reproducir una distribución tierra-mar y una orografía tan compleja como la existente en la zona con una resolución como la empleada en los reanálisis NCEP. Por contra, REMO reproduce un número más realista de episodios extremos. A pesar de que REMO muestra en esta zona un mayor sesgo con respecto al número de episodios extremos observados que el obtenido en otras zonas Mediterráneas, merece la pena destacar la mejora introducida por el *downscaling* en esta zona de orografía compleja. Asimismo, se aprecia que en las restantes estaciones Mediterráneas, REMO introduce una clara mejora con relación a NCEP, siendo mayor en zonas donde la complejidad orográfica es un factor determinante (p.ej. Mar Egeo y Adriático) y menor, aunque aún apreciable, en zonas del centro de la cuenca alejadas de la costa.

La comparación realizada, basada en la cuantificación de los episodios extremos que superan un valor umbral de velocidad extrema observada a partir de las diferentes fuentes de datos (REMO, NCEP y observación) pone de manifiesto la infraestimación general por parte de REMO del número de episodios y de la velocidad media de los mismos. Sin embargo, la magnitud de dicha infraestimación es ostensiblemente menor que la exhibida por NCEP frente a las observaciones. Estas diferencias son igualmente puestas de relieve por el sesgo negativo existente entre la velocidad umbral extremal obtenida a partir de las series observadas y la

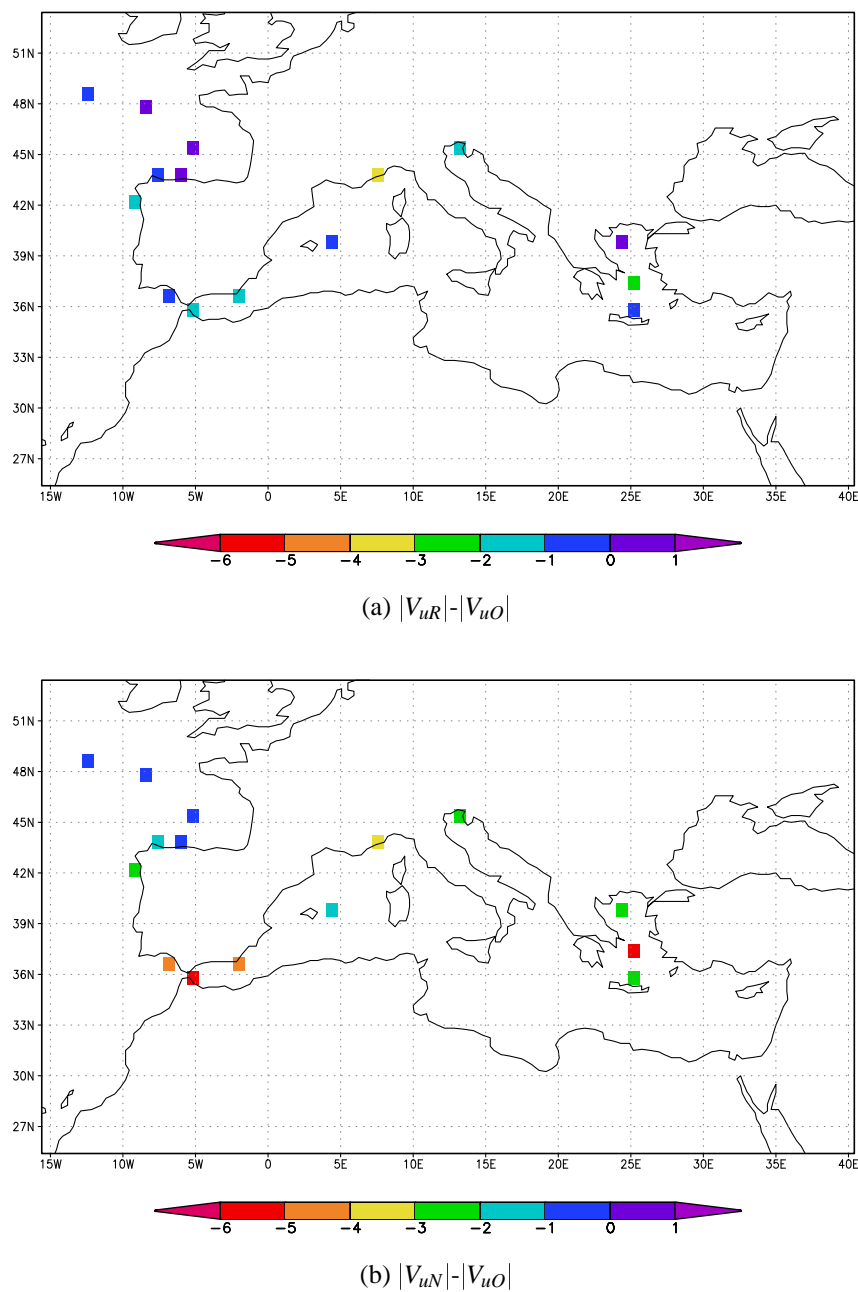


Figura 5.7: Sesgo (en ms^{-1}) entre la velocidad umbral extremal observada ($|V_{uO}|$) y la obtenida a partir: a) de los datos REMO ($|V_{uR}|$) y (b) NCEP ($|V_{uN}|$) en cada una de las 15 estaciones *offshore*.

obtenida a partir de las series REMO y NCEP, respectivamente (Figura 5.7). En el panel superior (Figura 5.7(a)) se aprecia que el sesgo de la velocidad umbral existente entre REMO y la observación a lo largo de las estaciones Atlánticas no supera en ningún caso los 2 ms^{-1} . Para las estaciones Mediterráneas el sesgo es ligeramente superior, observándose el máximo en la estación BMETE situada en el Golfo de Génova. Existe en general, entre la velocidad umbral obtenida a partir de los datos NCEP y la observada, un sesgo mayor, de más de 6 ms^{-1} en ciertas estaciones (Figura 5.7(b)), lo que significa que el *downscaling* realizado viene a enriquecer y mejorar los datos de reanálisis originales haciendo que, a diferencia de los reanálisis NCEP, REMO sea una base de datos más adecuada para la evaluación de episodios de viento extremo.

En la Figura 5.8(a) se muestran las diferencias en ms^{-1} introducidas por REMO frente a NCEP en las 15 estaciones *offshore* durante el periodo en el que existe observación en cada una de ellas. Como ya se dijo con anterioridad la mejora introducida por el *downscaling* es mayor en aquellas estaciones situadas en zonas de orografía compleja (p.ej., CADIZ, ALBOR y CGATA situadas en el área próxima al Estrecho de Gibraltar y Mar de Alborán; ZATHO, ZMYKO y ZSANT en el Mar Egeo).

Una vez ha quedado probado por medio de comparaciones frente a observaciones que las diferencias introducidas por REMO con relación a NCEP suponen una mejora del campo de viento en sus valores extremos, se procedió a la comparación de REMO frente a NCEP para todos los puntos *offshore* del dominio. Para ello, se calculó por medio de la expresión 5.10 la velocidad umbral de viento extremo a partir de los datos REMO y NCEP para un periodo de 5 años (1997-2001). La mayor parte de las observaciones empleadas en el estudio anterior sobre las estaciones *offshore* se encuentran contenidas dentro de este periodo. La Figura 5.8(b) muestra el sesgo de la velocidad extremal (REMO-NCEP) obtenido para dicho periodo. La eficacia del *downscaling* es máxima a ambos lados del Estrecho de Gibraltar y en el Mar Egeo con diferencias superiores a 5 y 4 ms^{-1} , respectivamente. Otras áreas Mediterráneas con diferencias importantes son la zona más septentrional del Adriático, el Golfo de Génova y el Golfo de León. Fuera del Mediterráneo merece la pena destacar el núcleo observado frente a la costa atlántica norteafricana (a la altura del Atlas) y las diferencias positivas introducidas a lo largo de la costa Atlántica Europea.

Las importantes diferencias obtenidas sobre la cuenca Mediterránea son el resultado de la obtención a partir de ambas bases de datos de dos patrones espaciales de viento extremo claramente diferentes entre sí. Por una parte, se observa en la Figura 5.9(a) que la distribución espacial del valor umbral de viento extremo REMO sobre el Mediterráneo viene determinada

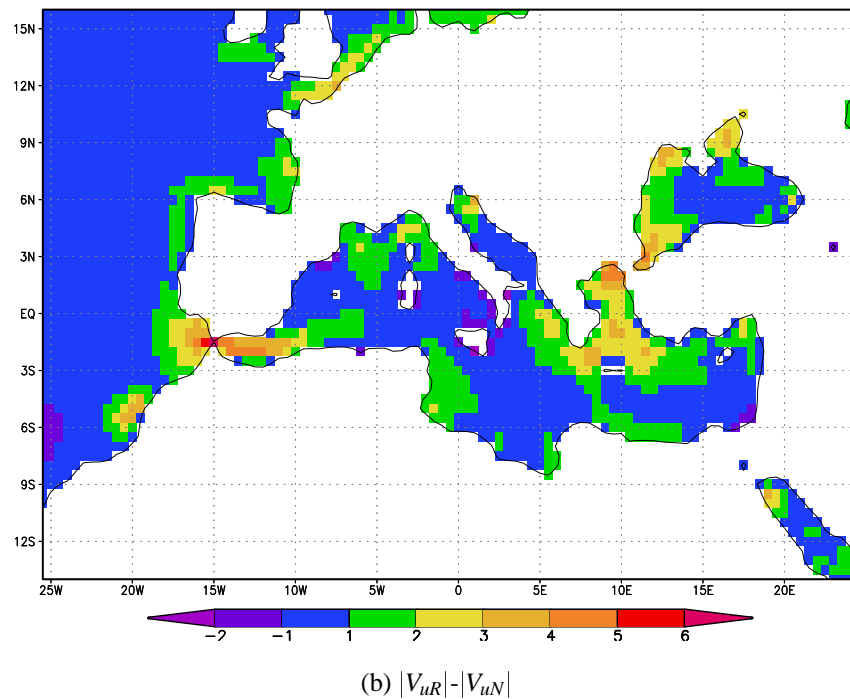
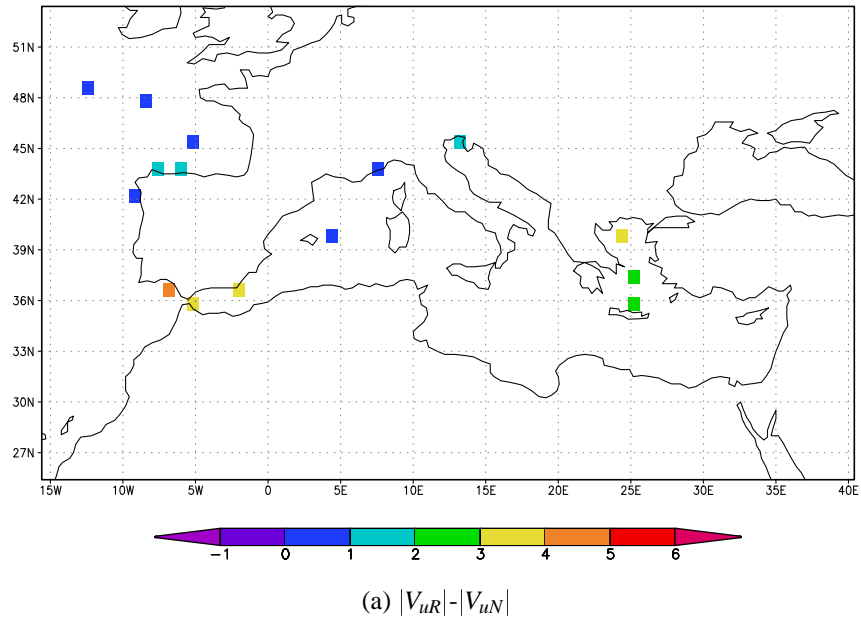


Figura 5.8: (a) Sesgo (en ms^{-1}) entre la velocidad umbral extremal obtenida a partir de REMO y NCEP para cada una de las 15 estaciones *offshore*. (b) idem, pero para todos los puntos *offshore* contenidos en el dominio REMO. El cálculo del sesgo se realizó considerando el periodo 1997-2001 para (b), mientras que para (a) se empleó el periodo para el que existen datos en cada una de las 15 estaciones *offshore*

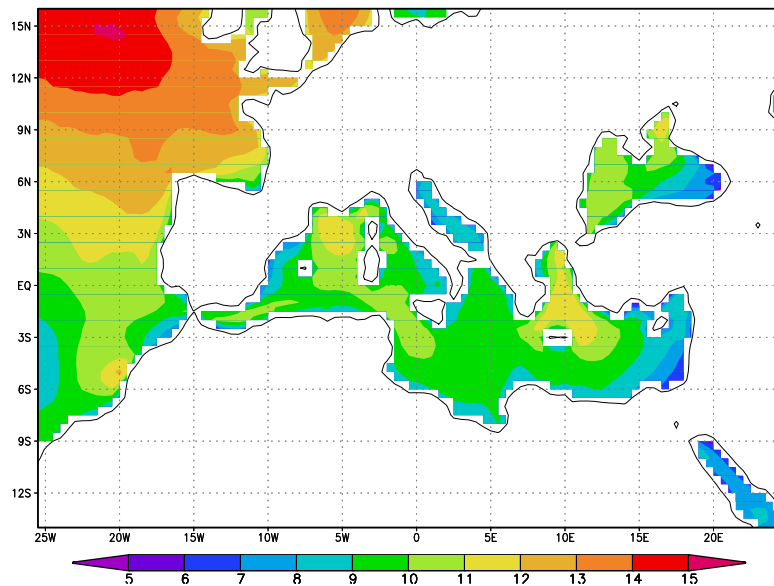
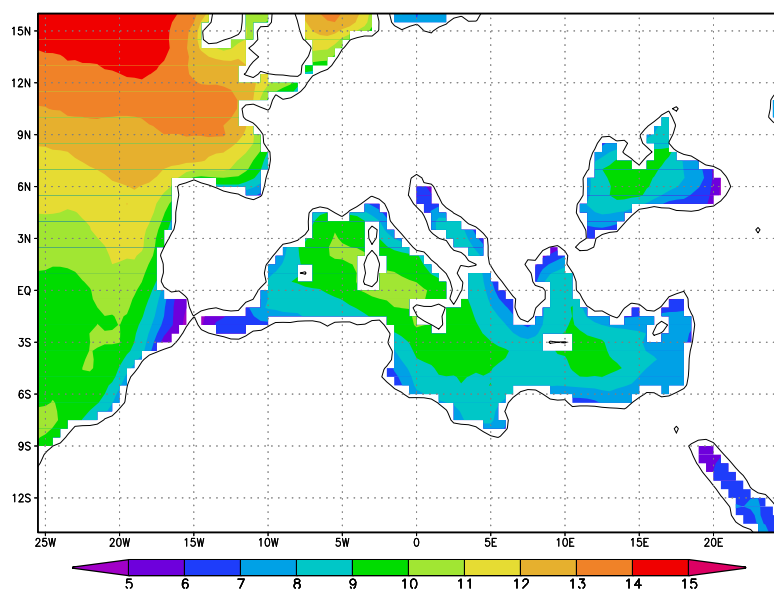
(a) $|V_{uR}|$ (b) $|V_{uN}|$

Figura 5.9: a) Velocidad umbral extremal sobre zonas *offshore* (en ms^{-1}) obtenida a partir del viento simulado por REMO para un periodo de 5 años comprendido entre 1997-2001. b) igual pero obtenido a partir de los datos NCEP.

por la existencia de núcleos de viento intenso sobre zonas marcadas por importantes vientos regionales asociados a la configuración orográfica. Dichos núcleos, con velocidades entre 10 y 12 ms^{-1} , se localizan en Mar de Alboran, Golfos de León y Génova, Canal de Sicilia y sobre el Mar Egeo y Mar Negro en la cuenca oriental. Por el contrario, la Figura 5.9(b) muestra como estas estructuras regionales que determinan de manera efectiva la configuración espacial del viento extremo en REMO no son resueltas por los reanálisis NCEP, exhibiendo éstos un patrón espacial de viento extremo marcado por la existencia de un único núcleo de viento que se extiende de Oeste a Este a lo largo de la cuenca. La intensidad de este único núcleo es máxima (inferior a 11 ms^{-1}) en el centro de la cuenca y decrece conforme se avanza hacia zonas costeras.

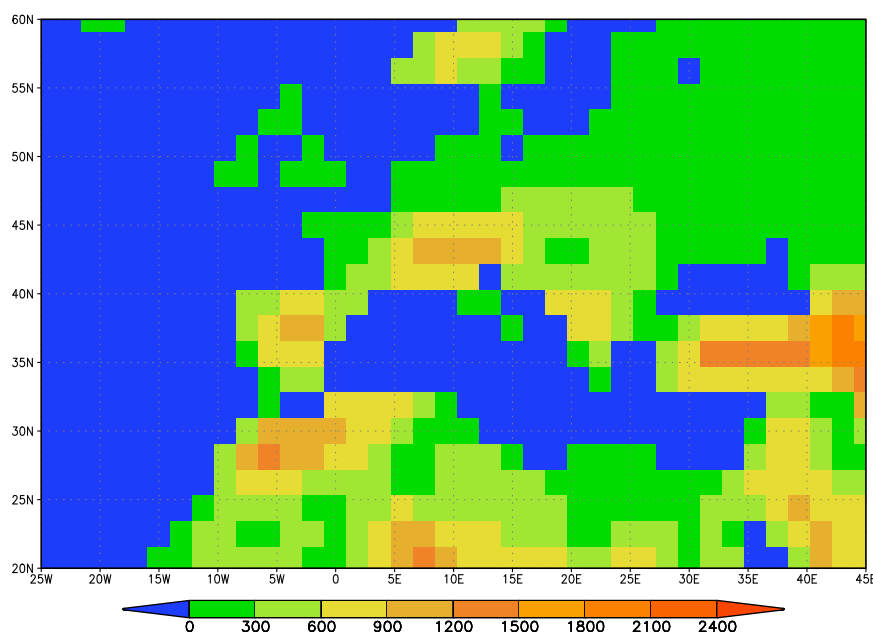


Figura 5.10: Orografía y distribución tierra-mar empleada en los reanálisis globales NCEP.

La baja resolución espacial empleada en la elaboración de los reanálisis NCEP impide la reproducción de los principales rasgos orográficos regionales que configuran la cuenca mediterránea, siendo la reproducción de la misma en NCEP del todo irreal (ver Figura 5.10). Notese que dicha configuración irreal, marcada por la ausencia de islas como Cerdega, Cerdeña y Sicilia, junto con la minimización de la parte más meridional de la Península Itálica hace que el anteriormente citado único núcleo de viento se extienda sin matización de índole orográfica a lo largo de la cuenca occidental y central del Mediterráneo. Asimismo, la reproducción completamente irreal que NCEP hace de la zona del estrecho de Gibraltar y Mar de Alboran parece jugar un papel importante en la probada incapacidad de los reanálisis para la reproducción de las condiciones de viento observadas en dicha zona. Comparando la orografía descrita por NCEP (5.10) con la descrita por REMO (Figura 3.1(a)) se hace evidente

la importante mejora que el *downscaling* introduce en la resolución de los rasgos orográficos regionales, y consecuentemente en el campo de viento. Asimismo, obsérvese que la ausencia de orografía relevante en la cuenca Atlántica determina patrones de viento extremo no muy diferentes a partir de REMO y NCEP.

5.3. Variabilidad y tendencias del viento extremo.

Una vez verificada la calidad de los datos REMO para la reproducción realista de episodios de viento extremo se describe la variabilidad de ambas bases de datos a lo largo de los 44 años para los cuales se ha realizado la simulación REMO.

Antes de pasar a describir la variabilidad del viento simulado y las tendencias climáticas observadas en el mismo conviene hacer ciertas consideraciones acerca del viento extremo simulado por REMO y la calidad del mismo.

La distribución espacial del valor umbral de velocidad extrema REMO para los 44 años (Figura 5.11(a)), representado esta vez por el valor del percentil 90, exhibe un patrón equivalente al obtenido para el periodo de validación (Figura 5.9(a)). Análogamente, se observa que el patrón espacial de velocidad de viento extremo obtenido a partir de NCEP para el periodo completo 1958-2001 (Figura 5.11(b)) no exhibe cambios destacables con respecto al obtenido a partir de los datos NCEP del periodo de validación 1997-2001 (Figura 5.9(b)).

Como se demostró en la sección anterior mediante comparación frente a observaciones *offshore*, las diferencias entre el umbral de viento extremo obtenido a partir de REMO y de los reanálisis NCEP aparecen como resultado del mayor realismo mostrado por el primero en la reproducción de los valores de viento extremo. Esto ha sido verificado en sentido estricto únicamente en aquellos lugares donde existen observaciones. Sin embargo, como el patrón de las diferencias REMO-NCEP (Figura 5.11(c)) se mantiene a lo largo del periodo de integración y los datos son homogéneos podremos extender las conclusiones anteriores hacia dominios espacio-temporales, caracterizados por la ausencia de observaciones independientes con las que validar y evaluar la mejora introducida.

La homogeneidad temporal además de ser determinante a la hora de extrapolar la validez de la simulación a periodos en los que no se dispone de datos observados para la evaluación de la misma, es un factor determinante en el análisis de tendencias, puesto que es una condición

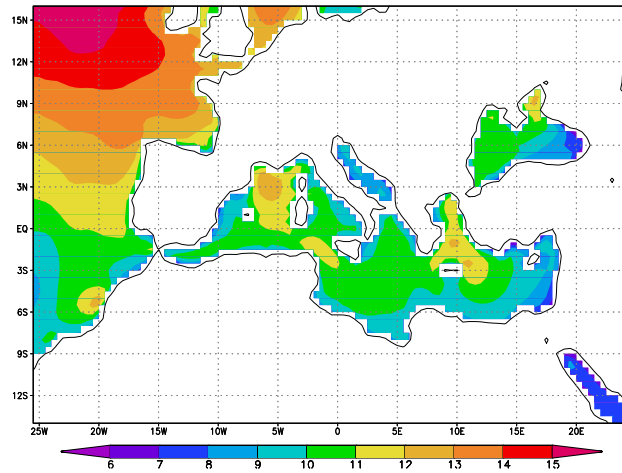
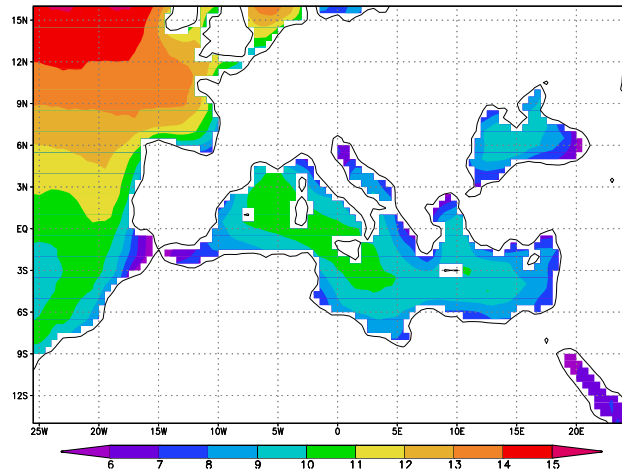
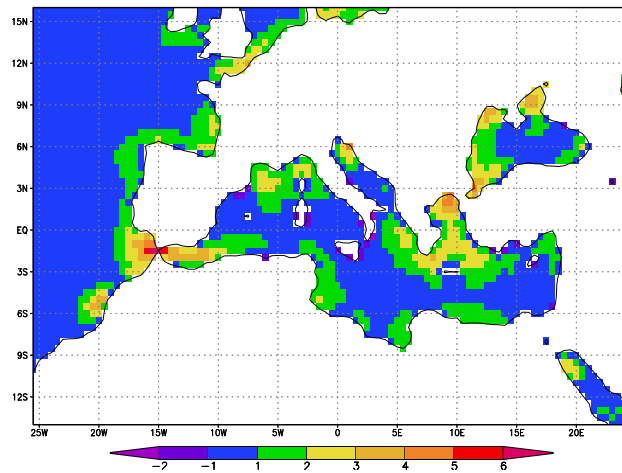
(a) $|V_R^{90}|$ (b) $|V_N^{90}|$ (c) $|V_R^{90}| - |V_N^{90}|$

Figura 5.11: a) Valor del percentil 90 de la velocidad del viento sobre zonas *offshore* (en ms^{-1}) obtenido a partir del viento simulado por REMO para un periodo de 44 años comprendido entre 1958-2001. b) igual pero obtenido a partir de los datos NCEP; c) Diferencias entre los campos anteriores.

necesaria para la supresión de tendencias espúreas no climáticas asociadas a inhomogeneidades.

Para el estudio de la variabilidad del viento extremo se han analizado los máximos anuales de viento y los valores anuales correspondientes al percentil 90 y 99. Además de estos indicadores de viento extremo se analizó asimismo el valor anual del percentil 50 como representante del régimen medio del viento superficial. Los coeficientes de regresión serán utilizados como indicador de la tasa de cambio anual para cada uno de los niveles de excedencia anteriormente referidos. La tendencia se dará por medio de una tasa de crecimiento en $ms^{-1}/década$. La Figura 5.12 muestra la distribución espacial de la tasa de cambio decadal obtenida sobre el total de puntos *offshore* a partir de la evolución anual de la velocidad del viento REMO y NCEP para el máximo anual, percentil 99, 90 y 50 durante el periodo 1958-2001.

En el Mediterráneo no se aprecia ninguna zona de marcada tendencia del percentil 50 para los datos REMO, con excepción de dos pequeños núcleos de decrecimiento de viento, situados sobre el Golfo de León y al Este de Creta en el Mediterráneo oriental (Figura 5.12(a)). Por contra, fuera del Mediterráneo si se observan áreas de marcada tendencia en el régimen medio. En el Atlántico se observa una extensa área de tendencia negativa al suroeste de la Península Ibérica, con valores que llegan a superar $-0.3 ms^{-1}/década$ frente a las costas Africanas (a la altura del Atlas). Tendencias positivas son observadas en el Mar del Norte. A partir del valor anual del percentil 50 de NCEP (Figura 5.12(b)) se obtiene una distribución espacial de tendencias sobre el Atlántico semejante al patrón observado a partir de los datos REMO, pero de menor intensidad. Sin embargo en el Mediterráneo, NCEP presenta mayor decrecimiento de viento sobre su cuenca oriental que el observado a partir del percentil 50 REMO. A diferencia de este último, NCEP exhibe también disminución de las condiciones medias de viento sobre el Mar Negro.

Una vez mostradas las tendencias exhibidas por REMO y NCEP en el viento medio, se estudia la variabilidad de los extremos de viento. La Figura 5.12(c) muestra la constante disminución del percentil 90 del viento REMO al SW de la Península Ibérica; por contra, al W de las Islas Británicas existe una zona de tendencias positivas. El núcleo de crecimiento observado anteriormente para el régimen medio sobre el Mar del Norte se intensifica aun más (valores superiores a $0.4 ms^{-1}/década$) para los vientos extremos. Esta estructura dipolar latitudinal (crecimiento/decrecimiento) de las condiciones de viento extremo sobre el Atlántico nororiental y Mar del Norte coincide con la observada en el proyecto WASA (Günther *et al.*, 1998) para el viento extremo y el oleaje. Al igual que se observó para el régimen medio, los datos de reanálisis NCEP reproducen la estructura espacial de los cambios en el viento extremo

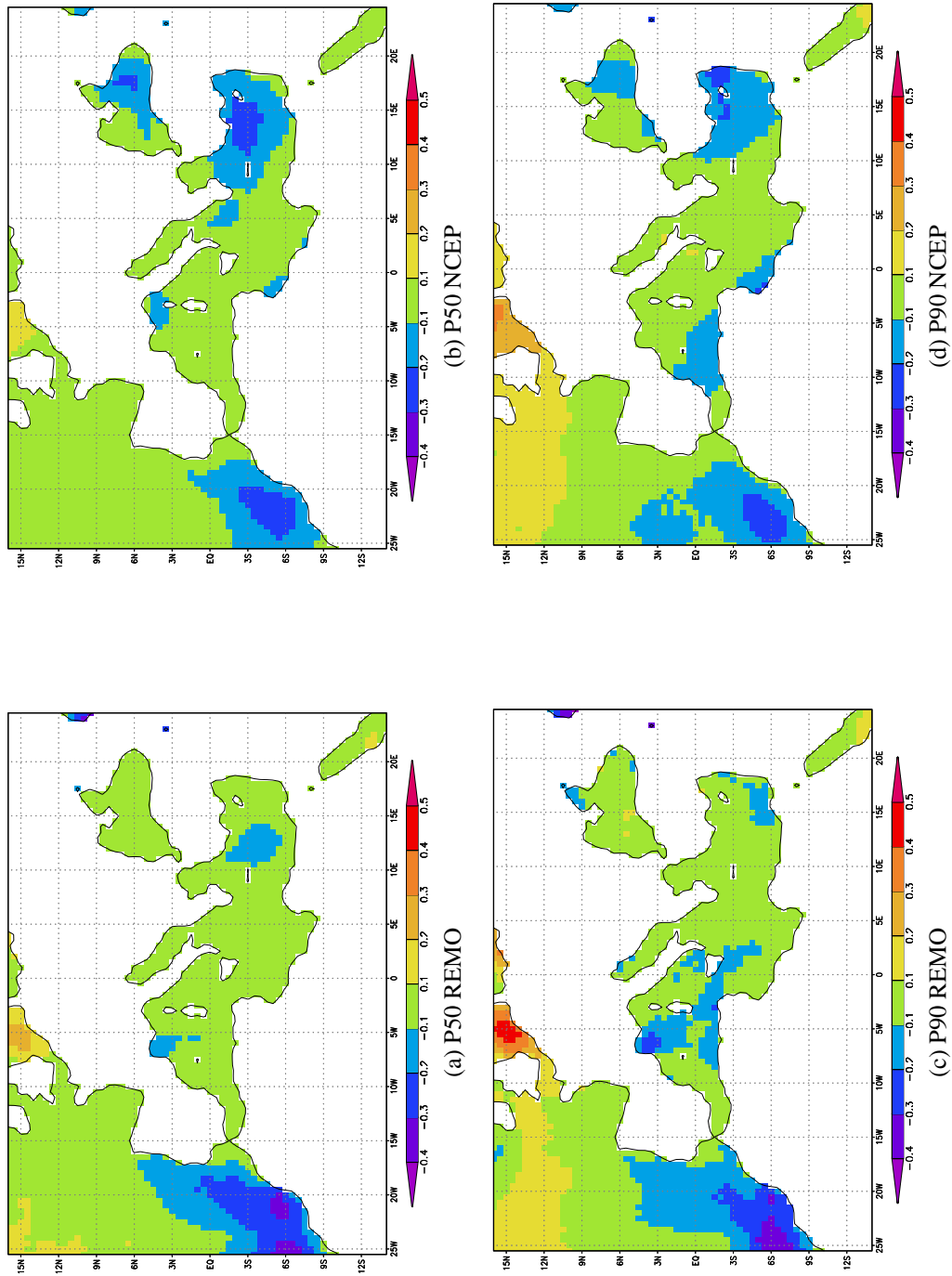


Figura 5.12: Distribución espacial de las tendencias ($ms^{-1}/decada$) en la velocidad de viento sobre el periodo 1958-2001 para el percentil 50 de REMO (a) y NCEP (b); percentil 90 de REMO (c) y NCEP (d)

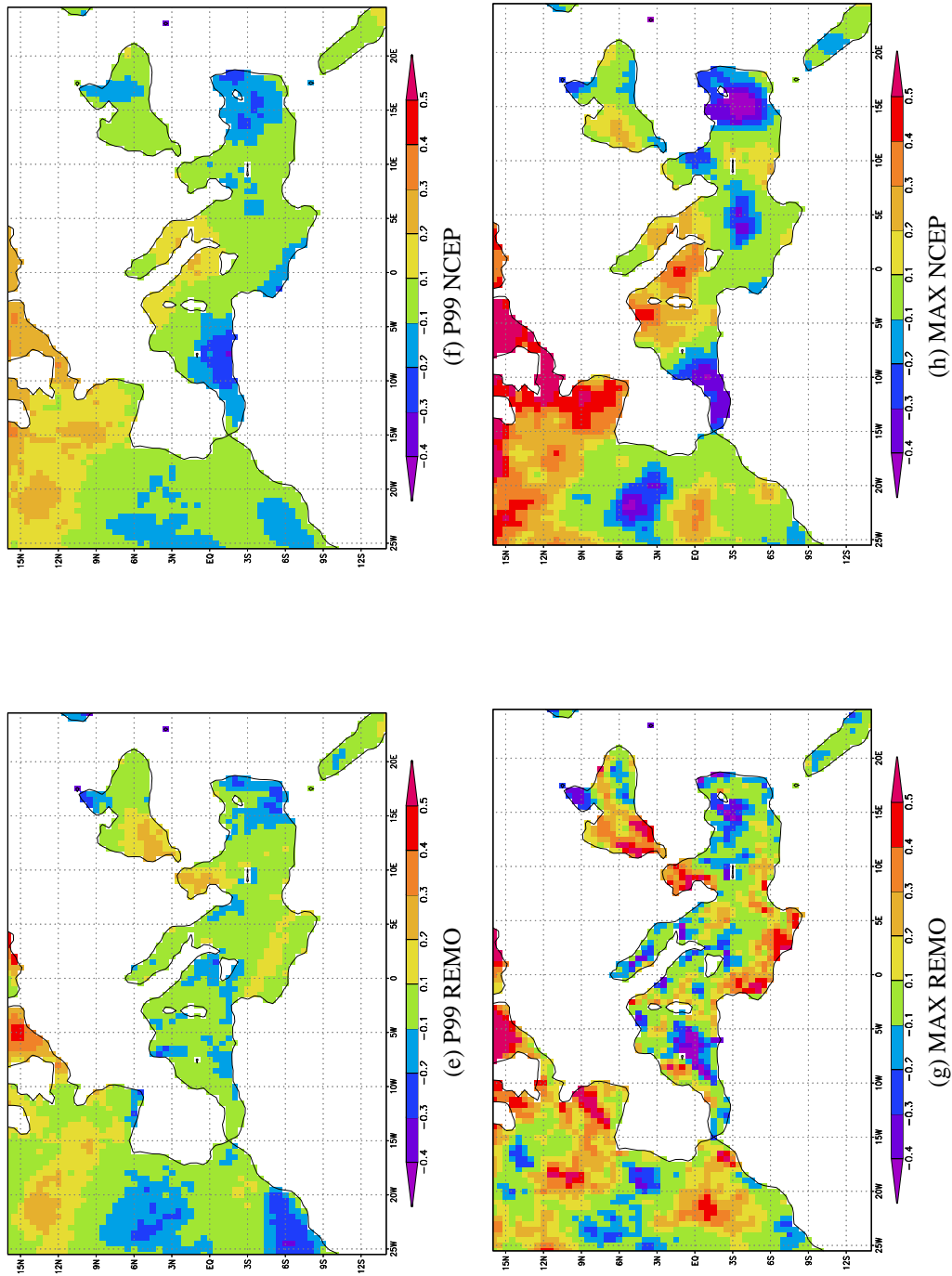


Figura 5.12: Continuación. Distribución espacial de las tendencias ($ms^{-1}/decada$) en la velocidad de viento sobre el periodo 1958-2001 para el percentil 99 de REMO (e) y NCEP (f) y para el máximo anual de REMO (g) y NCEP (h).

aunque no su intensidad, la cual se ve reducida (Figura 5.12(d)). Si ya en el régimen medio se empezaban a observar sobre el Mediterráneo diferencias en las tendencias obtenidas a partir de los datos REMO con relación a los reanálisis, éstas se hacen aun más acusadas para los extremos de viento. El núcleo de tendencia negativa de REMO sobre el Golfo de León se intensifica para el valor del percentil 90. Esta disminución de viento se produce sobre una de las áreas con más viento de la cuenca Mediterránea. Con relación a este punto, una futura línea de investigación podría ir dirigida al estudio de la posible relación de esta tendencia negativa en el viento extremo con la disminución de frecuencia de situaciones tormentosas asociadas a los vientos regionales que imperan en la zona (p.ej., Tramontana, Mistral). La ya descrita incapacidad de los reanálisis NCEP para la reproducción de un régimen de vientos extremos realista sobre zonas de fuerte viento regional vuelve a ponerse de relieve esta vez en la descripción de sus tendencias. También en el Mediterráneo occidental REMO reproduce tendencias decrecientes frente a las costa Argelina y en las zonas marítimas situadas entre Túnez y Sicilia y entre ésta y la Península Itálica. NCEP por su parte, aunque reproduce los decrecimientos en el Norte de África, sitúa la zona de tendencias negativas hacia la Península Ibérica en vez de hacia Sicilia como ocurre en REMO, pero sin mostrar entre Sicilia y el Sur de Italia tendencias importantes. Con relación a la evolución del percentil 90 y sus tendencias en el Mediterráneo oriental y Mar Negro, señálese que mantienen un patrón semejante al de las discrepancias entre REMO y NCEP previamente descritas para la tendencia del régimen medio.

La distribución espacial de las tendencias en el valor anual del percentil 99 sigue un patrón similar al obtenido para el percentil 90, pero más intenso e incierto. En el caso de REMO (Figura 5.12(e)) se observa un patrón similar al observado para el percentil 90 salvo por la aparición de un fuerte núcleo de tendencias positivas en el Mar Egeo y en la parte más occidental del Mar Negro. Estos núcleos de tendencia positiva no son reproducidas por NCEP (Figura 5.12(e)). De igual manera, existen diferencias acusadas sobre la zona central del Mediterráneo entre las tendencias REMO (eminentemente negativas en dicha región) y NCEP (caracterizadas por un importante núcleo de tendencia positiva situado alrededor de la Península Itálica y Golfo de Génova).

El hecho de que REMO reproduzca con relación a NCEP importantes diferencias tanto en la magnitud como en el signo de la tasa de cambio de viento extremo sobre zonas en las que los resultados REMO están más que probados, viene a reforzar la necesidad de realizar un *downscaling* como el aquí presentado, no sólo para la caracterización de los picos de viento, sino también la de sus tendencias climáticas.

Destáquese que las diferencias hasta ahora descritas entre los patrones espaciales de la velocidad calculada a partir del valor de los percentiles 90 y 99 de REMO y NCEP se incrementan al comparar la distribución espacial de tendencias en los máximos anuales de REMO (Figura 5.12(g)) con el obtenido a partir de NCEP (Figura 5.12(h)). El patrón espacial de tendencias del valor máximo anual de REMO es más ruidoso e intenso que los patrones anteriores obtenidos a partir de los percentiles 90 y 99. Esto es así, debido a que la elección de un único valor como es el máximo anual introduce una mayor variabilidad que la elección de un valor obtenido a partir de un valor estadístico muestral. Se observa la intensificación de la tasa de crecimiento para los núcleos anteriormente descritos situados sobre el Mar Egeo, Mar Negro y parte más septentrional de la zona Atlántica considerada en el dominio (tendencias positivas superiores a $0.5 \text{ ms}^{-1}/\text{década}$). Asimismo, zonas libres de tendencias positivas para el valor de la velocidad del percentil 90 y 99 muestran crecimientos en la evolución del máximo anual (p.ej., Golfo de Libia, Cerdeña, costa Mediterránea Española y la zona Atlántica situada al SW de la Península Ibérica). Por el contrario los núcleos caracterizados por la disminución del máximo anual se dan en el centro de la cuenca Mediterranea occidental (al SE de las Islas Baleares), en el Adriático septentrional y en el Mediterráneo oriental (al SW de Chipre). Por su parte NCEP muestra un patrón menos ruidoso que difiere bastante del observado para REMO. El patrón NCEP para el Mediterráneo está caracterizado por dos importantes núcleos de aumento del viento máximo anual centrados en el Golfo de Génova y Mar Tirreno; y zonas de decrecimiento en el Mediterráneo oriental y sobre el Mar de Alborán. El patrón Atlántico es una continuación del observado para el percentil 99, pero más ruidoso e intenso (tasas de crecimiento superiores a $0.5 \text{ ms}^{-1}/\text{década}$ sobre el Mar del Norte y Canal de la Mancha). La estructura dipolar meridiana (decrecimiento/crecimiento) observada en NCEP al W de la Península Ibérica, es menos ruidosa que la obtenida a partir de REMO.

La Figura 5.13 muestra series temporales de la velocidad de viento en distintos lugares seleccionados. Se representa la evolución anual del máximo anual y los percentiles 50, 90 y 99 junto con las tendencias calculadas para cada uno de estos niveles. Los 2 primeros casos mostrados (Figuras 5.13(a) a 5.13(d)) se corresponden con puntos situados en la cuenca Atlántica. Ambos casos ilustran la existencia en el Atlántico de áreas con tendencias de distinto signo del viento extremo. El primer caso (Figuras 5.13(a) y 5.13(b)) se corresponde con el de un punto situado frente a la costa Atlántica Africana, al Norte del archipiélago Canario (11.35W,30.20N). Se aprecia que tanto REMO como NCEP detectan una clara tendencia decreciente tanto del percentil 50 (regimén medio) como en los valores de los percentiles 90 y 99. Por el contrario, para los máximos anuales no se aprecia en REMO apenas ninguna tendencia, observándose únicamente un aumento de la variabilidad de los máximos en los

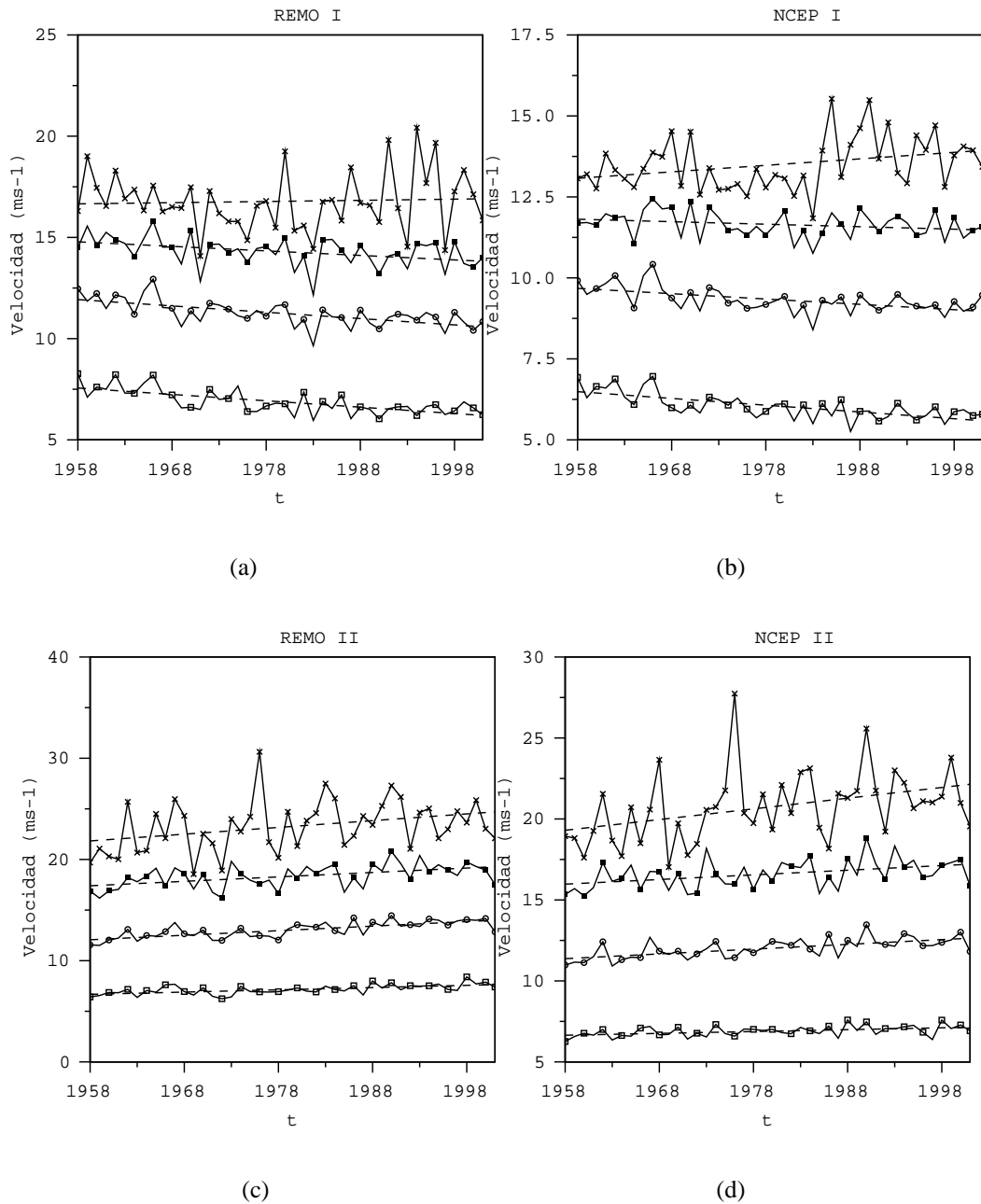


Figura 5.13: Evolución anual del máximo, percentil 99, 90 y 50 (en cada figura) de la velocidad del viento al nivel de 10 metros para REMO y NCEP en las posiciones Atlánticas: (11.35W,30.20N) y (4.80E,53.80N).

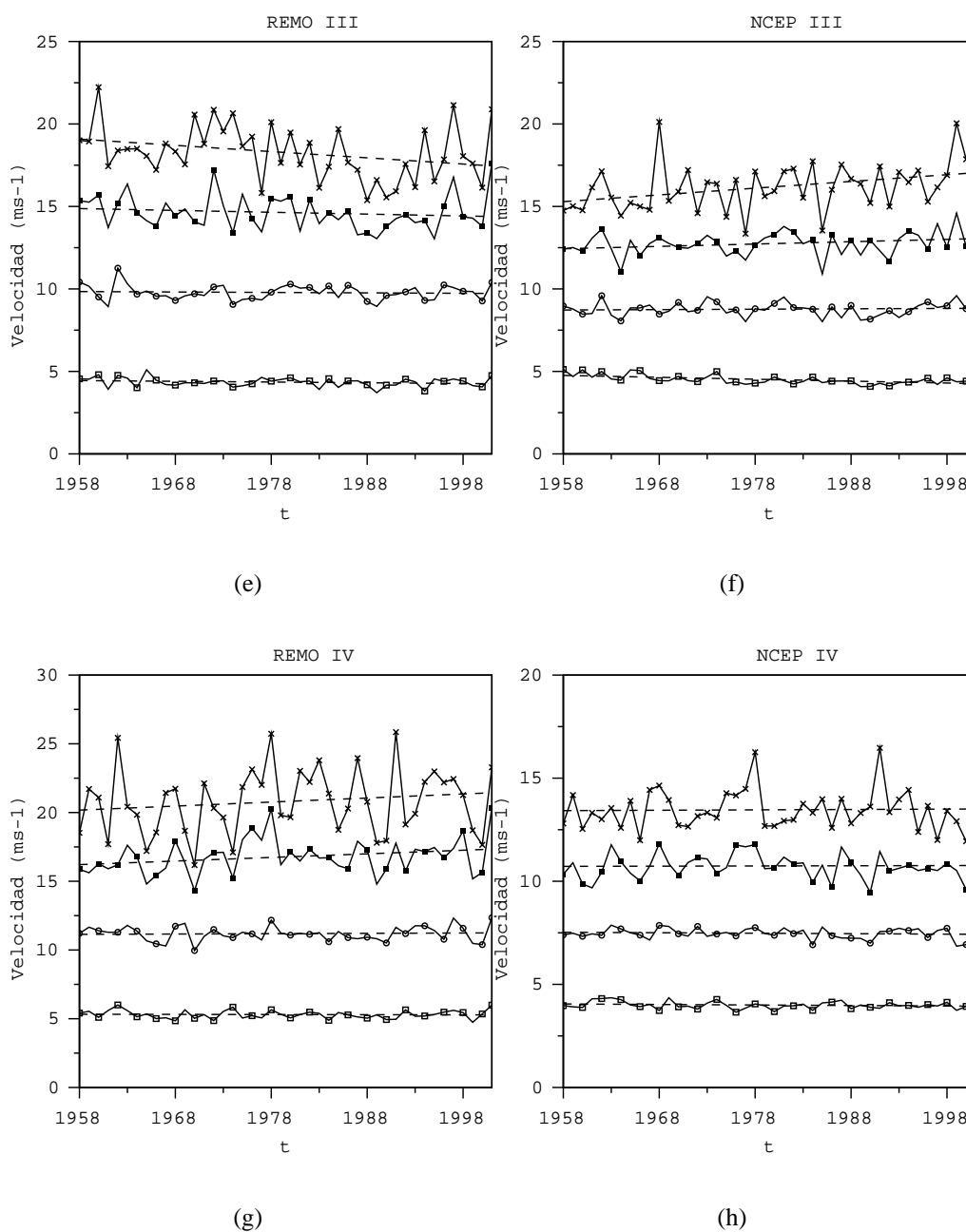


Figura 5.13: Continuación. Evolución anual del máximo, percentil 99, 90 y 50 (en cada figura) de la velocidad del viento al nivel de 10 metros para REMO y NCEP en las posiciones Mediterráneas: (7.51E,43.38N) y (24.76E,39.90N).

últimas 15 años. NCEP sin embargo, reproduce un crecimiento de los máximos anuales, apreciándose también el aumento de variabilidad para los últimos años. El segundo caso mostrado (Figuras 5.13(c) y 5.13(d)) es el de un punto situado frente a la costa Inglesa del Mar del Norte (4.80E,53.80N). En este punto, tanto REMO como NCEP reproducen crecimiento, tanto del régimen medio (percentil 50) como del viento extremo (percentiles 90, 99 y máximo anual) existente en dicha zona.

El acuerdo general existente entre REMO y NCEP en el signo de las tendencias del viento, no es tal cuando en vez de puntos situados en la cuenca Atlántica se estudian puntos situados en la cuenca Mediterránea. En la Figura 5.13 se muestran dos puntos Mediterráneos donde existe un claro desacuerdo entre REMO y NCEP en el signo de la tasa de crecimiento del viento. El primero de los casos Mediterráneos mostrados (Figuras 5.13(e) y 5.13(f)), correspondiente a un punto situado en el Golfo de Génova (7.51E,43.38N), muestra que, especialmente para valores de viento extremo, REMO presenta una tendencia claramente decreciente, contraria al crecimiento exhibido a partir de los reanálisis NCEP. Asimismo, las Figuras 5.13(g) y 5.13(h) muestran que para un punto situado en el Mar Egeo (24.76E,39.90N) es REMO el que detecta un incremento de las condiciones de viento extremo (mayor tendencia conforme nos movemos desde el percentil 90 hacia el máximo anual), mientras que NCEP no reproduce tal incremento en las condiciones de viento extremo. La evaluación y comparación espacial de los patrones de tendencias REMO y NCEP de viento extremo a lo largo del periodo 1958-2001 ha puesto de relieve varios hechos. Primero, que para el Atlántico ambos patrones (REMO y NCEP) son esencialmente los mismos, existiendo diferencias en la magnitud de la tendencia, pero con el mismo a lo largo de las diferentes áreas. Por contra, para el Mediterráneo se observa que dichos patrones espaciales son distintos, existiendo diferencias importantes de situación, magnitud y signo de los núcleos de tendencia observados a partir de cada una de las bases de datos. Las dos series Mediterráneas mostradas con la evolución temporal de los valores anuales de los diferentes percentiles sirven como ejemplo de la variabilidad observada sobre el Mediterráneo a partir de REMO o NCEP.

La Figura 5.14 ilustra la distribución espacial de las correlaciones existentes entre las series temporales de los percentiles 50, 90, 99 y máximos anuales. Las distribuciones espaciales de correlación nos sirven para detectar las áreas en las que el *downscaling* introduce una mayor diferencia en variabilidad. La Figura 5.14(a) muestra alta correlación (superior a 0.9) para el régimen medio del viento (percentil 50) sobre el Atlántico. Conforme nos aproximamos a la costa, especialmente en el Golfo de Vizcaya y Golfo de Cádiz esta disminuye. Sobre el Mediterráneo se aprecia un descenso generalizado de correlación. Los máximos de

correlación se sitúan en el centro de la cuenca, observándose valores sensiblemente menores, incluso negativos en el Mar Negro, para zonas costeras y de orografía compleja. Lo que el importante descenso de correlación observado entre REMO y NCEP, especialmente sobre áreas Mediterráneas, viene a significar es que el *downscaling* ha introducido nueva información que hace que el régimen de viento de un punto perteneciente a una de estas áreas y su evolución temporal haya sido modificado sensiblemente con respecto al reanalizado por NCEP. Aquí podría emplearse el término “mejorado” en vez de “modificado” atendiendo a la extensa validación realizada hasta ahora que prueba el mejor comportamiento de REMO frente a NCEP a la hora de reproducir el campo de viento observado.

Para los percentiles 90, 99 y máximo anual (Figuras 5.14(b), 5.14(c) y 5.14(d)) se obtiene un patrón espacial de correlación muy similar al anterior. Señálese que para percentiles de orden mayor disminuye la correlación entre REMO y NCEP, generalizándose la aparición de valores inferiores a 0.3 sobre el Mediterráneo y a 0.7 en el Atlántico para las correlaciones existente entre REMO y NCEP en la evolución de sus máximos anuales.

En el capítulo anterior se mostraron pruebas evidentes que indican la existencia de diferencias importantes entre REMO y NCEP en la caracterización del régimen de viento (tanto en magnitud como en dirección) para la cuenca Mediterránea. En el presente capítulo se han visto que dichas diferencias son aun más acusadas para vientos extremos y sus tendencias, llegando a producirse en zonas extensas de la cuenca Mediterránea importantes tendencias de signo contrario. La probada (mediante comparaciones con observaciones independientes) mejora introducida por REMO a los datos de reanálisis NCEP en el régimen de viento local observado sobre el Mediterráneo se traduce en un mayor realismo del campo de viento simulado por REMO que permite depositar mayor confianza en las tendencias obtenidas con *downscaling* que en las obtenidas con los reanálisis globales. Las importantes diferencias observadas en las tendencias obtenidas sobre el área Mediterránea entre REMO y NCEP apuntan hacia la imprescindible utilización de la información del *downscaling* ejecutado a partir de los reanálisis globales para el análisis de tendencias regionales.

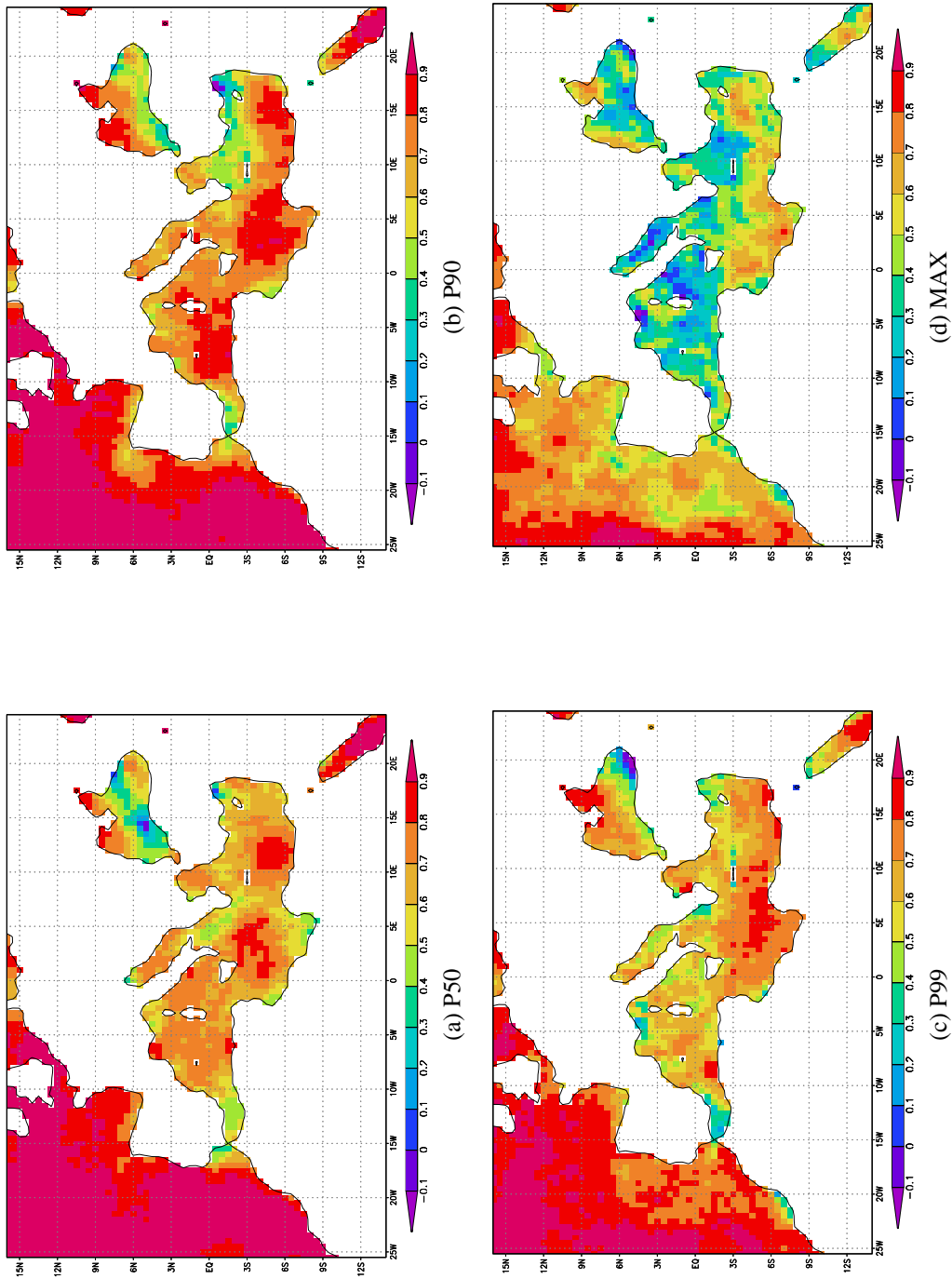


Figura 5.14: Distribución espacial del índice de correlación obtenido a partir de las distintas evoluciones (REMO V_S NCEP) de la velocidad de viento sobre el periodo 1958-2001 para el percentil 50 (a) 90 (b) 99 (c) y máximo anual (d).

Capítulo 6

Conclusiones

El estudio descrito en esta memoria se ha centrado en la creación de una base de datos atmosférica de alta resolución espacio-temporal sobre la cuenca Mediterránea para el periodo 1958-2001. A continuación se hace un resumen de las principales conclusiones extraídas a partir del proceso de creación, validación e inspección de los datos simulados.

Para la creación de la base de datos se ha realizado un *downscaling* dinámico a partir de los reanálisis globales NCEP por medio del modelo atmosférico regional REMO en su modo climático, el cual conlleva el uso de las parametrizaciones físicas empleadas originariamente en el MCG ECHAM4.

En la simulación se empleó la última versión del modelo REMO5.0, ya que durante el proceso de configuración de la aplicación se observó que ésta minimiza la aparición de errores en la temperatura respecto a la versión anterior REMO4.0.

Con el fin de limitar la generación de estados atmosféricos espúreos se ha empleado una técnica de *nudging* espectral sobre el campo de viento que mantiene la solución próxima a valores prescritos por el forzamiento en aquellas escalas de máxima garantía del mismo al tiempo que deja libre al modelo para resolver independientemente las escalas más pequeñas.

El empleo de reanálisis globales como forzamiento de la simulación estuvo motivado en la necesidad de garantizar la creación de una base de datos de alta resolución homogénea a lo largo del periodo multidecadal (1958-2001) en el que se ha realizado la integración. Esta base de datos ha permitido realizar posteriormente estudios de tendencias climáticas a escala regional.

Dentro del proceso de configuración de la aplicación REMO se llevó a cabo un estudio de sensibilidad del viento simulado al nivel de 10 metros. Dicho estudio consistió en la cuantificación del impacto que la variación de una serie de parámetros tiene sobre dicho campo. De este estudio de sensibilidad se concluye que:

- El valor de la constante de Charnock empleado en la simulación no resulta ser un factor determinante en la reconstrucción del viento superficial sobre zonas marítimas.
- Igualmente, se ha demostrado que una modificación del parámetro de rugosidad superficial sobre tierra, z_0 , tiene un efecto eminentemente local sobre el viento superficial. El uso del z_0 propuesto por el DMI, en lugar del calculado por el MPI, introduce importantes diferencias en el valor del mismo principalmente sobre zonas montañosas, siendo sobre estas donde se observan las mayores diferencias en el viento superficial simulado. Por contra, sobre zonas marítimas no existen diferencias apreciables, salvo en zonas costeras situadas a sotavento de sistemas montañosos importantes donde ciertos flujos procedentes de la costa podrían verse disminuidos por efecto de la mayor rugosidad superficial. Sin embargo, esta disminución, no se traduce en cambios apreciables en el régimen mensual.
- Por otra parte, se estudió el impacto que tiene el uso de los datos de reanálisis global del ECMWF (ERA15) en lugar de los de NCEP como forzamiento de la simulación sobre el viento superficial REMO. Previamente, se estudiaron las diferencias del viento obtenidas a partir de ambos reanálisis, observándose que ERA15 exhibe para el borde septentrional de la cuenca Mediterránea un importante decrecimiento de la velocidad del viento superficial (hasta más de 3 ms^{-1} en promedio mensual) en relación a NCEP. A pesar de las importantes diferencias observadas entre ambos reanálisis, el empleo como forzamiento de la simulación REMO de uno u otro no introduce cambios apreciables en el campo de viento superficial simulado. Esta falta de sensibilidad indicaría el mayor peso que la gran escala, caracterizada con semejantes garantías en ambos reanálisis, tiene en el forzamiento de la simulación, siendo los rasgos de pequeña escala resueltos por REMO y superpuestos a la gran escala introducida via forzamiento. De esta forma se observa que las deficiencias de NCEP frente a ERA15, atribuibles a la menor resolución del primero, son resueltas por el *downscaling* realizado. Se constató igualmente como el dato obtenido a partir de dicho *downscaling* presenta un mayor realismo en la caracterización del viento superficial que el obtenido a partir de cualquiera de los dos reanálisis globales.

La validación del modelo REMO frente a datos observacionales ha sido un punto tratado

de manera exhaustiva en el presente trabajo. Asimismo, se han realizado comparaciones análogas entre los datos de reanálisis NCEP, empleados como forzamiento de la simulación, y las diferentes observaciones empleadas en la validación para así evaluar el valor añadido introducido por el *downscaling* dinámico.

La validación realizada ha sido separada en dos partes, una primera, basada en la comparación “directa” de REMO (presión superficial, temperatura al nivel de 2 metros y viento al nivel de 10 metros) con observaciones de satélite, boyas y estaciones situadas sobre la Península Ibérica y una segunda parte en la que variables simuladas por REMO (presión superficial y viento al nivel de 10 metros) han sido empleadas como forzamiento de modelos oceanográficos. De esta forma, las observaciones de oleaje y nivel de mar con las que son validados los modelos oceanográficos sirven de dato *proxy* para la validación “indirecta” del forzamiento atmosférico REMO.

A continuación se detallan las principales conclusiones obtenidas a partir de la validación de la simulación REMO.

- Las comparaciones con observaciones meteorológicas en estaciones *offshore* muestran que el modelo REMO reproduce más que satisfactoriamente la presión superficial y la temperatura al nivel de 2 metros observadas. Salvo en la temperatura, donde se aprecia una ligera mejoría de REMO, NCEP reproduce con similar calidad ambas variables. Para el viento a 10 metros, donde la eficacia del *downscaling* es mayor, REMO exhibe un acuerdo con las observaciones notablemente mayor que el proporcionado por NCEP. Nótese asimismo que la calidad de la simulación REMO sobre el Atlántico es mayor que en áreas Mediterráneas. Este descenso de la calidad está íntimamente relacionado con el grado de complejidad orográfica existente en la zona. Este patrón espacial es aún más acusado en los reanálisis globales. Igualmente se ha verificado como el *downscaling* introduce importantes mejoras, no sólo en la intensidad del viento, sino también en la dirección del mismo, siendo el cambio con respecto a la estructura direccional del viento NCEP especialmente significativo en aquellas áreas donde la estructura orográfica juega un importante papel en la configuración del flujo atmosférico a niveles bajos.
- Al igual que sobre zonas marítimas, REMO reproduce con gran realismo sobre la Península Ibérica la presión superficial y la temperatura al nivel de 2 metros, siendo el valor añadido introducido por el *downscaling* con respecto a los reanálisis NCEP superior sobre tierra que sobre zonas *offshore*. Esto es así también para el viento. Sin embargo a

pesar de que el *downscaling* mejora considerablemente el viento reanalizado por NCEP, el dato simulado por el modelo REMO a la resolución empleada en la integración (50 Km) no parece del todo válido para la reproducción realista de los valores observados del viento local, especialmente en áreas de orografía compleja.

- Como complemento a la comparación realizada respecto a los datos observacionales se realizó también la verificación del viento simulado por REMO sobre la cuenca Mediterránea respecto al viento obtenido a partir de las observaciones de satélite ERS-1/2, obteniéndose resultados similares a los de las observaciones *offshore*.
- La comparación del oleaje simulado por el modelo WAM forzado con el viento REMO a 10 metros con observaciones oceanográficas obtenidas en boyas fondeadas a lo largo de la costa Mediterránea española ha permitido ampliar la validación del viento REMO a zonas en las que no se disponen de datos meteorológicos para realizar una validación directa del mismo. Se comprobó la existencia de altas correlaciones entre la simulación y las series observadas, acompañadas de una subestimación, de intensidad variable según la zona, susceptible de calibración. La simulación realista del oleaje observado sirve como argumento de peso para aumentar la confianza en la estimación del campo de viento causante de la generación del mismo. Análogamente, se validó frente a las observaciones, el residuo meteorológico simulado con el modelo HAMSOM forzado con los campos REMO de presión superficial y viento al nivel de 10 metros. Los resultados refuerzan igualmente la confianza en la calidad de los campos REMO empleados como forzamiento de dicha aplicación oceanográfica.

Una vez verificada sobre zonas marítimas la calidad del viento simulado por REMO al nivel de 10 metros, se realizó en todo punto *offshore* del dominio una evaluación de la variabilidad temporal del mismo a lo largo de los 44 años, con especial énfasis en la evolución del viento extremo. Se comprobó la idoneidad de los datos REMO para la caracterización de episodios de viento extremo, así como la existencia de tendencias climáticas del viento obtenido a partir del *downscaling*. Dichas tendencias fueron a su vez comparadas con las obtenidas a partir de los reanálisis globales NCEP:

- Previamente al análisis de tendencias se contrastó que los datos de viento simulado por REMO están libres de inhomogeneidades temporales que pudieran producir algún tipo de tendencia espúrea a lo largo del periodo considerado. La falta de inhomogeneidades

temporales en el viento REMO a lo largo del periodo multidecadal considerado hace de la base de datos simulada una herramienta útil para el cálculo de tendencias climáticas.

- Se ha verificado frente a observaciones *offshore* la capacidad de REMO para reproducir tanto el número como la intensidad de episodios observados de viento extremo. Sin embargo, en áreas específicas del Mediterráneo se aprecian ciertas limitaciones que parecen tener su origen en la falta de realismo de los reanálisis NCEP empleados como forzamiento. Asimismo, se ha puesto de relieve la incapacidad de los reanálisis globales NCEP para reproducir sobre el Mediterráneo, no así tanto en el Atlántico, el número e intensidad de episodios extremos. El *downscaling* realizado no introduce una mejora importante con respecto al NCEP en el Atlántico. Sin embargo, conforme nos acercamos a la costa se observa como NCEP muestra un sesgo negativo en la velocidad del viento extremo con respecto a la observada. Este sesgo es menos acusado en los datos REMO. En áreas Mediterráneas de configuración orográfica compleja, como son el Estrecho de Gibraltar, Mar Egeo, Golfos de León y Génova y parte septentrional del Adriático se hace especialmente necesaria la aplicación de un *downscaling* dinámico.
- En cuanto a las tendencias, señálese que REMO reproduce sobre el Atlántico un patrón espacial caracterizado por una área de decrecimiento del viento situada al SW de la Península Ibérica y otra de crecimiento en la parte más septentrional del dominio. La tasa de crecimiento decadal tiende a hacerse mayor en valor absoluto conforme se pasa del régimen medio (caracterizado por el percentil 50) a velocidades extremas (percentil 90, 99 y máximo anual). Este patrón espacial es igualmente observado, salvo ciertas modificaciones de carácter regional, en los reanálisis globales NCEP. Sin embargo, en el Mediterráneo no se observa esta semejanza en la distribución espacial del signo de las tendencias entre REMO y NCEP al reproducirse patrones espaciales de tendencia del viento considerablemente diferentes.

El trabajo realizado presenta como resultado final una base de datos atmosférica de alta resolución para el Mediterráneo con una serie de características (alta resolución espacio-temporal, periodo multidecadal, homogeneidad a lo largo del mismo, etc...) que la hacen por el momento única en lo que se refiere al entorno Mediterráneo. Su estudio, iniciado con este trabajo, continuará a través de diversas vías de investigación. A continuación se enumeran a título de ejemplo, algunas de estas líneas, de las cuales parte ya están iniciadas mientras que otras son plantemientos de futuro.

La base de datos Mediterránea será administrada y mantenida por el Área de Medio Físico

del EPPE. Dicho grupo tiene previsto asimismo el empleo de determinados parámetros de la misma como condiciones iniciales y de contorno para diferentes aplicaciones oceanográficas.

Dentro del marco del proyecto HIPOCAS se está elaborando una climatología de diferentes parámetros medioambientales que será finalmente plasmada en un atlas climático. Éste trabajo viene a paliar las escasas, y no muy actualizadas climatologías existentes para la cuenca Mediterránea, especialmente en zonas marítimas.

A tenor de los esperanzadores resultados preliminares obtenidos por el modelo REMO para la caracterización de los episodios de viento extremo se está realizando un análisis extremal del viento sobre la cuenca Mediterránea con el fin de determinar en cada punto de la cuenca, periodos de retorno de la excedencia de vientos de determinada magnitud, así como vientos esperables para periodos de 50 y 100 años.

Este análisis extremal, junto con la climatología anteriormente referida, trasciende el marco meramente científico, resultando de gran interés en el apoyo de la tecnología y aplicaciones.

Visto el satisfactorio resultado obtenido a partir del empleo de técnicas de *downscaling* dinámico para la reconstrucción del estado atmosférico sobre el Mediterráneo a escala regional, es interesante estudiar la posibilidad de continuar esta línea de trabajo hacia reconstrucciones centradas en escalas aún menores que la regional. La ejecución de un modelo mesoescalar no hidrostático (p.ej., MM5) utilizando como condiciones iniciales y de contorno los datos regionales REMO permitiría la obtención de reconstrucciones del estado atmosférico a escala local sobre zonas específicas de especial interés para periodos largos.

Por otra parte, actualmente el grupo MCAM de la UCM en colaboración con el EPPE está realizando un estudio comparativo del modelo regional REMO con el modelo mesoescalar MM5. Los datos REMO utilizados en este estudio son los correspondientes a la integración Mediterránea aquí descrita.

El mismo MCAM, esta vez en colaboración con el IEO, utilizará la base de datos atmosférica creada para estudiar la relación entre el afloramiento oceánico existente en la cuenca Cantábrica y determinadas situaciones meteorológicas.

También, a partir de los datos de la integración Mediterránea, el Instituto GKSS de Alemania y la Universidad del País Vasco en colaboración con el autor, están realizando un estudio de los transportes verticales de humedad sobre la cuenca Mediterránea.

Asimismo, la Universidad de Cantabria proyecta emplear los datos atmosféricos creados para un estudio climático aplicado a las zonas costeras de la Península Ibérica.

Esta enumeración de trabajos de índole tan diversa en los que se empleará la base de datos creada, da una idea de la utilidad de la misma.

Apéndice A

Descripción del modelo espectral de oleaje WAM

En el presente apéndice se describe el modelo espectral de oleaje WAM (*WAve Model*) empleado por el Ente Público de Puertos del Estado (EPPE) como sistema de monitorización y predicción del medio marino (Carretero y Gómez, 1997). A partir de esta versión del modelo WAM empleada por EPPE se desarrolló, dentro del proyecto Europeo HIPOCAS, una aplicación para el Mar Mediterráneo para la posterior ejecución de un análisis retrospectivo de oleaje de 40 años. Todos los resultados relativos al oleaje que aparecen en la presente memoria han sido obtenidos por medio de esta aplicación.

La superficie del mar está compuesta por multitud de ondas de distinta frecuencia, fase y dirección. El gran número de éstas hace que una aproximación determinista basada en el estudio de cada onda individualmente y de la superficie como una superposición de ellas sea una opción del todo inviable. Esta imposibilidad determinista hace que se aborde el estudio de la superficie del mar mediante una aproximación estadística, la cual permite conocer ciertas características estadísticas de la superficie y su evolución temporal. Basándose en esta aproximación se han desarrollado modelos numéricos y sistemas de predicción.

El desarrollo de los modelos de oleaje se inicia en la II Guerra Mundial. La necesidad de previsiones de oleaje para operaciones de desembarco hizo necesario formular modelos rudimentarios de predicción a partir del viento. Posteriormente Sverdrup y Munk (1947) crean los primeros modelos empíricos de generación de oleaje basados en la descripción paramétrica

de la superficie del mar a través de leyes empíricas que caracterizaban el mar de viento y mar de fondo.

La introducción por Pierson *et al.* (1955) del concepto de espectro de oleaje, así como el desarrollo de los sistemas de computación, permitió la descripción estadística de las ondas de diferente periodo y dirección por medio de una función bidimensional de densidad de energía del oleaje. Esto hizo posible la formulación de una ecuación que representase la evolución en el tiempo y en el espacio del espectro de acción de oleaje. Esta ecuación es la llamada ecuación de balance o de transporte:

$$\frac{dN(f, \theta)}{dt} = S \quad (\text{A.0.1})$$

donde $N(f, \theta)$ es el espectro de densidad de acción de oleaje, dependiente de la frecuencia (f) y dirección (θ) del mismo y S son los términos fuente o sumidero de éste.

El espectro de densidad de acción del oleaje $N(f, \theta, x, y, t)$ definido en coordenadas cartesianas, o bien $N(\omega, \theta, \phi, \lambda, t)$ en coordenadas esféricas está directamente relacionado con el espectro de densidad de energía, $E(\omega, \theta, \phi, \lambda, t)$, a través de la relación:

$$N = E/\sigma \quad (\text{A.0.2})$$

donde σ es la frecuencia relativa del oleaje (observada en un marco de referencia que se mueve con la corriente U).

La magnitud invariante en una ecuación de este tipo es el espectro de densidad de acción de oleaje $N(f, \theta)$ y no el de densidad de energía de oleaje $E(f, \theta)$. Esto es así ya que el oleaje cuando atraviesa zonas en las que la profundidad (h) y la corriente (U) varían rápidamente en el tiempo, intercambia energía con el océano. De ahí que cuando la corriente y la profundidad sean estacionarias

$$\frac{\partial U}{\partial t} = 0, \frac{\partial h}{\partial t} = 0 \quad (\text{A.0.3})$$

entonces sí se puede considerar la energía como un invariante llegando a la expresión:

$$\frac{dE(f, \theta)}{dt} = S \quad (\text{A.0.4})$$

Esto marca una diferencia entre modelos orientados a aplicaciones eminentemente costeras y las desarrolladas a escala oceánica. Los primeros han de tener en cuenta la variación en el tiempo de la profundidad y la corriente y consecuentemente están formulados en términos de la acción del oleaje. Los segundos desprecian dichas variaciones y están desarrollados en términos de energía de oleaje.

En el año 1957 se modeliza por primera vez la ecuación de transporte utilizando relaciones empíricas para los términos fuente (Gelci *et al.*, 1957). Desde ese momento, la evolución de los modelos espectrales de oleaje se clasifica por generaciones según sea el grado de parametrización utilizado en resolver el espectro de oleaje. Actualmente los modelos espectrales de oleaje utilizados son los de tercera generación, que resuelven explícitamente, sin ningún tipo de parametrización, la transferencia no lineal existente entre las distintas componentes del oleaje. Estos modelos de tercera generación son los utilizados por los grandes centros de predicción. Han alcanzado un nivel de desarrollo y fiabilidad tal que se puede asegurar que el mayor error en la predicción de oleaje en mar abierto procede del error en la predicción del viento usado como forzamiento (Cardone *et al.*, 1995).

A partir de los trabajos de Phyllips (1957) y Miles (1957) y Hasselmann (1962) se determinan los tres términos fuente y sumidero fundamentales de la ecuación de transporte

$$\frac{dE(f, \theta)}{dt} = S_{in} + S_{dis} + S_{nl} \quad (\text{A.0.5})$$

Además de estos tres términos: generación (S_{in}), interacción entre componentes (S_{nl}) y disipación (S_{dis}), existen muchos otros fenómenos (rozamiento con el fondo, difracción, etc.) que actúan como fuentes o sumideros, los cuales se desprecian.

En 1984, Hasselman propone crear el grupo WAM para desarrollar un modelo de tercera generación de oleaje (modelo WAM). Esta iniciativa responde a la necesidad, puesta de manifiesto en diferentes trabajos (Hasselmann *et al.*, 1973; SWAMP group, 1985), de modelar correctamente las transferencias no lineales de energía entre las componentes de oleaje prescindiendo de las aproximaciones paramétricas de los modelos de segunda generación los cuales producían resultados poco satisfactorios. Casi una década después el modelo WAM es finalmente desarrollado y puesto en funcionamiento como modelo operativo del ECMWF (Günther *et al.*, 1992; Carretero y Günther, 1992) y pasa a ser el modelo espectral de oleaje más extendido y verificado.

El WAM es un modelo de generación de oleaje que integra la ecuación básica de transporte que describe la evolución de un espectro bidimensional de densidad de energía de oleaje $F(f, \theta, \phi, \lambda, t)$ en coordenadas esféricas con respecto a la frecuencia, f y a la dirección θ sin hacer ninguna predeterminación de la forma del mismo

$$\frac{\partial F}{\partial t} + (\cos \phi)^{-1} \frac{\partial}{\partial \phi} (\dot{\phi} \cos \phi F) + \frac{\partial}{\partial \lambda} (\dot{\lambda} F) + \frac{\partial}{\partial \theta} (\dot{\theta} F) = S \quad (\text{A.0.6})$$

siendo $\dot{\phi} = \frac{\partial \phi}{\partial t}$, $\dot{\theta} = \frac{\partial \theta}{\partial t}$ y S el término fuente que describe el cambio de energía de un grupo

de olas que se propagan a lo largo de una línea geodésica. Como se detalla en (A.0.5) los tres términos fuente para el caso de aguas profundas que describen paramétricamente las transmisiones de energía son los ocasionados por S_{in} , S_{nl} y por S_{dis} .

Estos términos son descritos explícitamente y se integran separadamente por diferencias finitas según un esquema implícito de segundo orden (WAMDI group, 1988) definido por

$$F_{n+1} = F_n + \frac{\Delta t}{2}(S_{n+1} + S_n) \quad (\text{A.0.7})$$

donde Δt es el incremento de tiempo y n se refiere al paso de tiempo.

Para la propagación se aplica un esquema de primer orden (WAMDI group, 1988)

$$F_j^{n+1} = F_j^n - \sum_k \frac{\Delta t}{\Delta x_k \cos \theta_j} \left[(u \cos \phi F^n)_j - (u \cos \phi F^n)_{j-1} \right] \quad (\text{A.0.8})$$

En esta ecuación el índice n se refiere al paso de tiempo, mientras que el índice $j - 1$ se refiere al punto vecino en el sentido *upstream*. El índice k varía sobre las tres direcciones de propagación.

Para más información específica acerca de la versión adaptada por el EPPE a las necesidades de la predicción en las costas de la Península Ibérica consúltese Carretero y Gómez (1997).

Apéndice B

Descripción del modelo de circulación oceánica HAMSOM

En este apéndice se hace una breve descripción del modelo HAMSOM (*HAMBurg Shelf Ocean Model*), desarrollado conjuntamente por el Institut für Meereskunde de Hamburgo y el Ente Público de Puertos del Estado (EPPE). Se trata de un modelo baroclínico tridimensional en diferencias finitas desarrollado para el estudio de la circulación oceánica a diferentes escalas. Como referencias bibliográficas acerca del modelo y su desarrollo se pueden destacar los trabajos de Backhaus (1983), Backhaus (1985), Backhaus y Hainbucher (1987), Rodríguez y Alvarez (1991), Rodríguez *et al.* (1991), Rodríguez (1996) y Fanjul *et al.* (1997).

Todos los resultados relativos al nivel de mar simulado para el Mediterráneo mostrados en el presente trabajo se han obtenido de la aplicación creada para dicha cuenca por el EPPE dentro del proyecto Europeo HIPOCAS. Dicha aplicación centrada en el Mediterráneo fue realizada con la finalidad de realizar un análisis retrospectivo de parámetros tales como corrientes y nivel de mar para un periodo de 40 años.

El modelo de circulación oceánica HAMSOM asume las siguientes hipótesis básicas:

- El agua del mar es tratada por el modelo como un fluido incompresible.
- El modelo es hidrostático. Según esta hipótesis, las aceleraciones ocurridas en la vertical se consideran despreciables. Esta condición limita la capacidad de resolución del modelo de las ondas superficiales a las ondas largas con aceleraciones verticales pequeñas (ondas

de marea y Tsunamis), no siendo resueltas por el modelo las ondas más cortas (oleaje convencional).

- Se asume la hipótesis de Boussinesq, la cual permite despreciar el efecto que variaciones de densidad pequeñas tienen en la masa del fluido (o lo que es lo mismo en la inercia del mismo), pero no su efecto en el peso del fluido.

Una vez descritas las hipótesis de las que hace uso el modelo HAMSOM pasamos a enumerar el conjunto de ecuaciones diferenciales en derivadas parciales resueltas en el mismo. Nótese que el modelo HAMSOM trabaja en coordenadas cartesianas.

- Ecuaciones del movimiento horizontal:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} = fv + A_h \left[\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right] + \frac{\partial \tau_x}{\partial z} \quad (\text{B.0.1})$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} = -fu + A_h \left[\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right] + \frac{\partial \tau_y}{\partial z} \quad (\text{B.0.2})$$

- Ecuación de la hidrostática

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \quad (\text{B.0.3})$$

- Ecuación de continuidad

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (\text{B.0.4})$$

- Ecuación de conservación del calor

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = K_h \left[\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial T}{\partial z} \right) + S_T \quad (\text{B.0.5})$$

- Ecuación de conservación de la salinidad

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = K_h \left[\frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial S}{\partial z} \right) + S_S \quad (\text{B.0.6})$$

- El sistema de ecuaciones se completa con la ecuación de estado del agua de mar:

$$\rho = \rho(S, T, P) \quad (\text{B.0.7})$$

En las ecuaciones anteriores, u, v y w representan las componentes de la velocidad en coordenadas cartesianas; P, T y S la presión, temperatura y salinidad respectivamente; ρ la densidad, f el parámetro de Coriolis; A_h el coeficiente de viscosidad turbulenta horizontal; τ_x y τ_y las tensiones de cizalla; K_h y K_v los coeficientes de difusión turbulenta horizontal y vertical respectivamente y finalmente S_S y S_T los términos fuente de salinidad y temperatura (calor).

Como ya se ha mencionado, estas ecuaciones se resuelven utilizando un método de diferencias finitas sobre una malla del tipo “Arakawa-C” (Arakawa y Lamb, 1977). Para evitar los problemas asociados a la convergencia de los meridianos, todas las distancias en la horizontal son calculadas en función de la latitud, siendo el volumen de celda de la malla cambiante por motivos de conservación de masa.

Para resolver el sistema de ecuaciones diferenciales es necesario especificar una serie de condiciones de contorno tanto cinemáticas como dinámicas, así como de salinidad y temperatura. Las cinemáticas se reducen a que el flujo debe ser nulo a través de la frontera, ya sea ésta fija como el fondo o libre como la superficie. Las condiciones dinámicas hacen referencia a las presiones que el fluido soporta en sus fronteras. En la superficie, la atmósfera ejerce fuerzas sobre la superficie del mar por medio del viento y la presión atmosférica. Igualmente, el fondo ejerce una fuerza de fricción sobre el fluido que se mueve por encima de él. Además de estas condiciones, se añaden condiciones de contorno en los límites laterales para poder solventar la falta de información en los puntos adyacentes que están fuera del dominio. Igualmente, tanto en superficie como en el fondo y los bordes abiertos del dominio, se imponen condiciones de contorno de salinidad y temperatura.

Para resolver las ecuaciones discretizadas del modelo se siguen los siguientes pasos. Primeramente, se realiza una integración vertical de las ecuaciones de momento para toda la columna, obteniéndose así los transportes verticales y la elevación del nivel de mar. Posteriormente se calculan dichos transportes para cada una de las capas verticales en las que se discretiza la columna. Una vez obtenidos estos, se pasa a calcular la salinidad y temperatura, a partir de la cual se diagnostica la densidad y el resto de variables.

Los campos que se utilizan como entradas del modelo HAMSOM son el viento o su tensión de arrastre, los campos de salinidad y temperatura, presión atmosférica, elevación de

la superficie libre en los bordes abiertos (utilizada para introducir la marea) y el flujo impuesto en los bordes abiertos (utilizado, por ejemplo, para simular el caudal de un río). Por otra parte, las salidas suministradas por el modelo son las siguientes: elevación de la superficie libre, componentes de la velocidad, salinidad y temperatura. A partir de estas variables de pronóstico se pueden diagnosticar muchas otras variables de gran utilidad, como por ejemplo, densidad, presión, vorticidad, etc.

Lista de Acrónimos

- AR Modelo Auto Regresivo.
- DKRZ *Deutsches KlimaRechenZentrum*, Alemania.
- DMI *Danish Meteorological Institute*, Dinamarca.
- DWD *Deutscher Wetterdienst*, Alemania.
- ECHAM3/4 MCG desarrollado por el MPI a partir del modelo del ECMWF.
- ECMWF *European Center for Medium-range Weather Forecasting*, Reino Unido.
- EM/DM Europa-Model/Deutsche-Model, Modelo regional de DWD.
- EPPE Ente Público Puertos del Estado, España
- ERA-15/40 Reanálisis globales producidos por el ECMWF.
- ERS-I/ERS-II *European Space Agency's Remote Sensing Satellite*.
- GKSS *GKSS-Forschungszentrum*, Alemania.
- GTOPO30 Base de datos fisiográficos creada por la NASA.
- HAMSOM *HAMBurg Shelf Ocean Model*, modelo desarrollado conjuntamente por el *Institut für Meereskunde* de Hamburgo y el EPPE.
- HIPOCAS Proyecto Europeo (*Hindcast of Dynamic Processes of the Ocean and Coastal Areas of Europe*).
- HIRHAM Modelo regional con la estructura dinámica del HIRLAM y la física del MCG ECHAM.

- ISDGM *Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse* , Italia.
- IFREMER *Institute Francais por la Recherche et l'Exploitation de la Mer*, Francia.
- INM Instituto Nacional de Meteorología, España.
- LAI Índice de área foliar.
- MCG Modelo de Circulación Global.
- MERCURE Proyecto Europeo (*Modelling European Regional Climate: Understanding and Reducing Errors*).
- MPI *Max Planck Institute*, Alemania.
- NASA *National Space Agency*.
- NCAR *National Center for Atmospheric Research*, Estados Unidos.
- NCMR *National Center for Marine Research*, Grecia.
- NCEP *National Center for Environmental Prediction*, Estados Unidos.
- REMO *REgional-MOdel*, modelo regional del DKRZ.
- RLS *Recursive Least Squares*, algoritmo de estimación recursiva de parámetros.
- RMSE *Root Mean Squared Error* (Error Cuadrático Medio).
- SSM/I *Special Sensor Microwave/Imager*. datos de satélite obtenidos a partir del Programa de la NASA Pathfinder.
- SST *Sea Surface Temperature* (Temperatura superficial del mar).
- SC Simulación de Control.
- SE Simulación Experimento.
- WAM Modelo espectral de oleaje *Wave Model*.

Índice de Figuras

2.1. Malla Arakawa-C. Distribución horizontal de las variables en una malla de este tipo.	12
2.2. Estructura vertical del modelo REMO mostrando el sistema de coordenadas η . La línea continua representa los niveles completos, mientras que la línea discontinua representa niveles intermedios	13
2.3. Distribución vertical de las variables utilizada en la discretización vertical. La línea continua representa los niveles completos, mientras que la discontinua representa niveles intermedios	19
2.4. Esquema ilustrativo de las diferentes capas utilizadas por el modelo de suelo.	24
3.1. (a) Dominio geográfico cubierto por la simulación y alturas orográficas (en m) utilizada en la misma. Nótese que las coordenadas mostradas en los márgenes se corresponden con el sistema de coordenadas esféricas rotadas empleadas en la simulación. (b) Representación sobre un mapa referido al sistema de coordenadas geográficas usuales de la malla esférica rotada empleada en la simulación.	30
3.2. Evolución temporal del sesgo (línea azul) y error cuadrático medio (línea roja) en m/gp a lo largo del año 1994 existente entre los datos simulados por REMO y los reanálisis NCEP usados como forzamiento para la altura geopotencial de 500 hPa . Tanto el sesgo como el error cuadrático medio son calculados como promedio espacial para todo el dominio.	35

3.3. Diferencias entre una simulación REMO estándar y una simulación REMO con <i>nudging</i> espectral para la situación del 9-12 Marzo de 1999. Distribución de la presión superficial reducida al nivel del mar con REMO forzado solamente en los contornos (panel izquierdo), reanálisis NCEP (panel central) y REMO con <i>nudging</i> espectral (panel derecho). El intervalo entre isolíneas es de 5 <i>hPa</i> . Fuente: Profesor H. Von Storch	36
3.4. Series temporales de las componenetes meridiana y zonal del viento en la Torre Ekofisk situada en el Mar del Norte (56.5N,3.2E): viento observado (línea continua negra), simulado por REMO estándar (línea verde) y simulado por REMO con <i>nudging</i> espectral (línea discontinua). Fuente: Profesor H. Von Storch	37
3.5. Parámetros superficiales empleados en la simulación.	39
3.5. Parámetros superficiales empleados en la simulación (continuación).	40
3.6. (a) Evolución temporal del sesgo (línea azul) y error cuadrático medio (línea roja) promediados para todo el dominio entre la salida REMO y los datos de reanálisis NCEP usados como forzamiento de la simulación para la temperatura al nivel de 850 <i>hPa</i> (en <i>K</i>). (b) Promedio mensual de las diferencias entre la temperatura al nivel de 850 <i>hPa</i> de REMO y NCEP para el mes de Agosto de 1994 (en <i>K</i>).	42
3.7. (a) Evolución temporal del sesgo (línea azul) y error cuadrático medio (línea roja) promediado para todo el dominio entre la salida REMO y los datos de reanálisis NCEP usados como forzamiento de la simulación para la presión superficial reducida a nivel de mar (en <i>hPa</i>). (b) Promedio mensual de las diferencias entre la presión superficial reducida al nivel del mar de REMO y NCEP para el mes de Mayo de 1994 (en <i>hPa</i>)	43
3.8. Diferencias existentes entre las temperaturas superficiales medias mensuales REMO y NCEP para el mes de Agosto (a) y Diciembre (b) de 1994. (en <i>K</i>). . .	44

3.9. (a) Evolución temporal del sesgo medio (a) y del error cuadrático medio (b) con relación a los valores NCEP obtenidos para la temperatura al nivel de 850 hPa (en K) a partir de las salidas REMO con la versión 5.0 (línea roja) y la version 4.0 (línea azul). El sesgo medio se refiere al promedio espacial en todo el dominio. 46

3.10. Evolución temporal del sesgo medio (a) y del error cuadrático medio (b) con relación a los valores NCEP obtenidos para la presión reducida al nivel de mar (en hPa) a partir de las salidas de REMO en su versión 5.0 (línea roja) y en su version 4.0 (línea azul). El sesgo medio se refiere al promedio espacial de todo el dominio. 47

3.11. (a) Promedio mensual de las diferencias de temperatura al nivel de 850 hPa entre la versión 5.0 de REMO y NCEP para el mes de Agosto de 1994 (en K). (b) Igual que en (a) pero para la presión superficial reducida al nivel del mar durante el mes de Mayo de 1994 (en hPa). 47

3.12. (a) Evolución temporal de la velocidad del viento a 10 m simulada con SE (línea roja) y con SC (línea verde) en el punto de malla situado en (36.43N,2.60W). (b) Igual que en (a) pero para la dirección del viento. 49

3.13. (a) Evolución temporal de la velocidad del viento a 10 m observado (línea azul) en la Boya de Mahón (39.72N,4.44E), simulado a partir de SE (línea roja) y a partir de SC (línea verde) para el punto de malla situado en la posición más cercana a dicha boya (39.70N,4.54E). (b) Igual que en (a) pero para la dirección del viento a 10 m. 50

3.14. Parámetros de rugosidad (z_0) utilizados como condiciones de contorno en SC (a) y en SE (b). El z_0 de la SC se corresponde con el usado por el MPI, mientras que el de la SE es el propuesto por el DMI (z_0 en m). 54

3.15. (a) Promedio mensual del campo de viento obtenido a partir de SC (z_0^{MPI}) para el mes de Enero de 1994 (en ms^{-1}). (b) a partir de la SE (z_0^{DMI}). (c) Promedio mensual de las diferencias entre los campos anteriores. 56

- 3.16. (a) Evolución temporal de la velocidad del viento observado a 10 m (en ms^{-1} , línea azul) en la Torre Acqua Alta (45.3N,12.6E) y simulado a partir de SE (línea roja) y SC (línea negra) para el punto de malla situado en la posición más cercana a dicha torre (45.0N,13.0E). (b) Igual que en (a) pero para la dirección del viento a 10 m. 57
- 3.17. Evolución de la altura significativa de ola observada (línea azul), de la altura simulada a partir del viento de la SC (línea amarilla) y a partir del viento de la SE (línea roja) para la boya de Mahón. Posición de la boya: (39.88N,4.38E). Posición del punto de Malla (39.75N,4.37E) El periodo mostrado abarca desde el día 01/12/93 al 28/02/94. 59
- 3.18. Evolución de la altura significativa de ola observada (línea azul), de la altura simulada a partir del viento de la SC (línea amarilla) y a partir del viento de la SE (línea roja) para la boya de Palamós. Posición de la boya (41.83N,3.19E). Posición del punto de malla (41.75N,3.12E). El periodo mostrado transcurre del día 01/12/93 al 28/02/94. 59
- 3.19. Evolución de la temperatura virtual en el nivel de 1000 hPa promediada para el Océano Pacífico tropical (30N-30S, 120E-90W) obtenida a partir del Sistema de Asimilación de Datos Globales operativo en el NCEP (línea continua). Se aprecia el impacto de cambios en el modelo a partir del año 1986. La Figura fue tomada del trabajo de Kalney, *et al.*, 1996. 61
- 3.20. (a) Promedio mensual del campo de viento interpolado para el nivel más bajo de la configuración REMO a partir de los datos del reanálisis global NCEP correspondiente al mes de Febrero de 1994 (en ms^{-1}). (b) Igual que en (a) pero a partir de los datos del reanálisis global ERA15. (c) Promedio mensual de la diferencia existente entre los campos anteriores 64
- 3.21. (a) Promedio mensual del viento a 10 m obtenido con la simulación de control (usando NCEP como forzamiento) correspondiente al mes de Febrero de 1994 (en ms^{-1}). (b) Igual que en (a) pero para el viento de la simulación experimento (usando ERA15 como forzamiento). (c) Promedio mensual de la diferencia existente entre los campos anteriores para dicho mes de Febrero de 1994. . . . 67

3.22. (a) Evolución temporal de la velocidad del viento observada a 10 m (línea azul) en la torre Acqua Alta (45.3N,12.6E) y viento a 10 m de SE (línea roja) y de SC (línea negra) para el punto de malla situado en la posición más cercana a dicha torre (45.0N,13.0E). (b) igual que en (a) pero para la dirección del viento a 10 m.	68
3.23. Evolución temporal de la altura significativa de ola observada (línea azul) obtenida con la SC (línea negra) y con la SE (línea roja) para la boya de Mahón. Posición de la boya: (39.88N,4.38E). Posición del punto de Malla (39.75N,4.37E) El periodo mostrado transcurre del día 01/11/93 al 31/12/93.	69
3.24. (a) Promedio mensual del campo de viento interpolado al nivel más bajo de la configuración REMO a partir de los datos del reanálisis global NCEP correspondiente al mes de Octubre de 1993 (en ms^{-1}). (b) Igual que en (a) pero a partir de los datos del reanálisis global ERA15. (c) viento pronosticado por REMO en su nivel mas bajo.	71
4.1. Posición geográfica de las 14 estaciones meteorológicas <i>offshore</i> empleadas en la validación del análisis retrospectivo y su posterior comparación con los reanálisis NCEP.	74
4.2. Presión superficial observada (en <i>hPa</i>) reducida a nivel de mar (línea azul) y simulada por REMO (línea roja).	80
4.3. Gráficos cuantil-cuantil de la presión (<i>hPa</i>) en PEÑAS (a) y CGATA (b). Diagramas de dispersión para REMO y NCEP frente a las presión observada in-situ en PEÑAS ((c) y (d)) y CGATA ((e) y (f))	81
4.4. Evolución temporal de la temperatura del aire al nivel de 2 metros (en <i>K</i>) observada (línea azul) y simulada por REMO (línea roja).	83
4.5. Gráficos cuantil-cuantil de la temperatura a 2 m (<i>K</i>) en PEÑAS (a) y BMAHO (b). Diagramas de dispersión para REMO y NCEP frente a la temperatura observada in-situ en PEÑAS ((c) y (d)) y BMAHO ((e) y (f))	85
4.6. Evolución temporal de (a) la velocidad (en ms^{-1}) y (b) la dirección (en grados) del viento a 10 metros observada (línea azul) y simulada por REMO (línea roja) en la estación ESTAC.	89

4.7. Evolución temporal de (a) la velocidad (en ms^{-1}) y (b) la dirección (en grados) del viento a 10 metros observada (línea azul) y simulada por REMO (línea roja) en la estación ZSANT.	90
4.8. Gráficos cuantil-cuantil del viento a 10 m (ms^{-1}) en ESTAC (a) y en ZSANT (b). Diagramas de dispersión para REMO y NCEP frente al viento observado in-situ en ESTAC ((c) y (d)) y en ZSANT ((e) y (f))	91
4.9. Gráficos cuantil-cuantil de la velocidad del viento a 10 m (ms^{-1}) en las estaciones de ZBGSO (a) y ZATOS (b).	92
4.10. (a) índice de correlación entre las observaciones y las simulaciones REMO (R) y los reanálisis NCEP (N) según la longitud (en días) de la media móvil empleada para el filtrado temporal de los datos en las estaciones ESTAC, ZBGSO, BMETE y ZSANT. (b) igual que (a) pero para el RMSE.	94
4.11. Rosas de viento obtenidas con los datos observados, simulados por REMO y reanalizados por NCEP para las estaciones ZBGSO (a,b,c) y ESTAC (d,e,f). Se muestra para los 8 sectores seleccionados (N, NE, E, SE, S, SW, W y NW) la frecuencia de ocurrencia y la intensidad del viento.	97
4.11. (Continuación) Rosas de viento obtenidas con los datos observados, simulados por REMO y reanalizados por NCEP para las estaciones CADIZ (g,h,i) y BMETE (j,k,l).	98
4.12. (a) Sesgo de REMO y NCEP frente a la observación de la velocidad del viento a 10 metros (en ms^{-1}), (b) promedio de las diferencias en valor absoluto de REMO y NCEP con las observaciones para la velocidad del viento a 10 metros (en ms^{-1}), (c) sesgo de REMO y NCEP frente a la observación para la dirección del viento a 10 metros (en $^{\circ}$), (d) Promedio de las diferencias en valor absoluto entre REMO y NCEP con las observaciones para la dirección del viento a 10 metros (en $^{\circ}$). Las diferencias anteriores calculadas en la estación ZBGSO para los 8 sectores (N, NE, E, SE, S, SW, W y NW).	102

- 4.13. (a) Sesgo de REMO y NCEP frente a la observación de la velocidad del viento a 10 metros (en ms^{-1}), (b) promedio de las diferencias en valor absoluto de REMO y NCEP con las observaciones para la velocidad del viento a 10 metros (en ms^{-1}), (c) sesgo de REMO y NCEP frente a la observación para la dirección del viento a 10 metros (en $^{\circ}$), (d) Promedio de las diferencias en valor absoluto entre REMO y NCEP con las observaciones para la dirección del viento a 10 metros (en $^{\circ}$). Las diferencias anteriores calculadas en la estación ESTAC para los 8 sectores (N, NE, E, SE, S, SW, W y NW). 103
- 4.14. (a) Sesgo de REMO y NCEP frente a la observación de la velocidad del viento a 10 metros (en ms^{-1}), (b) promedio de las diferencias en valor absoluto de REMO y NCEP con las observaciones para la velocidad del viento a 10 metros (en ms^{-1}), (c) sesgo de REMO y NCEP frente a la observación para la dirección del viento a 10 metros (en $^{\circ}$), (d) Promedio de las diferencias en valor absoluto entre REMO y NCEP con las observaciones para la dirección del viento a 10 metros (en $^{\circ}$). Las diferencias anteriores calculadas en la estación CADIZ para los 8 sectores (N, NE, E, SE, S, SW, W y NW). 104
- 4.15. (a) Sesgo de REMO y NCEP frente a la observación de la velocidad del viento a 10 metros (en ms^{-1}), (b) promedio de las diferencias en valor absoluto de REMO y NCEP con las observaciones para la velocidad del viento a 10 metros (en ms^{-1}), (c) sesgo de REMO y NCEP frente a la observación para la dirección del viento a 10 metros (en $^{\circ}$), (d) Promedio de las diferencias en valor absoluto entre REMO y NCEP con las observaciones para la dirección del viento a 10 metros (en $^{\circ}$). Las diferencias anteriores calculadas en la estación BMETE para los 8 sectores (N, NE, E, SE, S, SW, W y NW). 105
- 4.16. Promedio de las diferencias en valor absoluto de REMO y NCEP con las observaciones de la dirección del viento a 10 metros que supera una velocidad umbral de $5 ms^{-1}$ (en $^{\circ}$) para las estaciones de ESTAC (a) y de BMETE (b) . . . 106
- 4.17. Posición geográfica de las 19 estaciones meteorológicas empleadas en la validación del análisis retrospectivo y su posterior comparación con los reanálisis NCEP. 107

-
- 4.18. Índice de correlación entre la temperatura a 2 m reanalizada por NCEP (a), simulada por REMO (b) y las observaciones en las 19 estaciones consideradas. 109
- 4.19. Índice de correlación del viento a 10 m NCEP (a) y simulado por REMO (b), con las observaciones en las 19 estaciones consideradas. (c) análogo a (b) pero únicamente con datos correspondientes al invierno (DEF) 113
- 4.20. a) En azul los puntos donde se dispone de datos colocados REMO/ERS para el mes de Septiembre de 1997. b) Histograma representando la distribución por longitudes del dato de viento colocado (REMO/ERS) durante todo el periodo de estudio 117
- 4.21. Dependencia del residuo (REMO-ERS) de la velocidad de viento (panel superior) y de la dirección (panel central) según la velocidad del viento observado ERS. El panel inferior muestra la distribución de los datos colocados REMO/ERS según la velocidad del dato ERS 118
- 4.22. Dependencia del residuo (REMO-ERS) de la velocidad de viento (panel superior) y de la dirección (panel central) según la dirección del viento observado ERS. El panel inferior muestra la distribución de los datos colocados REMO/ERS según la dirección de procedencia ERS 119
- 4.23. Dependencia del residuo (REMO-ERS) de la velocidad de viento (panel superior) y de la dirección (panel central) según la longitud geográfica. El panel inferior muestra la distribución de los datos colocados REMO/ERS según la longitud 120
- 4.24. Evolución de la media mensual de las velocidades REMO (línea discontinua) y ERS (línea continua) calculadas para toda la cuenca Mediterránea (a) y las subcuencas MEDI (b), MEDII (c) y MEDIII (d). 123
- 4.25. Dominio geográfico y malla empleada en la simulación del campo de oleaje por medio del modelo WAM. 124
- 4.26. Posición geográfica de las 9 boyas oceanográficas empleadas en la validación del oleaje simulado por WAM. 125

4.27. Evolución temporal de la altura de ola (en m) observada (línea azul) y simulada por WAM (línea roja). Para ambos casos se muestra un periodo de 6 meses (Diciembre a Junio) que en el caso de PALOS pertenece al periodo 92/93, mientras que en PALAM es el 94/95.	127
4.28. Diagramas de dispersión para WAM frente al oleaje observado in-situ en las boyas de PALOS (a) y PALAM (b)	128
4.29. Dominio geográfico y malla empleada por el modelo de oleaje HAMSOM	129
4.30. Posición geográfica de los 9 mareógrafos empleados en la validación del residuo meteorológico del nivel del mar	130
4.31. Evolución temporal del residuo meteorológico simulado (línea roja) frente al observado (línea azul) en m	132
5.1. Esquema ilustrativo del método empleado en la estimación del cambio en un parámetro θ por medio de ventanas móviles de diferente longitud	136
5.2. Muestra de la serie test generada (a) y zoom de la misma, centrado en el paso temporal en que se introduce el cambio (b). (c) Comportamiento del logaritmo de la razón de verosimilitud acumulada, S_k , a partir de la serie test generada.	138
5.3. Comportamiento del logaritmo de la razón de verosimilitud acumulada, S_k , a partir de series filtradas de viento REMO a lo largo de 44 años de integración. Los puntos mostrados son BMAHO (4.48E,40.20N) y MADRID (3.48W,40.37N). Para cada uno de los puntos se muestran 2 figuras; una obtenida a partir de la señal comprendida entre 0 y 24 h. y la otra con la comprendida entre 0 y 48 h.	140
5.4. Velocidad umbral ($ V_{uO} $) extremal obtenida a partir de la velocidad del viento observado en cada una de las 15 estaciones <i>offshore</i> (en ms^{-1}).	143
5.5. Esquema ilustrativo del criterio empleado en la selección de episodios de viento extremo. V_u es la velocidad umbral requerida para seleccionar un máximo como episodio de viento extremo; ΔT es la separación temporal mínima permitida entre episodios.	143

5.6. Número de episodios de viento extremo obtenidos a partir de las observaciones, REMO y NCEP para las estaciones Atlánticas (a) y Mediterráneas (b). Velocidad media (en ms^{-1}) de los episodios extremos caracterizados a partir de observaciones, REMO y NCEP para las estaciones Atlánticas (c) y Mediterráneas (d).	145
5.7. Sesgo (en ms^{-1}) entre la velocidad umbral extremal observada ($ V_{uO} $) y la obtenida a partir: a) de los datos REMO ($ V_{uR} $) y (b) NCEP ($ V_{uN} $) en cada una de las 15 estaciones <i>offshore</i>	146
5.8. (a) Sesgo (en ms^{-1}) entre la velocidad umbral extremal obtenida a partir de REMO y NCEP para cada una de las 15 estaciones <i>offshore</i> . (b) idem, pero para todos los puntos <i>offshore</i> contenidos en el dominio REMO. El cálculo del sesgo se realizó considerando el periodo 1997-2001 para (b), mientras que para (a) se empleó el periodo para el que existen datos en cada una de las 15 estaciones <i>offshore</i>	148
5.9. a) Velocidad umbral extremal sobre zonas <i>offshore</i> (en ms^{-1}) obtenida a partir del viento simulado por REMO para un periodo de 5 años comprendido entre 1997-2001. b) igual pero obtenido a partir de los datos NCEP.	149
5.10. Orografía y distribución tierra-mar empleada en los reanálisis globales NCEP. .	150
5.11. a) Valor del percentil 90 de la velocidad del viento sobre zonas <i>offshore</i> (en ms^{-1}) obtenido a partir del viento simulado por REMO para un periodo de 44 años comprendido entre 1958-2001. b) igual pero obtenido a partir de los datos NCEP; c) Diferencias entre los campos anteriores.	152
5.12. Distribución espacial de las tendencias ($ms^{-1}/década$) en la velocidad de viento sobre el periodo 1958-2001 para el percentil 50 de REMO (a) y NCEP (b); percentil 90 de REMO (c) y NCEP (d)	155
5.12. Continuación. Distribución espacial de las tendencias ($ms^{-1}/década$) en la velocidad de viento sobre el periodo 1958-2001 para el percentil 99 de REMO (e) y NCEP (f) y para el máximo anual de REMO (g) y NCEP (h).	156

-
- 5.13. Evolución anual del máximo, percentil 99, 90 y 50 (en cada figura) de la velocidad del viento al nivel de 10 metros para REMO y NCEP en las posiciones Atlánticas: (11.35W,30.20N) y (4.80E,53.80N). 159
- 5.13. Continuación. Evolución anual del máximo, percentil 99, 90 y 50 (en cada figura) de la velocidad del viento al nivel de 10 metros para REMO y NCEP en las posiciones Mediterráneas: (7.51E,43.38N) y (24.76E,39.90N). 160
- 5.14. Distribución espacial del índice de correlación obtenido a partir de las distintas evoluciones (REMO Vs NCEP) de la velocidad de viento sobre el periodo 1958-2001 para el percentil 50 (a) 90 (b) 99 (c) y máximo anual (d). 162

Índice de Tablas

4.1. Información sobre las estaciones meteorológicas en mar abierto utilizadas para la validación del modelo REMO.	75
4.2. Parámetros estadísticos de comparación de la presión superficial reducida a nivel de mar observada en estaciones meteorológicas en mar abierto y la simulada por REMO y reanalizada por NCEP para el punto de malla REMO más cercano a cada una de las estaciones.	78
4.3. Parámetros estadísticos de comparación de la temperatura del aire al nivel de 2 metros observada por medio de termómetros instalados en boyas fondeadas en aguas abiertas tanto con la temperatura a 2 metros simulada por REMO como con la obtenida a partir de los datos de reanálisis NCEP en el punto de malla REMO más cercano a cada una de las estaciones.	82
4.4. Parámetros estadísticos de comparación de la velocidad del viento a 10 metros observada en estaciones de mar abierto y la simulada por REMO y reanalizada por NCEP en el punto de malla REMO más cercano a cada una de las estaciones.	87
4.5. Parámetros estadísticos de comparación de la presión superficial reducida a nivel de mar observada en estaciones del INM y la simulada por REMO y reanalizada por NCEP para el punto de malla REMO más cercano a cada una de las estaciones.	108
4.6. Parámetros estadísticos de comparación de la temperatura del aire al nivel de 2 metros observada en estaciones del INM y la simulada por REMO y reanalizada por NCEP para el punto de malla REMO más cercano a cada una de las estaciones.	110

4.7. Parámetros estadísticos de comparación de la velocidad del viento al nivel de 10 metros observada en estaciones del INM y la simulada por REMO y reanalizada por NCEP para el punto de malla REMO más cercano a cada una de las estaciones. 112

4.8. Parámetros estadísticos de comparación de la velocidad del viento al nivel de 10 metros a partir de dato colocado REMO/ERS promediado para toda la cuenca Mediterránea y tres subzonas. **R** es el índice de correlación, **S** el sesgo, σ_x la desviación estándar y **a** el coeficiente de regresión de las velocidades; mientras que \bar{D} y σ_D son el sesgo y la desviación estándar de la dirección. 121

4.9. Parámetros estadísticos de comparación de la velocidad del viento al nivel de 10 metros observada a partir de dato ERS y la simulada por REMO para distintas posiciones geográficas coincidentes con boyas. **n** el tamaño de la muestra, **R** el índice de correlación, **S** el sesgo, σ_x la desviación estándar y **a** el coeficiente de regresión de las velocidades; mientras que \bar{D} y σ_D son el sesgo y la desviación estándar de la dirección. 122

4.10. Parámetros estadísticos de comparación de la altura de ola observada en estaciones en mar abierto y la simulada por WAM para el punto de malla más cercano a cada una de las estaciones. 126

4.11. Parámetros estadísticos de comparación del nivel de mar (residuo meteorológico) observado en mareógrafos y la simulada por HAMSOM para el punto de malla más cercano a cada una de las estaciones. RMSE y S en *cm*. . 131

Bibliografía

- [1] Afifi, A. and W. Clark. *Computer aided multivariated analysis*. Ed. Van Nostrand Reinhold, NY, USA, 1990.
- [2] Arakawa, A. and V. R. Lamb. Computational design of the basic dynamical process of the UCL general circulation model. *Meth. Comp. Phys.*, 16:173–263, 1977.
- [3] Backhaus, J. O. A semi-implicit scheme for the shallow water equations for application to shelf sea modelling. *Continental Shelf Res.*, 2:243–254, 1983.
- [4] Backhaus, J. O. A three-dimensional model for simulation of shelf sea dynamics. *Dt. Hydrogr. Z.*, 38:164–187, 1985.
- [5] Backhaus, J. O. and D. Hainbucher. A finite difference general circulation model for shelf sea and its applications to low frequency variability on the North European shelf. *Elsevier Oceanography Series*, 45:221–244, 1987.
- [6] Basseville M. and I.V. Nikiforov. *Detection of Abrupt Changes. Theory and Application*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ. USA, 1993. 528 pp.
- [7] Bentamy A., N. Grima, and A Quilfen. Validation of the gridded weekly and monthly wind fields calculated from ERS-1 scatterometer wind observations. *Global Atmosphere and Ocean System*, 6:373–396, 1998.
- [8] Bentamy, A., Y. Quilfen, and P. Flament. Scatterometer wind fields: A new release over the decade 1991-2001. *Can. J. Remote Sensing*, 28:431–44, 2002.
- [9] Buzzi, A and S. Tibaldi. Cyclogenesis in the Lee of the Alps: A cause study. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 104:271–287, 1978.
- [10] Cardone, V., H.C. Graber, R. Jensen, S. Hasselmann, and M. Caruso. In search of the true surface wind field during SWADE IOP-1: Ocean wave modeling perspective . *The Global Atmospher-Ocean System*, 3:107–150, 1995.

- [11] Carretero, J. C. and M. Gómez. A two-way nesting procedure for the WAM model: Application to the Spanish coast. *J. Offshore Mechanics and Artic Eng*, 119:20–24, 1997.
- [12] Carretero, J.C. and H. Günter. Wave forecast performed with the WAM model at the ECMWF. Statistical analysis of a one month period (November 1998). Technical Report 49, Dirección General de Puertos, Programa de Clima Marítimo MOPT, Madrid, 1992.
- [13] Charnock, H. Wind stress on a water surface. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 81:639–640, 1955.
- [14] Christensen, J. H. and co-autores. High resolution physiographic data set for HIRHAM4: An application to a 50 km horizontal resolution domain covering Europe. Technical Report 01-15, Danish Meteorological Institute, Copenhagen, Denmark, 2001.
- [15] Claussen, M., U. Lohmann, E. Roeckner, and U. Schulzweida. A global data set of land-surface parameters. Technical Report 135, Max-Planck-Institute für Meteorologie, Hamburgo, Alemania, 1994.
- [16] Cubash, U. , H. Von Storch, J. Waszkezwitz, and E. Zorita. Estimates of climate changes in Southern Europe using different downscaling techniques. *Climate Res.*, 7:129–149, 1996.
- [17] Davies, H.C. A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 102:405–418, 1976.
- [18] Doms, G and co-autores. Dokumentation des EM/DM-Systems. Technical report, Deutscher Wetterdienst, Abteilung Forschung, Offenbach, Alemania, 1995.
- [19] Duhdia, J. and co-autores. PSU/NCAR Mesoscale Modeling System. Tutorial Class Notes and User's Guide: MM5 Modeling System Version 3. Technical report, National Center for Atmospheric Research, Boulder, USA., 2001.
- [20] Dümenil, L. and E. Todini. A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg Climate Model. *Advances in Theoretical Hydrology*, pages 129–157, 1992.
- [21] Ebisuzaki, W., M. Kanamitsu, J. Potter, and M. Fiorino. An Overview of Reanalysis-2. In *Proceedings of Climate Diagnostic Workshop. 26-30 Oct. Miami, Florida*, 1998.

- [22] ECMWF Research Department. ECMWF Forecast model, physical parameterization. Technical Report Research Manual 3, Meteorological Bulletin, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts. Reading, UK, 1991.
- [23] Fanjul, E. A., I. Rodríguez, and B. Pérez. A description of the tides in the Eastern North Atlantic. *Progress in Oceanogr.*, 40:217–244, 1997.
- [24] Fouquart, Y. and B. Bonnel. Computations of solar heating of the earth's atmosphere: A new parameterization. *Beitr. Phys. Atmos.*, 53:35–62, 1980.
- [25] Frank, H. P. . Extreme Winds over Denmark from the NCEP/NCAR Reanalysis. Technical Report Riso-R-1238(EN), Riso National Laboratory, Roskilde, Denmark, 2001.
- [26] García-Legaz, C. and F. Valero. *Riesgos Climáticos e impacto ambiental*. Editorial Complutense, Madrid, España, 2003. 356 pp.
- [27] Garrat, J.R. *The atmospheric boundary layer*. Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 1992.
- [28] Gelci, R. H. and co autores. Prevision de la houle. Le methoe des densites spectroangulaires. *Bull. Inform. Comite Central Oceanogr. d'Etude Cotes*, 9:416–435, 1957.
- [29] Gibson, J.K., P. Kallberg, S. Uppala, A. Hernandez, A.Ñomura, and E. Serrano. ERA description. Technical Report Re-analysis Project Report Series 1, ECMWF, Reading, U.K., 1997.
- [30] Giorgi, F. On the simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *J. Climate Res.*, 3:941–963, 1990.
- [31] Giorgi, F. , C. Shields, and G. T. Batesand. Regional climate change scenarios over the United States produced with a nested regional climate model: Spatial and seasonal characteristic. *J. Climate*, 7:375–399, 1994.
- [32] Graber, H.C., N. Ebutchi, and R. Vakkayil. Evaluation of ERS-1 scatterometer winds with wind and wave ocean buoy observations. Technical Report Technical Report RSMAS 96-003, University of Miami, Miami, USA., 1996.
- [33] Grupo de Modelización DKRZ. The ECHAM3 Atmospheric General Circulation Model. Technical Report 6, Deutsches Klimarechenzentrum. Hamburgo, Alemania, 1994.

- [34] Guedes, C., J.C. Carretero, R. Weisse, and E. Alvarez. A 40 years hindcast of wind, sea-level and waves in European waters. In *Proceedings of OMAE 2002: 21st International Conference on Offshore Mechanics and Arctic Engineering. 23-28 June 2002. Oslo, Norway.*, 2002.
- [35] Guissard, A. Directional Spectrum of the Sea Surface and Wind Scatterometry. *Int. J. Remote Sensing*, 14:1615–1633, 1993.
- [36] Günther, H. and co autores. Implementation of a third generation ocean wave model at the European Centre for Medium-Range Weather Forecast. Technical Report 68, ECMWF. Reading, UK, 1992.
- [37] Günther, H., W. Rosenthal, M. Stawarz, J.C. Carretero, M. Gómez, I. Lozano, O. Serrano, and M. Reistad. The wave climate of the northeast atlantic over the period 1955-1994: The wasa wave hindcast. *The Global Atmosphere and Ocean System*, 6:121–163, 1998.
- [38] Hagemann, S., M. Botzet, and B. Machenhauer. Analysis of the drying out problem over south-eastern Europe using the limited area model HIRHAM4. In *EGS XXV General Assembly, Nice, France*, 2000.
- [39] Haltiner, G. J. and Williams R. T. *Numerical Prediction and Dynamic Meteorology*. John Wiley & Sons, New York, USA, 1980. 477 pp.
- [40] Hasselmann, K. On the non-linear transfer in gravity-wave spectrum. Part 1. general theory. *J. Fluid. Mech.*, 12:481–495, 1962.
- [41] Hasselmann, K. and co-autores. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the joint North Sea wave project (JONSWAP). Technical Report 8(12), Deutsche Hydrographysikalische Zeitschrift, 1973. 95 pp.
- [42] Haykin S. *Adaptive Filter Theory*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ. USA, 1986. 590 pp.
- [43] Holton, J. R. *An introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press, 1979. 391 pp.
- [44] Homar, V., C. Ramis, R. Romero, S. Alonso, J. A. Garcia-Moya, and M. Alarcon. A case of convection development over the western Mediterranean Sea: A study through numerical simulations. *Meteorol. Atm. Phys.*, 71:169–188, 1999.
- [45] Jacob, D. and R. Podzun. Sensitivity studies with the regional climate model REMO. *Meteor. Atmos. Phys.*, 63:119–129, 1997.

- [46] Jacob, D., R. Podzun, and M. Claussen. A model for climate research and weather prediction. In *Proc. Int. Workshop on Limited-Area and Variable Resolutions Models. Beijing, China.*, pages 273–278, 1997.
- [47] Jansen, P. A., , and and. Wave induced stress and the drag of air flow over sea waves. *J. Phys. Oceanogr.*, 19:745–754, 1989.
- [48] Juang, H. and M Kanamitsu. Using the NMC’s nested regional spectral model for regional climate simulations. Technical report, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 1993.
- [49] Juang, H. H., S. Hong, and M. Kanamitsu. The NCEP Regional Spectral Model: An update. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78:2125–2143, 1997.
- [50] Kallberg, P. Test of lateral boundary relaxation scheme in a barotropic model. Technical Report 3, ECMWF Research Department. Reading, UK, 1977.
- [51] Kalnay, E. and co-autores. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77:437–471, 1996.
- [52] Kanamitsu, M. Description of the NCEP global data assimilation and forecast system. *Wea. and Forecasting*, 4:334–342, 1989.
- [53] Kanamitsu, M. and co-autores. Recent changes implemented into the global forecast system at NCEP. *Wea. and Forecasting*, 6:0001–0012, 1991.
- [54] Kay S.M. *Modern Spectral Estimation*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ. USA, 1988. 543 pp.
- [55] Kidson, J. W. and C. S. Thompson. Comparison of statistical and model-based downscaling techniques for estimating local climate variations. *J. Climate*, 11:735–753, 1998.
- [56] Kistler, R. and co-autores. The NCEP/NCAR 50-year reanalysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82:247–267, 1999.
- [57] Laursen L. and E. Eliassen. On the effects of the damping mechanism in an atmospheric general circulation model. *Tellus*, 41A:385–400, 1989.
- [58] Mesinger, F. and A. Arakawa. Numerical Methods used in atmospheric models. Technical report, GARP Publication Series. WMO/ICSU, 1976. 64 pp.

- [59] Mesinger, F. and co-autores. NCEP Regional Reanalysis. In *Symp. on Observing and Understanding the Variability of Water in Wether and Climate, AMS Annual Meeting, Long Beach, CA Feb 2003*, 2003.
- [60] Miles, J. W. . On the generation of surfaces waves by shear flows . *J. Fluid Mech.*, 3:185–204, 1957.
- [61] Morcrette, J. *Sur la parameterization du rayonnement dans les modeles de la circualtion generale atmospherique*. PhD dissertation No 630, University of Lille, 1984.
- [62] Morcrette, J. and Y. Fouquart. On systematic errors in parameterized calculations of longwave radiation transfer. *Quart. J Roy. Meteor. Soc.*, 111:691–708, 1985.
- [63] Morcrette, J., L. Smith, and Y. Fouquart. Pressure and temperature dependence of the absorption in longwave radiation parameterizations. *Beitr. Phys. Atmosph.*, 59:455–469, 1986.
- [64] Nordeng, T. E. Extended versions of the convective parameterization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics. Technical Report 206, ECMWF Research Department, Reading, UK , 1994.
- [65] Olson, J. S., J. A. Watts, and L. J. Allison. Carbon in live vegetation of major world ecosystems. Technical Report ORNL-5862, Oak Ridge Laboratory, Oak Ridge, Tennessee, USA, 1983.
- [66] Phillips, N. A. A coordinate system having some special adventages for numerical forecasting. *J. Meteor.*, 14:185–195, 1957.
- [67] Phylips, O. M. On the generation of waves by turbulent wind. *J. Fluid Mech.*, 2:417–445, 1957.
- [68] Pielke, R. A. *Mesooscale Meteorological Modeling*. Academic Press, 1984. 612 pp.
- [69] Pierson, W. J., G.Ñeumann, and R. W. James. Practical methods for observing and forecasting ocean waves by means of wave spectra and statistics. Technical report, U.S. Navy Hydrogr. Office, Washington, DC, USA, 1955. 603.
- [70] Podzun, R., A. Cress, D. Majewski, and V. Renner. Simulation of European Climate with a limited area model. Part II: AGCM boundary conditions. *Beitr. Phys. Atmos.*, 68:205–225, 1995.

- [71] Quilfen, Y., A. Bentamy, K Katsaros, and G Lorand. Estimation of ocean-atmosphere turbulent fluxes from satellite measurements. In *OCEANOBS99, Proceedings of the International Conference on the Ocean Observing System for Climate, St. Raphael, France*, pages 18–22, 1999.
- [72] Reiter, E. R. Handbook for forecaster in the Mediterranean; weather phenomena of the Mediterranean basin. Technical Report 5, Naval Environmental Prediction Research, 1975.
- [73] Rinke, A. and K. Dethloff. The influence of initial and boundary conditions on the climate of the Arctic in a regional climate model. *Climate Res.*, 14:101–113, 2000.
- [74] Robert, A. J., J. Henderson, and C. Turnbull. An implicit time integration scheme for baroclinic models of the atmosphere. *Mon. Wea. Rev.*, 100:329–335, 1972.
- [75] Rodríguez, I. *Modelado de los procesos barotropicos y baroclinicos en la costa noroeste de África*. Universidad de las Palmas, 1996. 222 pp.
- [76] Rodríguez, I. and E. Alvarez. Modelo tridimensional de corrientes. Condiciones de aplicación a las costas Españolas y análisis de resultados para el caso de un esquema de mallas anidadas. Technical Report 42, Programa de Clima Marítimo, Madrid, 1991.
- [77] Rodríguez, I., E. Alvarez, J. Krohn, and J. Backhaus. A mid-scale tidal analysis of waters around the north-western corner of the Iberian Peninsula. In *9th Computer modelling in Ocean Engineering, Balkema*, 1991.
- [78] Roeckner, E. and co-autores. The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present day climate. Technical Report 218, Max Planck Insitute für Meteorologie, Hamburgo, Alemania, 1996.
- [79] Rood, R. B., A. Y. Hou, S. Pawson, and S. D. Schubert. Reanalysis Efforts in the United States: NASA and National Reanalysis Program. In *ECMWF Workshop on Reanalysis. 5-9 Nov. Reading, U.K.*, 2001.
- [80] Shumman, F. G. and J. B. Hovermale. An operational six-layer primitive equation model. *J. Appl. Meteor.*, 7:525–547, 1968.
- [81] Simmons, A. J. and D. M. Burridge. An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates. *Mon. Wea. Rev.*, 109:758–766, 1981.

- [82] Simmons, A. J. and co-autores. The ECMWF medium-range prediction models: Development of the numerical formulations and the impact of increased resolution. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 40:28–60, 1989.
- [83] Sotillo, M. G., C. Ramis, R. Romero, S. Alonso, and V. Homar. The role of the orography on the spatial distribution of precipitation over the Spanish Mediterranean zone. *Climate Res.*, 23:247–261, 2003.
- [84] Stewart, R. H. *Methods of Satellite Oceanography*. University of California Press, 1985.
- [85] Sundqvist, H. A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 117:1641–1657, 1978.
- [86] Sverdrup, H. U. and W. H. Munk. Wind, sea and swell. theory of relations for forecasting. Technical Report 601, U.S. Navy Hydrogr. Office, Washington, DC, USA, 1947. 44 pp.
- [87] Temperton, C. Implicit Normal Mode Initialization. *Mon. Wea. Rev.*, 116:1013–1033, 1988.
- [88] The SWAMP Group. *Sea wave modelling project (SWAMP). An intercomparison study of wind wave prediction models. Part 1: Principal results and conclusions*. Ocean Wave Modelling. Plenum Press. NY, 1985. 256 pp.
- [89] Tiedtke, M. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large scale models. *Mon Wea. Rev.*, 117:1779–1800, 1989.
- [90] Trenberth, K. E. and D. A. Paolino. The northern hemisphere sea-level pressure data set: Trends, errors and discontinuities. *Mon. Wea. Rev.*, 108:856–872, 1980.
- [91] Uppala, S. ECMWF ReAnalysis, 1957-2001, ERA-40. In *ECMWF Workshop on Reanalysis. 5-9 Nov. Reading, U.K.*, 2001.
- [92] Valero, F., M. Y. Luna, and M. L. Martín. An overview of a heavy rain event in southeastern Iberia: The role of large-scale meteorological conditions. *Ann. Geophysicae*, 15:494–502, 1997.
- [93] Von Storch, H. *The global and regional climate system*, pages 3–36. H. Von Storch y G. Flöser. Eds., Springer-Verlag, 1999.
- [94] Von Storch, H., H. Langenberg, and F. Feser. A Spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes. *Mon. Wea. Rev.*, 128:3664–3673, 2000.

-
- [95] WAMDI Group. The WAM Model - A third generation Ocean wave prediction model. *J. Phys. Oceanogr.*, 18:1775–1810, 1988.
- [96] Warrilow, D. A., A. B. Sangster, and A. Slingo. Modelling of land surface processes and their influence on European Climate. Technical Report 20, Meteorological Office, Bracknell, UK, 1986.
- [97] WASA Group. Changing Waves and Storms in the Northeast Atlantic? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79:741–760, 1998.
- [98] Wilby, R. L. and T. M. L. Wigley. Downscaling general circulation model output. A review of method and limitations. *Prog. Phys. Geogr.*, 21:530–548, 1997.
- [99] Wu, J. Wind stress coefficient over sea surface from breeze to hurrikan. *J. Geophys. Res.*, 87:9704–9706, 1982.
- [100] Zorita, E. , V. Kharin, and H. Von Storch. The atmospheric circulation and sea surface temperature in the North Atlantic Area in winter: Their interaction and relevance for Iberian Precipitation. *J. Climate*, 5:1097–1108, 1992.
- [101] Zorita, E. and H. Von Storch. The analog method as a simple statistical downscaling technique: Comparison with more complicated methods. *J. Climate*, 12:2474–2489, 1999.