

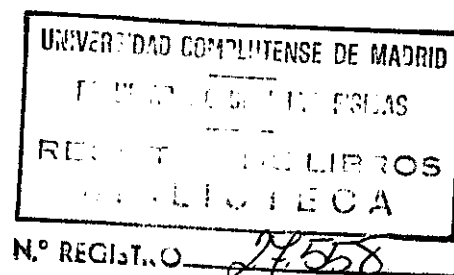


TI-1998/11

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS

Departamento de Física de la Tierra Astronomía y Astrofísica I

DESARROLLO Y VERIFICACION DE UN MODELO
REGIONAL DE CLIMA PARA SU APLICACION EN LA
PENINSULA IBERICA



TESIS DOCTORAL

CLEMENTE GALLARDO ANDRES

INDICE

1. INTRODUCCION	1
2. DESCRIPCION DEL MODELO	13
2.1. Sistema de coordenadas	13
2.2. Sistema de ecuaciones	14
2.3. Parametrizaciones de los procesos fisicos	17
2.3.1. Balance de energía en la superficie	17
2.3.2. Difusión vertical y capa límite planetaria (CLP)	18
2.3.3. Difusión horizontal	19
2.3.4. Flujos de radiación	19
2.3.5. Procesos nubosos	19
2.4. Tratamiento numérico	20
2.4.1. Discretización espacial	20
2.4.2. Esquemas numéricos	20
2.4.3. Condiciones de contorno	22
2.4.4. Condiciones iniciales	23
2.4.5. Interpolación vertical de variables del modelo de los niveles σ a los de observación operativa en superficie	24
2.5. Descripción de la versión 2 del modelo PROMES	25
2.5.1. Esquema de advección	25
2.5.2. Esquema del gradiente de presión	27
2.5.3. Asimilación de condiciones de contorno	28
2.5.4. Mejora del esquema de radiación	29
2.6. Descripción de la versión 3 del modelo PROMES	29
3. METODO DE APLICACION DEL MODELO	33
3.1 Dominio y resolución	34
3.2 Topografía	35
3.3 Selección de los periodos de simulación	36

3.4 Datos para las condiciones iniciales y de contorno	36
3.5 Asignación de los parámetros del suelo y otros parámetros	37
3.6 Datos de salida del modelo y comparaciones realizadas	38
3.7 Recursos informáticos	40
4. RESULTADOS DE LAS SIMULACIONES CON CONDICIONES DE CONTORNO “PERFECTAS”	43
4.1. Simulación de invierno	44
4.1.1. Situaciones sinópticas observadas durante el mes	44
4.1.2. Evolución del error cuadrático medio	45
4.1.3. Variables en altura	45
4.1.4. Campos en superficie	48
4.2. Simulación de primavera	61
4.2.1. Situación sinóptica	61
4.2.2. Evolución del error cuadrático medio	62
4.2.3. Variables en altura	63
4.2.4. Campos en superficie	65
4.3. Simulación de verano	79
4.3.1. Situación sinóptica	79
4.3.2. Evolución del error cuadrático medio	80
4.3.3. Variables en altura	80
4.3.4. Campos en superficie	84
4.4. Simulación de otoño	97
4.4.1. Situación sinóptica	97
4.4.2. Evolución del error cuadrático medio	98
4.4.3. Variables en altura	99
4.4.4. Campos en superficie	101
4.5. Resultados de las versiones 1 y 2 del modelo	115
4.6. El sesgo en la temperatura a 2 metros sobre el suelo	125
5. RESULTADOS DE LAS SIMULACIONES DE ANIDAMIENTO EN EL MODELO REGIONAL DEL HADLEY CENTRE	131
5.1. Descripción del modelo	132

5.2. Método de aplicación	133
5.3. Resultados	135
5.3.1. Variables en altura	135
5.3.2. Campos en superficie	139
5.3.2.1. Temperatura a 2 metros sobre el suelo	139
5.3.2.2. Precipitación	140
6. CONCLUSIONES	197
REFERENCIAS	203

INTRODUCCIÓN

La aproximación tradicional al estudio del clima hasta la mitad del presente siglo se limitaba, en esencia, a la presentación, clasificación e interpretación de las condiciones promedio de algunas variables atmosféricas cerca de la superficie terrestre. De ello posiblemente se derivara el erróneo concepto de que el clima poseía una naturaleza constante e invariable, aunque las evidencias geológicas disponibles indicaran claramente la existencia de climas muy diferentes en épocas remotas que, por lo general, se atribuían a la diferente distribución y situación de los continentes y océanos respecto al presente.

El concepto que actualmente se tiene del clima es muy distinto, ya que se considera que es el resultado de los procesos involucrados en las complejas interacciones entre los componentes del llamado Sistema Climático : Atmósfera, hidrosfera, criosfera, biosfera y litosfera. No obstante, el clima se suele seguir caracterizando en función de las características de la atmósfera, pues es el componente del sistema en cuyo seno se desarrollan esencialmente las actividades humanas. Este drástico cambio conceptual del clima está íntimamente relacionado con el progreso y rápido desarrollo de la Meteorología a lo largo de las últimas cinco décadas, así como con el incremento de la capacidad para realizar más y mejores observaciones de la atmósfera y la notable mejora del conocimiento acerca de los procesos que tienen lugar en el resto de los componentes del sistema climático, especialmente en los océanos. Todo ello ha llevado a la evidencia de que el clima está en continua evolución, llegando incluso a ser considerado como si de una entidad viviente se tratara.

La creciente atención de la comunidad científica dirigida hacia el conocimiento del sistema climático, que fue iniciada en la década de los cincuenta, se ha acelerado de forma muy notable en los últimos veinte años a partir de las teorías e indicios de que las actividades humanas pudieran estar contribuyendo a modificar la evolución o variabilidad natural del clima de la Tierra. En este sentido tiene especial relevancia la emisión y acumulación progresiva en la atmósfera de “gases invernadero”¹. Hasta tal punto se ha incrementado por esta causa el interés por el clima, que ha acabado por convertirse en una preocupación social, trascendiendo las fronteras de lo estrictamente científico y llegando a ser un objeto preferente de divulgación en los medios de comunicación, y de atención de los gobiernos de los países más desarrollados y de diversas organizaciones a escala mundial.

Estas circunstancias han conducido a que las investigaciones sobre el clima constituyan uno de los objetivos preferentes entre la comunidad científica. Conocer el clima en épocas pasadas con diferente composición atmosférica, analizar las causas de su variabilidad natural y cuantificar la influencia de las actividades humanas son tareas que deben abordarse de forma preferente. Pero, quizá, la labor que suscite más apoyo de la sociedad sea la dirigida a la posibilidad de predecir cómo va a evolucionar el clima en un futuro más o menos cercano, cuál será el posible impacto de la acción humana sobre el sistema climático en las próximas décadas y, en función de ello, determinar las medidas precisas para atenuar dicha influencia.

En un intento de responder a estas cuestiones se creó a finales de la década de los ochenta el Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC, *Intergovernmental Panel on Climate Change*) bajo los auspicios de la Organización Meteorológica Mundial (WMO, *World Meteorological Organization*) y del Programa de Medio Ambiente de la Organización de las Naciones Unidas (UNEP, *United Nations Environment Programme*). Este Panel (en adelante mencionado por las siglas IPCC) reúne a responsables políticos, interlocutores de movimientos sociales y centenares de científicos de todo el mundo expertos en el clima y su impacto físico, social y económico. Los primeros resultados de este esfuerzo se presentaron, recién inaugurada la presente década, en un amplio informe (IPCC, 1990). Posteriormente, se han presentado nuevos informes en los que se da cuenta

¹ Aquellos que absorben radiación terrestre (infrarroja) con mayor eficiencia que la solar. El principal es el vapor de agua, y otros son el dióxido de carbono, ozono, metano y óxidos de nitrógeno, cuya concentración atmosférica global es afectada por las actividades humanas.

de los últimos avances realizados en el estudio del clima y su proyección hacia el futuro (IPCC; 1992,1994,1995).

La mayoría de las investigaciones llevadas a cabo sobre el posible cambio climático por causas antropogénicas se han basado en simulaciones realizadas con modelos climáticos de circulación general (en adelante mencionados por las siglas GCM , *General Circulation Model*). Los GCM consisten en algoritmos matemáticos que resuelven las ecuaciones de conservación de la masa, momento, calor y vapor de agua que describen el comportamiento de la atmósfera terrestre. Este complejo sistema de ecuaciones diferenciales no lineales, llamadas ecuaciones primitivas, debe ser resuelto por métodos numéricos, de manera que las variables del sistema son determinadas bien en una malla de puntos distribuidos vertical y horizontalmente a lo largo de toda la atmósfera terrestre (modelos de diferencias finitas), o bien mediante un número finito de funciones matemáticas prescritas (modelos espectrales). Las variaciones temporales de estas variables son calculadas en intervalos discretos de tiempo partiendo de unas condiciones iniciales dadas (para más detalle de estas técnicas ver, por ejemplo, Washington y Parkinson, 1986).

Muchos procesos físicos de la atmósfera, como los relacionados con la formación de nubes y precipitación, la transferencia de energía radiante o el intercambio turbulento de masa y energía entre el aire y la superficie, tienen lugar a escalas espaciales mucho menores que la discretización aplicada en los GCM. Por ello no pueden ser resueltos explícitamente, sino que deben ser simulados de forma aproximada mediante la utilización de relaciones semiempíricas entre sus valores promedio en una celdilla y las variables que son resueltas a gran escala. Esta técnica es conocida como parametrización.

Los modelos GCM se han venido aplicando desde finales de la década de los sesenta para la predicción meteorológica a plazo medio y corto (inferior a 10 días). Sin embargo para predicciones a más largo plazo, como son las climáticas, a estos modelos atmosféricos han de acoplarse otros capaces de simular la evolución dinámica de los océanos y sus interacciones con la atmósfera. Al conjunto del modelo atmosférico y el oceánico se le llama Modelo Acoplado de Atmósfera-Océano (en adelante emncionado por las siglas AOGCM, *Atmosphere-Ocean General Circulation Model*. Los primeros resultados obtenidos con este tipo de modelos se deben a Washington y Meehl (1989). Desde entonces su utilización para las investigaciones climáticas se ha generalizado a causa

del importante papel que juegan los océanos en el sistema climático y, por tanto, de su respuesta a una posible alteración del clima debida al aumento de los llamados gases invernadero en la atmósfera. Así, por ejemplo, la circulación oceánica es un mecanismo clave para el almacenamiento del calor proveniente de la atmósfera en la parte más profunda de los mares, actuando pues como un “atenuador” de las alteraciones térmicas globales de la atmósfera. Pero, a su vez, la circulación de los océanos viene determinada en gran parte por los procesos atmosféricos, que son sensibles a las perturbaciones en el balance energético de la atmósfera a causa de la acumulación progresiva de los gases invernadero.

Los AOGCM reproducen razonablemente bien las características de gran escala del clima actual, incluyendo las variaciones geográficas, estacionales y verticales. La variabilidad interanual del clima simulada a escala global es suficientemente realista, de forma que estos modelos matemáticos pueden ser capaces de cuantificar la posible influencia humana sobre la evolución del clima. Por otra parte, se ha comprobado que los AOGCM tienen la habilidad de reproducir razonablemente las características conocidas del clima en épocas pasadas (paleoclimas). Por tanto, en general, se considera como bastante aceptable el grado de confianza en las previsiones que los AOGCM proporcionan del impacto antropogénico sobre el clima futuro, y esta confianza aumenta a medida que los modelos van progresivamente mejorando (IPCC, 1995).

No obstante, en las escalas regionales (resoluciones espaciales menores de 1000 km según la definición de Grotch y MacCracken (1991)) los resultados de los AOGCM son más deficientes. Ello es debido, entre otros motivos, a la falta de detalle en la representación de la orografía y del contraste mar-tierra. De manera que no existen resultados de AOGCM con una resolución superior a 250 km, aproximadamente, que es por el momento la máxima considerada en estos modelos aplicados a simulaciones climáticas. Sin embargo, los expertos en valoración de impactos reclaman escenarios de clima futuro con una resolución espacial menor que 100 km (Robinson y Finkelstein, 1991). Es decir, los AOGCM actuales no son capaces de aportar, directamente, los datos necesarios para realizar estudios de impacto con un mínimo de fiabilidad. Pero el aumento de la resolución espacial de los AOGCM tropieza con la limitación de los actuales recursos informáticos de cálculo. A pesar de la fabulosa rapidez con que se avanza actualmente en la mejora de las prestaciones de los grandes computadores, no es previsible que en los próximos años se consiga que los

modelos climáticos puedan ejecutarse en tiempos razonables con las resoluciones espaciales requeridas. Como puede verse en la Tabla 1.1, el aumento de la capacidad de cálculo para ejecutar modelos GCM mantiene una relación lineal con el incremento de la resolución. Así, por ejemplo, aumentar diez veces la resolución de los actuales AOGCM de malla más fina, es decir de 250 a 25 km, conlleva la necesidad de incrementar la potencia de cálculo unas mil veces.

Tabla 1.1. Tiempos aproximados de cálculo necesarios para ejecutar el GCM atmosférico del ECMWF (con 31 niveles verticales) con diferentes resoluciones espaciales utilizando un superordenador Cray C90 con 4 procesadores en paralelo.

Tamaño horizontal de la celdilla	Número de celdillas en cada nivel	Paso de tiempo (s)	Tiempo de CPU (horas/año)
1.8° × 1.8°	20000	3000	7.5
1.1° × 1.1°	51200	1800	32
0.56° × 0.56°	205000	900	256
0.2° × 0.2°	1620000	320	5700
0.1° × 0.1°	6480000	160	45500

En el caso particular del trabajo que se presenta en esta Memoria, la aplicación de los resultados de los AOGCM a estudios de impacto regional en la Península Ibérica parece especialmente inadecuado debido a las peculiares características de dicha área geográfica, como señalan Storch et al. (1993). Los factores específicos que reducen la confianza en los resultados de los AOGCM en el área de la Península Ibérica son los siguientes:

1. *Su crítica localización geográfica.* Esta región está situada en la zona de transición entre las latitudes medias y subtropicales. Como consecuencia de ello, un pequeño error en la configuración latitudinal de la circulación general atmosférica podría distorsionar los procesos meteorológicos asociados que determinan el clima de la región.
2. *Su pequeña extensión.* Aunque, en promedio, los modelos ofrecen resultados similares sobre las características climáticas de gran escala a lo largo de los

meridianos, existe poco acuerdo entre ellos en la variación zonal a lo largo de los paralelos.

3. *Su compleja orografía.* Existen numerosos fenómenos asociados o influenciados por las diversas cordilleras montañosas que cruzan la Península Ibérica, y que, como es bien sabido, determinan en gran medida los diferentes climas y subclimas. Estos fenómenos no son captados por los AOGCM, pues para los de malla más fina (alrededor de 250 km) la Península se reduce a una extensa colina que apenas sobrepasa los 500 metros de altitud sobre el mar.
4. *La gran variedad de su vegetación.* La geografía peninsular encierra una diversidad de población vegetal poco frecuente en otras áreas geográficas de similar extensión. En la península Ibérica coexiste el bosque húmedo (en la franja septentrional) con el desierto (en el extremo sureste). Por lo general, las parametrizaciones de los actuales GCM no consideran el efecto de tal inhomogeneidad superficial.

Por lo tanto, un análisis realista de las consecuencias a escala regional ligadas a un cambio de clima global no es factible en la actualidad por medio de la utilización de AOGCM. Además un estudio de este tipo parece especialmente inviable en regiones de las singulares características de la Península Ibérica.

Es bastante previsible que las dificultades actuales para aplicar AOGCM con resoluciones más finas se solucionen a medio plazo, pero hasta entonces hay que satisfacer la necesidad de escenarios climáticos con una alta resolución espacial mediante procedimientos alternativos. En esta dirección se ha trabajado durante los últimos años, y se han desarrollado un gran número de técnicas de regionalización. Tales técnicas (conocidas comúnmente en inglés por el término *downscaling*) consisten en la aplicación de cualquier método que permita obtener resultados válidos para escalas regionales a partir de los resultados climáticos generados a gran escala. Los diferentes métodos de regionalización pueden clasificarse en cuatro grupos: estadísticos empíricos, estadísticos semiempíricos, dinámicos e híbridos.

Los métodos estadísticos empíricos pueden basarse en registros instrumentales recientes, o bien en datos sobre el clima de épocas remotas (paleoclimas). Dentro del primer

tipo la técnica más comúnmente utilizada consiste en separar los periodos multianuales relativamente fríos de los cálidos, dentro del lapso temporal en el que se poseen registros fiables, e inferir relaciones estadísticas lineales entre las variables climáticas de una determinada región y la temperatura y precipitación media a escala global. Los resultados de estos estudios indican que en un mismo escenario global pueden coexistir distintas anomalías climáticas en diferentes regiones. Las analogías paleoclimáticas, por su parte, consisten en precisar las características del clima global para determinadas épocas del pasado y posteriormente relacionarlas con patrones de clima a escala regional utilizando datos paleobotánicos y paleohidrológicos. Así se podría intentar inferir los cambios regionales que provocarían los futuros cambios de clima globales de igual magnitud que los conocidos en el pasado. Webb y Wigley (1985) y Budyko y Sedunov (1990) realizaron los más conocidos y pioneros trabajos sobre analogías paleoclimáticas. Los principales inconvenientes de los métodos estadísticos empíricos son dos: (a) la posible dependencia de los patrones de clima regional del periodo en que fueron recogidos los registros instrumentales y (b) la no consideración de que las consecuencias en el clima regional pueden ser distintas para diferentes forzamientos aunque estos den lugar a un mismo cambio climático global (Wigley et al., 1986).

Las aproximaciones estadísticas semiempíricas incluyen en su desarrollo términos no empíricos cuyo objetivo es ajustar una relación significativa entre la información a gran escala y las variables climáticas regionales. Son muchas y variadas las técnicas desarrolladas dentro de este ámbito (Terjung et al., 1984; Cohen, 1990; Kim et al., 1984; Bárdossy y Plate, 1992), pero, quizá, las de mayor repercusión han sido las que usan los principios de Prognosis Perfecta (PP, *Perfect Prognosis*) o los de Estadísticas de los Resultados de los Modelos (MOS, *Model Output Statistics*). Estas estrategias fueron diseñadas, en principio, para mejorar desde un punto de vista estadístico la salida directa de los modelos de pronóstico meteorológico (Klein y Walsh, 1983; Klein y Bloom, 1987). Posteriormente, se modificaron para poder ser aplicadas en el campo de los modelos climáticos. Básicamente, estos métodos consisten en establecer relaciones empíricas entre variables atmosféricas observadas en determinadas regiones y variables atmosféricas a gran escala, obteniéndose éstas últimas a partir de observaciones (PP), o de los modelos climáticos globales (MOS). Algunos de los trabajos desarrollados en este campo se deben a

Wigley et al. (1990), Karl et al. (1990), Storch et al. (1993) y Noguer (1994), entre otros. Aunque estos métodos han dado resultados bastante satisfactorios, tienen algunas limitaciones que deben ser consideradas: (a) las relaciones estadísticas encontradas entre los datos regionales y los suprarregionales para el clima actual no tienen por qué mantenerse después de un posible cambio de clima global; (b) las técnicas semiempíricas siguen teniendo la típica limitación de todos los métodos estadísticos, es decir, sus predicciones son sólo válidas dentro del rango de la serie de los datos utilizados para desarrollarlos; (c) los registros de datos observados en periodos de tiempo largos no son fácilmente accesibles; (d) el método se tiene que aplicar completo en cada caso particular, pues no existe garantía de que exista una relación estable entre el estado de la atmósfera a gran escala y el clima regional.

Los métodos dinámicos de regionalización consisten en aplicar modelos que, al igual que los AOGCM, están basados en la formulación de las ecuaciones fundamentales que rigen la dinámica atmosférica, pero que debido a sus especiales características o a la forma en que son utilizados pueden ser empleados con una resolución mayor que la de los AOGCM convencionales salvando las limitaciones de los recursos informáticos de cálculo. Los primeros intentos que en este sentido se hicieron con los métodos conocidos como de *time-slice* (secciones de tiempo), que consisten en repetir parte de la simulación de un AOGCM con un GCM atmosférico de mayor resolución que toma las condiciones iniciales y la evolución de las de la superficie oceánica del primero (Cubash et al., 1995). Una segunda línea es la propuesta por Déqué et al. (1994), que utilizaron una versión climática del modelo ARPEGE/IFS, originalmente desarrollado como modelo de pronóstico meteorológico (Courtier y Geleyn, 1988). Este modelo es un GCM atmosférico cuya resolución espacial es variable, es decir, la malla de discretización está compuesta por celdillas de tamaño diferente : más pequeñas sobre la zona de interés y más grandes en la zona antípoda. Se consigue así una resolución mayor que la de un GCM convencional en la región objeto de estudio sin aumentar excesivamente el tiempo de cálculo necesario.

El método dinámico de regionalización más utilizado se basa en la aplicación de modelos regionales de clima (en adelante mencionados por las siglas RCM, *Regional Climate Model*) para obtener simulaciones con muy alta resolución. Los RCM son conceptualmente iguales a los GCM atmosféricos desarrollados con la técnica de

diferencias finitas, y se diferencian de estos en que no son aplicados a la totalidad del globo terrestre, sino a una región limitada del mismo. Estos RCM precisan, por tanto, de unas condiciones de contorno laterales suministradas a partir de datos observados (análisis), o bien de los resultados de un AOGCM mediante la técnica conocida como “anidado”, que se describirá con detalle en los capítulos 2 y 3. Como el dominio sobre el que se aplican estos modelos es de extensión relativamente pequeña, la resolución de los RCM se puede incrementar notablemente sin llegar a un tiempo de cálculo inaceptable. Las primeras tentativas utilizando este método son las de Dickinson et al. (1989) y Giorgi y Bates (1989) y a partir de entonces se ha utilizado en bastantes ocasiones (por ejemplo: Giorgi (1990), Giorgi et al. (1990), Giorgi (1991), Marinucci y Giorgi (1992), Giorgi et al. (1992), Giorgi et al. (1993a,b,c), Giorgi et al. (1994), Walsh y McGregor (1995), Jones et al. (1995) y Christensen et al. (1997)). Los resultados de estos trabajos son, en general, satisfactorios y parecen marcar el rumbo que en los próximos años tomarán los estudios de regionalización climática.

La utilización de los modelos RCM en regionalización, al igual que los otros métodos dinámicos, tiene una gran ventaja respecto a los demás, ya que están basados en principios físicos y, por tanto, responden con una mayor fiabilidad tanto en estudios del clima presente como en escenarios de climas futuros a escala regional. La estrategia de los RCM ha sido reconocida como prometedora por Storch et al. (1993) en el marco de un trabajo de regionalización estadística, y Robinson y Finkelstein (1991) indican que las técnicas de regionalización más deseables son aquellas que se asientan sobre principios físicos. No obstante, los RCM tienen también sus puntos débiles. En primer lugar, la técnica de anidado, que es una pieza básica del método, se tiene que optimizar al máximo para evitar introducir en la región o dominio de aplicación señales falsas o distorsionadas. Por otro lado, los resultados de un RCM están limitados por la exactitud de los AOGCM que le suministran las condiciones de contorno actualizadas a lo largo del periodo de simulación. Este último inconveniente se evita si para las condiciones de contorno se utilizan directamente los análisis de datos observados por la red sinóptica con una frecuencia típica de 6 o 12 horas (a esta técnica se llama anidado con condiciones de contorno “perfectas”).

Otra utilidad de los RCM es la de poder ser usados como “bancos de pruebas” para optimizar las parametrizaciones físicas de los AOGCM del futuro, que utilizarán

resoluciones mucho más altas que en la actualidad. Es conocido que las parametrizaciones usadas en los GCM no son independientes de la resolución, es decir, que no mejoran necesariamente sus prestaciones al aumentar la resolución, tal como indicaron Boer y Lazare (1988) y Senior (1995). Por tanto, para cuando el desarrollo de los ordenadores brinde la oportunidad de poder utilizar los AOGCM con alta resolución se habrán tenido que preparar parametrizaciones adecuadas.

El último grupo de métodos de regionalización climática es el de las aproximaciones híbridas, que reciben su nombre del hecho de utilizar simultáneamente técnicas estadísticas y dinámicas. Básicamente, este método, utilizado por primera vez por Heimann (1986), consiste en determinar mediante métodos estadísticos un número limitado de situaciones de gran escala que caracterizan el clima en una determinada región. Posteriormente se aplica un RCM para establecer las características que cada una de las situaciones implican en el área de interés. Y finalmente se trazan las propiedades del clima a escala regional ponderando los resultados de las distintas simulaciones hechas con el RCM. La principal deficiencia del método es que supone que el clima regional viene determinado por la distribución de frecuencias de situaciones de gran escala. Por tanto, al cambiar el clima a escala global la frecuencia de situaciones de gran escala que definen el clima regional puede cambiar, pero los efectos de cada situación a gran escala sobre el clima regional siguen siendo los mismos.

Con lo anteriormente expuesto se ha pretendido dar un rápido repaso a los métodos de regionalización que hasta el momento se han utilizado. Un sumario más detallado puede encontrarse, por ejemplo, en Noguera (1996) y Robinson y Finkelstein (1991).

El trabajo que se presenta en esta Memoria da cuenta del esfuerzo que se ha venido realizando durante los últimos cuatro años, con el objetivo último de disponer de una herramienta fiable para la elaboración de escenarios futuros de clima regional en el ámbito de la Península Ibérica. Para ello se ha trabajado con un modelo de área limitada y alta resolución del mismo tipo que los descritos anteriormente (RCM, *Regional Climate Model*). En concreto se ha utilizado el modelo PROMES del Departamento de Geofísica y Meteorología de la Universidad Complutense de Madrid (Castro et al., 1993). Por lo tanto, este estudio se encuadra dentro de los métodos de regionalización dinámicos descritos anteriormente.

Este trabajo tiene como objetivo la puesta a punto del modelo PROMES en simulaciones centradas en la Península Ibérica. Para ello se han realizado un total de 12 simulaciones mensuales con una resolución de 20 km (mesoescala β), anidando el modelo tanto en análisis de datos observados como en la salida de un modelo de malla más gruesa. Se han ejecutado simulaciones de clima presente y de escenario de clima con doble concentración de CO₂. Aparte de la validez de este trabajo como comprobación de la consistencia y fiabilidad del modelo PROMES en simulaciones bastante más largas que las aplicadas a predicción meteorológica, su originalidad reside en que constituye el primer intento de realizar simulaciones de una longitud temporal relativamente larga con una resolución espacial tan alta.

Tras este capítulo introductorio, la presente Memoria se estructura de la manera que se expone a continuación. En el segundo capítulo se describe con detalle el modelo regional o RCM que se utiliza. En el tercer capítulo se reseña la metodología seguida en el estudio, especificando los datos de partida, la forma concreta de aplicación del modelo y los campos de variables atmosféricas que se obtienen de las simulaciones. El cuarto capítulo expone y comenta los resultados obtenidos al anidar el modelo en el análisis del Centro Europeo para la Predicción Meteorológica a Plazo Medio (en adelante mencionado con las siglas ECMWF, *European Centre for Medium-Range Weather Forecast*), donde se puede comprobar objetivamente la fiabilidad de la versión del modelo PROMES utilizado. En el quinto capítulo se muestra otro conjunto de resultados producto del anidado del PROMES en el Modelo Unificado (UM, *Unified Model*) del Instituto de Meteorología del Reino Unido (UKMO, *United Kingdom Meteorological Office*). En esta ocasión los resultados corresponden tanto a clima presente como a un escenario de clima futuro con doble concentración de CO₂. Por último, en el sexto capítulo se resumen las conclusiones más importantes a las que han llevado los resultados de las simulaciones realizadas, y también se reseñan las líneas que se han iniciado poco antes de finalizar esta Memoria en el grupo de Meteorología del Departamento de Geofísica y Meteorología de la Universidad Complutense de Madrid y las que se tiene proyectado llevar a cabo en los próximos dos años.

DESCRIPCIÓN DEL MODELO

Para la realización del trabajo que se expone en la presente memoria se ha utilizado el modelo atmosférico llamado PROMES que ha sido desarrollado íntegramente por el grupo de Meteorología del Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I de la Universidad Complutense de Madrid. Se trata de un modelo de ecuaciones primitivas, hidrostático (se utiliza la aproximación hidrostática en la ecuación de movimiento vertical), completamente compresible (la ecuación de continuidad se aplica completa, es decir, sin ninguna aproximación) y regional (se circunscribe a un área limitada de la atmósfera).

En los primeros cuatro apartados de este capítulo se describe la versión original del modelo con la que se inició el presente estudio, dedicando los apartados 2.5. y 2.6 a detallar las mejoras introducidas a lo largo del trabajo, que constituyen las llamadas versiones 2 y 3 del modelo, respectivamente. Los diferentes resultados obtenidos al ir introduciendo las versiones mejoradas se presentarán en el capítulo 4.

2.1. Sistema de coordenadas

Las coordenadas horizontales son cartesianas y se obtienen a partir de una proyección Lambert conforme de la esfera terrestre. La primera característica de esta proyección es la de ser cónica, lo que la convierte en la más apropiada para la aplicación del modelo en una región situada en latitudes medias (Anthes et al., 1987), como es el caso de la Península Ibérica. Esto se debe a que el factor de escala de la proyección m (el cociente entre la distancia sobre el plano y la distancia real sobre la superficie de la Tierra) es muy próximo a la unidad en la zona cercana al corte del plano de proyección con la esfera terrestre, y éste se encuentra en las latitudes medias para proyecciones cónicas como la

Lambert.

Una segunda característica de la proyección utilizada es que es conforme, por tanto se conservan los ángulos y m es igual en todas las direcciones alrededor de un punto (Haltiner y Williams, 1980 ; pág. 10). Como consecuencia de ambas características, las formas de los elementos geográficos son iguales en la proyección y en la realidad.

La proyección Lambert conforme permite que todas las celdillas de la malla de discretización espacial en que se aplica el modelo tengan unas dimensiones prácticamente iguales (en km^2) en el plano horizontal. En consecuencia, se conserva la resolución horizontal en toda la región de la simulación, en contraste con lo que ocurre en modelos que operan con coordenadas esféricas (latitud-longitud).

Para la coordenada vertical se utiliza la sigma de Phillips (1957) modificada por Shuman y Hovermale (1968), definida por la expresión:

$$\sigma = \frac{p - p_t}{p_s - p_t} \quad [2.1]$$

donde p es la presión, p_s es la presión en superficie y p_t la presión en el límite superior del dominio donde se aplica el modelo. La principal ventaja de esta coordenada vertical frente a otras, como la altura o la presión, es que las superficies “horizontales” se adaptan al terreno sin cortar los accidentes topográficos, con lo que las condiciones de contorno inferior de las ecuaciones se simplifican mucho.

La aplicación de la proyección Lambert conforme y la introducción de la coordenada vertical sigma obligan a modificar algunos términos de las ecuaciones primitivas que se resuelven en el modelo. Un estudio más detallado de este aspecto se puede encontrar en Haltiner y Williams (1980; pág. 10-20) y en Holton (1979; pág. 199-202). En el siguiente apartado se exponen las ecuaciones tal como son utilizadas en el modelo empleado en este trabajo.

2.2. Sistema de ecuaciones

El sistema de ecuaciones en coordenadas σ , una vez aplicada la proyección Lambert se compone de:

1) Las ecuaciones del movimiento horizontal:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -m\left(u\frac{\partial u}{\partial x} - v\frac{\partial u}{\partial y}\right) - \dot{\sigma}\frac{\partial u}{\partial \sigma} - m\left(\frac{\partial \phi}{\partial x} - \alpha\frac{\partial p}{\partial x}\right) + fv + F_h(u) + F_v(u) \quad [2.2]$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -m\left(u\frac{\partial v}{\partial x} - v\frac{\partial v}{\partial y}\right) - \dot{\sigma}\frac{\partial v}{\partial \sigma} - m\left(\frac{\partial \phi}{\partial y} - \alpha\frac{\partial p}{\partial y}\right) - fu + F_h(v) + F_v(v) \quad [2.3]$$

donde u , v son las componentes horizontales del viento, m es el factor de escala de la proyección, ϕ es el geopotencial, α es el volumen específico, f es el parámetro de Coriolis,

$\dot{\sigma} = \frac{d\sigma}{dt}$ es la velocidad vertical en coordenadas σ , y F_h y F_v son términos que representan, respectivamente, los efectos de la difusión horizontal y vertical.

Estas ecuaciones son básicamente la aplicación de la segunda ley de Newton a la atmósfera, y su deducción detallada se puede encontrar en Haltiner y Williams (1980; pág. 3-10) y también en Pielke (1984; pág. 13-17) y Holton (1979; pág. 29-35).

2) La ecuación de la hidrostática:

$$\frac{\partial \phi}{\partial \sigma} = -\alpha p^* \left[1 + \frac{q_c + q_r}{1 + q_v} \right]^{-1} \quad [2.4]$$

donde $p^* = p_s - p_v$. El término entre paréntesis incorpora el efecto gravitatorio del agua líquida, siendo q_v , q_c y q_r , respectivamente las razones de mezcla del vapor de agua, del agua de nube y del agua de lluvia.

Esta ecuación es en realidad la ecuación de movimiento vertical simplificada por la hipótesis hidrostática. La validez de esta suposición se suele aceptar si la escala horizontal del movimiento es mayor que su escala vertical (Anthes y Warner, 1978), lo que se cumple en el presente estudio. La deducción detallada de la ecuación hidrostática se puede hallar en Haltiner y Williams (1980), Pielke (1984) y Holton (1979).

3) La ecuación de continuidad:

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = -m^2 \left(\frac{\partial(p^* u / m)}{\partial x} + \frac{\partial(p^* v / m)}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \quad [2.5]$$

Suponiendo que $\dot{\sigma} = 0$ en los límites superior ($\sigma = 0$) e inferior ($\sigma = 1$) del modelo, se puede integrar esta ecuación para obtener la variación temporal de la presión superficial en el modelo,

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = -m^2 \int_0^1 \left(\frac{\partial(p^* u / m)}{\partial x} + \frac{\partial(p^* v / m)}{\partial y} \right) d\sigma \quad [2.6]$$

Una vez calculada la tendencia de la presión en superficie se puede obtener $\dot{\sigma}$ en cualquier nivel σ de acuerdo con:

$$\dot{\sigma} = -\frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial t} - \frac{m^2}{p^*} \int_0^\sigma \left(\frac{\partial(p^* u / m)}{\partial x} + \frac{\partial(p^* v / m)}{\partial y} \right) d\sigma' \quad [2.7]$$

La ecuación de continuidad expresa el principio de conservación de la masa que, evidentemente, se debe cumplir en la atmósfera (Holton, 1979; pág. 40-44).

4) La ecuación de la termodinámica:

$$\frac{\partial \theta_v}{\partial t} = -m(u \frac{\partial \theta_v}{\partial x} + v \frac{\partial \theta_v}{\partial y}) - \dot{\sigma} \frac{\partial \theta_v}{\partial \sigma} + F_h(\theta_v) + F_v(\theta_v) + S(\theta_v) \quad [2.8]$$

donde la variable de pronóstico θ_v es la temperatura potencial virtual:

$$\theta_v = \theta(1 + 0.608 q_v) \quad [2.9]$$

Se utiliza la temperatura potencial, pues de esta manera desaparece de la ecuación el término de calentamiento o enfriamiento adiabático. Por otra parte, se emplea la temperatura virtual para incluir el efecto de la presencia del vapor de agua, a la vez que se mantiene la forma de la ecuación.

F_h y F_v representan la difusión horizontal y vertical de temperatura potencial virtual y S representa el efecto de las fuentes y sumideros de calor. La deducción de la ecuación de la termodinámica se puede encontrar en Pielke (1984; pág. 5-12).

5) Las ecuaciones de conservación del agua:

De una manera parecida a como se obtiene la ecuación de la termodinámica se

deducen las ecuaciones que dan cuenta de la conservación del agua en cada una de sus formas:

$$\frac{\partial q_n}{\partial t} = -m(u \frac{\partial q_n}{\partial x} + v \frac{\partial q_n}{\partial y}) - \dot{\sigma} \frac{\partial q_n}{\partial \sigma} + F_h(q_n) + F_v(q_n) + S(q_n) \quad [2.10]$$

donde $n = 1, 2, 3$, pues se consideran tres formas del agua en el aire: vapor (q_v), agua líquida en forma de gotículas de nube (q_c) y agua líquida en gotas de lluvia (q_r). En este trabajo no se ha considerado la fase sólida.

2.3. Parametrizaciones de los procesos físicos

Los procesos físicos de una escala espacial inferior a la de la malla de discretización espacial utilizada se incluyen en el modelo mediante la técnica de parametrización. Cada parametrización simula uno de estos procesos físicos y transfiere su efecto a las variables de pronóstico. El modelo utilizado incluye las parametrizaciones que tienen en cuenta el efecto del balance de energía en la superficie, de los flujos turbulentos de intercambio vertical, de los flujos radiativos y de los procesos nubosos.

2.3.1 Balance de energía en la superficie

Para calcular el balance superficial de energía se utiliza el método propuesto por Blackadar (1976), conocido como modelo de "fuerza-restauración" (*force-restore*). Según este modelo, la temperatura de una delgada capa superficial del suelo (influida por la onda térmica diaria) se modifica debido a la acción de los flujos radiativos (radiación de onda corta y radiación de onda larga entrante y saliente) y los flujos de calor sensible y latente. Esta acción se ve amortiguada por el flujo de calor hacia las capas más profundas del suelo donde la onda térmica diaria no influye. La ecuación de balance que expresa la influencia de todos estos procesos en la temperatura del suelo es la siguiente:

$$C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = R_n - H_m - H_s - L_v E_s \quad [2.11]$$

donde T_g es la temperatura de la capa superficial, C_g la capacidad calorífica por unidad de superficie de la capa superficial ($J m^{-2} K^{-1}$), R_n la radiación neta (balance de los flujos de onda corta y onda larga en el suelo), H_m el flujo de calor por conducción hacia la capa

profunda, H_s el flujo de calor sensible, L_v el calor latente de vaporización, E_s el flujo de humedad suelo-atmósfera.

El nombre de "fuerza-restauración" con que se conoce a este método se debe a que la variación de T_g debida a los flujos radiativos, de calor latente y de calor sensible, se ve contrarrestada por el flujo de calor hacia la capa profunda, que impide que T_g se aleje mucho de T_m (temperatura del subsuelo), ya que para el cálculo de H_m se utiliza la fórmula:

$$H_m = 1.18 \cdot \Omega \cdot C_g \cdot (T_g - T_m) \quad [2.12]$$

T_m varía, según proponen Noilhan y Planton (1989), siguiendo la onda térmica anual.

2.3.2 Difusión vertical y capa límite planetaria (CLP)

La parametrización de los flujos turbulentos verticales de las variables de pronóstico dentro de la CLP se realiza siguiendo dos posibles procedimientos, que se eligen en función del estado de estratificación en la primera capa del modelo. En total se consideran cuatro posibles estados de estratificación: estabilidad, turbulencia mecánica, convección forzada y convección libre. La elección del correspondiente estado se hace en función del valor del número de Richardson y de la longitud de Monin-Obukhov (las expresiones semiempíricas utilizadas se pueden ver en Zhang y Anthes, 1982). En los tres primeros estados, los flujos turbulentos verticales se determinan por medio de una aproximación de primer orden o teoría K (Arya, 1982; pág. 157-169), calculándose los coeficientes de difusión turbulenta en función del número de Richardson local y de la cizalla vertical del viento correspondientes a cada capa del modelo.

En el caso de convección libre, se considera que la mezcla vertical dentro de la CLP no está determinada por los gradientes locales, sino por el perfil térmico de toda la CLP. Así, los intercambios turbulentos no se producen sólo entre capas adyacentes, sino entre la capa más baja del modelo y cada una de las demás incluidas en la CLP.

Por encima del tope de la CLP la difusión vertical se calcula siempre mediante un procedimiento basado en la teoría K.

Esta parametrización usa los principios propuestos por Estoque (1968) y

posteriormente desarrollados por Blackadar (1976, 1978) y Zhang y Anthes (1982).

2.3.3. Difusión horizontal

La difusión horizontal que se introduce en el modelo tiene como objetivo principal el control de las inestabilidades numéricas que pudieran surgir. Se determina mediante una formulación de cuarto orden:

$$F_h(\alpha) = -K_h \nabla_\sigma^4 \alpha \quad [2.13]$$

donde el coeficiente de difusión, K_h , se compone de un valor de fondo y de un término proporcional a la deformación total del flujo, de acuerdo con Smagorinsky et al. (1965) y Doms (1990). Esta formulación es más selectiva, en cuanto a la escala de las ondas difundidas, que la de segundo orden.

2.3.4. Flujos de radiación

Los procesos por los que la radiación es absorbida y emitida por los diversos gases que componen la atmósfera suceden a una escala espacial inferior a la del espaciado de la malla de discretización, por lo que también deben ser parametrizados. Se hace distinción entre el caso de cielo despejado (sin nubes) y de cielo nublado.

En cielo despejado se calcula el flujo radiativo de onda larga según el método propuesto por Sasamori (1972), que establece un balance de los flujos en la base y la cima de cada capa horizontal del modelo. El valor de las emisividades se calcula en cada capa teniendo en cuenta su temperatura y la cantidad de gases absorbentes que contiene siguiendo la formulación de Mahrer y Pielke (1977). También se incluye el calentamiento del suelo por absorción de radiación de onda corta, como se comentó en el apartado 2.3.1.

En el caso de existencia de nubosidad el flujo de onda larga se calcula mediante el método propuesto por Pielke (1984; pág. 201-205), y se tiene en cuenta la atenuación de la onda corta aplicando el procedimiento desarrollado por Anthes et al. (1987).

2.3.5. Procesos nubosos

La formación de nubes y los procesos de precipitación se parametrizan mediante el

llamado esquema explícito propuesto por Hsie et al. (1984). Consiste en la resolución de las ecuaciones de pronóstico para el vapor de agua, gotículas de nube y gotas de lluvia (ecuación [2.10]), que contienen unos términos que determinan el ritmo de creación o destrucción de cada una de las formas en que se presenta el agua. Por otra parte, también se parametriza la caída de la precipitación.

2.4. Tratamiento numérico

Como se comentó en el capítulo 1, el sistema de ecuaciones primitivas de pronóstico no es posible resolverlo analíticamente, por lo que hay que recurrir a la aplicación de métodos numéricos aproximados, en los que se consideran discretizaciones espacio-temporales.

2.4.1. Discretización espacial

Para la discretización espacial de la región o dominio donde se aplica el modelo se ha utilizado una disposición de tipo Lorenz en la vertical y una malla C de Arakawa en la horizontal. Una representación gráfica de la malla de estas discretizaciones se puede ver en la figura 2.1, donde se indican los puntos en que se calculan las diferentes variables. El hecho de que ambas distribuciones, vertical y horizontal, sean alternadas, es decir, que no todas las variables se calculen en los mismos puntos, ofrece la ventaja de una mayor facilidad en el cálculo de algunos términos de las ecuaciones, al tiempo que aumenta su precisión (Mesinger y Arakawa, 1976).

2.4.2. Esquemas numéricos

Las ecuaciones del modelo se resuelven aplicando diferentes esquemas de diferencias finitas, aplicando el método de “desdoblamiento temporal” (*time splitting*) propuesto por Marchuk (1967). Este método consiste esencialmente en que el cálculo del valor de las variables de pronóstico en el instante $t+\Delta t$ a partir de su valor en t se realiza siguiendo un proceso secuencial, de manera que tras la resolución numérica del primer término de las diferentes ecuaciones diferenciales se actualizan los valores de tales variables, que son utilizados para resolver el segundo término, y así sucesivamente con los

demás. El proceso seguido se ilustra con el siguiente esquema:

$$\alpha' \Rightarrow \alpha^* = F_1(\alpha') \Rightarrow \alpha^{**} = F_2(\alpha^*) \Rightarrow \alpha^{***} = F_3(\alpha^{**}) \Rightarrow \alpha^{t+\Delta t} = \alpha^{***}$$

Este método permite la utilización de esquemas distintos para cada término o conjunto de términos y, además, exige una menor utilización de memoria computacional, al no tener que almacenar las contribuciones individuales de cada uno de ellos para calcular los valores de las variables de pronóstico en cada paso de discretización temporal (Δt). Todos los esquemas aplicados son explícitos, excepto el utilizado para los términos de difusión turbulenta vertical, que es implícito.

Los términos de gradiente de presión de las ecuaciones del movimiento horizontal y el de la divergencia en la ecuación de continuidad, que dan cuenta de las ondas de gravedad externas y las ondas de Lamb, se resuelven mediante el esquema de integración llamado "hacia adelante/hacia atrás" (*forward-backward*) en el tiempo. Este esquema consiste en integrar los términos del gradiente de presión en las ecuaciones de movimiento horizontal hacia adelante en el tiempo, utilizando los valores de presión y geopotencial obtenidos en el paso anterior, y con los nuevos valores de las componentes de la velocidad calcular el término de divergencia de la ecuación de continuidad. Este esquema es superior al llamado "centrado en el tiempo" (*leap-frog*), pues permite utilizar un paso de tiempo mayor sin el riesgo de que se produzca inestabilidad numérica, siendo además más económico computacionalmente. Además no aparece modo computacional espurio y, al utilizar la malla espacial tipo C de Arakawa, se elude la aparición de ruido de longitud de onda $2\Delta x$, pues permite la propagación de ondas de gravedad entre todos los puntos de la malla (Mesinger y Arakawa, 1976).

Para los términos de advección se utiliza un esquema de integración hacia adelante en el tiempo (*forward in time*), mientras que en el espacio se aplica un esquema de interpolación cúbica (*cubic spline*) a contracorriente para los términos de la advección horizontal, y lineal a contracorriente para los de la advección vertical por motivos de ahorro de tiempo de cálculo. Como se explicó anteriormente, con el método de Marchuk se calculan por separado las advecciones de cada variable en cada dirección espacial, lo que simplifica notablemente las fórmulas de interpolación.

Los términos de Coriolis se calculan mediante un esquema "hacia adelante/hacia atrás" (*forward-backward*) en el tiempo, de tal manera que primero se resuelve la ecuación de la componente u del viento y, con los valores resultantes, se resuelve después la ecuación de la componente v .

Los términos de difusión turbulenta vertical, cuando se aplica la teoría K, se resuelven utilizando un esquema implícito (ver Pielke, 1984; pág. 285-290). En este esquema, los valores elegidos para los coeficientes b_t y b_{t+1} , que indican la ponderación asignada a los instantes t y $t+\Delta t$ en la discretización espacial, son 0.25 y 0.75 respectivamente.

La tendencia de la temperatura superficial del suelo, el calentamiento y enfriamiento de la atmósfera por radiación, los procesos nubosos y de precipitación y la difusión horizontal se calculan aplicando un esquema de Euler, es decir una técnica de integración "hacia adelante" en el tiempo.

2.4.3 Condiciones de contorno

Como se mencionó anteriormente, el modelo aplicado en este estudio es un modelo regional o de área limitada. Por tanto, es preciso aportarle continuamente los valores de las variables de pronóstico en los contornos laterales del dominio del modelo. Estos valores pueden tomarse de análisis previos o de la salida de un modelo de mayor extensión espacial. El problema de las condiciones de contorno es delicado e importante.

Se ha demostrado que para los modelos hidrostáticos no existe una solución satisfactoria al problema de las condiciones de contorno (Oliger y Sundström 1978) debido a que existe una sobrespecificación de las variables. De manera que, si esta dificultad no se solucionara, los contornos serían una fuente de "ruido" permanente. Por esa causa, se han propuesto varios métodos para eludir este problema.

El método que se siga para introducir los valores de contorno tiene una gran importancia, pues no sólo condicionan los valores de las variables en el modelo (Anthes y Warner, 1978), sino que de dicho método depende críticamente el grado de predecibilidad de los modelos de área limitada o regionales (Vukicevic y Errico, 1990). Un buen esquema de condiciones de contorno debe permitir que las ondas o perturbaciones atmosféricas entrantes sean transmitidas al interior del modelo con una mínima distorsión en su fase y

amplitud, y también garantizar que las ondas salientes no sean reflejadas significativamente.

El esquema de contorno utilizado en este trabajo es el de relajación de la variable propuesto por Davies (1976), que es el que mejor cumple las dos condiciones óptimas antes comentadas (Davies, 1983). Además, este esquema evita convenientemente el mencionado efecto de la sobreespecificación. Según esta técnica, una variable se relaja mediante un término newtoniano y otro de difusión de la siguiente manera:

$$\left(\frac{\partial \alpha}{\partial t} \right)_n = F(n) F_1 (\alpha_{ES} - \alpha_M) - F(n) F_2 \nabla^2 (\alpha_{ES} - \alpha_M) \quad [2.14]$$

donde los subíndices *ES* y *M* hacen referencia, respectivamente, a los valores de los análisis o de un modelo de mayor escala y a los generados por el propio modelo de área limitada, $F(n)$ es un peso cuyo valor disminuye al separarse de las fronteras, y F_1 , F_2 son parámetros que dependen del paso temporal y del espaciado de malla.

2.4.4 Condiciones iniciales

La integración de las ecuaciones de un modelo necesita la especificación de los valores iniciales de las variables de pronóstico. Al igual que se señaló en el apartado anterior relativo a las condiciones de contorno, los valores iniciales se determinan mediante una interpolación espacial de los correspondientes a la malla de un análisis o de un modelo de mayor escala. Esto se realiza primero en la horizontal en superficies estándar de presión, mediante una interpolación biperabólica de 16 puntos (Koehler, 1977) y, posteriormente, se efectúa la interpolación vertical desde los niveles de presión a los niveles σ del modelo (Gaertner, 1994).

Finalmente, se aplica un proceso de “inicialización”, cuyo objetivo es filtrar todas las ondas espurias gravitatorio-inerciales de alta frecuencia, que tienen su origen en el desequilibrio entre los campos de masa y movimiento provocado por las dos interpolaciones espaciales de las diferentes variables de pronóstico, a pesar de que los campos de los que se parte para hacer la interpolación estuvieran equilibrados (Majewski, 1985). En el presente trabajo se aplica la inicialización por filtros digitales propuesta por Lynch y Huang (1992). Esta inicialización requiere dos integraciones adiabáticas cortas, una hacia adelante y otra

hacia atrás en el tiempo, partiendo de los valores obtenidos directamente de las interpolaciones espaciales. Los nuevos campos iniciales se obtienen mediante una suma ponderada de los valores de cada variable en cada punto de la malla y en cada paso temporal de estas dos integraciones. Los coeficientes de ponderación están calculados de tal manera que se consigue eliminar en gran medida las ondas de alta frecuencia.

La inicialización por filtros digitales da unos resultados comparables a la inicialización por modos normales (Brière, 1982), e incluso los supera en las primeras horas de simulación. El tiempo de cálculo requerido es muy similar para ambas técnicas, pero la de filtros digitales ofrece un mayor atractivo debido a su gran simplicidad en concepción y aplicación.

2.4.5 Interpolación vertical de variables del modelo de niveles σ a los de observación operativa en superficie

Las observaciones meteorológicas operativas que se realizan rutinariamente en superficie son la temperatura y humedad del aire a una altura sobre el suelo de 2 metros y el viento horizontal a 10 metros. Como los niveles más bajos del modelo no coinciden con estos niveles de medida, es preciso efectuar una interpolación vertical. Sin embargo, no se pueden utilizar técnicas de interpolación polinómica, pues la capa límite planetaria (CLP) se caracteriza por la existencia frecuente de notables gradientes verticales de la velocidad del viento, la temperatura y la humedad. Por ello, es más conveniente tener en cuenta los flujos de momento, calor y humedad. Así se ha hecho en este trabajo siguiendo el método propuesto por Geleyn (1988), que es físicamente consistente con la teoría de Monin y Obukhov (1954).

La interpolación considerada radica básicamente en la integración de las ecuaciones de la cizalla vertical de la velocidad del viento, temperatura y humedad propuestas por Monin y Obukhov:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u^*}{\kappa(z - z_0)} \varphi_D \left(\frac{z - z_0}{L} \right) \quad [2.15]$$

$$\frac{\partial s}{\partial z} = \frac{s^*}{\kappa(z - z_0)} \varphi_S \left(\frac{z + z_0}{L} \right) \quad [2.16]$$

donde u es la velocidad del viento, s la temperatura o la humedad, u_* y s_* sus respectivos valores de fricción, k la constante de Von Karman, z la altura, z_0 la longitud de rugosidad, L la longitud de Monin-Obukhov, y φ_D y φ_s los flujos de momento y calor o humedad respectivamente, que son funciones semiempíricas.

Una descripción más detallada de gran parte de las características del modelo PROMES aquí expuestas se puede encontrar en Fernández (1992), Gaertner (1994) y Castro et al. (1993).

2.5. Descripción de la versión 2 del modelo PROMES.

En los apartados anteriores se han expuesto las características del modelo en la primera versión con que se inició el trabajo que se expone. Posteriores revisiones han dado lugar a la versión 2 del modelo, cuyas diferencias con respecto a la versión 1 se presentan en este apartado. La práctica totalidad de las mejoras aquí descritas han sido incorporadas al modelo tras probar su eficacia (computacional o de representación de la física atmosférica) en simulaciones no mostradas en esta Memoria.

2.5.1. Esquema de advección

La versión 2 del modelo incorpora tres mejoras en el tratamiento numérico de los términos advectivos, tal como se describen a continuación:

1) Interpolación cúbica para la advección vertical:

Como se comentó anteriormente, en la versión 1 el esquema que utilizó para resolver los términos de la advección vertical era "lineal a contracorriente". Este esquema presenta un grave inconveniente, pues, al ser de primer orden de exactitud, simula con poca precisión la amplitud y velocidad de fase de las ondas. Debido a esto, su aplicación a determinadas situaciones meteorológicas no es aconsejable. En consecuencia, en la versión 2 del modelo se decidió incorporar el esquema de interpolación cúbica (*cubic spline*) para la advección vertical, es decir el mismo aplicado a los términos de la advección horizontal. El aumento de tiempo de cálculo que este cambio implica se compensó con el ahorro conseguido al optimizar el código original del modelo, lo cual se realizó de forma paralela.

2) Eliminación de ondas espurias:

El principal inconveniente del esquema de interpolación cúbica a contracorriente es la generación de ondas espurias en presencia de fuertes gradientes del campo advectado. Este problema, conocido con el nombre de "*overshooting*" y que es común a todas las aproximaciones de orden mayor que uno, se suele solucionar mediante el aumento de la difusión o la introducción de filtros selectivos en longitud de onda (Mahrer y Pielke, 1978). En la versión 2 del modelo PROMES se adoptó la solución para el problema del "*overshooting*" propuesta por (Bermejo y Staniforth, 1992), que es menos drástica que las mencionadas pero proporciona buenos resultados. Este procedimiento se fundamenta en la conservación de la aproximación cúbica en las zonas donde el campo advectado adopta una forma suave, mientras que en las zonas en la que varía bruscamente se aplica una aproximación lineal. Este procedimiento es fácilmente programable, no requiere mucho tiempo de cálculo y, además, no precisa introducir un aumento de la difusión horizontal tan grande como en los otros procedimientos mencionados que se aplican para controlar la inestabilidad numérica no lineal.

3) Nuevo método de ajuste a un polinomio cúbico:

El método habitual de interpolación mediante polinomios cúbicos exige la resolución de un sistema tridiagonal de ecuaciones lineales. Esta operación es bastante costosa en términos de tiempo de cálculo, pues implica la inversión de una matriz de gran dimensión. Por ello, en la versión 2 del modelo se incorpora un nuevo procedimiento, bastante más rápido, que fue propuesto por Behforooz (1992) a partir de la idea original de De Boor (1984). Consiste, básicamente, en calcular los coeficientes de la aproximación cúbica de forma local, en función de los puntos más cercanos a la zona de aproximación. Así el aprovechamiento computacional es mucho mayor que con el método tradicional, conservando la precisión de la aproximación. Sin embargo, esta aproximación local del polinomio cúbico no tiene una solución sencilla en el caso de espaciado no uniforme entre los puntos de la malla, y por ello sólo se aplica a la advección horizontal. No obstante, como ésta consume más tiempo que la advección vertical, el ahorro de cálculo es considerable.

2.5.2. Esquema del gradiente de presión

Cuando se utilizan las coordenadas verticales σ , el término del gradiente de presión que aparece en las ecuaciones del movimiento se desdobra en dos:

$$-\nabla_p \phi = -\nabla_\sigma \phi - \sigma \alpha \nabla_\sigma p_s \quad [2.17]$$

Cuando se resuelven numéricamente las ecuaciones sobre terreno inclinado, los dos términos que hay que sumar tienen signo opuesto y valores relativamente grandes pero parecidos, de forma que el resultado es un valor relativamente pequeño. Por tanto, cualquier mínimo error que se cometa en el cálculo de cualquiera de ambos términos podría dar lugar a un error muy significativo en el resultado final. Sundquist (1979) y Janjic (1977, 1979) analizaron el problema. En la versión 2 del modelo se han incorporado las propuestas de Janjic (1979), tal como se indica a continuación.

Si se considera el geopotencial como una función de la forma :

$$\phi = \phi(x, y, \xi) \quad [2.18]$$

donde $\xi = \xi(p)$ es una función continua y monótona de la presión, se puede obtener la fórmula:

$$-\nabla_p \phi = -\nabla_\sigma \phi + \frac{\partial \phi}{\partial \xi} \nabla_\sigma \xi \quad [2.19]$$

que es la forma general del gradiente de presión en coordenadas σ , pues cualquiera de las expresiones habitualmente utilizadas se puede obtener con una elección particular de la función ξ .

Por consiguiente, al discretizar el término del gradiente de presión se necesita interpolar el geopotencial mediante una aproximación hidrostática. Pero esta aproximación puede ser inconsistente con la forma con la que se integra la ecuación de la hidrostática en el modelo para obtener el geopotencial en los puntos de la malla. Esta inconsistencia se puede evitar aplicando una discretización propuesta por Janjic (1979). Un completo análisis

de este esquema y su comparación con otros esquemas habitualmente utilizados se puede encontrar en Gaertner (1994).

2.5.3. Asimilación de condiciones de contorno

Como ya se indicó en un apartado anterior, la asimilación de los valores de contorno es un tema especialmente delicado. Los valores de contorno proporcionan a los modelos regionales o de área limitada las características atmosféricas existentes fuera del dominio del modelo, lo que condiciona notablemente a los sistemas meteorológicos que intentan reproducir estos modelos. Los modelos regionales simulan las circulaciones de mesoescala que son provocadas por los forzamientos locales. Por lo tanto, el esquema de asimilación de valores de contorno debe estar diseñado de manera que se mantenga la coherencia entre la información aportada desde fuera del modelo y la aportada por éste. Al mismo tiempo el forzamiento externo no debe anular las circulaciones de mesoescala generadas por la física del modelo en el interior de su dominio. Con el objetivo de perfeccionar el esquema que se describió en el apartado 2.4.3. , en la versión 2 del modelo se han probado los efectos de dos modificaciones.

1) Condición de contorno de "entrada-salida" para el campo de vapor de agua:

Esta modificación del esquema original de Davies (1976) consiste en adoptar valores de contorno para el vapor de agua especificados externamente al dominio del modelo allí donde el flujo sea de entrada, mientras que en los puntos en que el flujo sea de salida se asume una condición de "no-gradiente". De esta manera se permite que el vapor de agua generado en el interior del dominio del modelo pueda fluir libremente hacia fuera.

Las pruebas realizadas con el esquema de "entrada-salida" (*inflow-outflow*) indican que no afecta significativamente a los campos en el interior del dominio. Por otro lado, el uso de la condición de "entrada-salida" asegura menos consistencia entre el vapor de agua del modelo y el del forzamiento externo que el procedimiento de relajación estándar, lo cual puede causar problemas en las fronteras de flujo de entrada (Giorgi et al., 1993c). Por estas razones, no se ha incluido la modificación aquí descrita en la versión 2 del modelo que se ha utilizado en este trabajo.

2) Variación de la influencia de las condiciones de contorno con la altura:

Es conocido que la influencia de los fenómenos de mesoescala es mayor cuanto más

cerca se esté de la superficie terrestre. Por tanto, el forzamiento de los valores introducidos por los contornos laterales debería ser mayor en las capas altas del modelo que en las inferiores. Esto ha sido incluido en la versión 2 del modelo mediante valores adecuados de los coeficientes de ponderación que aparecen en la fórmula [2.14]. Con esta modificación del esquema de asimilación de valores de contorno se evitan los efectos no deseados que surgen por la inevitable inconsistencia entre los campos generados por el modelo y los aportados desde fuera en las capas más bajas.

2.5.4. Mejora del esquema de radiación

Como se indicó en el apartado 2.3.4., la versión 1 incluye la atenuación de la radiación de onda corta, pero no tiene en cuenta el calentamiento que esta radiación causa en la atmósfera cuando se encuentra en su camino con capas nubosas. En esta segunda versión se ha modificado la parametrización de la radiación para incluir este efecto que es de vital importancia en el mecanismo de desarrollo de las nubes, pues el calentamiento por onda corta puede llegar a ser del mismo orden que el enfriamiento por onda larga en las capas altas de las nubes (Stephens, 1978a).

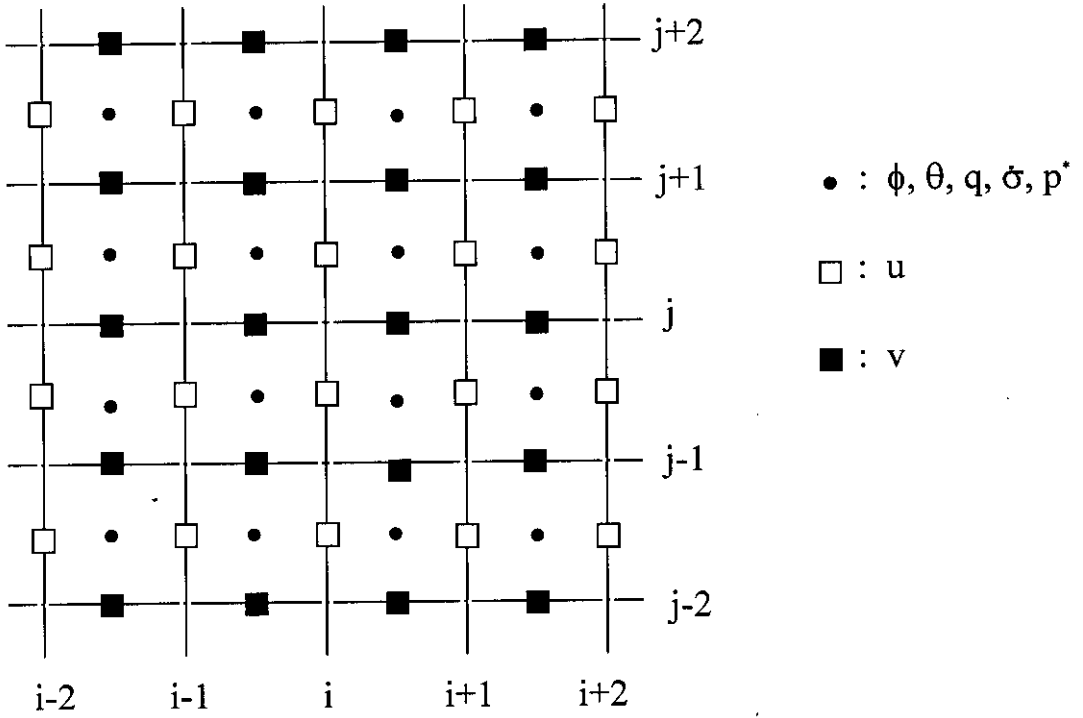
La programación del calentamiento por radiación de onda corta se ha realizado partiendo del esquema presentado por Pielke (1984; pág. 210-218), que a su vez se basa en el detallado estudio realizado por Stephens (1978a,b) y Stephens et al. (1978).

2.6. Descripción de la versión 3 del modelo PROMES

La tercera versión del modelo PROMES utilizado en este trabajo incluye todas las características de la versión 2 y además adopta una parametrización de los procesos nubosos convectivos del tipo propuesto por Fritsch y Chappell (1980), que ha sido modificada tal y como se describe en Fernández et al. (1995). Según esta parametrización, los principales rasgos de la convección húmeda profunda pueden ser determinados mediante un modelo de nube a partir de tres parámetros que se deducen de valores de variables calculadas en la malla del modelo (es decir, a escala resoluble). Estos son: La energía disponible por flotabilidad (ABE, de *available bouyant energy*), la cizalla vertical del viento horizontal y el movimiento vertical a escala resoluble. Se supone que los efectos de las nubes convectivas

sobre la masa, la humedad y el momento pueden ser aproximados, en una celdilla de 20x20 km aproximadamente, mediante una sola célula convectiva compuesta por corrientes ascendentes (*updraft*) y descendentes (*downdraft*) de aire saturado y un movimiento vertical inducido en el entorno.

MALLA HORIZONTAL



MALLA VERTICAL

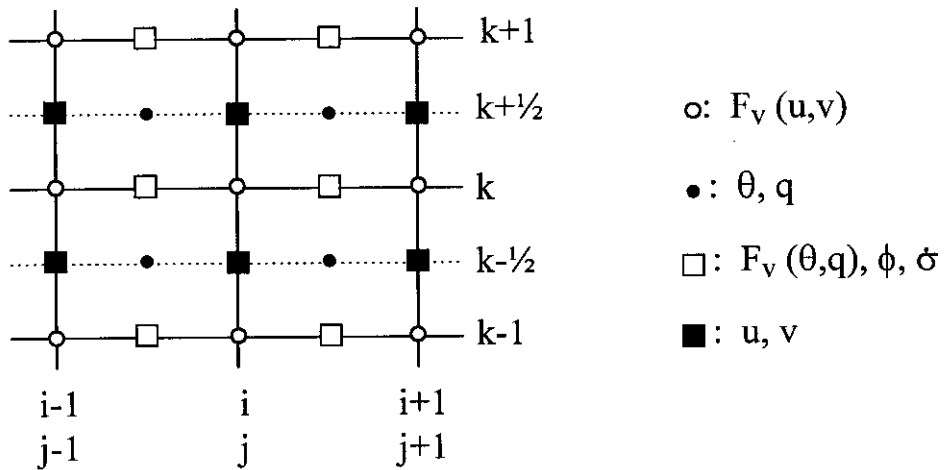


Figura 2.1. Disposición horizontal y vertical de las variables en la malla del modelo.

MÉTODO DE APLICACIÓN DEL MODELO

Como se indicó en el primer capítulo de esta Memoria, el principal objetivo del trabajo consiste en preparar el modelo PROMES para su utilización en simulaciones de larga duración en el ámbito de la Península Ibérica. La intención final es aplicar este modelo en simulaciones multianuales anidado a un AOGCM con el propósito de obtener posibles futuros escenarios climáticos regionales en la Península. Pero la fase inicial de desarrollo y validación del modelo climático regional, que constituye el presente estudio, no se puede realizar con simulaciones tan largas, pues el gran número de pruebas necesarias implicarían unas necesidades de tiempo de cálculo prohibitivas. Por lo tanto, se decidió que todas las pruebas precisas se realizarían con simulaciones de un mes de duración, eligiendo los meses de Enero, Abril, Julio y Octubre; siendo representativo cada uno de ellos de una estación del año. Por tanto, es razonable suponer que se cubran de suficientemente la variedad de características climáticas típicas de la Península Ibérica.

La duración mensual de estas simulaciones es bastante mayor que el periodo típico de variabilidad meteorológica en latitudes intermedias relacionada con las perturbaciones baroclínicas (Peixoto y Oort, 1992). Por lo tanto, estas simulaciones mensuales pueden considerarse capaces de reproducir rasgos climáticos. No obstante, es claro que de ellas no es posible deducir ninguna información sobre variabilidad climática interanual, y ni siquiera intraestacional, lo que es fundamental para definir el clima. Sin embargo, a pesar de este inconveniente o carencia, los resultados promedio tienen una

significación climática y, al mismo tiempo, permiten ser interpretados más fácilmente con vistas a detectar y corregir posibles errores o ensayar parametrizaciones más adecuadas que mejoren el modelo, pues éste se anida en datos de análisis correspondientes a un determinado mes y año, lo que admite su comparación con datos climáticos reales en la región estudiada.

3.1. Dominio y resolución.

El dominio en que se ha aplicado el modelo comprende una zona de 1800×1680 km centrada en la Península Ibérica, de forma que dicha región se sitúe suficientemente alejada de las posibles distorsiones inducidas por la zona de relajación junto a las fronteras del dominio (véase la figura 3.1.). El extremo oeste del dominio está adentrado en el océano Atlántico para que los flujos atmosféricos que proceden de esa dirección entren sin distorsión orográfica en el dominio. El borde oriental del dominio se encuentra sobre el Mediterráneo, más al este de las Islas Baleares, de manera que la influencia de este mar sobre el clima de la Península sea tenida en cuenta. Al norte la región en que se realizan las simulaciones abarca hasta una latitud que se sitúa, aproximadamente, en la mitad de Francia. Finalmente, el sur del dominio se extiende lo suficiente para incluir la mayor parte de la cordillera norteafricana del Atlas, que ejerce una notable influencia en la formación de zonas de bajas presiones en la región del Mediterráneo cercana a las costas de Argelia, afectando al Levante peninsular.

Las coordenadas horizontales del modelo son cartesianas y, como consecuencia, es necesaria una proyección de la esfera terrestre sobre el plano. En esta ocasión se utilizó una proyección Lambert, como se señaló en el apartado 2.1. Los paralelos estándar han sido situados en 30° y 60° norte. La proyección está centrada sobre el meridiano de referencia de 6° oeste.

La resolución horizontal utilizada en este trabajo es uniforme y de 20 km, es decir, todas las celdillas en las que se divide el dominio tienen unas dimensiones horizontales de $\Delta x = \Delta y = 20$ km. La región de simulación se compone, por tanto, de 90×84 celdillas, incluyendo las de la frontera. Esta resolución espacial es capaz de simular procesos atmosféricos correspondientes a la mesoescala β y permite resolver, como se verá más adelante, las principales características de la orografía de la Península Ibérica, e incluso

detallar algunos rasgos topográficos secundarios. Este tamaño de celdilla hace muy aconsejable la utilización de un esquema de nubes de tipo híbrido, que consiste en una combinación de un esquema explícito y otro implícito, como se demostrará en el capítulo 4 de esta Memoria. Finalmente, se constata que la resolución espacial elegida está dentro del rango en que la aproximación hidrostática adoptada puede considerarse válida.

En el sentido vertical, el dominio se ha dividido en 30 capas, que es un número adecuado a la resolución horizontal empleada. Los niveles de las bases de tales celdillas y la cima de la superior, en coordenadas σ , son los siguientes: 1.000, 0.998, 0.992, 0.982, 0.968, 0.950, 0.928, 0.902, 0.872, 0.838, 0.800, 0.758, 0.712, 0.662, 0.608, 0.554, 0.500, 0.450, 0.400, 0.354, 0.312, 0.274, 0.240, 0.210, 0.180, 0.150, 0.120, 0.090, 0.060, 0.030 y 0.000. Como se puede comprobar, la resolución vertical varía con la altura, siendo máxima en los niveles más bajos. Esto permite que el intercambio turbulento en la capa límite planetaria sea resuelto con suficiente precisión dada su importancia sobre las condiciones atmosféricas. La variación de la resolución vertical con la altura debe ser suave para evitar la reflexión espuria de las ondas internas (Mesinger, 1991).

3.2. Topografía.

Para asignar las alturas topográficas de las bases de las celdillas inferiores de la malla del modelo se ha partido de la base de datos de topografía y batimetría suministrada por el NGDC (*National Geophysical Data Center*), perteneciente a la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) de los Estados Unidos. Estos datos tienen una resolución de 5 minutos en latitud-longitud, que equivale, aproximadamente, a entre 6 y 9 km en las latitudes donde se sitúa el dominio estudiado

Para establecer la altura topográfica de las celdillas del modelo se han promediado los datos originales en cada una de ellas. Posteriormente se ha aplicado un filtro bidimensional de dos pasos (Shapiro, 1970). Con este filtro se consigue eliminar los detalles topográficos que tengan una resolución de $2\Delta x$ sin modificar significativamente los detalles de longitud de onda mayor. Este filtrado tiene un efecto beneficioso sobre las simulaciones, pues evita la aparición de ruido de longitud de onda $2\Delta x$ que pueda originar el forzamiento orográfico.

En la figura 3.1. se muestra como queda definitivamente la orografía considerada en el modelo. La resolución utilizada permite reproducir con claridad las principales cadenas montañosas (Cordillera Cantábrica, Pirineos, Sistema Ibérico, Sistema Central, Sistema Bético y Sierra Morena) y los valles de los ríos principales (Duero, Tajo, Ebro y Guadalquivir). También se distinguen accidentes geográficos secundarios como, por ejemplo, el Macizo Galaico, los Montes de Toledo, o las cuencas del Júcar y el Segura. Incluso se llegan a diferenciar detalles como la separación entre la Sierra de Gredos y la de Guadarrama en el Sistema Central, o entre los Sistemas Subbético y Penibético. Esta gran definición permite que el modelo llegue a simular con notable precisión los forzamientos orográficos en la Península Ibérica, que inducen un significativo efecto sobre los subclimas locales. En la figura 3.2. se incluye un mapa donde se señalan los nombres de los principales accidentes orográficos a los que se alude en esta Memoria.

3.3. Selección de los periodos de simulación.

El trabajo que aquí se presenta constituyó la mayor parte de la colaboración del grupo de Meteorología del Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I de la Universidad Complutense de Madrid en el proyecto “*Regionalization*” financiado por el Programa “*Environment*” de la Unión Europea. Como la propuesta de este proyecto, iniciado en el año 1993, fue elaborada a finales de 1991, los análisis del ECMWF más actuales y de mayor calidad que estaban disponibles correspondían a los años 1990 y 1991. Esta circunstancia obligó a que las simulaciones se debieran realizar en cualquier intervalo temporal comprendido entre julio de 1990 y junio de 1991.

Anteriormente se comentó que se optó por la ejecución de simulaciones de un mes de duración, considerando que la fase de evaluación y ajuste del modelo obligara a efectuar numerosas pruebas, que se comentarán en el capítulo 4. Así, se eligieron los meses de julio de 1990, octubre de 1990, enero de 1991 y abril de 1991, es decir, uno de cada estación del año.

3.4. Datos para las condiciones iniciales y de contorno.

Las condiciones iniciales y de contorno asignadas a los puntos de la malla del modelo PROMES se calcularon mediante las interpolaciones horizontal y vertical

mencionadas en los apartados 2.4.4 y 2.4.3, partiendo de los datos de los análisis del ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecast*, Reading, R.U.). Se ha dispuesto de los análisis diarios realizados a las 0 y 12 horas (*UTC*) en una malla de latitud-longitud con un espaciado de 0.9° . Las condiciones iniciales han sido sometidas a una inicialización antes de su utilización en el modelo, como se describió en el apartado 2.4.4.

Los datos de estos análisis son la temperatura, la humedad específica, la altura geopotencial y las componentes zonal y meridiana del viento en los niveles estándar de presión, es decir, 1000, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150 y 100 hPa, además de la temperatura en la superficie y en el subsuelo.

Los valores de contorno se actualizan cada 12 horas y se suministran al modelo en cada paso de tiempo mediante una interpolación lineal entre dos datos consecutivos de los análisis del ECMWF.

3.5. Asignación de los parámetros del suelo y otros parámetros.

El esquema de intercambio superficie-atmósfera utilizado en las versiones del modelo PROMES empleadas en este trabajo necesita la asignación de cinco parámetros del suelo en cada una de las celdillas inferiores de la región de simulación: Albedo, emisividad de onda larga, humedad disponible, rugosidad e inercia térmica. Para la asignación de tales parámetros en la parte española de la Península y en las Baleares se partió de un mapa de usos de suelo suministrado por el Ministerio de Agricultura, que fue digitalizado. A cada uno de los 28 tipos de uso de suelo que se consideran en dicho mapa se han asignado los correspondientes valores de los parámetros aplicando criterios subjetivos, a partir de los valores propuestos por Benjamin y Carlson (1986). Dicho criterio asigna diferentes valores para los meses de invierno y de verano. En resto de las zonas incluidas en el dominio del modelo se han asignado los parámetros del suelo de manera subjetiva.

Otros parámetros que se necesitan fijar dentro del modelo son las constantes de difusión de fondo. Al coeficiente adimensional de difusión de fondo en la horizontal K_{h0} se le ha asignado un valor de $2.5 \cdot 10^{-3}$ para las componentes del viento y de $0.5 \cdot 10^{-3}$ para el

resto de las variables. Para la constante de fondo de la difusión vertical se ha establecido el valor de $0.15 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Por otra parte, se han ajustado algunos parámetros dentro del código informático del modelo para que la subrutina correspondiente a la parametrización de los procesos de intercambio radiativo se ejecute cada siete pasos temporales (es decir 280 segundos), en vez de cada paso; lo cual conlleva un ahorro de tiempo de cálculo apreciable. Esto se puede hacer debido a que los fenómenos radiativos en la atmósfera son de evolución lenta. Por idénticos motivos y de una forma similar se ajusta el modelo para que el chequeo de energía disponible por flotabilidad incluido en el esquema implícito de nubes se realice cada diez pasos temporales (400 segundos).

3.6. Datos de salida del modelo y comparaciones realizadas.

A continuación se detallan todos los datos obtenidos en las simulaciones realizadas.

Se extrajeron los campos de medias mensuales y de desviaciones estándar de las siguientes variables:

- *Temperatura, humedad específica, altura geopotencial y componentes zonal y meridiana del viento en los niveles de presión de 850, 700, 500, 300 y 200 hPa.*
- Temperaturas máxima, mínima y media diarias a 2 metros sobre el nivel de la superficie terrestre.
- Componentes del viento máximo diario a 10 metros sobre el nivel de la superficie terrestre.
- Porcentaje de cubierta nubosa.
- Flujos de calor y humedad en el suelo.
- *Presión reducida al nivel del mar.*

Cada 12 horas (0 y 12 UTC) se obtuvieron los datos que se detallan a continuación:

- Campo de agua de nube integrado verticalmente.
- *Temperatura, humedad específica y altura geopotencial en los niveles de presión de 850 y 500 hPa.*

- Sondeos aerológicos en las celdillas correspondientes a Madrid, Santander, La Coruña, Murcia, Palma de Mallorca y Lisboa.

También se generaron los siguientes datos:

- Precipitación acumulada mensual.
- Número de días con precipitación comprendida en determinados rangos.
- Temperaturas máxima y mínima diarias en las celdillas correspondientes a todas las capitales de provincia.
- Precipitación diaria en las celdillas correspondientes a todas las capitales de provincia.

De los datos de las simulaciones mencionados anteriormente se ha hecho una comparación con los análisis del ECMWF de aquellos escritos en cursiva, mientras que los que están subrayados se han comparado con las observaciones suministradas por la red climatológica del Instituto Nacional de Meteorología (INM) de España, compuesta por alrededor de 5000 estaciones (ver figura 4.41).

Además de las comparaciones gráficas entre los campos simulados y observados, se han realizado análisis objetivos de la calidad de los resultados de las simulaciones mediante el cálculo de los siguientes parámetros estadísticos :

- *Error Cuadrático Medio* (ECM). Este parámetro da una idea del grado de discrepancia entre un campo observado (o extraído directamente de observaciones) y su correspondiente campo simulado. El ECM se define de la siguiente manera:

$$ECM = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^N [a_n^M - a_n^O]^2}{N}} \quad [3.1]$$

Donde a es la variable que se está tratando, N es el número de puntos en una región dada y los superíndices M y O se refieren a los resultados del modelo y a los datos de las observaciones respectivamente.

- *Sesgo*. El sesgo (*bías*) es una medida objetiva que indica si hay una desviación sistemática entre los datos observados y simulados para un determinado campo. Se define como se indica a continuación:

$$B_a = \frac{\sum_{n=1}^N (a_n^M - a_n^O)}{N} \quad [3.2]$$

Donde los elementos de la fórmula tienen el mismo significado que en la expresión anterior.

- *Correlación espacial*. Esta medida estadística compara los patrones espaciales de un campo simulado y su correspondiente campo observado. La correlación espacial se calcula mediante la expresión:

$$C_a = \frac{\sum_{n=1}^N (a_n^M - a^M)(a_n^O - a^O)}{\left[\sum_{n=1}^N (a_n^M - a^M)^2 \sum_{n=1}^N (a_n^O - a^O)^2 \right]^{\frac{1}{2}}} \quad [3.3]$$

Donde a^M y a^O son los valores medios simulados y observados de la variable a en toda la región considerada, y los demás elementos de la fórmula tienen el mismo significado que en las dos expresiones anteriores.

3.7. Recursos informáticos.

Para la ejecución de las simulaciones cuyos resultados se presentan en el capítulo 4 se ha utilizado una estación de trabajo HP Apollo 735, con una velocidad de cálculo de 40 Mflop. Las primeras versiones del modelo necesitaban unas 700 horas de CPU para completar una simulación de un mes, mientras que la última versión precisa la mitad de tiempo de cálculo, a pesar del mayor número de cálculos que implica, gracias a la optimización del código realizada.

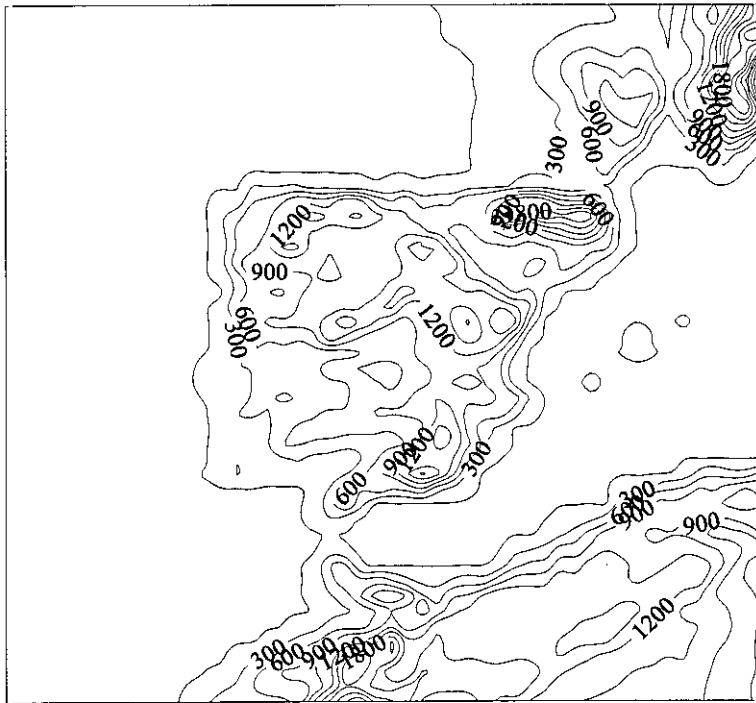


Figura 3.1. Dominio de aplicación del modelo con orografía. Se traza la isolínea de 10 metros y después desde la de 300 a la de 2700 metros con intervalos de 300 metros.

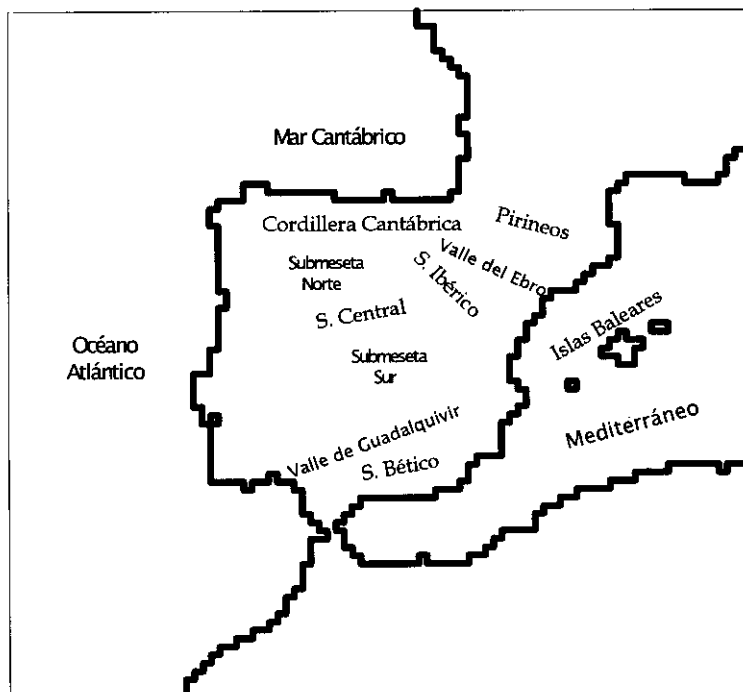


Figura 3.2. Características geográficas más usualmente aludidas en el texto.

RESULTADOS DE LAS SIMULACIONES CON CONDICIONES DE CONTORNO “PERFECTAS”

Como se indicó en el capítulo 3, en el transcurso del trabajo que se presenta se han utilizado tres versiones del modelo PROMES. A partir de la inicial (denominada como versión 1) se han ido incorporando mejoras sucesivas que dieron lugar a las otras dos versiones. Los resultados que se presentan en los cuatro primeros apartados de este capítulo corresponden a la tercera versión del modelo ya que, tras su comparación con las observaciones disponibles, se ha comprobado que ésta es la que ofrece un ajuste más satisfactorio. Esta comprobación se realizará de forma separada para cada uno de los cuatro meses elegidos. Para ello se utilizarán valores de las alturas geopotenciales, la temperatura y la humedad promedios en diferentes niveles estándar de presión obtenidos en las simulaciones, que se compararán con los correspondientes a los de los análisis del ECMWF. En este capítulo se mostrarán los valores comparados en los niveles de 850, 700 y 500 hPa. Asimismo, se verificarán los valores de algunas variables superficiales (promedios mensuales de temperaturas máxima y mínima y precipitación diarias) comparando las simuladas con las observadas en la red climatológica del Instituto Nacional de Meteorología.

Finalmente, en el apartado 4.5. se presentan algunos resultados obtenidos con las otras dos versiones, con el objeto de poner de manifiesto explícitamente la mejoría conseguida en las sucesivas versiones del modelo regional de clima aplicado a la Península Ibérica.

4.1. Simulación de invierno.

Como simulación mensual representativa del invierno se ha tomado la del mes de enero de 1991.

4.1.1. Situaciones sinópticas observadas durante el mes.

La primera decena del mes se caracterizó por un predominio de circulación del oeste que dio lugar a lluvias abundantes en la zona más occidental de la Península, especialmente en Galicia, así como en la vertiente cantábrica y en los puntos más elevados de la parte central peninsular. Las temperaturas fueron relativamente suaves para esta época del año debido a la continua llegada de masas de aire subtropical. El día 12 se inició un cambio del tiempo sobre la región a consecuencia del efecto asociado a un área anticiclónica que afectó a la mayor parte de la región estudiada. En principio el flujo de aire del norte hizo descender drásticamente las temperaturas en superficie. Posteriormente, el desplazamiento del anticiclón hacia el este dio lugar a que, a partir del día 16, las temperaturas ascendieran ligeramente y las lluvias aparecieran de nuevo por el noroeste de la Península Ibérica debido al paso de varios frentes. El día 20 el anticiclón se mueve hacia el oeste para quedarse centrado sobre las Islas Británicas el día siguiente. El día 22 se forma un “dipolo” o estructura típica en la que una zona de altas presiones se sitúa justo al norte de un centro de baja presión. Esta configuración se mantiene estable hasta el día 26, induciendo fuertes lluvias sobre la zona de Levante y Baleares. Este tipo de precipitaciones copiosas se producen cuando masas de aire provenientes del este se cargan de humedad en su viaje sobre el Mediterráneo y, al incidir en las elevaciones orográficas costeras, sufren un ascenso que se ve favorecido por el aire frío existente en niveles más altos, lo que da lugar al desarrollo de nubes convectivas de gran espesor que originan lluvias intensas. A partir del día 27 el “dipolo” se debilita, de forma que la baja acaba por desaparecer desplazándose hacia el este, y el anticiclón deja paso a una vaguada en altura que producirá precipitaciones durante un par de días, para ser sustituida por un nuevo anticiclón con el que termina el mes.

4.1.2. Evolución del error cuadrático medio.

En la figura 4.6. se representa la evolución del error cuadrático medio (ECM en adelante) entre valores simulados y analizados a lo largo del mes de enero de 1991 del geopotencial, la temperatura y la humedad específica en los niveles de 850 y 500 hPa. Comparados los ECM de este mes con los de los otros tres meses simulados, se observa que la humedad, especialmente en 850 hPa, tiene unos valores claramente menores. Todo parece indicar que esto se debe a la menor actividad convectiva en dicho mes. Este resultado podría también deberse a que la humedad fijada para la capa superficial de suelo se ajusta más a la real que en el resto de los meses simulados.

Una importante característica de la evolución del ECM es la ausencia de tendencia, lo que indica que la simulación no se degrada al avanzar en el tiempo, pues es controlada por las condiciones de contorno laterales. Un aumento o disminución sistemáticos del ECM a lo largo del periodo de simulación indicaría una actuación significativamente importante de procesos de escala subsinóptica generados por el modelo. No se debería deducir de ello que tal falta de tendencia en el ECM se mantendría en simulaciones de más larga duración, o en el caso de que otros forzamientos, como los asociados a procesos no lineales superficiales más complejos que los parametrizados en el modelo usado, adquirieran mayor influencia y terminaran degradando los resultados.

No obstante, en la figura mencionada se aprecian algunos días en los que el ECM alcanza valores máximos. Por ejemplo, los del geopotencial y temperatura en 500 hPa del día 4, 12 y 13 se corresponden con el paso de vaguadas en altura, mientras que el de los días 20 a 22 se producen en presencia del "dipolo" comentado en el apartado 4.1.1

4.1.3. Variables en altura.

La altura geopotencial media en el nivel de 500 hPa para este mes nos indica la existencia predominante de flujos del oeste frente a las costas atlánticas de la Península, mientras que tienden a girar al nornoroeste sobre tierra (ver figura 4.1a). La curvatura no tiene propensión al carácter ciclónico, lo cual nos dice que las vaguadas y centros de bajas presiones suelen situarse a lo largo del mes bastante al norte. El modelo simula con mucha precisión este campo como se puede ver en la figura 4.1b. En la tabla 4.2 se comprueba que la correlación espacial es máxima y que el sesgo es muy pequeño. Esto

señala la gran capacidad del modelo para captar las señales de escala sinóptica desde las condiciones de contorno laterales. Las mayores, aunque ligeras, diferencias se encuentran en algunos puntos cercanos a los contornos ; esto puede indicar pequeñas deficiencias en el esquema de relajación.

En las figuras 4.1c y 4.1d se pueden comparar las desviaciones de las medias diarias de la altura geopotencial a lo largo del mes. Se ve que la desviación que genera el modelo es muy parecida, tanto cualitativa como cuantitativamente, a la de los análisis. En la esquina noroccidental se aprecian los máximos de desviación con un gradiente muy fuerte ; esto indica que es hasta esta zona donde llega la influencia directa de las vaguadas, confirmando lo que se vio en los gráficos de medias mensuales. La zona de mínima desviación está al suroeste del dominio al no afectar ninguna vaguada a esas latitudes, lo que es coherente con la ausencia de precipitaciones en el cuadrante suroccidental de la Península Ibérica. El máximo secundario de desviación sobre el Mediterráneo se debe a los episodios de inestabilidad que sobre el mismo tuvieron lugar entre los días 21 y 27.

En las figuras 4.2 y 4.3 se comparan los resultados para las componentes horizontales del viento en el nivel de 500 hPa con sus análogos de los análisis del ECMWF. Las medias simuladas son muy similares, tanto para la componente zonal como para la meridiana. Como puede verse en la tabla 4.5 las correlaciones espaciales son muy altas mientras que los sesgos son pequeños, especialmente para la componente zonal. Este resultado era de esperar, ya que en este nivel el viento apenas se ve influido por el suelo y depende en gran medida del campo de masa, que como se señaló anteriormente está muy bien simulado en 500 hPa. Son destacables algunas pequeñas diferencias alrededor de las principales cadenas montañosas de la región, Pirineos, Cordillera Cantábrica y, sobre todo, la del Atlas. Este efecto se puede deber a la influencia de las ondas atmosféricas de montaña (Klemp y Lilly, 1978; Hoinka, 1985; Gaertner y Fernández, 1992) generadas en el flujo a sotavento de las barreras montañosas. Es importante recalcar que esta diferencia no es una deficiencia del modelo, sino una mejora con respecto a los análisis del ECMWF que tienen una menor resolución espacial. Se debe tener en cuenta que la mayor resolución del modelo implica no sólo un mayor detalle de los accidentes geográficos,

sino una mayor altura media en las zonas más elevadas, y como consecuencia una mejor representación de las ondas orográficas.

Las desviaciones de las componentes del viento simulado son muy semejantes a las de los análisis. Existe una ligerísima tendencia en el modelo a dar desviaciones más pequeñas. Esto se explicaría por que la rafagosidad en la simulación es menor que en la realidad, pues no resuelve fenómenos de pequeña escala que influyen de una manera crítica en el viento. Estas diferencias son más notables en niveles más cercanos al suelo donde la turbulencia juega un papel más importante.

El nivel de 700 hPa está suficientemente alejado del suelo como para que su temperatura, sobre todo en el mes de enero, se vea más dominada por la dinámica atmosférica que por los procesos relacionados con la superficie terrestre. No es extraño, por tanto, que la temperatura en este nivel sea muy parecida a la de los análisis, pues la dinámica del modelo está muy ajustada a la observada. La correlación espacial de 0.99 se justifica a la vista de la escasa diferencia entre las figuras 4.4a y 4.4b. Las ondulaciones en el Atlas y Picos de Europa se deben, posiblemente, a ondas de montaña, y la ligerísima ondulación en la subida a la Meseta desde las costas de Alicante podría asociarse a los ascensos de aire en las fuertes tormentas que se registraron en la zona. Una diferencia un poco más importante es el ligero aumento de la temperatura en la simulación en el área de Cantabria, País Vasco y Pirineos occidentales, que también estaría relacionada con la influencia orográfica. A pesar de todo, las diferencias son mínimas.

Las desviaciones estándar de la temperatura en el nivel de 700 hPa (figuras 4.4c y 4.4d) de la simulación y los análisis son muy similares, aunque son reseñables algunas diferencias. Un valor menor en la simulación en la zona al sur de los Pirineos y País Vasco, que coincide con la ligera diferencia que entre las medias. También es llamativa la menor desviación del modelo en la zona al sur de las Baleares. Esto se relaciona con los procesos de carácter tormentoso que tuvieron lugar en el Mediterráneo occidental entre los días 21 y 27 comentados en el apartado 4.1.1. Posiblemente alguna de estas tormentas no llegó a ser simulada con precisión por el modelo, lo que daría lugar a esta diferencia en la desviación de la temperatura en el nivel de 700 hPa. Claro está, que también podría ser que el modelo refleje algunos procesos que los análisis no son capaces de resolver. Esta segunda posibilidad parece más acertada, puesto que, como se verá en el siguiente

apartado, el modelo simula con gran precisión la precipitación recogida en las provincias de Valencia, Alicante y Murcia.

La humedad es una variable más difícil de simular con una resolución de mesoescala que la temperatura o el geopotencial, pues es muy sensible a la influencia de un gran número de complejos procesos convectivos y de intercambio con la superficie. Por tanto, es de esperar que, como se aprecia en la tabla 4.4., la correlación espacial entre los valores simulados y analizados de la humedad en el nivel de 700 hPa no sea tan alta como en los campos comentados anteriormente. A pesar de ello, la correlación sigue siendo bastante aceptable, como se refleja en los gráficos de medias mensuales 4.5a y 4.5b. Las dos distribuciones espaciales son muy parecidas, incluso cuantitativamente, en la mayoría de las regiones. Las principales diferencias, que en ningún caso son grandes, se encuentran en las zonas donde se producen más episodios de precipitación a lo largo del mes. Estas zonas son el norte de la Península y el área entre Baleares y las costas levantinas. En la primera, la tendencia del modelo es a dar una humedad menor que la de los análisis, mientras que la tendencia es la contraria en la otra zona.

En cuanto a las desviaciones de la humedad específica, las semejanzas entre los análisis del ECMWF y los resultados de la simulación vuelven a ser más frecuentes que las diferencias. Éstas se localizan en el área de Galicia y, de nuevo, entre las islas Baleares y la costa mediterránea de la Península Ibérica, aunque en ningún caso superan los 0.4 g kg^{-1} . Esta vez, en ambas regiones la desviación del modelo es superior a la del análisis, lo cual parece indicar que los procesos nubosos y de precipitación que se desarrollan en la simulación son más complejos.

4.1.4. Campos en superficie.

La correlación espacial entre los campos de precipitación observada y simulada es de 0.69. Como se recoge en la tabla 4.6, se trata del valor más alto de las cuatro simulaciones realizadas. Éste es un resultado que puede considerarse como muy satisfactorio, si se tiene en cuenta que esta variable presenta unas dificultades en su simulación bastante superiores a las de las variables comentadas en el apartado anterior.

Una mirada en conjunto a la figura 4.7 transmite la impresión de que la simulación ha sido capaz de representar los principales rasgos de la distribución de la

precipitación en este mes. Una franja seca (precipitación mensual menor de $25 \text{ l}\cdot\text{m}^{-2}$) atraviesa el centro de la Península de noreste a suroeste, flanqueada por dos zonas lluviosas al noroeste y en la costa mediterránea. La precipitación acumulada en la primera quincena del mes en Galicia y la costa del Cantábrico se simula con corrección, aunque existe un déficit de lluvia en el noroeste gallego. Sin embargo, se captan con considerable precisión máximos como los de los Picos de Europa y el Pirineo occidental. Estos máximos están muy relacionados con las lluvias de carácter orográfico asociadas a flujos del noroeste. El mismo origen parecen tener las lluvias en el Sistema Central, que también se reproducen correctamente en la simulación. Las precipitaciones provocadas por la inestabilidad localizada sobre el Mediterráneo entre los días 21 y 27 se simulan también satisfactoriamente. Los máximos se recogen con gran precisión, tanto en su localización como en cantidad de precipitación. El primero se centra en el límite entre las provincias de Valencia y Alicante y el segundo sobre la de Murcia. Resulta interesante observar cómo las precipitaciones menos intensas observadas en las provincias de Castellón y Tarragona no se reproducen en la simulación con la misma exactitud que los máximos más al sur. También aparecen en los resultados del modelo las lluvias favorecidas por el viento de Levante que se recogieron entre los días 21 y 25 en la zona del Estrecho de Gibraltar.

La temperatura mínima a 2 metros sobre el suelo que da el modelo tiene una distribución espacial muy acorde con la de las observaciones (figura 4.8). Este hecho se plasma en la correlación espacial que en este caso alcanza un valor de 0.83. En la tabla 4.6 también se puede ver que el sesgo es de 1.5, es decir, las temperaturas mínimas medias mensuales simuladas son moderadamente más altas que las observadas. En la figura se observa que son cuatro zonas bien localizadas las que contribuyen decisivamente a que el modelo dé unas temperaturas más cálidas: El valle del Ebro, la submeseta sur, el valle del Guadalquivir y especialmente la submeseta norte. Las causas de esto podrían ser varias, aunque todo apunta a la influencia directa o indirecta de la parametrización de los procesos superficiales que se usa en el modelo. Los parámetros del suelo podrían no ser los adecuados en algunas regiones, o bien el intercambio radiativo superficie-atmósfera no está representado con suficiente precisión en el modelo. Más

adelante, cuando se presenten otros resultados de temperatura junto al suelo, se comentará con más detalle este problema.

En cuanto a la temperatura máxima a 2 metros la correlación espacial entre los resultados del modelo y las observaciones también es alta (0.85). La semejanza de las formas que presentan las distribuciones espaciales se aprecia claramente en la figura 4.9, aunque los rangos de valores están algo desplazados. Esto queda numéricamente corroborado por el sesgo, cuyo valor medio de -2.0 indica que las temperaturas máximas simuladas son algo inferiores a las observadas. La distribución espacial de las desviaciones entre simulación y observaciones son bastante homogéneas en toda la Península, aunque parecen un poco más grandes en las zonas montañosas y en el valle del Guadalquivir.

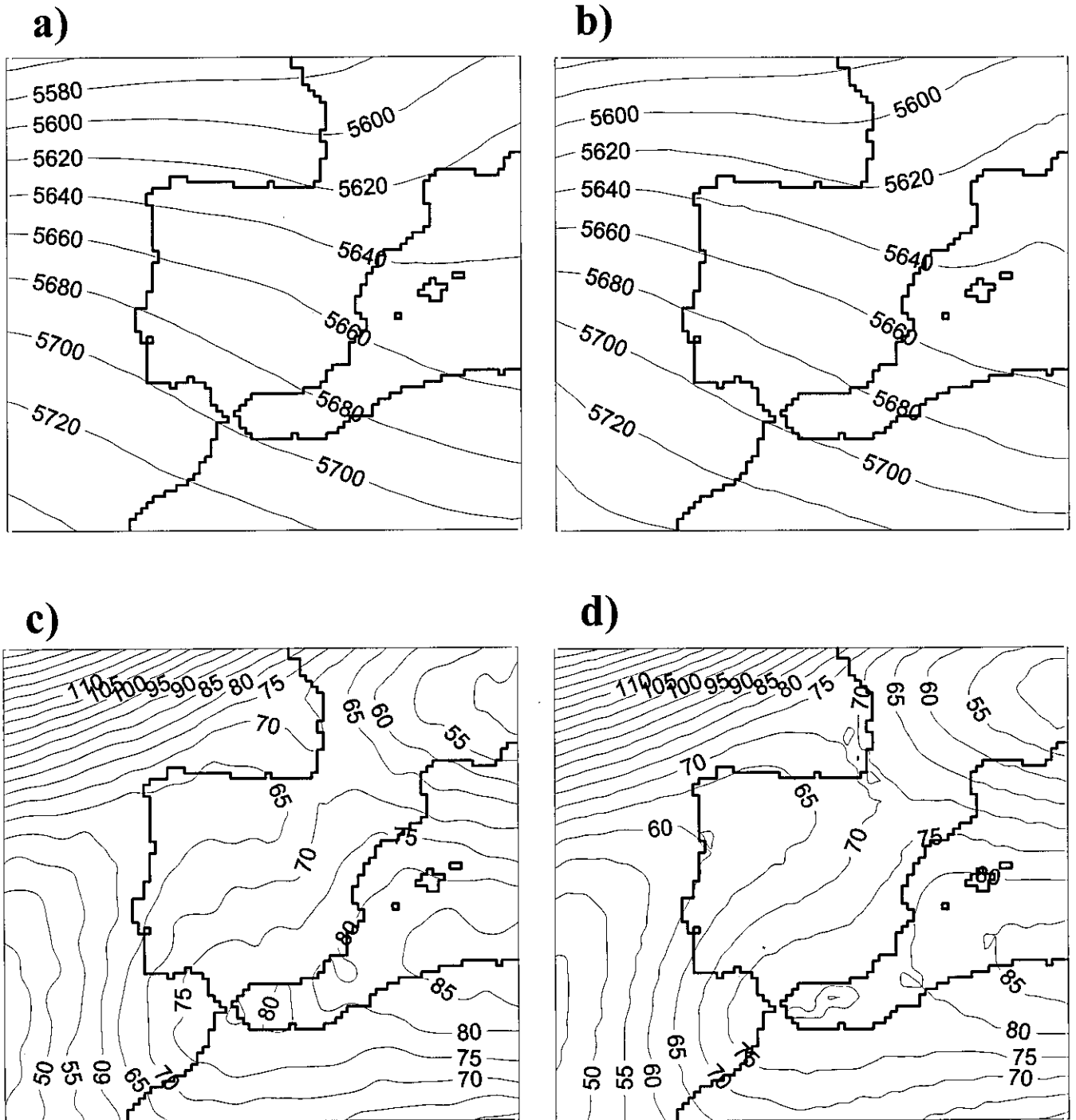


Figura 4.1. Altura geopotencial (m) de la superficie de 500 hPa para el mes de enero de 1991; a) media mensual del análisis del ECMWF, b) media mensual simulada, c) desviación estándar del análisis del ECMWF, d) desviación estándar simulada.

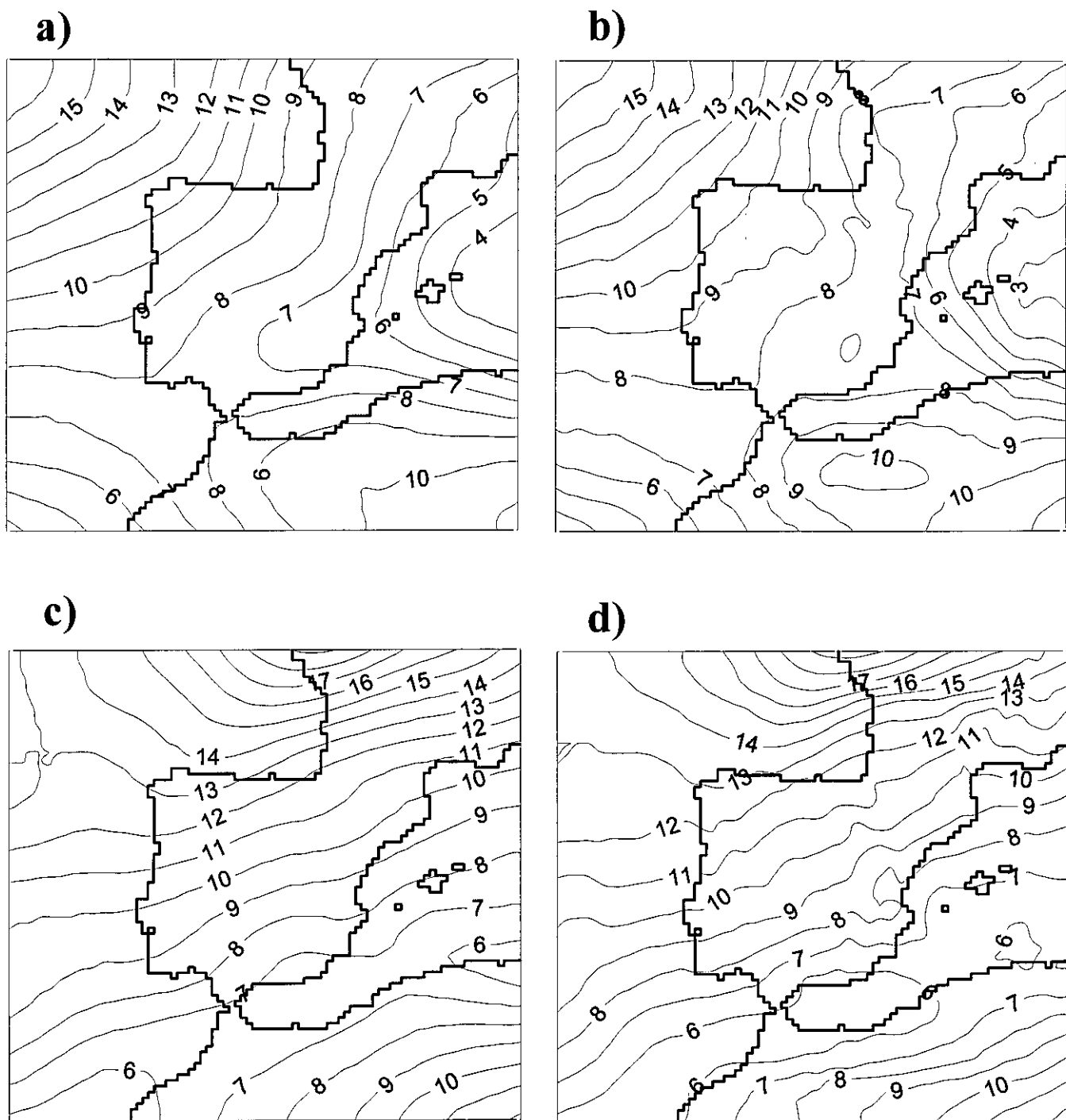


Figura 4.2. Componente zonal del viento (m/s) en la superficie de 500 hPa para el mes de enero de 1991; a) media mensual del análisis del ECMWF, b) media mensual simulada, c) desviación estándar del análisis del ECMWF, d) desviación estándar simulada.

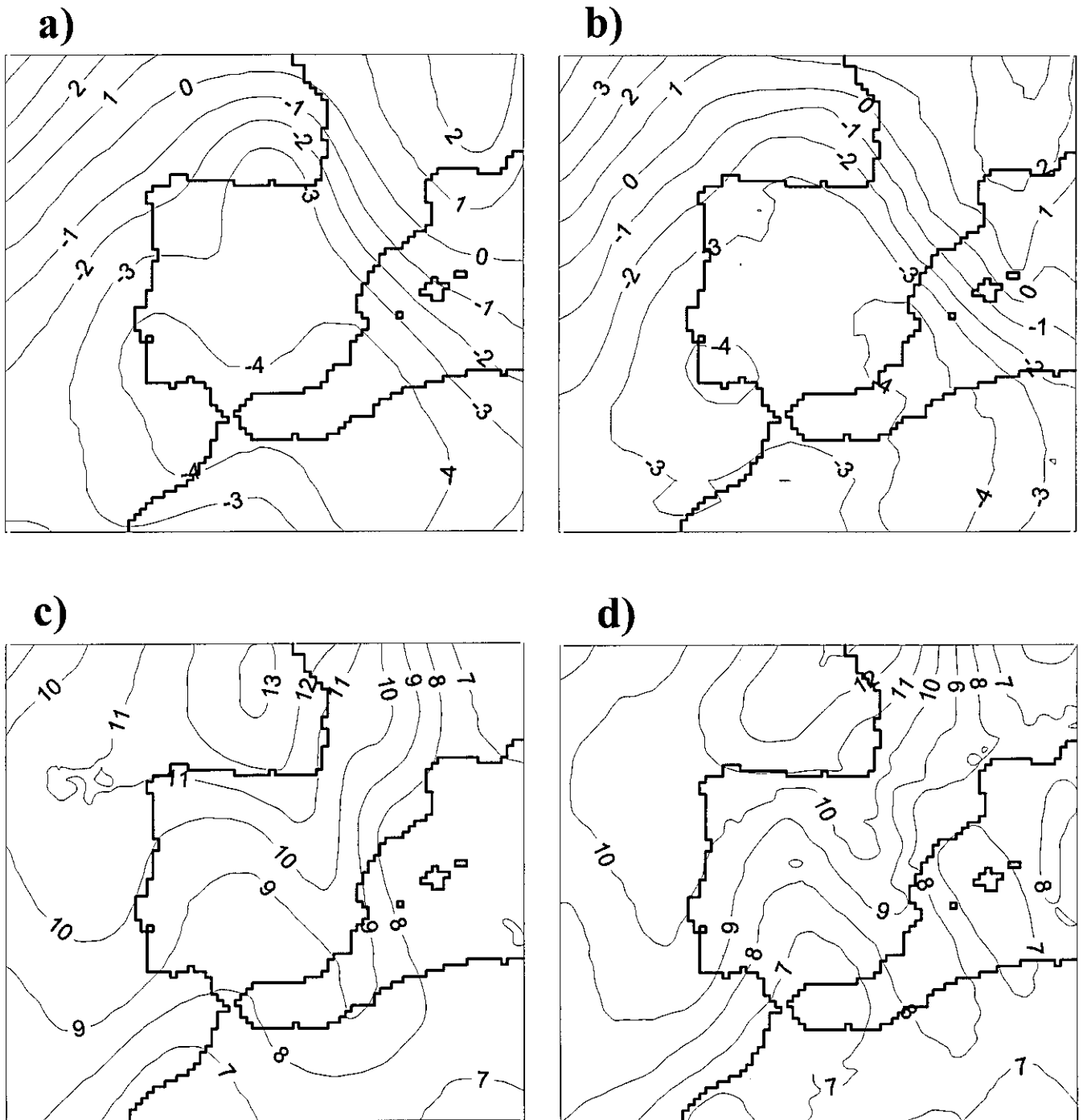


Figura 4.3. Componente meridiana del viento (m/s) en la superficie de 500 hPa para el mes de enero de 1991; a) media mensual del análisis del ECMWF, b) media mensual simulada, c) desviación estándar del análisis del ECMWF, d) desviación estándar simulada.

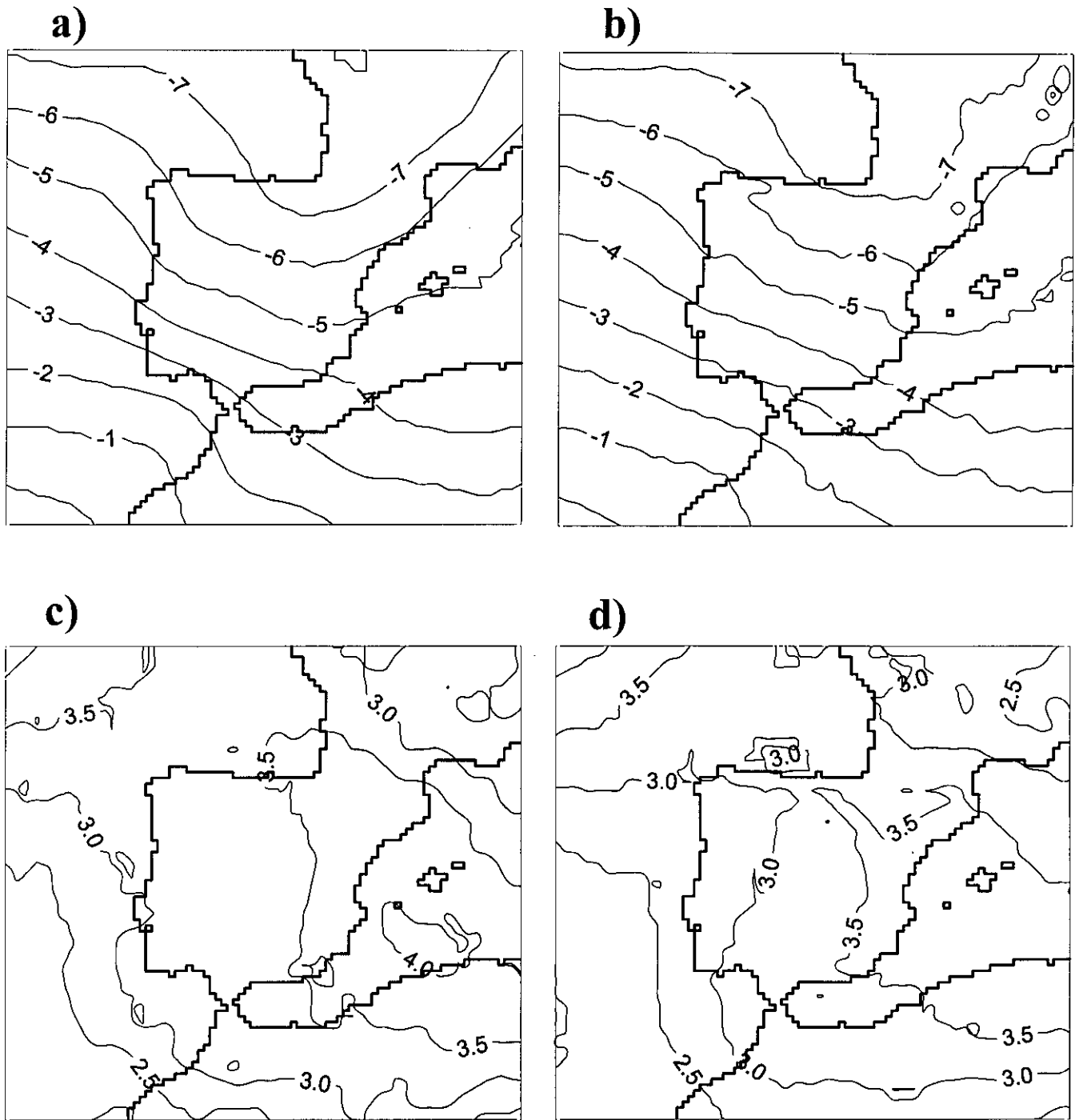


Figura 4.4. Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) en la superficie de 700 hPa para el mes de enero de 1991; a) media mensual del análisis del ECMWF, b) media mensual simulada, c) desviación estándar del análisis del ECMWF, d) desviación estándar simulada.

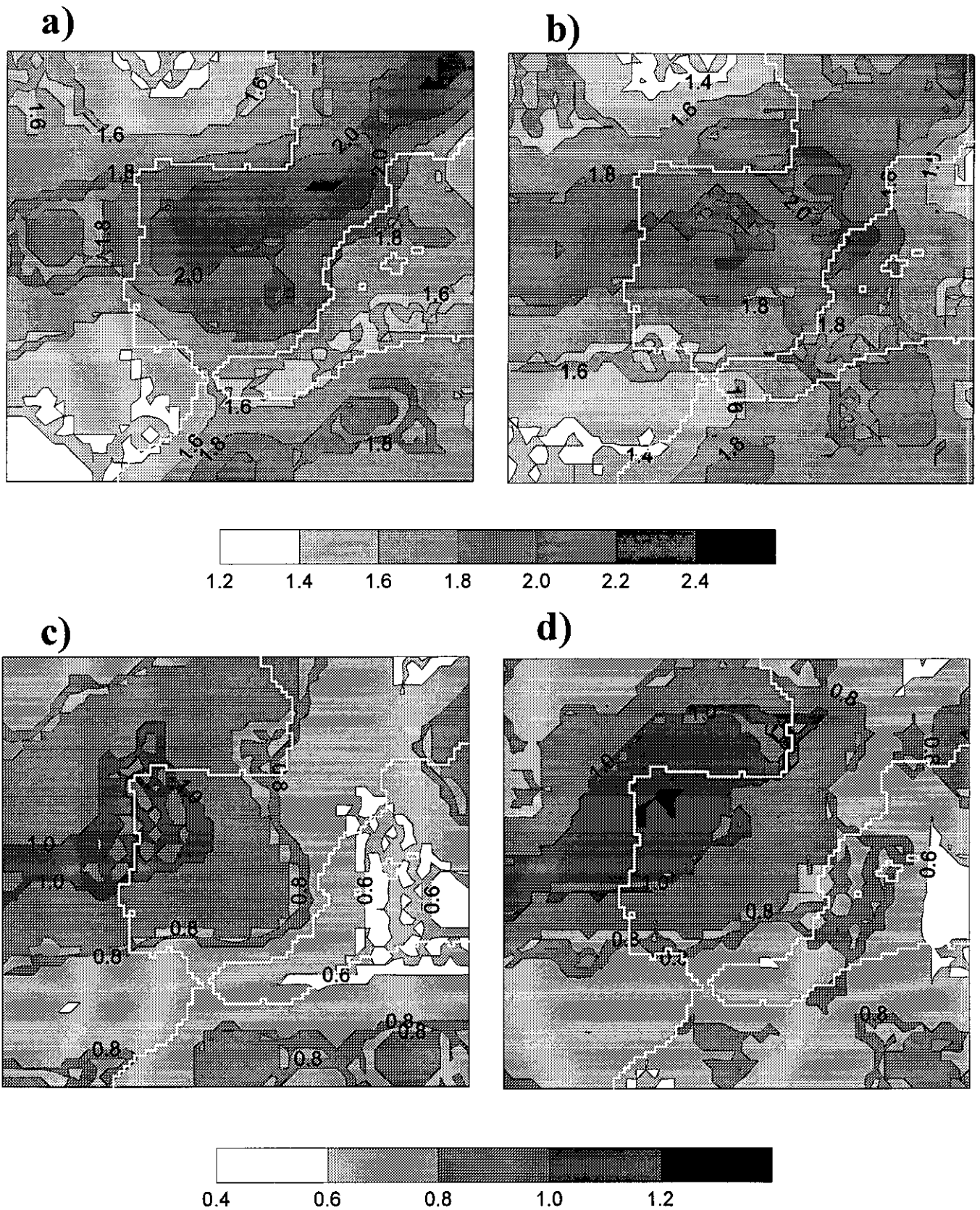
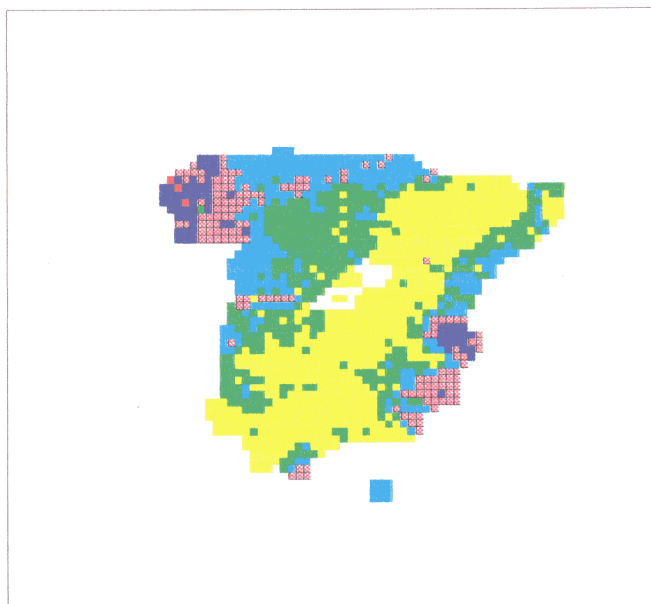


Figura 4.5. Humedad específica (g/kg) en la superficie de 700 hPa para el mes de enero de 1991; a) media mensual del análisis del ECMWF, b) media mensual simulada, c) desviación estándar del análisis del ECMWF, d) desviación estándar simulada.

a)



b)

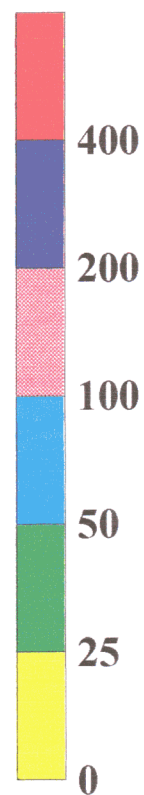
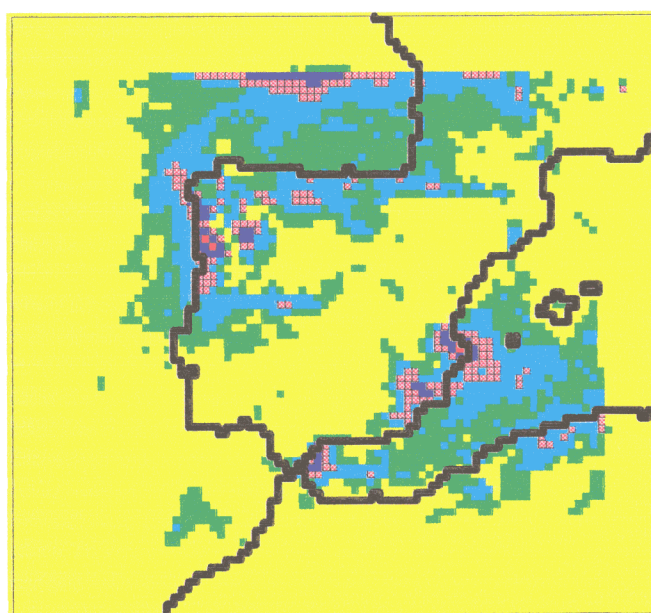
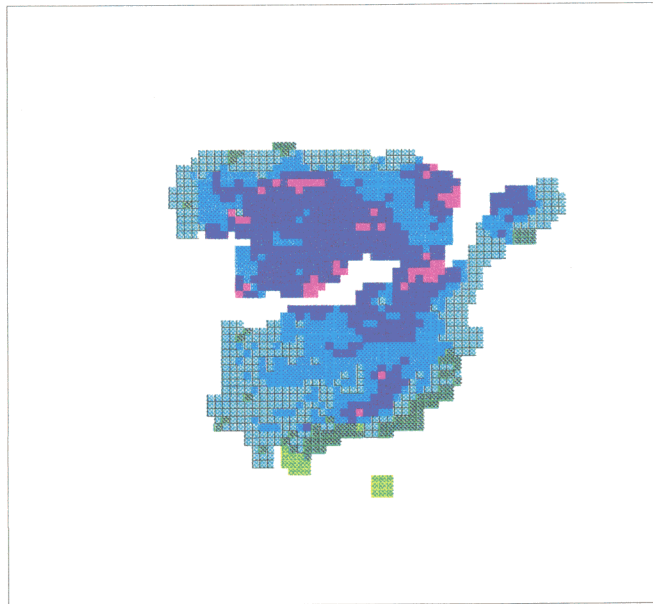


Figura 4.7. Precipitación acumulada (mm) del mes de enero de 1991; a) observada (las celdillas en blanco corresponden a zonas sin datos), b) simulada.

a)



b)

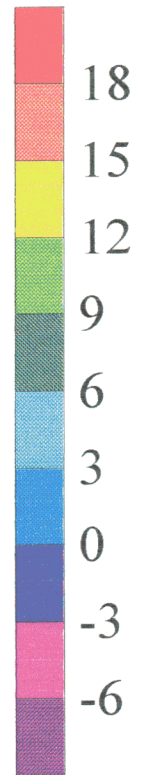
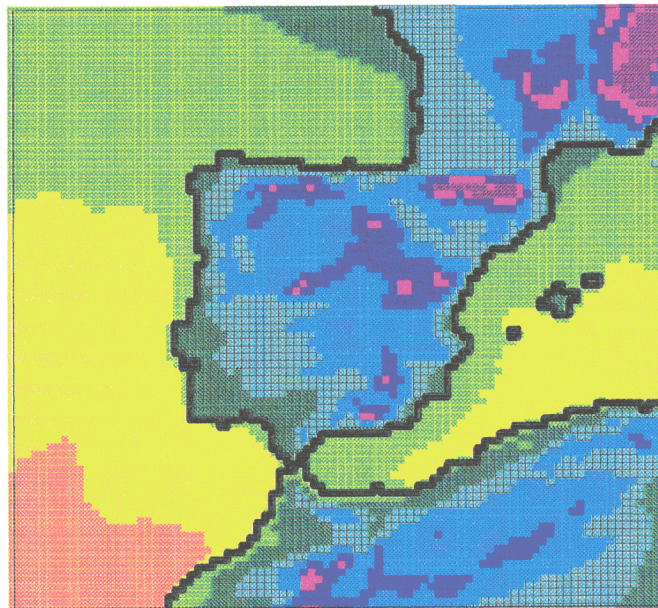


Figura 4.8. Media mensual de la temperatura mínima a 2 metros ($^{\circ}\text{C}$) para el mes de enero de 1991; a) observada (las celdillas en blanco corresponden a zonas sin datos), b) simulada.

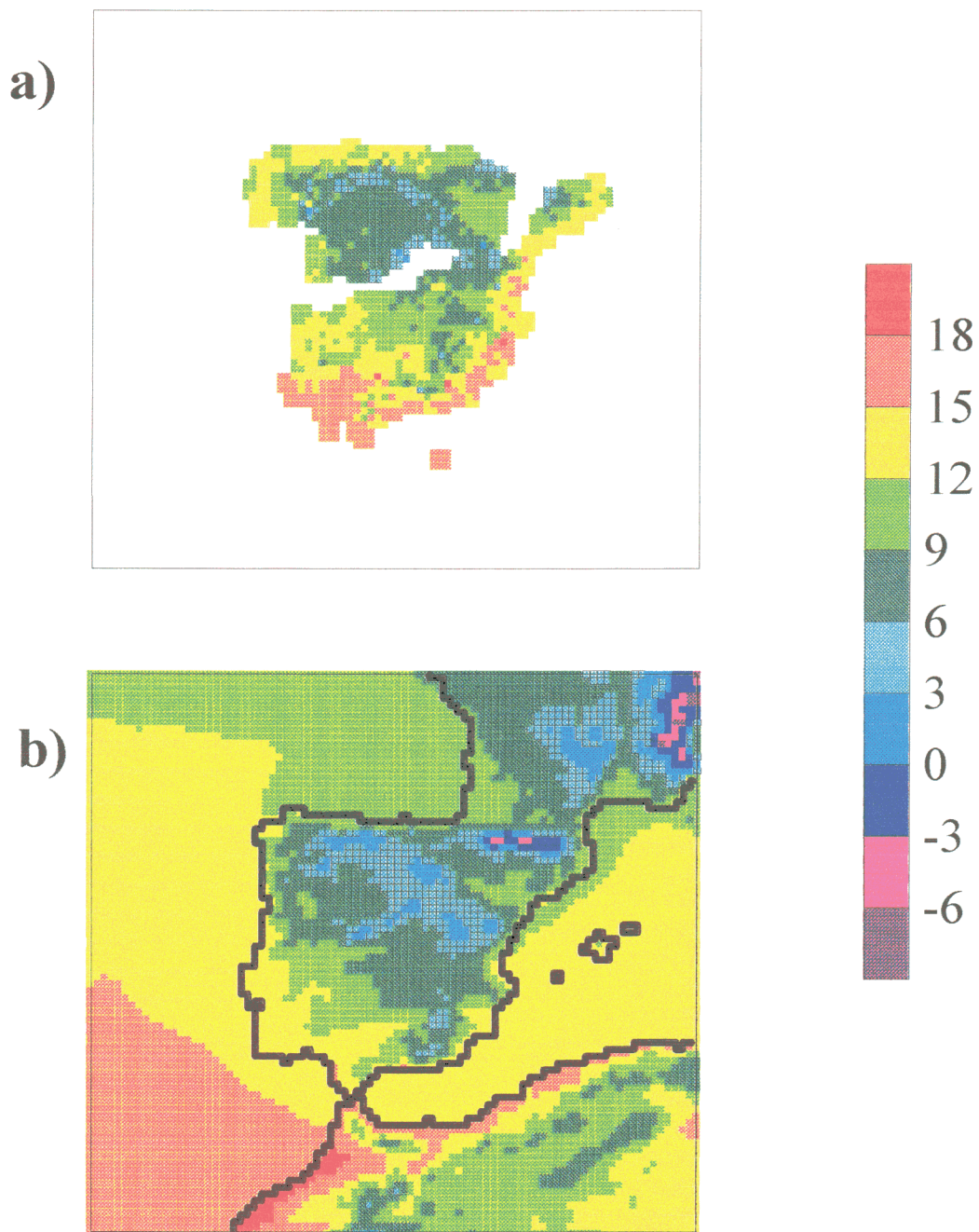


Figura 4.9. Media mensual de la temperatura máxima a 2 metros ($^{\circ}\text{C}$) para el mes de enero de 1991; a) observada (las celdillas en blanco corresponden a zonas sin datos), b) simulada.

4.2. Simulación de primavera.

El mes de abril de 1991 fue elegido para realizar la simulación mensual correspondiente a la estación de primavera.

4.2.1. Situación sinóptica.

En los dos primeros días del mes estaba presente una dorsal en altura y en superficie prevalecían las altas presiones sobre la Península. Se registraron ligeras heladas nocturnas en las zonas del interior, mientras que las temperaturas diurnas fueron relativamente suaves. Entre los días 3 y 5 una vaguada en altura cruza la Península y el paso de varios frentes en superficie deja precipitaciones moderadas en la vertiente atlántica y débiles en la mediterránea. El día 6 la dorsal en altura vuelve a prevalecer, de forma que el anticiclón atlántico en superficie afectó a la Península hasta el día 11. Durante este periodo el tiempo fue seco y las temperaturas ascendieron considerablemente. El día 12 comenzó a desplazarse desde latitudes más altas una vaguada que llegó a las costas de Galicia y Portugal. En su evolución dió lugar a fuertes lluvias en toda la vertiente atlántica y un descenso drástico de las temperaturas. Finalmente terminó desgajándose para formar una zona de bajas presiones aislada con un núcleo muy frío. De nuevo, a partir del día 13, apareció una típica distribución sinóptica de tipo "dipolar". Esta situación continuó hasta el día 17, con las bajas presiones centradas sobre las costas del sur de Portugal, lo que hizo que lloviera sobre toda la Península, pero con mayor intensidad en Andalucía y las costas mediterráneas. En el periodo que va del día 18 al 23 un anticiclón centrado al oeste de las Islas Británicas afectó a la mitad norte de la Península, produciendo heladas nocturnas y precipitaciones por nubes de estancamiento en la cornisa cantábrica cuando el viento sopló del norte. El efecto de bloqueo de este anticiclón hizo que las bajas presiones se desplazaran sobre el sur peninsular provocando precipitaciones que, en algunas ocasiones, fueron bastante fuertes. El día 24 el anticiclón se debilitó, dejando paso a una sucesión de vaguadas, de forma que las lluvias asociadas afectaron al Cantábrico, alto Ebro y Cataluña. En los dos últimos días del mes el anticiclón se extendió hasta la Península, como consecuencia de lo cual el tiempo fué predominantemente seco, con un aumento generalizado de las temperaturas.

4.2.2. Evolución del error cuadrático medio.

Como en la simulación de enero de 1991 se observa que la evolución del ECM de alturas geopotenciales de las superficies de presión estándar no presenta una tendencia, sino que su valor varía de un día a otro dependiendo de las características de la situación sinóptica de cada momento. Las condiciones de contorno laterales controlan el desarrollo general de la simulación, dejando que el modelo desarrolle procesos atmosféricos de mesoescala.

Comparado con el de los otros tres meses simulados, el ECM de abril de 1991 alcanza un valor intermedio. En esta comparación sólo cabe resaltar el mayor grado de variabilidad del ECM de altura geopotencial con respecto a los meses de enero y, sobre todo, julio. Esto es bastante normal ya que, en este periodo de transición entre invierno y verano, las perturbaciones atmosféricas a escala sinóptica suelen afectar con mayor frecuencia a la Península Ibérica.

Tal y como se puede ver en la figura 4.15, los mayores valores de ECM corresponden a los días con situaciones sinópticas más complejas o cambiantes. La primera de ellas se produce cuando entre los días 3 y 5 una profunda vaguada atraviesa el dominio del modelo, elevando los ECM de altura geopotencial y temperatura tanto en 500 como en 850 hPa. Posteriormente viene un lapso de unos cinco días con un ECM bastante bajo y constante, que se corresponde con un dominio de la situación anticiclónica. A partir del día 13 y hasta el 18 el ECM es bastante alto. Es en este periodo cuando se mantiene la estructura “dipolar”, anteriormente comentada, de una complejidad notable, pues altera significativamente la ondulación típica de la circulación en altura.

Es digno de mención el hecho de que el ECM de la humedad específica, especialmente en el nivel de 850 hPa, no presente semejanza con el de las otras dos variables estudiadas, al menos aparentemente. Es especialmente significativo que los dos máximos de ECM de la humedad en 850 hPa se produzcan en las dos situaciones anticiclónicas del mes (9-10 y 29-30). En ambos casos la nubosidad es escasa, las temperaturas elevadas y los vientos flojos, es decir, una situación propicia para que la humedad en el nivel de 850 hPa esté dominada por el intercambio turbulento dentro de la capa límite planetaria. Esto parece ser un nuevo indicio de que el flujo de humedad desde el suelo no es el correcto, bien sea por una defectuosa asignación de los parámetros de

suelo, o bien por deficiencias en el mismo esquema de parametrización de procesos superficiales.

4.2.3. Variables en altura.

En la figura 4.10a se observa el campo medio mensual de la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa suministrada por los análisis del ECMWF. El flujo dominante en todo el dominio es del noroeste, con una clara tendencia al giro ciclónico. Todo esto es coherente con la situación sinóptica que en este nivel dominó durante la segunda quincena del mes y algunos días de la primera; es decir, una vaguada con su eje sobre Francia o Centroeuropa que extiende su influencia a la mayor parte de la Península Ibérica. La alta correlación espacial entre los resultados de la simulación y el análisis, y el escaso sesgo (ver tabla 4.2.) corroboran, desde un punto de vista cuantitativo, la impresión que se obtiene al comparar visualmente las figuras 4.10a y 4.10b ya que las dos presentan un gran parecido. Así, por ejemplo la isohipsa de 5620 mgp pasa justamente sobre la zona de la Punta de la Estaca de Bares y la isla de Ibiza en ambas figuras.

Las desviaciones de altura geopotencial en 500 hPa se pueden ver en las figuras 4.10c y 4.10d. La semejanza entre la simulación y el análisis para este campo es casi tan grande como lo era para la de los promedios. Hay una región de máxima desviación en la zona norte del dominio, como era de esperar al ser la más afectada por el paso de las sucesivas vaguadas que cruzan el área de simulación. Frente a las costas del suroeste peninsular hay otra zona con valores altos, que también es captada por el modelo. Este segundo máximo se debe a que dicha zona es afectada por el sistema de altas presiones que en la primera decena del mes alcanza la Península, mientras que en los últimos diez días es influenciada por las vaguadas anteriormente comentadas. Pero el hecho que hace elevar definitivamente el valor de la desviación en la región comentada es que sobre ella se centra la baja del "dipolo" presente entre los días 13 y 17. Finalmente, es de destacar el mínimo existente frente a las costas de Galicia, que se simula con corrección. Dicho mínimo surge por el papel que parece desempeñar la zona como "centro de giro" o de "simetrías" de las evoluciones de las altas y bajas presiones a lo largo de todo el mes.

Las figuras 4.11a y 4.11b dejan ver el parecido entre las medias de la componente zonal del viento en el nivel de 500 hPa de los análisis y de los resultados del modelo. Lo

mismo se aprecia en las figuras 4.12a y 4.12b para la componente meridiana del viento. Los valores de la tabla 4.5 verifican que la correlación espacial es muy alta y el sesgo pequeño. Si se confrontan los campos medios de las componentes horizontales del viento con el campo medio de geopotencial en 500 hPa (ver figura 4.10) se comprueba que aquellos se ajustan bastante al viento geostrófico que se derivaría de este. Esta característica era de esperar, pues en el nivel de 500 hPa el viento se ajusta bastante a la condición geostrófica. Si se observan en la figura 4.12b las isotacas de -5 y $-6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ resulta evidente la influencia de la cadena montañosa de los Pirineos sobre el flujo de aire que incide en ella.

Por lo que respecta a la variabilidad, para la componente zonal presenta un gran parecido entre los resultados de la simulación y el análisis del ECMWF (ver figuras 4.11c y 4.11d). Lo mismo se puede comprobar para la componente meridiana del viento (figuras 4.12c y 4.12d).

Para la temperatura media en 700 hPa se obtienen unos valores simulados que mantienen una correlación muy alta con los análisis del ECMWF. El sesgo entre ambos es prácticamente despreciable (ver tabla 4.3). Esto se ve corroborado al comparar las gráficas 4.13a y 4.13b que sólo presentan mínimas diferencias. La isolínea de $-6 \text{ }^\circ\text{C}$ pasa sobre la línea de los Pirineos, mientras que en los análisis lo hace ligeramente más al sur y al oeste. La cadena montañosa parece comportarse como una barrera más eficaz en el modelo que en el análisis ante las masas de aire frío provenientes del norte. La isolínea de $-5 \text{ }^\circ\text{C}$ de los resultados del modelo tiene una ligera ondulación cerca de los Picos de Europa, lo que de nuevo parece derivarse del efecto de las ondas orográficas en el campo medio mensual. Finalmente la isolínea de $-4 \text{ }^\circ\text{C}$ se adentra levemente más hacia el sur de la submeseta meridional en la simulación.

En las figuras 4.13c y 4.13d se puede ver, aunque las isolíneas sean algo confusas, cómo la variabilidad generada por el modelo para la temperatura en 700 hPa es bastante parecida a la que se deriva de los análisis del ECMWF. El patrón de distribución espacial es muy parecido al de la desviación de la altura geopotencial. Así, se vuelve a observar un máximo en la esquina suroeste donde se alternaron los sistemas de altas presiones cálidos y las bajas frías, y otro máximo al noreste por donde pasaron las vaguadas, mientras que en los otros dos cuadrantes se aprecian mínimos.

Al igual que en la simulación del mes de enero, la humedad en el nivel de 700 hPa es la variable que peor correlación espacial tiene con los análisis, de las cinco que se muestran. A pesar de ello la correlación es de 0.82. El sesgo, como puede verse en la tabla 4.4, es despreciable. En las figuras 4.14a y 4.14b se presentan los campos de humedad en 700 hPa para el análisis y la simulación respectivamente. Se ve en ellas que la simulación respeta los rasgos principales de la distribución espacial de la humedad, presentando las zonas más húmedas, por lo general, sobre tierra. Sobre los Pirineos se aprecian unos valores simulados mayores que en el análisis. La zona suroccidental de la Península Ibérica es menos húmeda en la simulación, lo cual podría estar relacionado con el elevado error cuadrático medio para la humedad en 850 hPa en los dos episodios anticiclónicos que se registran a lo largo del mes (ver apartado 4.2.2.), y que podrían estar relacionados con alguna deficiencia en el esquema de parametrización superficial. Sobre el Sistema Ibérico el modelo da una humedad excesiva, que podría relacionarse con las nubes que en esa zona descargan un exceso de precipitación, como se comentará más adelante en el apartado 4.2.4.

Los campos de desviación de la humedad en el análisis y la simulación están algo mejor correlacionados que los respectivos campos medios mensuales. Las principales diferencias se aprecian en el desplazamiento del mínimo hacia el centro de la Península y la mayor variabilidad en el valle del Ebro.

4.2.4. Campos en superficie.

En el mes de abril de 1991 la precipitación se acumuló principalmente en la costa cantábrica y a lo largo de todo el Sistema Ibérico, siendo muy frecuentes las precipitaciones mensuales por encima de los $100 \text{ l}\cdot\text{m}^{-2}$ e incluso superiores a $200 \text{ l}\cdot\text{m}^{-2}$ en el País Vasco y Navarra (ver figura 4.16a). Estas lluvias se recogieron durante el paso de las vaguadas de los días 3 al 5 y 25 al 27, pero muy especialmente en el episodio entre los días 12 y 17, en que una vaguada proveniente de latitudes muy altas se transformó en una baja cerrada que se mantuvo centrada al suroeste de la Península. En esta zona hubo dos máximos de lluvia, uno centrado sobre la Sierra de Huelva, y otro sobre la Sierra de Grazalema, donde se registró un máximo histórico de lluvia torrencial. Estas precipitaciones, como la mayor parte de las registradas durante este mes en la Península

Ibérica, también se originaron en la baja que afectó a esa región en la segunda decena del mes. La zona seca este mes (menos de $25 \text{ l}\cdot\text{m}^{-2}$) se extiende por el sureste peninsular, el oeste de las submesetas norte y sur, y la zona más oriental del valle del Ebro.

Como se muestra en la figura 4.16b, esta zona seca es reproducida con bastante nitidez por la simulación, excepto los pequeños mínimos relativos de la provincia de León y del valle del Ebro, junto con el máximo de la Sierra de Grazalema. El exceso de precipitación total mensual simulada en las dos zonas de mínimos es de 20 y 30 litros, lo cual no es demasiado. Sin embargo, el máximo local de Grazalema no aparece en la simulación. Las zonas con alta precipitación han sido simuladas por el modelo con bastante precisión, aunque hay un ligero déficit en el Cantábrico y especialmente en Galicia, y un exceso al oeste de la Serranía de Cuenca y en la Sierra del Moncayo. Es digno de destacar que la simulación haya reproducido el máximo de la provincia de Huelva, por su pequeña escala espacial y temporal. No obstante, existe una correlación espacial notablemente alta entre los resultados del modelo y las observaciones, con un escaso sesgo de alrededor del seis por ciento de la precipitación acumulada mensual promediada en toda la Península (ver la tabla 4.6.).

En la figura 4.17. se evidencia que el resultado de la simulación para las temperaturas mínimas en superficie (a 2 m del suelo) se ajusta mucho, tanto cualitativa como cuantitativamente, a la distribución observada. En la tabla 4.6 se comprueba que la correlación espacial es, efectivamente, muy buena para esta variable (0.85), y el sesgo pequeño (0.6). A este pequeño sesgo positivo contribuyen de nuevo la zona oeste de la submeseta norte, la desembocadura del río Guadalquivir y el valle del Ebro. El efecto regulador del mar en las zonas costeras se deja notar en una franja más estrecha en la simulación que en las observaciones. Esto podría deberse a diversos motivos, como que las temperaturas del mar sean algo bajas, la elevación orográfica en la costa demasiado abrupta o alguna deficiencia en el ciclo de brisas. En el resto de las regiones de la Península, las mínimas del modelo son muy ajustadas a las observaciones.

La correlación espacial entre simulación y observaciones para las temperaturas máximas, aun siendo alta (0.78), es la menor de entre las cuatro simulaciones mensuales realizadas (ver tabla 4.6.). El sesgo es cercano a $-3 \text{ }^\circ\text{C}$; es decir que las temperaturas máximas simuladas son menores que las observadas. En la figura 4.18 se aprecia que en

la mitad norte de la Península aparece en la simulación una zona bastante extensa por debajo de 12 °C, mientras que en las observaciones este valor se registra en puntos aislados. Incluso las zonas con valores mínimos relativos que da el modelo en la Sierra de Segura, Sierra Nevada y el sureste, no aparecen en las observaciones. En el resto de la Península se aprecian temperaturas máximas simuladas que están, por lo general, unos tres grados por debajo de las observadas, como ya indicaba el valor del sesgo.

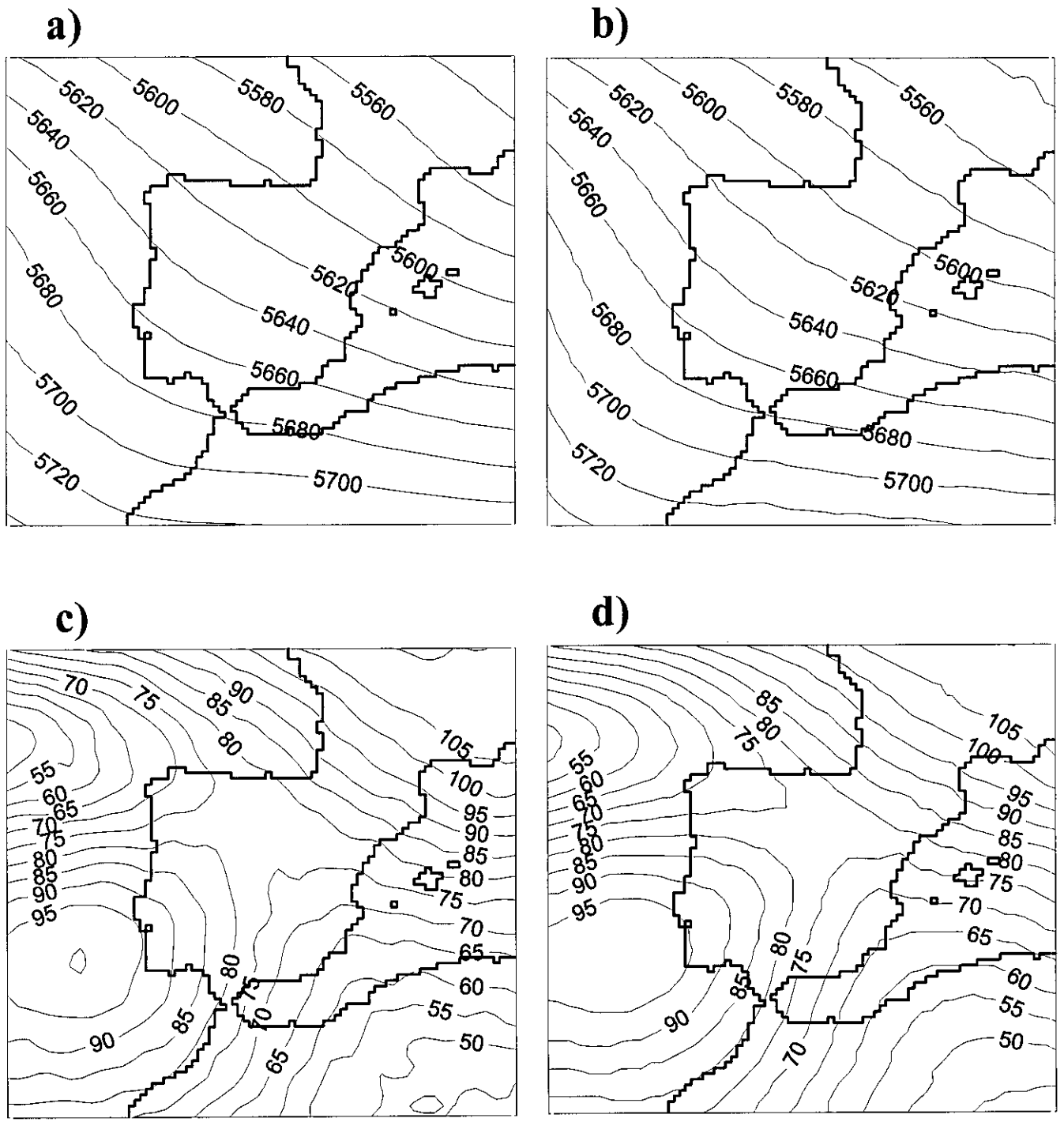


Figura 4.10. Altura geopotencial (m) de la superficie de 500 hPa para el mes de abril de 1991; a) media mensual del análisis del ECMWF, b) media mensual simulada, c) desviación estándar del análisis del ECMWF, d) desviación estándar simulada.

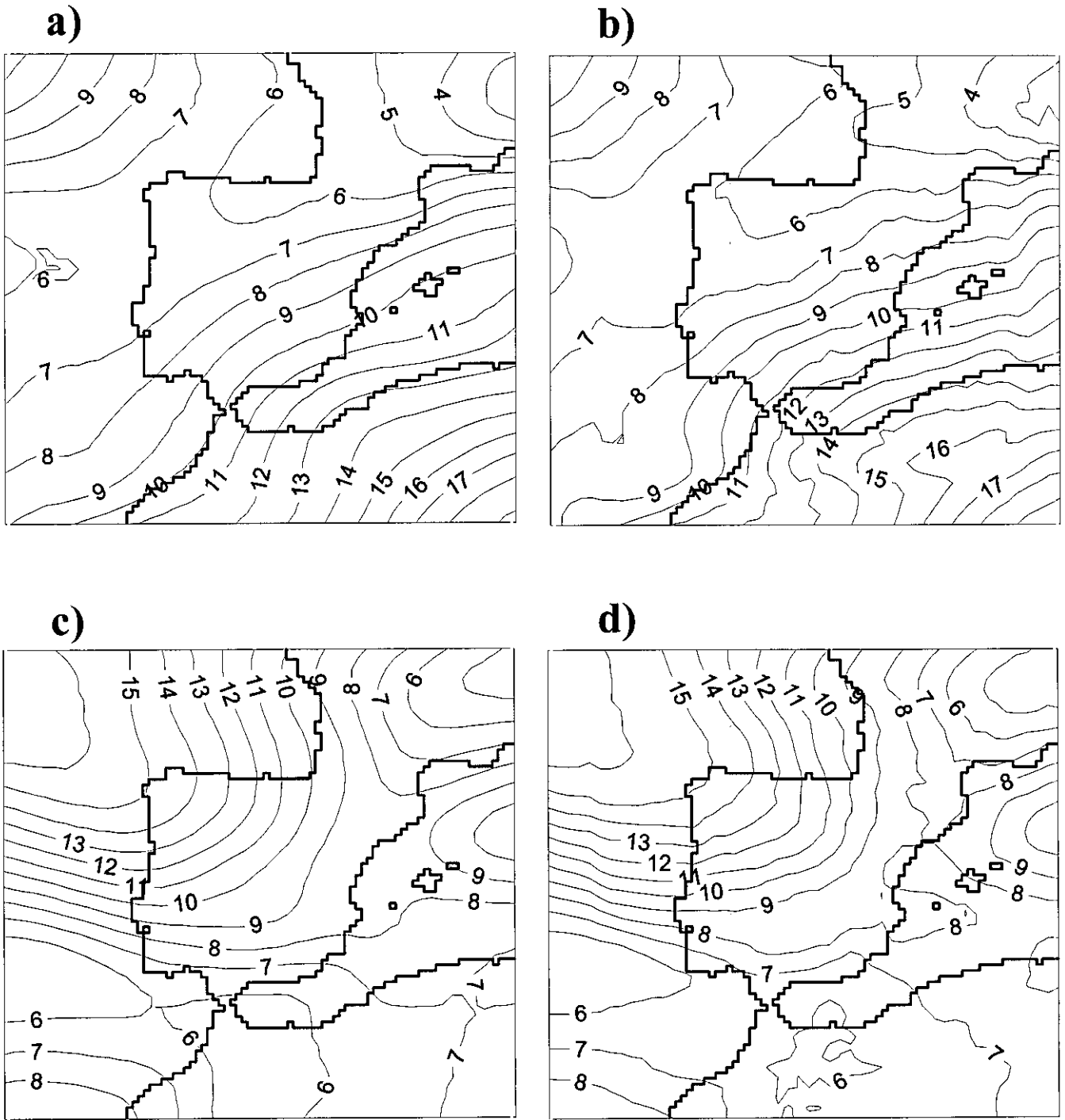


Figura 4.11. Componente zonal del viento (m/s) en la superficie de 500 hPa para el mes de abril de 1991; a) media mensual del análisis del ECMWF, b) media mensual simulada, c) desviación estándar del análisis del ECMWF, d) desviación estándar simulada.

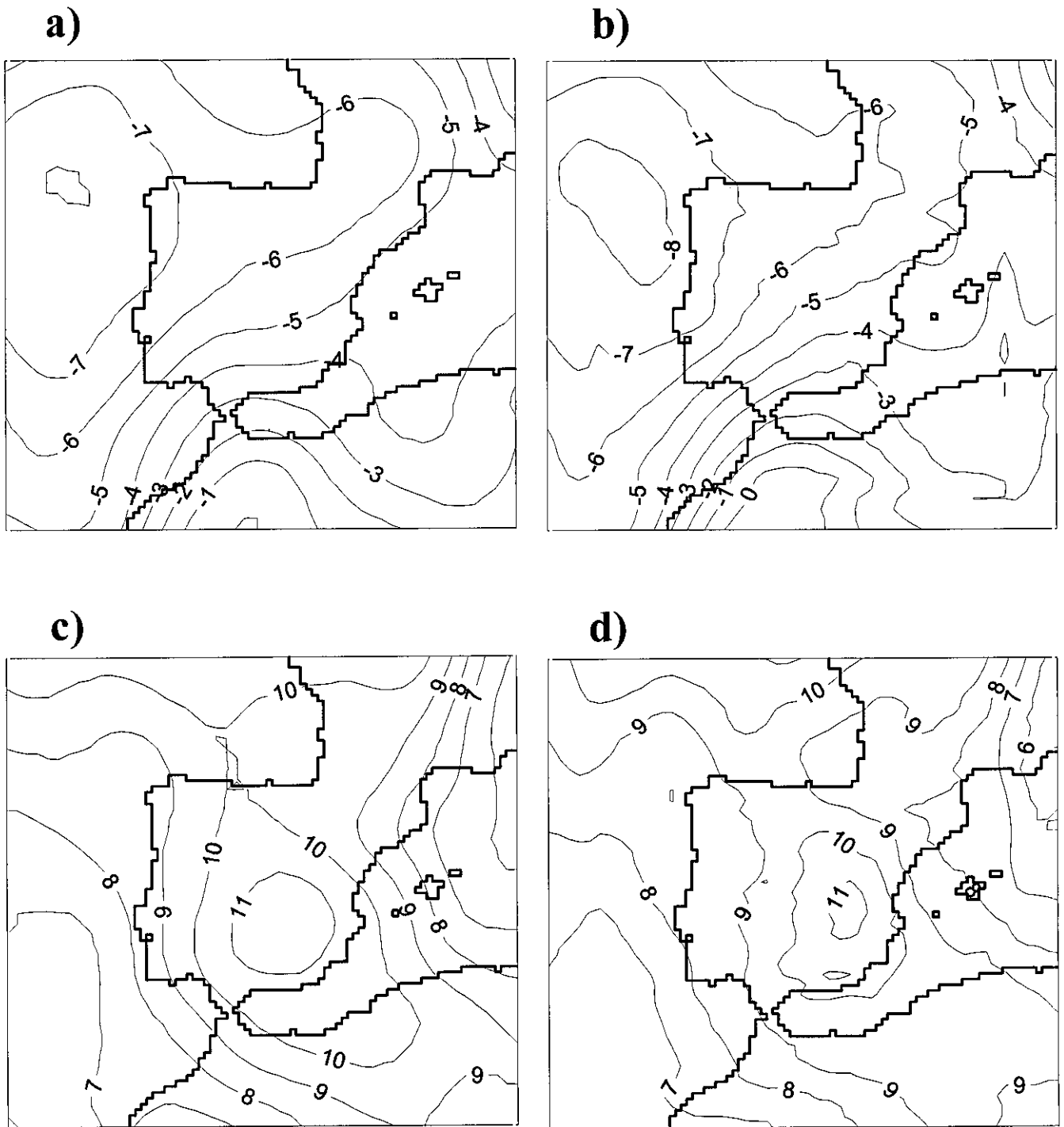


Figura 4.12. Componente meridiana del viento (m/s) en la superficie de 500 hPa para el mes de abril de 1991; a) media mensual del análisis del ECMWF, b) media mensual simulada, c) desviación estándar del análisis del ECMWF, d) desviación estándar simulada.

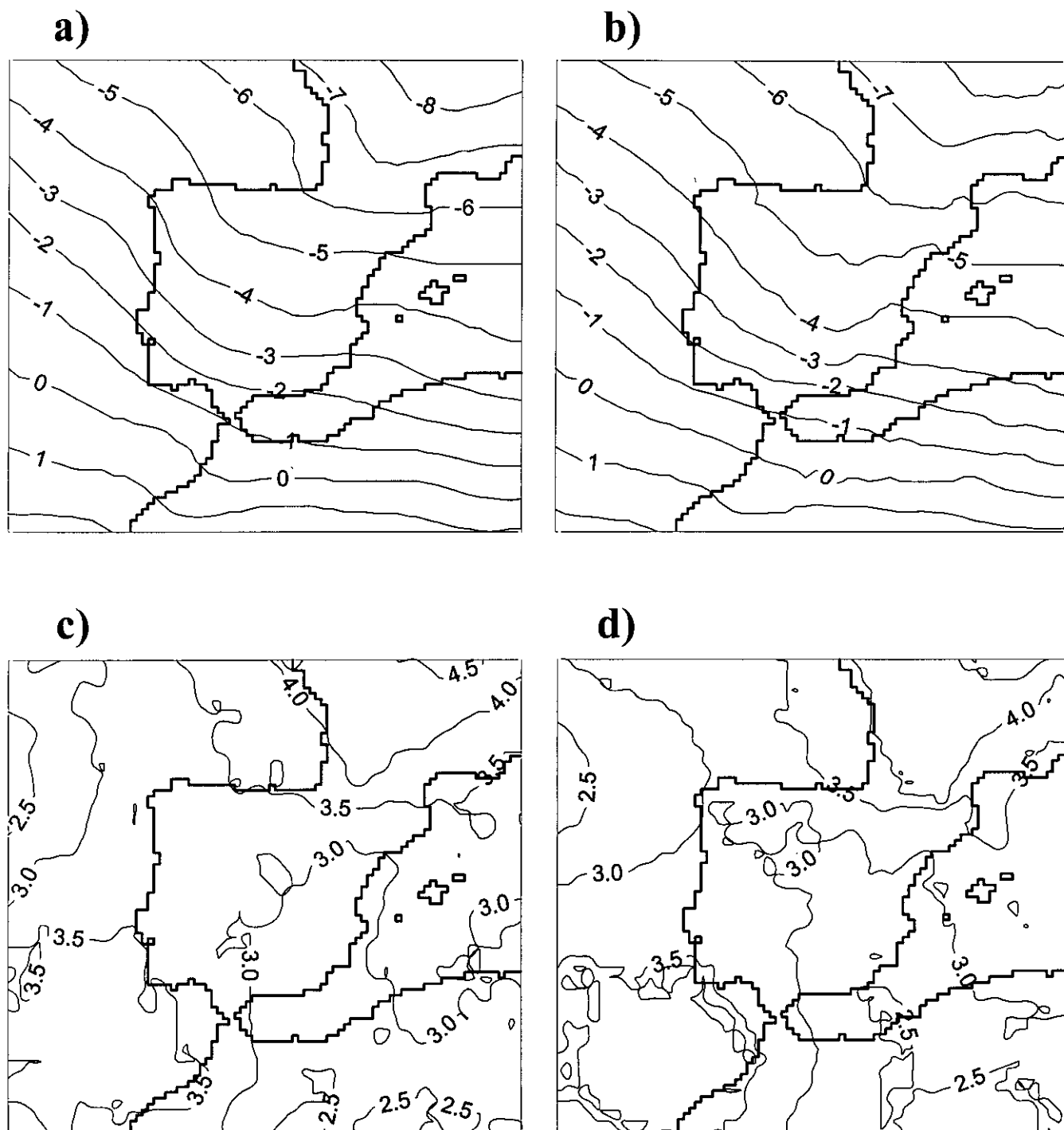


Figura 4.13. Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) en la superficie de 700 hPa para el mes de abril de 1991; a) media mensual del análisis del ECMWF, b) media mensual simulada, c) desviación estándar del análisis del ECMWF, d) desviación estándar simulada.

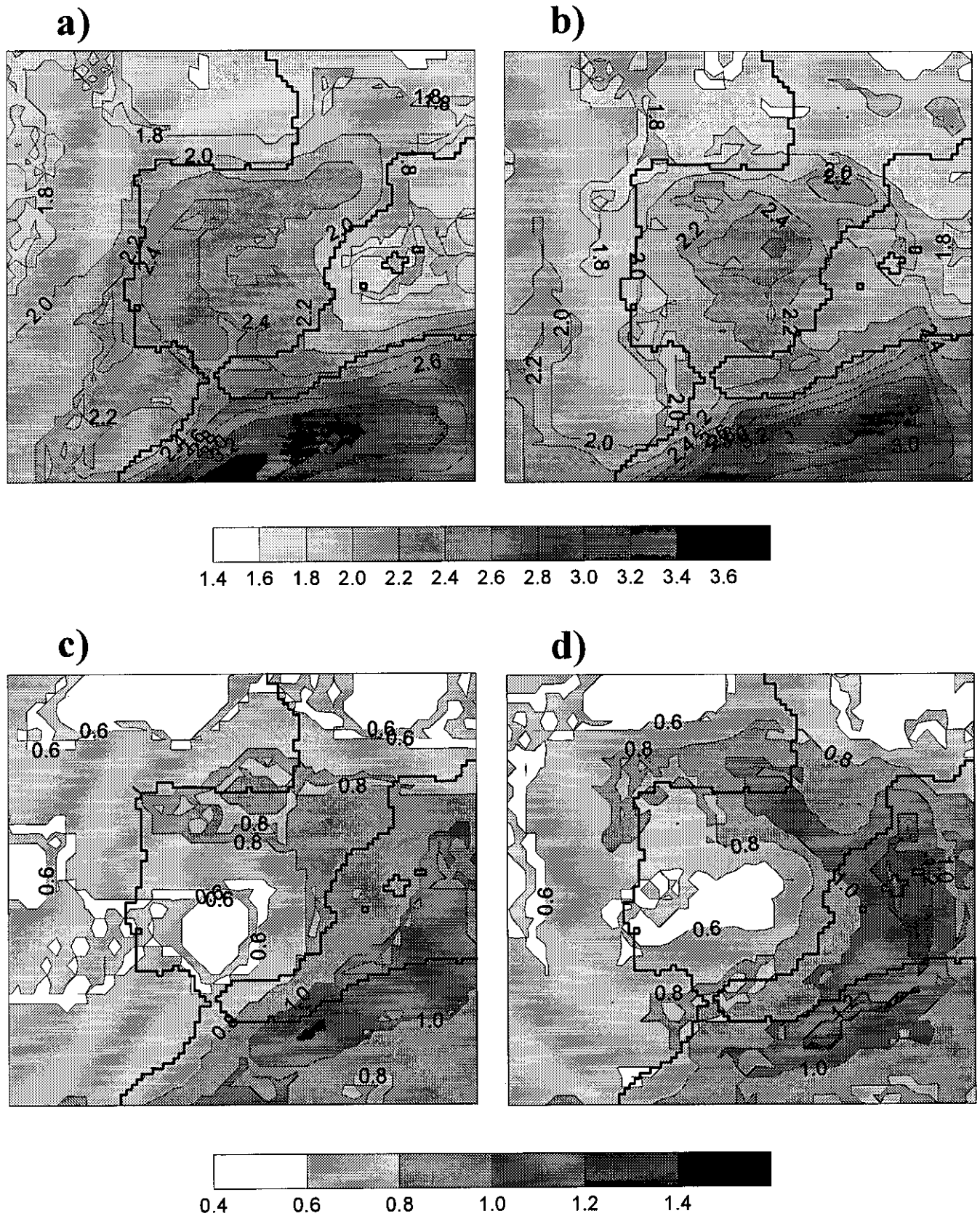


Figura 4.14. Humedad específica (g/kg) en la superficie de 700 hPa para el mes de abril de 1991; a) media mensual del análisis del ECMWF, b) media mensual simulada, c) desviación estándar del análisis del ECMWF, d) desviación estándar simulada.

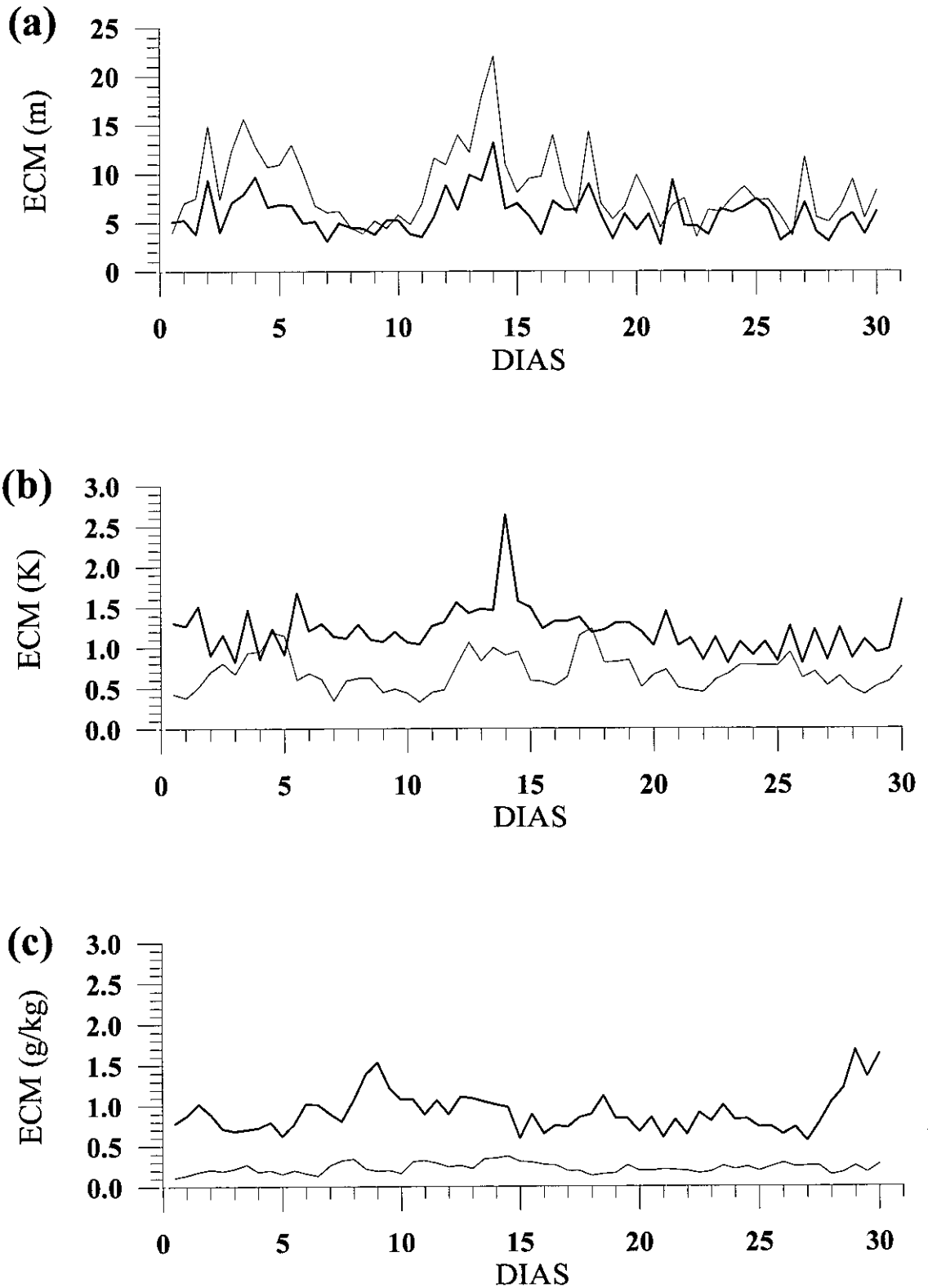


Figura 4.15. Evolución del error cuadrático medio a lo largo de la simulación de abril de 1991 para (a) altura geopotencial, (b) temperatura, (c) humedad específica. La línea de trazo fino corresponde al nivel de 500 hPa y la de trazo grueso a 850 hPa.

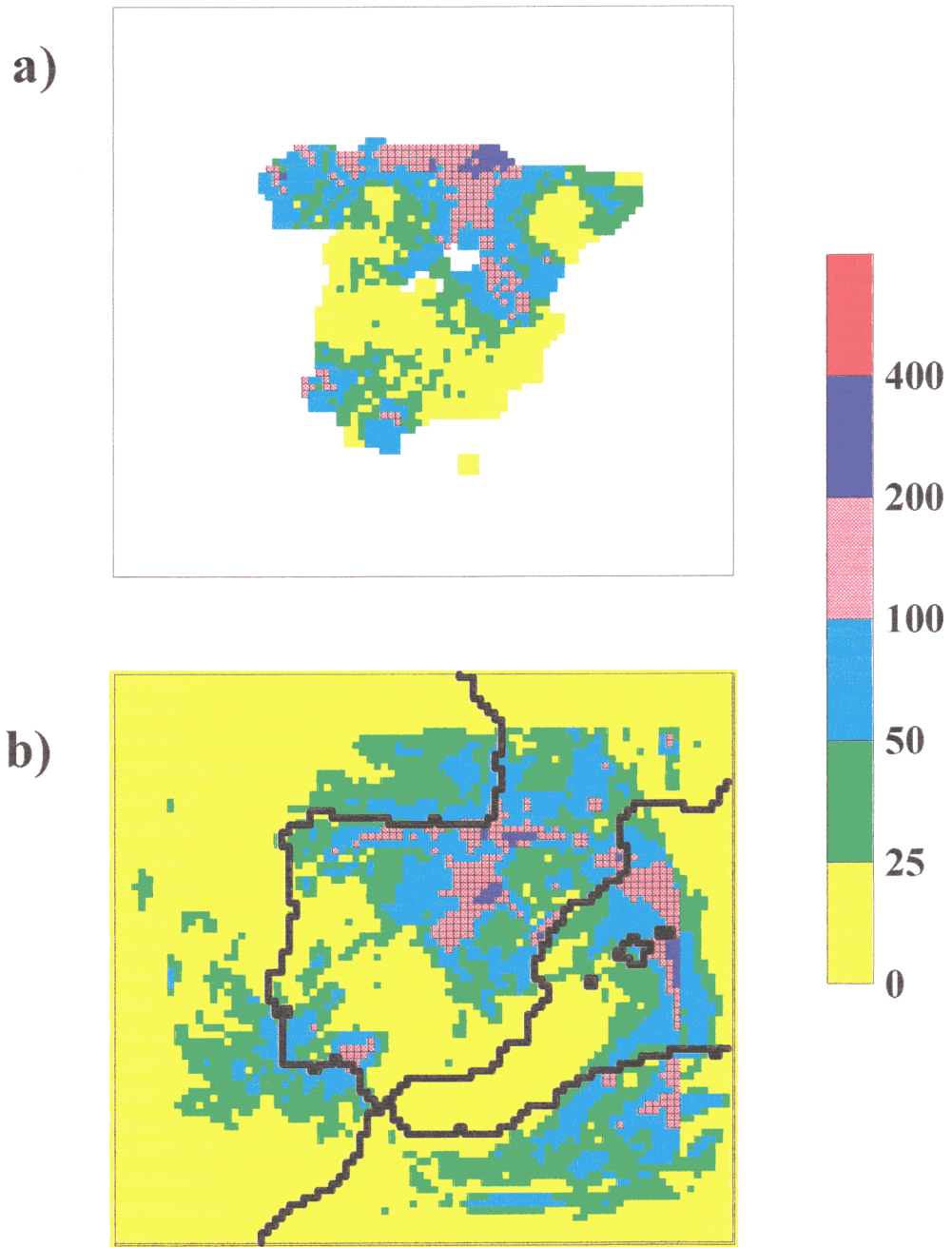


Figura 4.16. Precipitación acumulada (mm) del mes de abril de 1991; a) observada (las celdillas en blanco corresponden a zonas sin datos), b) simulada.

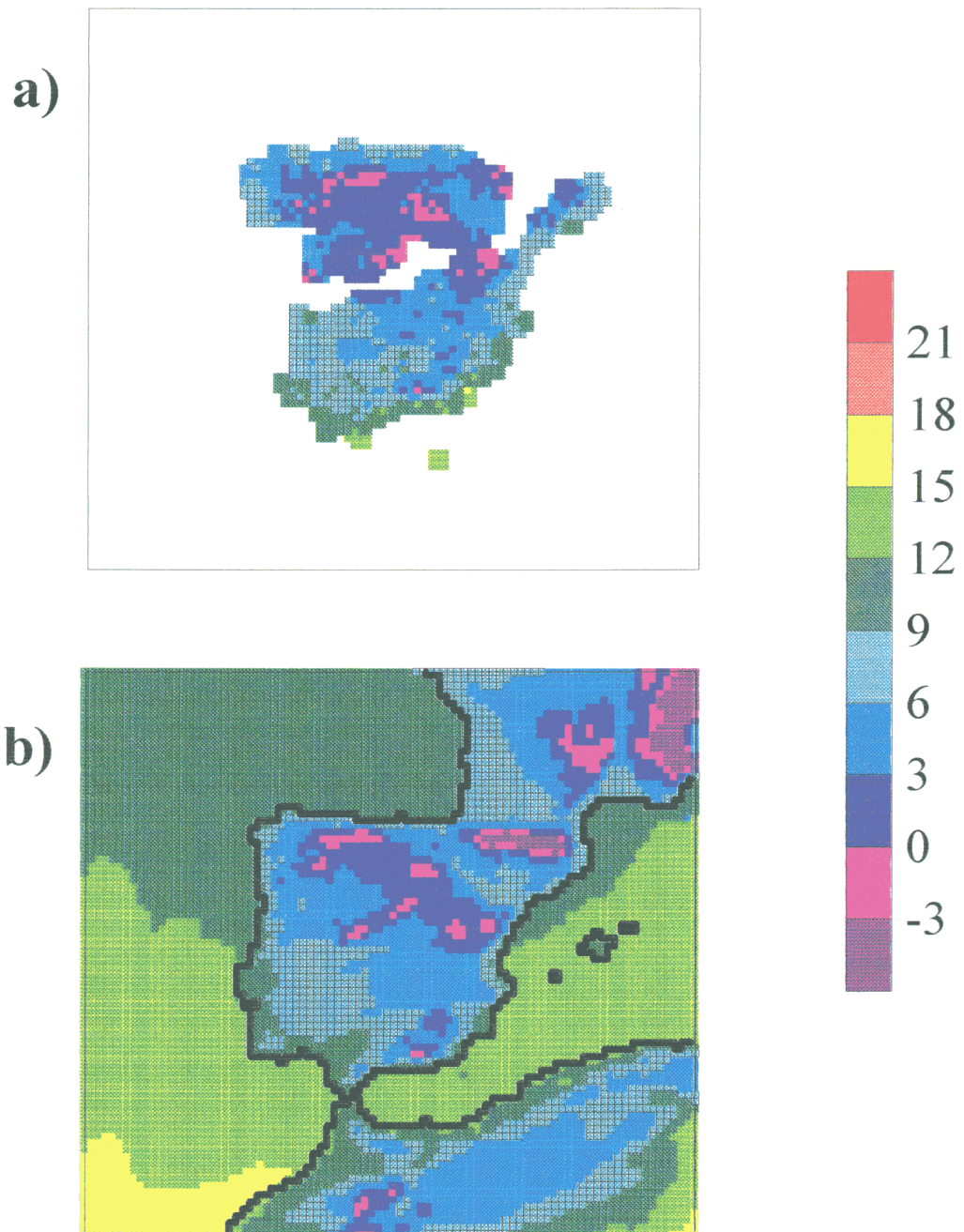


Figura 4.17. Media mensual de la temperatura mínima a 2 metros ($^{\circ}\text{C}$) para el mes de abril de 1991; a) observada (las celdillas en blanco corresponden a zonas sin datos), b) simulada.

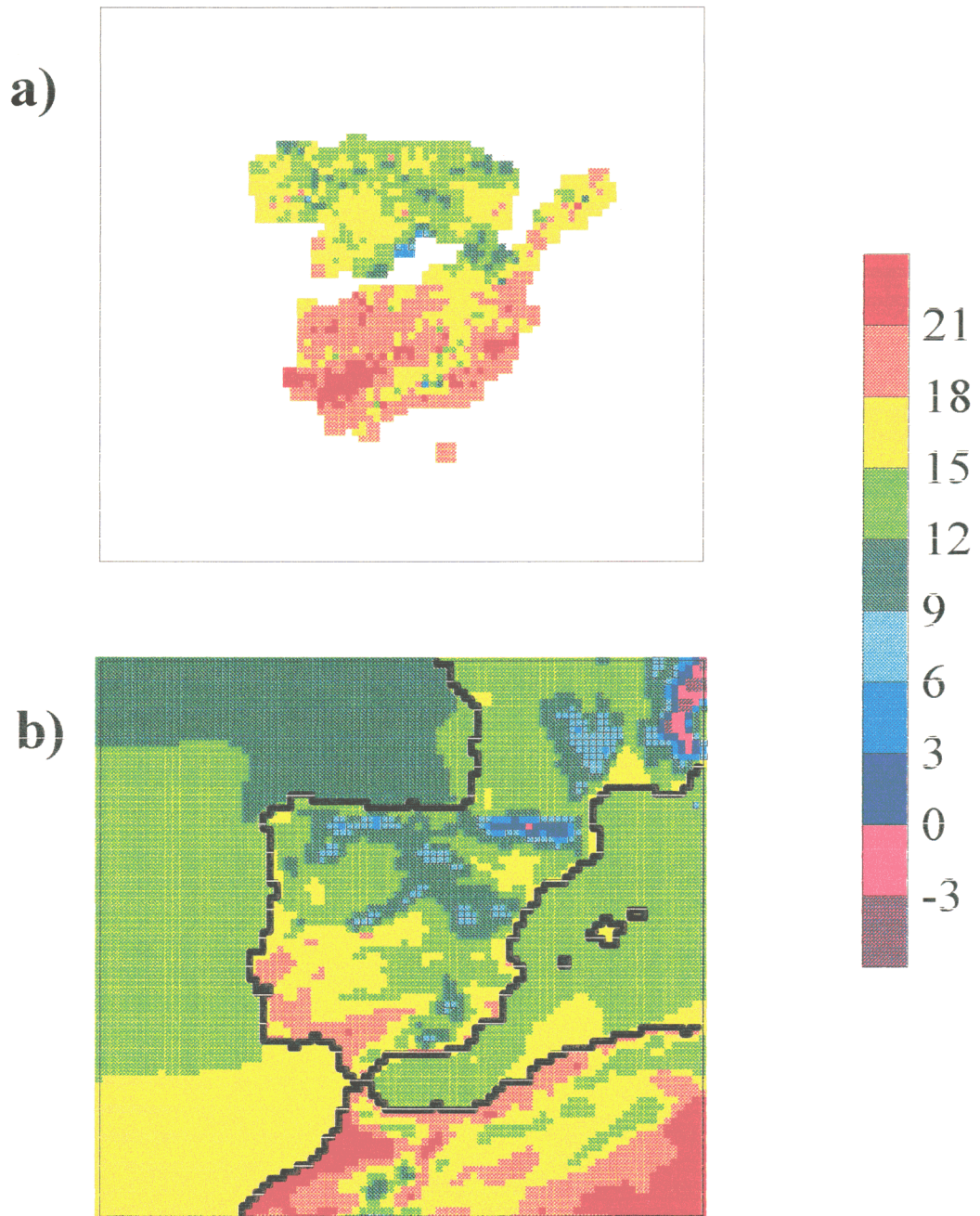


Figura 4.18. Media mensual de la temperatura máxima a 2 metros ($^{\circ}\text{C}$) para el mes de abril de 1991; a) observada (las celdillas en blanco corresponden a zonas sin datos), b) simulada.

4.3. Simulación de verano.

Para la simulación de verano que se presenta en este trabajo se consideró el mes de julio de 1990.

4.3.1. Situación sinóptica.

El mes comienza con una situación parecida a la que comúnmente se conoce como de "baja térmica" sobre la Península Ibérica, aunque no aparece con nitidez la característica lengua de aire cálido en niveles bajos que, en esta situación típica, se suele prolongar desde el norte de África hasta abarcar gran parte de la Península. De hecho las temperaturas junto al suelo, aun siendo altas, no son extremas. Por otra parte la cuña anticiclónica que en situación de "baja térmica" se extiende por el Cantábrico no es lo suficientemente fuerte como para "desviar" a los frentes que afectan al norte peninsular entre los días 1 y 5, dejando precipitaciones débiles y moderadas en Galicia y la costa cantábrica, y fuertes tormentas en el Pirineo oriental. A partir del día 6, se observa la aparición de una típica disposición de "baja térmica" que se prolongará con claridad hasta el día 11. La cuña anticiclónica se refuerza rodeando la Península por el norte y alcanzando las islas Baleares. En los niveles bajos se produce un embolsamiento de aire muy cálido, que en el nivel de 850 hPa llega a superar los 24 °C en algunas ocasiones. Las temperaturas mínimas junto al suelo superan los 20 °C y la máximas los 35 °C con bastante frecuencia. Estas depresiones térmicas que se forman sobre la Península durante el verano perduran generalmente hasta primeras horas de la noche, se debilitan rápidamente durante el periodo nocturno, para empezar a formarse de nuevo algunas horas antes del mediodía. Una más detallada descripción de este tipo de situaciones meteorológicas se puede encontrar en Portela y Castro (1991,1996).

El día 12 la situación de baja térmica desaparece, y desde entonces hasta el día 16 una masa de aire frío en niveles altos confluye sobre la Península, y junto con la presencia de aire muy cálido en niveles bajos da lugar a numerosas tormentas en la mitad norte peninsular. Entre los días 17 y 20 vuelve formarse la "baja térmica" en superficie que, de nuevo, se ve sucedida por un perfil térmico inestable que da lugar a tormentas, entre los días 21 y 24, localizadas en numerosos puntos, aunque no alcanzaron la costa mediterránea, Extremadura y Andalucía.

Entre los días 25 y 28 cruza el dominio de la simulación una vaguada en altura, que es lo suficientemente “profunda” como para que los frentes asociados en superficie originen lluvias en todo el territorio peninsular, siendo más copiosas en su tercio norte. El día 29 las altas presiones predominan de nuevo en la Península, produciendo el tiempo seco y caluroso con el que termina el mes.

4.3.2. Evolución del error cuadrático medio.

El ECM de la altura geopotencial durante el mes de julio es más bajo que el de los otros tres meses estudiados en este trabajo, especialmente en el nivel de 500 hPa. El ECM de la temperatura es alto en el nivel de 850 hPa y el de la humedad es elevado en los dos niveles analizados, con particular relevancia en el de 850 hPa.

La altura geopotencial se simula muy ajustadamente por la ausencia de perturbaciones sinópticas importantes. Los días en que aumenta ligeramente el ECM coincide con los tres pasos de perturbaciones significativas sobre la Península.

La temperatura en 850 hPa tiene un ECM promedio por encima de 1.5 °C, lo cual se relaciona con el intercambio de calor con la superficie, relativamente cercana a este nivel en la mayor parte de la Península, y su mezcla en las capas bajas de la troposfera. Al igual que ocurre con el ECM de la altura geopotencial, el de la temperatura sube principalmente al paso de las vaguadas en altura.

El ECM de la humedad, del mismo modo que ocurría en el mes de abril, sigue un comportamiento diferente al de las otras dos variables estudiadas. Por un lado no produce una respuesta tan clara ante el paso de las tres principales perturbaciones de escala sinóptica de este mes. Por otra parte, presenta sus valores máximos en los días con “baja térmica”, tanto en el nivel de 500 hPa como en el de 850, pero especialmente en este último.

4.3.3. Variables en altura.

En la figura 4.19a se presenta el campo medio mensual del análisis del ECMWF para la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa. La situación sinóptica media corresponde claramente a una dorsal anticiclónica sobre todo el dominio. Esta disposición en altura es característica de la época veraniega en la Península Ibérica, que suele

determinar una atmósfera con estratificación estable, cielos poco nubosos o despejados y temperaturas altas en superficie. En la figura 4.19b se presenta el campo medio para esta variable simulado por el modelo. El parecido con la figura anterior es casi perfecto. De hecho, la correlación espacial entre simulación y análisis es de 0.99 y el sesgo de -0.3, que es despreciable frente al valor medio del campo que es cercano a los 6000 mgp.

La variabilidad en este mes de la altura geopotencial en 500 hPa es baja, sobre todo en el sur del dominio donde predomina una situación anticiclónica bastante invariable. Así se puede constatar en la figura 4.19c correspondiente a la distribución de la desviación estándar en el análisis del ECMWF. Al norte del dominio la variabilidad es más alta, pero sin llegar a valores muy elevados. Esto se debe a que varias veces a lo largo del mes las vaguadas rozan el norte peninsular. La figura 4.19d muestra el mismo campo que resulta de la simulación. Comparando ambas figuras se aprecia el gran parecido entre ellas, con una zona casi sin variabilidad al sur y otra moderadamente variable al norte. Curiosamente, y al contrario de lo que suele ser habitual, las isohipsas del campo de la simulación son de un trazo mucho más regular que las del gráfico del análisis, especialmente en la zona sur de la región de simulación.

La figura 4.20a muestra la media mensual de la componente zonal del viento en el análisis. Se ve un máximo en el norte de África, mientras que en la zona central de la Península los valores están entre los más bajos del dominio. Esto último se debe, sin duda, a la estructura característica de la "baja térmica" que predomina en la mayor parte del mes. El gráfico 4.20b corresponde al campo medio de la simulación. Este campo tiene una correlación espacial de 0.87 con el del análisis, la cual, siendo alta, es la menor de las correlaciones obtenidas para las componentes de viento en 500 hPa en los cuatro meses simulados. Los dos campos que se están comentando son parecidos. Las principales diferencias se aprecian sobre el mar Cantábrico y el norte de África. La variabilidad de la componente zonal en el análisis y la simulación se muestra en las figuras 4.20c y 4.20d respectivamente. El parecido entre los dos campos es evidente. Curiosamente, mientras los valores en el centro de la Península son muy parecidos, en las costas atlántica y mediterránea difieren un poco. Sin embargo, no se puede achacar este hecho, en principio, al régimen de brisas, pues la influencia de estas queda por debajo del nivel de 500 hPa.

Las figuras 4.21a y 4.21b permiten comparar las distribuciones de los valores simulados y analizados de la componente meridiana del viento en 500 hPa. En este caso, la simulación da unos resultados más parecidos al análisis que los de la componente zonal. Las diferencias son mínimas, con un coeficiente de correlación espacial de 0.98 y un sesgo de 0.1. La isolínea de $0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ pasa por los mismos lugares en las dos figuras, e indica la posición del eje de la dorsal anticiclónica atravesando la Península desde el norte hasta el sur. También la simulación es bastante parecida al análisis en cuanto a la variabilidad de la componente meridiana (ver figuras 4.21c y 4.21d). Es interesante observar como, al igual que para la componente zonal, los valores de la desviación estándar se parecen más en el centro de la Península que en sus costas.

Observando conjuntamente las figuras 4.20b y 4.21b, correspondientes a las simulaciones, se puede apreciar que el campo medio de viento se ajusta geostróficamente a la estructura de altura geopotencial que aparece en la figura 4.19b. Pero este acoplamiento sólo es válido en cuanto a dirección del viento, pues su módulo no es exactamente geostrófico. Así, en la zona del norte de África, donde hay un máximo para la componente zonal, el módulo del vector viento es mayor que, por ejemplo, en las costas atlánticas de Francia, cuando el campo de altura geopotencial indica que debería ser al revés. La aparente contradicción se resuelve si se tiene en cuenta que la variabilidad es aproximadamente la mitad en el sur del dominio que en la zona norte. Esto quiere decir que, al poder tomar las componentes de viento valores positivos y negativos, en los casos donde existe una alta variabilidad, los valores promedio pueden ser pequeños con elevadas velocidades diarias del viento.

La temperatura en el nivel de 700 hPa tiene un sesgo de $0.4 \text{ }^\circ\text{C}$, que es el más alto en este nivel de las cuatro simulaciones realizadas y uno de los mayores de todos los niveles analizados. Dos posibles causas pueden ser el exceso de mezcla en la capa límite planetaria o la excesiva liberación de calor latente en los procesos nubosos. Esta última posibilidad parece ser la más probable, pues la diferencia de temperatura es algo mayor en la zona norte de la Península donde, como se verá posteriormente, se simuló una precipitación superior a la de las observaciones. En los gráficos 4.22a y 4.22b se puede ver lo dicho anteriormente. También en estas figuras se comprueba el gran parecido que,

a pesar de todo, existe entre el campo del análisis y el de la simulación, como confirma su elevada correlación espacial (0.99).

En las figuras 4.22c y 4.22d se verifica que la variabilidad de la temperatura en 700 hPa se ajusta en el modelo a la deducida del análisis. Las mayores desviaciones están al norte del dominio, mientras que al sur son prácticamente inexistentes. Se observa por lo general una muy ligera tendencia en la simulación a dar variabilidades mayores que las del análisis.

Las figuras 4.23a y 4.23b presentan el campo medio mensual de la humedad en 700 hPa para el análisis y la simulación, respectivamente. La correlación espacial entre ambos campos es de 0.86, es decir, relativamente buena. Sin embargo, el sesgo es algo elevado, con un valor de $0.5 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$. Esto indica que, aunque la distribución cualitativa se ajusta razonablemente bien, la humedad sobre la zona continental es mayor en los resultados de la simulación que en el análisis, mientras que sobre el mar es bastante parecida. El máximo en el análisis toma valores por encima de $5 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ y se centra en el sureste de la Península, mientras que en la simulación el máximo se halla desplazado hacia el Sistema Ibérico y alcanza un valor por encima de $6 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$. Esta tendencia a aumentar la humedad sobre zonas continentales, sin dejar de considerar que en parte cabría achacarla a un mejor ajuste a la realidad, puede tener varias causas. En primer lugar, si en el suelo hubiera una reserva de humedad superior a la real, la mayor evaporación superficial podría llegar a afectar a la humedad del aire en el nivel de 700 hPa, considerando que la mezcla turbulenta es muy intensa en verano. No obstante, en la tabla 4.4 se observa que el sesgo de la humedad en el nivel de 850 hPa es negativo ($-0.8 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$); por tanto, cabría pensar que el origen de la mayor humedad en 700 hPa estaría relacionado con un exceso de mezcla dentro de la capa límite planetaria. Sin embargo, lo más razonable es pensar que la verdadera causa esté en una combinación de las dos anteriores posibilidades.

Las figuras 4.23c y 4.23d muestran la variabilidad de la humedad específica en el nivel de 700 hPa, la primera deducida del análisis y la segunda de la simulación. Este es uno de los resultados más singulares de los que se presentan en este trabajo, pues las variabilidades no sólo no se parecen, sino que, en cierta medida, se contraponen. El máximo de variabilidad en el análisis se localiza en el sureste peninsular, precisamente

donde se centra el mínimo de variabilidad de la simulación. Y, por contra, el máximo que da el modelo sobre Portugal está situado en la zona donde el análisis no presenta demasiada variabilidad. Una posible explicación de este hecho podría ser que las costas atlánticas están más sujetas al influjo cambiante de las masas de aire oceánico y por ello varía allí más la humedad a lo largo del mes, mientras que en la vertiente mediterránea predomina el flujo de humedad desde el suelo, que, seguramente, sigue un ciclo diario bastante repetitivo a lo largo del mes, puesto que en la parametrización utilizada se supone constante la humedad del suelo disponible para evaporarse. Por lo que se refiere al máximo de la simulación sobre Portugal, en el resultado de los análisis que muestra la figura 4.23c se aprecia un suave máximo al oeste de la Península, pero no pegado a la costa como en la simulación. Ello podría deberse a que la resolución de los análisis es más baja que la del modelo, por lo que la orografía y también la forma de la línea de costa son diferentes en ambos casos.

4.3.4. Campos en superficie.

En la figura 4.25a se presenta la precipitación observada en el mes de julio de 1990 sobre la España peninsular, Ceuta y Melilla. En ella se aprecia que en el tercio norte de la Península se registraron lluvias moderadas con algunos núcleos con precipitaciones más intensas en el País Vasco, los Pirineos occidentales y, sobre todo, en los Pirineos orientales. En las demás regiones las lluvias fueron débiles y dispersas de carácter tormentoso. Este mes resultó especialmente seco en Extremadura y Andalucía, donde la precipitación no sobrepasó en ningún observatorio los $25 \text{ l}\cdot\text{m}^{-2}$, y se mantuvo por debajo de los $10 \text{ l}\cdot\text{m}^{-2}$ en casi todos ellos.

Como se puede apreciar claramente en la figura 4.25b el modelo fue capaz de captar la escasez de precipitación en la mitad sur de la Península y la presencia de lluvias en el norte, aunque con valores sobrestimados. El sesgo a escala global (Tabla 4.6) es de $12.6 \text{ l}\cdot\text{m}^{-2}$, que representa un 84% de la precipitación media recogida en el mes de julio. Este elevado porcentaje se debe a que este mes fue muy seco, pues si se compara el valor del sesgo con el de la precipitación media en los cuatro meses simulados ($224 \text{ l}\cdot\text{m}^{-2}$) representa tan sólo un 5.6% de este valor. Por su parte, la correlación espacial alcanza un valor de 0.48, que puede considerarse bastante aceptable.

En la tabla 4.7 se ha detallado la precipitación recogida en periodos de cinco días a lo largo de todo el mes, sin considerar el día 31. Los dos primeros periodos, en los que apenas llovió, el sesgo es muy pequeño y negativo. Del 11 al 15 la precipitación aumenta y el valor del sesgo se dispara, contribuyendo a más de la mitad del registrado en todo el mes. El siguiente periodo es de nuevo seco y el sesgo es positivo pero con un valor moderado. Entre los días 21 y 25 vuelve a aumentar la precipitación y el sesgo también lo hace, aunque moderadamente. El último periodo fue realmente el más lluvioso pero registra uno de los sesgos más bajos de los seis periodos de cinco días comentados. Recordando lo señalado en el apartado 4.3.1, donde se describe la evolución mensual de la situaciones sinópticas diarias, se aprecia que los periodos de mayor sesgo de precipitación en este mes coinciden con la presencia de complejas estructuras de los campos de variables atmosféricas, como vaguadas de pequeña longitud de onda con perfiles térmicos asociados extremadamente inestables. Mientras que en el periodo del 26 al 30, cuando cruza la Península una vaguada de gran amplitud que deja más precipitación, la distribución y cantidad de lluvia es captada con más fidelidad por el modelo, lo que se achaca a que su estructura no era excesivamente compleja.

El sesgo de temperatura mínima del aire junto al suelo (a 2 m de altura) alcanza un valor nulo en este mes de julio. Este valor no significa un grado de ajuste "perfecto" entre observaciones y simulaciones. Aunque en la figura 4.26 se puede ver que, efectivamente, el modelo se ajusta tanto cualitativamente (el coeficiente de correlación espacial es 0.84) como cuantitativamente, hay zonas algo más frías (Ciudad Real y Cáceres) que se compensan con otras más cálidas (bajo Guadalquivir).

La temperatura máxima del aire superficial (2 m) es bastante más baja en el modelo que en las observaciones. El sesgo es de -3.4 °C, aunque la correlación espacial es alta (0.82). En las figuras 4.27a y 4.27b se ve que, aunque se conservan por lo general las formas de la distribución geográfica, la temperatura máxima es unos 3 °C más baja en la mayoría de las regiones; esta diferencia es aún mayor en las zonas montañosas más elevadas. Este sesgo negativo de las temperaturas máximas parece tener relación con que el sesgo de las mínimas no tenga un signo positivo, como ocurre en el resto de los meses. Una posible razón que explica las temperaturas superficiales máximas simuladas tan bajas apunta a alguna deficiencia en el esquema de suelo (asignación defectuosa de parámetros

superficiales o temperaturas del subsuelo demasiado bajas). No obstante, también podría influir alguna deficiencia en la parametrización del intercambio turbulento vertical en los casos de convección libre en la capa límite planetaria. A este respecto, se debe recordar que mientras las temperaturas superficiales y en el nivel de 850 hPa tienen sesgo negativo, en el de 700 hPa, cercano a la máxima altura de la capa límite planetaria durante el verano en la Península Ibérica, el sesgo es también alto, pero positivo.

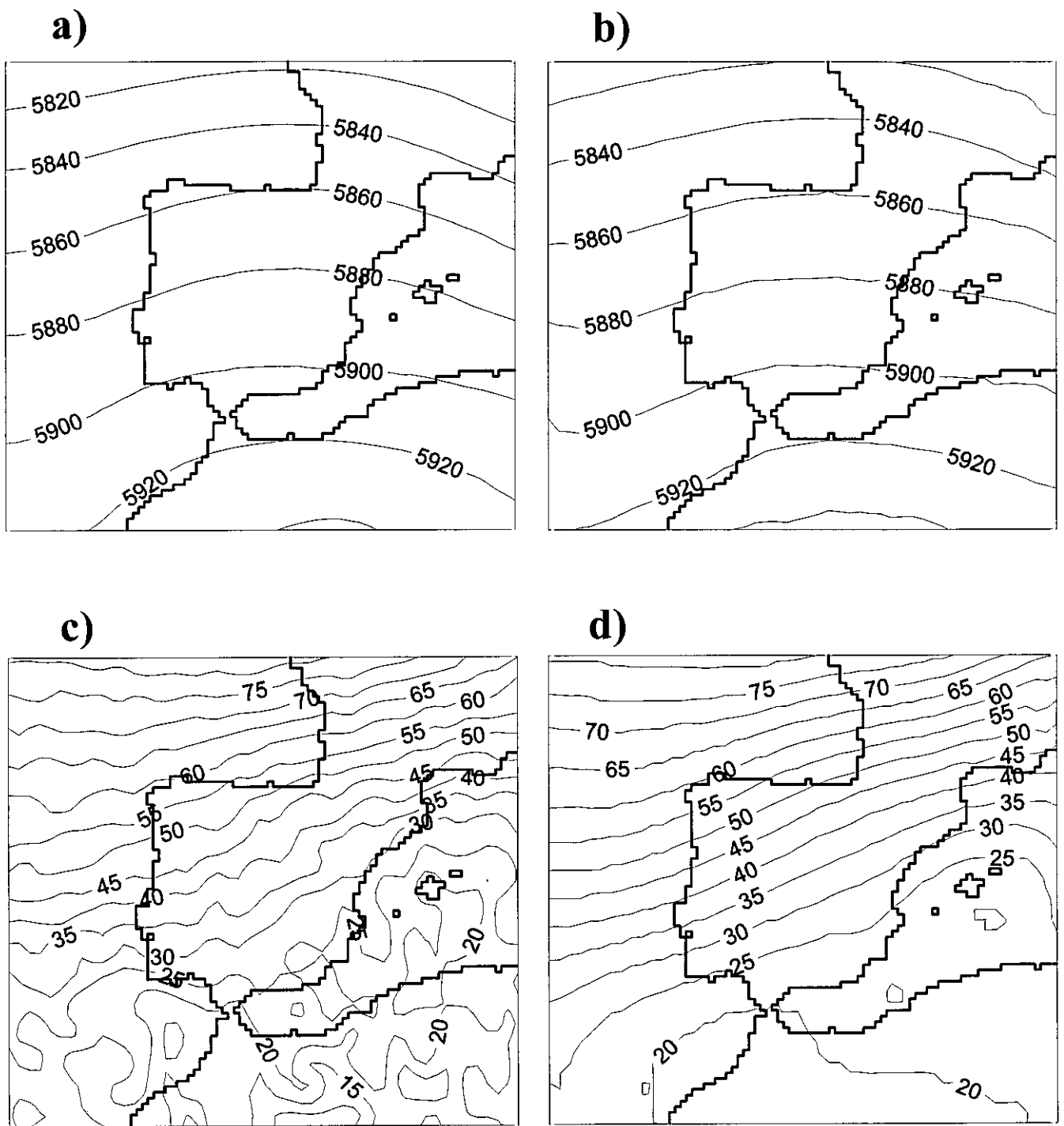


Figura 4.19. Altura geopotencial (m) de la superficie de 500 hPa para el mes de julio de 1990; a) media mensual del análisis del ECMWF, b) media mensual simulada, c) desviación estándar del análisis del ECMWF, d) desviación estándar simulada.

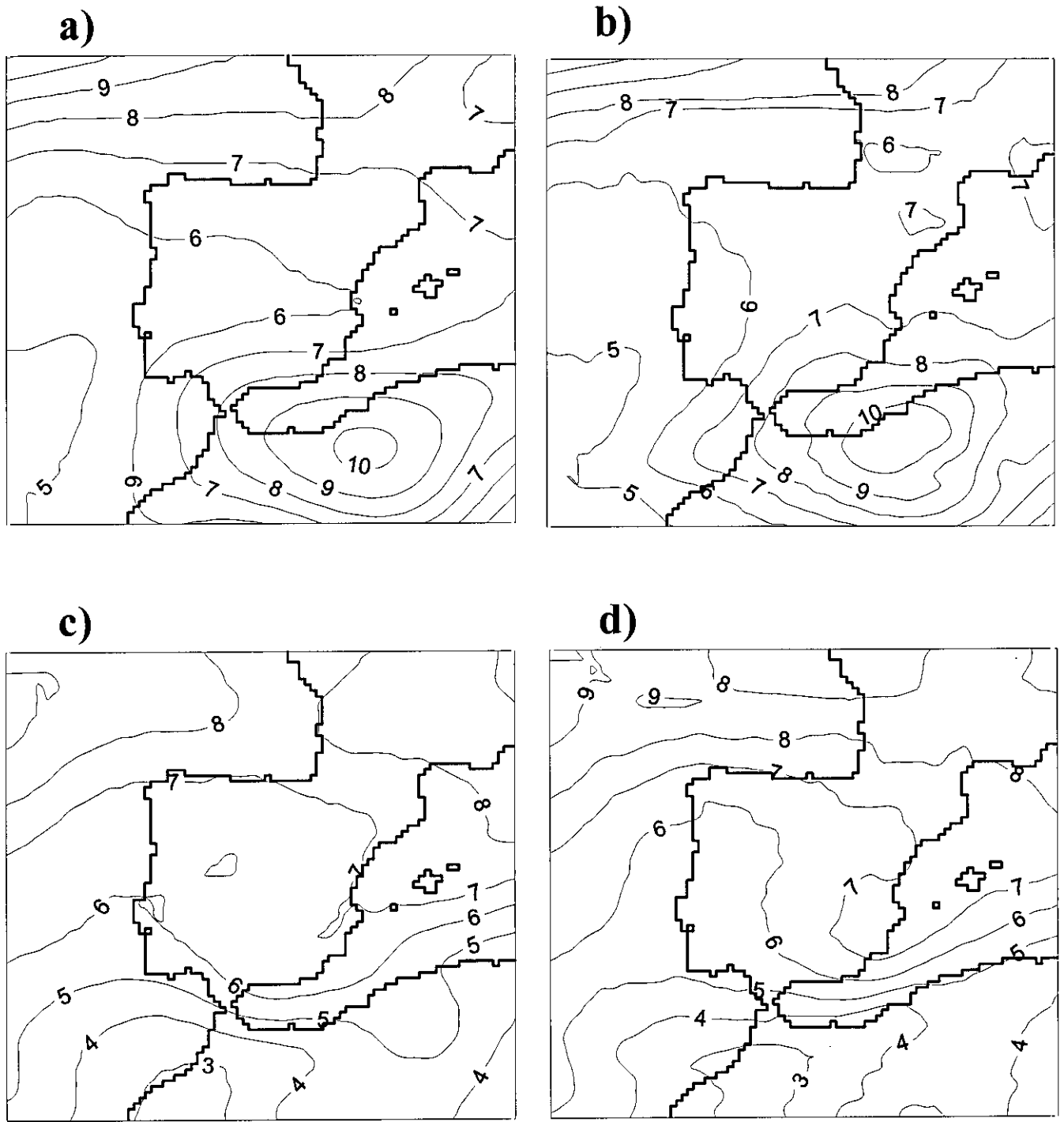


Figura 4.20. Componente zonal del viento (m/s) en la superficie de 500 hPa para el mes de julio de 1990; a) media mensual del análisis del ECMWF, b) media mensual simulada, c) desviación estándar del análisis del ECMWF, d) desviación estándar simulada.

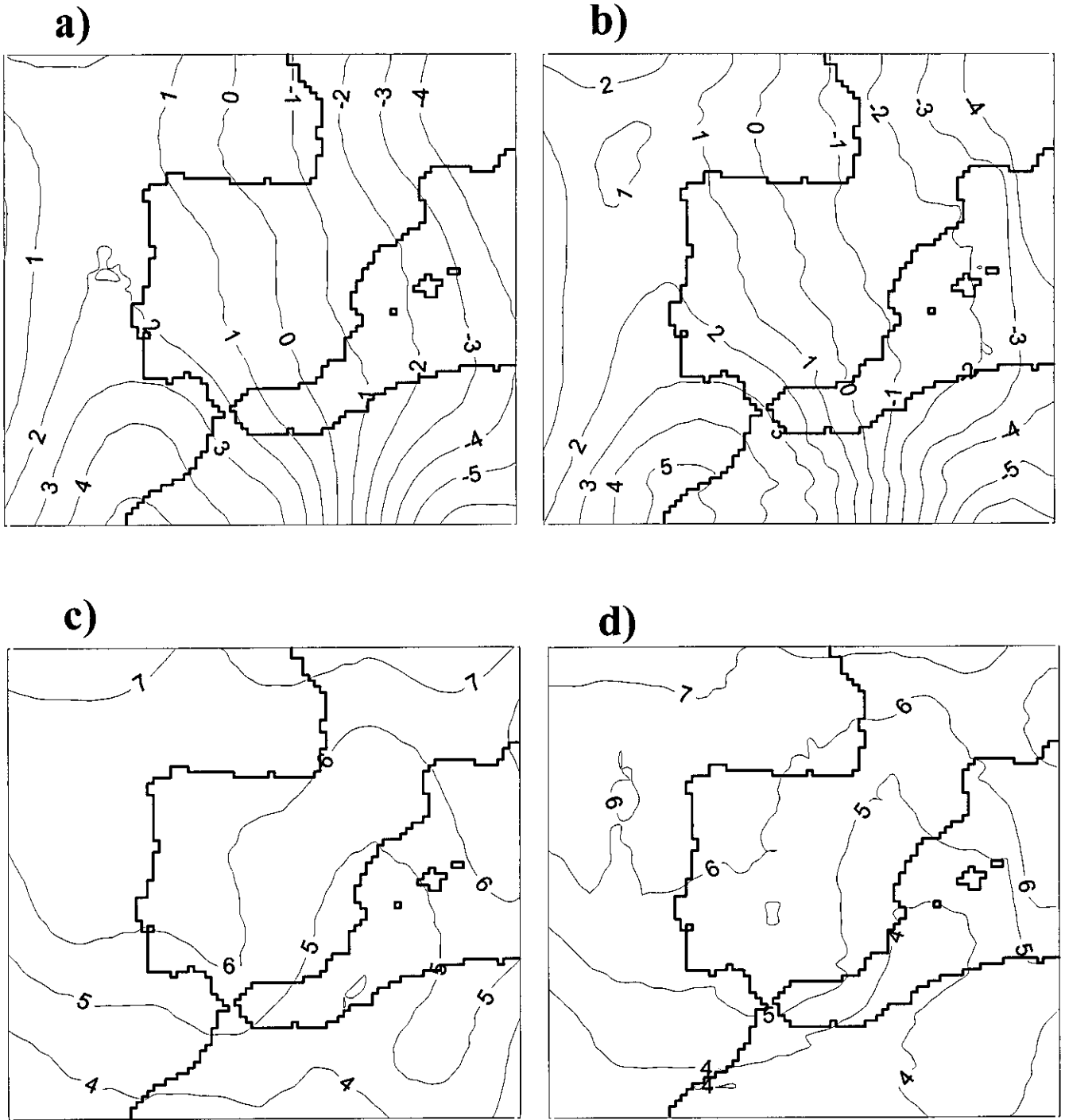


Figura 4.21. Componente meridiana del viento (m/s) en la superficie de 500 hPa para el mes de julio de 1990; a) media mensual del análisis del ECMWF, b) media mensual simulada, c) desviación estándar del análisis del ECMWF, d) desviación estándar simulada.

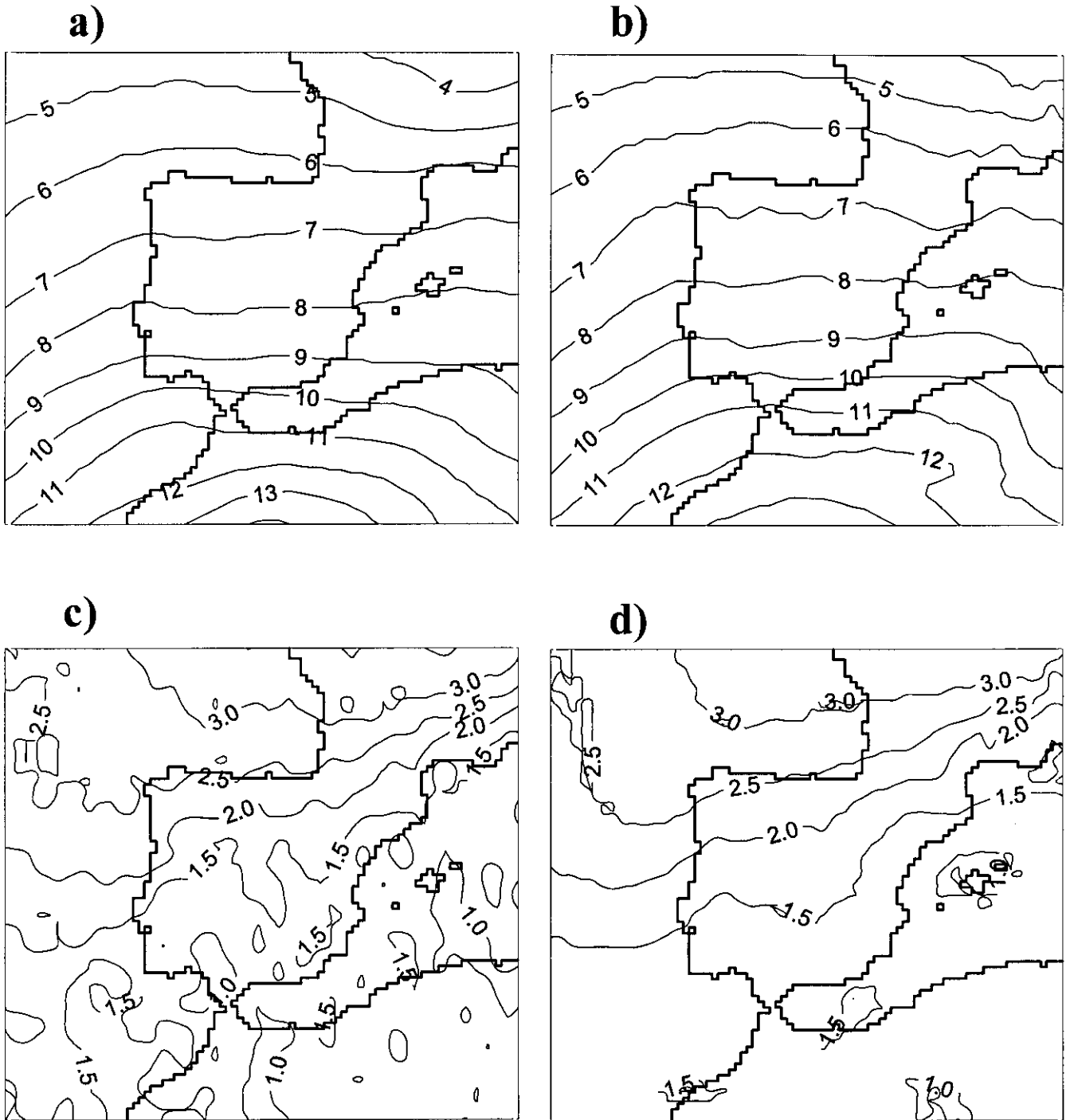


Figura 4.22. Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) en la superficie de 700 hPa para el mes de julio de 1990; a) media mensual del análisis del ECMWF, b) media mensual simulada, c) desviación estándar del análisis del ECMWF, d) desviación estándar simulada.

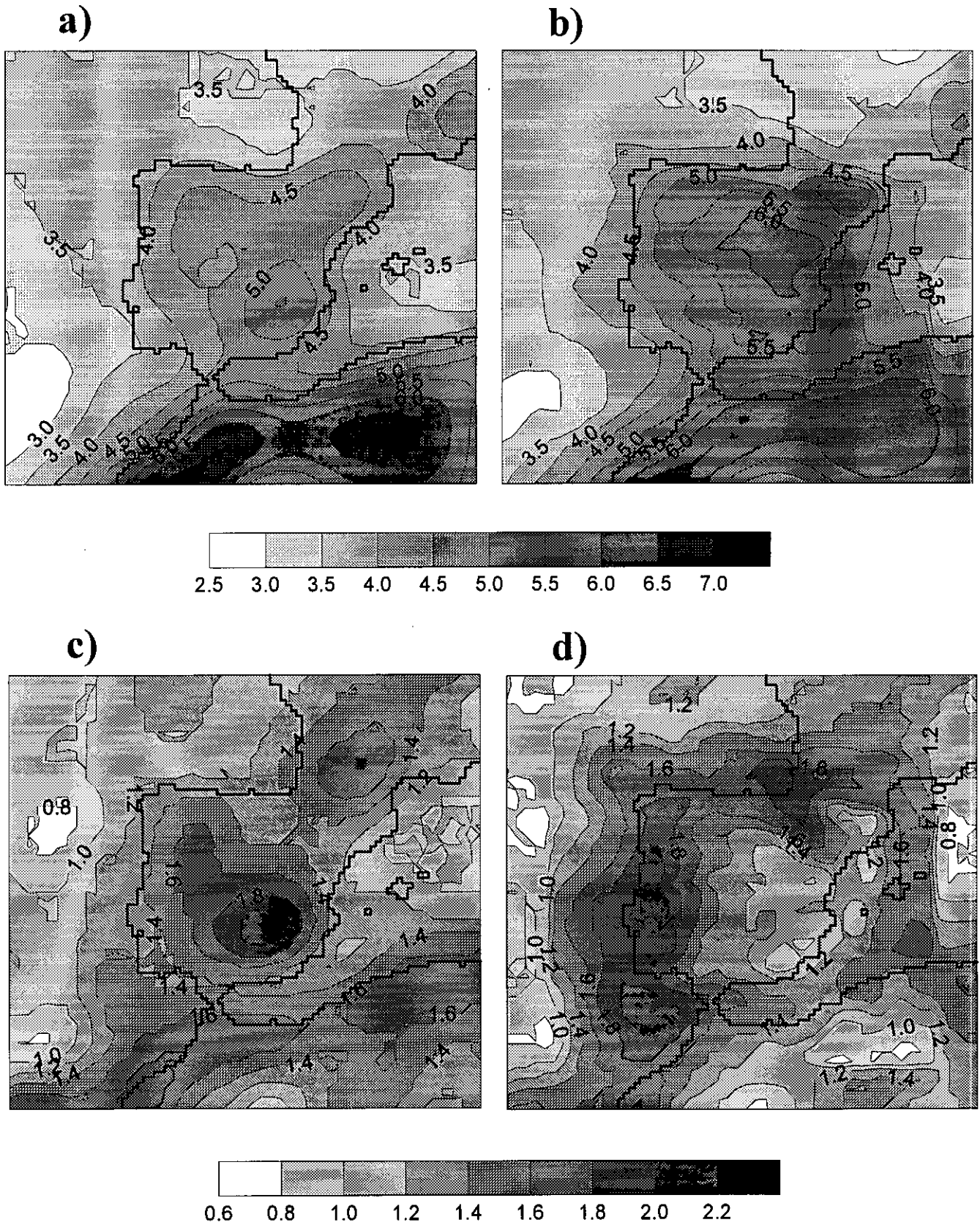


Figura 4.23. Humedad específica (g/kg) en la superficie de 700 hPa para el mes de julio de 1990; a) media mensual del análisis del ECMWF, b) media mensual simulada, c) desviación estándar del análisis del ECMWF, d) desviación estándar simulada.

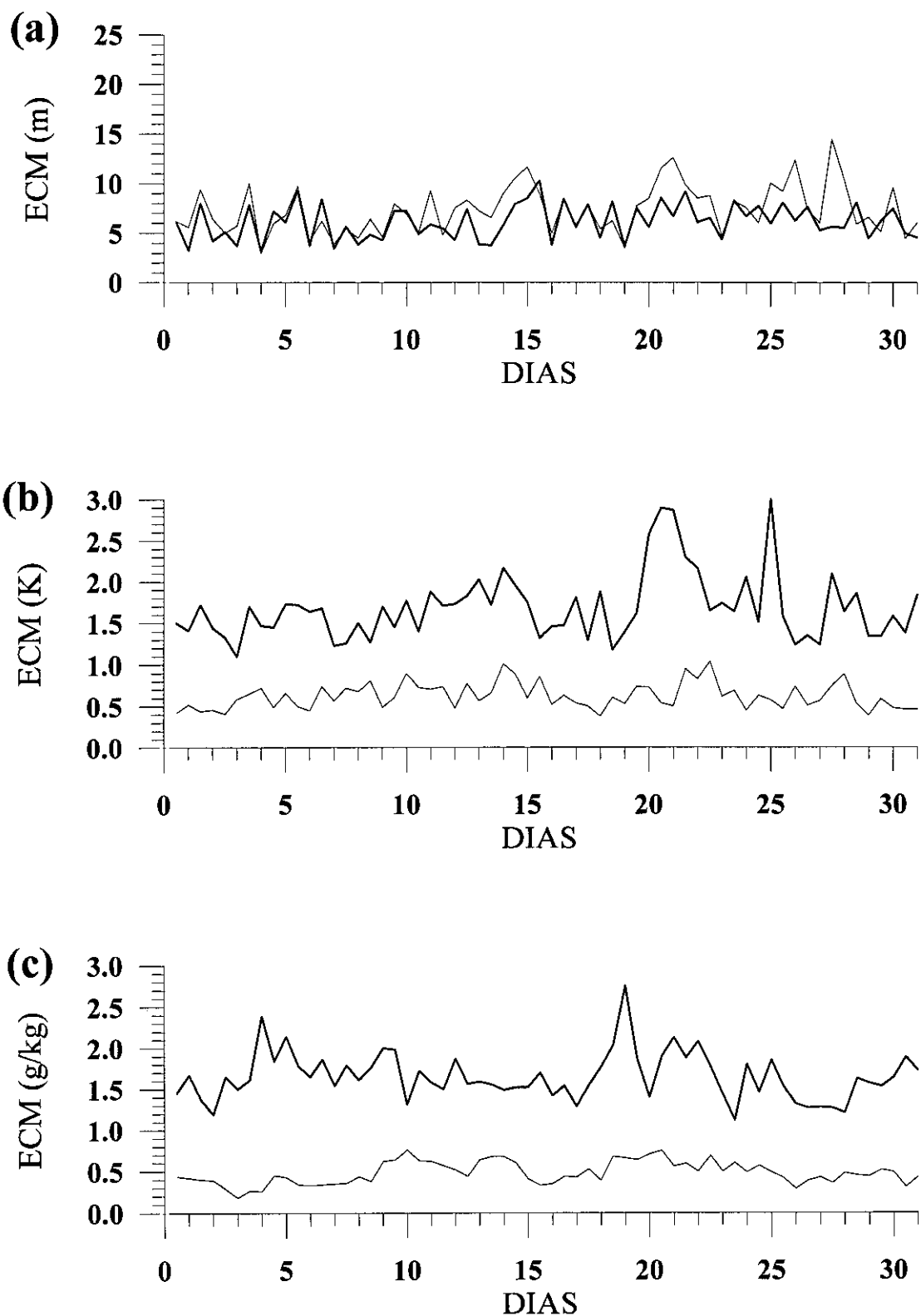


Figura 4.24. Evolución del error cuadrático medio a lo largo de la simulación de julio de 1990 para (a) altura geopotencial, (b) temperatura, (c) humedad específica. La línea de trazo fino corresponde al nivel de 500 hPa y la de trazo grueso a 850 hPa.

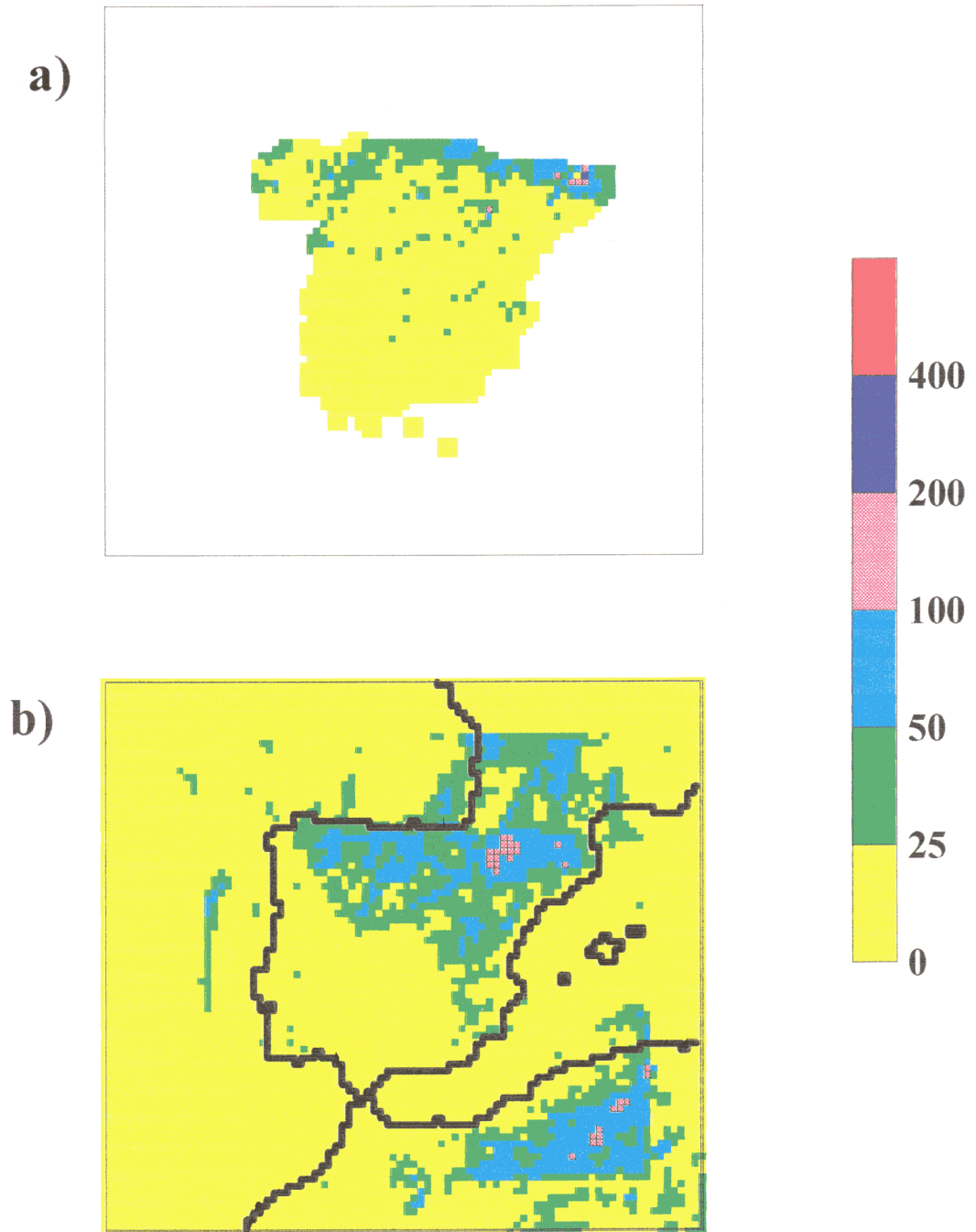


Figura 4.25. Precipitación acumulada (mm) del mes de julio de 1990; a) observada (las celdillas en blanco corresponden a zonas sin datos), b) simulada.

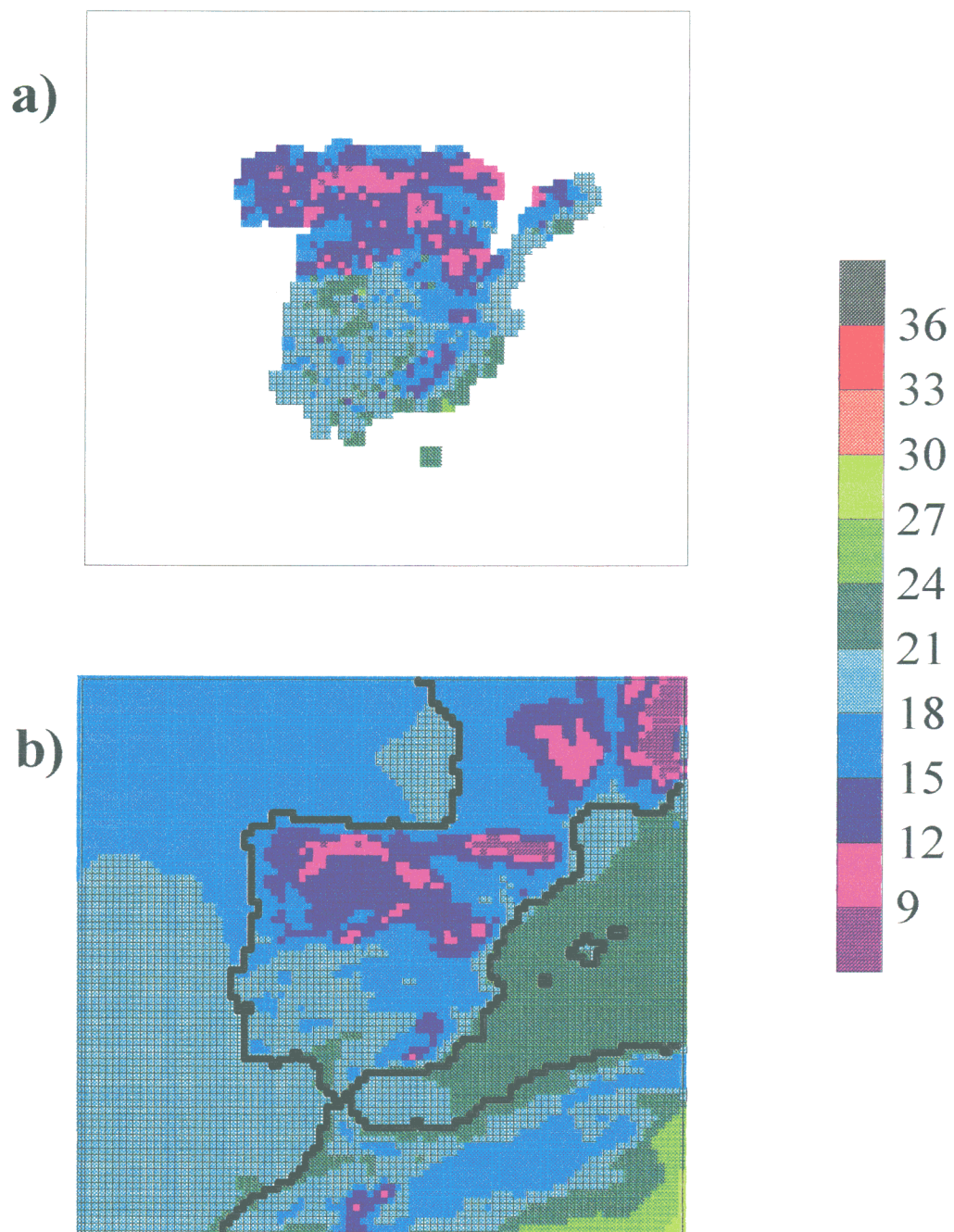


Figura 4.26. Media mensual de la temperatura mínima a 2 metros (°C) para el mes de julio de 1990; a) observada (las celdillas en blanco corresponden a zonas sin datos), b) simulada.

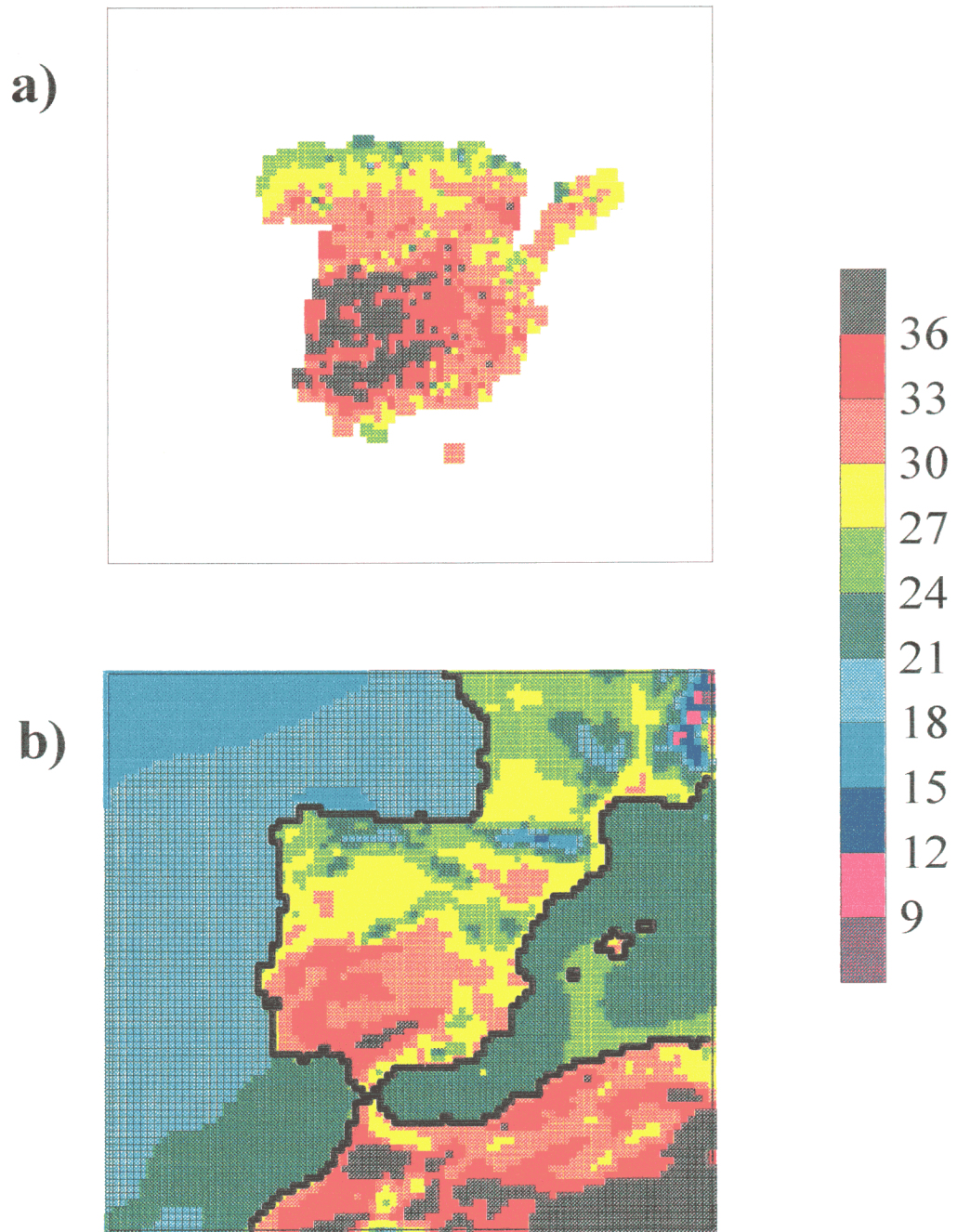


Figura 4.27. Media mensual de la temperatura máxima a 2 metros ($^{\circ}\text{C}$) para el mes de julio de 1990; a) observada (las celdillas en blanco corresponden a zonas sin datos), b) simulada.

4.4. Simulación de otoño.

El mes de octubre de 1990 fue el elegido para la simulación de otoño que se llevó a cabo en este trabajo.

4.4.1. Situación sinóptica.

El mes de octubre comienza con unos primeros días en los que la situación sinóptica no está muy bien definida. La Península Ibérica estaba situada entre el área de alta presión típica del Atlántico y la influida por las vaguadas en la troposfera media y alta en latitudes superiores. Esto dio lugar a un tiempo cambiante entre los días 1 y 6 de este mes, que suele ser habitual en la transición del verano al otoño. Finalmente el día 7 una profunda vaguada se desplaza sobre la Península dejando lluvia en todas sus regiones, especialmente en la costa del Cantábrico, Pirineos y Cataluña. De esta vaguada en altura se desprende una formación ciclónica cerrada con aire muy frío, que se centra en la vertical de las Islas Baleares y provoca una fuerte inestabilidad entre los días 8 y 12 con abundantes precipitaciones en las costas de Levante y Cataluña, así como en Baleares.

El día 13 se debilita la anterior situación de inestabilidad sobre el mar Mediterráneo, pero una vaguada de gran amplitud y longitud de onda comienza a afectar al oeste de la Península. Hasta el día 19 esta vaguada ejerce su influencia sobre el dominio en que se centra el estudio. En este periodo las lluvias se extienden a todas las regiones de la Península y Baleares, siendo especialmente copiosas en Galicia, Extremadura y Andalucía Occidental. Es destacable que, mientras tanto, en la costa cantábrica las precipitaciones sean débiles, a causa de la componente sur del flujo dominante de aire que deja a sotavento de la cordillera Cantábrica dicha zona costera.

Tras la vaguada anterior, el día 20 se aproxima otra por el oeste de menor longitud de onda, pero que llegó en algún momento a tener una gran amplitud. Esto origina de nuevo precipitaciones de mayor o menor intensidad en todas las regiones entre los días 20 y 26.

Termina el mes con una ligera retirada de la vaguada hacia el norte, lo que implica un flujo bastante constante del noroeste acompañado por sucesivos frentes que afectan al norte de la Península y dejan precipitaciones fuertes en Galicia y, en toda la costa

cantábrica. En el resto de las regiones las lluvias fueron débiles o inexistentes, mientras que las temperaturas ascienden moderadamente.

4.4.2. Evolución del error cuadrático medio.

En primer lugar hay que señalar que tampoco en este mes se aprecia una tendencia creciente en la evolución del ECM, y que sus variaciones diarias dependen de la situación atmosférica existente en cada momento (ver figura 4.33).

Con respecto al comportamiento observado en los otros meses comentados, la evolución del valor del ECM es similar, excepto en la correspondiente a la altura geopotencial y, más ligeramente, a la humedad en el nivel de 500 hPa. El ECM del geopotencial es más elevado a causa del continuo desplazamiento de vaguadas sobre la Península a lo largo del mes. Mientras que el más moderadamente alto de la humedad podría deberse a que en este mes es muy frecuente la actividad nubosa convectiva, la cual aporta humedad a niveles elevados de la troposfera.

Los dos momentos en los que el ECM de la altura geopotencial adquiere unos valores altos en los niveles de 500 y 850 hPa comparten características comunes. En ambos casos (días 7 y 8, y días 22 y 23) una intensa vaguada cruza la Península Ibérica con tendencia a formar un núcleo ciclónico cerrado en altura, aunque tan sólo llega a constituirse completamente en el primero de los periodos.

La temperatura sólo tiene episodios claros de alto ECM en el nivel de 500 hPa, y estos coinciden en gran medida con los comentados anteriormente para la altura geopotencial. En cuanto a la humedad, en el nivel de 850 hPa se tiene un ECM por encima de la media mensual al paso de la primera vaguada del mes los días 3 y 4, y al de la de los días 7 y 8.

Parece claro, por tanto, que el aumento del ECM, al menos en este mes, está muy relacionado con la llegada de perturbaciones atmosféricas a escala sinóptica. Cuando tales perturbaciones se introducen en el dominio del modelo, los campos simulados hasta entonces se tienen que acomodar a las nuevas condiciones, siendo este el periodo en que se incrementa el valor del ECM.

4.4.3. Variables en altura.

La figura 4.28a presenta el campo medio mensual para la altura geopotencial a 500 hPa deducido del análisis del ECMWF. Las isohipsas presentan una forma semejante a una vaguada con su eje cruzando la Península de noroeste a sureste, acompañada de una inestabilidad frontal apreciable en la mitad norte del dominio. El resultado de la simulación para este campo se muestra en la figura 4.28b, donde se aprecia que es prácticamente igual a la del análisis. La correlación espacial es de 0.99 y el sesgo de -2.0 m, que es muy pequeño comparado con valores medios del orden de 5700 m.

En cuanto a la variabilidad de la altura geopotencial en 500 hPa, la figura 4.28c muestra los valores de la desviación estándar deducidos del análisis. Se aprecia la presencia de valores altos en el noroeste del dominio y bastante inferiores en el sur y sureste. Es decir, el gradiente es notable, en especial desde el noroeste del dominio hasta la mitad noroeste de la Península Ibérica. Esto se debe al efecto del repetido paso de vaguadas por esa zona a lo largo de la mayor parte del mes. La variabilidad que simula el modelo es muy parecida a la del análisis (ver figura 4.28d). La única diferencia apreciable se localiza sobre el Mediterráneo entre las Islas Baleares y el norte de Argelia, donde la desviación de la simulación es ligeramente inferior a la de los análisis. La causa de esto posiblemente radique en la dificultad de simular con precisión los episodios tormentosos que allí se produjeron entre los días 8 y 12, y que fueron infraestimados por el modelo, como se comentará más adelante. En cualquier caso, la diferencia de variabilidad en la zona comentada no sobrepasa el 10% de la desviación deducida del análisis para la altura geopotencial en 500 hPa.

En las figuras 4.29a y 4.29b se comparan los campos medios de la componente zonal del viento en el nivel de 500 hPa correspondientes a los análisis y a los resultados del modelo. Las dos figuras son muy similares, como queda constatado por el valor de 0.98 que alcanza la correlación espacial. El sesgo es pequeño (0.3) y a él contribuyen especialmente el máximo del norte de Argelia y el del sur de Francia y golfo de Vizcaya. En estos últimos, posiblemente se deba a una influencia de los Pirineos y la Cordillera Cantábrica. La variabilidad de este campo también ofrece un gran parecido entre análisis y simulación, como se puede comprobar en las figuras 4.29c y 4.29d.

En cuanto a los campos medios de la componente meridiana del viento en 500 hPa, tampoco se observan grandes diferencias entre simulación y análisis (ver figuras 4.30a y 4.30b); de hecho, el coeficiente de correlación espacial es de 0.96 y el sesgo $0.2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Las mínimas diferencias son de nuevo achacables al efecto de las ondas orográficas, como se ha comentado en los resultados correspondientes a los otros meses. Este efecto se aprecia en la figura 4.30b sobre los Picos de Europa, el Sistema Central, Sierra Nevada y, especialmente, los Pirineos. La desviación estándar de esta variable (figuras 4.30c y 4.30d) no tiene especiales diferencias entre simulación y análisis salvo en el oeste de la Península, donde los valores del modelo son ligeramente menores.

Por último, se puede comprobar que la dirección media del flujo se ajusta bastante geostróficamente al geopotencial en este nivel (figura 4.28b). Sin embargo, de nuevo se aprecia que el promedio mensual del módulo de viento es mayor al sur del dominio que al norte, pues en el sur la variabilidad es mucho menor.

La diferencia principal entre análisis y simulación para la temperatura en el nivel de 700 hPa (ver figuras 4.31a y 4.31b) se encuentra en la Cordillera Cantábrica, donde el modelo simula una temperatura un poco mayor que la del análisis. Esta desigualdad es, sin duda, debida a un efecto de bloqueo inducido por la cadena montañosa. Otra diferencia se encuentra entre la submeseta sur y las costas de Levante y Murcia, cuyo origen podría residir en las fuertes tormentas que se produjeron entre las Baleares y la costa mediterránea de la Península en los días del 8 al 12 del mes. Un comportamiento similar en los campos correspondientes a la temperatura en 700 hPa se encontró en el mes de enero de 1991 (ver apartado 4.1.3). A pesar de ello, la correlación espacial entre el análisis y la salida del simulación para esta variable es de 0.99 y el sesgo alcanza un valor de $0.1 \text{ }^\circ\text{C}$.

La variabilidad de la temperatura en 700 hPa (ver figuras 4.31c y 4.31c) no presenta diferencias apreciables entre la simulación y el análisis, excepto en la zona que rodea a las Islas Baleares, donde los valores de la desviación estándar cambian ligeramente. Parece claro que esta disparidad se asocia, de nuevo, a la existencia en la zona de fuertes tormentas entre los días 8 y 12.

El coeficiente de correlación espacial entre los campos mensuales medios del análisis y de los resultados del modelo para la humedad específica en el nivel de 700 hPa

alcanza un valor de 0.90, que es el mayor para esta variable en dicho nivel en los cuatro meses estudiados. Las figuras 4.32a y 4.32b constatan el parecido entre ambos campos de humedad, que tienen un sesgo de $0.0 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$. Sobre la zona continental las mayores diferencias se localizan al sur de la Cordillera Cantábrica, donde la humedad es algo menor en la simulación, y en el sureste de la Península, donde el máximo del análisis no aparece en los resultados del modelo. Sobre el Océano Atlántico las diferencias son mínimas, mientras que en el mar Mediterráneo las desigualdades son más apreciables. Se podría atribuir, otra vez, estas diferencias al periodo de inestabilidad y fuertes tormentas que sufrió la zona, y que parece bastante claro que fue captado de forma diferente por el análisis y por el modelo. Es de suponer que el tratamiento dado por el modelo de mesoescala a este fenómeno será más ajustado a la realidad que el del análisis.

De los datos del análisis se deduce que la variabilidad no es muy alta para la humedad específica en 700 hPa este mes, como se observa en la figura 4.32c que presenta las desviaciones estándar. Si se compara con la figura 4.32d correspondiente a los resultados de la simulación, se aprecia que el modelo capta una menor variabilidad en el sur peninsular que en el norte. Sin embargo, mientras que la simulación no da el claro mínimo que al sur da el análisis, en Galicia y el mar Cantábrico aparece un máximo que en el análisis no es tan marcado. En cualquier caso, estas diferencias son pequeñas (aproximadamente $0.25 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$).

4.4.4. Campos en superficie.

El mes de octubre de 1990 fue bastante lluvioso como se puede apreciar en la figura 4.34. En la parte española de la Península Ibérica se recogieron en media $109 \text{ l}\cdot\text{m}^{-2}$. En la mitad oeste llovió abundantemente, especialmente en Galicia, en donde se registró precipitación en 23 de los 31 días del mes, y desde el 13 llovió todos los días hasta el fin de mes. También fueron copiosas las precipitaciones en la parte occidental del Sistema Central y el oeste de Andalucía. En la costa del Cantábrico las precipitaciones fueron, de igual manera, continuas, aunque débiles, pues predominó el flujo de aire del suroeste y del oeste; la mayor parte de las lluvias en esta región se acumuló cuando el viento pasó a soplar del noroeste al final del mes, entre los días 28 y 31. En la mayor parte de Levante y Cataluña se recogieron precipitaciones por encima de los $100 \text{ l}\cdot\text{m}^{-2}$, incluso en una

extensa región entre las provincias de Valencia y Castellón se superaron los 200 l·m⁻². Estas lluvias fueron tormentosas y en su mayor parte concentradas durante unos pocos días. De especial mención es la zona entorno a la Serranía de Cuenca, donde se registraron precipitaciones por encima de los 100 l·m⁻² y en algunos puntos se superaron los 200 l·m⁻². La lluvia en esta zona es característica de las situaciones con flujo del suroeste, como fueron las que dominaron en gran parte del mes.

La parte seca de la Península en este mes se localizó en las dos submesetas, Extremadura, el alto y medio Ebro (entre 25 y 100 l·m⁻²) y, de manera especial, en la provincia de Almería con valores que no llegaron a superar los 25 l·m⁻².

En la figura 4.34b se presentan los resultados de la simulación para la precipitación. La parte occidental de la Península destaca con una precipitación por encima de los 100 l·m⁻² en casi todas las celdillas del modelo. El sur de Galicia y el Sistema Central son las zonas más lluviosas de esta mitad oeste. Las únicas deficiencias que se observan son un exceso de lluvias en Extremadura y una falta de precipitación al norte de Galicia, como ya se ha detectado en los otros meses simulados.

Al norte se capta correctamente la lluvia en los Pirineos y el máximo de la Sierra de Urbión y las zonas relativamente secas de la submeseta norte y del alto Ebro. Sin embargo existe un déficit en Cantabria y el País Vasco. Son resultados especialmente satisfactorios el máximo de la Serranía de Cuenca y el mínimo de la provincia de Almería que se ajusta a las observaciones.

En el resto de la costa mediterránea los resultados son dispares. Junto a buenos resultados, como los que se dan en Murcia, Alicante y Gerona, se hallan otros claramente insuficientes en el sur de Cataluña y norte de la Comunidad de Valencia.

La valoración en conjunto de estos resultados se puede deducir por el coeficiente de correlación espacial entre la simulación y las observaciones que es 0.60. Este resultado puede considerarse como bastante satisfactorio, teniendo en cuenta los numerosos y dispersos episodios de precipitación. El sesgo tiene un valor de -4.2 l·m⁻², lo que apenas representa el 4% de la precipitación media registrada en este mes en toda España.

En la figura 4.35 se comparan los promedios mensuales de las temperaturas mínimas diarias junto al suelo (a 2 m de altura) observadas con las resultantes en la simulación. Resulta evidente que el modelo se ajusta muy bien a la realidad. Tan sólo

destaca el valle del Ebro que es ligeramente más cálido. La correlación espacial es 0.86 y el sesgo 0.5 °C, lo cual corrobora la impresión que se obtiene visualmente de las gráficas.

En las figuras 4.36a y 4.36b se presentan, respectivamente, las medias mensuales de las temperaturas máximas para las observaciones y para los resultados del modelo. Se puede comprobar que, de forma casi sistemática, las temperaturas máximas en la simulación están por debajo de las observadas. Al igual que en la simulación de verano, pero no con la misma intensidad, es en las zonas más montañosas donde la diferencia es mayor. Las causas habría achacarlas de nuevo al esquema de balance energético en la superficie o al de intercambio turbulento en la troposfera baja. Esto se refleja claramente en el sesgo que es de -3.1 °C. No obstante, la distribución espacial se ajusta de forma satisfactoria, pues alcanza un valor de 0.83.

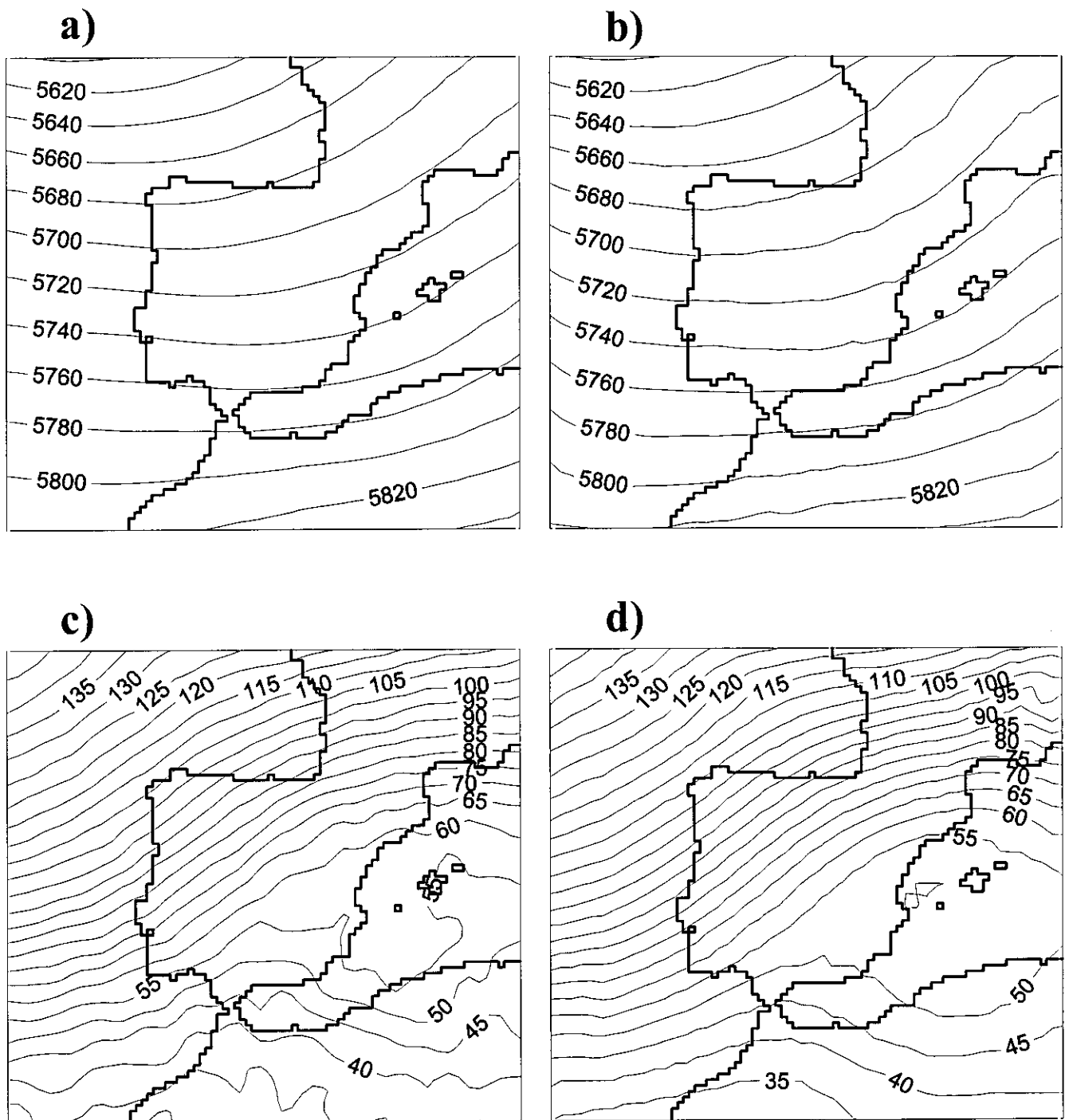


Figura 4.28. Altura geopotencial (m) de la superficie de 500 hPa para el mes de octubre de 1990; a) media mensual del análisis del ECMWF, b) media mensual simulada, c) desviación estándar del análisis del ECMWF, d) desviación estándar simulada.

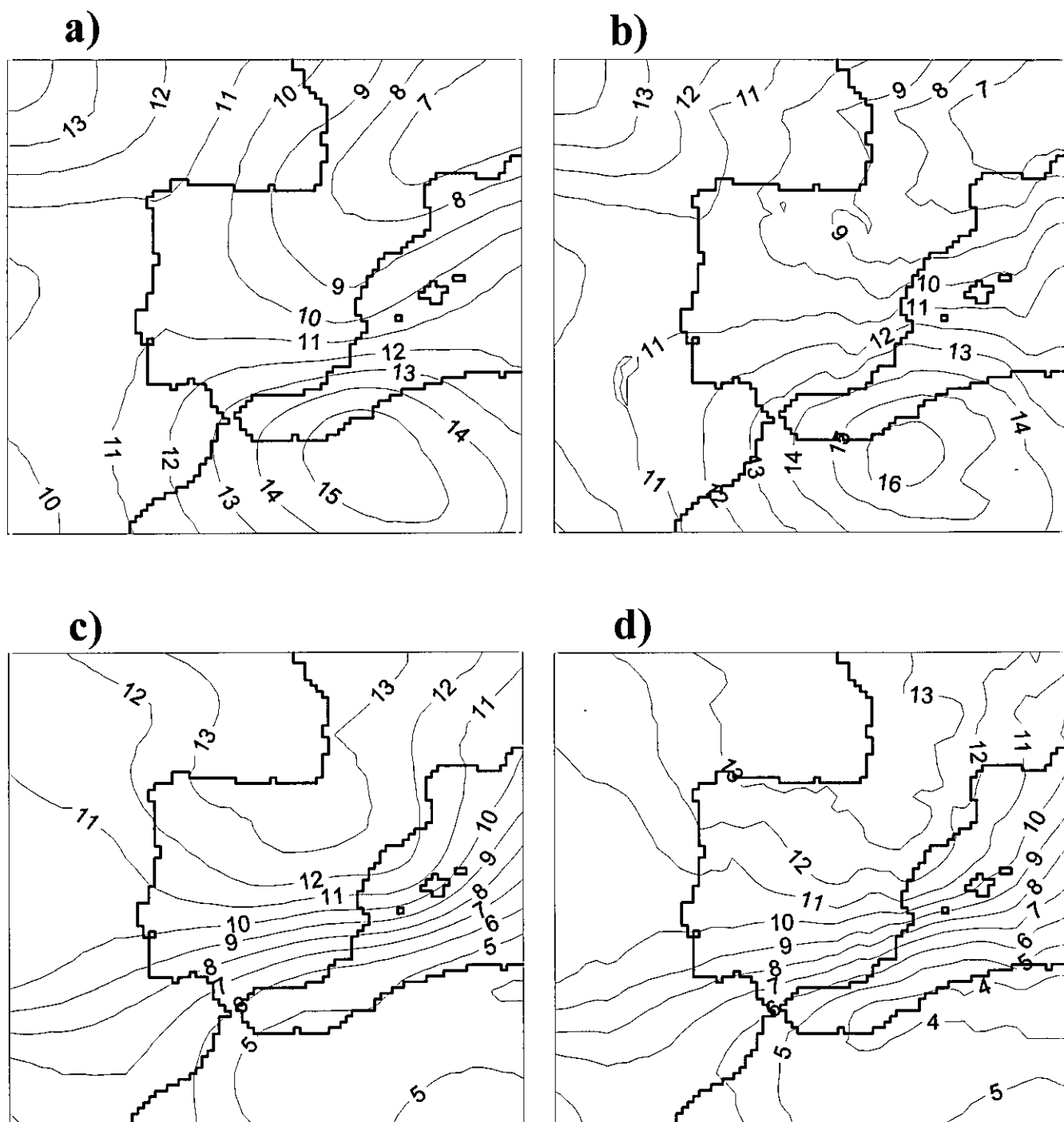


Figura 4.29. Componente zonal del viento (m/s) en la superficie de 500 hPa para el mes de octubre de 1990; a) media mensual del análisis del ECMWF, b) media mensual simulada, c) desviación estándar del análisis del ECMWF, d) desviación estándar simulada.

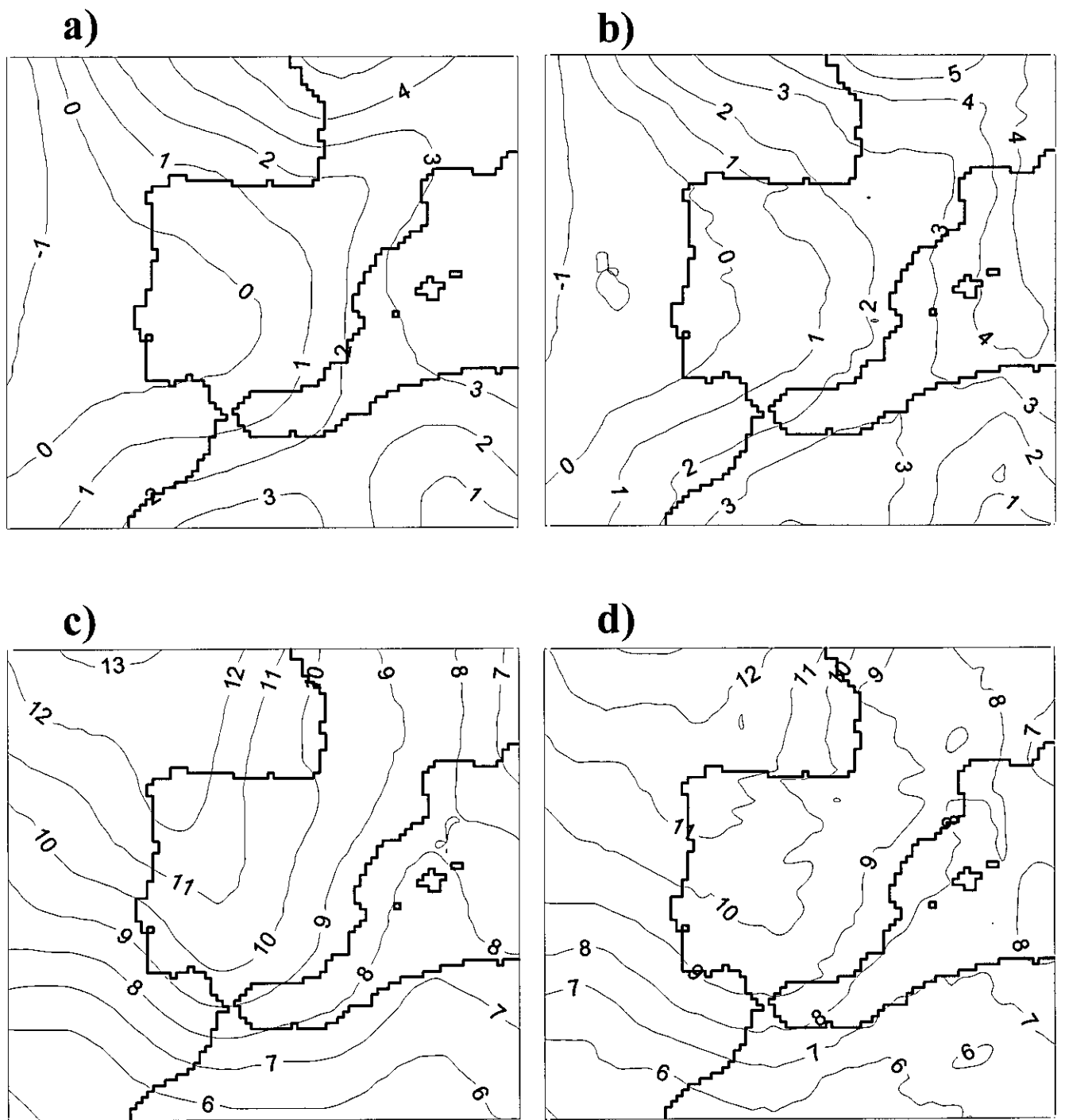


Figura 4.30. Componente meridiana del viento (m/s) en la superficie de 500 hPa para el mes de octubre de 1990; a) media mensual del análisis del ECMWF, b) media mensual simulada, c) desviación estándar del análisis del ECMWF, d) desviación estándar simulada.

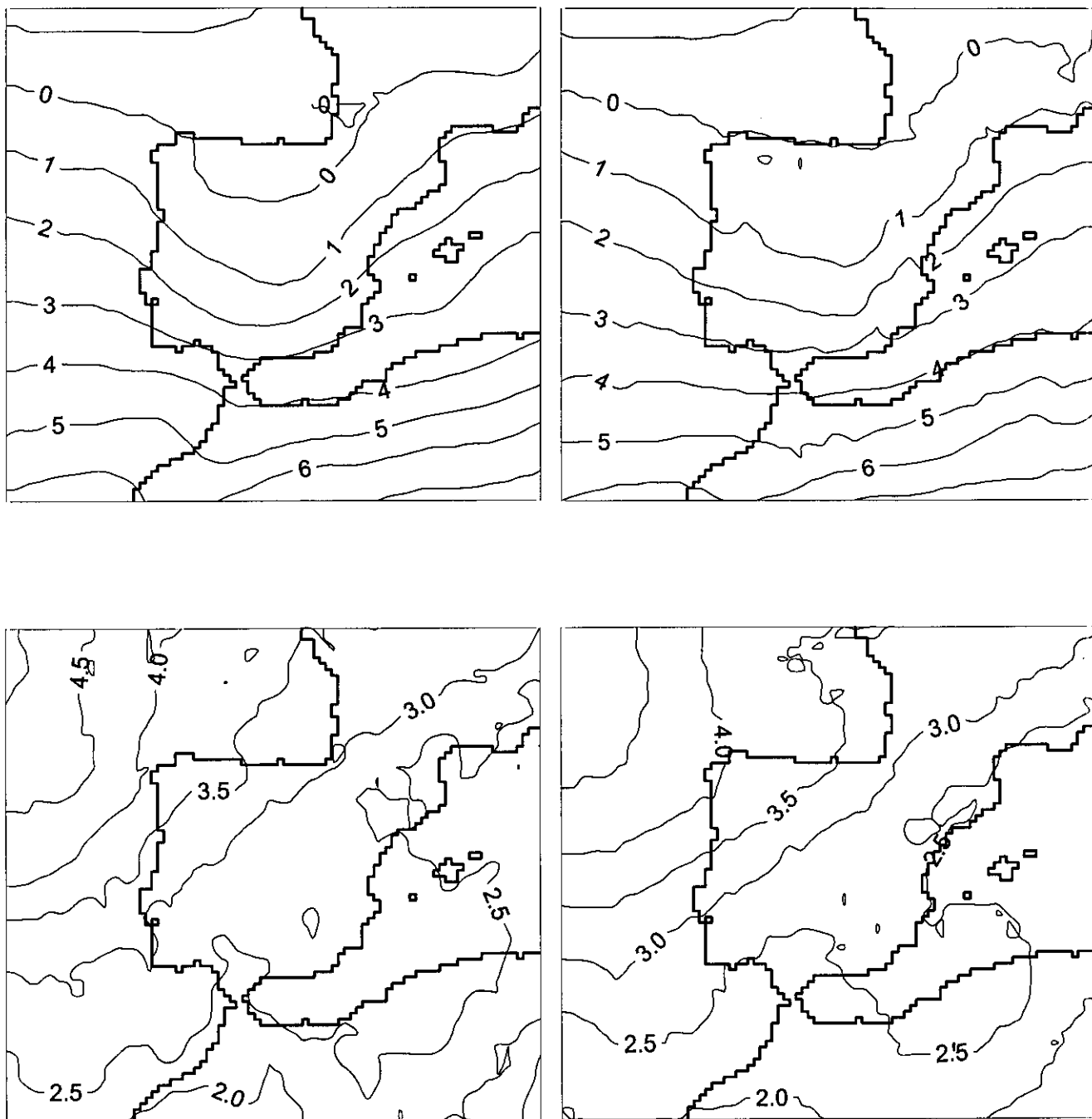


Figura 4.31. Temperatura (°C) en la superficie de 700 hPa para el mes de octubre de 1990; a) media mensual del análisis del ECMWF, b) media mensual simulada, c) desviación estándar del análisis del ECMWF, d) desviación estándar simulada.

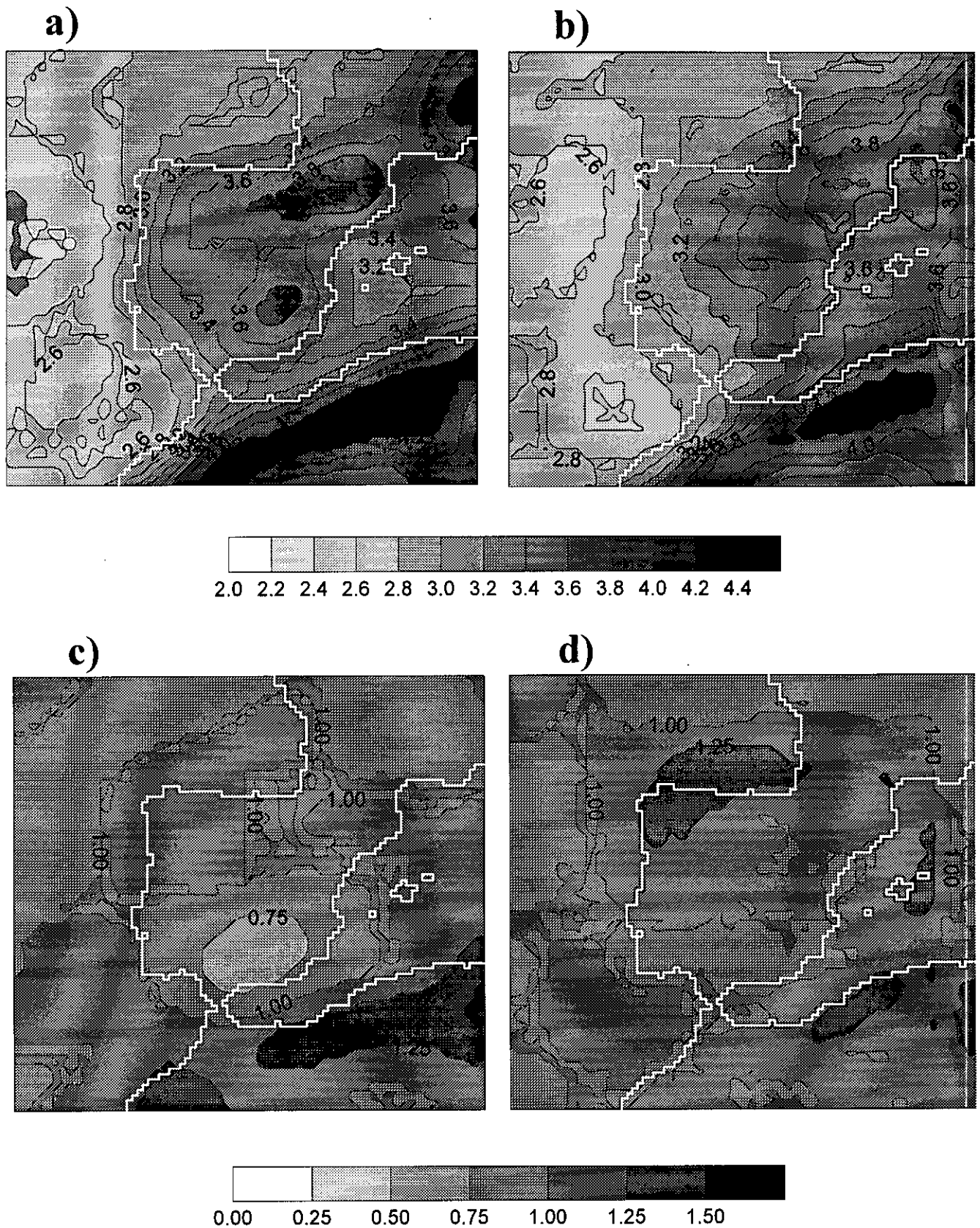


Figura 4.32. Humedad específica (g/kg) en la superficie de 700 hPa para el mes de octubre de 1990; a) media mensual del análisis del ECMWF, b) media mensual simulada, c) desviación estándar del análisis del ECMWF, d) desviación estándar simulada.

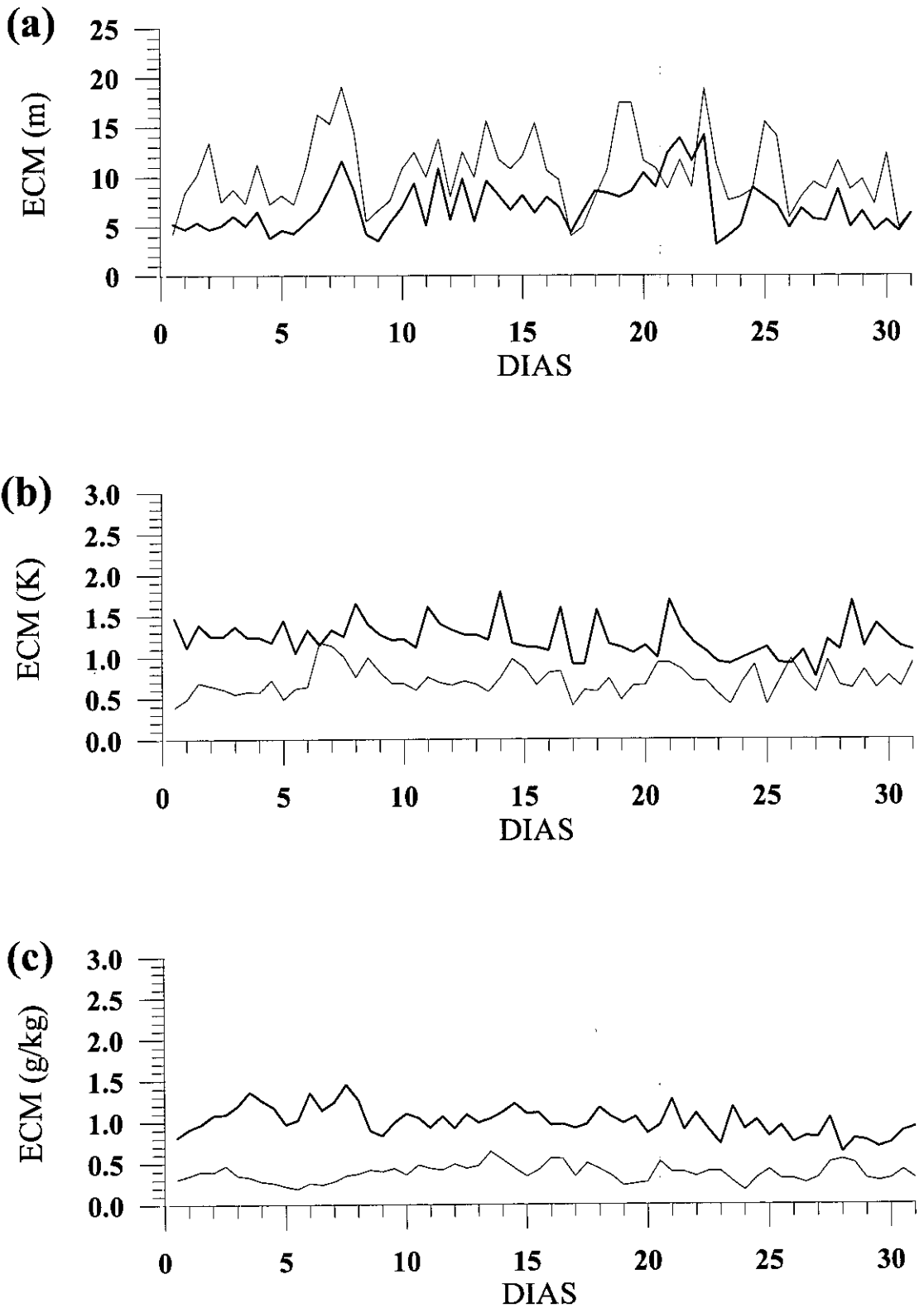


Figura 4.33. Evolución del error cuadrático medio a lo largo de la simulación de octubre de 1990 para (a) altura geopotencial, (b) temperatura, (c) humedad específica. La línea de trazo fino corresponde al nivel de 500 hPa y la de trazo grueso a 850 hPa.

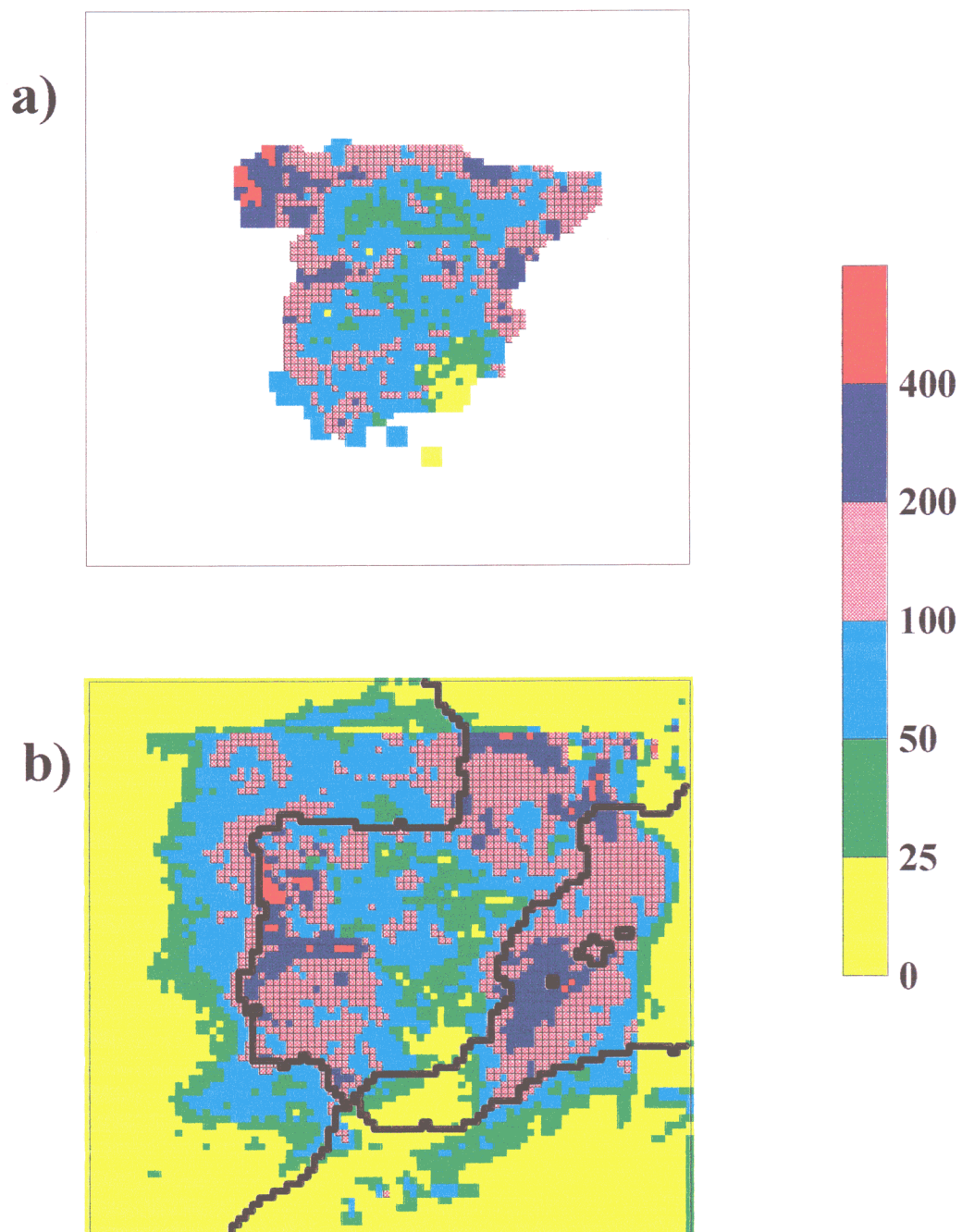


Figura 4.34. Precipitación acumulada (mm) del mes de octubre de 1990; a) observada (las celdillas en blanco corresponden a zonas sin datos), b) simulada.

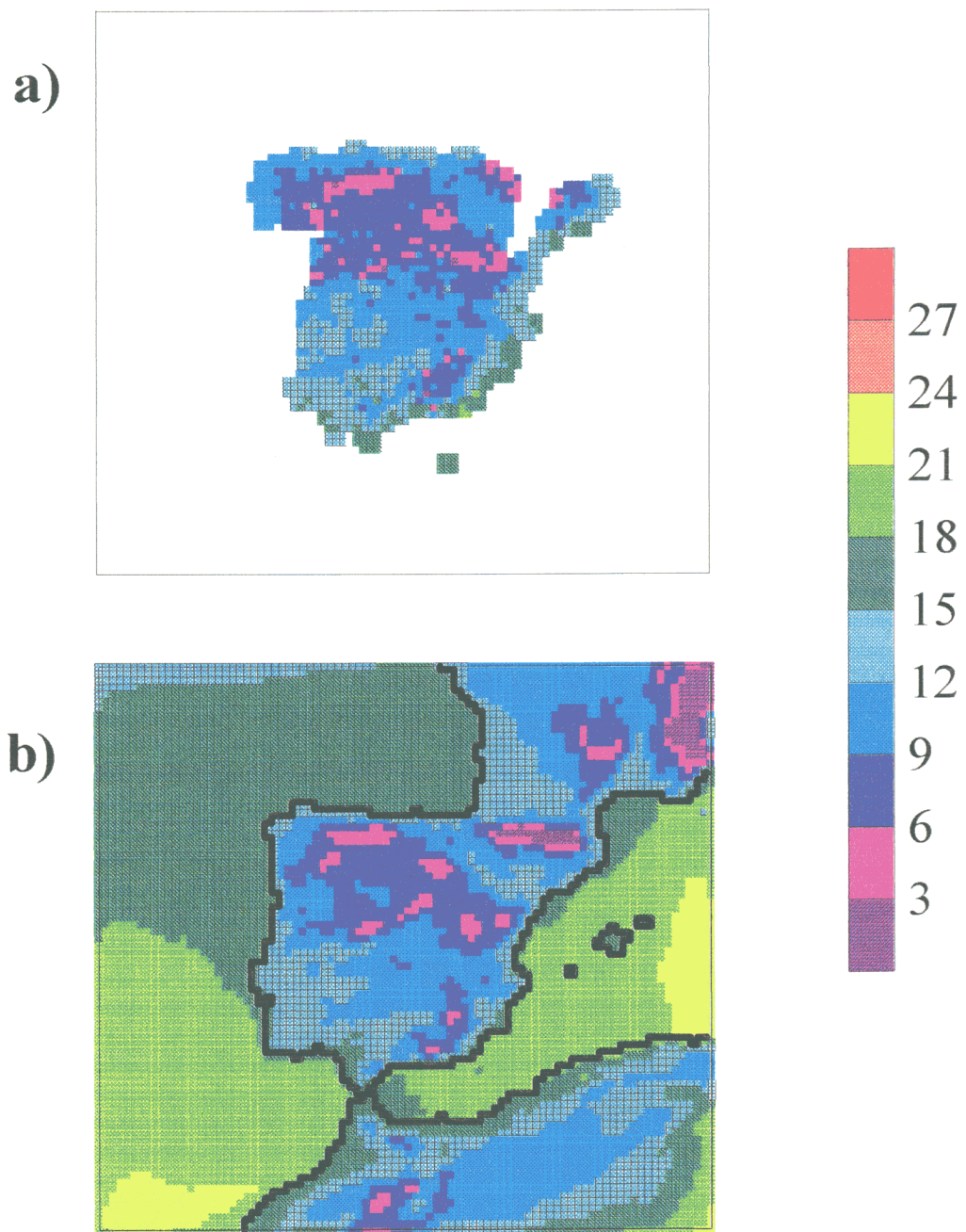


Figura 4.35. Media mensual de la temperatura mínima a 2 metros (°C) para el mes de octubre de 1990; a) observada (las celdillas en blanco corresponden a zonas sin datos), b) simulada.

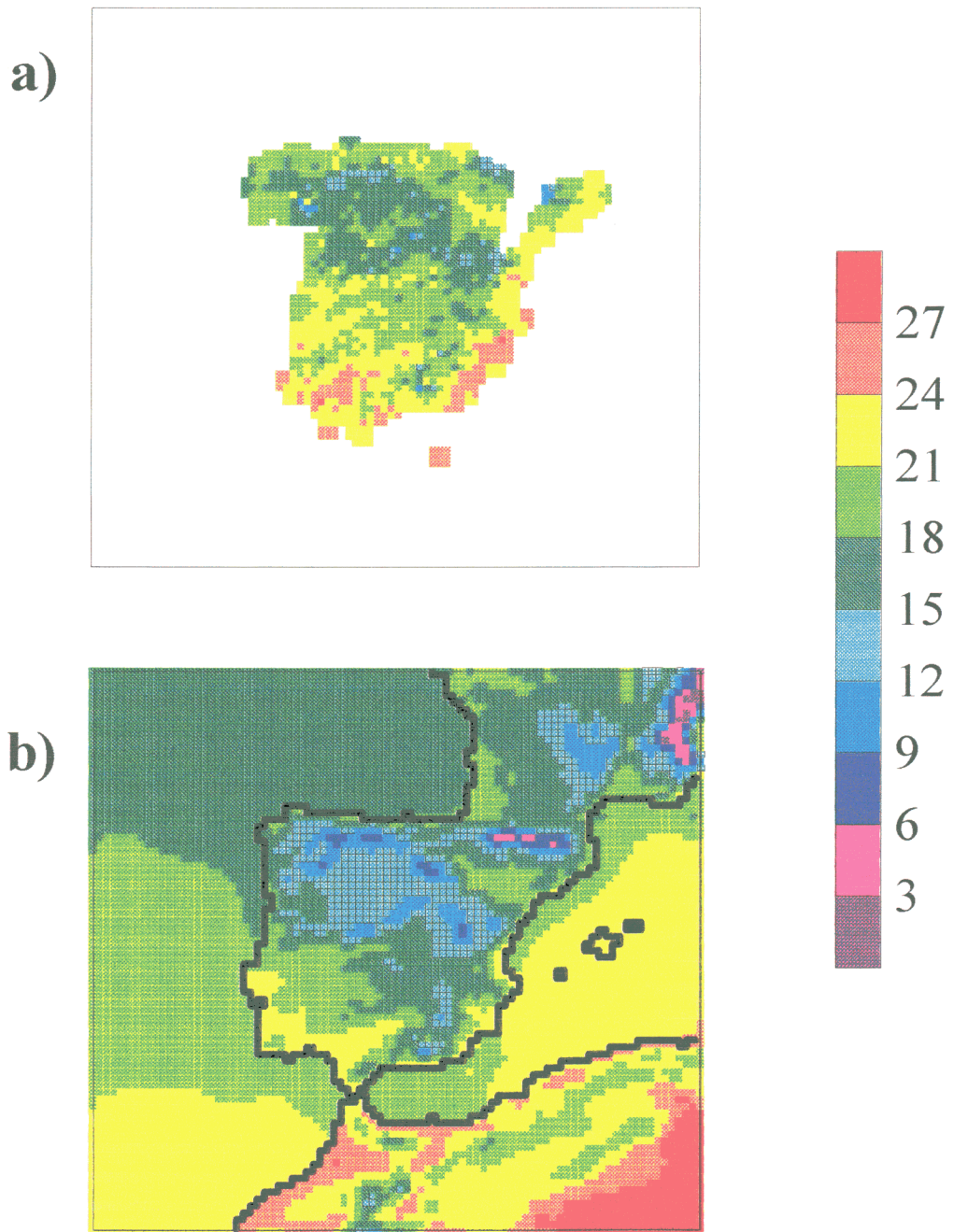


Figura 4.36. Media mensual de la temperatura máxima 2 metros ($^{\circ}\text{C}$) para el mes de octubre de 1990; a) observada (las celdillas en blanco corresponden a zonas sin datos), b) simulada.

4.5. Resultados de las versiones 1 y 2 del modelo.

Como se ha comentado al inicio de este capítulo 4, durante la realización de este trabajo se han utilizado tres versiones distintas del modelo PROMES, cuyas diferentes características fueron descritas de manera detallada en el capítulo 3. En cada una de las versiones se han incorporado mejoras que completaban la versión precedente. Los resultados que se han presentado en los anteriores apartados de este cuarto capítulo corresponden a la tercera versión del modelo. Ahora se pretende dar una rápida visión de cómo las modificaciones que se han ido introduciendo en el modelo se han traducido en una mejora de los resultados de las simulaciones. Se mostrarán las distribuciones de precipitación simulada con las versiones 1 y 2 para los cuatro meses considerados en el estudio, porque ésta es una de las variables más sensibles a cualquier modificación que se introduzca en un modelo atmosférico, además de ser uno de los dos factores que caracterizan fundamentalmente el clima de cualquier zona, junto a la temperatura.

En las figuras 4.37a y 4.37b se presenta la precipitación simulada para el mes de enero de 1991 con las versiones 1 y 2 del modelo respectivamente. Estos campos se pueden comparar con los resultados de la versión 3 (figura 4.7b) y las observaciones representadas en la figura 4.7a. Este mes fue en el que mejores resultados se obtuvieron con las tres versiones del modelo, como se puede comprobar en la Tabla 4.1. A pesar del relativo buen comportamiento obtenido con la versión 1, como se refleja en el valor derivado del coeficiente de correlación espacial entre datos observados y simulados, los resultados mejoran sucesivamente en la versión 2 y en la versión 3. No obstante, el sesgo se mantiene en unos valores aceptables en las tres versiones, especialmente en la primera y la tercera. Visualmente, los resultados de las tres versiones son muy parecidos, y recogen las principales características de las observaciones. Sólo en la versión 2 el máximo de precipitación en el sureste peninsular parece excesivo, lo cual contribuye a que el sesgo de esta simulación sea el mayor.

En las figuras 4.38a, 4.38b y 4.16b se puede ver la precipitación simulada para el mes de abril de 1991 con las versiones 1, 2 y 3 del modelo respectivamente. Si se comparan estos resultados con las observaciones representadas en la figura 4.16a se aprecia cómo han ido mejorando según se ha perfeccionado el modelo. Así, las amplias zonas con lluvia excesiva, que ocupaban en la versión 1 la franja que se extiende desde el

norte de Portugal al sureste de la Península, se han convertido en zonas más extensas de baja precipitación en la simulación llevada a cabo con la versión 2. Esta tendencia se mantuvo en los resultados de la versión 3, comentados en el apartado 4.2.3, que alcanzan un gran parecido con las observaciones. Todo esto se ve reflejado en las estadísticas de los campos de precipitación para este mes que se pueden ver en la Tabla 4.1. El sesgo, que en la primera versión representaba el 76% de la precipitación media observada, en la simulación hecha con la segunda versión del modelo desciende a un 50%, y en los resultados de la versión 3 el sesgo representa un exiguo 6% de la precipitación observada. Por lo que respecta a la correlación espacial entre los resultados y las observaciones, también se aprecia una mejora considerable en las sucesivas versiones.

La extremadamente errónea precipitación simulada para el mes de julio de 1990 con la versión 1 del modelo (figura 4.39) fue el principal motivo que llevó a introducir mejoras en el PROMES, pues como es fácilmente observable resulta muy excesiva en toda la mitad norte de la Península. Sin embargo, la correlación espacial con las observaciones era suficientemente alta (Tabla 4.1), lo cual indica que, aunque excesivas, las precipitaciones eran localizadas por el modelo con precisión aceptable. Las variaciones introducidas en la versión 2 no se tradujeron en una mejora significativa de la precipitación simulada, como es perceptible en la figura 4.39b. La correlación espacial bajó, aunque el sesgo se redujo en un 41%. Finalmente, en la simulación con la versión 3 se obtiene un resultado mucho más aceptable, a pesar de que sigue siendo el peor de los cuatro meses simulados con esta versión. Por su parte, el sesgo se reduce en un 83% con respecto al de la versión 1 del modelo.

En las simulaciones del mes de octubre de 1990, las variaciones introducidas en la segunda versión del modelo no dieron lugar a un cambio significativo en los resultados obtenidos para la precipitación, como puede verse en las figuras 4.40a y 4.40b. Sin embargo, los resultados de la versión 3, representados en la figura 4.34b, superan claramente a los anteriores, y pueden considerarse satisfactorios al compararlos con la precipitación observada (figura 4.34a). Rasgos como la zona seca de Almería o la de la submeseta norte son captados perfectamente, al contrario que en las simulaciones con las otras dos versiones. El sesgo que en la primera y segunda versión constituía respectivamente el 33% y 58% de la precipitación media observada, en la tercera se

reduce a un reducido 4%. También la correlación espacial mejora considerablemente y aumenta aproximadamente en un 50% del valor de las dos primeras versiones.

Tabla 4.1. Sesgo ($l \cdot m^{-2}$) y correlación espacial entre la precipitación observada y simulada correspondiente a los cuatro meses estudiados para cada una de las tres versiones utilizadas.

	Julio 1990		Octubre 1990		Enero 1991		Abril 1991	
	Sesgo	Corr.	Sesgo	Corr.	Sesgo	Corr.	Sesgo	Corr.
Versión 1	73.4	0.51	36.2	0.41	1.3	0.57	40.5	0.40
Versión 2	43.5	0.40	62.6	0.42	19.8	0.63	26.7	0.50
Versión 3	12.6	0.48	-4.2	0.60	-8.5	0.69	-3.3	0.58

En la Tabla 4.1 se puede ver que las sucesivas versiones del modelo han ido reproduciendo mejor la distribución de precipitación observada en cada uno de los meses. El factor que ha contribuido en mayor medida a esta mejora ha sido la introducción del esquema implícito de nubes en la versión 3, aunque los cambios introducidos en la versión 2 dieron lugar, por lo general, a simulaciones menos desajustadas que en la versión 1.

Por lo que respecta a otras variables atmosféricas, se puede decir que en la troposfera media y alta (500 y 300 hPa) la mejora conseguida en las sucesivas versiones no ha sido significativa, pues desde la primera versión del modelo los resultados eran muy buenos y quedaba poco margen para mejorar. Esto parece indicar que la dinámica del modelo ha funcionado bien desde un principio. En los niveles inferiores de la troposfera los cambios introducidos en el modelo han dado lugar a mejoras más apreciables, pero no tan significativas como en la precipitación.

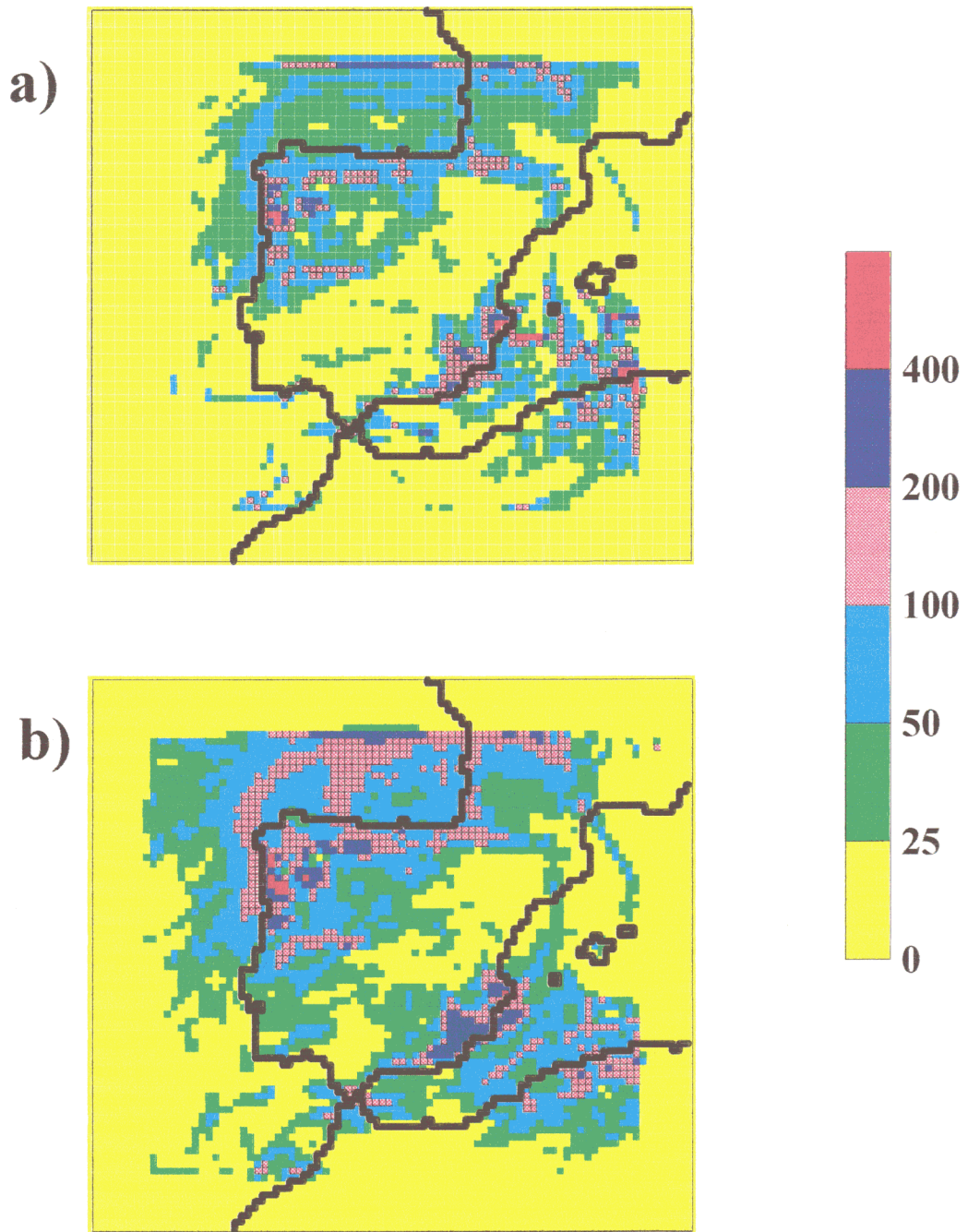


Figura 4.37. Precipitación acumulada (mm) simulada para el mes de enero de 1991; a) versión 1 del modelo, b) versión 2.

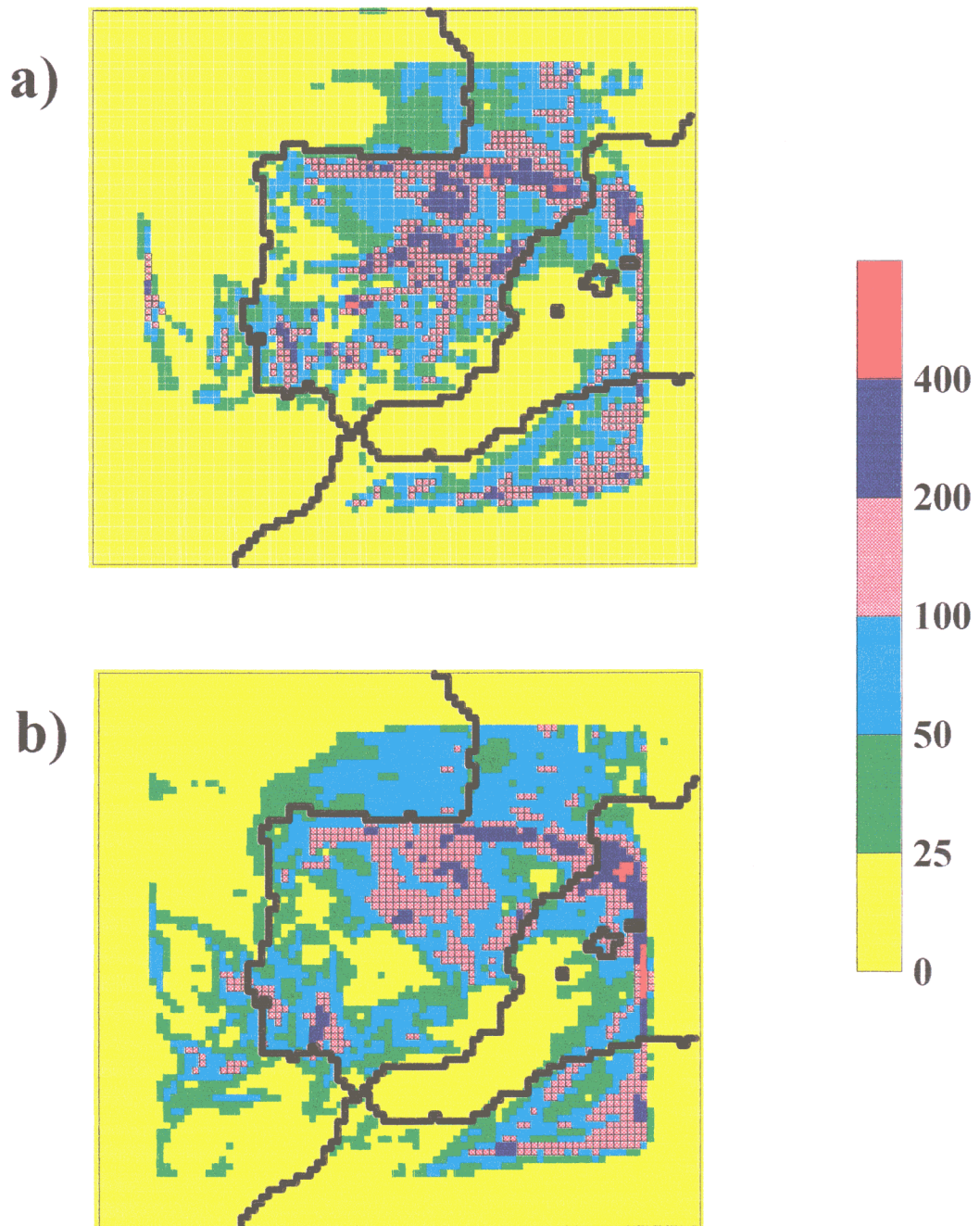


Figura 4.38. Precipitación acumulada (mm) simulada para el mes de abril de 1991; a) versión 1 del modelo, b) versión 2.

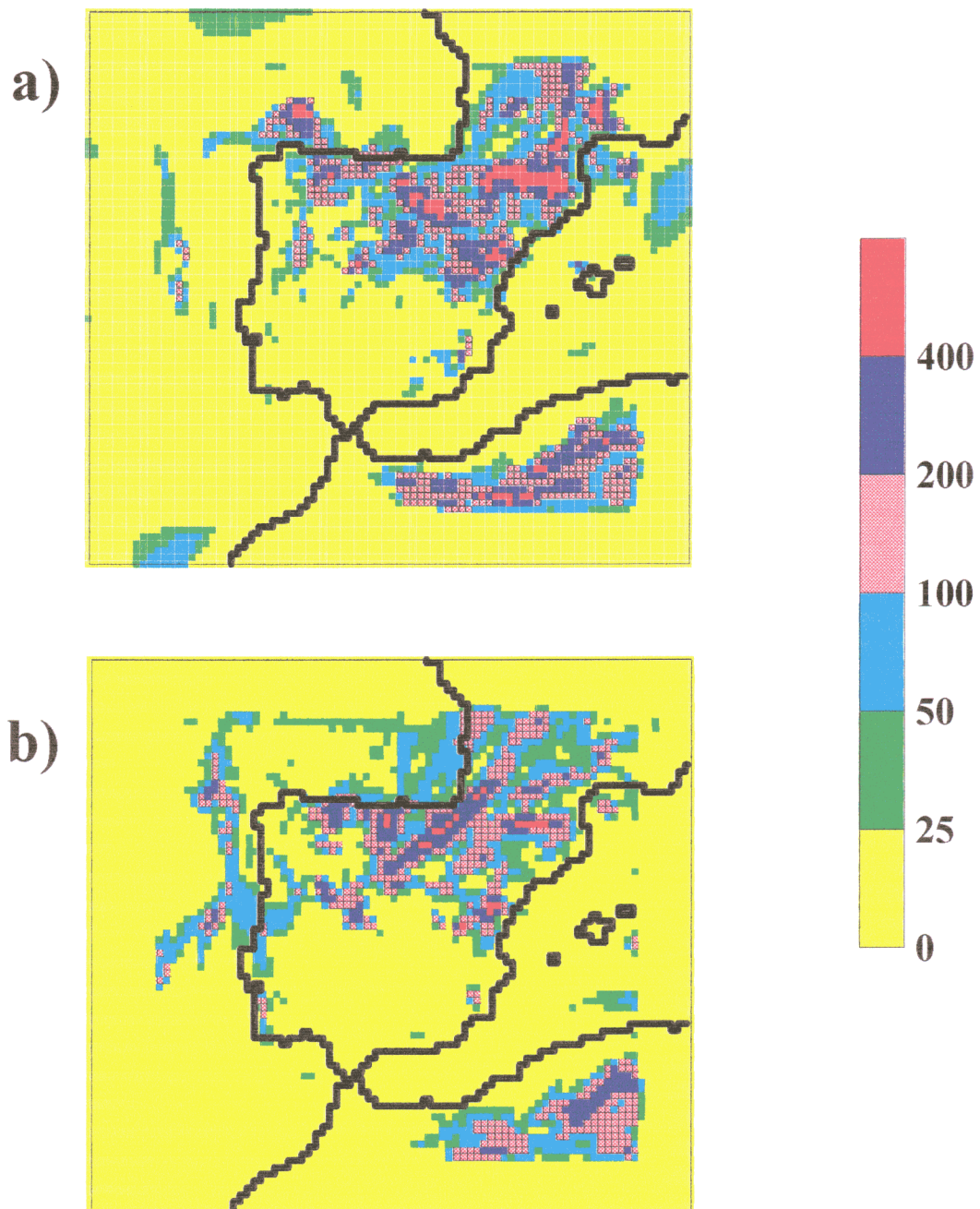


Figura 4.39. Precipitación acumulada (mm) simulada para el mes de julio de 1990; a) versión 1 del modelo, b) versión 2.

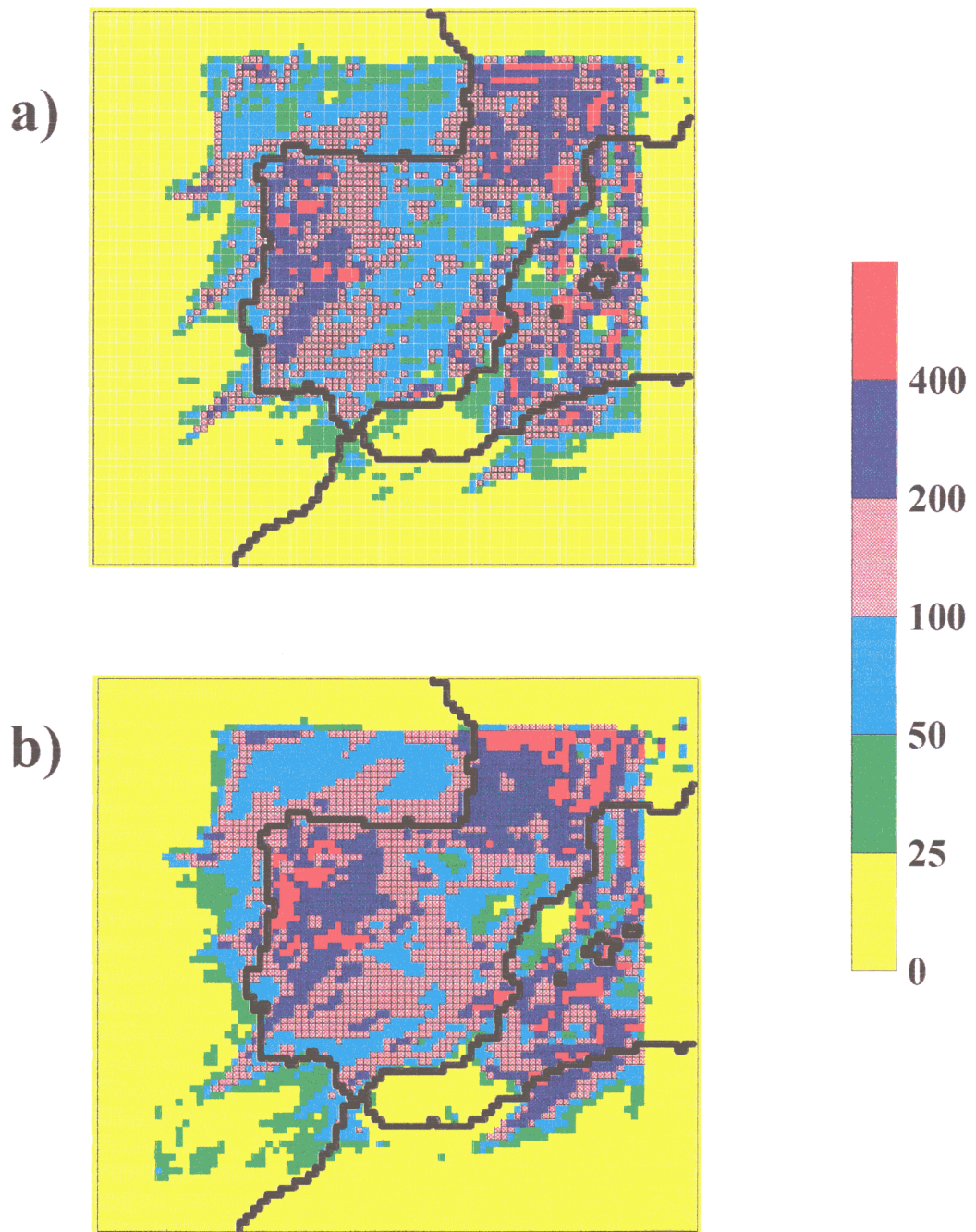


Figura 4.40. Precipitación acumulada (mm) simulada para el mes de octubre de 1990; a) versión 1 del modelo, b) versión 2.

Tabla 4.2. Sesgo y correlación espacial con los datos del análisis del ECMWF para las alturas geopotenciales (m) y la presión reducida al nivel del mar (hPa).

	Julio 1990		Octubre 1990		Enero 1991		Abril 1991	
	Sesgo	Corr.	Sesgo	Corr.	Sesgo	Corr.	Sesgo	Corr.
z 200	4.8	0.99	5.2	0.99	7.6	0.99	9.9	0.99
z 300	2.7	0.99	2.1	0.99	5.6	0.99	5.4	0.99
z 500	-0.4	0.99	-2.0	0.99	0.9	0.99	-0.1	0.99
z 700	-0.7	0.99	-0.5	0.99	1.5	0.99	0.2	0.99
z 850	-0.1	0.80	1.0	0.99	2.2	0.99	1.4	0.98
P_{prom}	-1.2	0.37	-0.3	0.93	-0.9	0.82	-0.7	0.68

Tabla 4.3. Sesgo y correlación espacial con los datos del análisis del ECMWF para las temperaturas (°C).

	Julio 1990		Octubre 1990		Enero 1991		Abril 1991	
	Sesgo	Corr.	Sesgo	Corr.	Sesgo	Corr.	Sesgo	Corr.
t 200	0.3	0.91	-0.0	0.94	-0.3	0.99	-0.2	0.96
t 300	0.6	0.97	0.8	0.96	0.4	0.99	0.8	0.99
t 500	0.1	0.98	0.1	0.99	0.4	0.99	0.3	0.99
t 700	0.4	0.99	0.1	0.99	0.1	0.99	0.0	0.99
t 850	-0.2	0.97	-0.2	0.98	0.3	0.98	0.1	0.99

Tabla 4.4. Sesgo y correlación espacial con los datos del análisis del ECMWF para las humedades específicas ($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$).

	Julio 1990		Octubre 1990		Enero 1991		Abril 1991	
	Sesgo	Corr.	Sesgo	Corr.	Sesgo	Corr.	Sesgo	Corr.
q 200	-	-	-	-	-	-	-	-
q 300	-	-	-	-	-	-	-	-
q 500	0.2	0.80	0.2	0.63	0.1	0.33	0.1	0.82
q 700	0.5	0.86	0.0	0.90	0.0	0.81	-0.1	0.82
q 850	-0.8	0.64	-0.0	0.92	-0.10	0.80	-0.2	0.74

En los niveles de 200 y 300 hPa las humedades son tan bajas que no son posibles las estadísticas.

Tabla 4.5. Sesgo y correlación espacial con los datos del análisis del ECMWF para las componentes zonal y meridiana del viento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$).

	Julio 1990		Octubre 1990		Enero 1991		Abril 1991	
	Sesgo	Corr.	Sesgo	Corr.	Sesgo	Corr.	Sesgo	Corr.
u 200	-0.6	0.92	-0.7	0.97	0.0	0.96	0.5	0.99
v 200	0.7	0.96	0.6	0.90	0.4	0.85	0.7	0.97
u 300	-0.3	0.87	-0.6	0.97	-0.1	0.98	0.4	0.99
v 300	0.0	0.98	-0.1	0.93	0.2	0.96	0.3	0.99
u 500	-0.1	0.87	0.3	0.98	-0.1	0.98	0.3	0.99
v 500	0.1	0.98	0.2	0.96	0.2	0.98	0.2	0.98
u 700	-0.2	0.86	-0.5	0.97	-0.2	0.97	0.2	0.96
v 700	0.3	0.94	0.1	0.95	0.2	0.96	0.2	0.92
u 850	0.1	0.80	-0.5	0.87	-0.2	0.93	0.2	0.79
v 850	0.2	0.85	0.2	0.91	0.2	0.94	0.2	0.87

Tabla 4.6. Sesgo y correlación espacial con las observaciones para la precipitación acumulada mensual ($\text{l}\cdot\text{m}^{-2}$) y las temperaturas a 2 metros máximas y mínimas medias mensuales ($^{\circ}\text{C}$).

	Julio 1990		Octubre 1990		Enero 1991		Abril 1991	
	Sesgo	Corr.	Sesgo	Corr.	Sesgo	Corr.	Sesgo	Corr.
Precipitación	12.6	0.48	-4.2	0.60	-8.5	0.69	-3.3	0.58
Temp. máx. 2m	-3.4	0.82	-3.1	0.83	-2.0	0.85	-2.9	0.78
Temp. mín. 2m	0.0	0.84	0.5	0.86	1.5	0.83	0.6	0.85

Tabla 4.7. Sesgo de la precipitación acumulada ($\text{l}\cdot\text{m}^{-2}$) en periodos de 5 días durante la simulación del mes de julio de 1990 y precipitación media observada en esos periodos.

	1 a 5	6 a 10	11 a 15	16 a 20	21 a 25	26 a 30
Sesgo	-0.4	-0.1	7.7	1.3	3.5	0.5
Prec. media obs.	1.5	0.6	2.4	0.4	3.5	6.7

4.6. El sesgo en la temperatura a 2 metros sobre el suelo.

Parece conveniente terminar este capítulo con un análisis de las posibles causas del sesgo obtenido entre las temperaturas mínimas y máximas a 2 metros sobre el suelo observadas y las simuladas, con el fin de tratar de dar una explicación razonable de este resultado. En primer lugar, hay que tener presente que los datos que se comparan, es decir, observados y simulados, no tienen exactamente las mismas características, pues:

- a) Las observaciones de temperaturas se realizan a 1.5 m de altura sobre el suelo mientras que en las simulaciones se calculan a 2 m.
- b) En el modelo no se almacenan de forma continua la temperatura a 2 metros, sino cada 60 minutos, de manera que los valores de las temperaturas máximas y mínimas simuladas no son simultáneas a las observadas.

Estas dos circunstancias pueden sin duda influir en el sesgo obtenido, pero parece lógico pensar que la contribución relativa no llegue a ser demasiado importante.

Por otra parte, existen diferencias entre las alturas topográficas reales de los observatorios y las de las correspondientes celdillas del modelo. Así, se ha observado que en promedio las alturas en el modelo están algo sobrevaloradas. Sin embargo, esta diferencia podría explicar en parte que las temperaturas máximas simuladas resulten algo inferiores a las observadas, pero si se corrigiera aumentaría aún más el sesgo obtenido en el caso de las temperaturas mínimas.

Asimismo, los valores de la temperatura profunda del suelo no están adecuadamente asignados, pues resulta difícil conseguir una base de datos en la que el concepto de "temperatura profunda del suelo" sea equivalente al considerado en la parametrización de procesos superficiales del modelo. Esta incorrección podría influir algo en la temperatura del aire a 2 metros del suelo. Pero, de nuevo, sería en el mismo sentido para las mínimas que para las máximas, y, por tanto, un ajuste de este dato de entrada mejoraría el sesgo de una de estas temperaturas del aire, pero empeoraría el de la otra.

En el apartado 4.3. se comentó que el esquema de parametrización del intercambio turbulento vertical puede dar lugar a una mezcla excesiva en los casos de intensa

convección libre. Esto ocasionaría una bajada relativa de las temperaturas en las capas de aire más cercanas al suelo durante las horas centrales del día. Pero este efecto sólo tendría una importancia significativa en las simulaciones de verano y comienzo del otoño.

También se ha apuntado anteriormente la influencia que ejercerían las deficiencias del esquema de procesos superficiales utilizado en el modelo sobre el valor del sesgo de la temperatura a 2 metros. Las posibles deficiencias que pueden afectar a la temperatura del aire junto al suelo serían la inexactitud en el cálculo de la temperatura superficial por una incorrecta asignación de los parámetros del suelo, una anomalía en el cómputo de los flujos de calor y humedad debida a la misma causa, y la incapacidad del esquema de variar los parámetros del suelo en respuesta al forzamiento de la atmósfera. Respecto a la primera posibilidad, un error en la asignación del albedo se traduciría en un sesgo en la temperatura máxima del suelo, mientras que la temperatura mínima se vería afectada por defectos en la asignación de valores a la emisividad del suelo y, sobre todo, a su inercia térmica. Es evidente que un error en la temperatura superficial se transmitiría a la de las capas de aire más cercanas al suelo. La segunda posibilidad se relaciona con errores en la asignación de la humedad disponible y de la rugosidad, que originaría el cálculo incorrecto de los flujos de calor y humedad entre la superficie y la atmósfera, y por tanto de la temperatura del aire junto al suelo. En Fernández y Castro (1991) y Fernández (1992) se realiza un análisis de la sensibilidad de los parámetros del suelo sobre la temperatura superficial simulada por el modelo utilizado.

Otro aspecto no comentado hasta ahora que podría tener alguna influencia en el sesgo de la temperatura a 2 metros simulada es el tratamiento de los procesos radiativos en el modelo. En el caso de que la parametrización de estos procesos diera como resultado un valor absoluto inferior de la radiación neta en la superficie terrestre a lo largo del día, podría explicarse cualitativamente el comportamiento observado en el sesgo de la temperatura del aire junto al suelo. Un comportamiento tal del esquema que simula los flujos radiativos podría tener su origen, por ejemplo, en una sobrestimación en el diagnóstico de la cubierta de nubes. Sin embargo, no puede descartarse que el mismo efecto se deba a deficiencias menos evidentes del esquema de radiación.

Como se infiere de lo comentado, son muchos los factores que influyen en la temperatura a 2 metros sobre el suelo, los cuales interaccionan entre sí de una manera muy compleja. No obstante, los errores que se derivan del signo y valor del sesgo obtenido en las temperaturas máximas y mínimas diarias del aire junto al suelo parece que pueden explicarse, fundamentalmente, por la sencillez del esquema de parametrización del balance de energía en la superficie. Posiblemente, la introducción de un esquema más sofisticado corregiría en gran medida el sesgo observado.

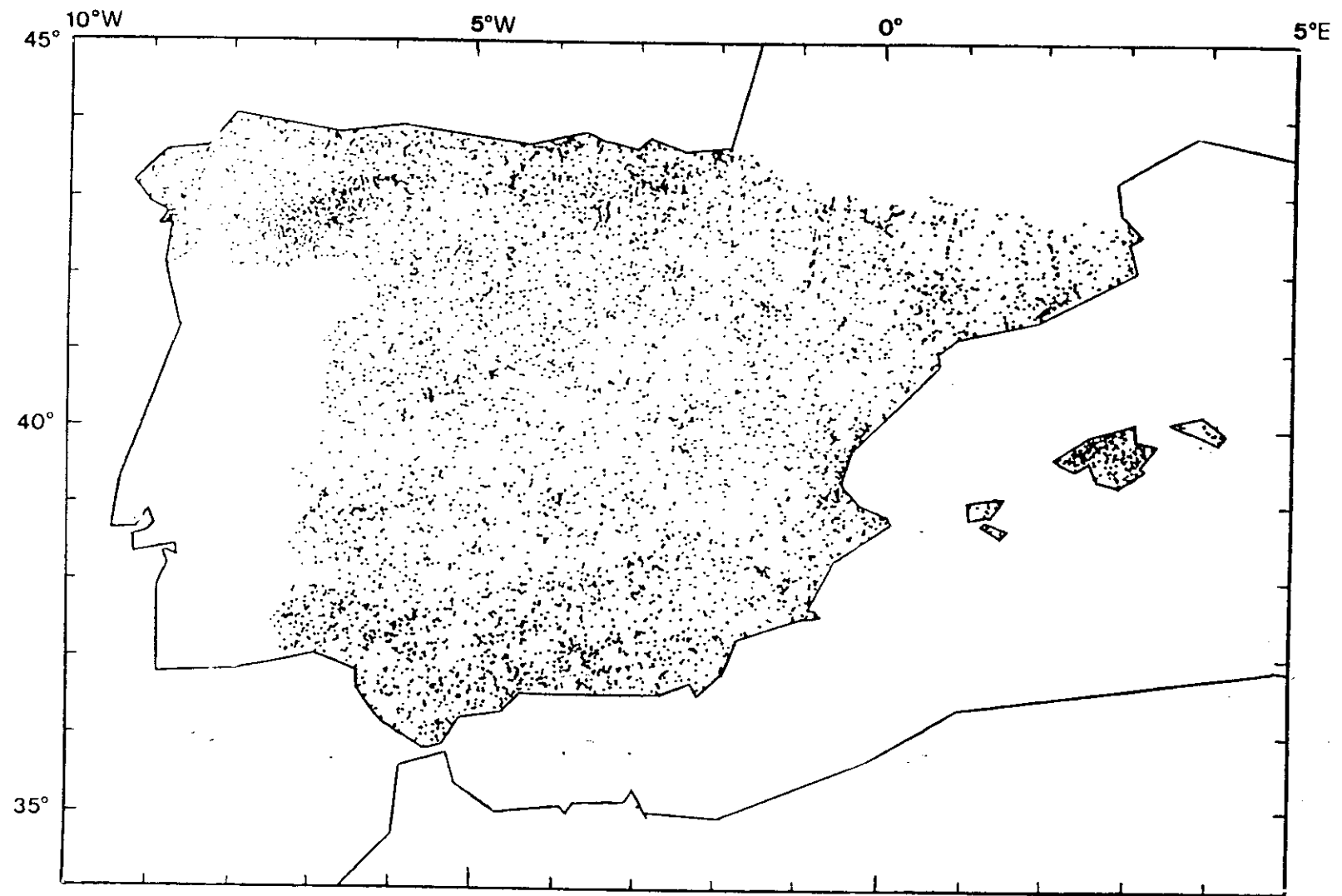


Figura 4.41. Red de estaciones termo-pluviométricas españolas (Islas Canarias no incluidas).

RESULTADOS DE LAS SIMULACIONES DE ANIDAMIENTO EN EL MODELO REGIONAL DEL HADLEY CENTRE

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos en un total de ocho simulaciones mensuales, cuatro de “clima actual” y otras cuatro de “escenario $2\times\text{CO}_2$ ”, que se han realizado anidando el modelo PROMES en el modelo regional de clima del Hadley Centre for Climate Prediction and Research (Bracknell, R.U.). El objetivo principal de estas simulaciones se dirige a comprobar la consistencia del modelo PROMES en simulaciones de larga duración cuando, a diferencia de lo presentado en el Capítulo 4, se le suministran valores de contorno laterales “no perfectos”, como son los suministrados por otro modelo de clima con resolución más baja.

Aunque las simulaciones cuyos resultados se describen a continuación corresponden a dos escenarios de clima, uno con concentración de CO_2 en la atmósfera similar al presente ($1\times\text{CO}_2$) y otro suponiendo una concentración doble que la actual ($2\times\text{CO}_2$), las diferencias que se obtienen aquí no poseen significación alguna desde un punto de vista climatológico, pues los periodos temporales que abarca el estudio no permiten tener en cuenta la variabilidad natural del clima. Para ello, sería preciso realizar simulaciones multianuales en ambos “escenarios” climáticos, lo que no ha sido posible en este estudio por carecer de acceso a un ordenador con la capacidad de cálculo necesaria.

5.1. Descripción del modelo.

La versión del modelo PROMES utilizada en este trabajo es, básicamente, la llamada “versión 3” que se describe en el Capítulo 2 de esta Memoria, pero incorporando dos modificaciones :

- a) Implementación de la técnica llamada “*split-explicit*” (Gadd, 1978 ; Skamarock y Klemp, 1992) que consiste en integrar con pasos temporales de diferente longitud cada uno de los términos de las ecuaciones diferenciales que se resuelven numéricamente. De esta forma, los términos que resuelven la propagación de las ondas más rápidas, e imponen la restricción de un paso temporal pequeño para evitar el riesgo de inestabilidad en su cálculo, se integran con el paso de tiempo adecuado (Δt), mientras que otros términos que no precisan un paso tan corto se resuelven con pasos de tiempo mayores ($n\Delta t$, $n=2,3,4,\dots$). En concreto, en este caso se ha trabajado con el paso de tiempo corto (Δt) para la resolución de los términos responsables de las ondas de gravedad, mientras que los términos de advección se han resuelto con un paso de $3\Delta t$ y las parametrizaciones físicas se han calculado con una frecuencia de $6\Delta t$, salvo la radiación y el esquema implícito de nubes, para los que se ha utilizado un paso de $12\Delta t$. Con la técnica de “*split-explicit*” se consigue una importante reducción del tiempo de cálculo sin disminuir significativamente la calidad de las simulaciones.
- b) Incorporación del efecto inducido sobre la radiación por el incremento de la concentración del aerosol sulfato en la atmósfera. Esto se ha realizado solamente en las cuatro simulaciones correspondientes al “escenario $2\times\text{CO}_2$ ” de clima futuro, tal como propone el Hadley Centre for Climate Prediction and Research.

Con el término “aerosol” se denomina a las pequeñas partículas en suspensión presentes en la atmósfera. Su origen puede ser natural o humano y provocan un forzamiento radiativo que, considerado globalmente, hace disminuir la radiación de onda corta que llega a la superficie terrestre. El más importante de los aerosoles de origen no natural es el aerosol sulfato, que se genera en la quema de combustibles fósiles. El efecto del aerosol sulfato se ha tenido en cuenta en este trabajo siguiendo el método propuesto por Mitchell et al. (1995), que consiste en asignar un “albedo equivalente” (A') a la superficie terrestre en cada celdilla del modelo. Este “albedo equivalente” es función del albedo real del suelo, la concentración de aerosol sulfato en la vertical y el ángulo de

incidencia de los rayos solares. La fórmula utilizada para el cálculo de este “albedo equivalente” es:

$$A' = A + \beta\delta(1 - A)^2 \sec\theta_0 \quad [5.1.]$$

donde β es el parámetro de dispersión radiativa ascendente, que por simplicidad se considera que tiene el mismo valor (0.29) para todo el espectro solar (Wiscombe y Grams, 1976), θ_0 es el ángulo cenital, A es el albedo superficial y δ es el espesor óptico de la capa de aerosol sulfato, el cual se calcula según :

$$\delta = \alpha B_{SO_4} \quad [5.2.]$$

donde α es el coeficiente de dispersión, al que se le asigna el valor de $8 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$; y B_{SO_4} es la carga de aerosol sulfato.

5.2. Método de aplicación.

Al igual que en las simulaciones descritas en capítulos anteriores, el modelo se ha aplicado con una resolución horizontal de 20×20 km. El dominio abarca una región de 1800×1680 km centrada en la Península Ibérica, como puede verse en la figura 5.57. Se han considerado 31 niveles verticales y su distribución es idéntica a la descrita en el apartado 3.1. del tercer capítulo. La topografía se ha generado a partir de la base de datos del NGDC (*National Geophysical Data Center*) perteneciente a la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) de EEUU, siendo el método empleado el mismo que se detalló en el apartado 3.2.

Las condiciones iniciales y de contorno utilizadas fueron suministradas por el modelo regional (RCM) del Hadley Centre que tiene una resolución horizontal de 0.4425° en latitud-longitud (aproximadamente 50 km). Este RCM a su vez se había anidado en el GCM (UKMO) del Hadley Centre que tiene una resolución de $2.5^\circ \times 3.75^\circ$ en latitud-longitud. Los experimentos realizados por el GCM fueron dos. El primero consistió en una integración de varias décadas con una concentración de CO_2 representativa de la existente (“clima actual”), y el segundo correspondió a una simulación de igual longitud temporal que la anterior en la que, partiendo de la misma concentración de CO_2 , se fue aumentando gradualmente hasta alcanzar una concentración doble a la inicial (“escenario $2 \times \text{CO}_2$ ”). Posteriormente el RCM del Hadley Centre se anidó en los dos escenarios

generados por el GCM, y finalmente el modelo PROMES se anidó en el RCM del Hadley Centre. Como ya se ha indicado anteriormente, en este trabajo se realizaron ocho simulaciones de un mes de duración, cuatro de ellas corresponden a “clima actual” y las restantes al “escenario $2\times\text{CO}_2$ ”. Estas últimas se seleccionaron de manera que coincidieran con los meses de enero, abril, julio y octubre del año en el que se dobla la concentración inicial de CO_2 en el experimento del GCM. Las otras cuatro integraciones corresponden a los mismos meses del mismo año del experimento de control del GCM.

Los datos suministrados por el RCM del Hadley Centre consistieron en los campos de las siguientes variables en 11 niveles estándar de presión, desde 1000 a 100 hPa :

- Temperatura.
- Componentes zonal y meridiana del viento.
- Altura geopotencial.
- Humedad específica.

En la superficie terrestre se suministró la temperatura superficial tanto en la tierra como en el mar. Además se dispuso de la temperatura en la tercera capa del subsuelo que considera el modelo RCM, del flujo descendente de onda larga en 100 hPa y de la concentración de aerosol sulfato. Se contó con estos campos a las 0, 6, 12 y 18 horas de todos los días de cada uno de los ocho meses simulados. Asimismo, la asignación de los parámetros de suelo y los valores de las constantes de difusión fueron análogos a los que se describieron en el apartado 3.5.

Los campos de salida generados por el modelo PROMES son los mismos que se señalan en el apartado 3.6, y algunos de estos resultados se compararán en los siguientes apartados con los resultados de las simulaciones del RCM del Hadley Centre.

Para realizar las ocho simulaciones anteriormente indicadas se utilizó el superordenador Cray-C90 de Instituto Meteorológico del Reino Unido (*United Kingdom Meteorological Office, Bracknell*), gracias a una subvención concedida por la Unión Europea y la ECSN (*European Climate Support Network*) Cada una de estas simulaciones consumió 50 horas de CPU, aproximadamente, utilizando un solo procesador.

5.3. Resultados.

En este apartado se hace una breve exposición de algunos de los resultados obtenidos en las ocho simulaciones descritas anteriormente. Se compara con los campos generados por el RCM del Hadley Centre, cuya salida sirvió para anidar el PROMES en estas integraciones. Aunque el modelo del Hadley Centre tiene un reconocido prestigio entre la comunidad científica dedicada a simulaciones climáticas por la calidad de sus resultados, éstos deben ser considerados sólo como una referencia. Por tanto, las diferencias que puedan aparecer entre los campos generados por dicho modelo y el modelo PROMES no permiten indicar cuál de las dos simulaciones ofrece mejores resultados, salvo que existan otros criterios en que apoyarse.

Finalmente, antes de presentar los resultados, se recuerda de nuevo que el número de simulaciones es insuficiente para atribuir al trabajo carácter climatológico; por lo tanto, no es posible deducir conclusiones acerca de posibles impactos climáticos regionales originados por un incremento en la concentración global de CO₂ en la atmósfera.

5.3.1. Variables en altura.

La simulación de enero correspondiente a un escenario de “clima actual” muestra una altura geopotencial en el nivel de 500 hPa que apenas difiere de la del RCM del Hadley Centre (en adelante citado por las siglas RCM-HC) como se aprecia en la figura 5.1, al igual que ocurre con la distribución del vector viento en dicho nivel (figura 5.2.). En la figura 5.3. se observa la analogía entre los rasgos principales de los campos de viento en el nivel de 850 hPa generado por los dos modelos, excepto unas diferencias localizadas en los Picos de Europa, Pirineos y Sistema Central debido a la orografía más detallada y elevada que se deriva de la mayor resolución espacial que utiliza el modelo PROMES. La temperatura en 500 hPa (figura 5.4.) resulta muy parecida en ambos modelos, salvo una zona ligeramente más cálida en el centro del dominio del modelo PROMES. También la temperatura en 700 hPa (figura 5.5.) es similar en las dos simulaciones, aunque aparecen algunas diferencias muy locales en el norte de la Península Ibérica.

En la simulación de enero correspondiente a un “escenario $2\times\text{CO}_2$ ” la altura geopotencial en 500 hPa del PROMES tiene las isolíneas de la esquina noreste algo desplazadas hacia el centro del dominio con respecto a las del RCM-HC, aunque en la parte suroccidental son bastante parecidas (figura 5.6). Es decir, existe un mayor gradiente del geopotencial en la zona central del campo resultante del PROMES. Como resultado de esto, el viento en 500 hPa es mayor en la zona central del PROMES (figura 5.7), siendo los campos muy parecidos en el resto del dominio. Para el viento en 850 hPa las principales diferencias son un viento menos intenso en el valle del Ebro (cierzo) y un bloqueo menor al norte de los Pirineos en el RCM-HC (figura 5.8.). Las temperaturas en 500 y 700 hPa (figuras 5.9 y 5.10) tampoco presentan grandes discrepancias, aunque en el PROMES resultan un poco más frías en el noreste y más cálidas en el suroeste del dominio.

Las simulaciones de “clima actual” para abril dan unos campos de altura geopotencial en 500 hPa en los que la única diferencia significativa entre ambos modelos se encuentra en el norte del dominio (figura 5.11), mientras que el viento en este nivel es más zonal en la región suroeste del modelo PROMES (figura 5.12), sin que se aprecien otras diferencias significativas. La menor componente meridiana en el modelo PROMES se observa también en la esquina suroccidental del nivel de 850 hPa (figura 5.13), aunque la diferencia más relevante es la de un viento en el valle del Ebro más intenso en la simulación del PROMES que debe estar asociada a la mayor elevación de los Pirineos en el modelo con resolución más fina. En el centro del dominio la temperatura en 500 hPa es ligeramente más baja en el PROMES, especialmente a lo largo de la costa mediterránea de la Península (figura 5.14), mientras que en 700 hPa el PROMES ofrece temperaturas más cálidas en las costas del Mediterráneo, salvo en Cataluña, aunque las diferencias no superan el grado (figura 5.15).

En la simulación de abril correspondiente al “escenario $2\times\text{CO}_2$ ” las isolíneas medias mensuales del campo de altura geopotencial presentan una menor curvatura ciclónica en la simulación del PROMES (figura 5.16), lo que se traduce en flujo más zonal tanto en el nivel de 500 hPa como en el de 850 hPa, sobre todo en la mitad oeste del dominio (figuras 5.17 y 5.18). Además, en el nivel de 850 hPa se observan otras diferencias asociadas a la más elevada y detallada orografía del modelo PROMES; por

ejemplo, la canalización del flujo en los valles del Duero y Tajo es mayor. La temperatura de la simulación realizada con el PROMES es algo más alta en 500 hPa en los dos tercios más meridionales del dominio (figura 5.19), mientras que en 700 hPa (figura 5.20) ocurre lo mismo, pero más moderadamente y sólo en la mitad sur.

En la simulación de julio correspondiente a un escenario de “clima actual” la principal diferencia en el campo medio de altura geopotencial en 500 hPa entre la simulación del PROMES y del RCM-HC es que la dorsal africana pierde su curvatura, al ser menores los valores en el centro del dominio mientras se mantienen en otras zonas (figura 5.21). A pesar de ello, los vientos en 500 hPa no difieren mucho (figura 5.22). En la figura 5.23 se aprecia que los vientos medios mensuales en el nivel de 850 hPa son bastante débiles. Esto se debe, sin duda, a que la actividad sinóptica es reducida en verano, y los flujos están dominados por forzamientos locales. Es destacable que el modelo PROMES dé vientos notables de componente sur frente a la costa de Argelia. La temperatura en 500 hPa es muy parecida en los dos modelos (figura 5.24), mientras que en 700 hPa la temperatura del PROMES es algo más baja sobre la Península Ibérica (figura 5.25), especialmente en la mitad norte donde la diferencia llega a ser de 1 °C. En el resto del dominio no existen diferencias significativas.

En la simulación de julio correspondiente al “escenario 2×CO₂” el campo de altura geopotencial media mensual en 500 hPa (figura 5.26) simulado por el modelo PROMES es el que presenta la mayor diferencia con el modelo RCM-HC de las ocho simulaciones mensuales realizadas. En el modelo PROMES los valores del geopotencial son más bajos en todo el dominio y no aparece la dorsal sobre la Península que resulta en la simulación del modelo RCM-HC. Como consecuencia de esto, la distribución de los vientos en 500 hPa es diferente en ambos casos (figura 5.27). Sin embargo, en este mes no aparecen diferencias significativas en el flujo medio mensual en el nivel de 850 hPa (figura 5.28), observándose frente a la costa de Argelia el mismo comportamiento mencionado en la simulación de julio de “clima actual”. Por lo que respecta a la temperatura en 500 hPa, apenas existen diferencias entre los resultados de ambos modelos en la mitad occidental del dominio, mientras que al este el PROMES da una temperaturas inferiores al RCM-HC (figura 5.29). En el nivel de 700 hPa las temperaturas en el centro del dominio son alrededor de 1°C más frías en el PROMES que en el RCM-HC (figura 5.30).

En la simulación de octubre correspondiente al escenario de “clima actual” los campos medios de altura geopotencial en 500 hPa son muy parecidos en ambos modelos (figura 5.31), aunque en el centro del dominio se observan unos valores ligeramente mayores en el PROMES, por lo que la curvatura de las isohipsas es un poco menor. Lo anterior se refleja en que los vientos del PROMES en 500 hPa tienden a ser más zonales (figura 5.32), aunque en general los dos modelos presentan valores muy similares. El viento en 850 hPa (figura 5.33.) también presenta una mayor tendencia a la zonalidad en la simulación del PROMES, especialmente en la esquina suroeste del dominio. En el resto de las zonas el parecido es mayor. Destaca la mayor canalización del flujo en el valle del Ebro en la simulación del PROMES, debido a que el bloqueo de los Pirineos es más notable a causa de la mayor elevación de la cordillera en este modelo, que se deriva de la resolución espacial más fina. En el golfo de León existe una considerable convergencia que en el RCM-HC no aparece. La simulación del PROMES es más cálida en el nivel de 500 hPa, no obstante las diferencias más grandes no alcanzan 1°C (figura 5.34); únicamente sobre Francia el PROMES es ligeramente más frío. En el nivel de 700 hPa las temperaturas de los dos modelos casi no difieren (figura 5.35.). Las principales disparidades se encuentran en el litoral de Valencia y Murcia, en donde el PROMES es aproximadamente 1°C más cálido, mientras que en las costas de Cataluña y sur de Francia es el RCM-HC el que simula unas temperaturas algo superiores.

La simulación de octubre del “escenario 2×CO₂” muestra unos campos medios mensuales de altura geopotencial en 500 hPa muy similares en ambos modelos (figura 5.36), al igual que ocurre con los campos de vientos en el mismo nivel (figura 5.37). El viento en el nivel de 850 hPa tampoco presenta diferencias significativas, como se puede observar en la figura 5.38. En la figura 5.39 se aprecia que el PROMES simula un campo de temperaturas medias mensuales en el nivel de 500 hPa que están unas décimas de grado por encima de las del RCM-HC. En 700 hPa las temperaturas son casi iguales en los dos modelos, aunque se sigue observando una ligera tendencia a un mayor calentamiento en la simulación del modelo PROMES (figura 5.40).

En resumen, podría decirse que en el modelo PROMES la temperatura en 500 hPa es, por lo general, moderadamente más alta que la del modelo RCM-HC durante los meses en los que la mezcla turbulenta es menos importante (enero, abril y octubre),

mientras que en el nivel de 700 hPa esta tendencia no existe o es sensiblemente menor. En contraste con este comportamiento, en las simulaciones de julio es menor la temperatura en 700 hPa y, sobre todo, en 500 hPa en las simulaciones del PROMES. Por otra parte, los esquemas que simulan los procesos atmosféricos adiabáticos parecen operar de forma semejante en ambos modelos, como se deriva del parecido de los campos de altura geopotencial y viento en 500 hPa.

Las desviaciones que se detectan en las variables en altura entre las simuladas por el modelo PROMES y el RCM-HC no aparecen en las simulaciones realizadas al anidar el PROMES en los análisis del ECMWF, como se presentó en el Capítulo 4. Por tanto, la explicación más plausible de este comportamiento estaría relacionada con la introducción del esquema de *split-explicit* implementado en la versión del modelo PROMES utilizada en los experimentos que se describen en el presente Capítulo 5. Todo parece indicar que el esquema *split-explicit* acrecienta algunas deficiencias del esquema de asimilación de valores de contorno laterales.

Finalmente, hay que señalar que la orografía del PROMES, al ser más elevada y detallada, induce circulaciones locales que no aparecen en las simulaciones del RCM-HC por su resolución más baja. A este respecto, son de destacar las más claras canalizaciones de los flujos por los valles de la Península Ibérica.

5.3.2. Campos en superficie.

5.3.2.1. Temperatura a 2 metros sobre el suelo.

Las medias mensuales de las temperaturas máxima y mínima a 2 metros sobre el suelo de las ocho simulaciones realizadas con el modelo PROMES se muestran y comparan con las del RCM-HC en las figuras 5.49 a 5.56. Las diferencias observadas en la Península tienen el mismo signo y magnitud muy parecida a las que se mostraron en el Capítulo 4 entre las simulaciones del PROMES con condiciones de contorno “perfectas” y las observaciones. En este caso las temperaturas máximas son unos 2°C más bajas en el PROMES que en el RCM-HC, excepto en la simulación de julio correspondiente a un escenario de “clima actual”, donde la diferencia llega ser de 3°C, y en la simulación de “escenario 2×CO₂” del mismo mes, en la que es aún un poco mayor. Las temperaturas

mínimas, sin embargo, son en general más altas en el modelo PROMES que en el RCM-HC, salvo en los meses de verano en que se asemejan bastante más.

Dado que los sesgos observados para estas temperaturas son similares a los descritos para las simulaciones de condiciones de contorno “perfectas” (Capítulo 4), parece lógico pensar que las causas sean las mismas que se comentaron en el apartado 4.6. Es decir, que posiblemente el sencillo esquema de parametrización del balance de energía en superficie del PROMES provoca una suavización de la amplitud de la onda térmica diaria del aire junto al suelo.

5.3.2.2. Precipitación.

Las figuras 5.41 a 5.48 muestran las distribuciones de la precipitación acumulada en cada uno de los ocho meses simulados por el modelo PROMES, que se comparan con las que resultan en el modelo RCM-HC. En general, puede decirse que la precipitación en los dos modelos es bastante parecida. No obstante, en las simulaciones realizadas con ambos modelos correspondientes al escenario de “clima actual” las precipitaciones resultan ser superiores a los valores climatológicos observados en la Península Ibérica. El origen de este exceso de precipitación parece estar relacionado con ciertos errores que aparecen en las simulaciones realizadas con el GCM en que, en definitiva, los dos modelos regionales están anidados. En Noguer (1996) se documenta con claridad la sobrevaloración de los campos de humedad relativa y velocidad vertical que ofrece el GCM.

A pesar de la semejanza existente, a continuación se presentan las relativamente pequeñas diferencias más significativas entre la precipitación simulada por el modelo PROMES y la del RCM-HC. En el mes de enero correspondiente al escenario de “clima actual” (figura 5.41) la única diferencia clara es que el PROMES recoge una zona seca en Almería que no aparece en el otro modelo. En este mismo mes, pero en el “escenario 2×CO₂”, llueve algo más en la zona cantábrica en el PROMES pero en el resto no hay diferencias reseñables (figura 5.45).

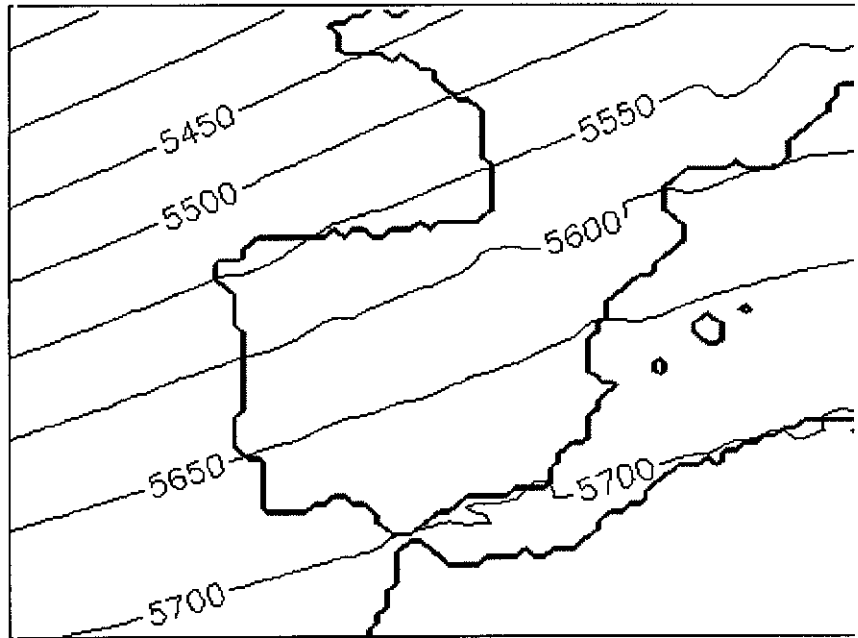
En el mes de abril, la simulación de “clima actual” (figura 5.42) del modelo PROMES da más precipitación en la costa atlántica y en las principales cadenas montañosas, mientras que es más seco en las regiones próximas al Mediterráneo.

También es destacable el mayor efecto de “apantallamiento” que parecen ejercer las cordilleras Cantábrica y Central, que produce una menor precipitación sobre las dos submesetas. En el “escenario $2\times\text{CO}_2$ ” el PROMES simula menos precipitación en el sureste y en las dos submesetas (figura 5.46).

En el mes de julio del escenario de “clima actual” (figura 5.43) la precipitación de los dos modelos es muy parecida. Sólo en la submeseta norte y en la parte más meridional del Sistema Ibérico llueve menos en el PROMES. En el “escenario $2\times\text{CO}_2$ ” el modelo RCM-HC da una precipitación superior en la mayor parte de la Península (figura 5.47).

En el mes de octubre de “clima actual” la precipitación de los dos modelos es similar (figura 5.44), excepto en la cuenca del Segura, en donde llueve menos en el PROMES, y en las costas de Cataluña y Valencia, en las cuales este modelo da una mayor precipitación. Posiblemente esto último tiene su origen en la mayor resolución espacial del PROMES, que resulta más adecuada para simular los llamados sistemas convectivos a mesoescala (ver, por ejemplo, Fernández et al., 1997), que se forman con frecuencia durante el otoño en la zona mediterránea. El mismo comportamiento se observa en la simulación de “escenario $2\times\text{CO}_2$ ” (figura 5.48), donde además en la simulación del PROMES llueve algo más en la zona atlántica y menos en la cuenca del Segura.

a)



b)

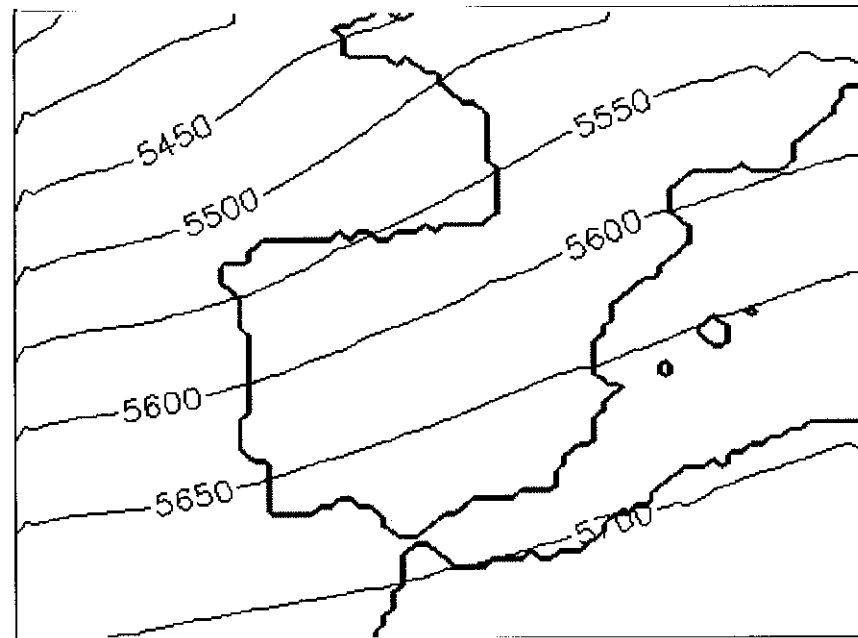
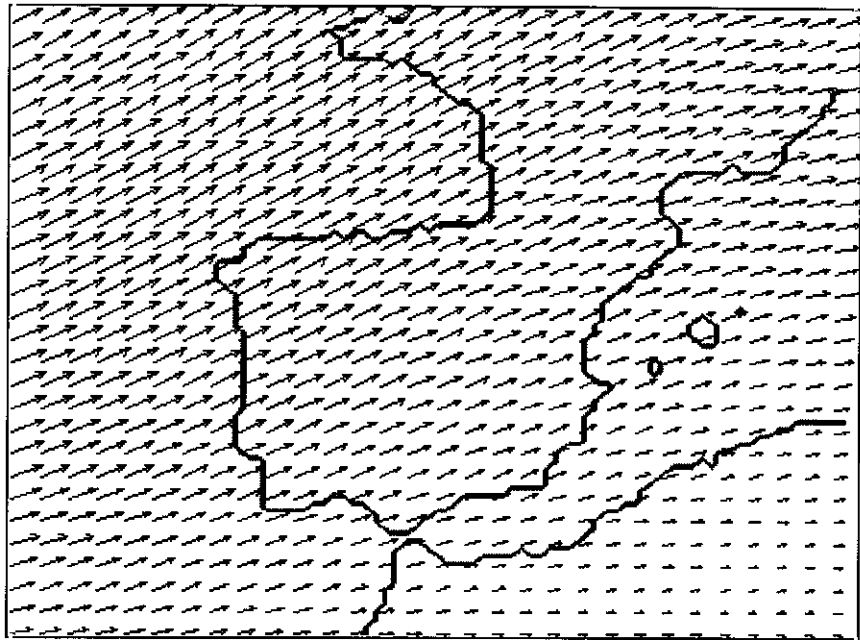


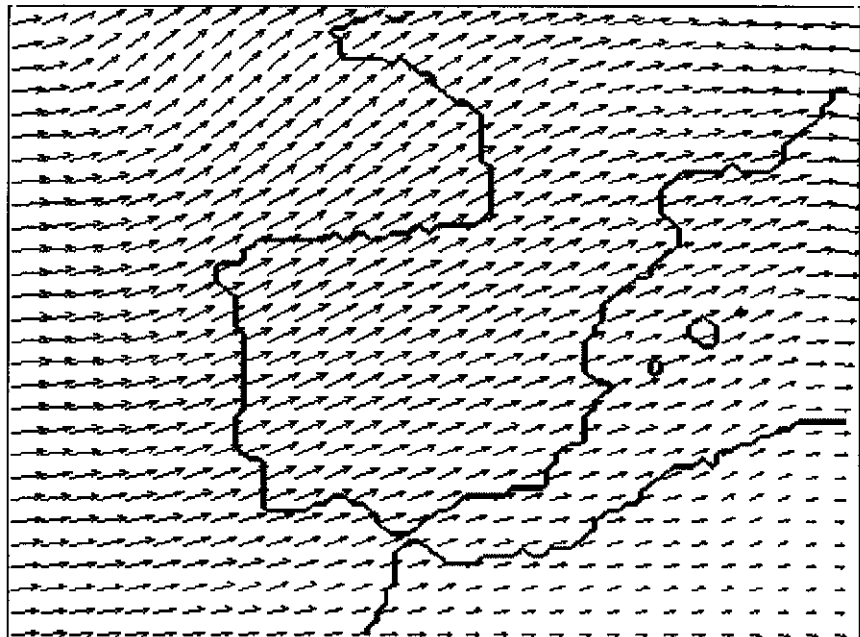
Figura 5.1. Altura geopotencial (m) en el nivel de 500 hPa para el mes de enero del 2022 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 35.5

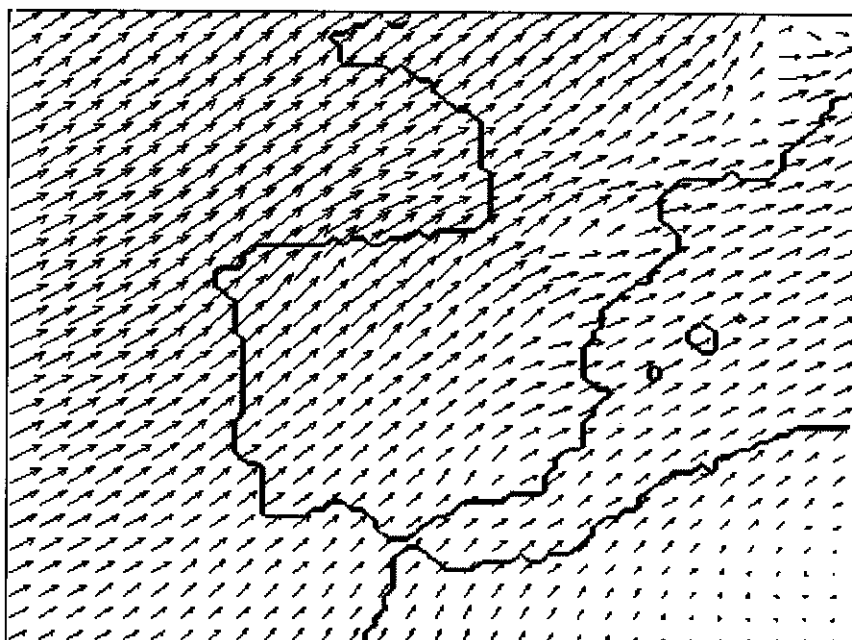
b)



→ 30.6

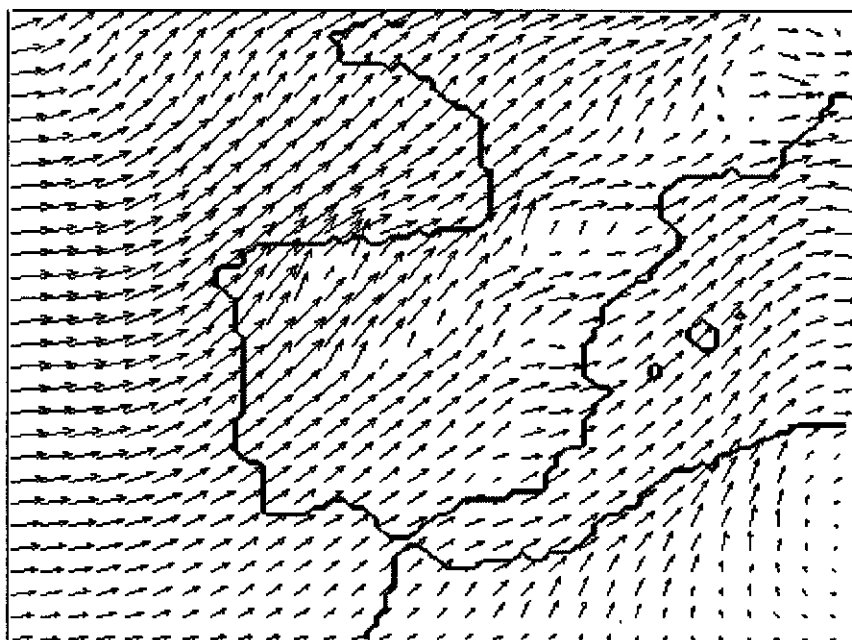
Figura 5.2. Viento (m/s) en el nivel de 500 hPa para el mes de enero del 2022 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 21.9

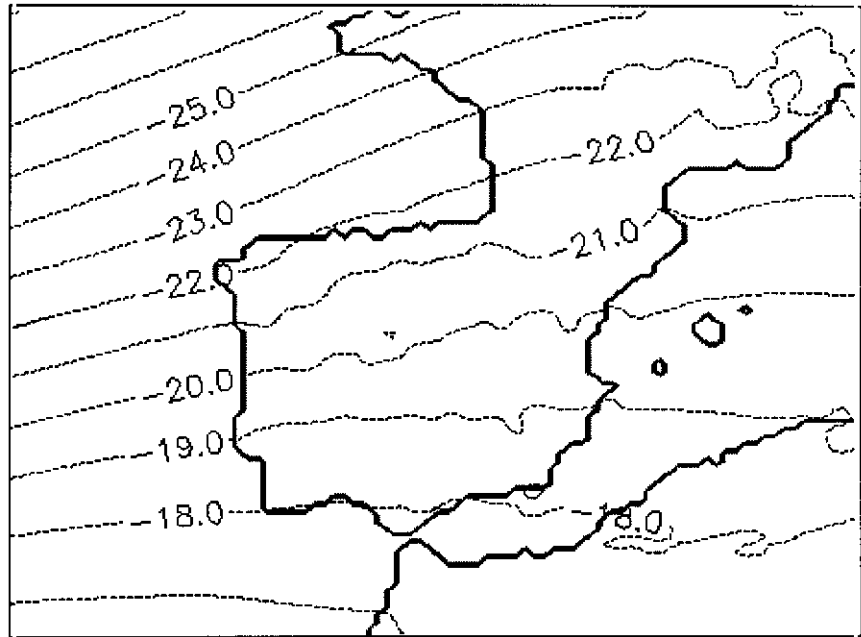
b)



→ 17.4

Figura 5.3. Viento (m/s) en el nivel de 850 hPa para el mes de enero del 2022 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

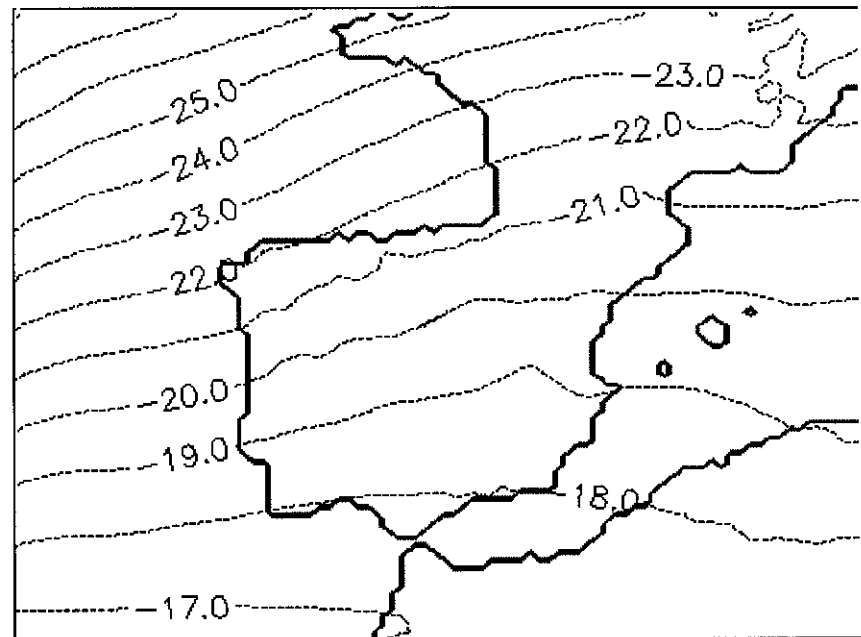
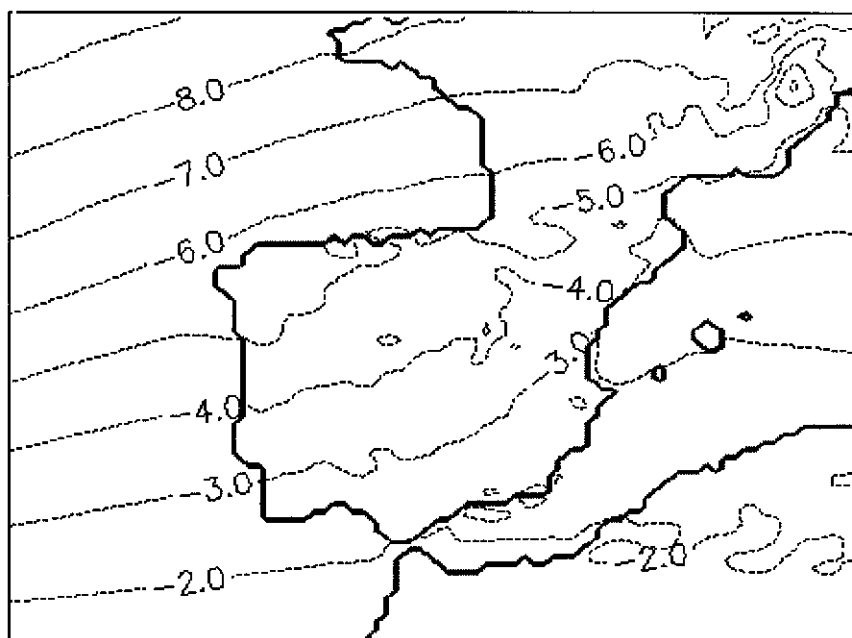


Figura 5.4. Temperatura (C) en el nivel de 500 hPa para el mes de enero del 2022 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

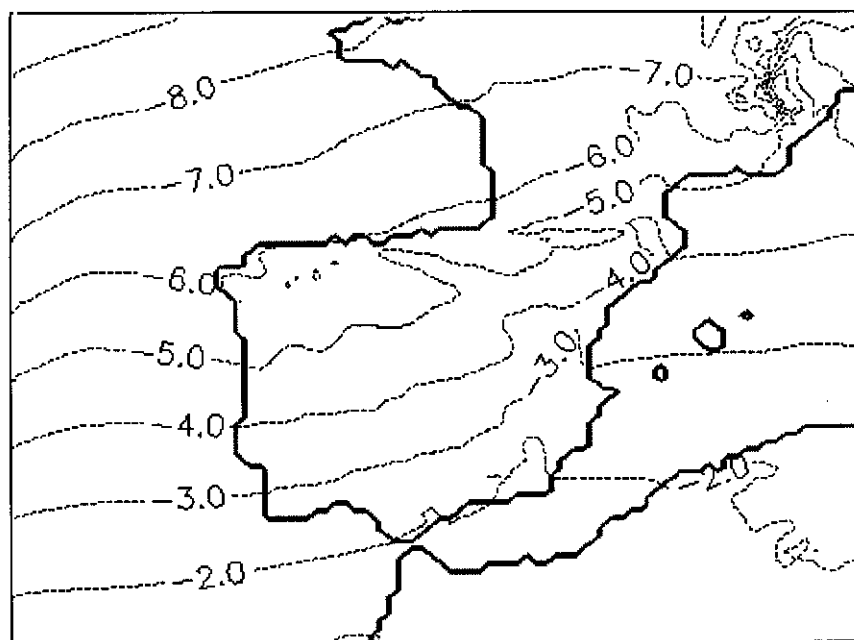
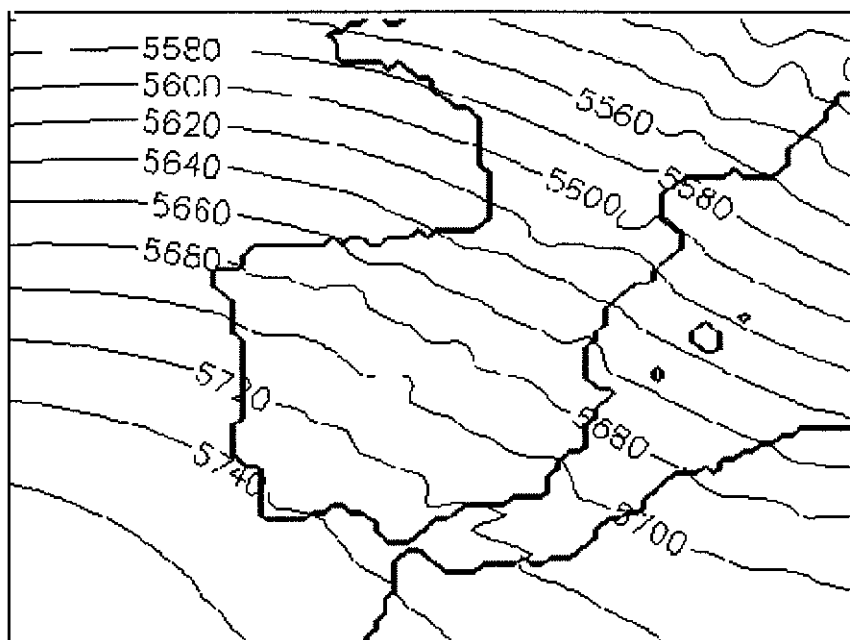


Figura 5.5. Temperatura (C) en el nivel de 700 hPa para el mes de enero del 2022 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

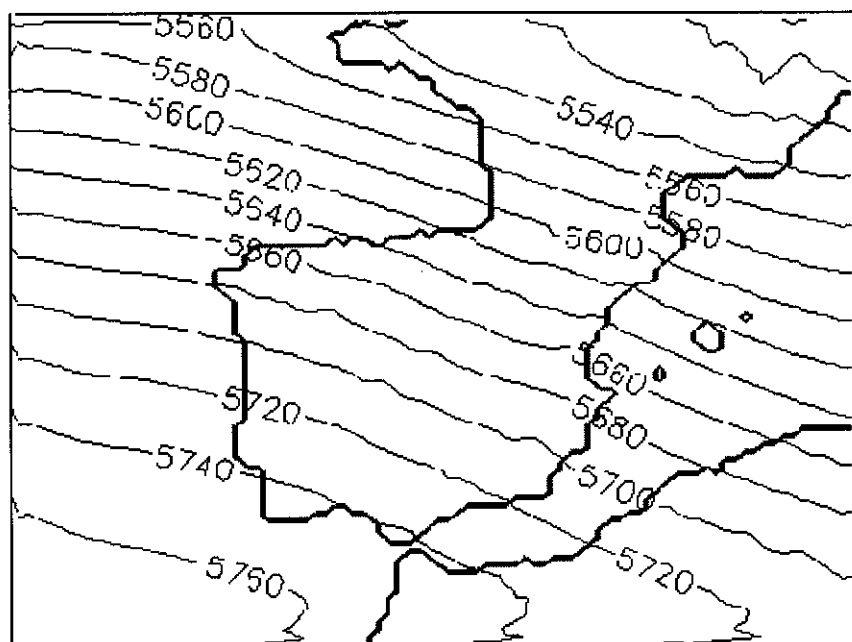
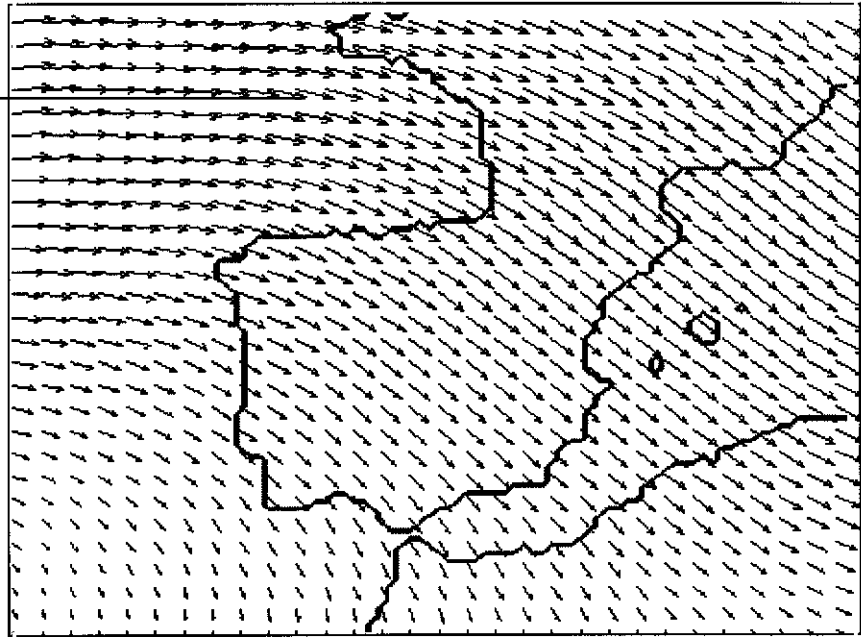


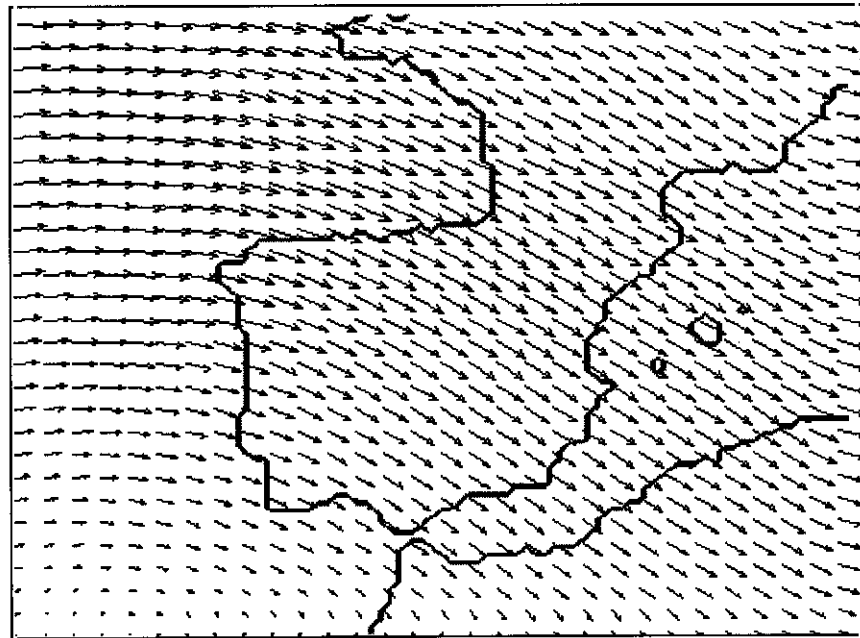
Figura 5.6. Altura geopotencial (m) en el nivel de 500 hPa para el mes de enero del 2022 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 27.6

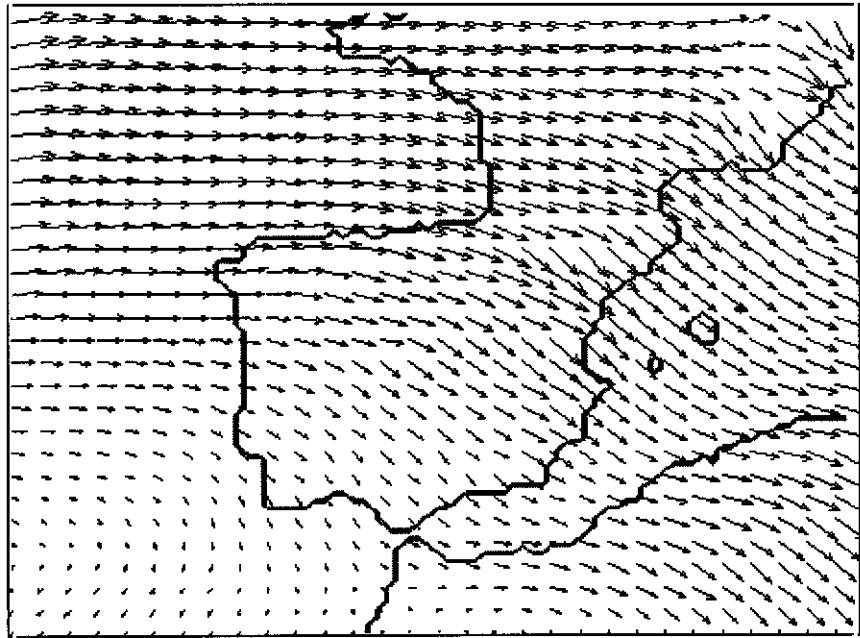
b)



→ 30.1

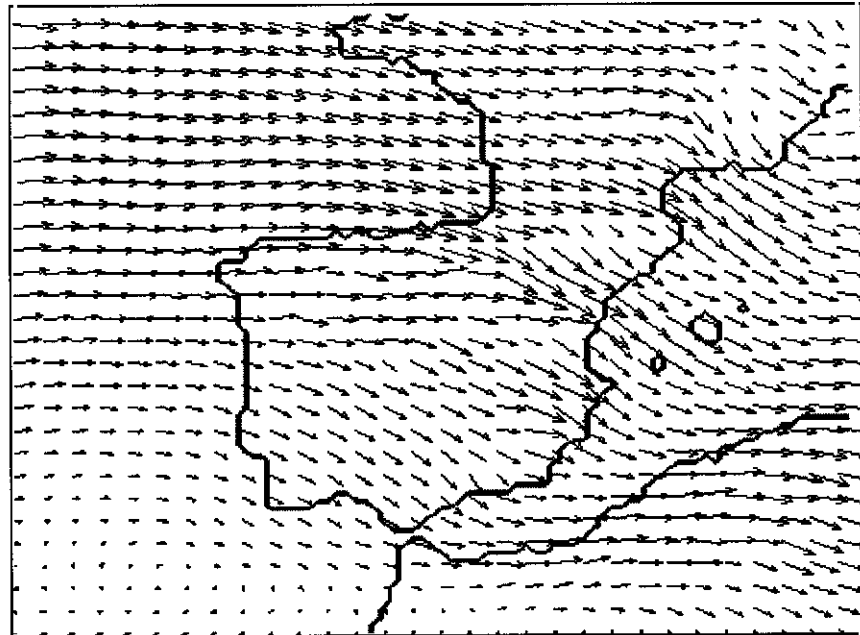
Figura 5.7. Viento (m/s) en el nivel de 500 hPa para el mes de enero del 2022 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 17.8

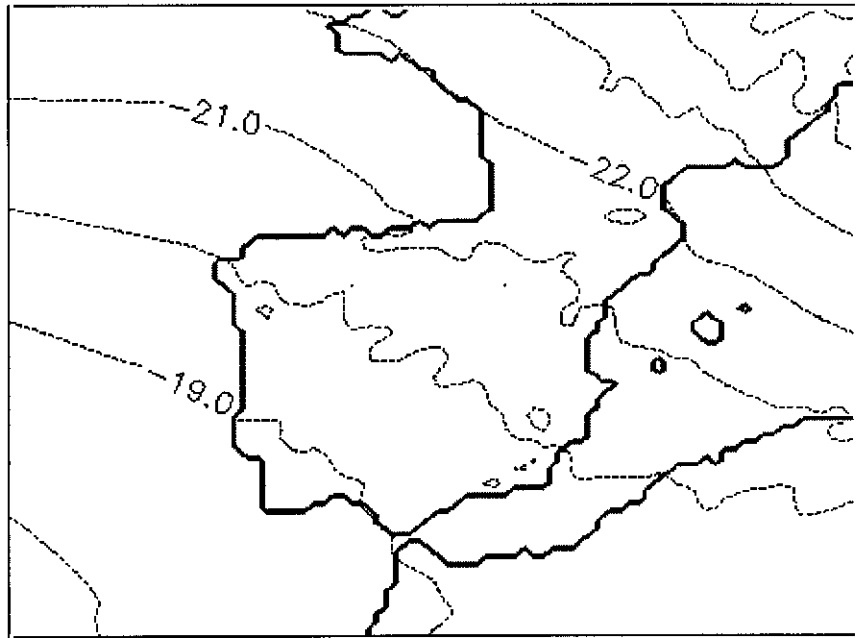
b)



→ 18.2

Figura 5.8. Viento (m/s) en el nivel de 850 hPa para el mes de enero del 2022 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

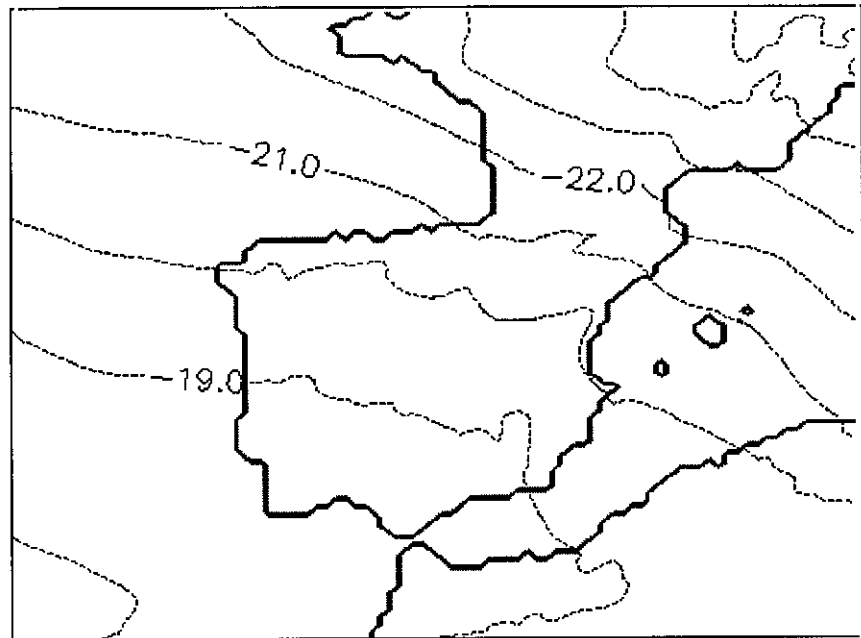
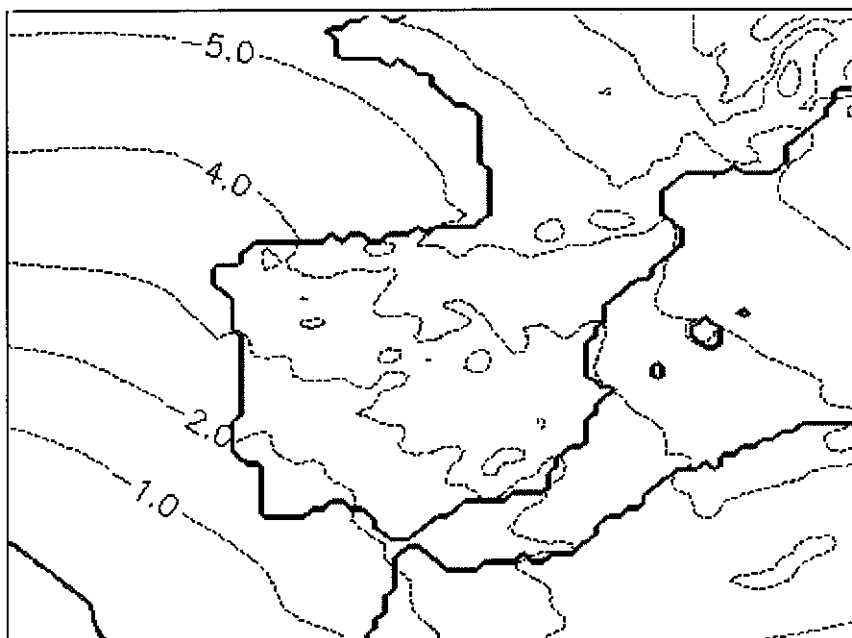


Figura 5.9. Temperatura (C) en el nivel de 500 hPa para el mes de enero del 2022 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

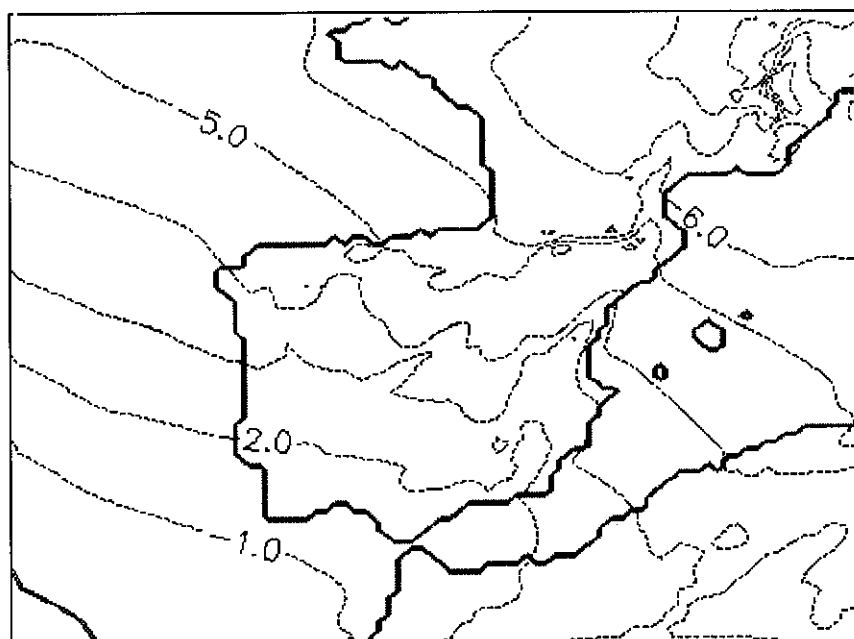
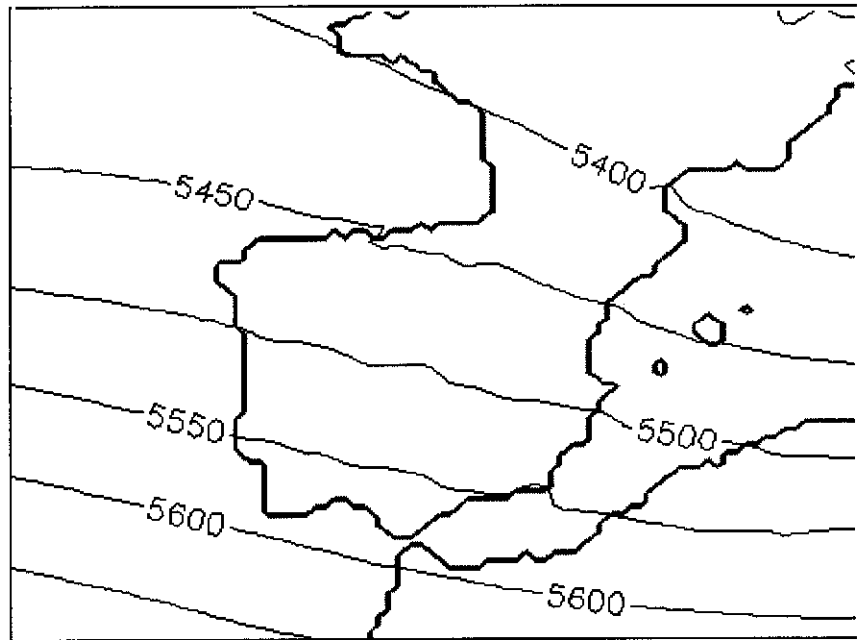


Figura 5.10. Temperatura (C) en el nivel de 700 hPa para el mes de enero del 2022 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

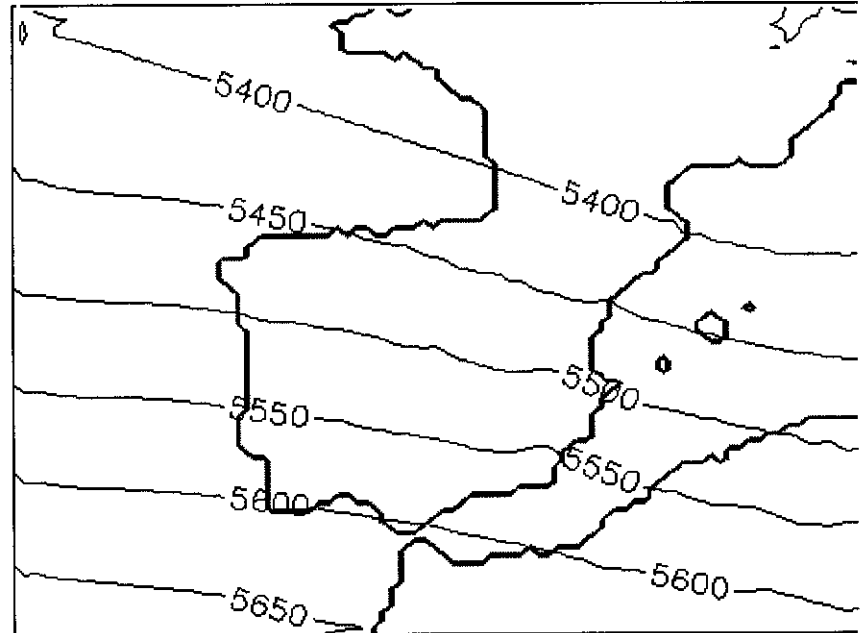
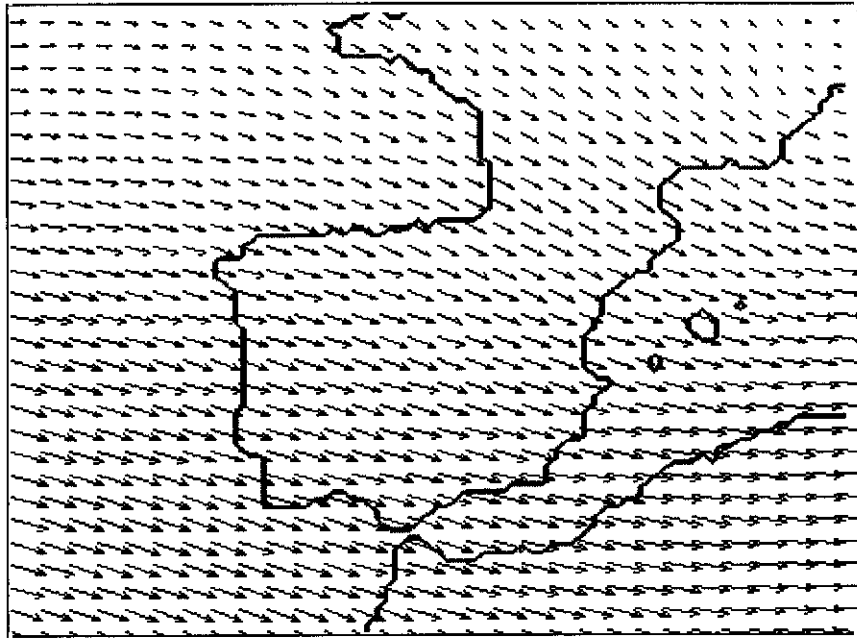


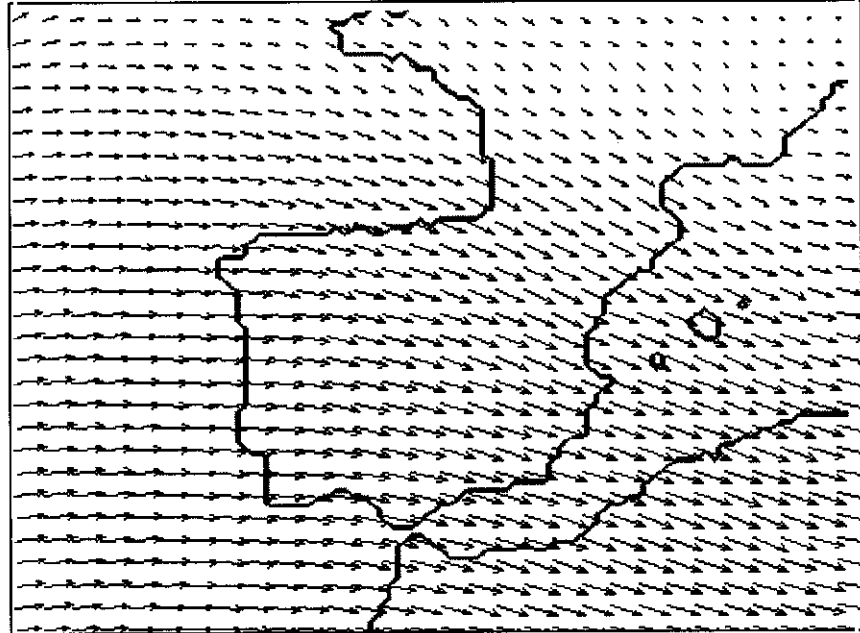
Figura 5.11. Altura geopotencial (m) en el nivel de 500 hPa para el mes de abril del 2022 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 33.8

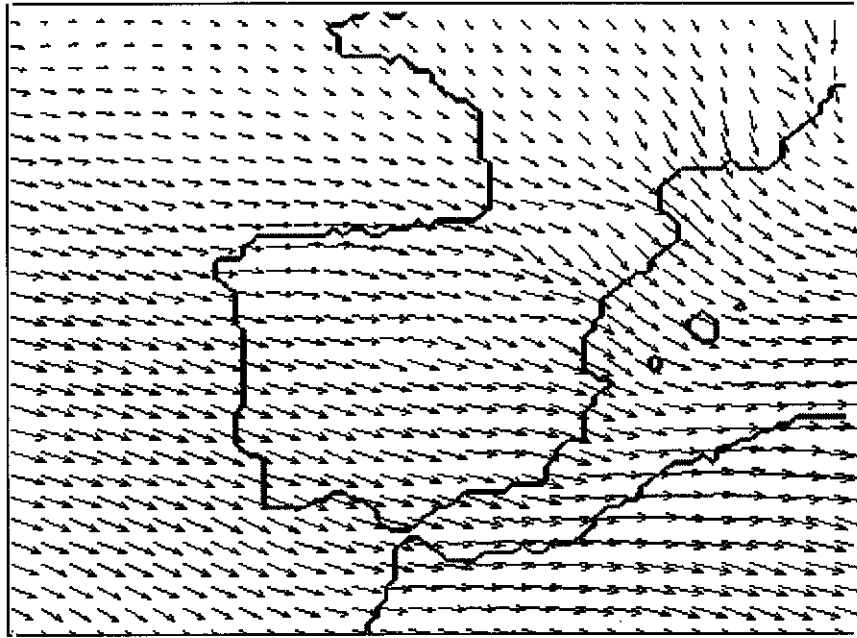
b)



→ 37.9

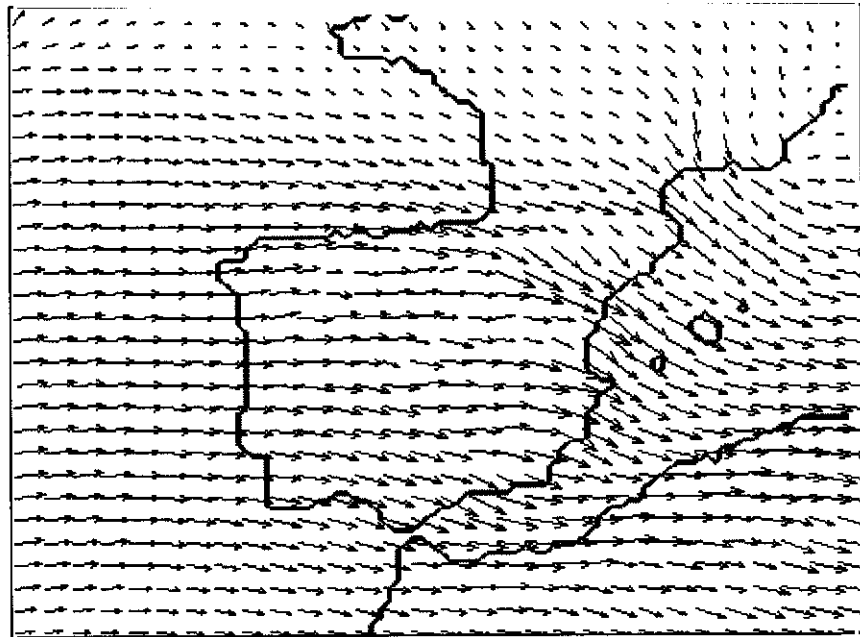
Figura 5.12. Viento (m/s) en el nivel de 500 hPa para el mes de abril del 2022 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 19.7

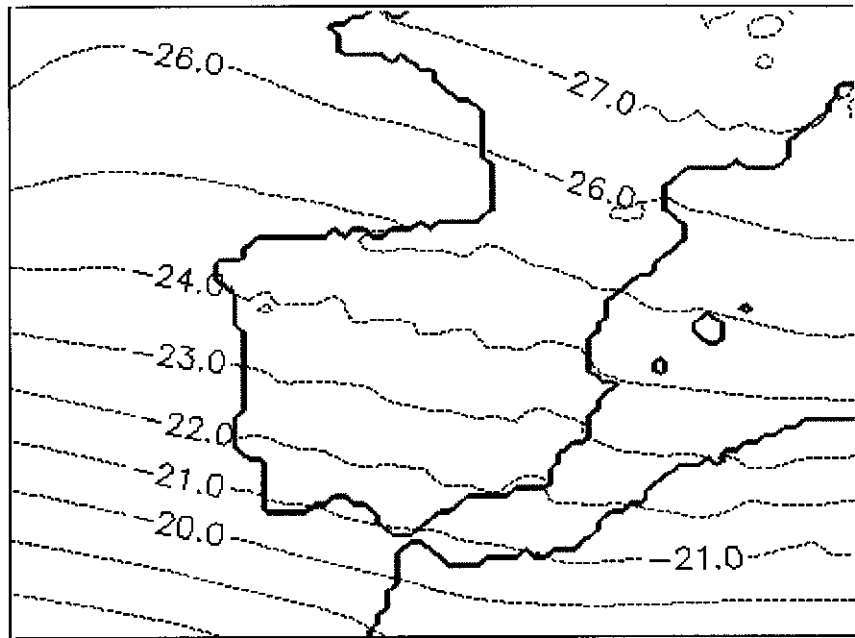
b)



→ 21.2

Figura 5.13. Viento (m/s) en el nivel de 850 hPa para el mes de abril del 2022 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

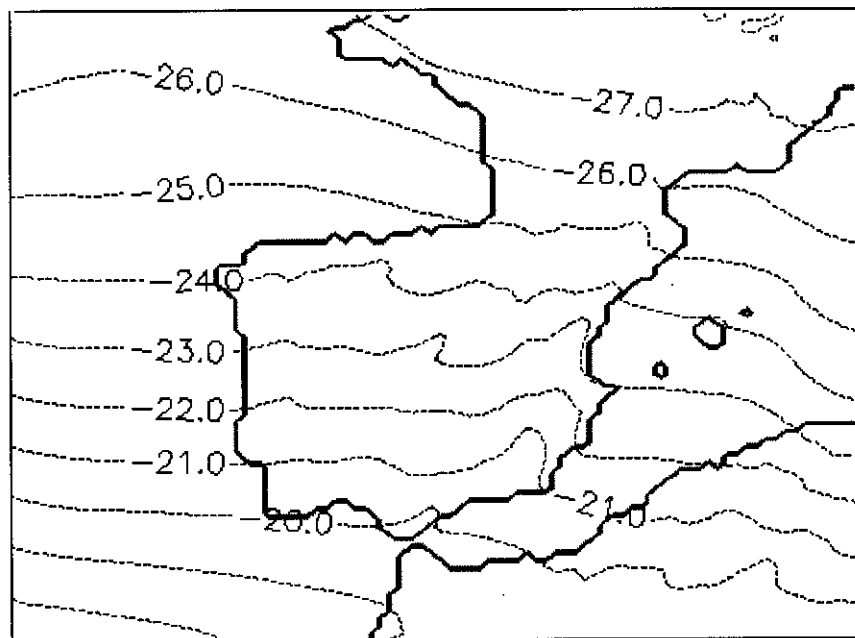
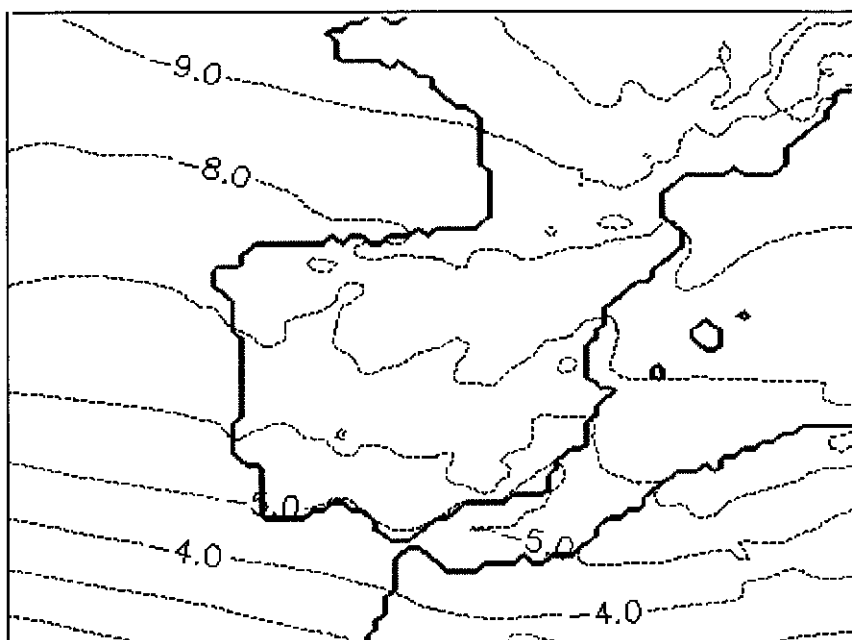


Figura 5.14. Temperatura (C) en el nivel de 500 hPa para el mes de abril del 2022 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

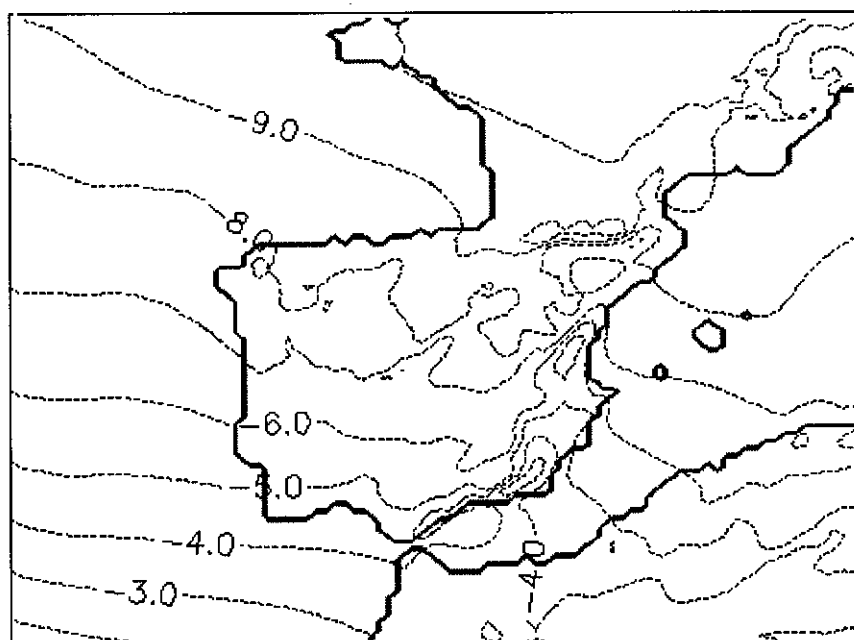
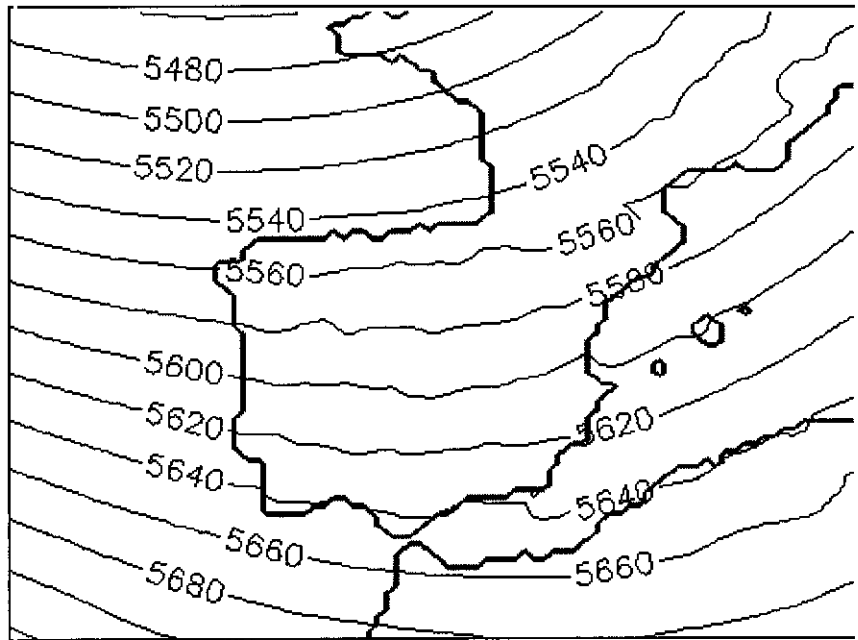


Figura 5.15. Temperatura (C) en el nivel de 700 hPa para el mes de abril del 2022 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

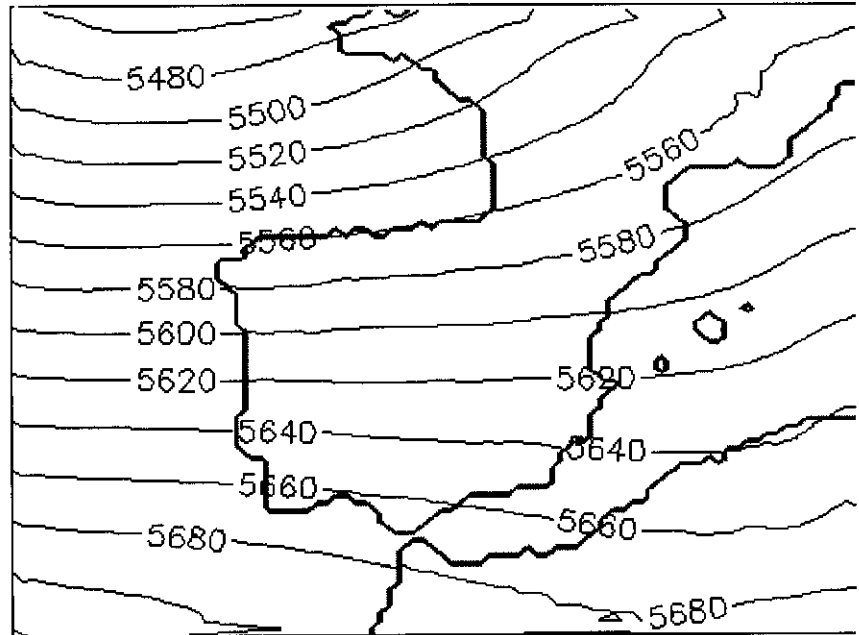
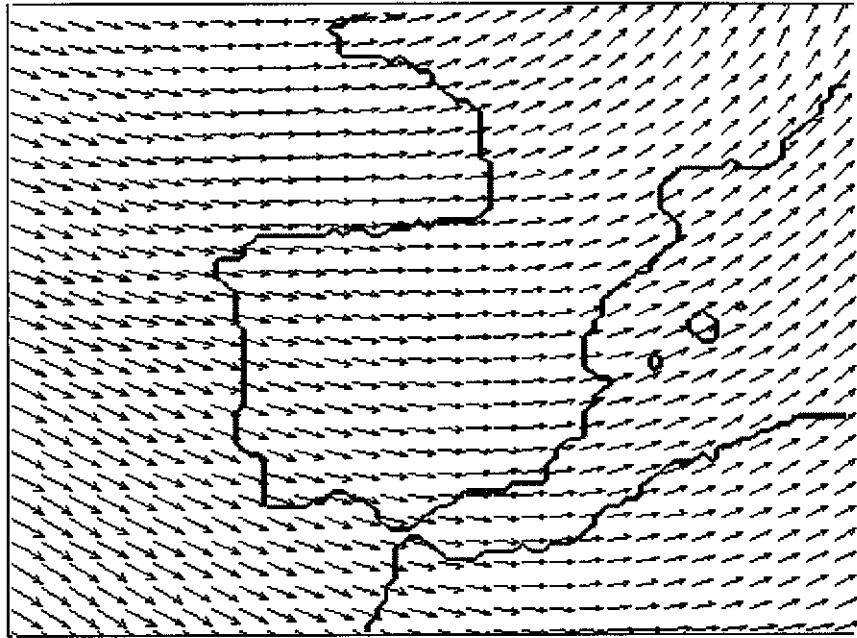


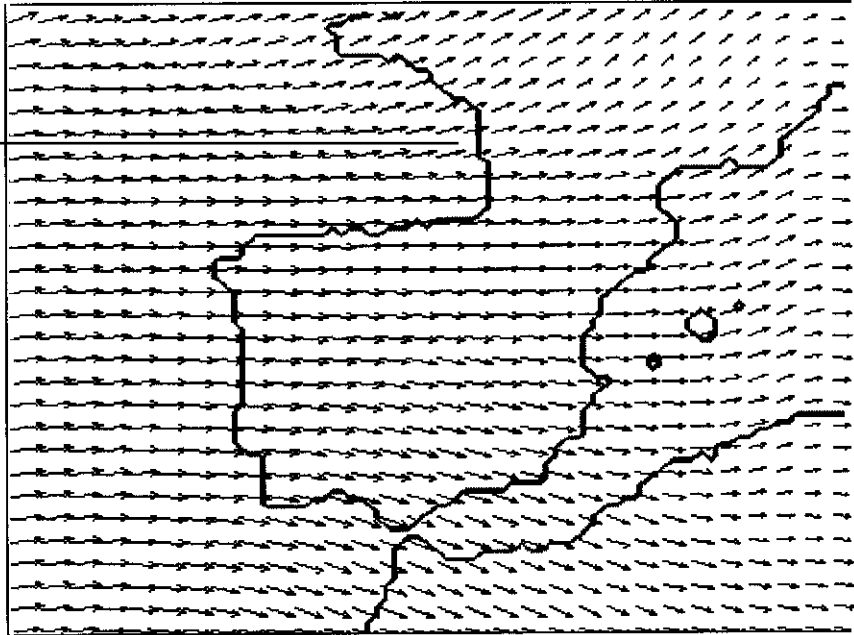
Figura 5.16. Altura geopotencial (m) en el nivel de 500 hPa para el mes de abril del 2022 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 25.9

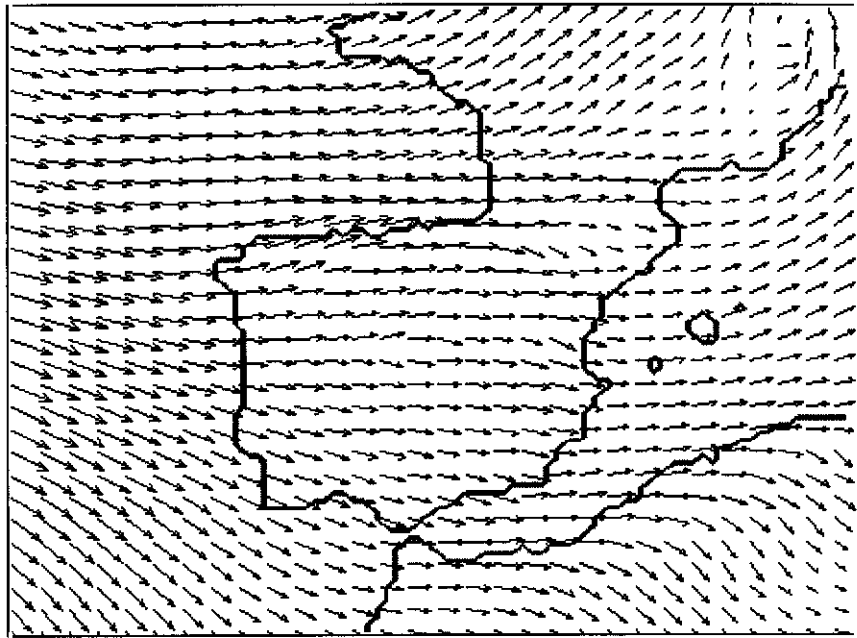
b)



→ 25.4

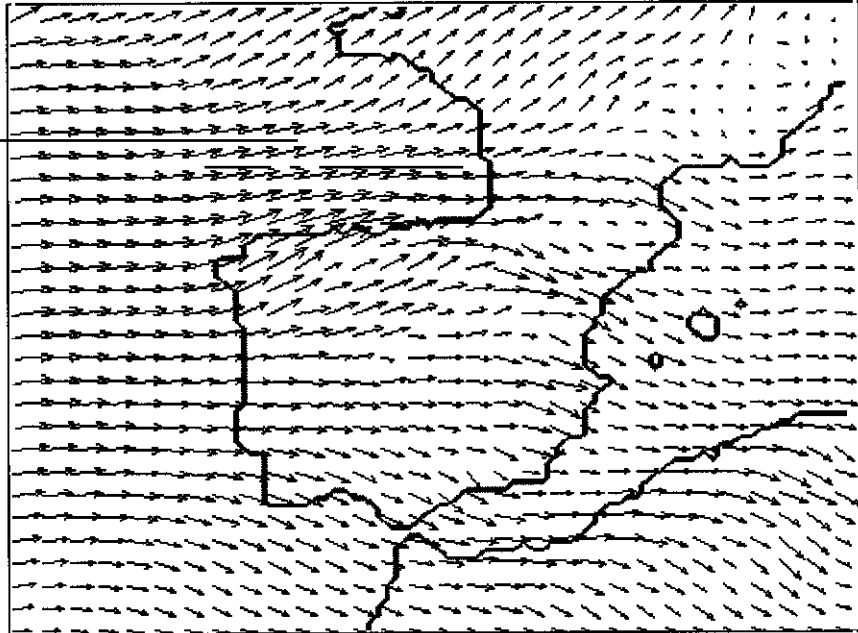
Figura 5.17. Viento (m/s) en el nivel de 500 hPa para el mes de abril del 2022 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 14.2

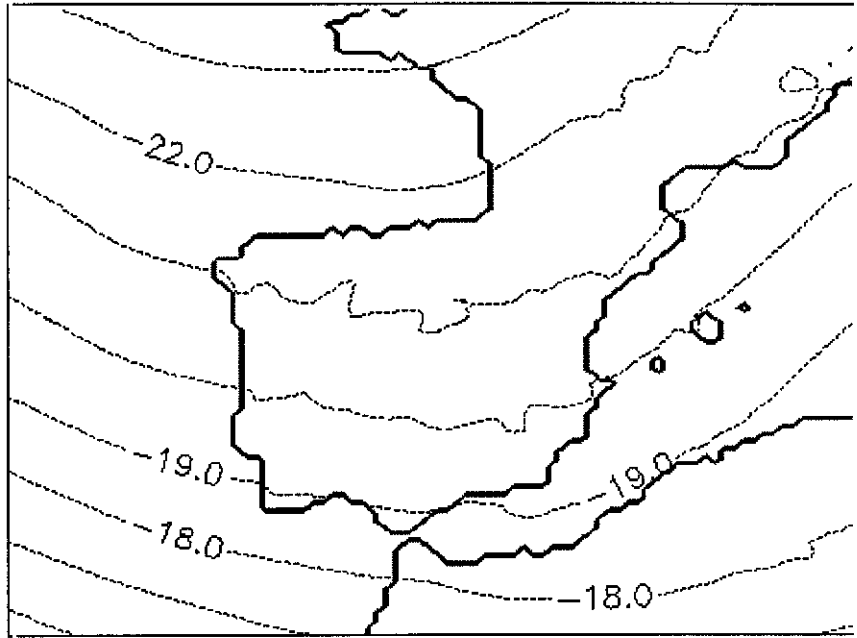
b)



→ 14.0

Figura 5.18. Viento (m/s) en el nivel de 850 hPa para el mes de abril del 2022 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

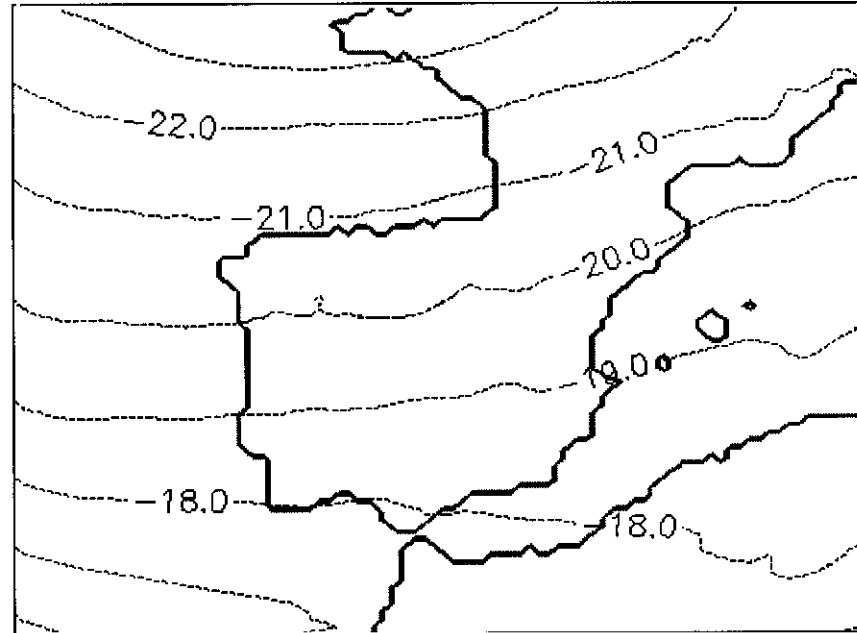
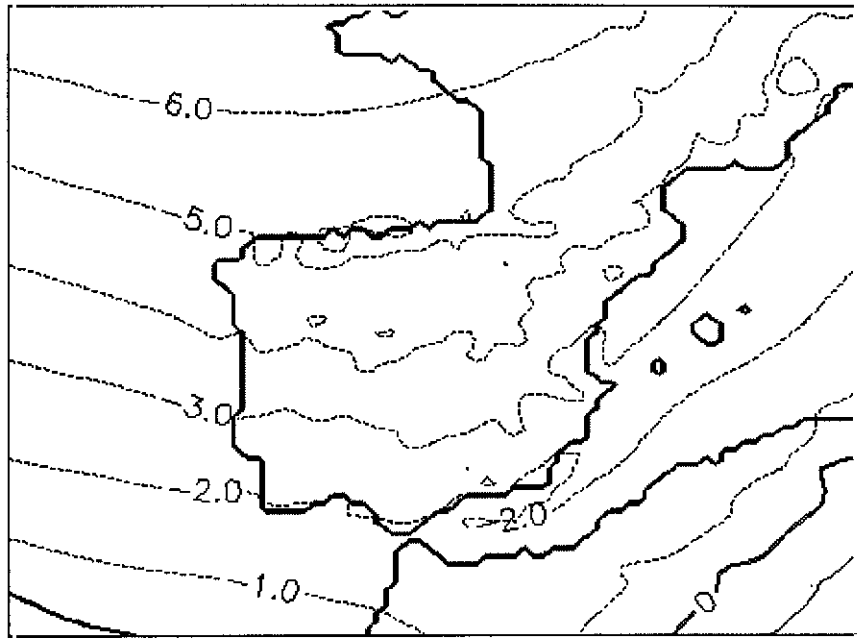


Figura 5.19. Temperatura (C) en el nivel de 500 hPa para el mes de abril del 2022 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

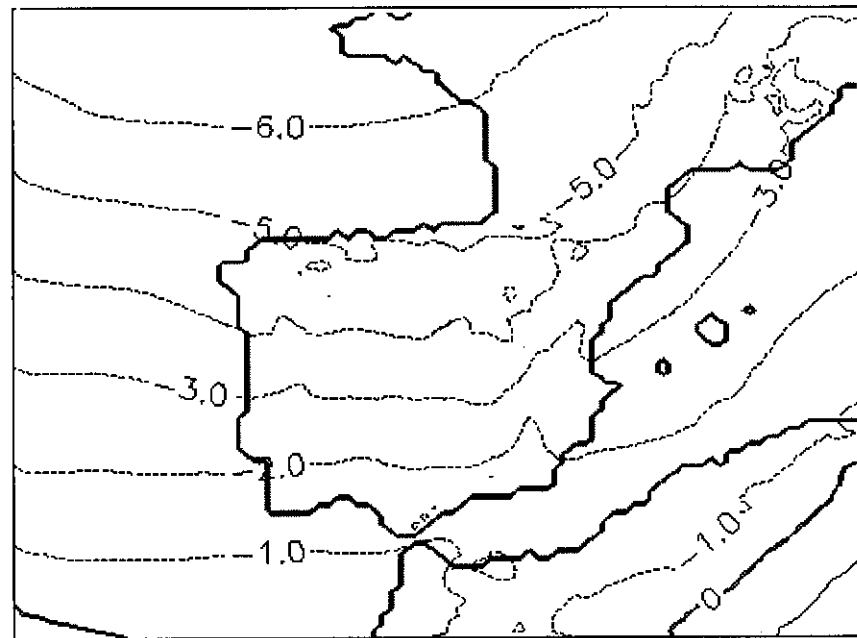
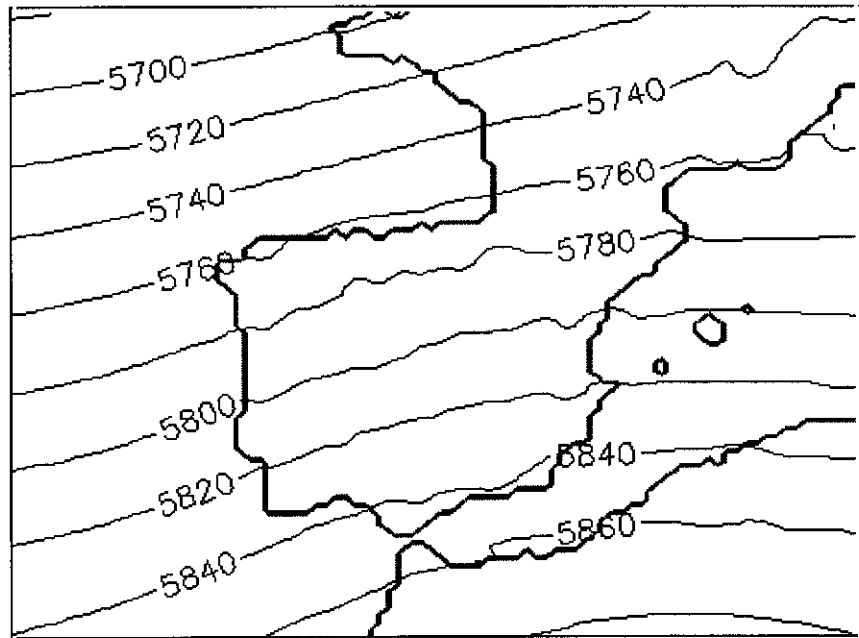


Figura 5.20. Temperatura (C) en el nivel de 700 hPa para el mes de abril del 2022 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

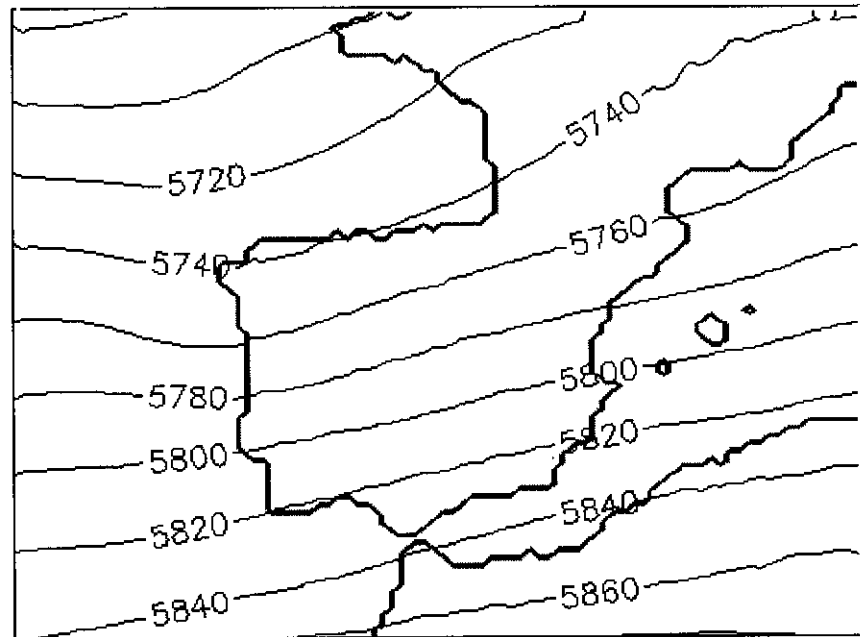
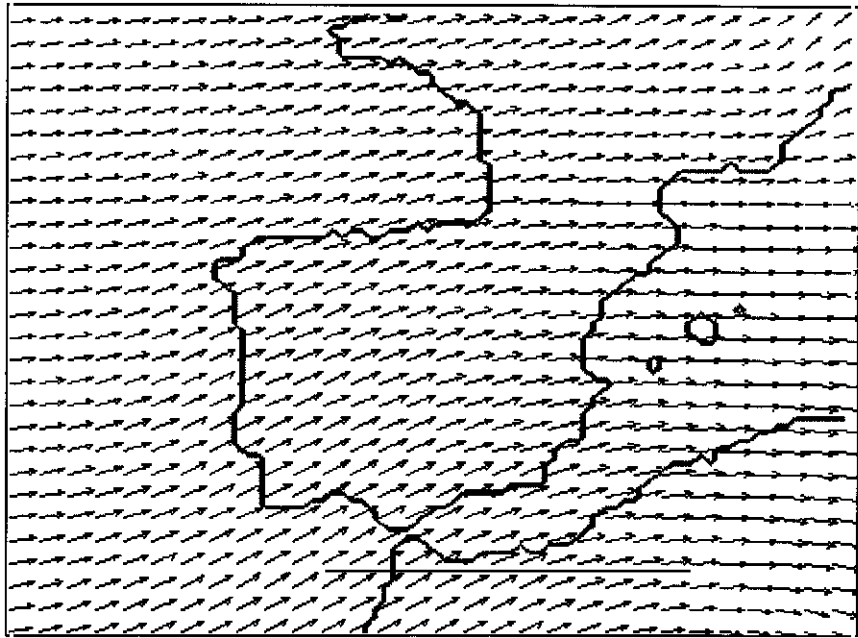


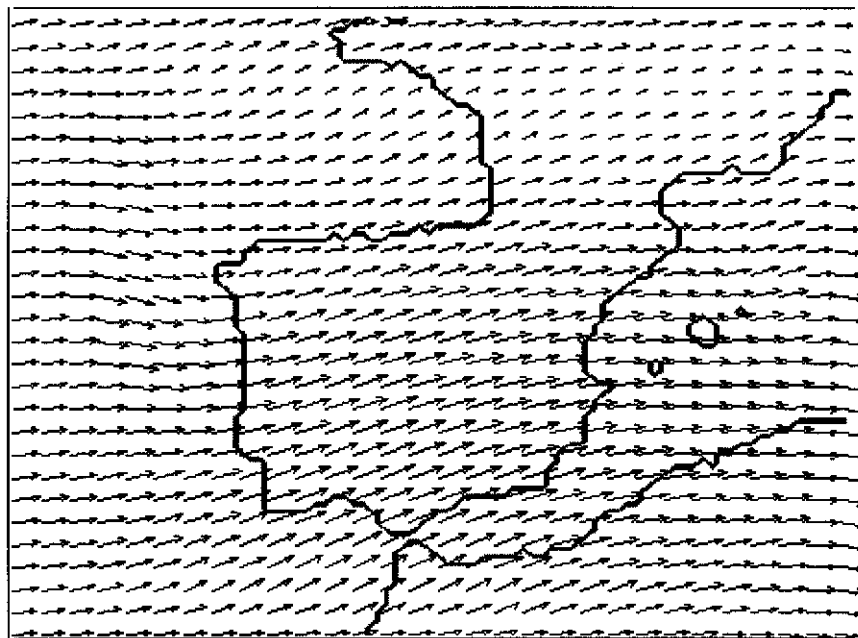
Figura 5.21. Altura geopotencial (m) en el nivel de 500 hPa para el mes de julio del 2022 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 19.9

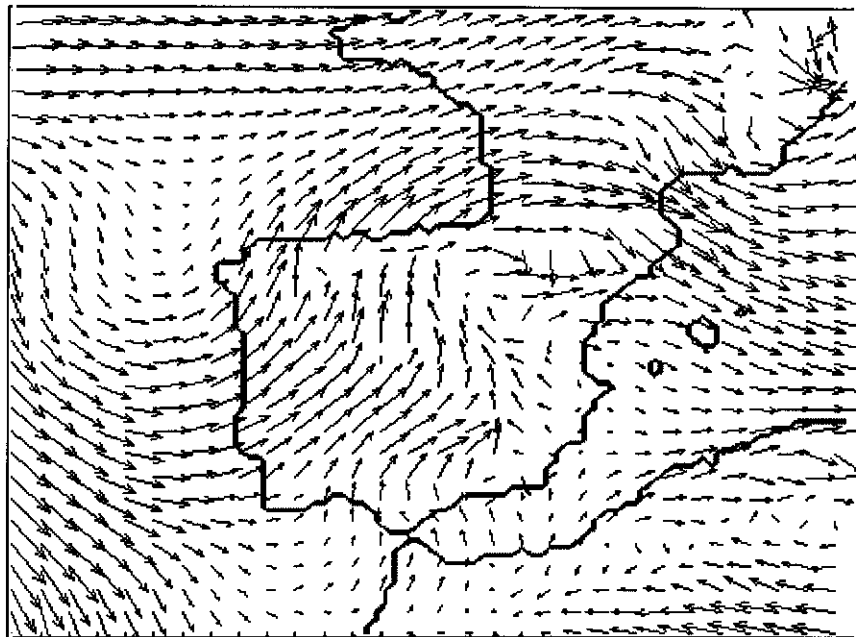
b)



→ 18.6

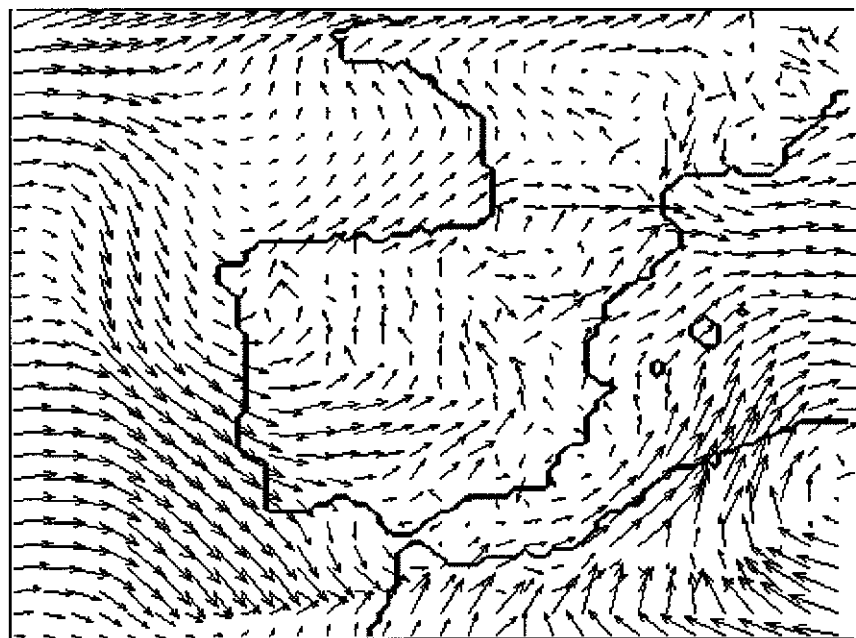
Figura 5.22. Viento (m/s) en el nivel de 500 hPa para el mes de julio del 2022 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 4.05

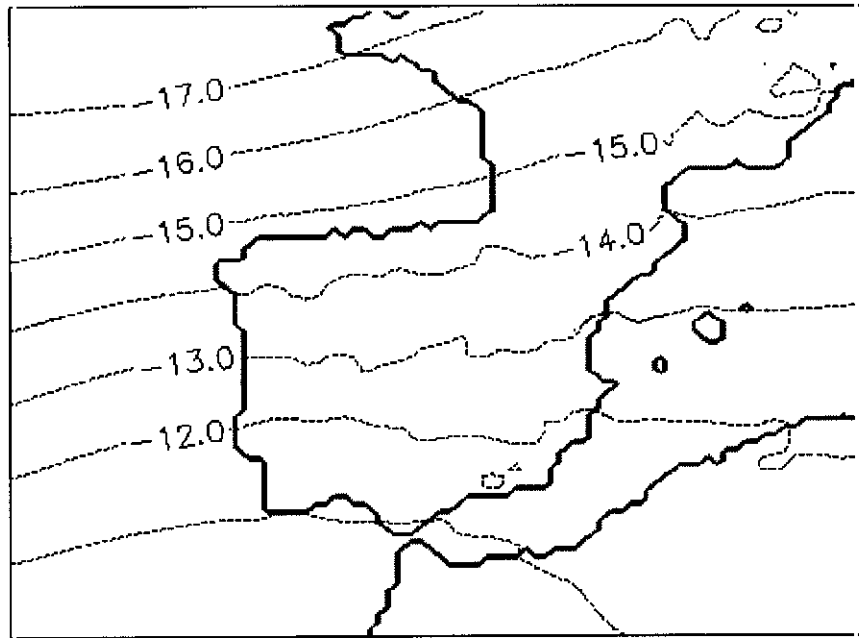
b)



→ 3.83

Figura 5.23. Viento (m/s) en el nivel de 850 hPa para el mes de julio del 2022 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

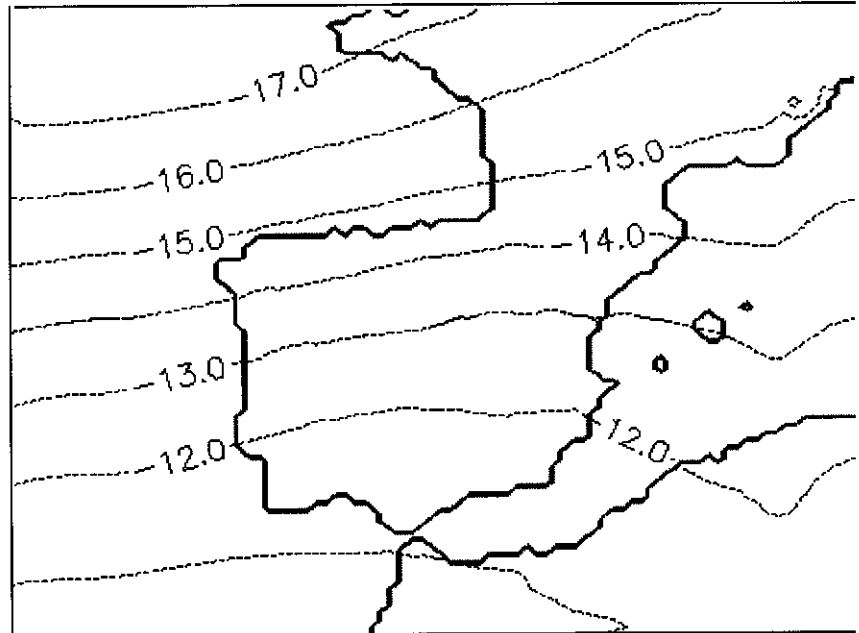
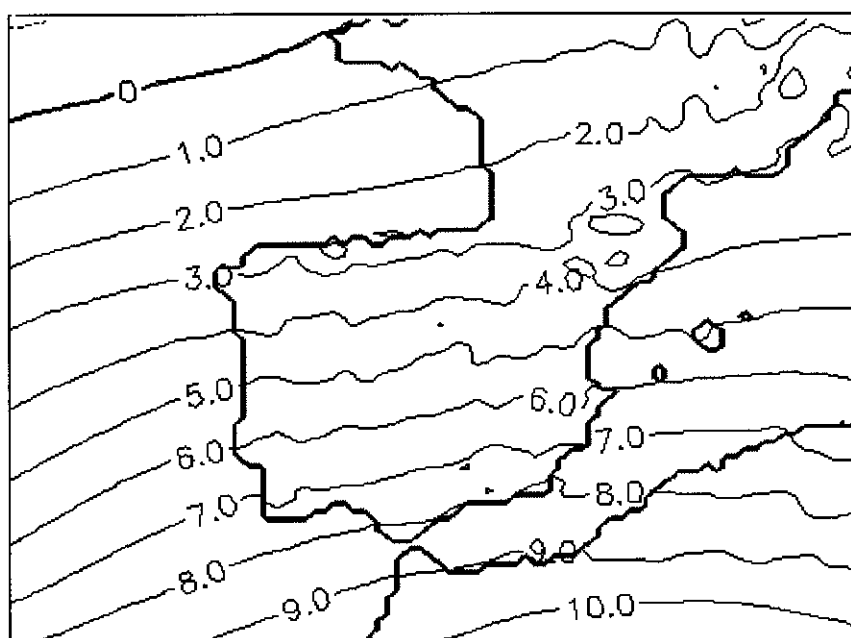


Figura 5.24. Temperatura (C) en el nivel de 500 hPa para el mes de julio del 2022 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

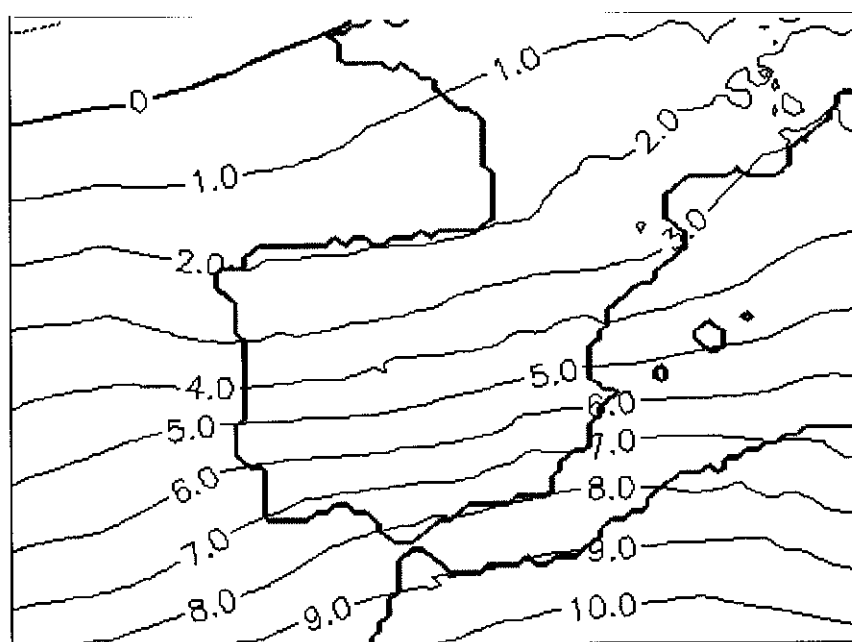
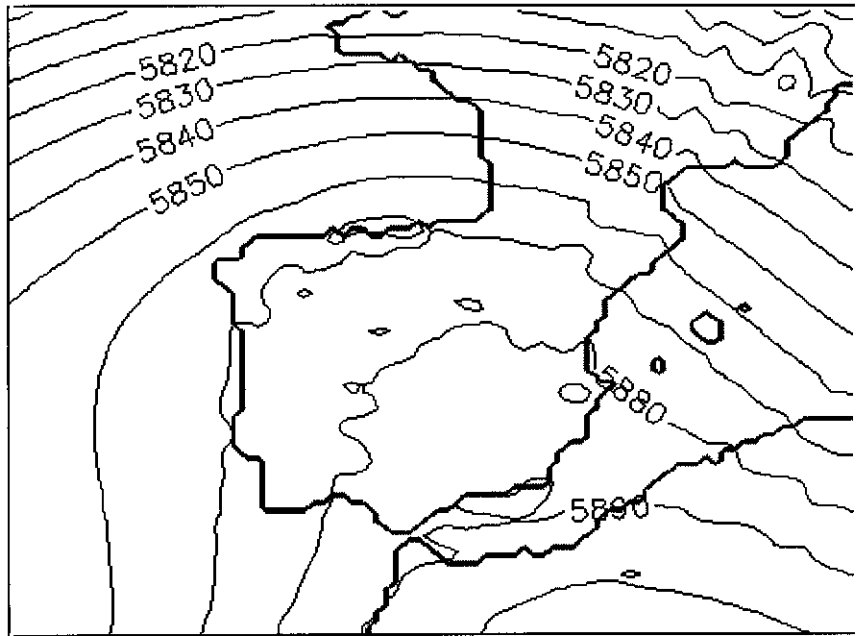


Figura 5.25. Temperatura (C) en el nivel de 700 hPa para el mes de julio del 2022 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

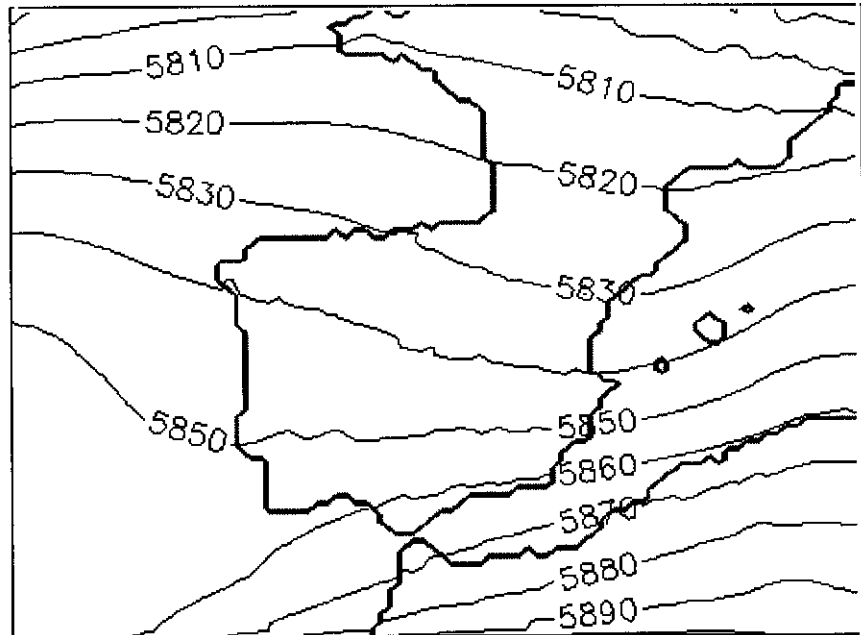
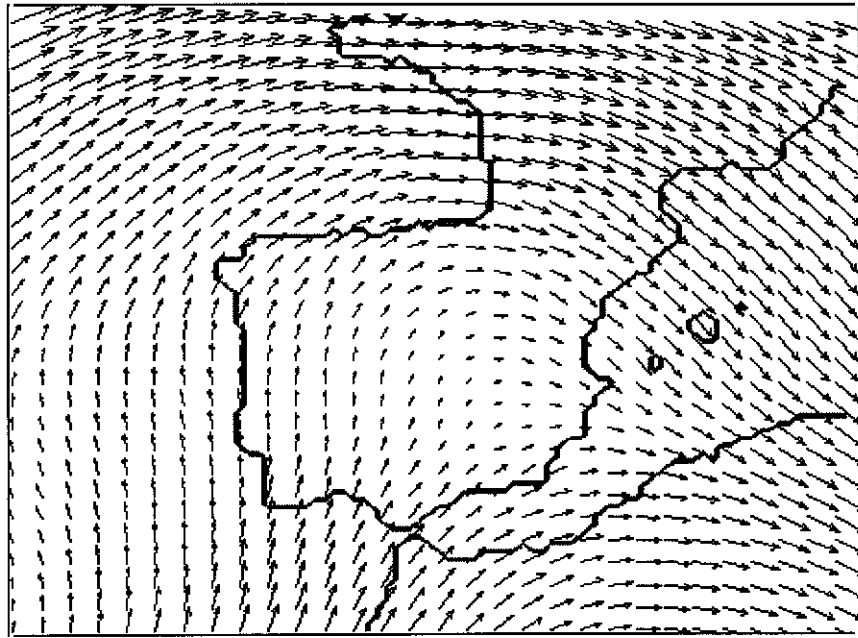


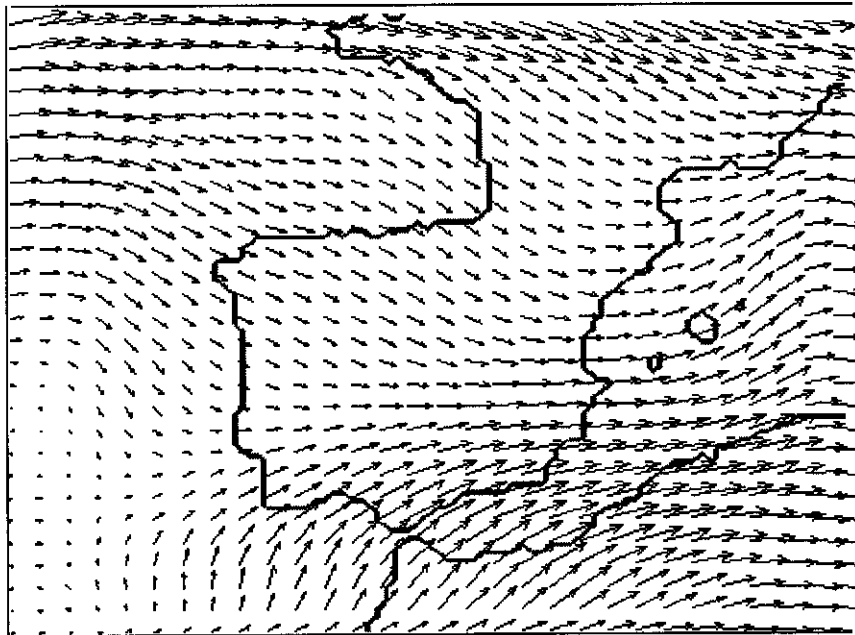
Figura 5.26. Altura geopotencial (m) en el nivel de 500 hPa para el mes de julio del 2022 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 12.5

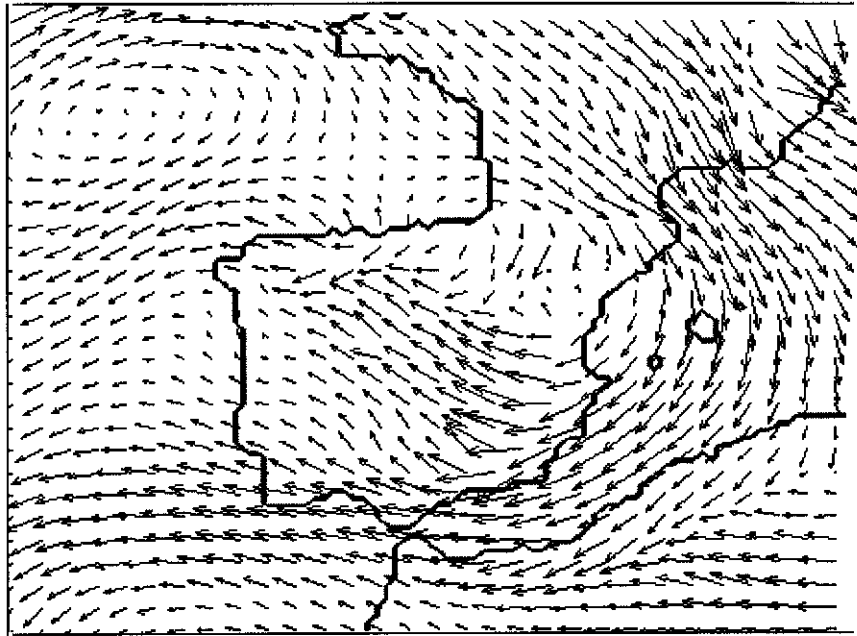
b)



→ 10.3

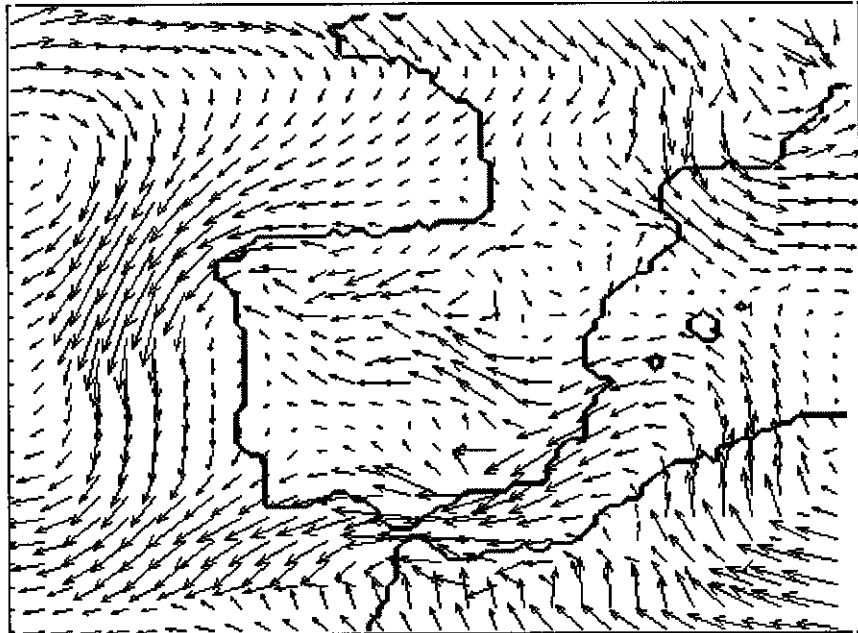
Figura 5.27. Viento (m/s) en el nivel de 500 hPa para el mes de julio del 2022 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 5.82

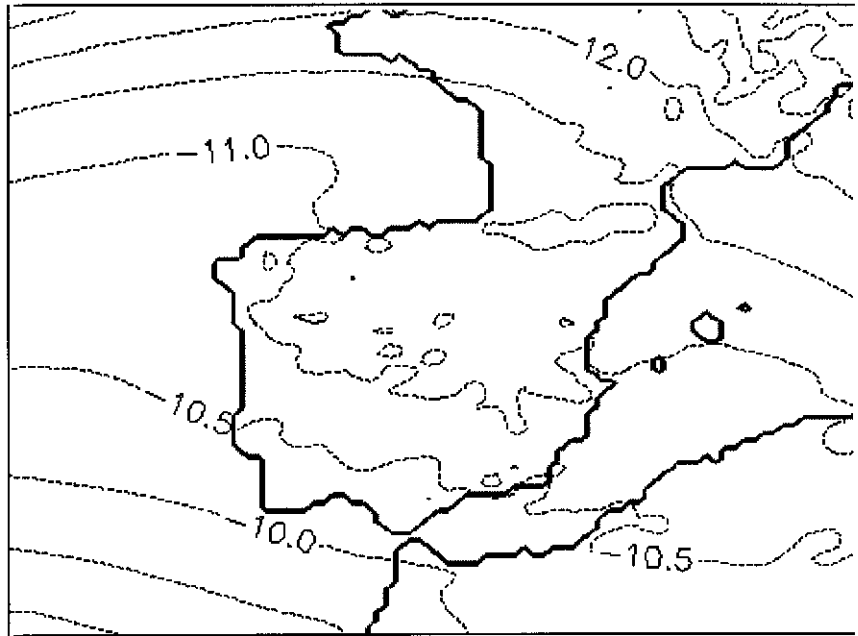
b)



→ 4.68

Figura 5.28. Viento (m/s) en el nivel de 850 hPa para el mes de julio del 2022 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

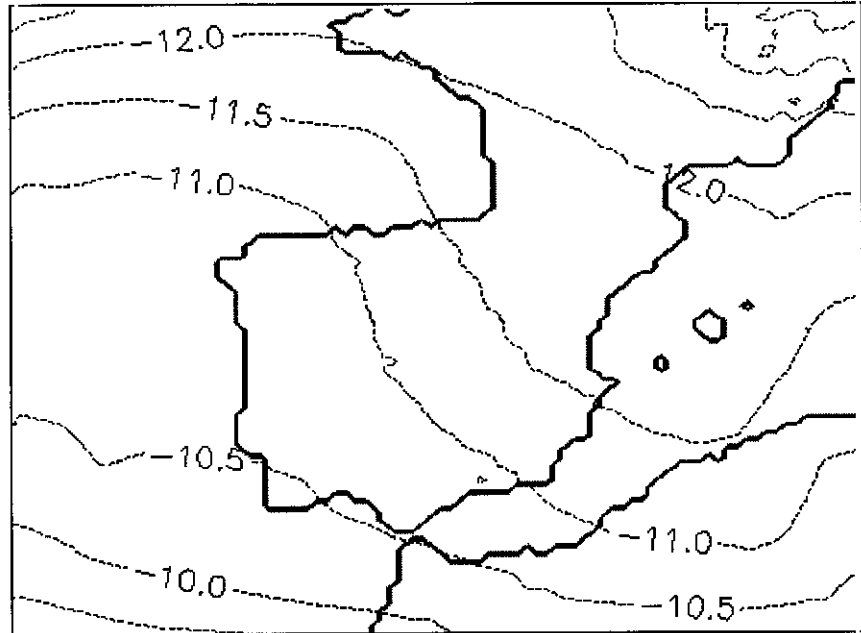
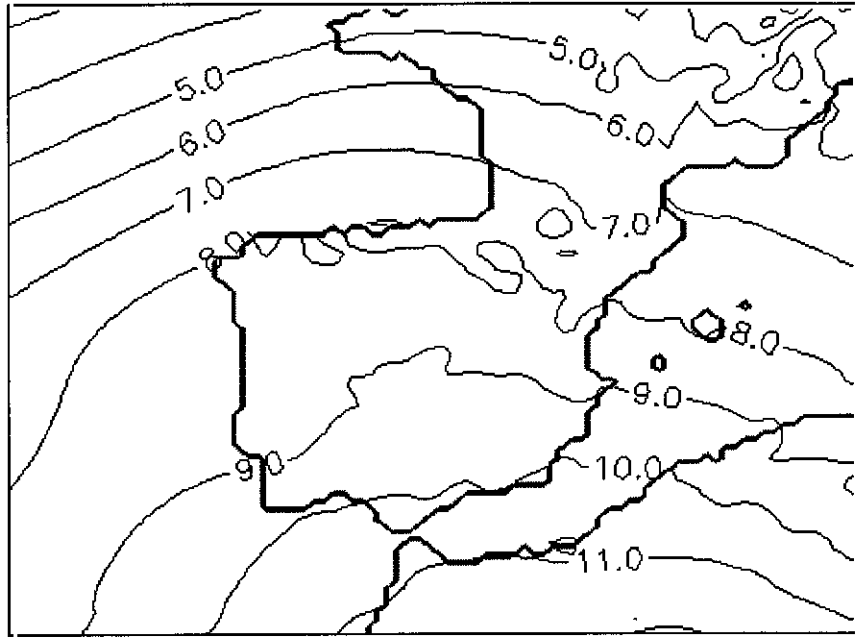


Figura 5.29. Temperatura (C) en el nivel de 500 hPa para el mes de julio del 2022 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

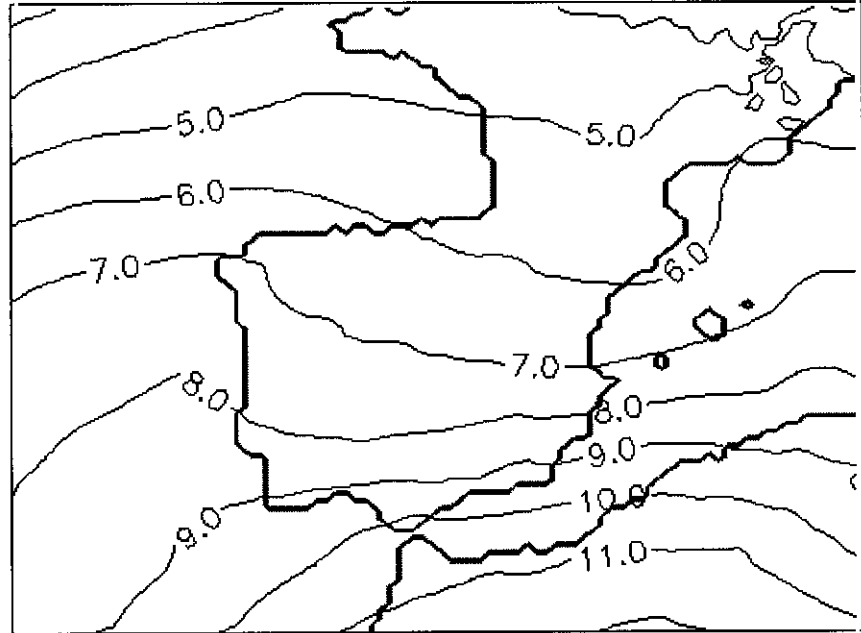
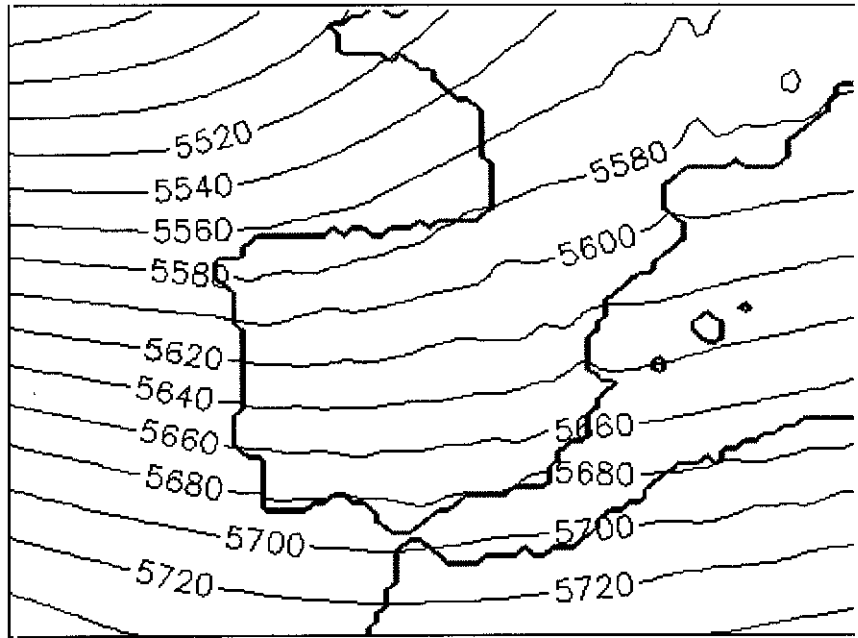


Figura 5.30. Temperatura (C) en el nivel de 700 hPa para el mes de julio del 2022 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

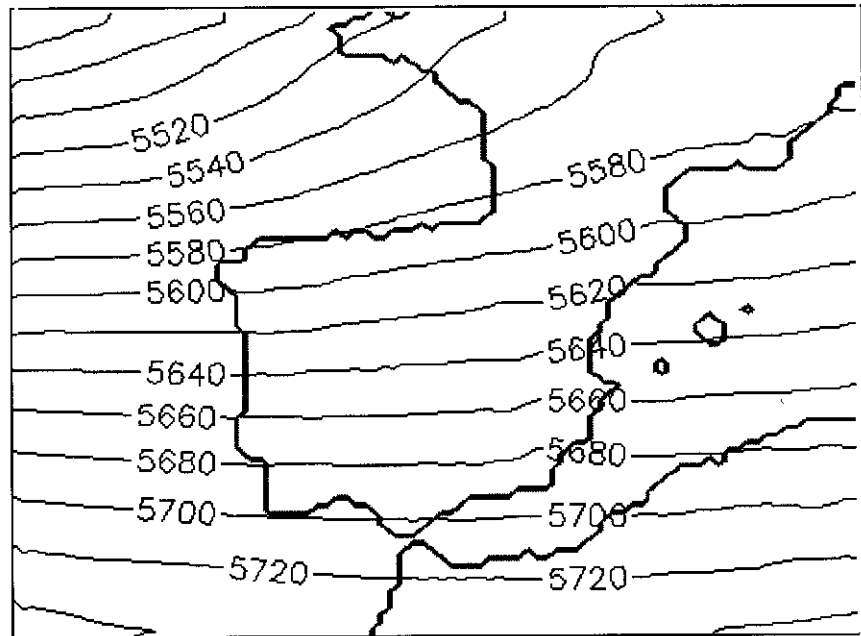
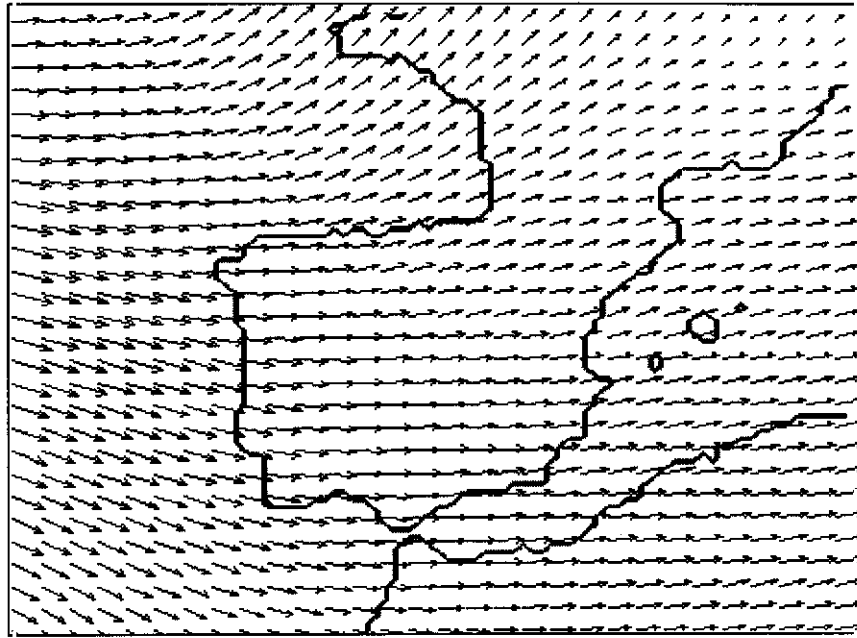


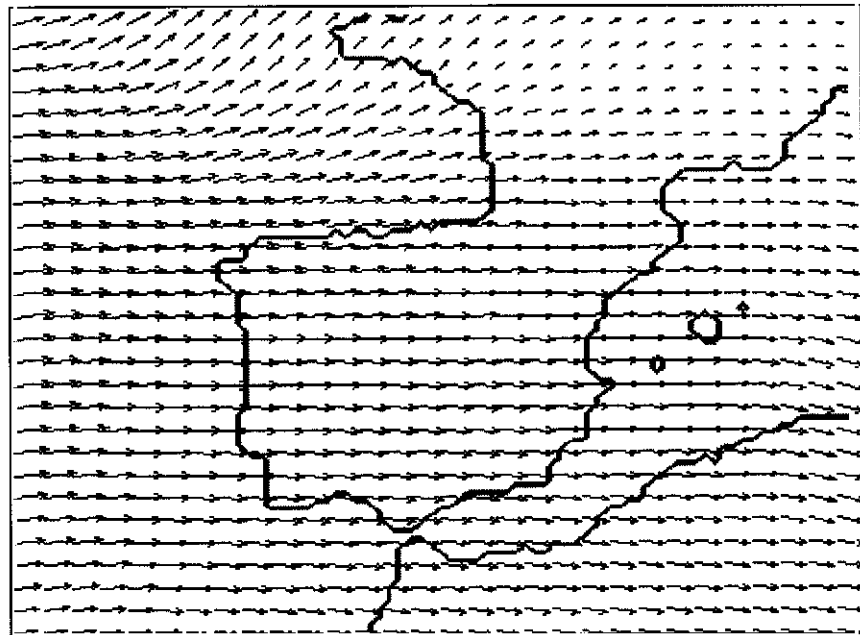
Figura 5.31. Altura geopotencial (m) en el nivel de 500 hPa para el mes de octubre del 2021 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 27.4

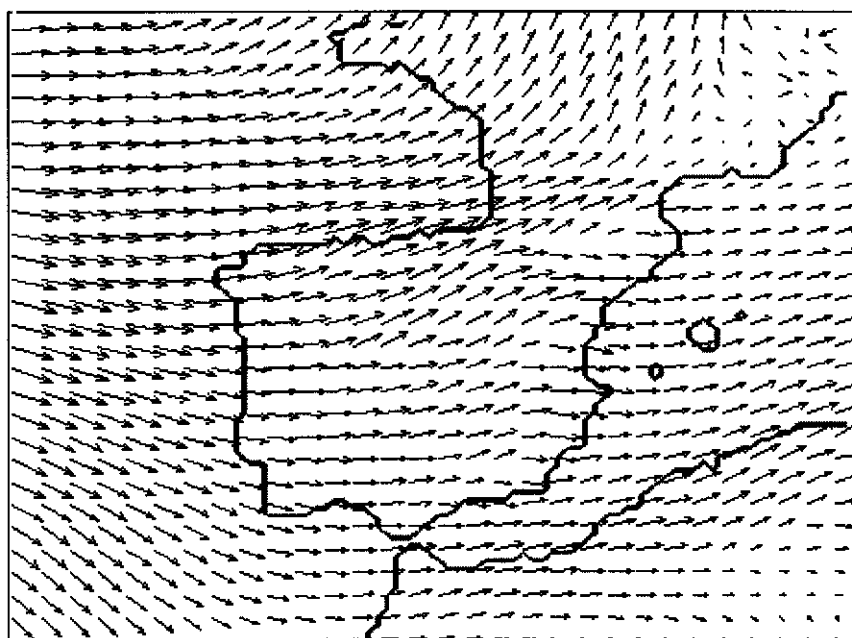
b)



→ 27.0

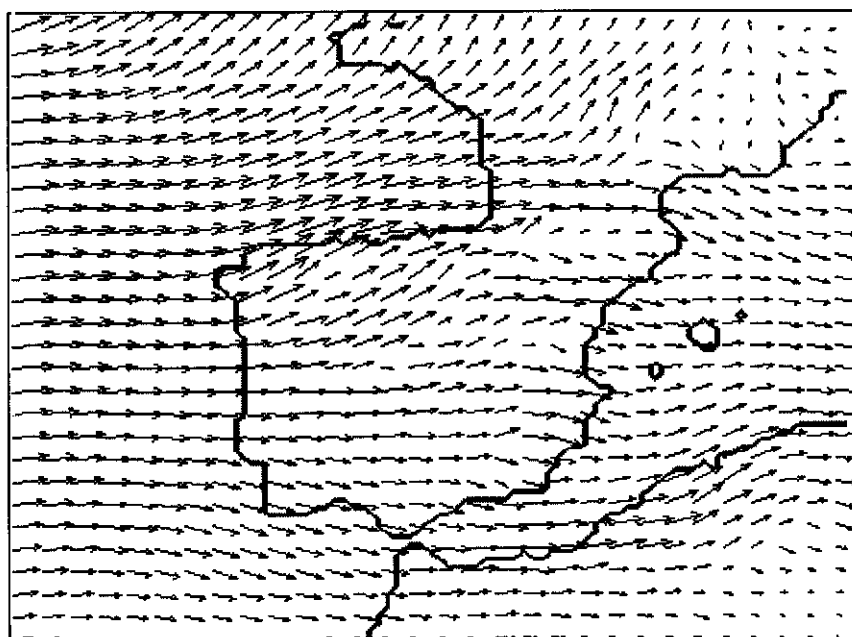
Figura 5.32. Viento (m/s) en el nivel de 500 hPa para el mes de octubre del 2021 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 14.1

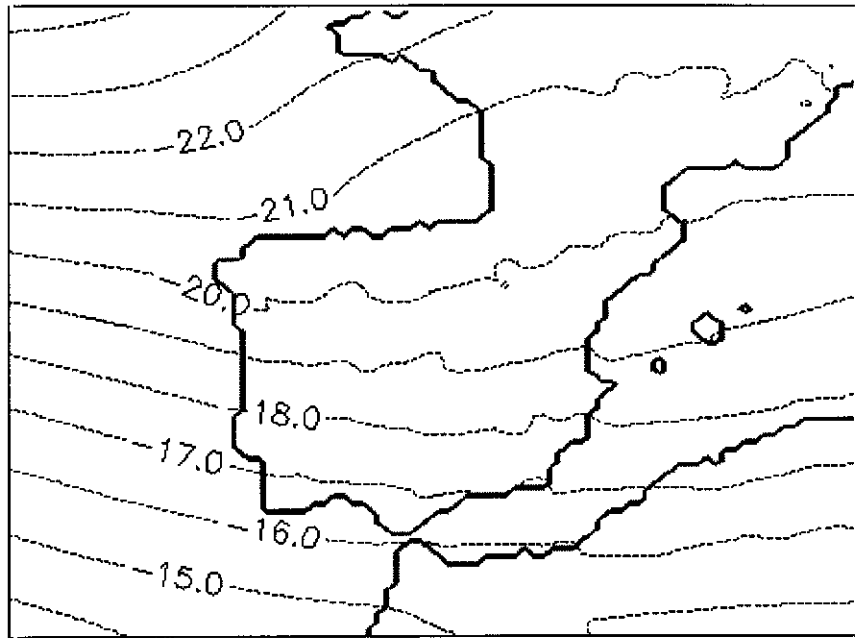
b)



→ 13.3

Figura 5.33. Viento (m/s) en el nivel de 850 hPa para el mes de octubre del 2021 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

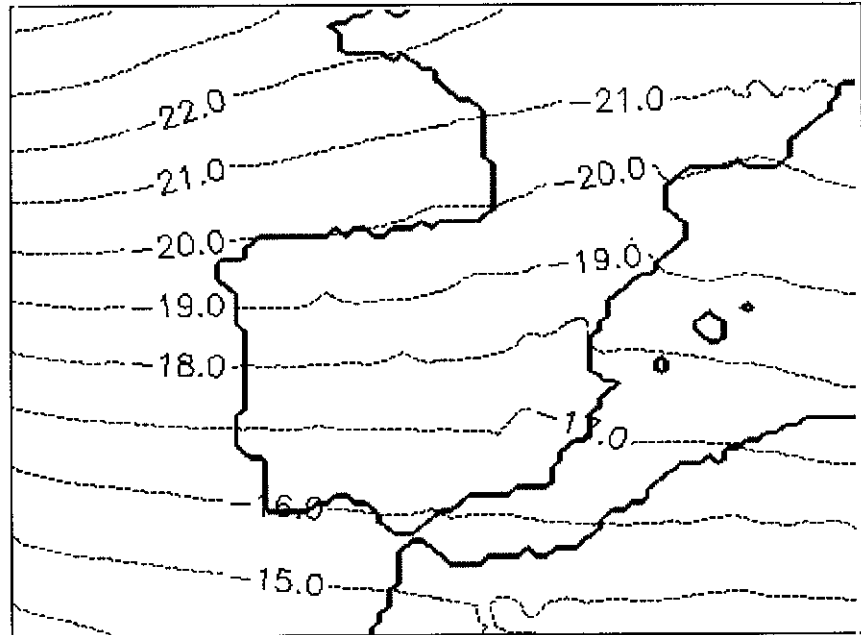
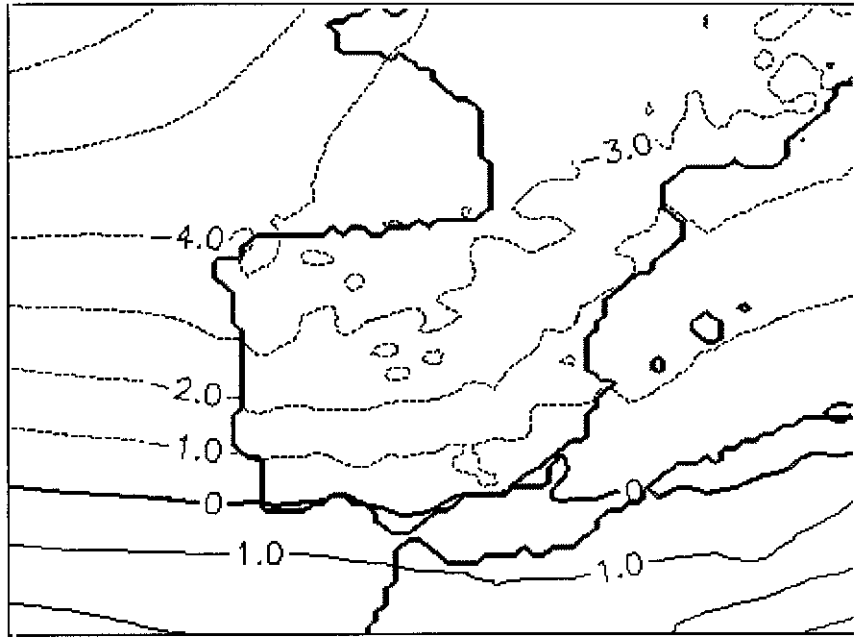


Figura 5.34. Temperatura (C) en el nivel de 500 hPa para el mes de octubre del 2021 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

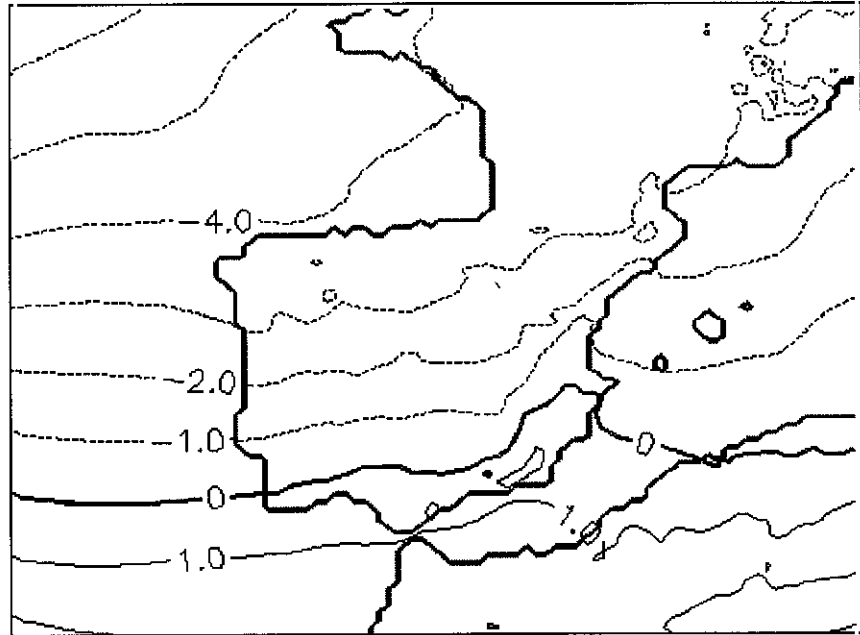
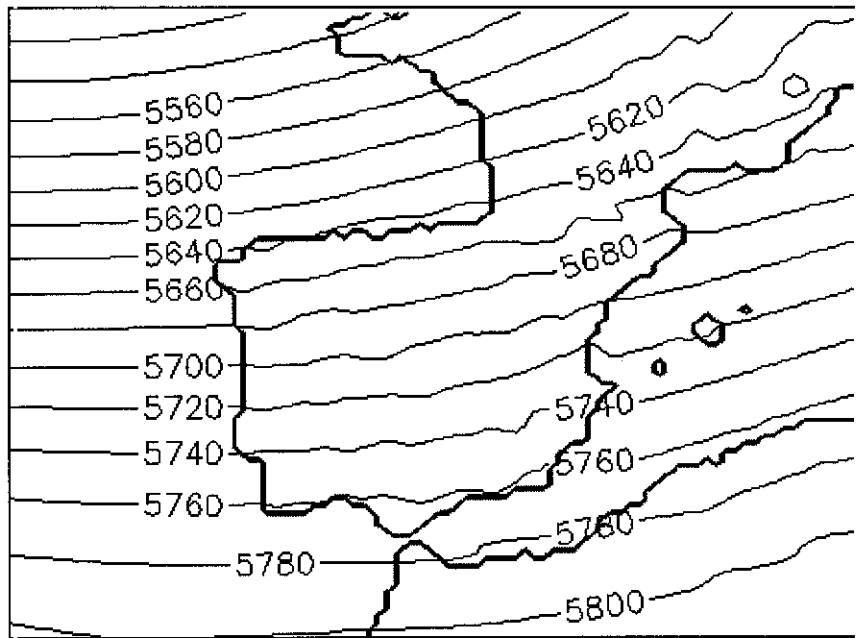


Figura 5.35. Temperatura (C) en el nivel de 700 hPa para el mes de octubre del 2021 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

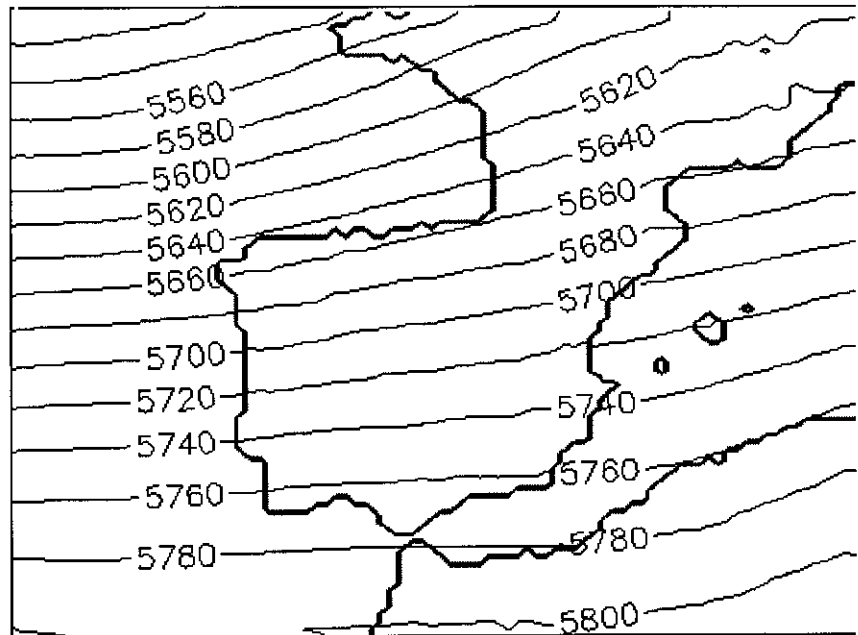
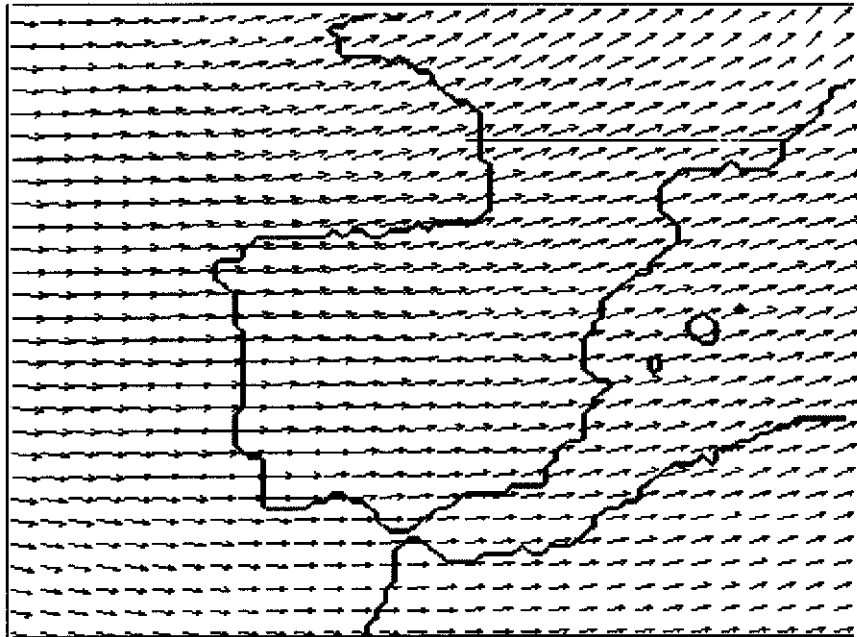


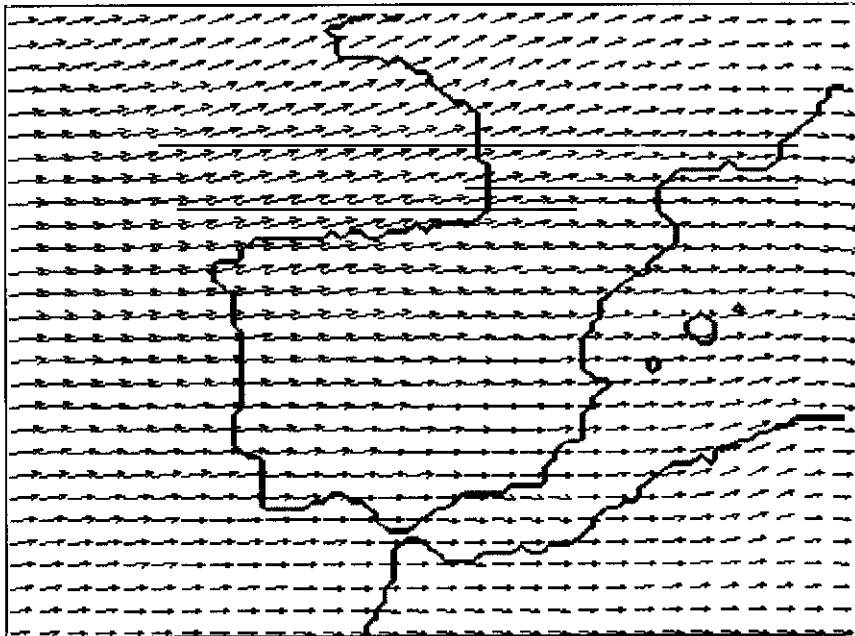
Figura 5.36. Altura geopotencial (m) en el nivel de 500 hPa para el mes de octubre del 2021 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 29.8

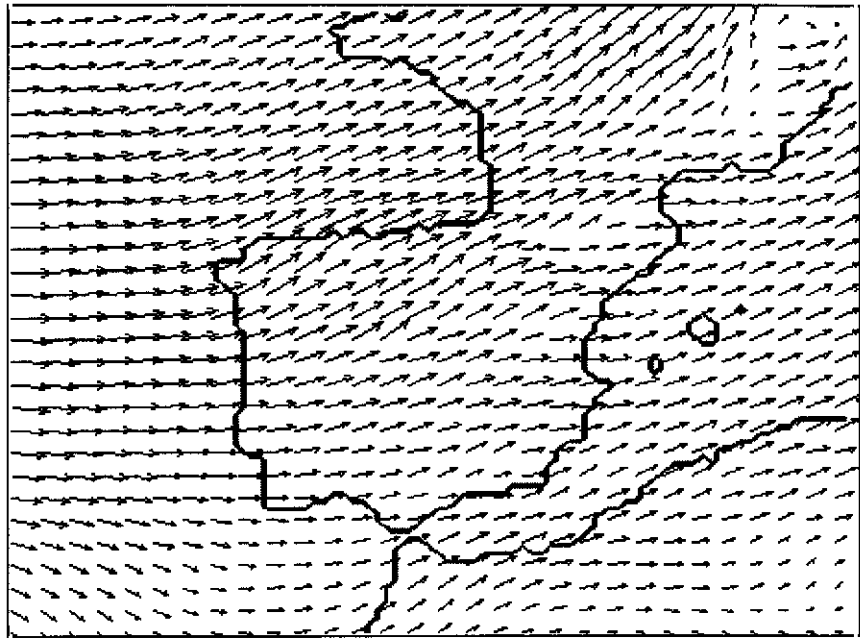
b)



→ 28.1

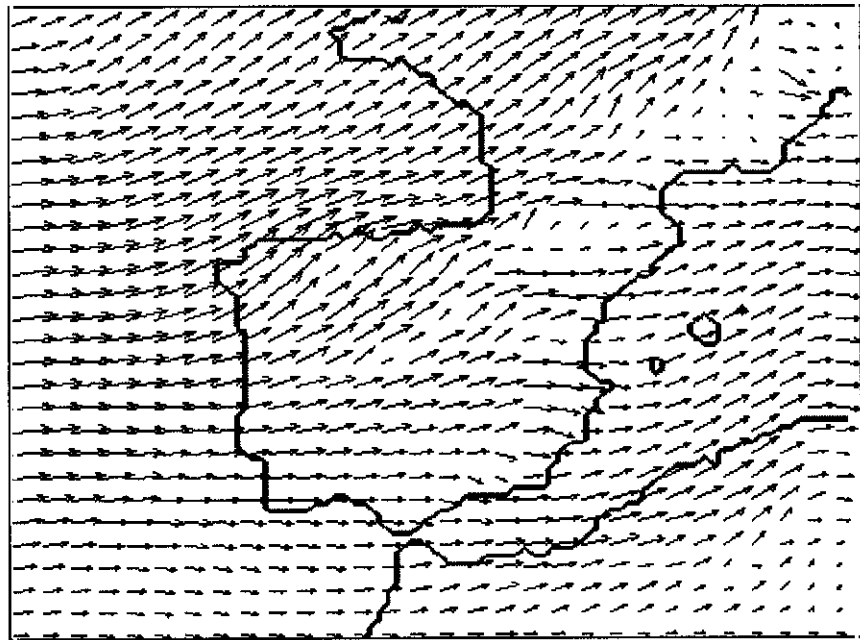
Figura 5.37. Viento (m/s) en el nivel de 500 hPa para el mes de octubre del 2021 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 13.8

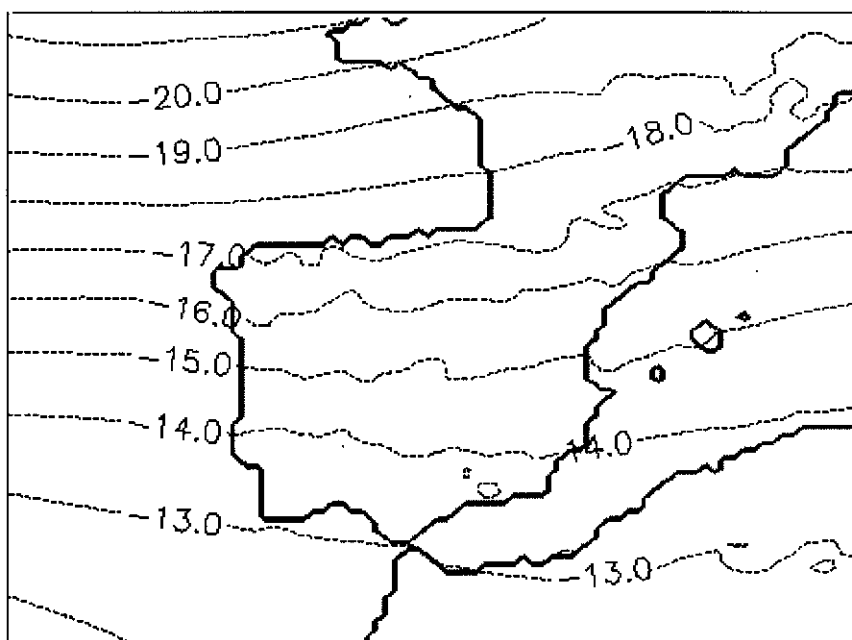
b)



→ 12.4

Figura 5.38. Viento (m/s) en el nivel de 850 hPa para el mes de octubre del 2021 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

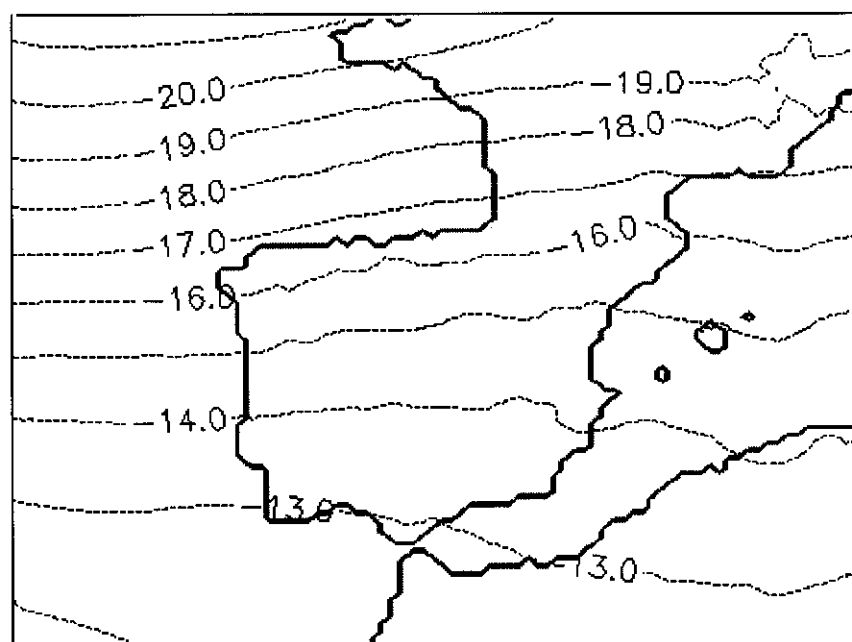
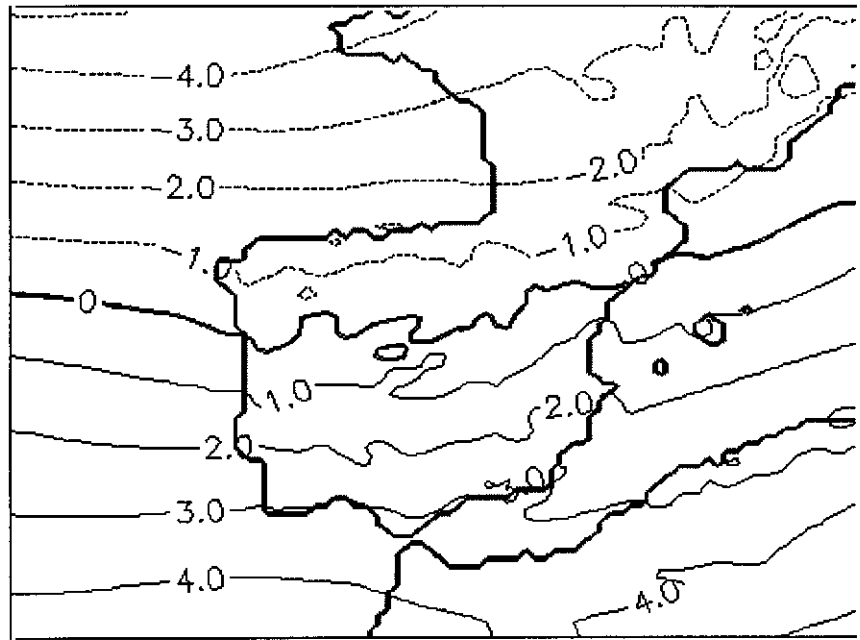


Figura 5.39. Temperatura (C) en el nivel de 500 hPa para el mes de octubre del 2021 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

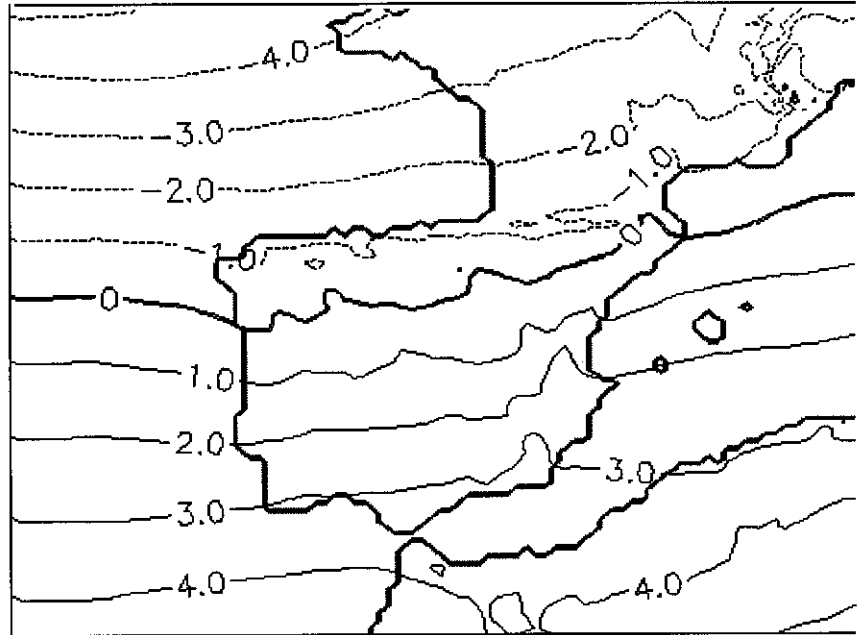


Figura 5.40. Temperatura (C) en el nivel de 700 hPa para el mes de octubre del 2021 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

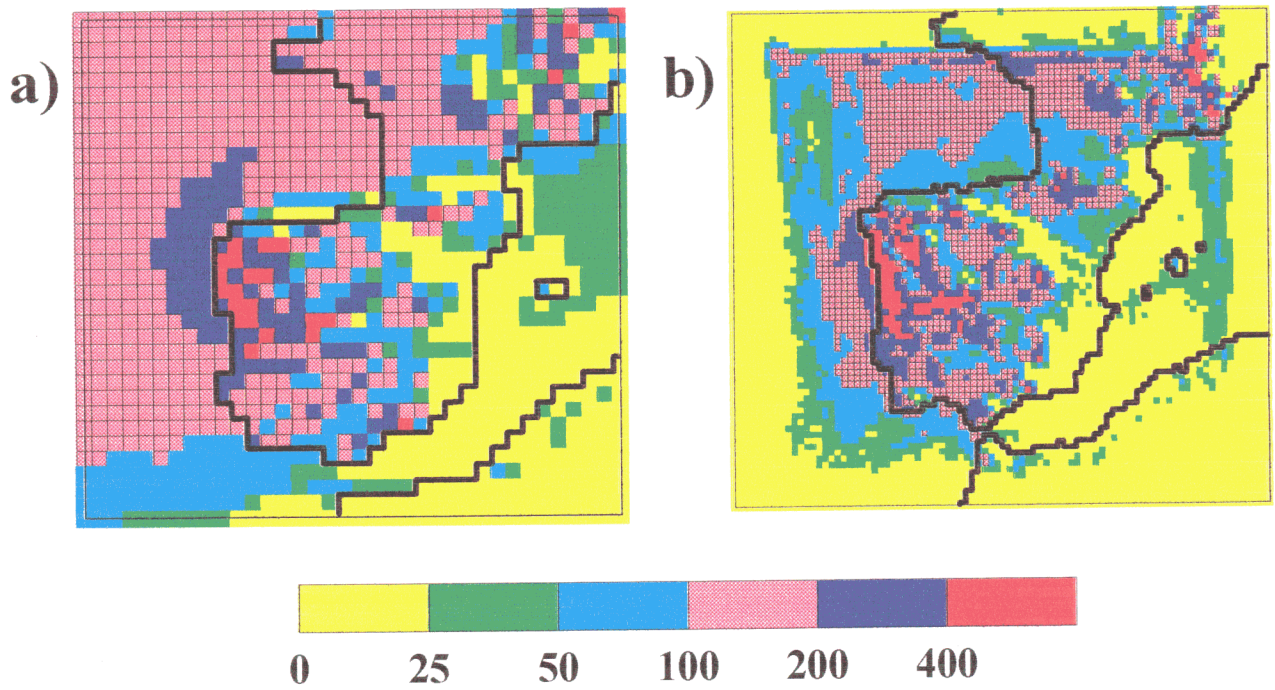


Figura 5.41. Precipitación acumulada (mm) del mes de enero (clima actual); a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES.

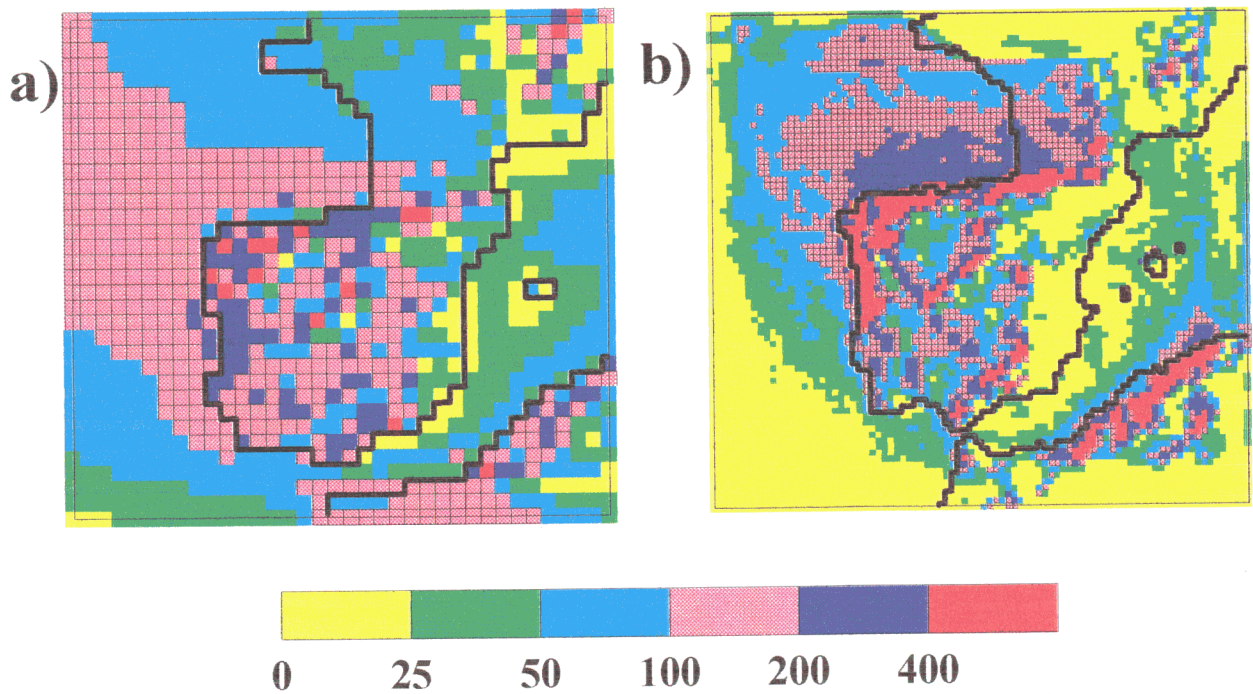


Figura 5.42. Precipitación acumulada (mm) del mes de abril (clima actual); a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES.

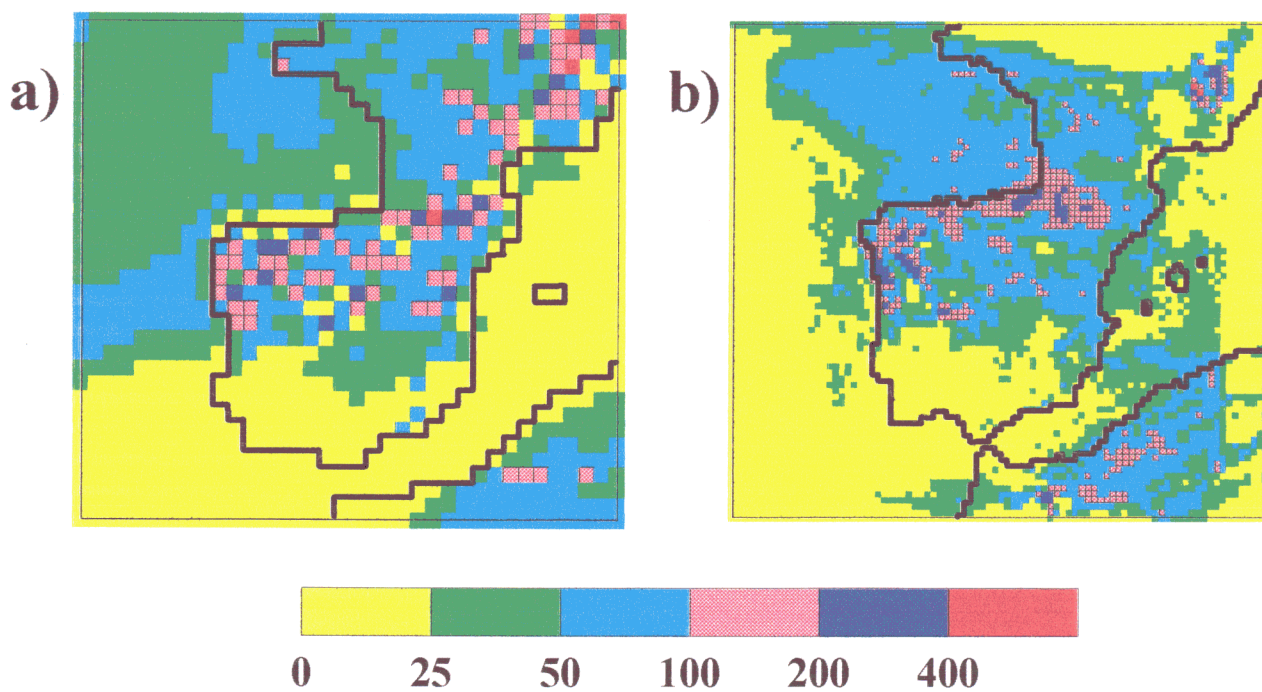


Figura 5.43. Precipitación acumulada (mm) del mes de julio (clima actual); a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES.

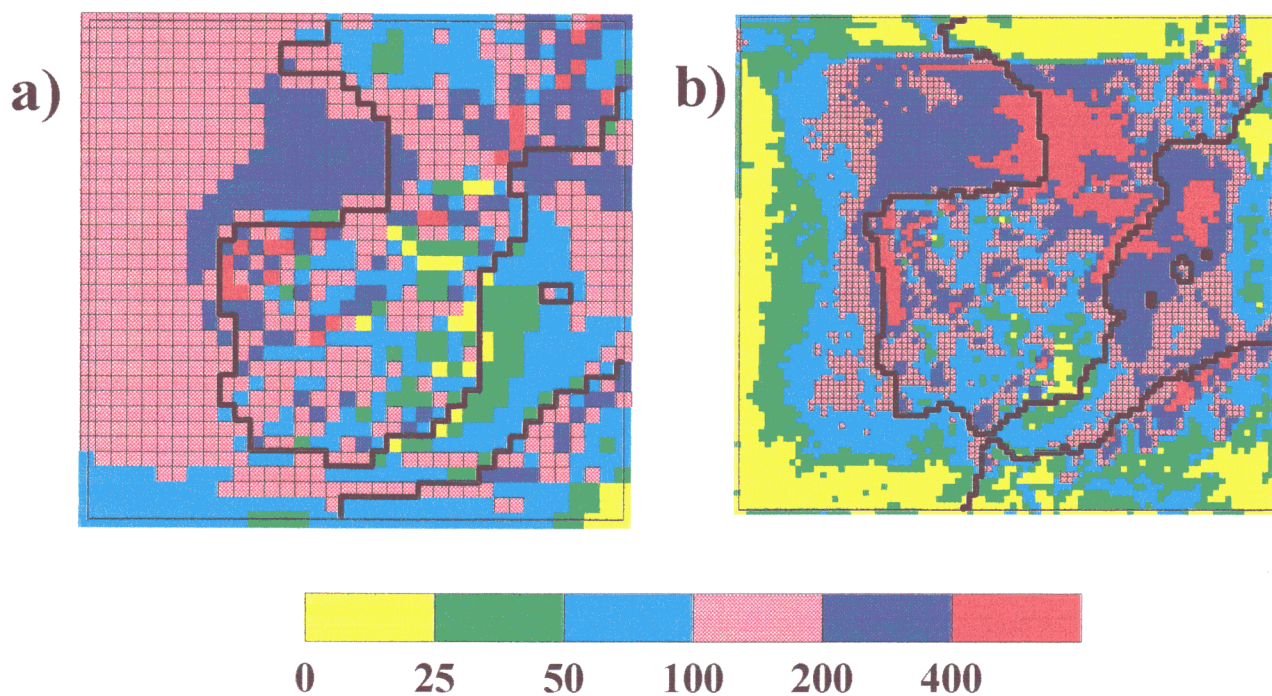


Figura 5.44. Precipitación acumulada (mm) del mes de octubre (clima actual); a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES.

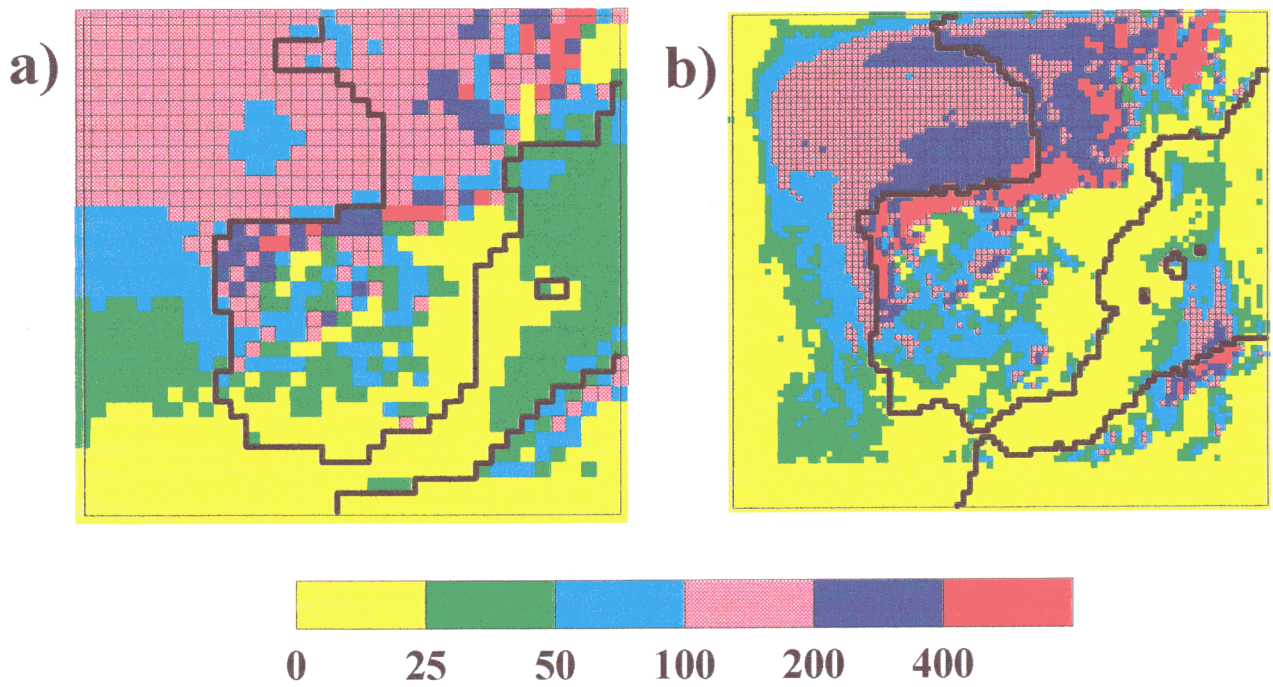


Figura 5.45. Precipitación acumulada (mm) del mes de enero (escenario 2xCO₂); a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES.

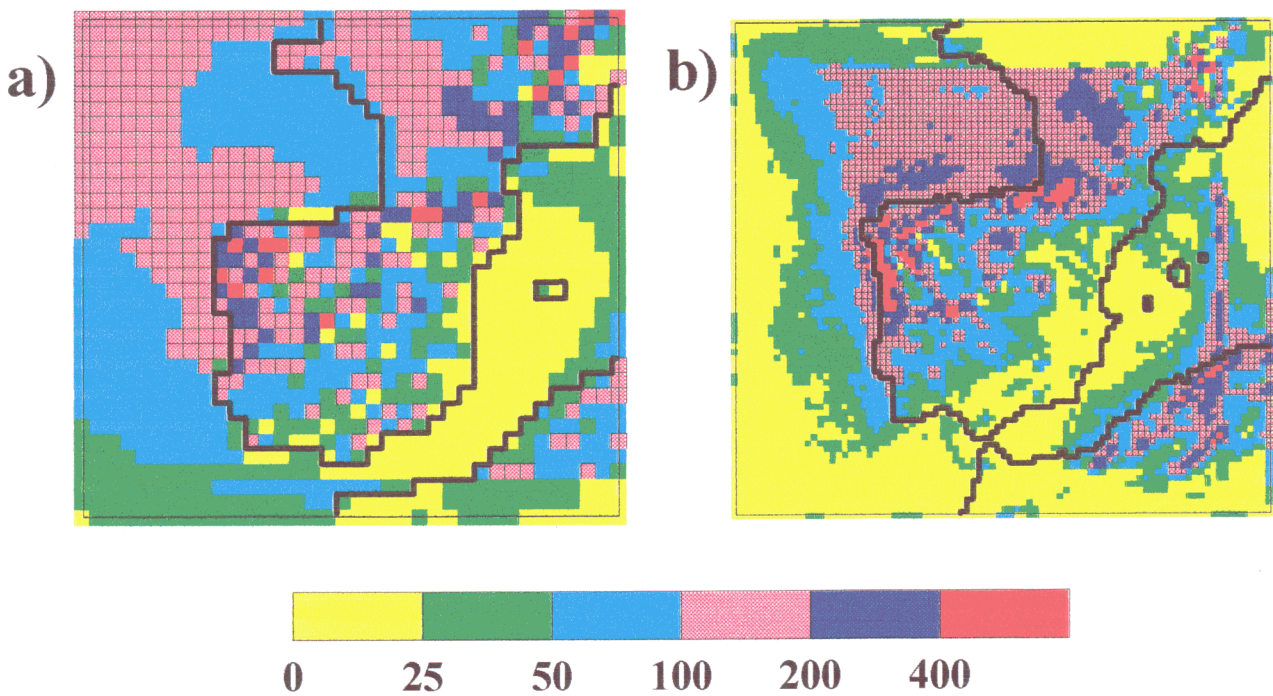


Figura 5.46. Precipitación acumulada (mm) del mes de abril (escenario 2xCO₂); a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES.

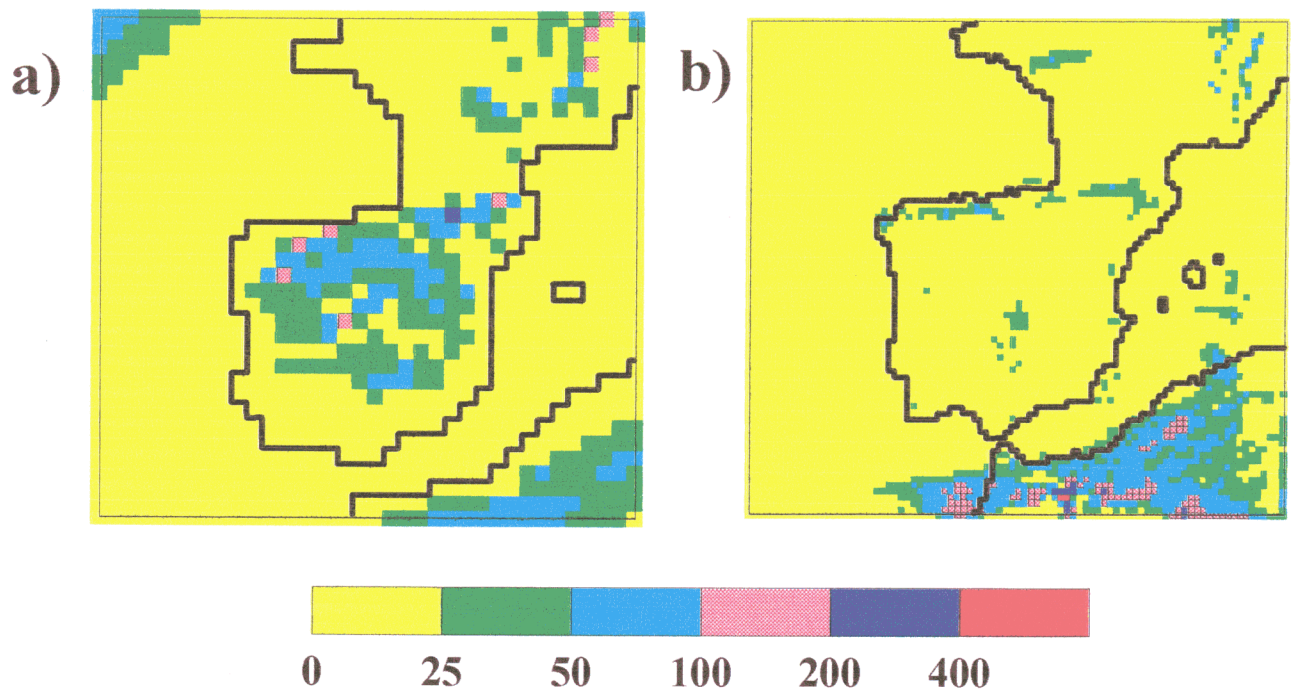


Figura 5.47. Precipitación acumulada (mm) del mes de julio (escenario 2xCO₂); a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES.

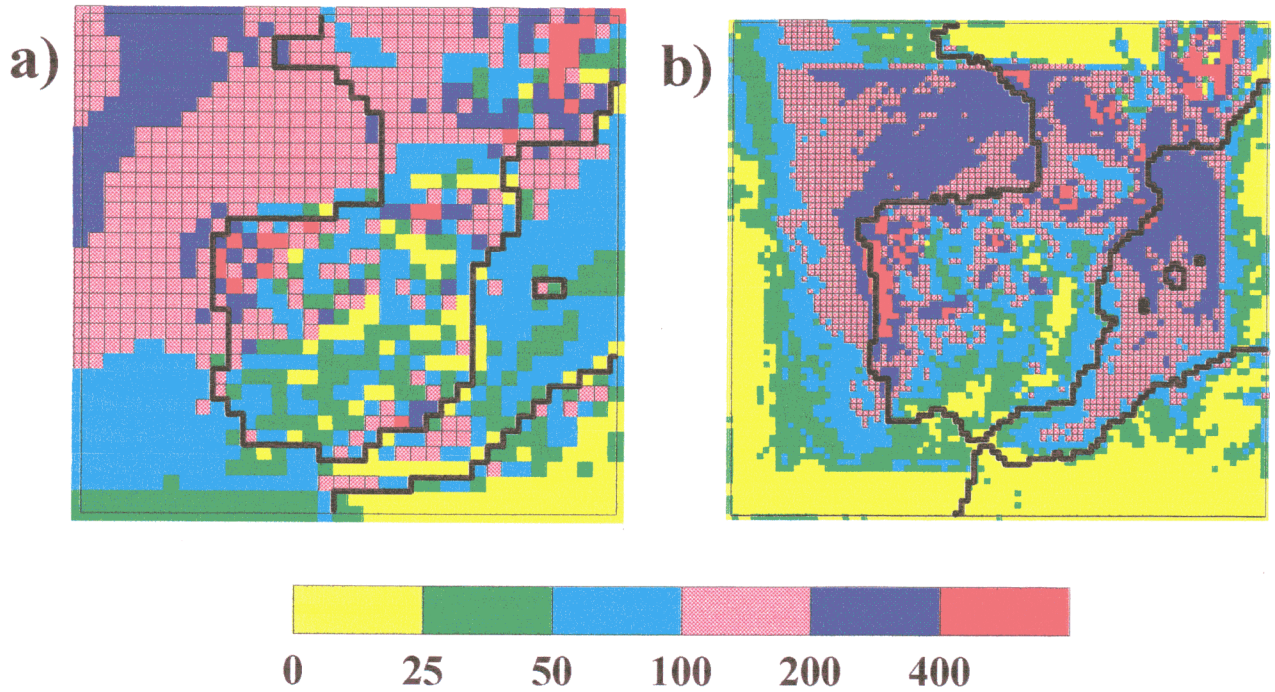


Figura 5.48. Precipitación acumulada (mm) del mes de octubre (escenario 2xCO₂); a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES.

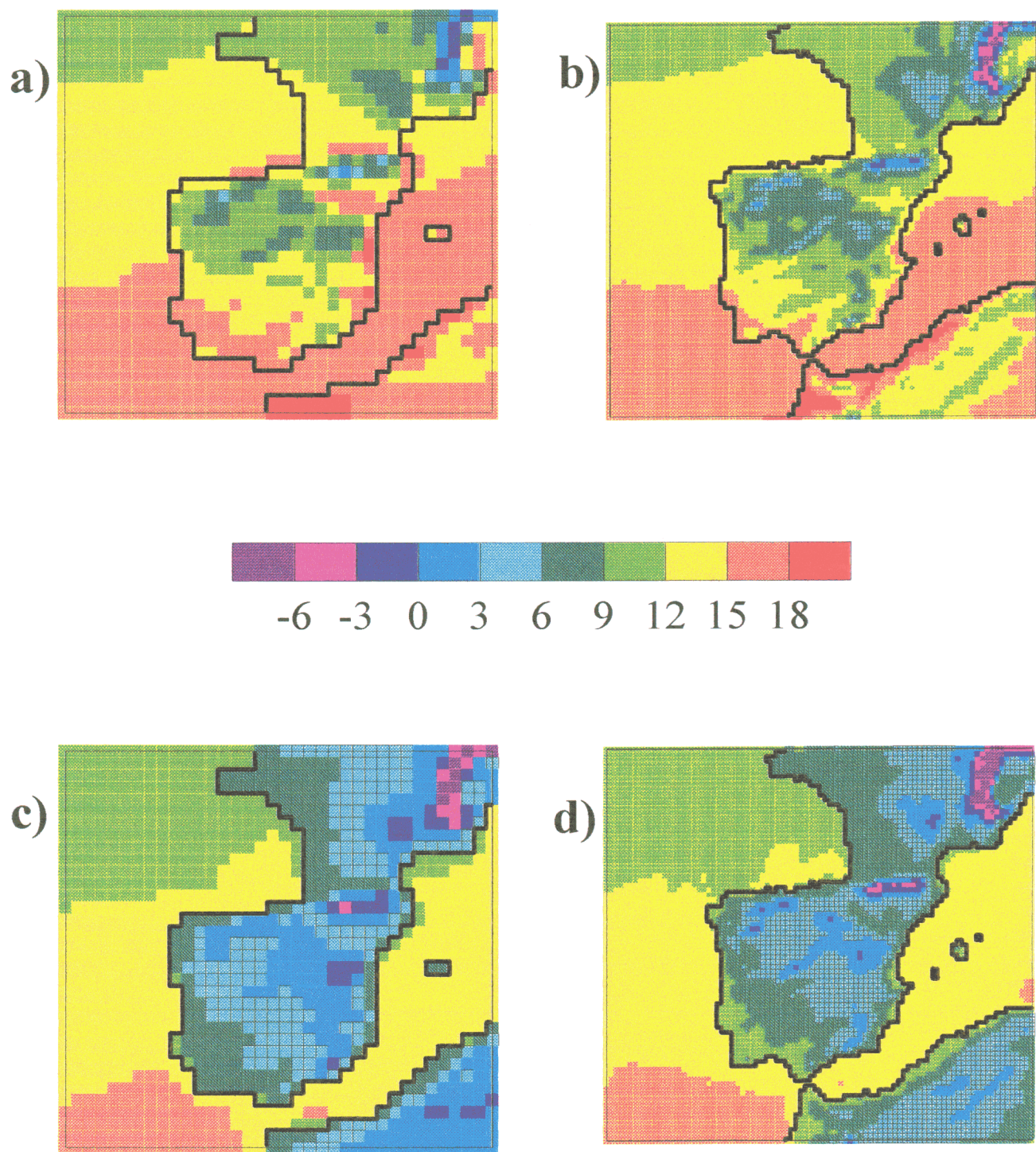


Figura 5.49. Temperatura a 2 metros sobre el suelo ($^{\circ}\text{C}$) para el mes de enero (clima actual). Media mensual de las máximas: a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES; y media mensual de las mínimas: c) simulación del Hadley Centre, d) simulación del PROMES.

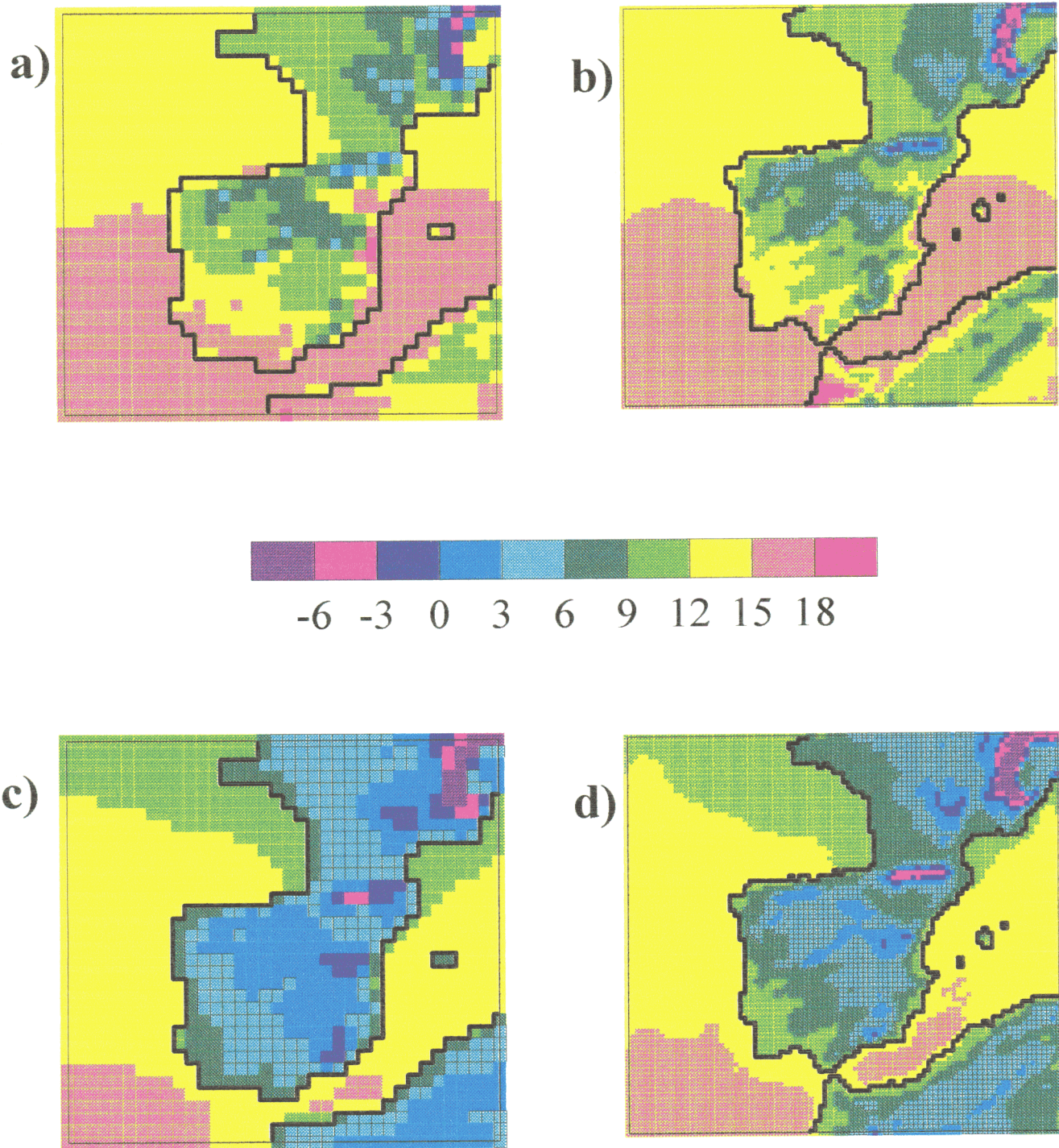


Figura 5.50. Temperatura a 2 metros sobre el suelo (°C) para el mes de enero (escenario 2xCO₂). Media mensual de las máximas: a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES; y media mensual de las mínimas: c) simulación del Hadley Centre, d) simulación del PROMES.

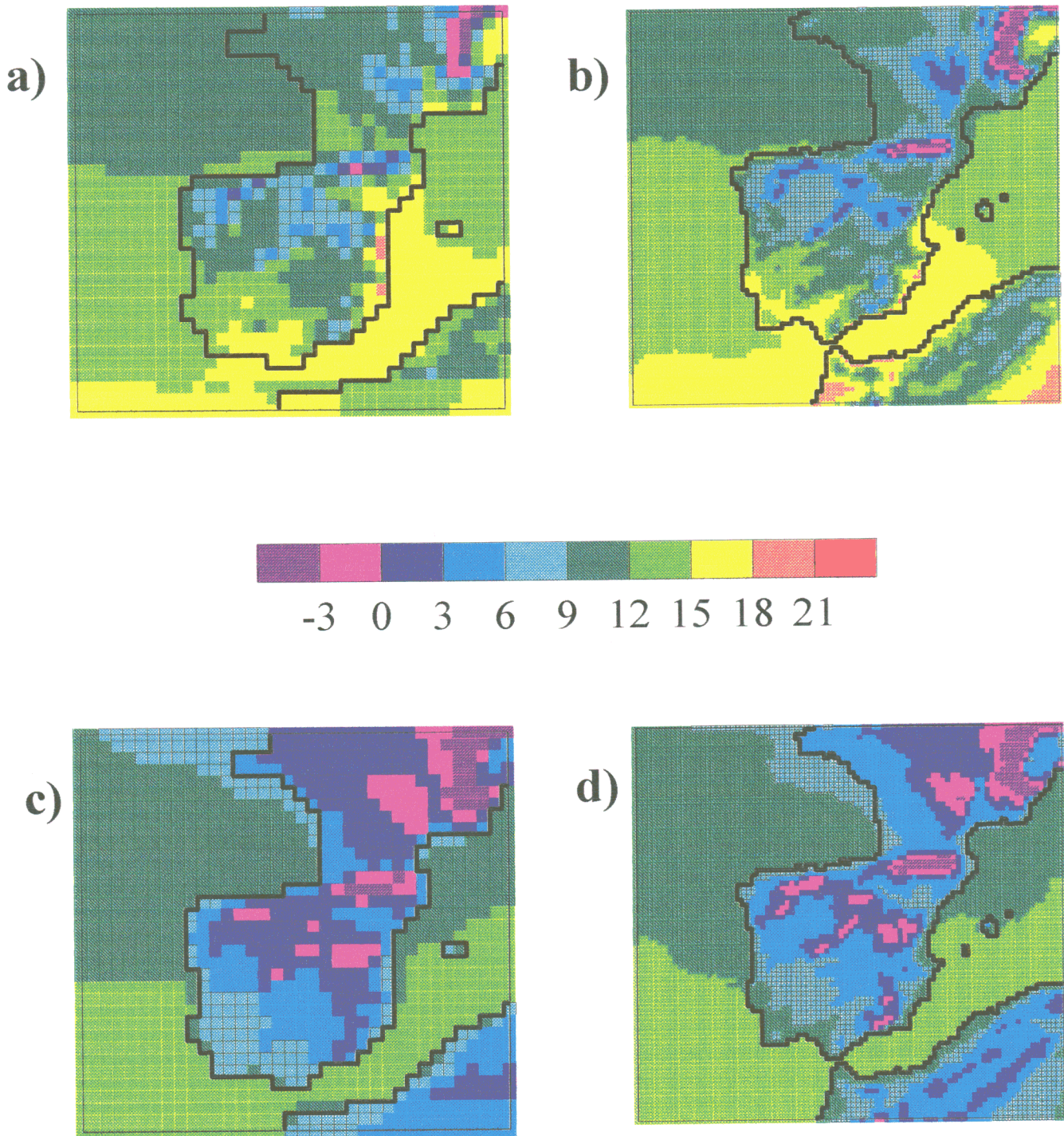


Figura 5.51. Temperatura a 2 metros sobre el suelo ($^{\circ}\text{C}$) para el mes de abril (clima actual). Media mensual de las máximas: a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES; y media mensual de las mínimas: c) simulación del Hadley Centre, d) simulación del PROMES.

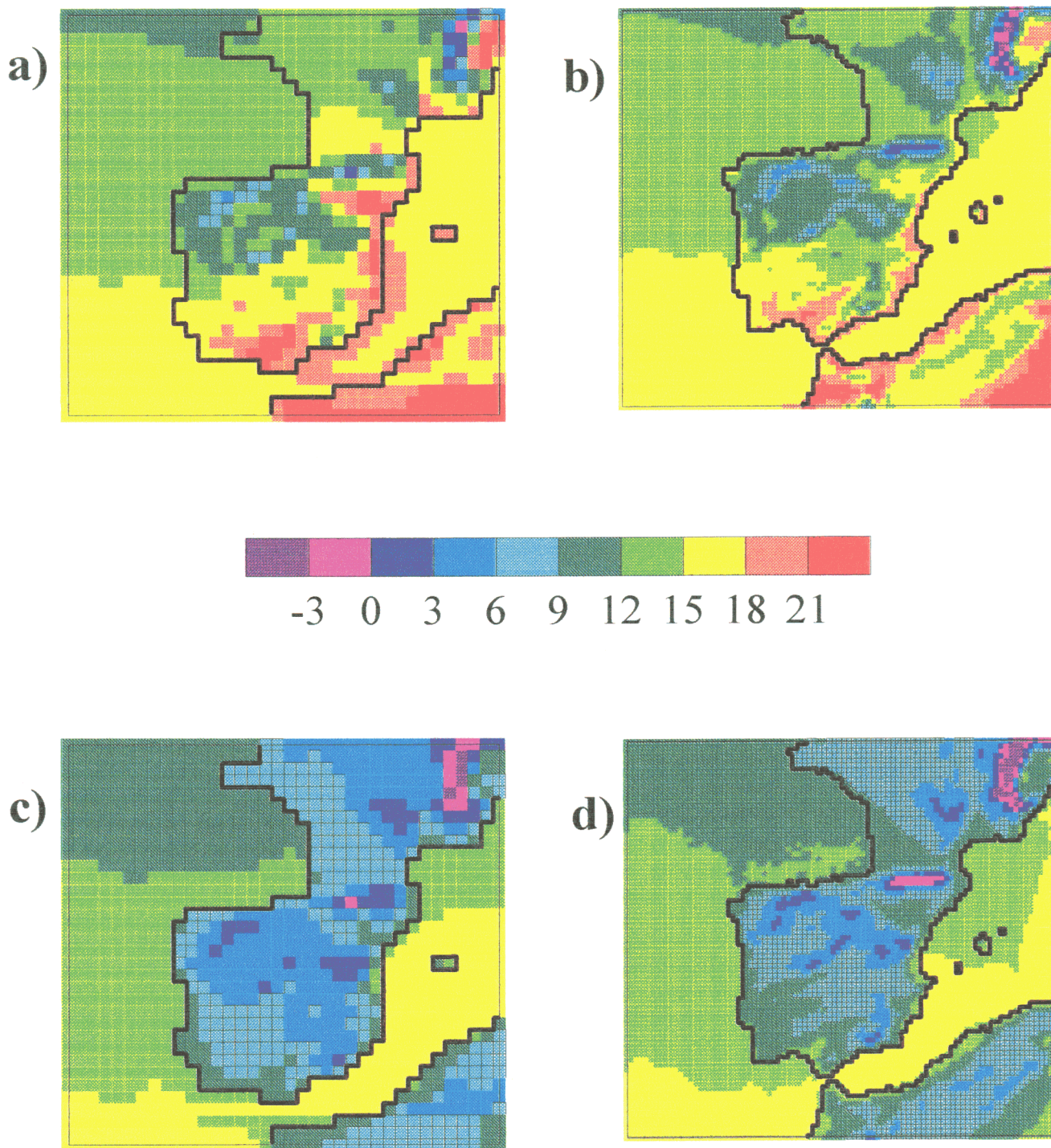


Figura 5.52. Temperatura a 2 metros sobre el suelo ($^{\circ}\text{C}$) para el mes de abril (escenario $2\times\text{CO}_2$). Media mensual de las máximas: a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES; y media mensual de las mínimas: c) simulación del Hadley Centre, d) simulación del PROMES.

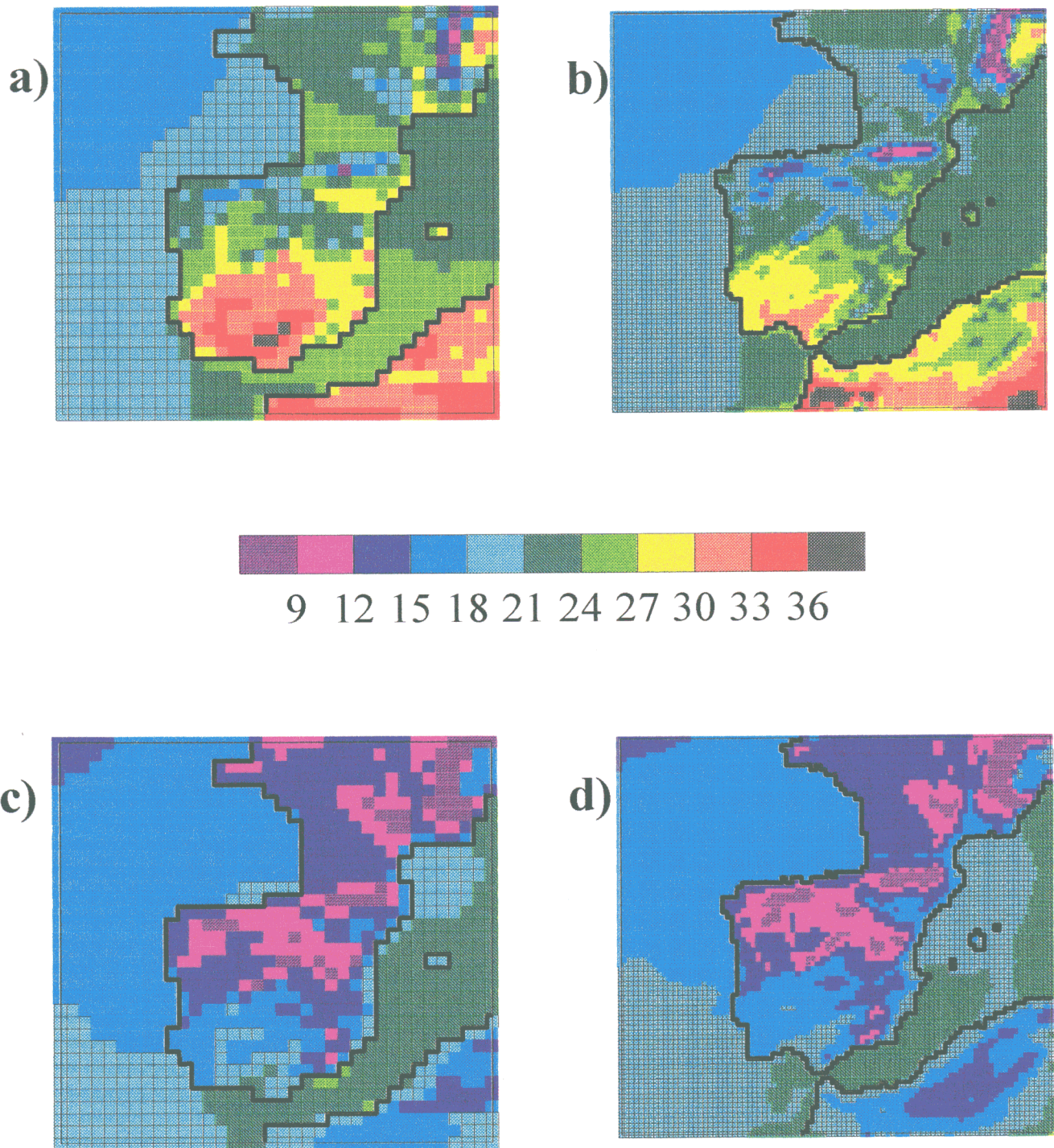


Figura 5.53. Temperatura a 2 metros sobre el suelo ($^{\circ}\text{C}$) para el mes de julio (clima actual). Media mensual de las máximas: a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES; y media mensual de las mínimas: c) simulación del Hadley Centre, d) simulación del PROMES.

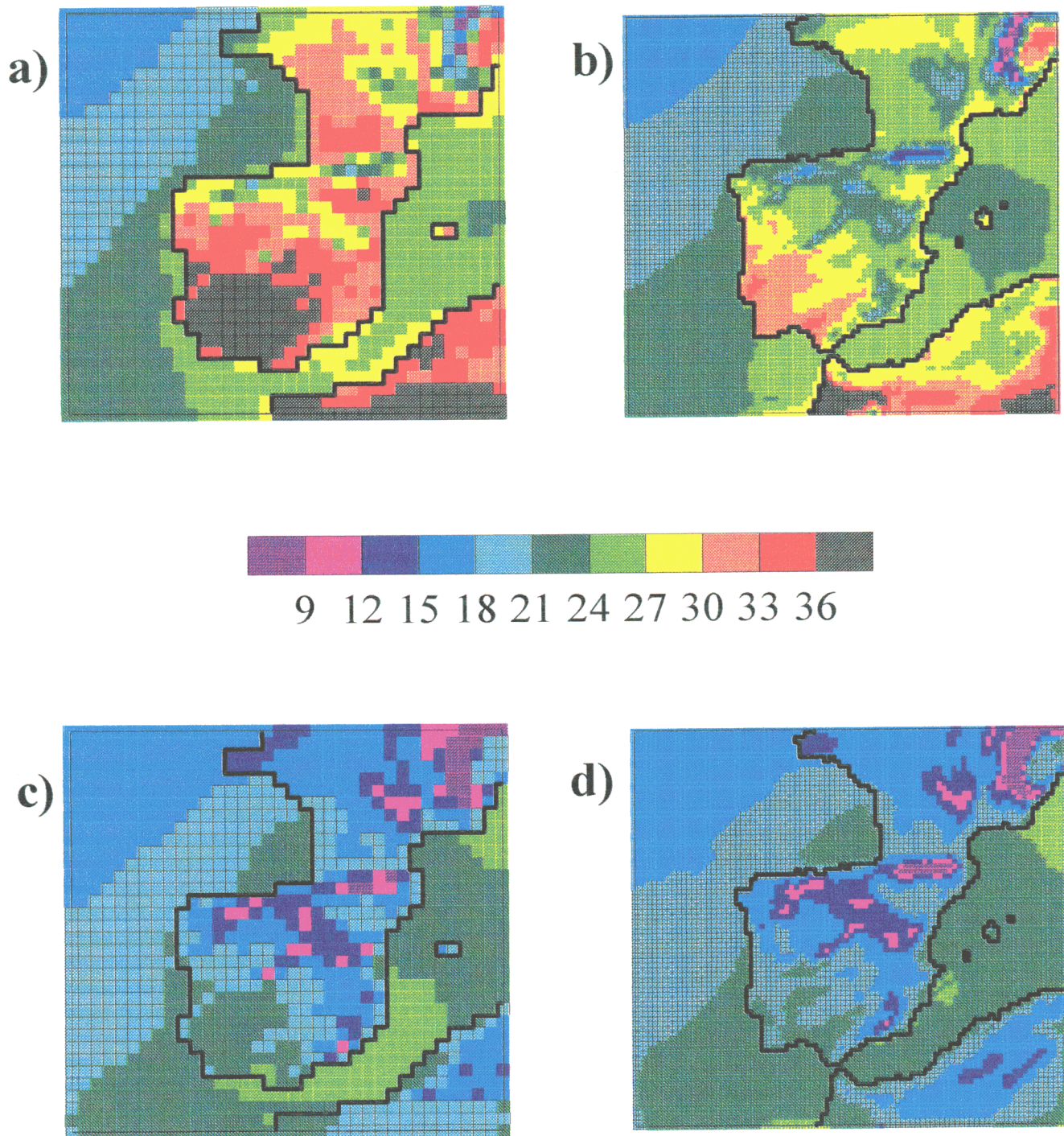


Figura 5.54. Temperatura a 2 metros sobre el suelo ($^{\circ}\text{C}$) para el mes de julio (escenario $2\times\text{CO}_2$). Media mensual de las máximas: a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES; y media mensual de las mínimas: c) simulación del Hadley Centre, d) simulación del PROMES.

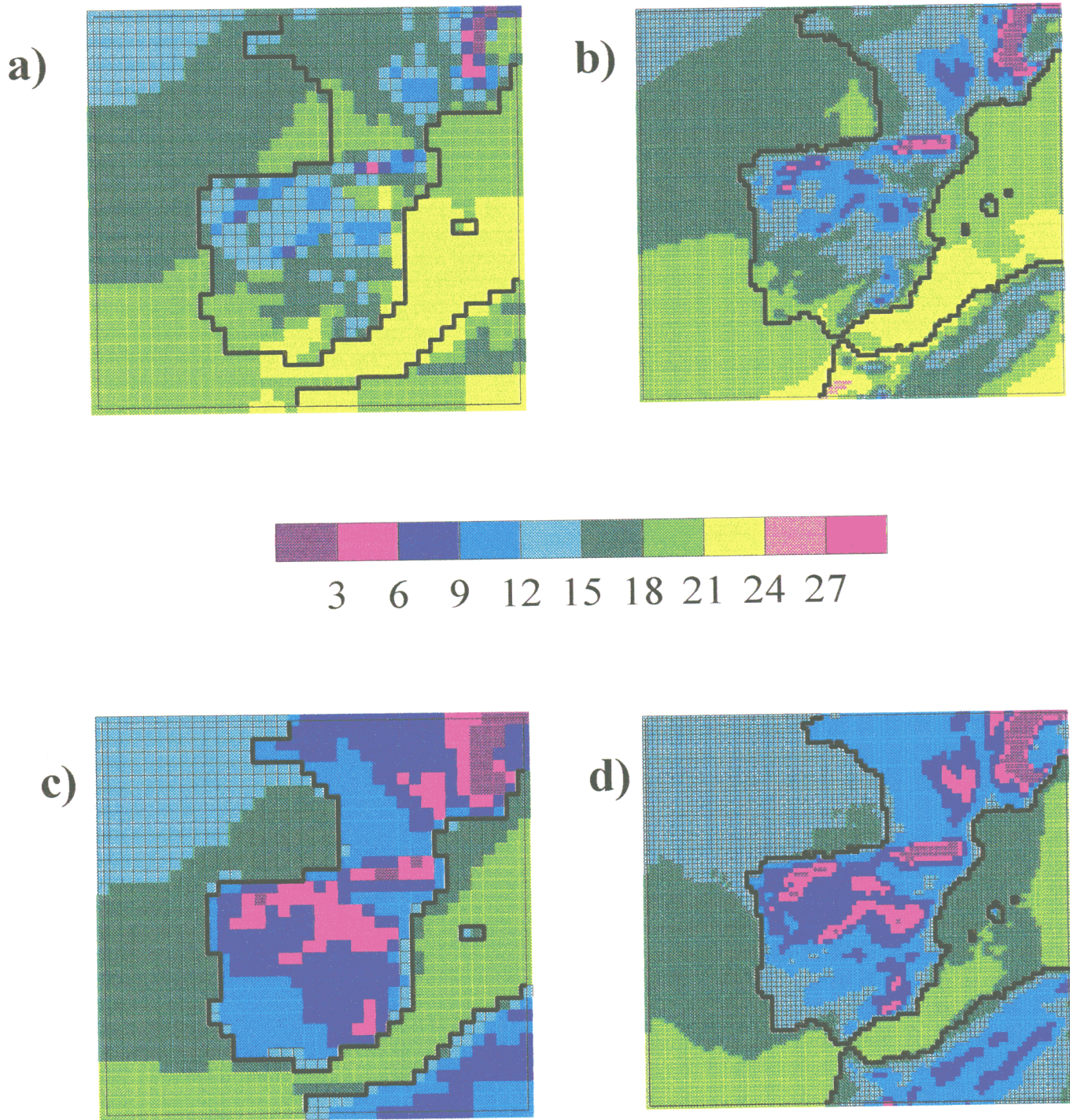


Figura 5.55. Temperatura a 2 metros sobre el suelo ($^{\circ}\text{C}$) para el mes de octubre (clima actual). Media mensual de las máximas: a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES; y media mensual de las mínimas: c) simulación del Hadley Centre, d) simulación del PROMES.

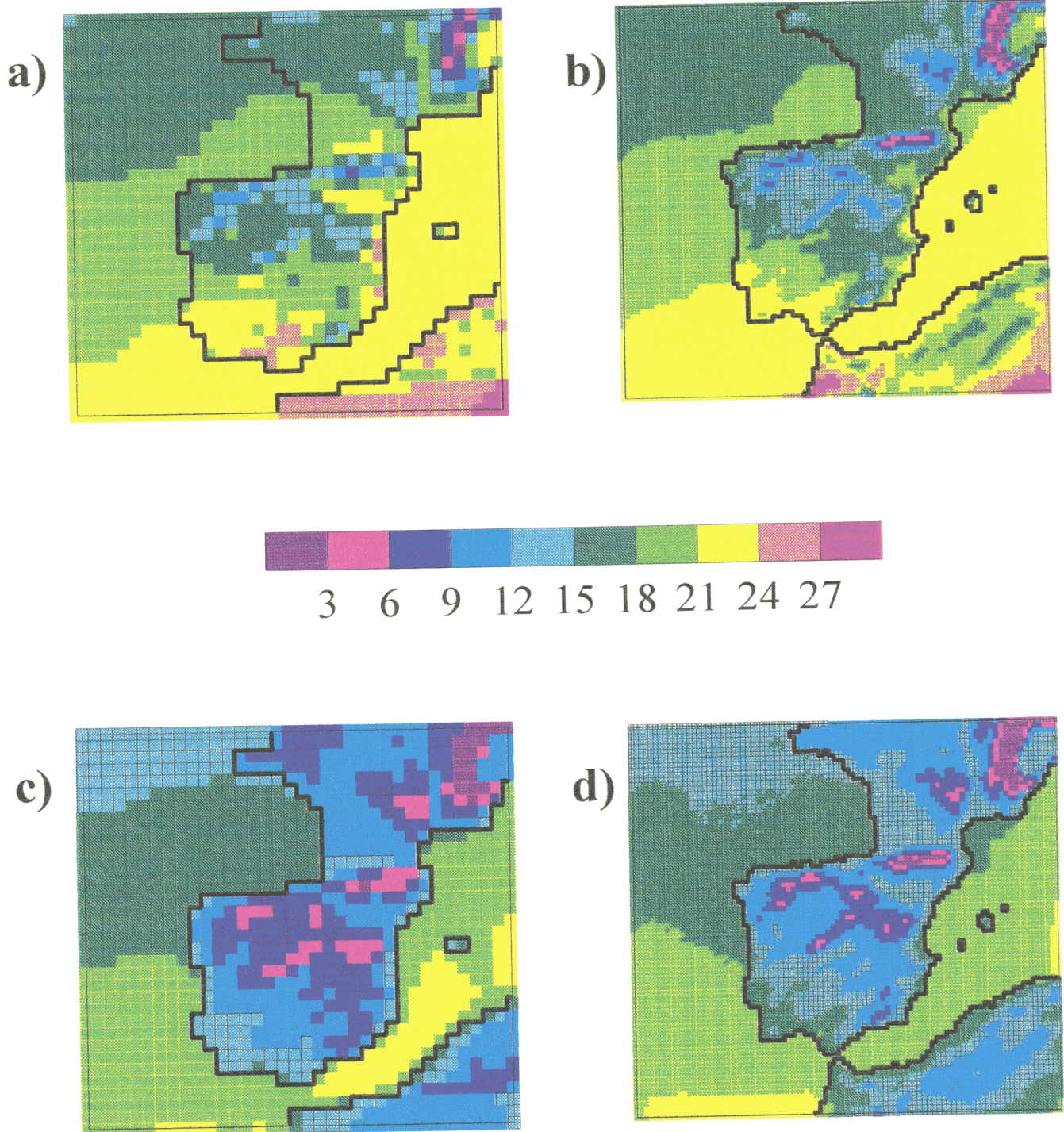


Figura 5.56. Temperatura a 2 metros sobre el suelo ($^{\circ}\text{C}$) para el mes de octubre (escenario $2\times\text{CO}_2$). Media mensual de las máximas: a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES; y media mensual de las mínimas: c) simulación del Hadley Centre, d) simulación del PROMES.

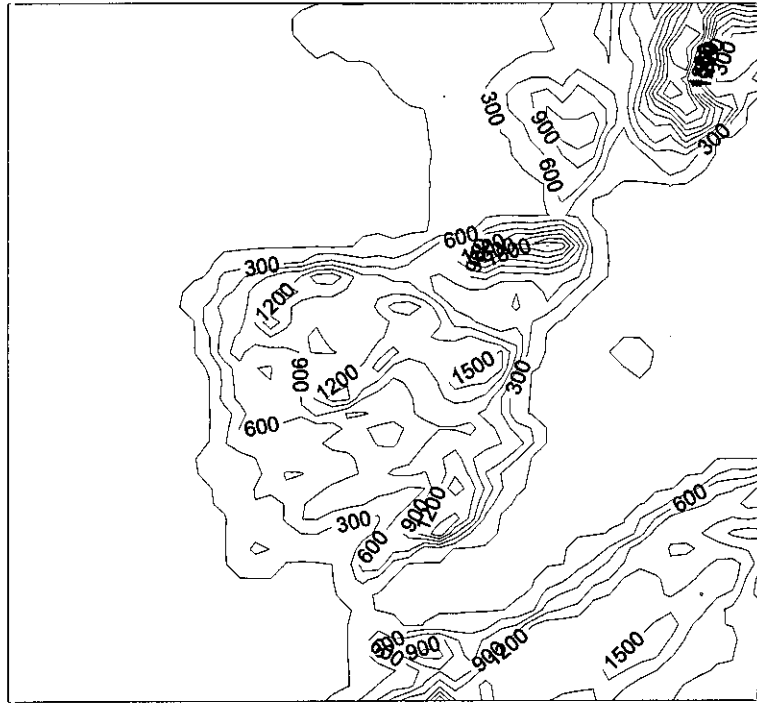


Figura 5.57. Dominio de aplicación del modelo con orografía. Se traza la isolínea de 10 metros y después desde la de 300 a la de 2700 metros con intervalos de 300 metros.

CONCLUSIONES

El trabajo presentado en esta Memoria tiene como objetivo la puesta a punto de una técnica de modelado numérico que sea capaz de generar escenarios climáticos con una alta resolución espacial en el ámbito de la Península Ibérica. Para alcanzar este propósito se partió de una de las primeras versiones del modelo atmosférico a mesoescala PROMES (Castro et al., 1993). Con esta versión se realizaron las primeras simulaciones con una duración de un mes y una resolución espacial de veinte kilómetros. El dominio elegido se centró en la Península Ibérica. En estas integraciones las condiciones iniciales y de contorno fueron suministradas al modelo a partir de los análisis del ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecast, Reading, R.U.*). Esto supone que los valores de contorno utilizados son los más ajustados a los que realmente caracterizaban el sistema atmosférico real, pues se elaboran partiendo directamente de las observaciones. Por ello, a estas simulaciones se las denomina como de “condiciones de contorno perfectas” (*PBC: perfect boundary conditions*). Por tanto, los resultados obtenidos en estas simulaciones constituyen la cota superior de la bondad y consistencia del modelo PROMES. Tras estas simulaciones realizadas con la versión primitiva del modelo, se han introducido diversas modificaciones en el mismo con el propósito de conseguir una versión cuyos resultados fuesen suficientemente ajustados a las observaciones. Las mejoras introducidas en el modelo a lo largo de este trabajo son las que se enuncian a continuación:

- Interpolación cúbica para la advección vertical.
- Eliminación de ondas espurias generadas por el esquema de advección mediante el método propuesto por Bermejo y Staniforth (1992).

- Introducción del método de ajuste a un polinomio cúbico propuesto por Behforooz (1992).
- Mejora del esquema de gradiente de presión según la propuesta de Janjic (1979), que fue analizada y extensamente documentada por Gaertner (1994).
- Variación de la influencia de las condiciones de contorno con la altura.
- Calentamiento de la atmósfera por radiación de onda corta según Pielke (1984).
- Parametrización de los procesos nubosos convectivos del tipo propuesto por Fritsch y Chappell (1980) según Fernández et al. (1995).
- Optimización y depuración de diversas partes del código del modelo.

Con la versión del modelo PROMES que incorpora todas las mejoras señaladas se ha realizado una serie de cuatro simulaciones mensuales de “condiciones de contorno perfectas”. Su análisis conforma la parte central de este trabajo, y de él se obtienen las siguientes conclusiones:

- Los esquemas del modelo que simulan los procesos adiabáticos de la atmósfera, es decir, de la dinámica atmosférica, funcionan con un nivel de exactitud muy alto. Como consecuencia de esto, el modelo capta la situación atmosférica de gran escala con tanta precisión como la que posean los valores introducidos por los contornos laterales.
- Para verificar esto, se ha analizado la evolución del error cuadrático medio para la temperatura, humedad y altura geopotencial en los niveles de 850 y 500 hPa. De ello se concluye que la bondad de los resultados de las simulaciones no se degrada a lo largo del periodo de simulación.
- La media mensual de la temperatura máxima a 2 metros sobre el suelo se simula con un sesgo negativo respecto a las observaciones para todos los meses. Los valores de este sesgo van desde -2.0 °C en enero hasta -3.4 °C en julio. La media mensual de la temperatura mínima a 2 metros sobre el suelo se simula con un sesgo positivo con respecto a las observaciones en los meses de enero (1.5 °C), abril (0.6 °C) y octubre (0.5 °C). La simulación del mes de julio no ofrece sesgo para esta variable. La correlación espacial entre los

valores simulados y los observados de las temperaturas del aire junto al suelo es bastante alta en todos los meses.

- En las simulaciones de los meses de enero, abril y octubre se obtienen unos valores de precipitación que mantienen un gran parecido con las observaciones. El sesgo es de signo negativo y relativamente pequeño en los tres meses, pues alcanza unos valores entre el 4% y el 18% de la precipitación observada. La correlación espacial oscila entre 0.58 y 0.69, lo cual se considera bastante satisfactorio para esta variable. La precipitación simulada para el mes de julio no se ajusta tanto a las observaciones como la de los otros meses, aunque se ha mejorado claramente con las nuevas versiones del modelo. Este resultado es normal, pues en verano el forzamiento dinámico de gran escala es débil y la predicción de la precipitación es más complicada, ya que depende en mayor medida de los flujos locales de calor y humedad entre el suelo y la atmósfera. La introducción de la parametrización de la convección húmeda profunda (esquema implícito de nubes) ha resultado decisiva para la mejora de la simulación de la precipitación. De esto se deduce que, para la resolución espacial con la que se ha trabajado (20 km), es imprescindible combinar un esquema de nubes a escala resoluble con otro a escala de sub-celdilla.

Las simulaciones de “condiciones de contorno perfectas” realizadas ofrecen unos resultados que, en conjunto, pueden calificarse como satisfactorios. Los errores detectados no son excesivamente grandes y parecen estar muy relacionados con las limitaciones de la excesivamente sencilla parametrización de los procesos superficiales que se ha utilizado.

La segunda parte de este trabajo consiste en la realización de ocho simulaciones, para las cuales se ha anidado el modelo PROMES en el modelo regional de clima utilizado en el *Hadley Centre for Climate Prediction and Research* de la *United Kingdom Meteorological Office*. El objetivo de ello se dirige a demostrar la capacidad del modelo para realizar simulaciones con condiciones iniciales y de contorno “no perfectas”, y

comparar los resultados con los del modelo en que se anida. La versión del modelo utilizada tiene dos modificaciones con respecto a la última usada en las simulaciones con “condiciones de contorno perfectas”:

- Implementación del método llamado *split-explicit* para acortar el tiempo de cálculo.
- Consideración del enfriamiento radiativo por aerosol sulfato, al igual que el modelo del Hadley Centre.

Del análisis de los resultados de las ocho integraciones se destacan las conclusiones siguientes:

- Las variables que reflejan el comportamiento del modelo al incorporar la información de gran escala, aunque tienen un comportamiento aceptable, presentan algunas deficiencias. Esto se debe a algunas carencias del esquema de condiciones de contorno que se ven amplificadas por la utilización del método *split-explicit*.
- Las temperaturas máxima y mínima a 2 metros sobre el suelo ofrecen un comportamiento análogo al que se observó en las simulaciones de “condiciones perfectas”.
- Las precipitaciones obtenidas por el modelo PROMES tienen una calidad similar a las del modelo del *Hadley Centre*, aunque parece que el primer modelo ofrece unos valores más cercanos a los climatológicos en las dos submesetas y la región mediterránea de la Península Ibérica.

En resumen, las versiones más “depuradas” del modelo regional de clima PROMES muestran poseer una capacidad satisfactoria para la realización de simulaciones de larga duración y de alta resolución espacial sobre la Península Ibérica. Por consiguiente, dicho modelo está preparado para realizar simulaciones climáticas (multianuales) tras incorporar una parametrización de suelo más precisa e introducir ciertos ajustes en los esquemas de condiciones de contorno. Ambos requisitos se están completando en la actualidad, tras lo cual se tiene previsto utilizar el modelo PROMES para llevar a cabo diversos experimentos de impacto climático regional en la Península Ibérica a lo largo de los tres próximos años. Asimismo, se va a preparar el código

informático del modelo para que pueda ser ejecutado en ordenadores con procesadores en paralelo, lo que acortará de forma muy notable el tiempo de cálculo necesario para realizar simulaciones climáticas de mayor duración y, eventualmente, permitirá incorporar esquemas de parametrización de procesos físicos más sofisticados que se desarrollen en el futuro.

REFERENCIAS

- Anthes, R. A., E.-Y. Hsie y Y.-H. Kuo, 1987: Description of the Penn State/NCAR Mesoscale Model Version 4 (MM4). *NCAR Technical Note - 282*. NCAR, Boulder, CO 80307.
- Anthes, R. A. y T. T. Warner, 1978: Development of hydrodynamic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1045-1068.
- Arya S.P.S., 1988: *Introduction to micrometeorology*, Academic Press, 307 pág.
- Bárdossy A. y E. J. Plate, 1992: Space-time models for daily rainfall using atmospheric circulation patterns, *Water Resour. Res.*, **28**, 1247-1259.
- Behforooz, G., 1992: The not-a-knot piecewise interpolatory cubic polynomial. *Appl. Math. Comput.*, **52**, 29-35.
- Benjamin, S. G. y T. N. Carlson, 1986: Some effects of surface heating and topography on the regional severe storm environment. Part I: Three-dimensional simulations. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 307-329.
- Bermejo, R. y A. Staniforth, 1992: The conversion of semi-lagrangian advection schemes to quasi-monotone schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2622-2632.
- Blackadar, A. K., 1976: Modeling the nocturnal boundary layer. *Proceedings of the Third Symposium on Atmospheric Turbulence, Diffusion and Air Quality*, American Meteorological Society, Boston, 46-49.
- Blackadar, A. K., 1978: Modeling pollutant transfer during daytime convection. *Preprints, Fourth Symposium on Atmospheric Turbulence, Diffusion and Air Quality*, American Meteorological Society, 443-447.

- Boer G. J. y M. Lazare, 1988: Some results concerning the effect of horizontal resolution and gravity wave drag on simulated climate. *J. Climate*, **1**, 789-806.
- Brière, S., 1982: Nonlinear normal mode initialization of a limited area model. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1166-1186.
- Budyko, M. I. y Y. S. Sedunov, 1990: Anthropogenic climate changes. *Climate and Development*. H.J. Karpe y D. Otten, Eds., 270-284, Springer-Verlag, New York.
- Castro, M., C. Fernández y M. A. Gaertner, 1993: Description of a mesoscale atmospheric numerical model. *Mathematics, Climate and Environment*, J.I. Díaz y J. L. Lions, Eds., Recherches en Mathematics Appliques Ser. Mason., 230-253.
- Christensen et al., 1997:
- Cohen, S. J., 1990: Bringing the global warming issue closer to home: The challenge of regional impact studies. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 520-526.
- Courtier, P. y J. F. Geleyn, 1988: A global numerical weather prediction model with variable resolution: application to the shallow water equation. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **114**, 1321-1346.
- Cubash, U., J. Waszkewitz, G. Hegerl y J. Perlwitz, 1995: Regional climate changes as simulated in time-slice experiments. *Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report 153*, 40 pág., Hamburgo, Alemania.
- Davies, H. C., 1976: A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 405-418.

- Davies, H. C., 1983: Limitations of some common lateral boundary schemes used in regional NWP models. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1002-1012.
- De Boor, C. R., 1984: Convergence of cubic spline interpolation with the not-a-knot conditions. Mathematics Research Center Preprint, University of Wisconsin, Madison, Wisconsin, EEUU.
- Déqué, M., C. Dreveton, A. Braun y D. Cariolle, 1994: The ARPEGE-IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling. *Clim. Dyn.*, **10**, 249-266.
- Dickinson, R.E., R.M. Errico, F. Giorgi y G. T. Bates, 1989: A regional climate model for the western U.S. *Climatic Change*, **15**, 383-422.
- Doms, G. 1990: Some physical/numerical aspect of the Europa-Modell. *LAM Newsletter No. 19*, 187-199.
- Estoque, M. A., 1968: Vertical mixing due to penetrative convection. *J. Atmos. Sci.*, **25**, 1046-1051.
- Fernández, C. y M. Castro, 1991: The influence of soil characteristics on the development of the planetary boundary layer. *Física de la Tierra, núm. 3*, Ed. Universidad Complutense, Madrid, 159-178.
- Fernández, C., 1992: Desarrollo y aplicación de un modelo bidimensional para la simulación numérica de la atmósfera a mesoescala. Tesis doctoral. Departamento de Física de la Tierra Astronomía y Astrofísica I, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid.

- Fernández, C., M. A. Gaertner, C. Gallardo y M. Castro, 1995: Simulation of a long-lived meso- β scale convective system over the Mediterranean coast of Spain. Part I: Numerical predictability. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **56**, 157-179.
- Fernández, C., M. A. Gaertner, C. Gallardo y M. Castro, 1997: Simulation of a long-lived meso- β scale convective system over the Mediterranean coast of Spain. Part II: Sensitivity to external forcings. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **62**, 179-200.
- Fritsch, J. M. y C. F. Chappell, 1980: Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: Convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1722-1733.
- Gadd, A. J., 1978: A split explicit integration scheme for numerical weather prediction. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **104**, 569-582.
- Gaertner, M. A. y C. Fernández, 1992: Análisis de los mecanismos de forzamiento de ondas de montaña mediante un modelo numérico bidimensional. Memoria del I Congreso iberoamericano de meteorología, Vol. I, 155-162.
- Gaertner, M. A., 1994: Aplicación de un modelo numérico de predicción meteorológica a la simulación de flujos atmosféricos a mesoescala en la zona centro de la Península Ibérica. Tesis doctoral. Departamento de Física de la Tierra Astronomía y Astrofísica I, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid.
- Geleyn, J. F., 1988: Interpolation of wind, temperature and humidity values from model levels to height of measurement. *Tellus*, **40A**, 347-351.
- Giorgi, F. y G. T. Bates, 1989: On the climatological skill of a regional model over complex terrain. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2325-2347.

- Giorgi, F., G. T. Bates, R.M. Errico y R. E. Dickinson, 1989: Modeling the climate of the western United States with a limited area model coupled to a general circulation model. *Proc., Sixth Conf. on Applied Climatology*, Charleston, 201-208.
- Giorgi, F., 1990: Simulation of a regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *J. Climate*, **3**, 941-963.
- Giorgi, F, M. R. Marinucci y G. Visconti, 1990: Use of a limited area model nested in a general circulation model for regional climate simulation over Europe. *J. Geophys. Res.*, **95/D11**, 18413-18431.
- Giorgi, F, 1991: Sensitivity of simulated summertime precipitation over western United States to different physics parametrizations. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2870-2888.
- Giorgi, F, M. R. Marinucci y G. Visconti, 1992: A 2xCO₂ climate change scenario over Europe generated using a limited area model nested in a general circulation model. II: Climate change scenario. *J. Geophys. Res.*, **97**, 10011-10028.
- Giorgi, F, G. T. Bates y S. J. Nieman, 1993a: The multiyear surface climatology of a regional atmospheric model over the western United States. *J. Climate*, **6**, 75-95.
- Giorgi, F, M. R. Marinucci y G. T. Bates, 1993b: Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part I: Boundary-layer and radiative transfer processes. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2794-2813.
- Giorgi, F, M. R. Marinucci, G. T. Bates y G. De Canio, 1993c: Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2814-2832.

- Giorgi, F, C. S. Brodeur y G. T. Bates, 1994: Regional climate change scenarios over the United States produced with a nested regional climate model. *J. Climate*, **7**, 374-399.
- Grotch, S. L. y M. C. MacCracken, 1991: The use of general circulation models to predict regional climate change. *J. Climate*, **4**, 286-303.
- Haltiner, G. J. y R. T. Williams, 1980: *Numerical Prediction and Dynamic Meteorology*. John Wiley & Sons, Inc., New York, 477 pgs.
- Heimann, D., 1986: Estimation of regional surface layer wind field characteristics using a three-layer mesoscale model. *Beit. Phys. Atmos.*, **59**, 518-537.
- Hoinka, K. P., 1985: A comparison of numerical simulations of hydrostatic flow over mountains with observations. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 719-735.
- Holton, J. R., 1979: *An Introduction to Dynamic Meteorology*. 2ª Edición. Academic Press, 391 pág.
- Hsie, E.-Y. R. A. Anthes y D. Keyser, 1984: Numerical simulation of frontogenesis in a moist atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2581-2594.
- IPCC, 1990: *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment*, J. T. Houghton, G. J. Jenkins y J. J. Ephraums, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido, 365 pág.
- IPCC, 1992: *Climate Change 1992: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment*, J. T. Houghton, B. A. Callander y S. K. Varney, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido, 198 pág.

- IPCC, 1994: *Climate Change 1994: Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios*, J. T. Houghton, L. G. Meira Filho, J. Bruce, Hoesung Lee, B. A. Callander, E. Haites, N. Harris y K. Maskell, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido, 339 pág.
- IPCC WGI, 1995: *Climate Change 1995 - The Science of Climate Change: Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, J. T. Houghton, L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg y K. Maskell, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido.
- Janjic, Z. I., 1977: Pressure gradient force and advection scheme used for forecasting with steep and small scale topography. *Beitr. Phys. Atmos.*, **50**, 186-199.
- Janjic, Z. I., 1979: Numerical problems related to steep mountains in sigma-coordinates. Workshop on mountains and numerical weather prediction, ECMWF, 20-22 junio 1979, pág. 48-88.
- Jones, R., J. M. Murphy y M. Noguer, 1995: Simulation of climate change over Europe using a nested regional climate model. Part I: Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundary conditions. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **121**, 1413-1449.
- Karl, T. R., W. C. Wang, M. E. Schlesinger, R. W. Knight y D. Portman, 1990: A method of relating general general circulation model simulated climate to the observed local climate. Part I: Seasonal Statistics. *J. Climate*, **3**, 1053-1079.
- Kim, J. W., J. T. Chang, N. L. Baker, D. S. Wilks y W. L. Gates, 1984: The standard problem of climate inversion: Determination of the relationship between local and large scale climate. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2069-2077.

- Klein, W. H. y J. E. Walsh, 1983: A comparison of pointwise screening an EOF in specifying monthly surface temperature from 700 mb data. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 669-673.
- Klein, W. H. y H. J. Bloom, 1987: Specification of monthly precipitation over USA from surrounding 700 mb height field. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2118-2132.
- Klemp, J. B. y D. K. Lilly, 1978: Numerical simulation of hydrostatic mountain waves. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 78-107.
- Koehler, T. L., 1977: A test of seven methods which perform grid observations interpolations. *Meteorological Applications of Satellite Indirect Soundings II*, NOAA grant 04-4-158-2, University of Wisconsin, 55-65.
- Lynch, P. y X.-Y. Huang, 1992: Initialization of the HIRLAM model using a digital filter. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1019-1034.
- Mahrer, Y. y R. A. Pielke, 1977: The effects of topography on sea breezes in a two-dimensional numerical model. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1151-1162.
- Mahrer, Y. y R. A. Pielke, 1978: A test of an upstream spline interpolation technique for the advective terms in a numerical mesoscale model. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 818-830.
- Majewski, D., 1985: Balanced initial and boundary values for a limited area model. *Beitr. Phys. Atm.*, **58**, 147-159.
- Marchuk G. I., 1967: *Métodos de cálculo en el pronóstico del tiempo*. Ed. Hidrometeorologica, Leningrado, pág 356.

- Marinucci , M. R., F. Giorgi, 1992: A 2xCO₂ climate change scenario over Europe generated using a limited area model nested in a general circulation model. I: Present day simulation. *J. Geophys. Res.*, **97**, 9989-10009.
- McNider, R.T. y R. A. Pielke, 1981: Diurnal boundary-layer development over sloping terrain. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2198-2212.
- Mesinger, F. y A. Arakawa, 1976: *Numerical methods used in atmospheric models*, GARP Publication Series No. 17, WMO/ICSU, 64 pgs.
- Mesinger, F., 1991: Vertical discretization and coordinate systems. In Seminar Proceedings: Numerical methods in atmospheric models, ECMWF, 9-13 septiembre 1991, Vol. I, pág. 273-302.
- Mitchell, J. F. B., R. A. Davis, W. J. Ingram y C. A. Senior, 1995: On surface temperature, greenhouse gases, and aerosols: Models and observations. *J. Climate*, **8**, 2364-2386.
- Monin, A. S. y A. M. Obukhov, 1954: The main features of turbulent mixing in the surface atmospheric layer. *Trudy Inst. Geophys. Acad. Sci. USSR*, **24**, 163-187.
- Noguer, M., 1996: Aplicación de un modelo regional de clima sobre Europa: Análisis de los efectos de los errores sistemáticos en las condiciones de contorno. Tesis doctoral. Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid.
- Noilhan J. y S. Platon, 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536-549.
- Oliger, J. y A. Sundström, 1978: Theoretical and practical aspects of some boundary value problems in fluid dynamics. *SIAM J. Appl. Math.*, **35**, 419-446.

- Paegle, J. W. G. Zdunkowski y R. M. Welch, 1976: Implicit differencing of predictive equations of the boundary layer. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1321-1324.
- Peixoto, J. P. y A. H. Oort, 1992: *Physics of climate*, American Institute of Physics, 520 pág.
- Phillips, N. A., 1957: A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. *J. Meteor.*, **14**, 184-185.
- Pielke, R. A., 1984: *Mesoscale Meteorological Modeling*, Academic Press, 612 pgs.
- Portela, A. y M. Castro, 1991: Primera aproximación a una climatología de las depresiones térmicas en la Península Ibérica. *Rev. de Geofísica*, **47**, 205-215.
- Portela, A. y M. Castro, 1996: Summer thermal lows in the Iberian peninsula: A three-dimensional simulation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **122**, 1-22.
- Robinson, P. J. y P. L. Finkelstein, 1991: The development of of impact-oriented climate scenarios. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **72**, 481-490
- Sasamori, T., 1972: A linear harmonic analysis of atmospheric motion with radiative dissipation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **50**, 505-517.
- Senior, C., 1995: The dependence of climate sensitivity on the horizontal resolution of a GCM. *J. Climate*, **8**, 2860-2880.
- Shapiro, R., 1970: Smoothing, filtering and boundary effects. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **8**, 359-387.
- Shuman, F. G. y J. B. Hovermale, 1968: An operational six-layer primitive equation model. *J. Appl. Meteor.*, **7**, 525-547.

- Skamarock, W. C. y J. B. Klemp, 1992: The stability of time-split numerical methods for the hydrostatic and nonhydrostatic elastic equations. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2109-2127.
- Smagorinsky, J., S. Manabe y J. L. Holloway, Jr., 1965: Numerical results from a nine-level general circulation model of the atmosphere. *Mon. Wea. Rev.*, **93**, 727-768.
- Stephens, G. L., 1978a: Radiation profiles in extended water clouds. I: Theory. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 2111-2122.
- Stephens, G. L., 1978b: Radiation profiles in extended water clouds. II: Parameterization schemes. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 2123-2132.
- Stephens, G. L., G. W. Paltridge y C. M. R. Platt, 1978: Radiation profiles in extended water clouds. III: Observations. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 2133-2141.
- Storch, H. von, E. Zorita y U. Cubash, 1993: Downscaling of global climate change estimates to regional scales: an application to Iberian rainfall in wintertime. *J. Climate*, **6**, 1161-1171.
- Sundquist, H., 1979: Initialization in presence of mountains. Workshop of mountains and numerical weather prediction, ECMWF, 20-22 junio 1979, pág. 15-27.
- Terjung, W. H., D. M. Livermann y J. T. Hayes, 1984: Climatic change and water requirements for grain corn in the North America great plains. *Clim. Change*, **6**, 192-220.
- Vukicevic, T. y R. M. Errico, 1990: The influence of artificial and physical factors upon predictability estimates using a complex limited-area model. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1460-1482.

- Walsh, K. y J. L. McGregor, 1995: January and July simulations over the Australian region using a limited-area-model. *J. Climate*, **8**, 2387-2403.
- Washington, W. L. y C. L. Parkinson, 1986: *An Introduction to Three-Dimensional Climate Modeling*. Oxford University Press, New York, 422 pág.
- Washington, W. M. y G. A. Meehl, 1989: Climate sensitivity due to increased CO₂: experiments with a coupled atmosphere and ocean general circulation model. *Clim. Dyn.*, **3**, 1-38.
- Webb, T. y T. M. L. Wigley, 1985: *What past climates can indicate about a warmer world. Projecting the climate effect of increasing carbon dioxide*, M. C. MacCracken y F. M. Luther, Eds., U.S. Department of Energy, Report DOE/ER-0237: 237-257. Washington D.C.
- Wigley, T. M. L., D. Jones, P. M. Kelly, 1986: Empirical climate studies in the greenhouse effect climatic change and ecosystems. *Scope*, **29**, 271-322, B. Bolin et al., Eds., John Wiley, New York.
- Wigley, T. M. L., P. D. Jones, K.R. Briffa y G. Smith, 1990: Obtaining sub-grid-scale information from coarse-resolution general circulation model output. *J. Geophys. Res.*, **95/D2**, 1943-1953.
- Wiscombe, W. J. y G. W. Grams, 1976: The backscattered fraction in two-stream approximations. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2440-2451.
- Zhang, D.-L. y R. A. Anthes, 1982: A high resolution model of the planetary boundary layer - Sensitivity test and comparisons with SESAME-79 data. *J. Appl. Meteor.*, **21**, 1594-1609.