



ABRIR CAPÍTULO 4

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 $2\times\text{CO}_2$ ”, llueve algo más en la zona cantábrica en el PROMES pero en el resto no hay diferencias reseñables (figura 5.45).

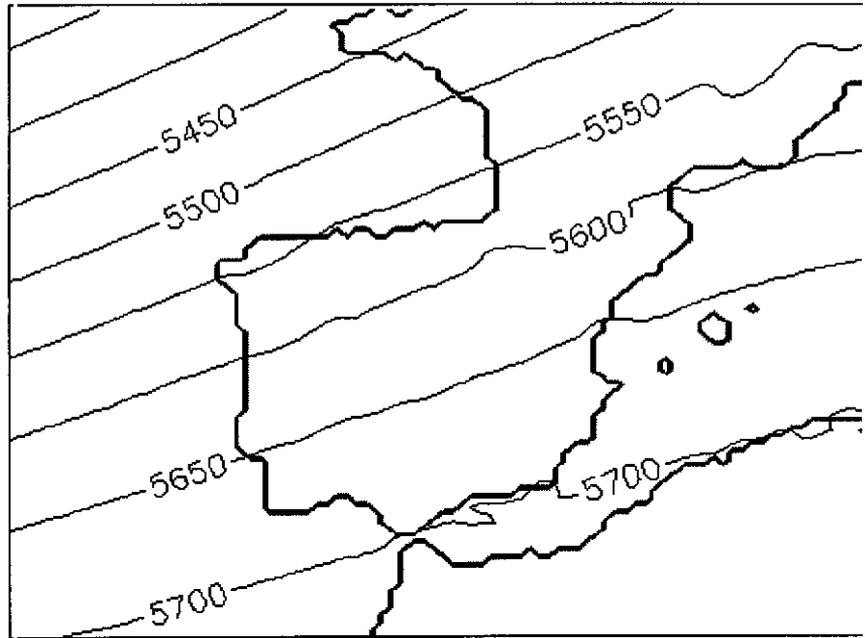
En el mes de abril, la simulación de “clima actual” (figura 5.42) del modelo PROMES da más precipitación en la costa atlántica y en las principales cadenas montañosas, mientras que es más seco en las regiones próximas al Mediterráneo.

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×CO₂” 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×CO₂” 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×CO₂” (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)

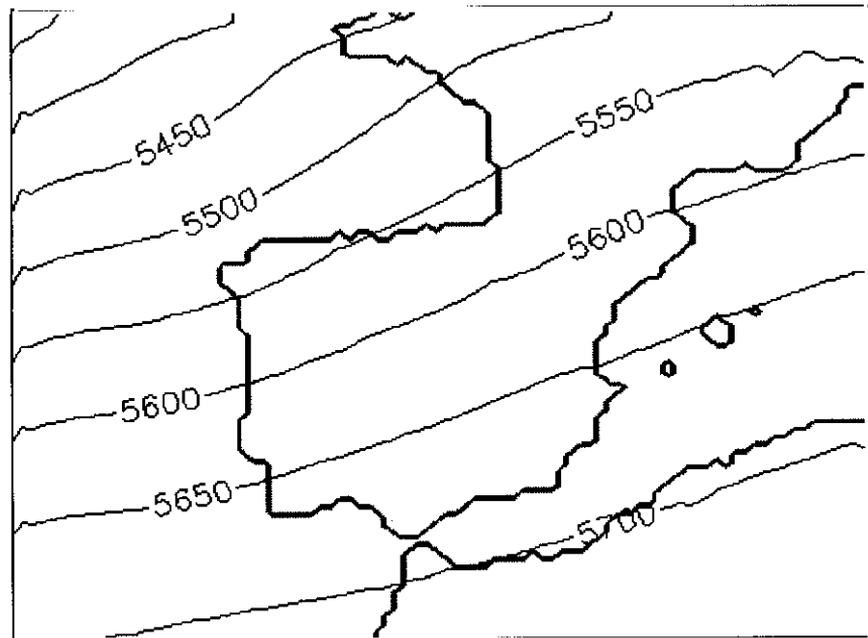
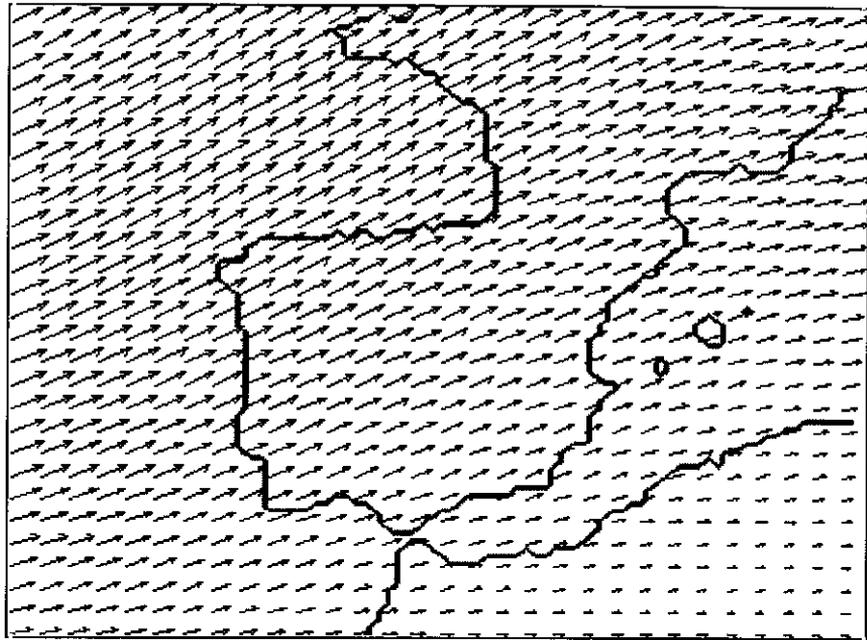


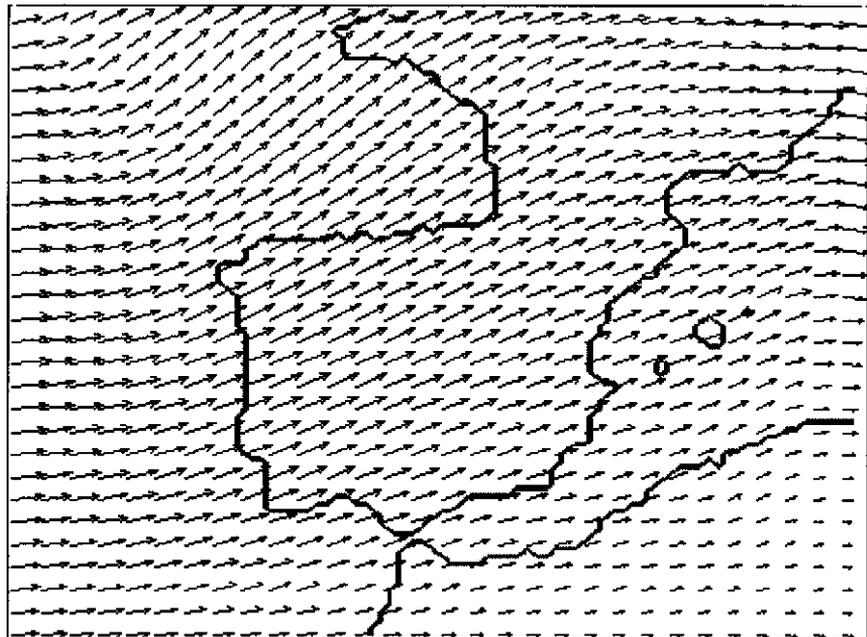
Figura 5.1. Altura geopotencial (m) en el nivel de 500 hPa para el mes de enero del 2022 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 35.5

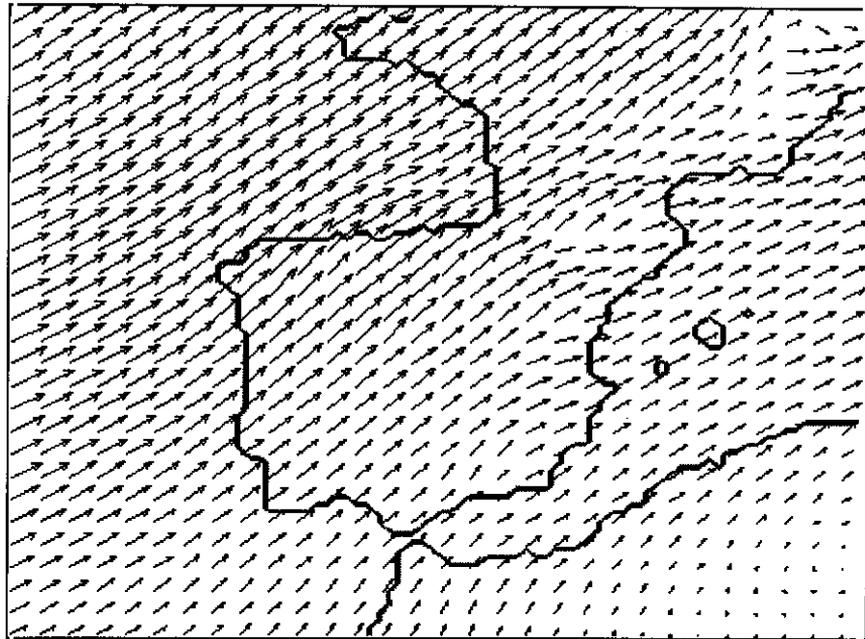
b)



→ 30.6

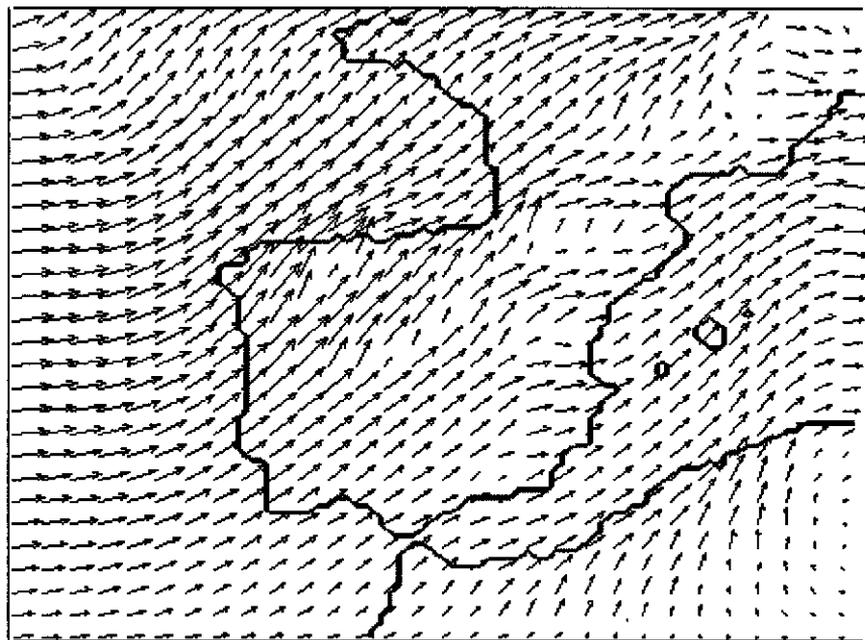
Figura 5.2. Viento (m/s) en el nivel de 500 hPa para el mes de enero del 2022 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 21.9

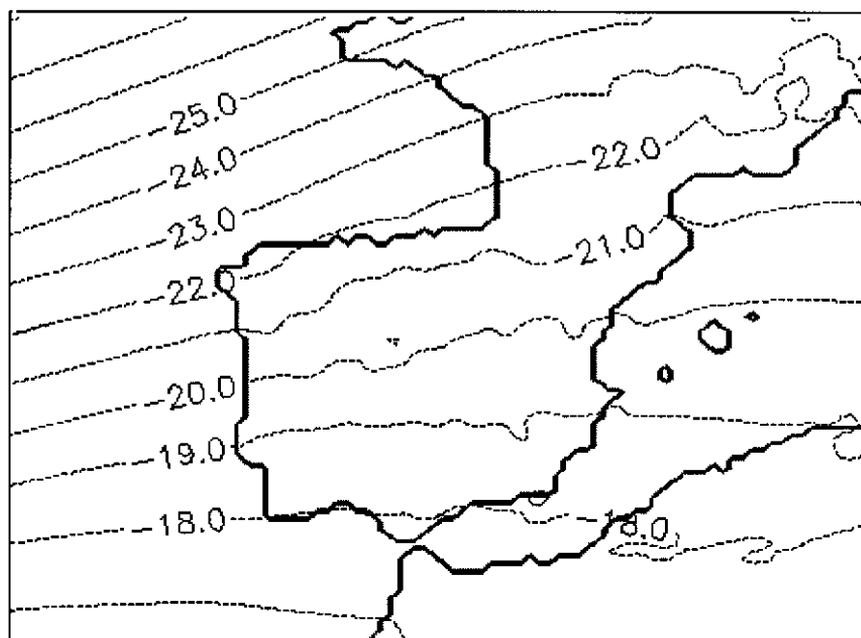
b)



→ 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)

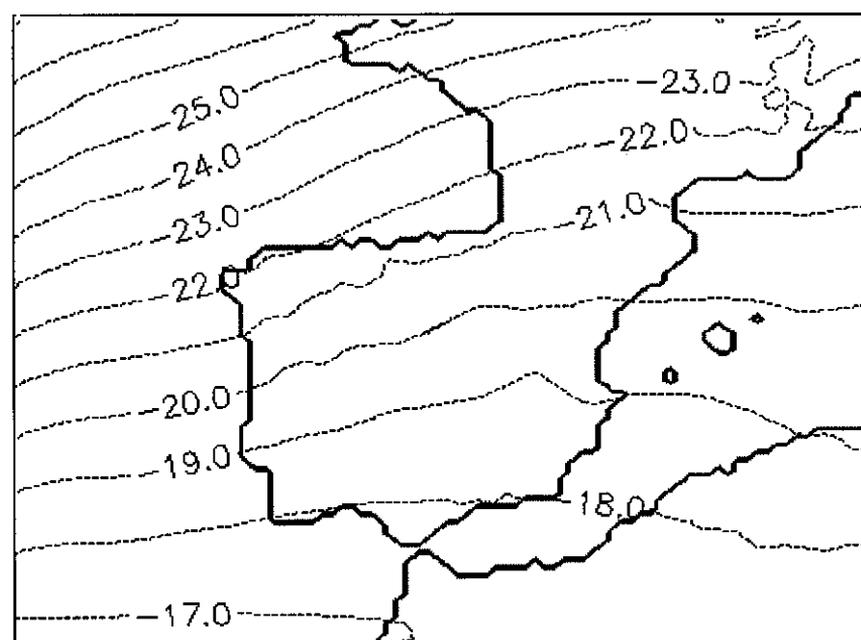
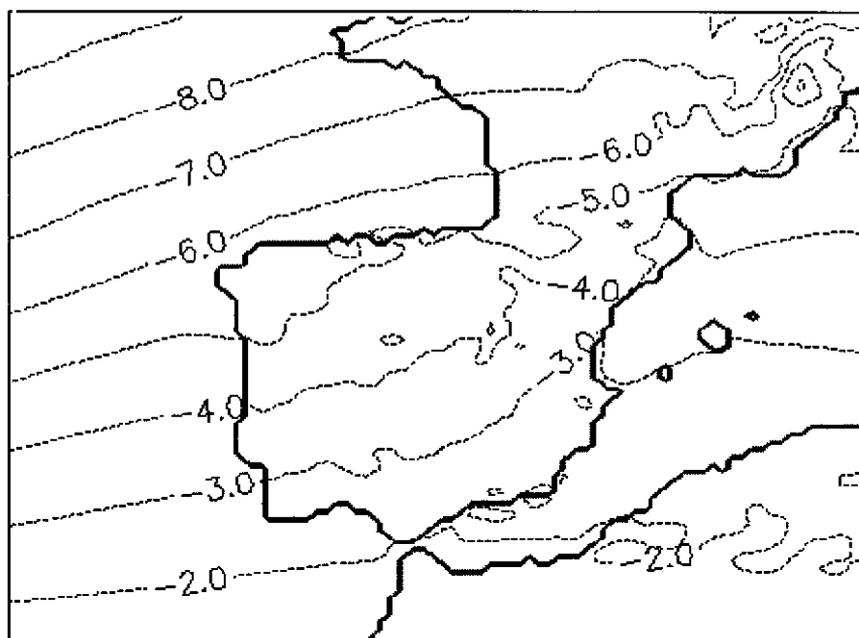


Figura 5.4. Temperatura (C) en el nivel de 500 hPa para el mes de enero del 2022 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

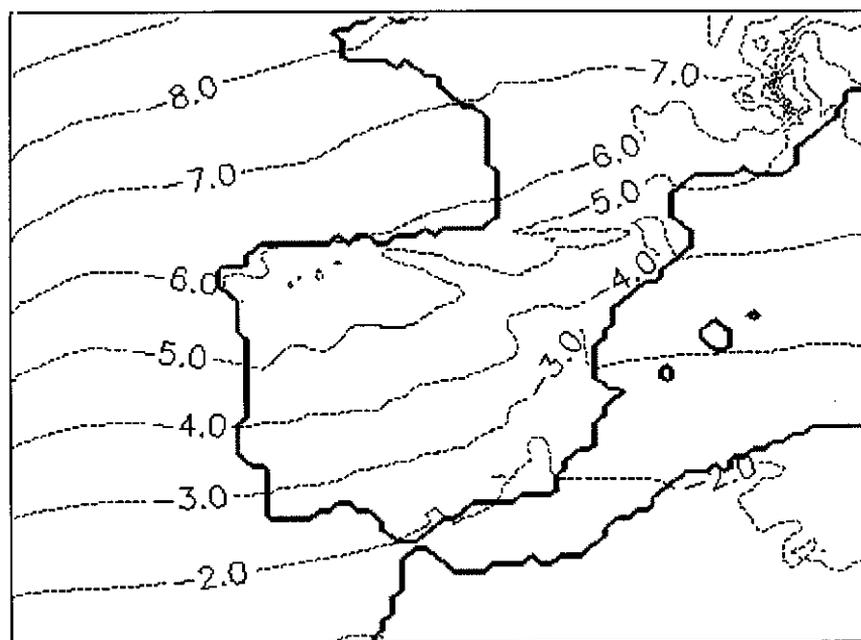
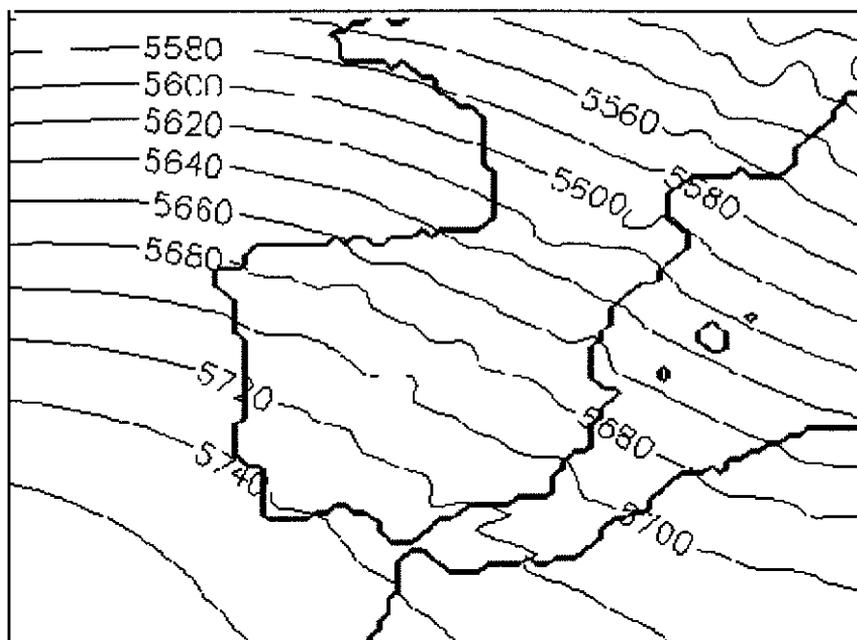


Figura 5.5. Temperatura (C) en el nivel de 700 hPa para el mes de enero del 2022 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

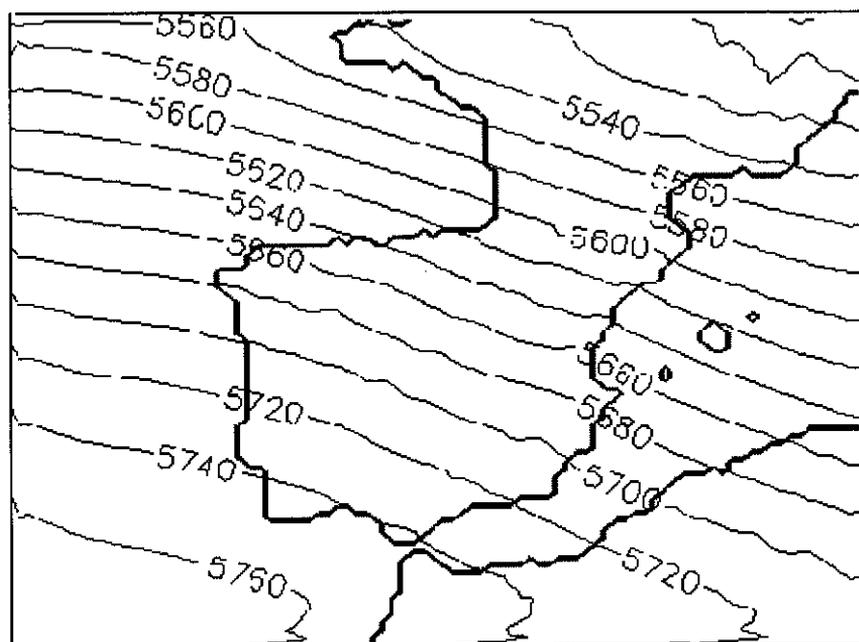
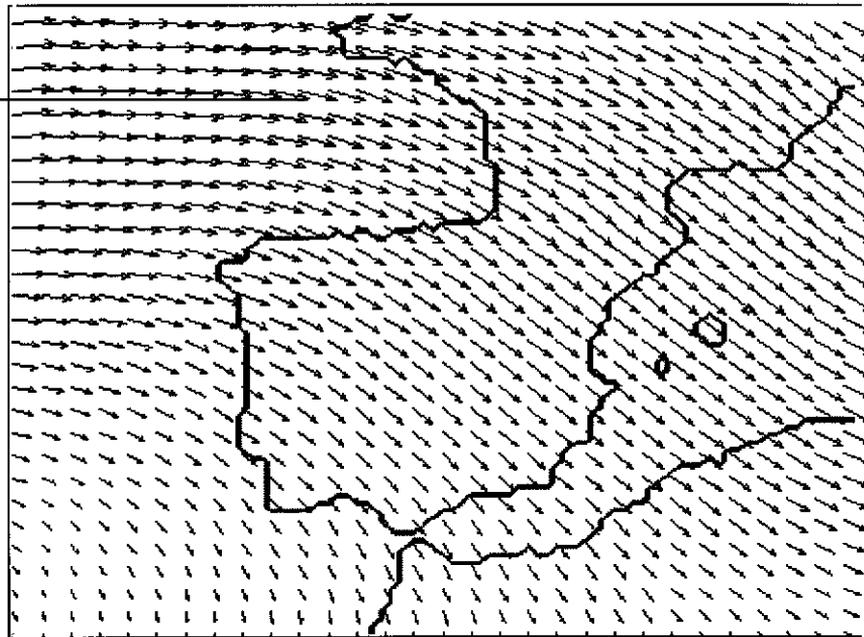


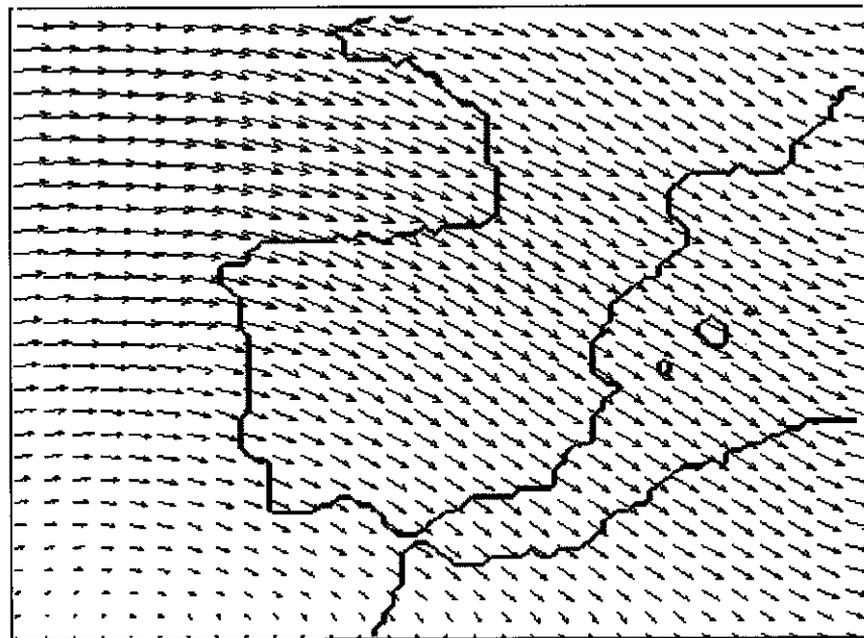
Figura 5.6. Altura geopotencial (m) en el nivel de 500 hPa para el mes de enero del 2022 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 27.6

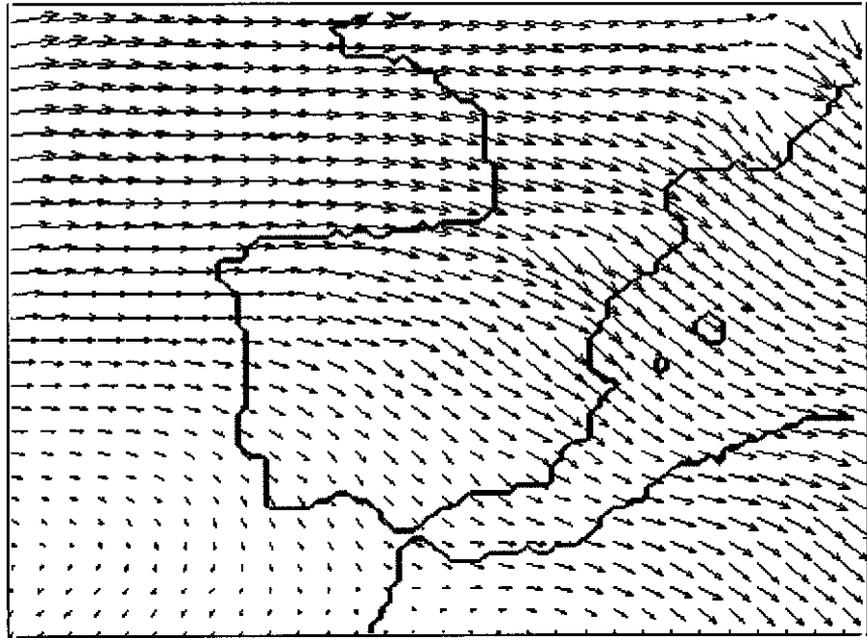
b)



→ 30.1

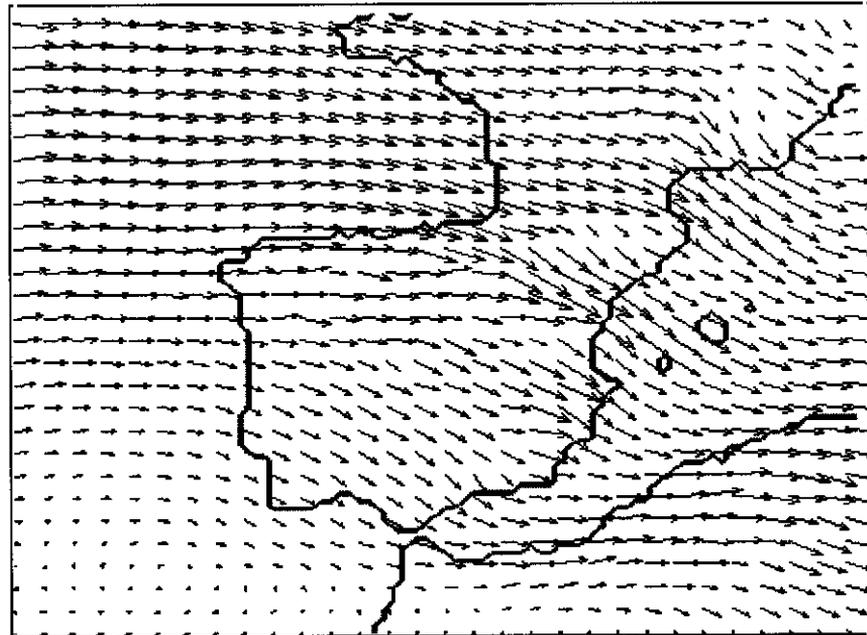
Figura 5.7. Viento (m/s) en el nivel de 500 hPa para el mes de enero del 2022 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 17.8

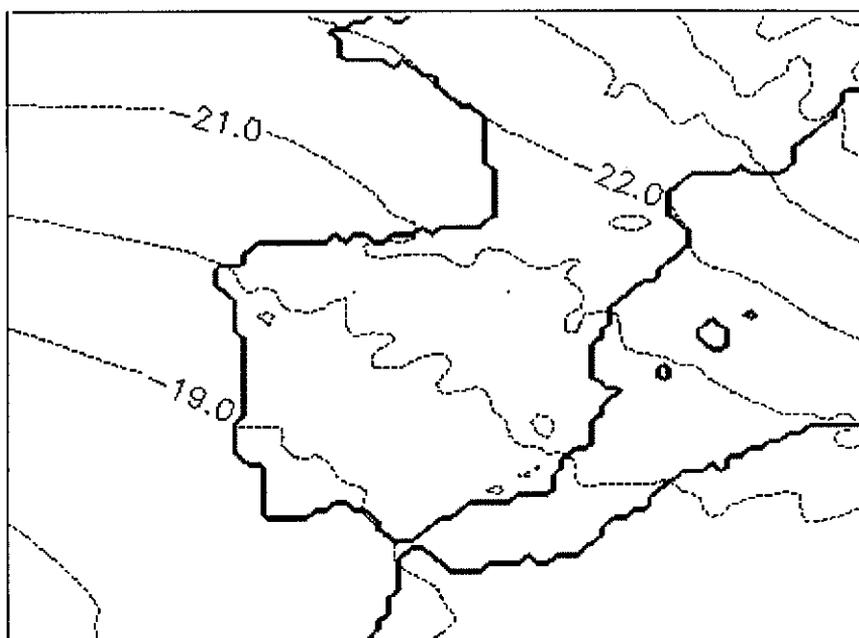
b)



→ 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)

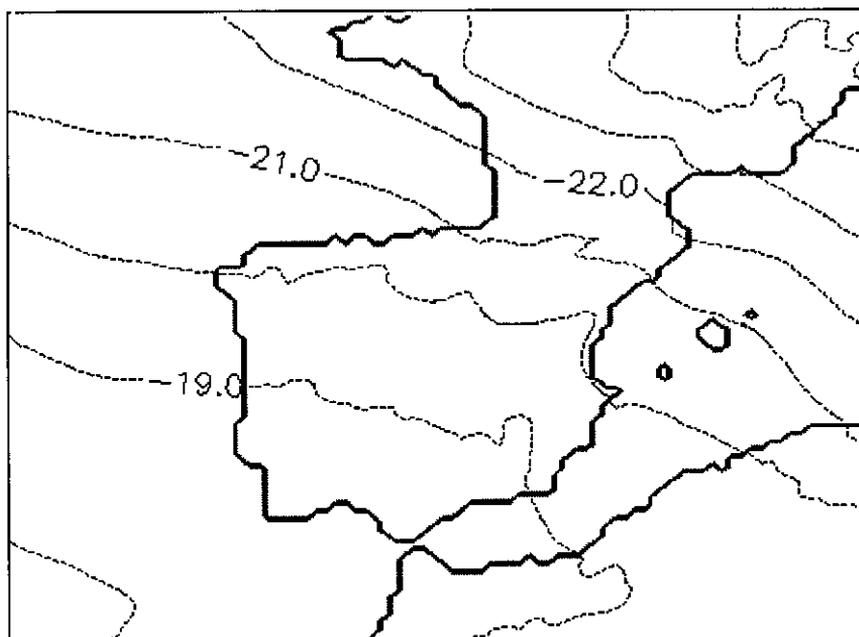
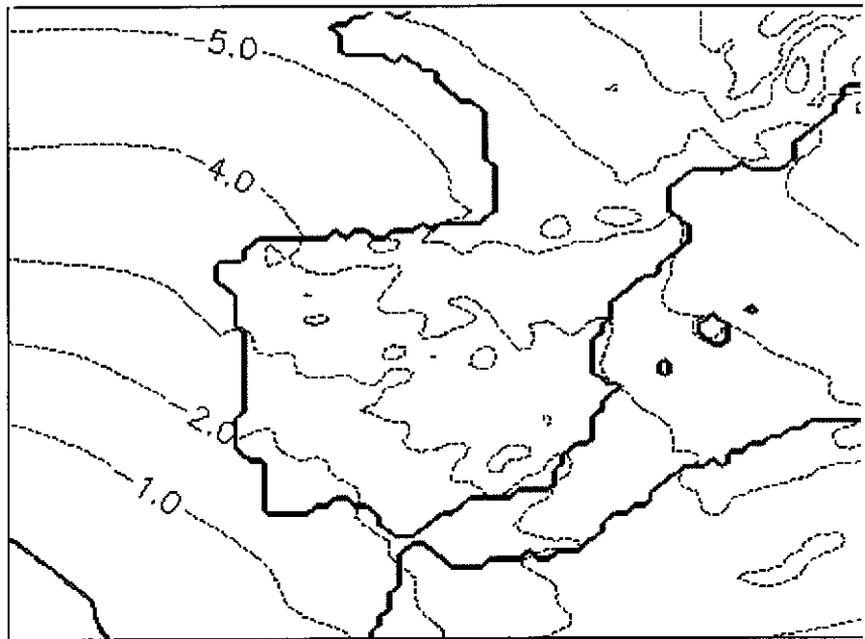


Figura 5.9. Temperatura (C) en el nivel de 500 hPa para el mes de enero del 2022 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

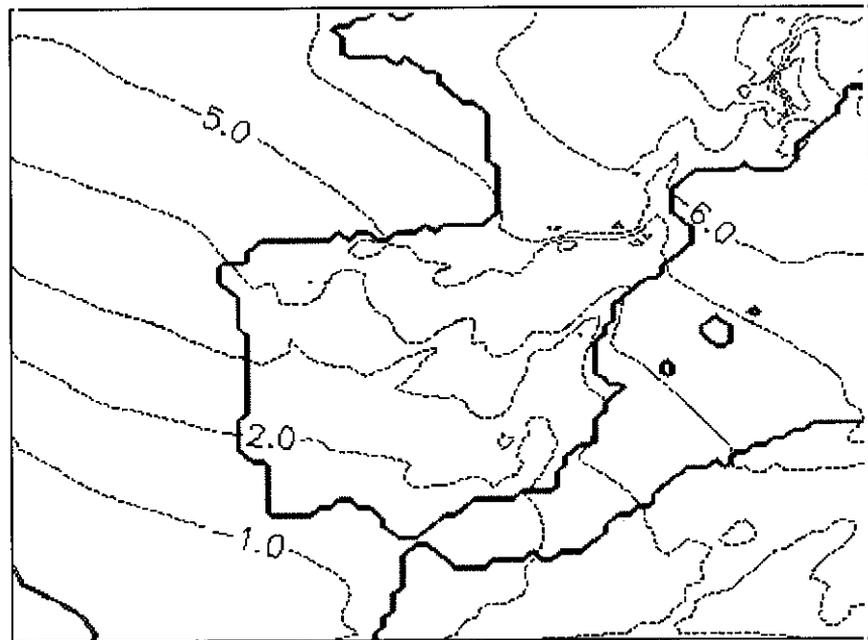
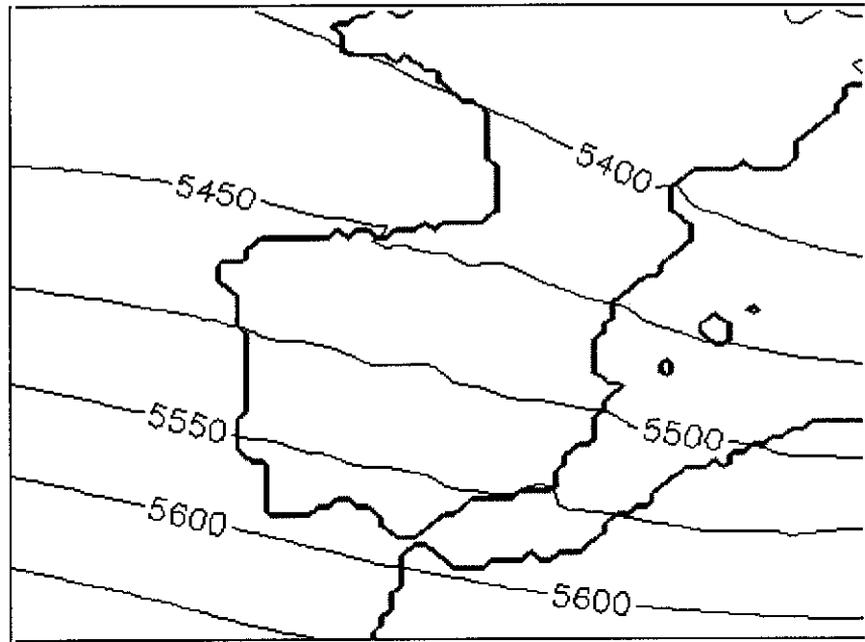


Figura 5.10. Temperatura (C) en el nivel de 700 hPa para el mes de enero del 2022 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

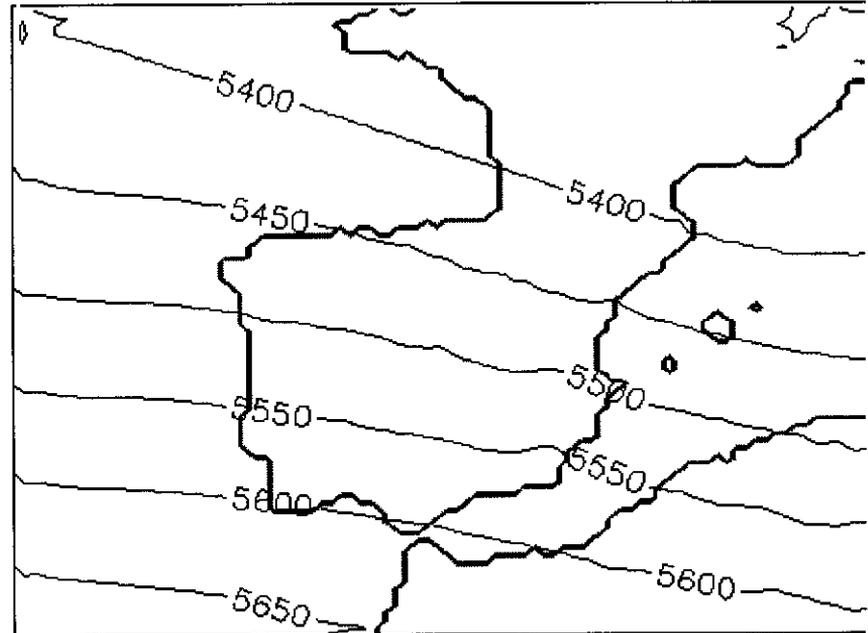
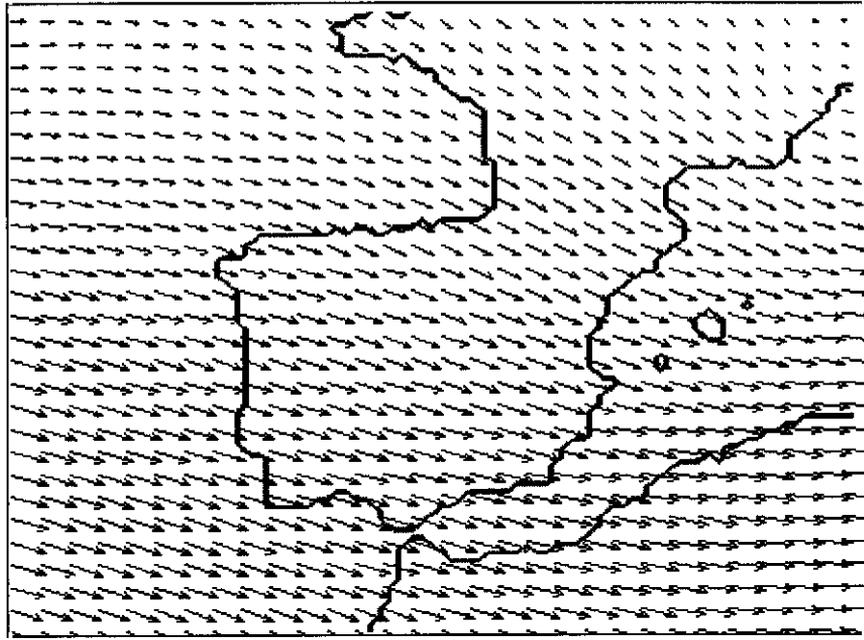


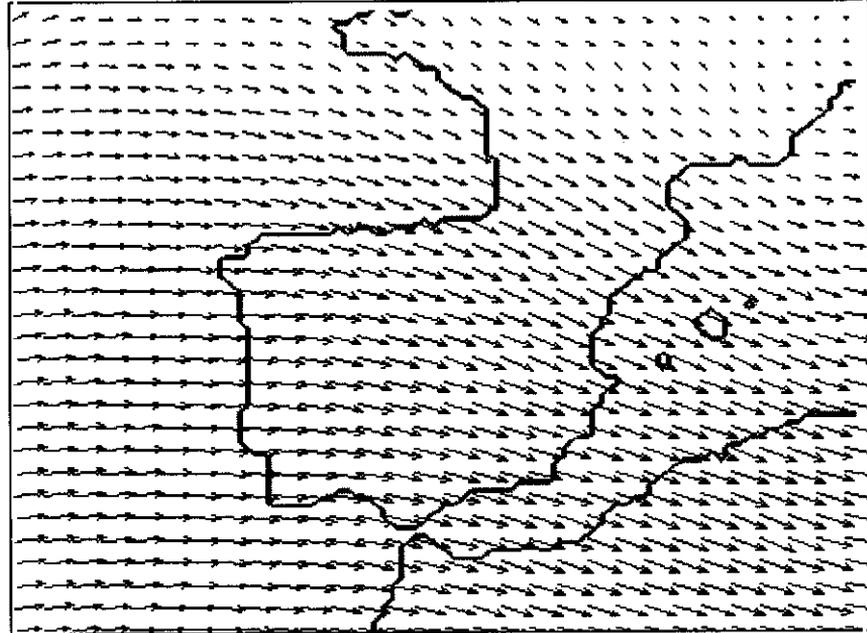
Figura 5.11. Altura geopotencial (m) en el nivel de 500 hPa para el mes de abril del 2022 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 33.8

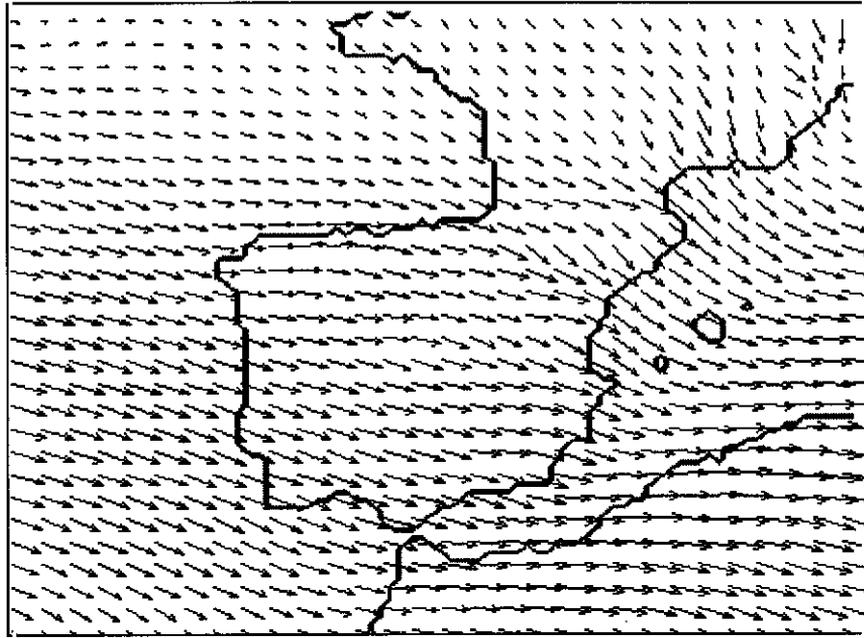
b)



→ 37.9

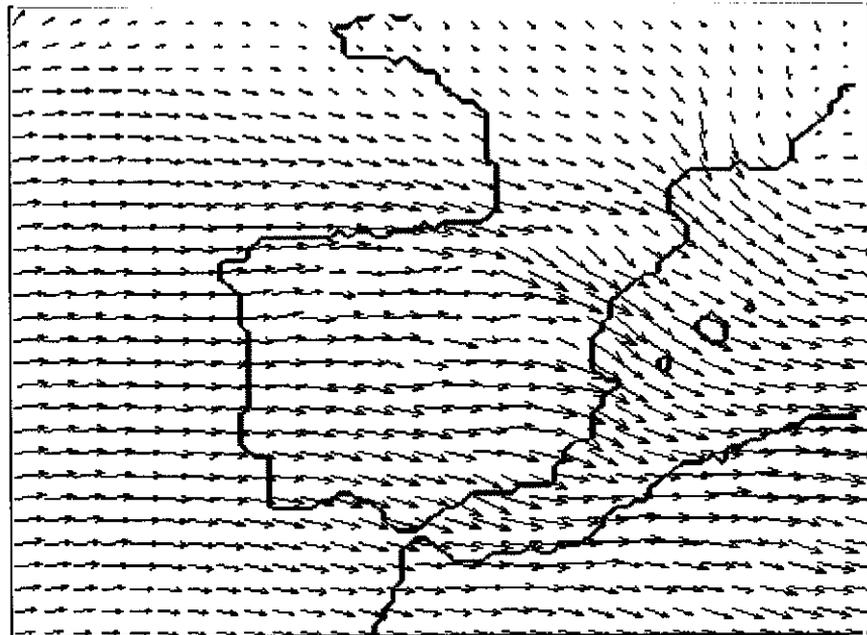
Figura 5.12. Viento (m/s) en el nivel de 500 hPa para el mes de abril del 2022 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 19.7

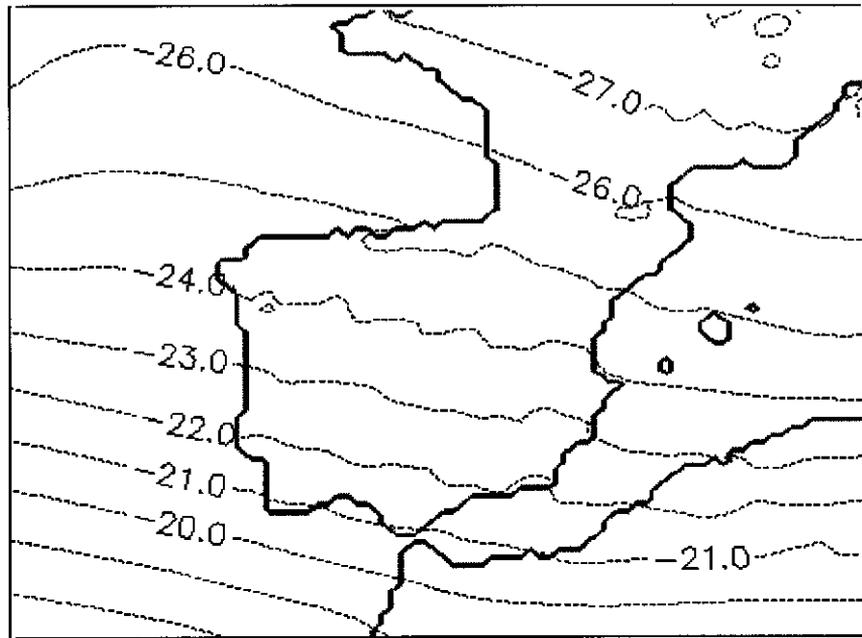
b)



→ 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)

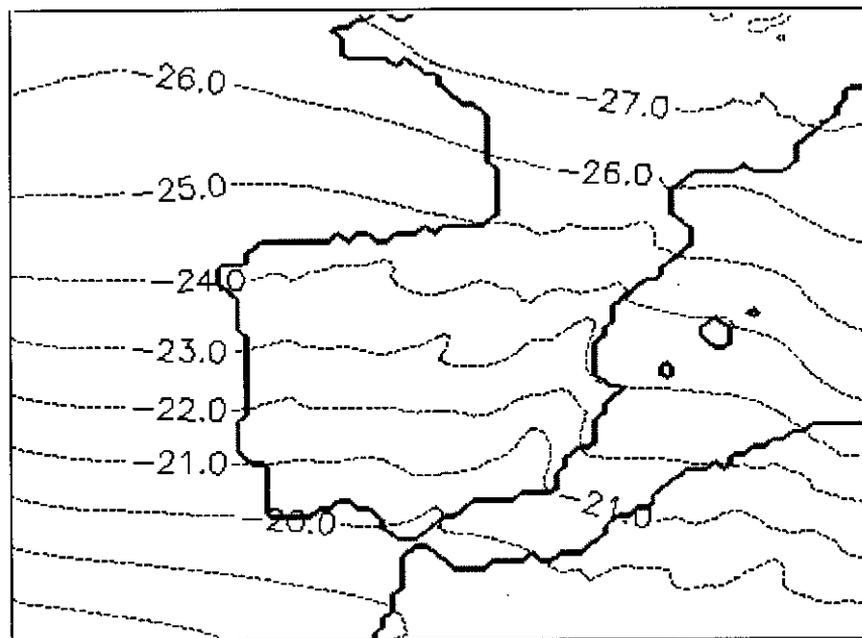
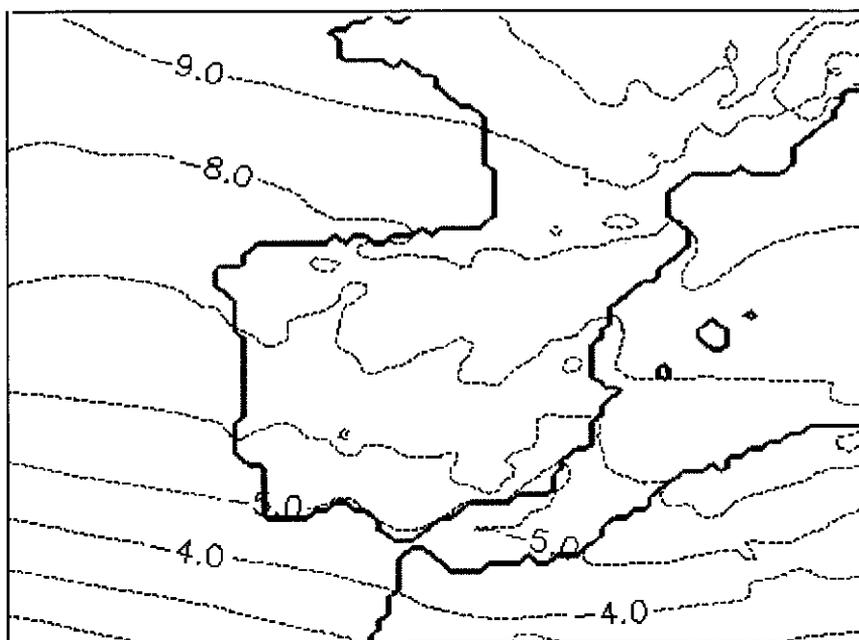


Figura 5.14. Temperatura (C) en el nivel de 500 hPa para el mes de abril del 2022 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

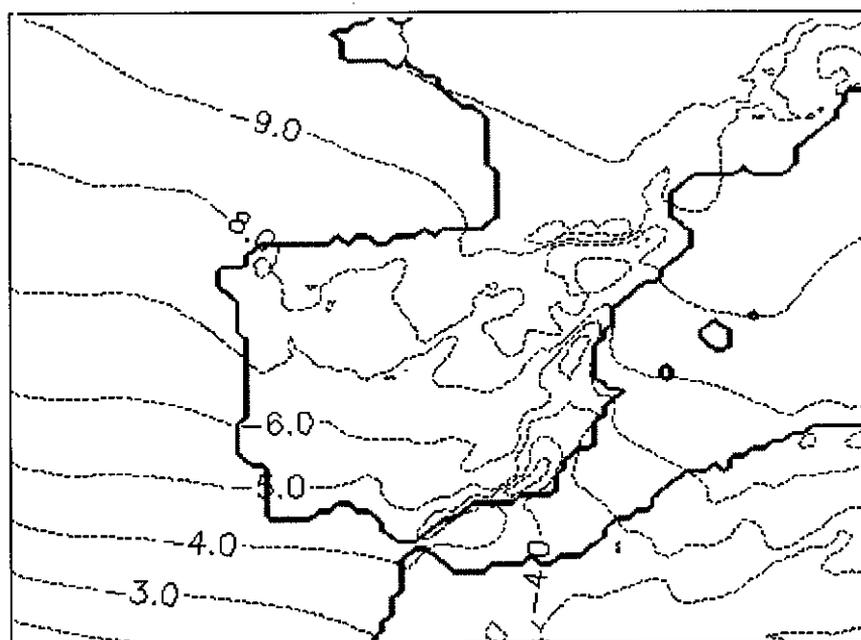
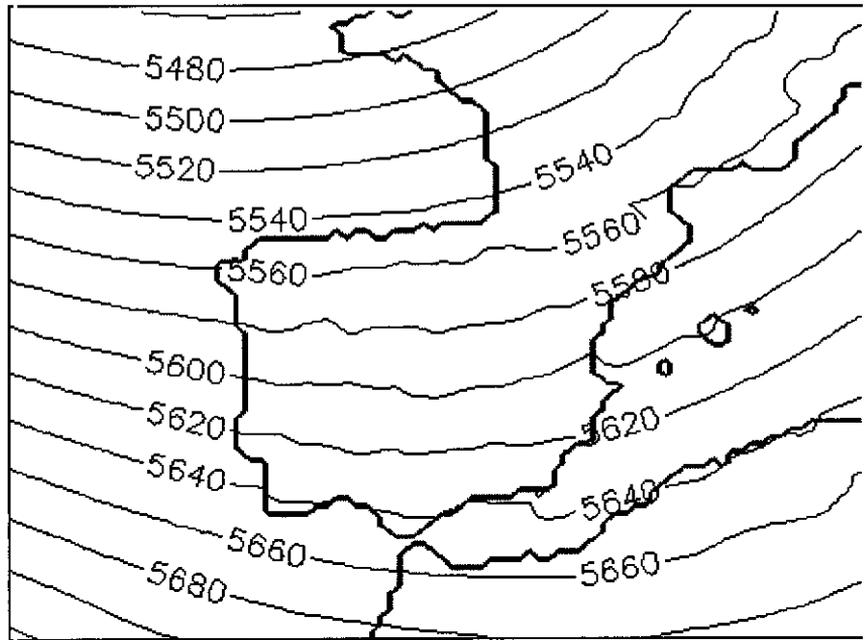


Figura 5.15. Temperatura (C) en el nivel de 700 hPa para el mes de abril del 2022 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

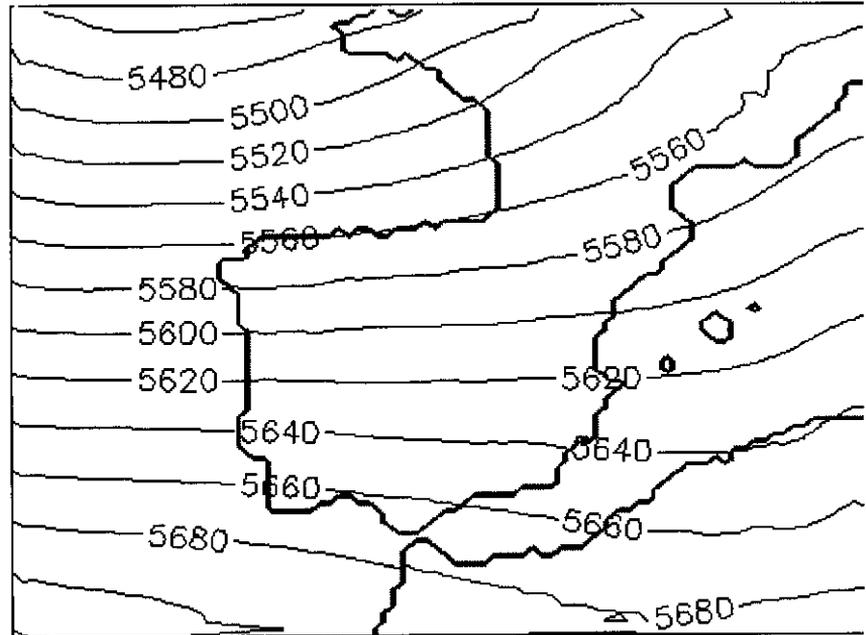
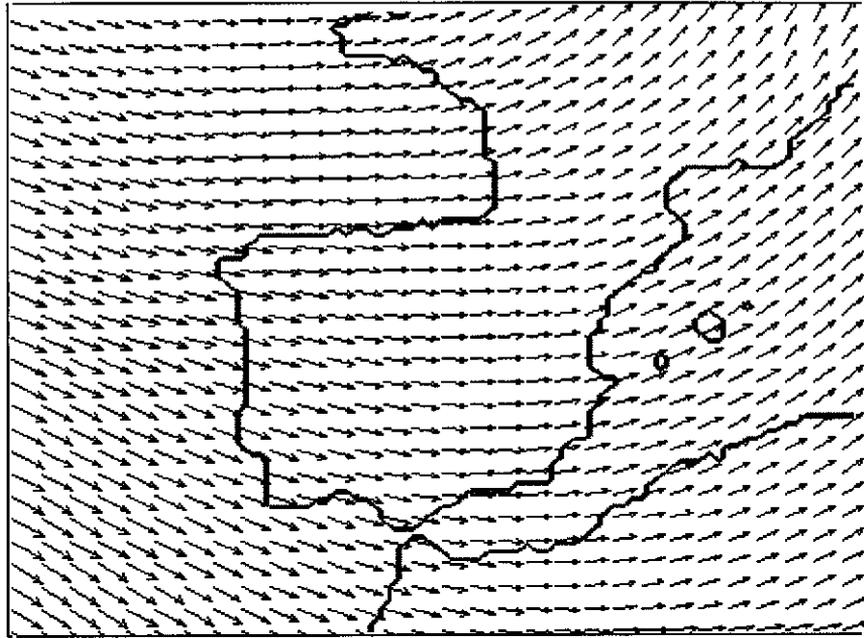


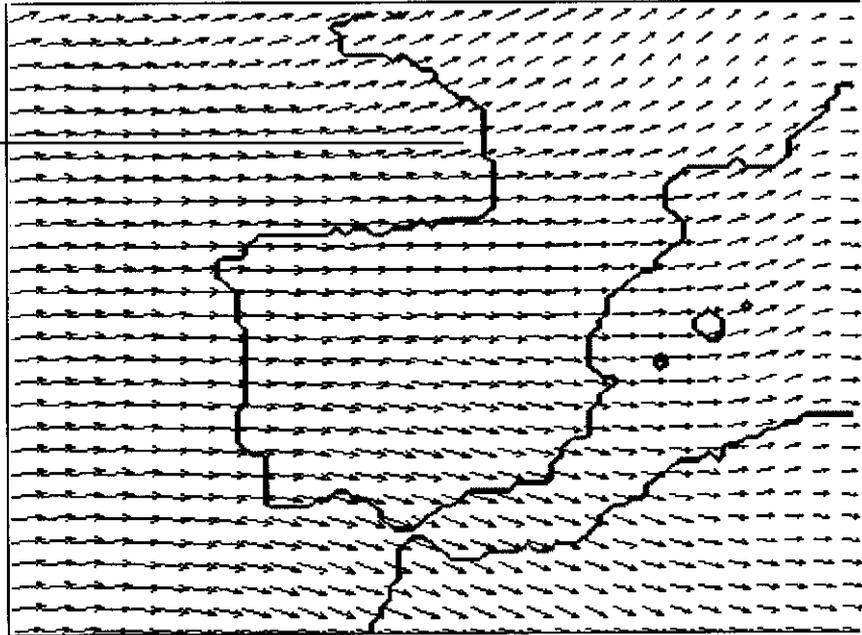
Figura 5.16. Altura geopotencial (m) en el nivel de 500 hPa para el mes de abril del 2022 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 25.9

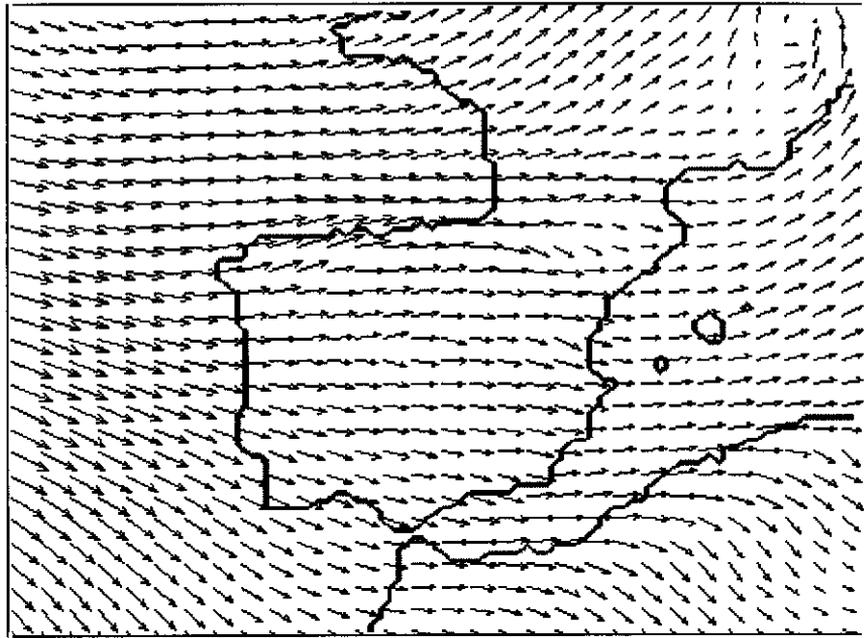
b)



→ 25.4

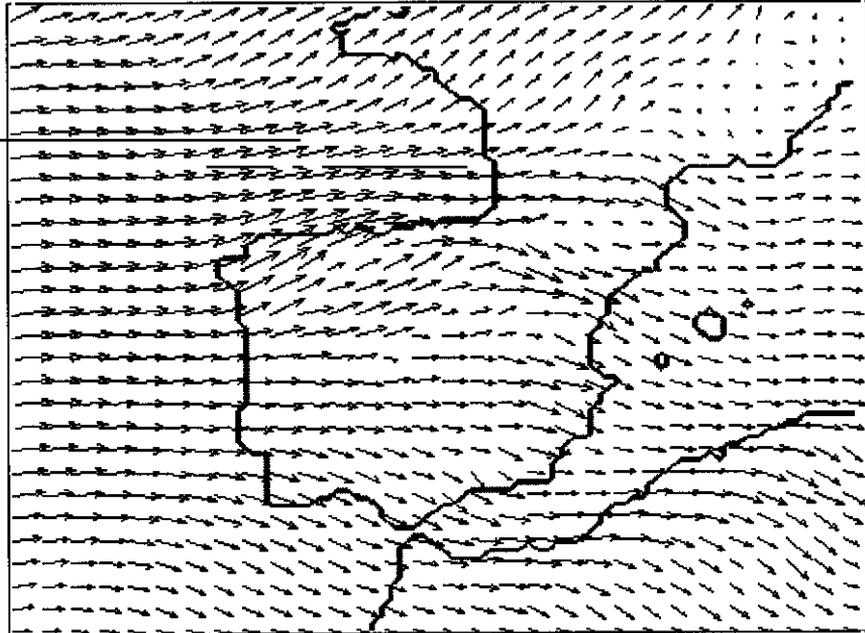
Figura 5.17. Viento (m/s) en el nivel de 500 hPa para el mes de abril del 2022 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 14.2

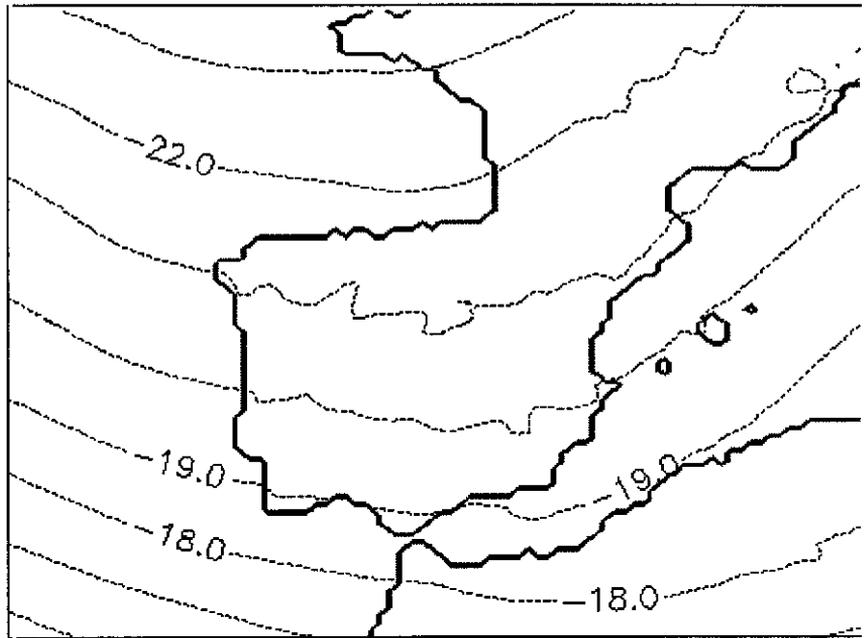
b)



→ 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)

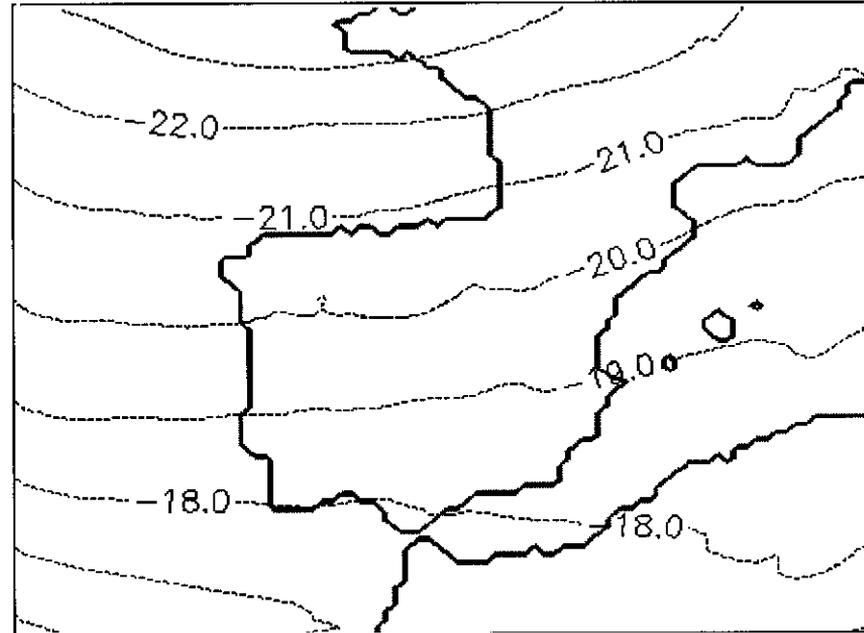
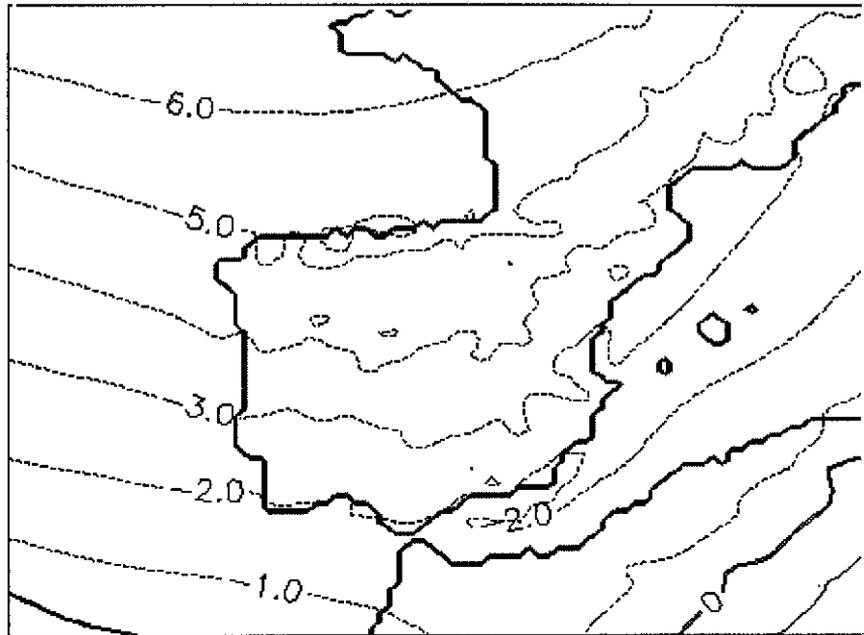


Figura 5.19. Temperatura (C) en el nivel de 500 hPa para el mes de abril del 2022 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

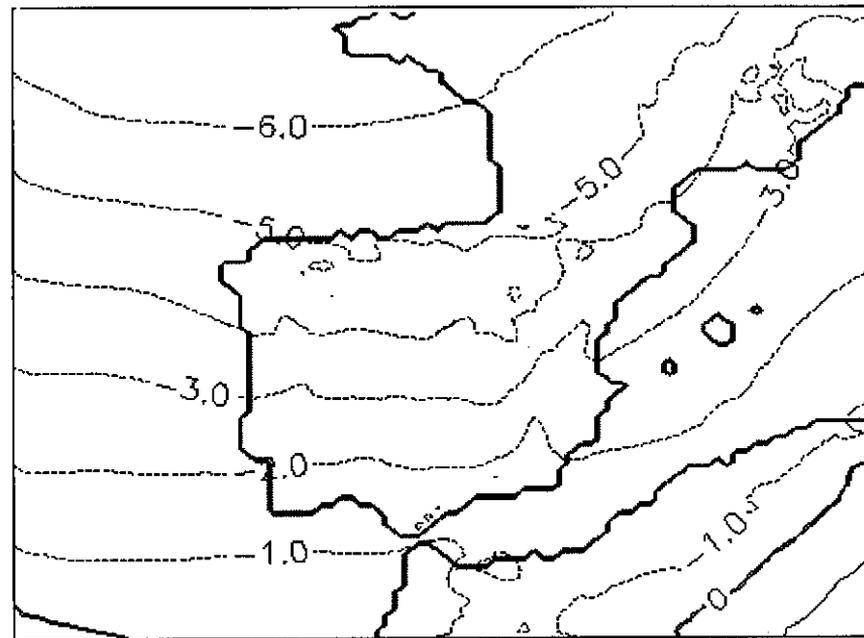
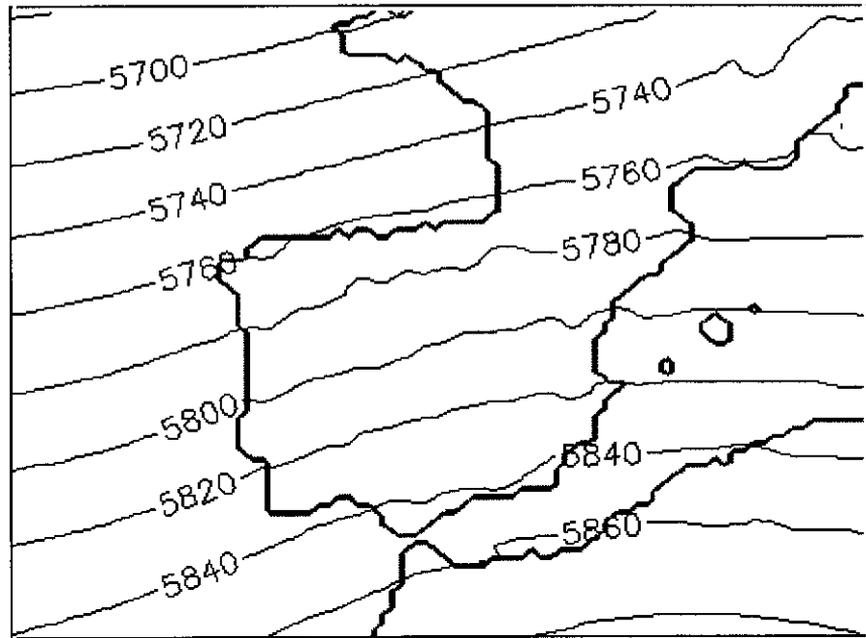


Figura 5.20. Temperatura (C) en el nivel de 700 hPa para el mes de abril del 2022 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

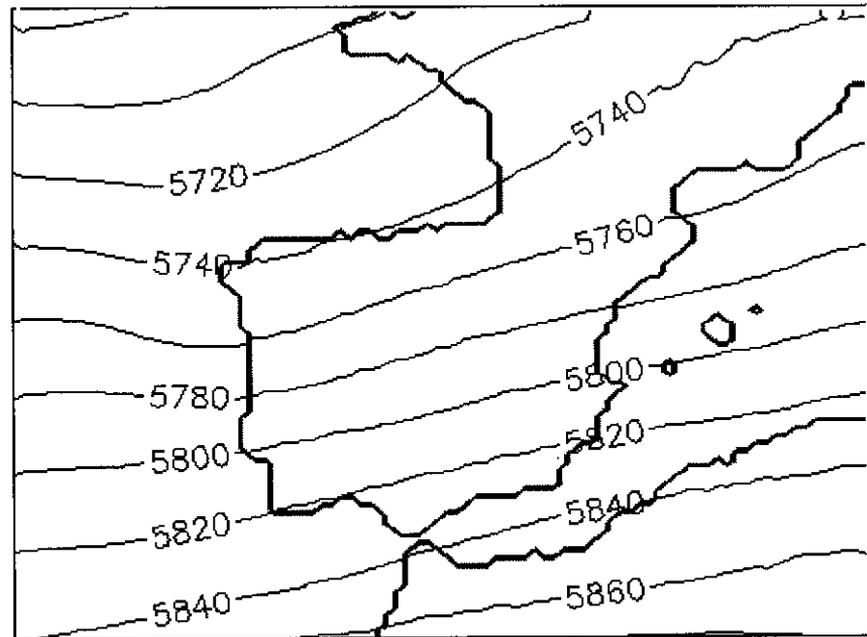
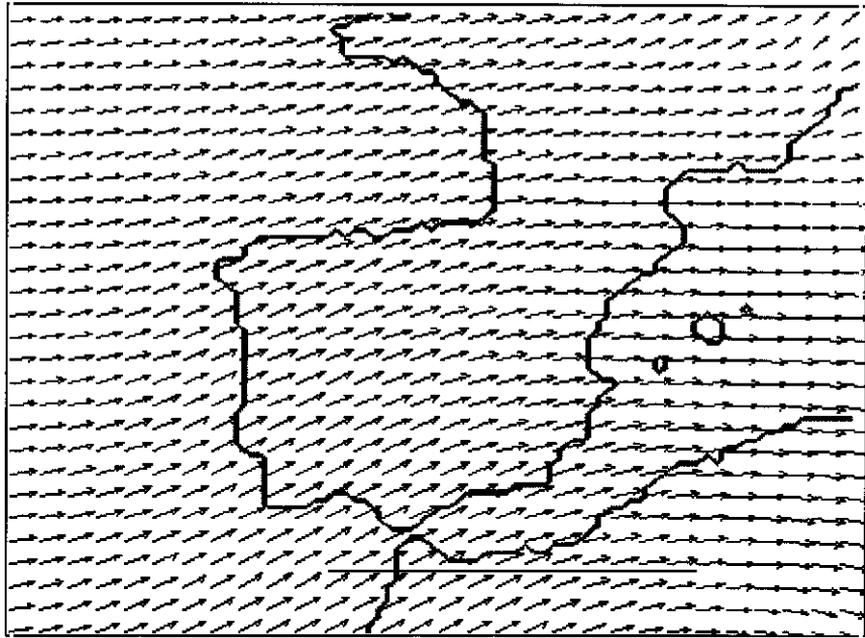


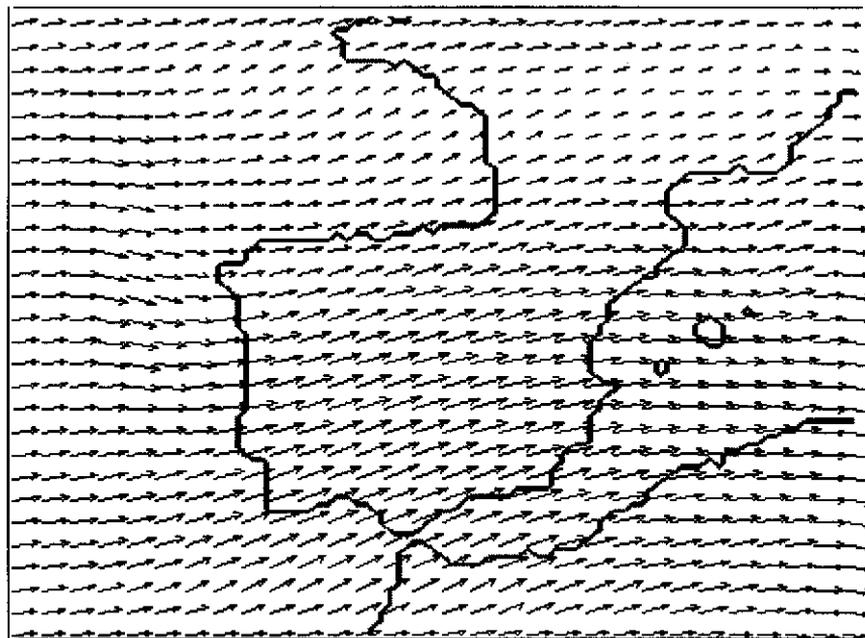
Figura 5.21. Altura geopotencial (m) en el nivel de 500 hPa para el mes de julio del 2022 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 19.9

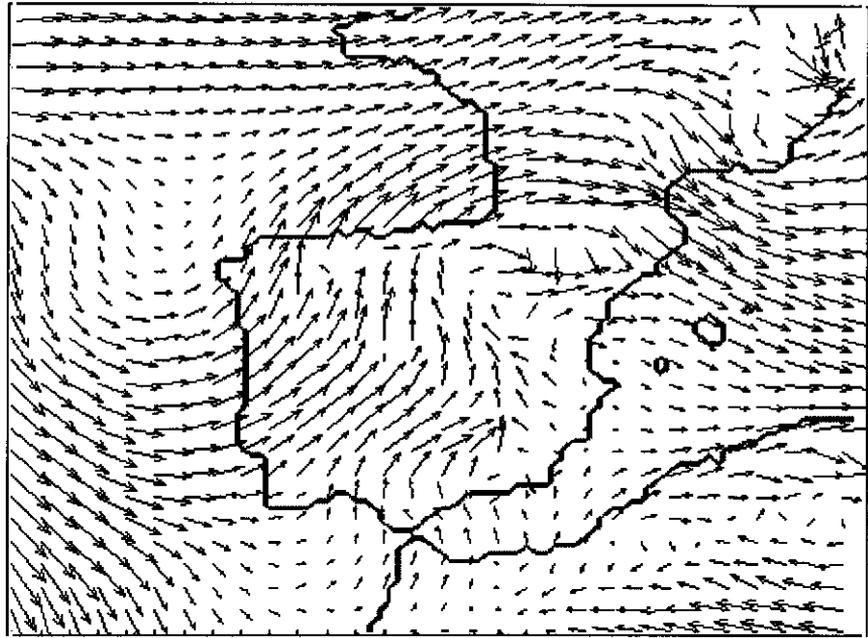
b)



→ 18.6

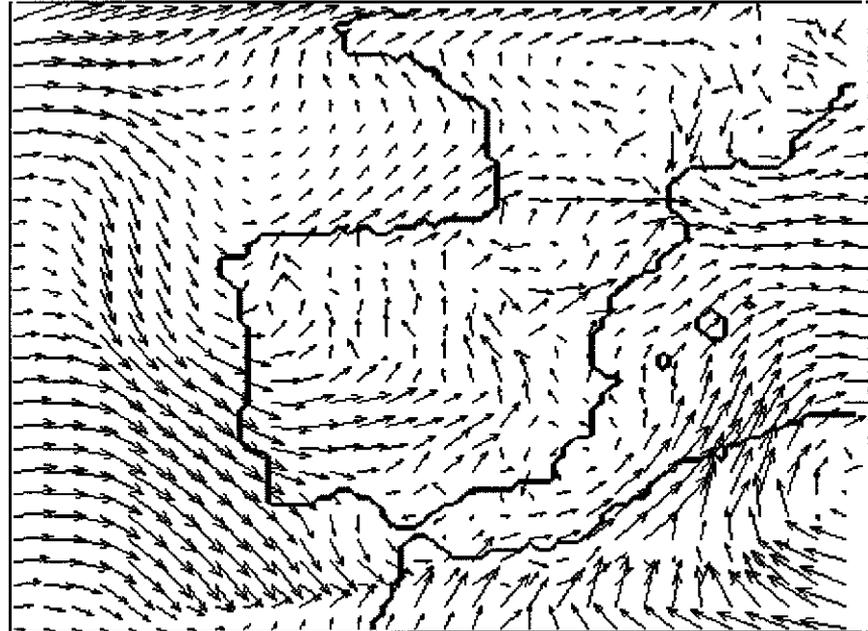
Figura 5.22. Viento (m/s) en el nivel de 500 hPa para el mes de julio del 2022 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 4.05

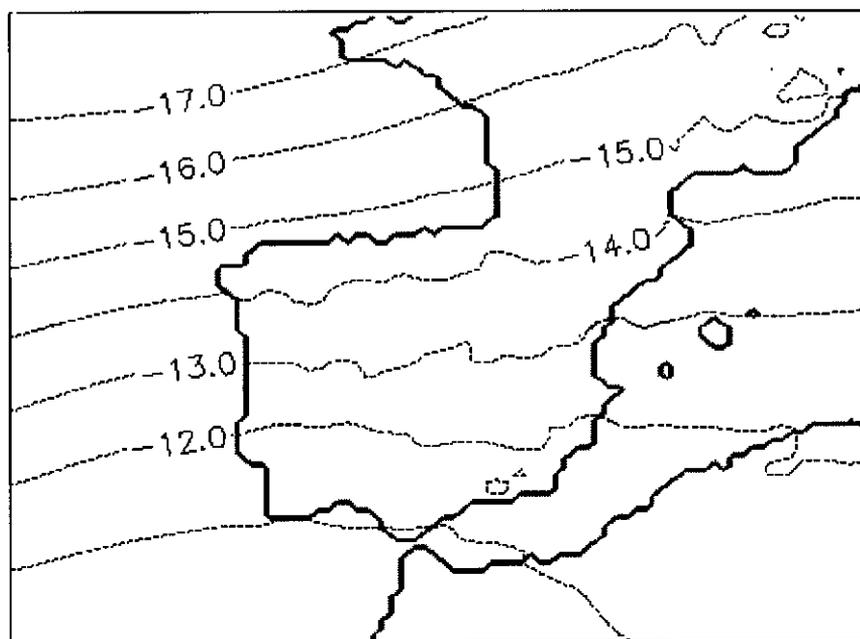
b)



→ 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)

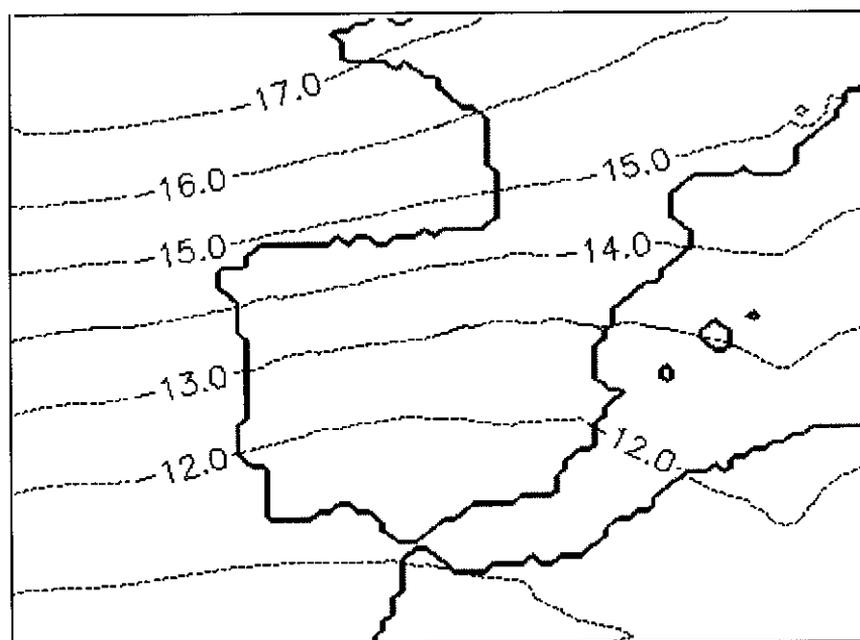
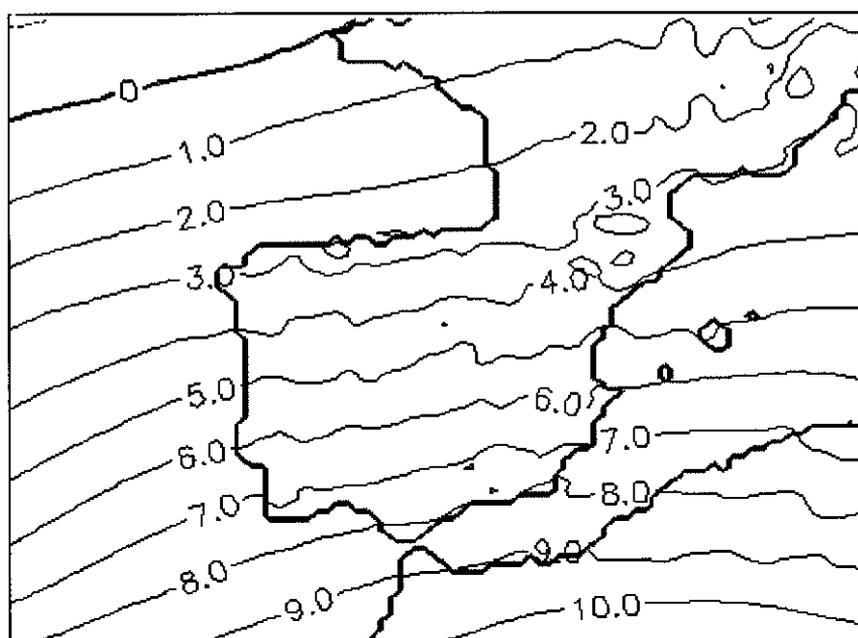


Figura 5.24. Temperatura (C) en el nivel de 500 hPa para el mes de julio del 2022 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

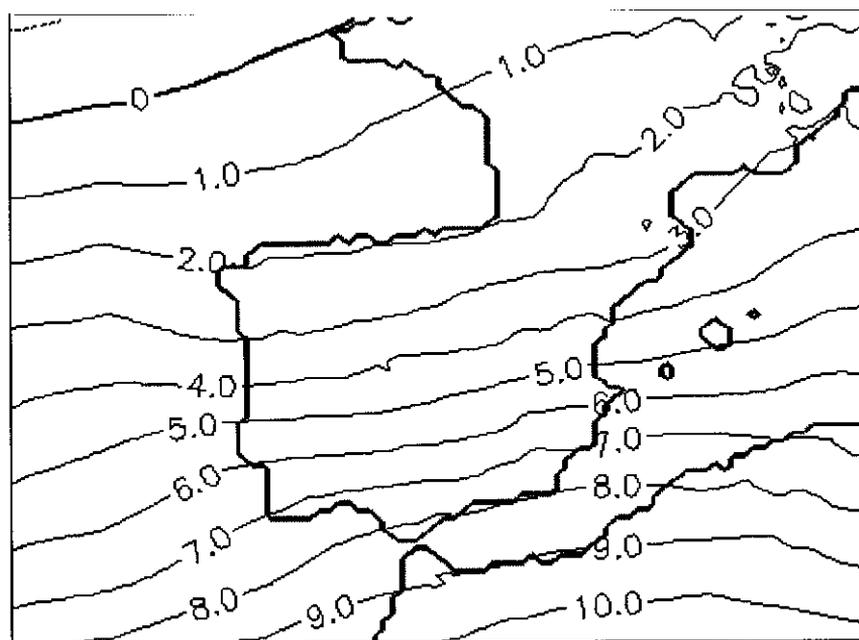
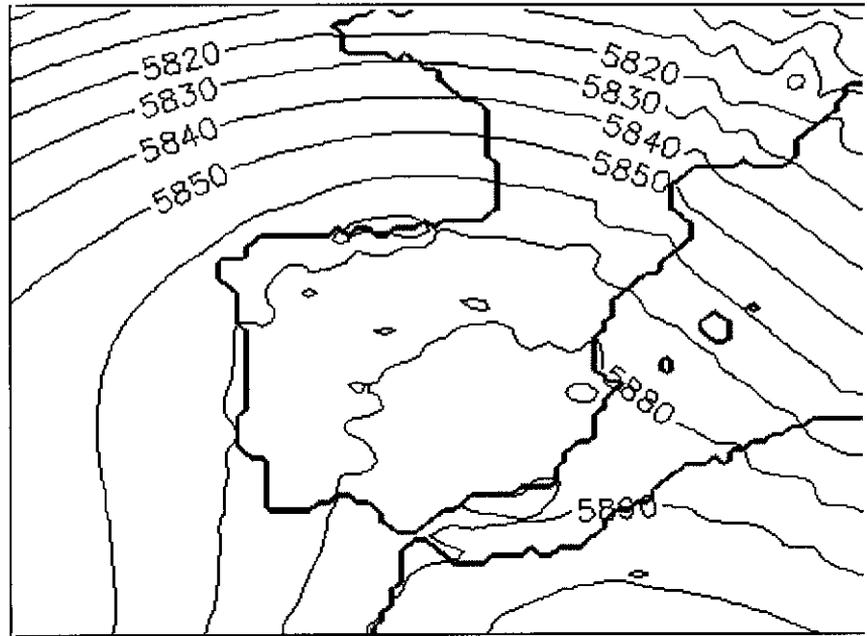


Figura 5.25. Temperatura (C) en el nivel de 700 hPa para el mes de julio del 2022 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

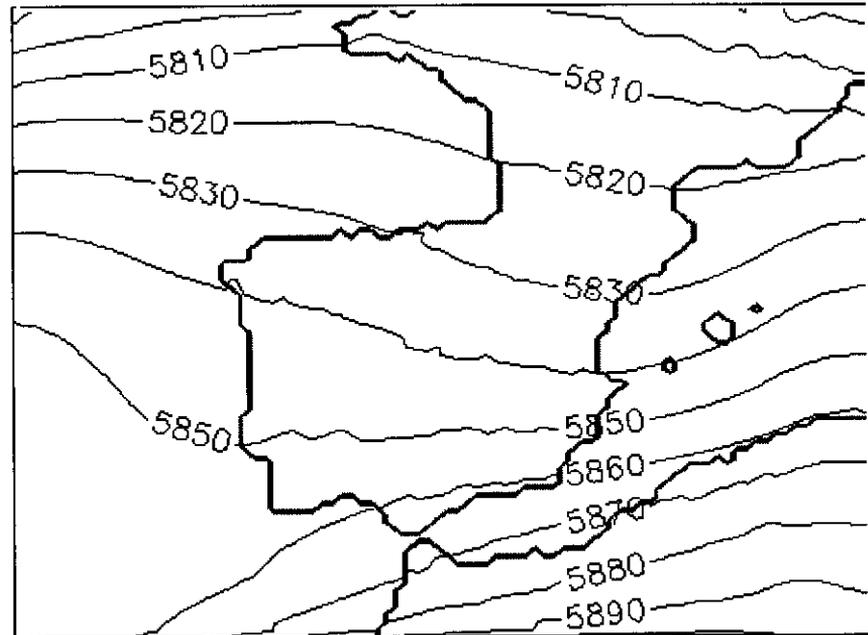
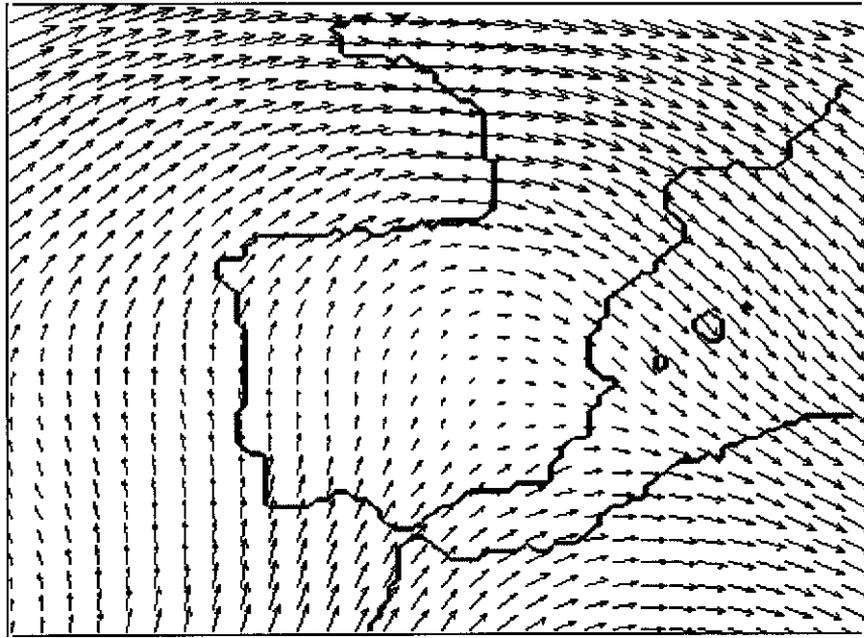


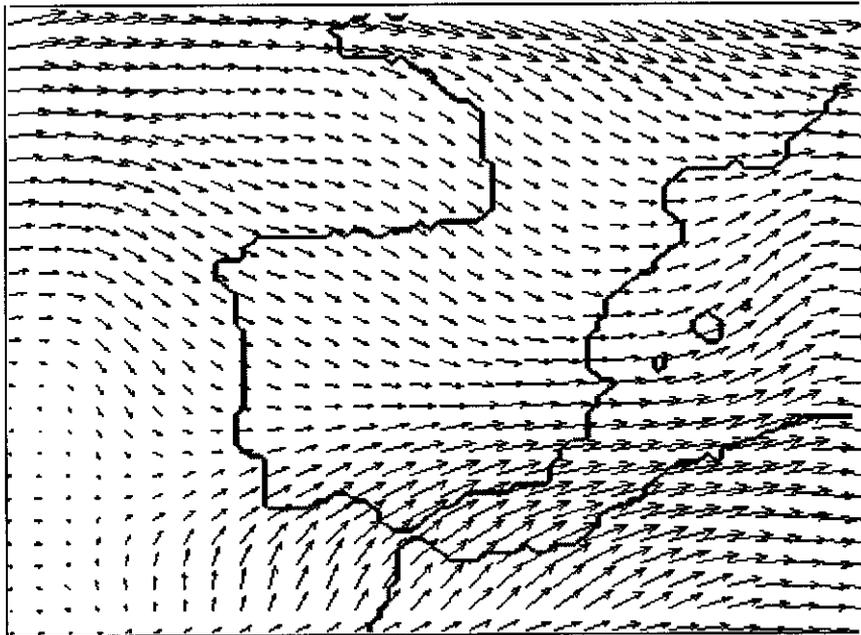
Figura 5.26. Altura geopotencial (m) en el nivel de 500 hPa para el mes de julio del 2022 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 12.5

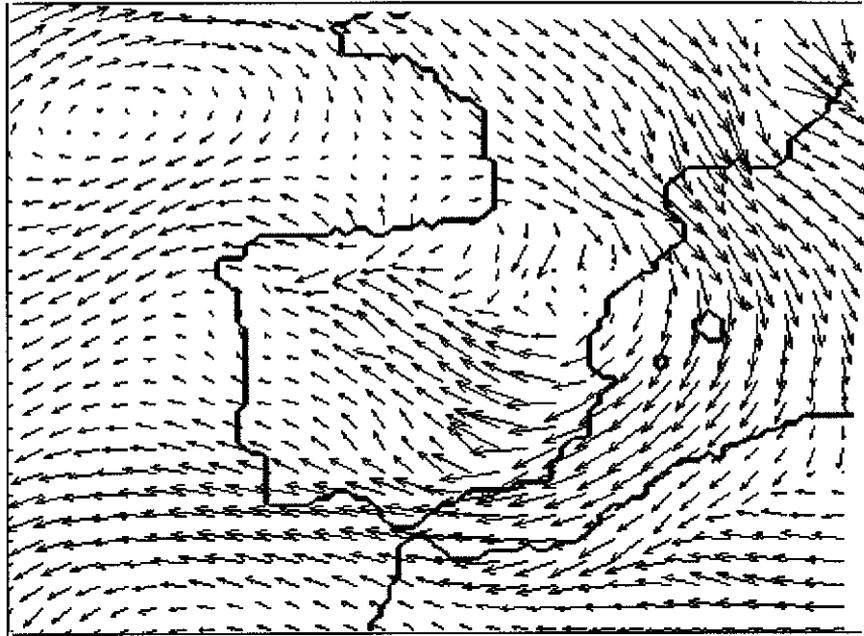
b)



→ 10.3

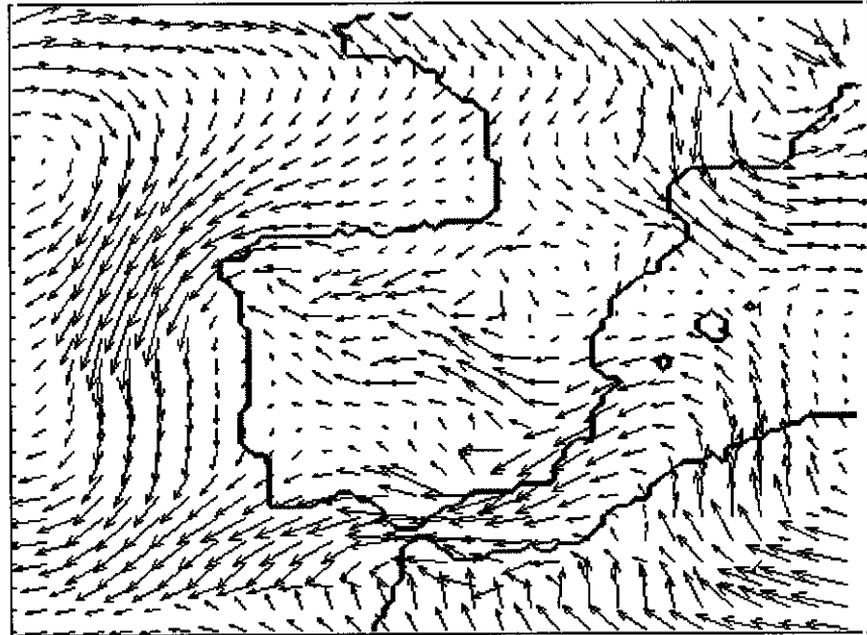
Figura 5.27. Viento (m/s) en el nivel de 500 hPa para el mes de julio del 2022 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 5.82

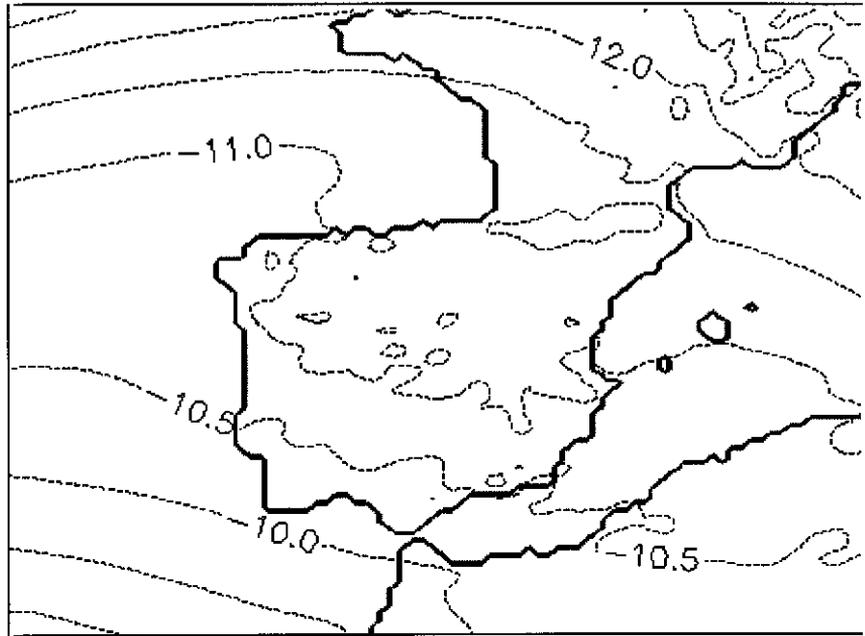
b)



→ 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)

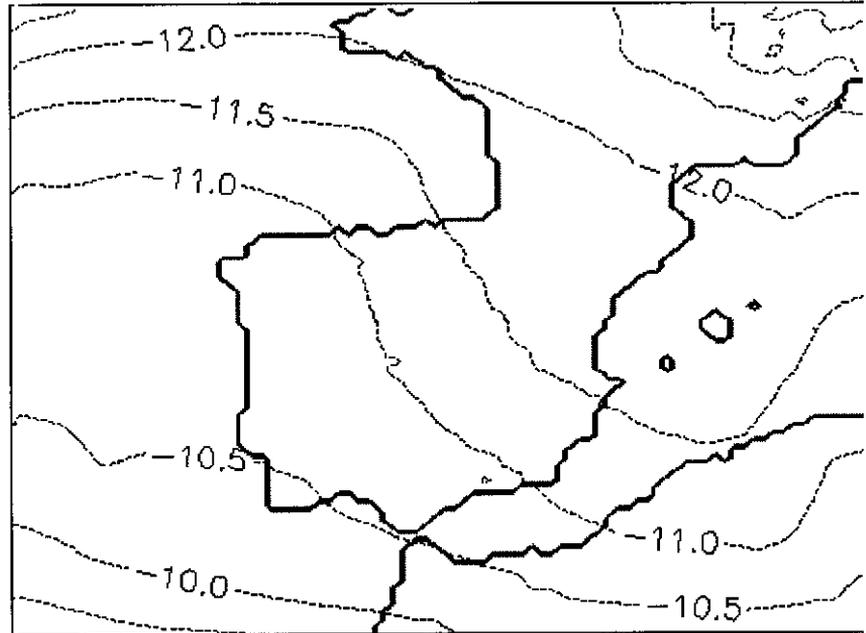
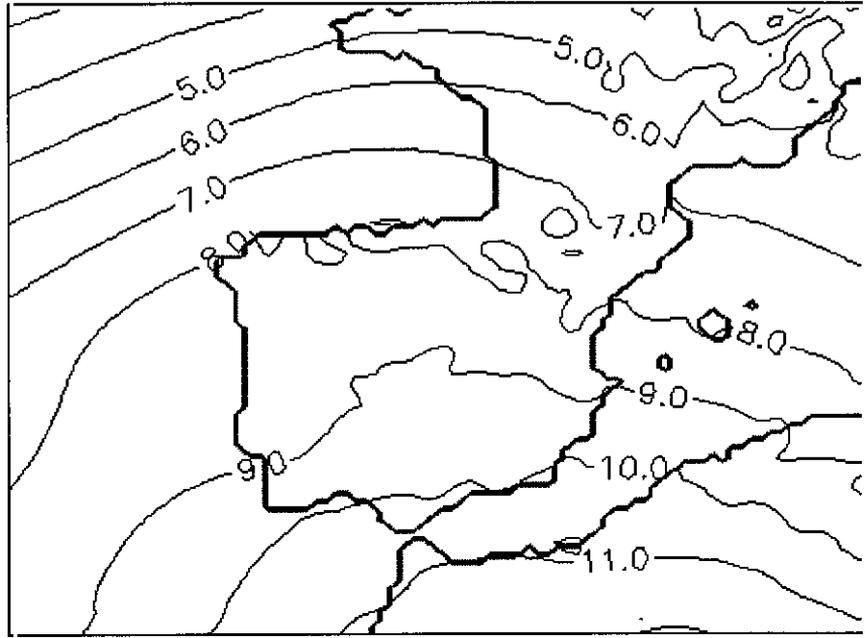


Figura 5.29. Temperatura (C) en el nivel de 500 hPa para el mes de julio del 2022 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

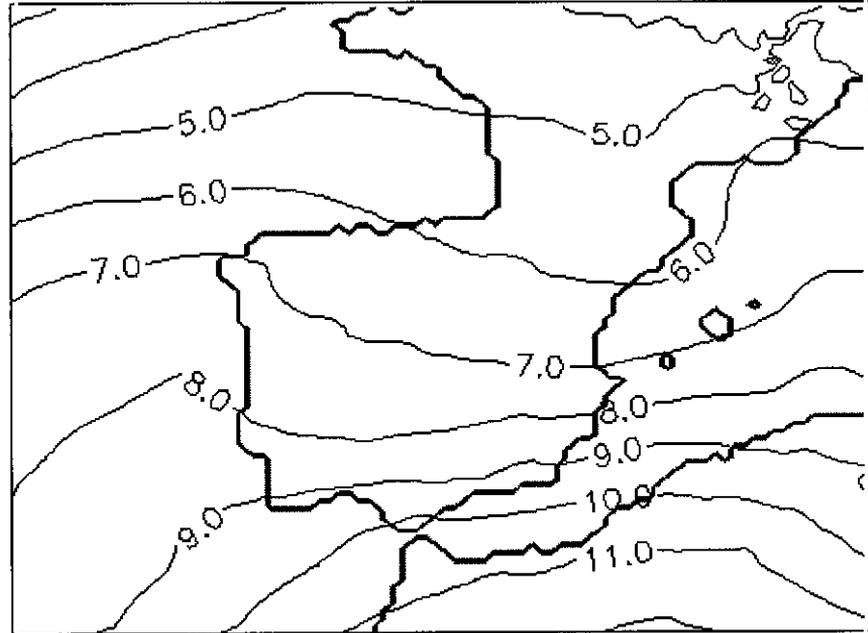
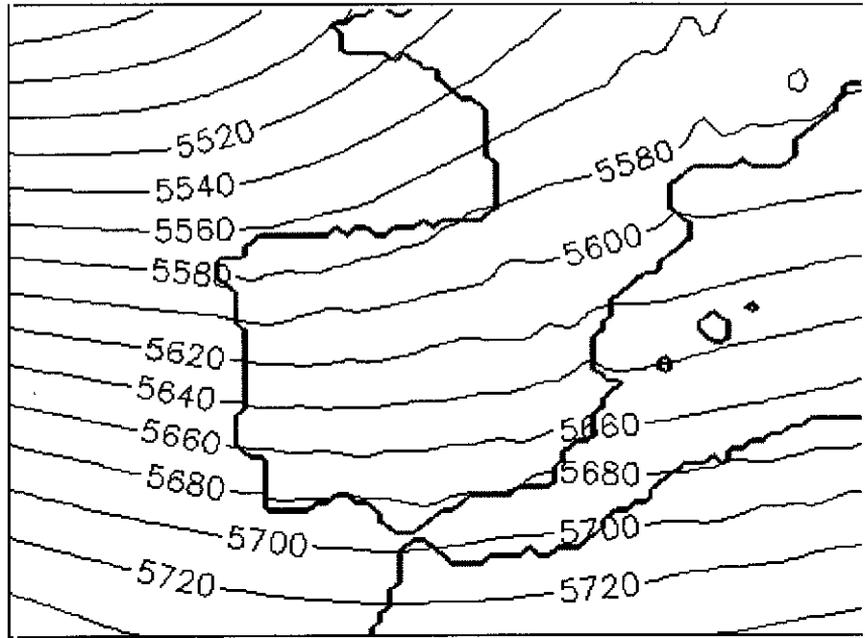


Figura 5.30. Temperatura (C) en el nivel de 700 hPa para el mes de julio del 2022 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

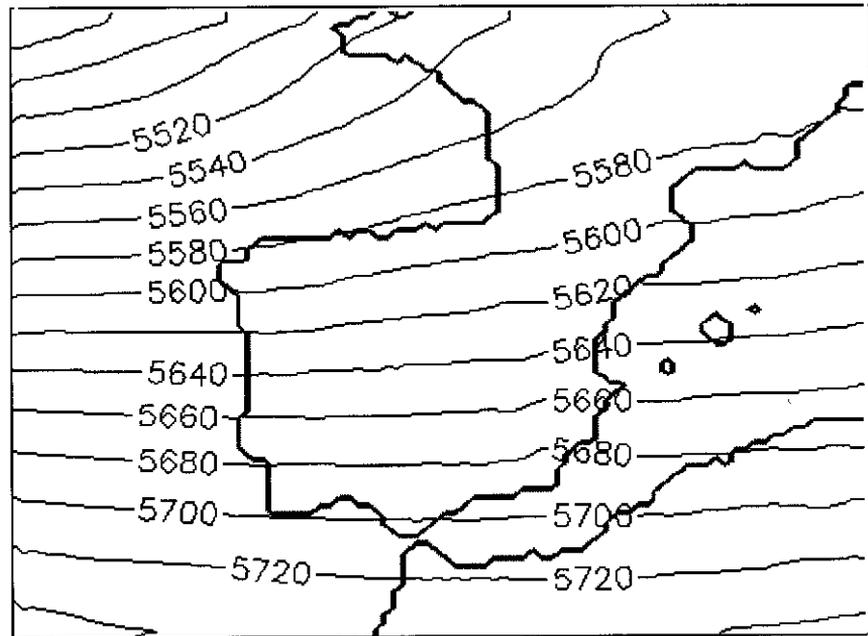
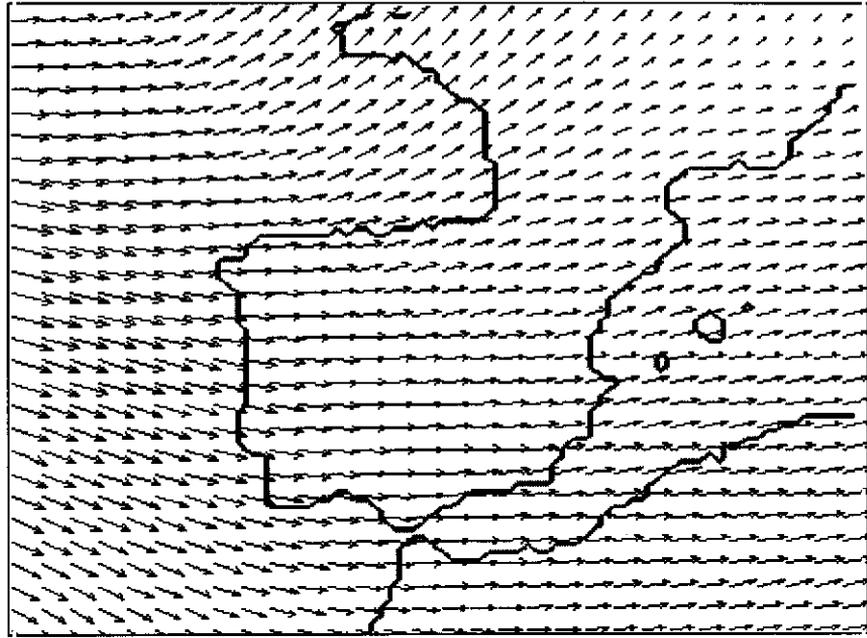


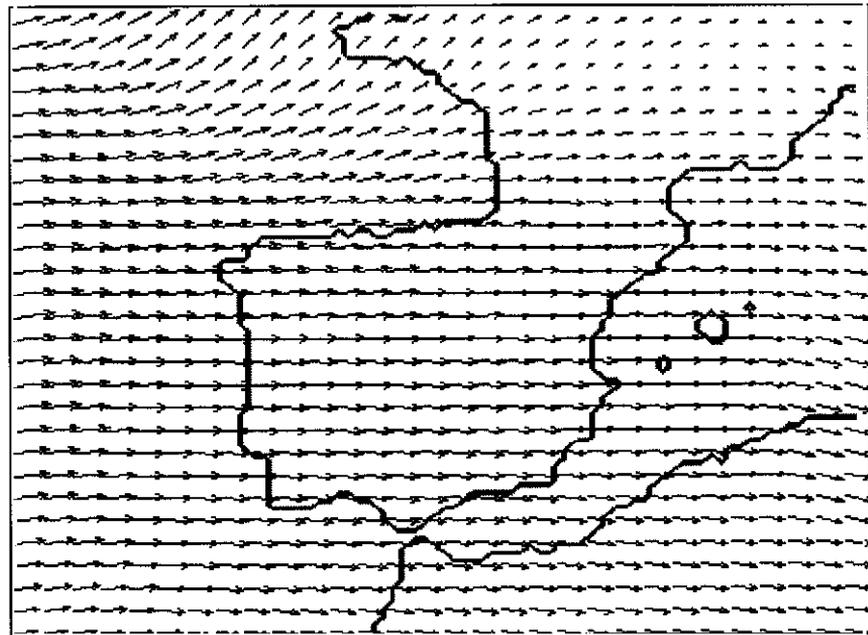
Figura 5.31. Altura geopotencial (m) en el nivel de 500 hPa para el mes de octubre del 2021 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 27.4

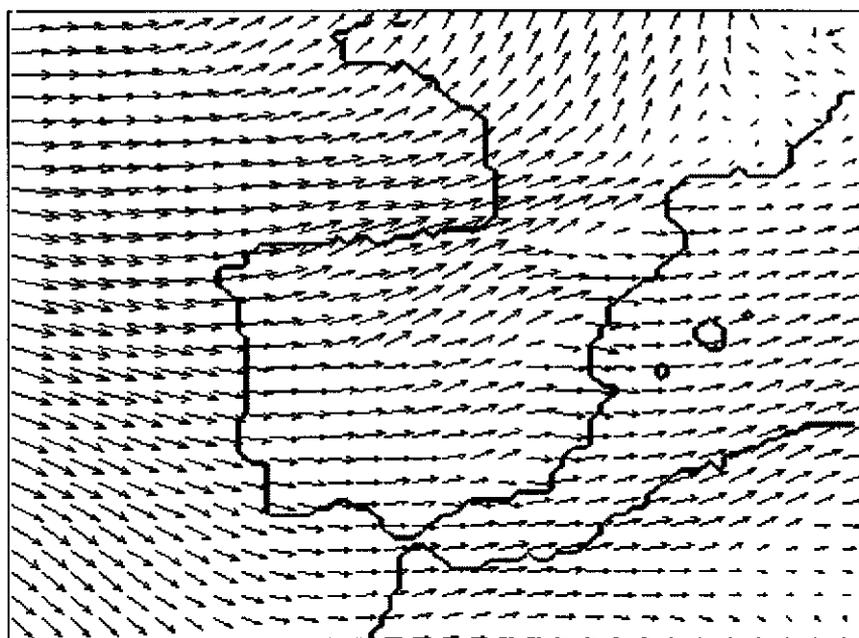
b)



→ 27.0

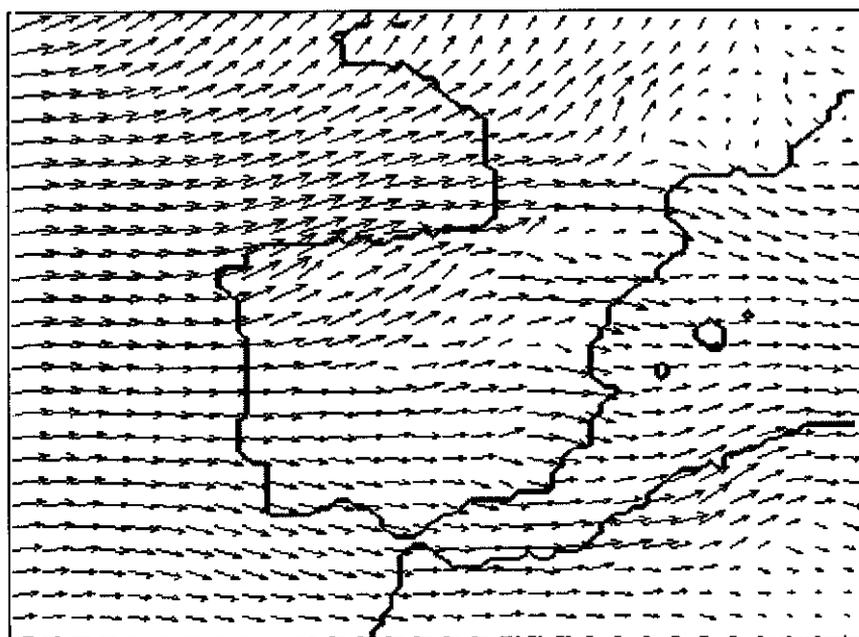
Figura 5.32. Viento (m/s) en el nivel de 500 hPa para el mes de octubre del 2021 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 14.1

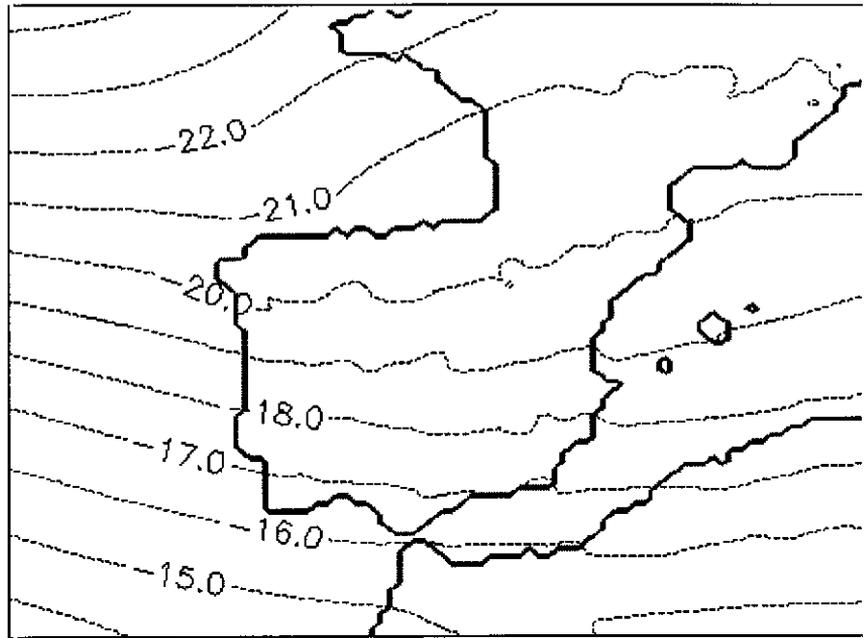
b)



→ 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)

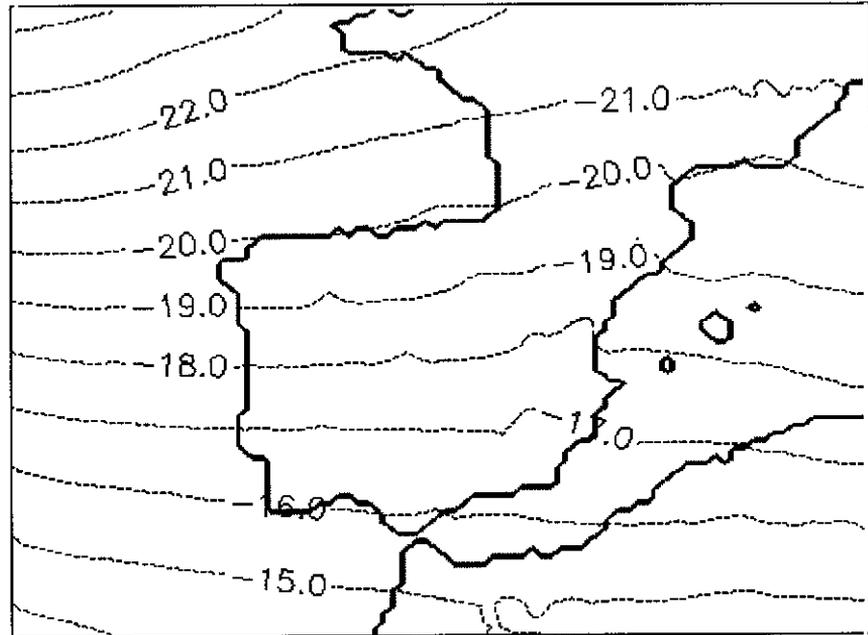
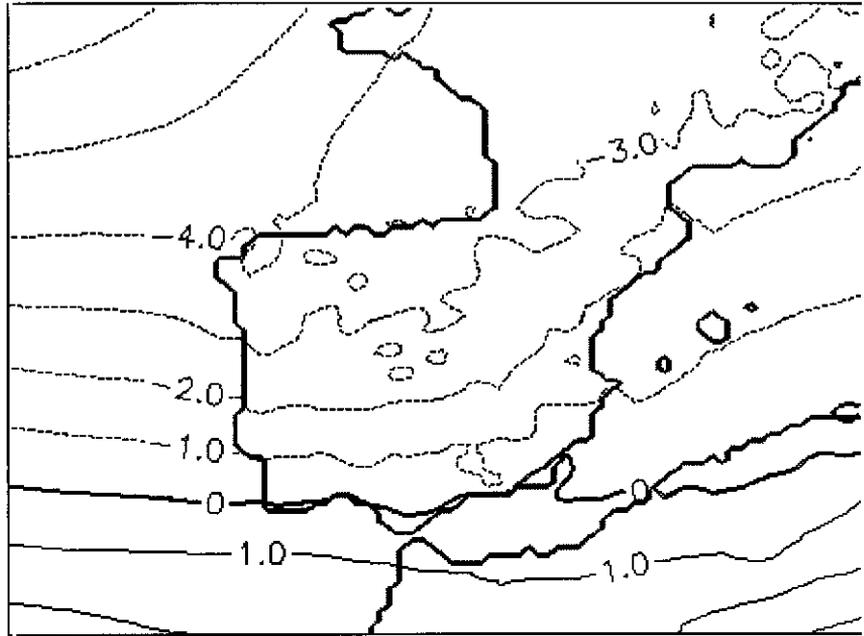


Figura 5.34. Temperatura (C) en el nivel de 500 hPa para el mes de octubre del 2021 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

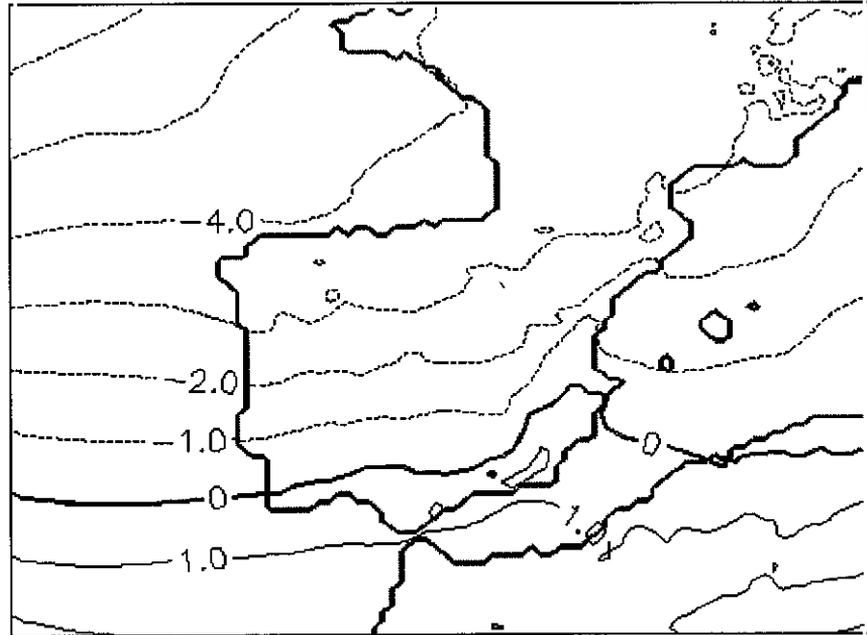
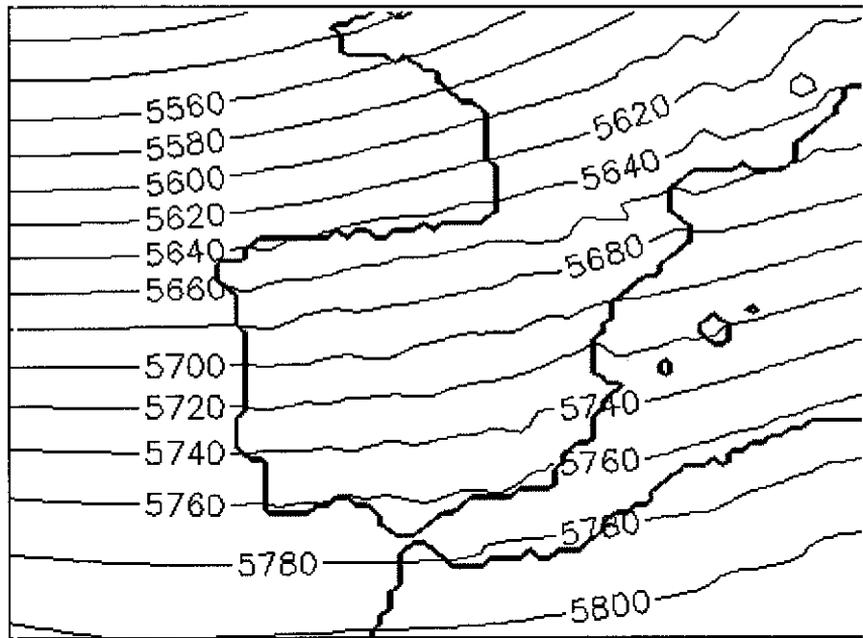


Figura 5.35. Temperatura (C) en el nivel de 700 hPa para el mes de octubre del 2021 (clima actual); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

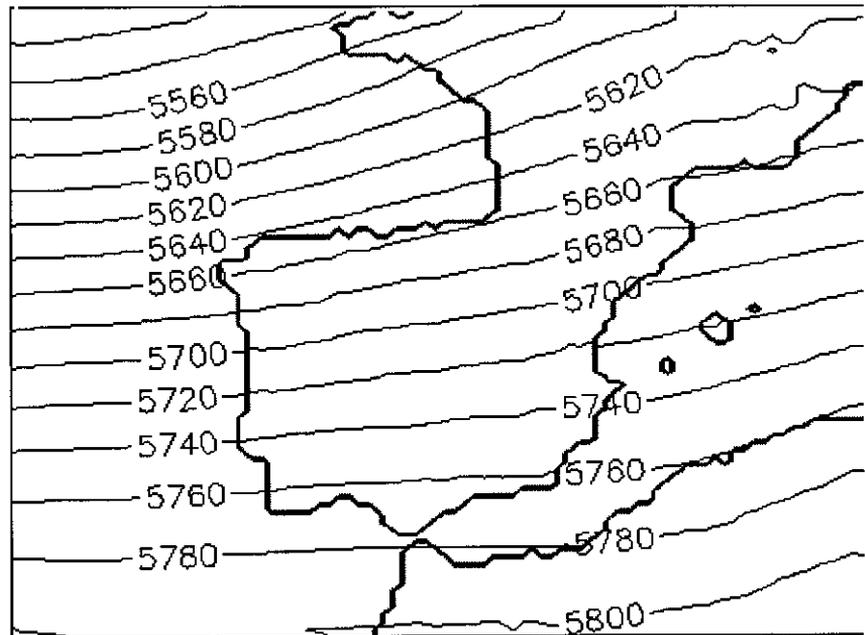
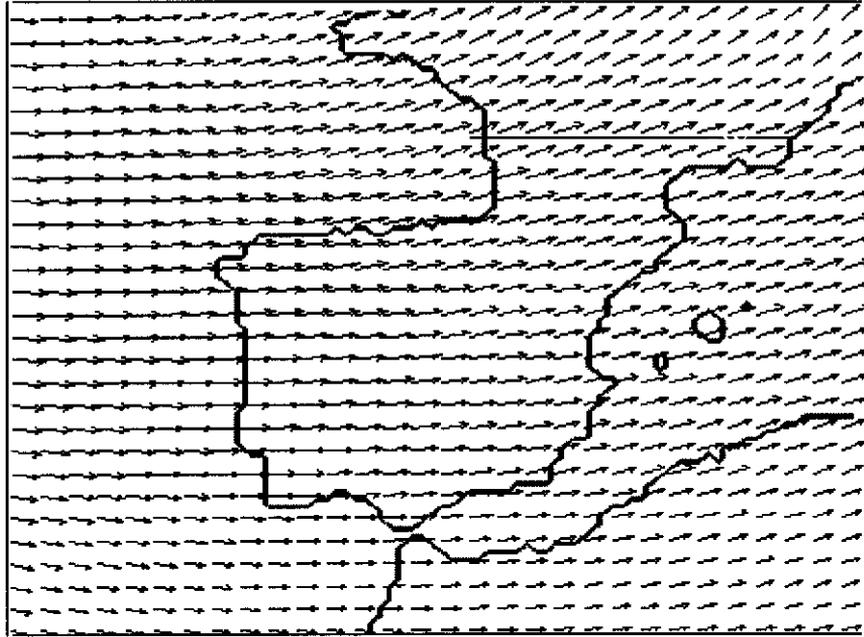


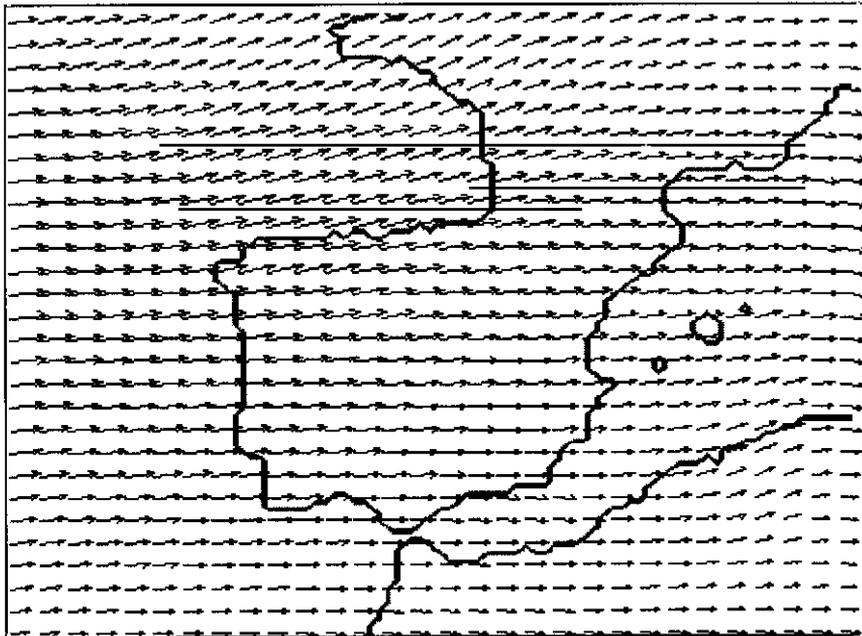
Figura 5.36. Altura geopotencial (m) en el nivel de 500 hPa para el mes de octubre del 2021 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 29.8

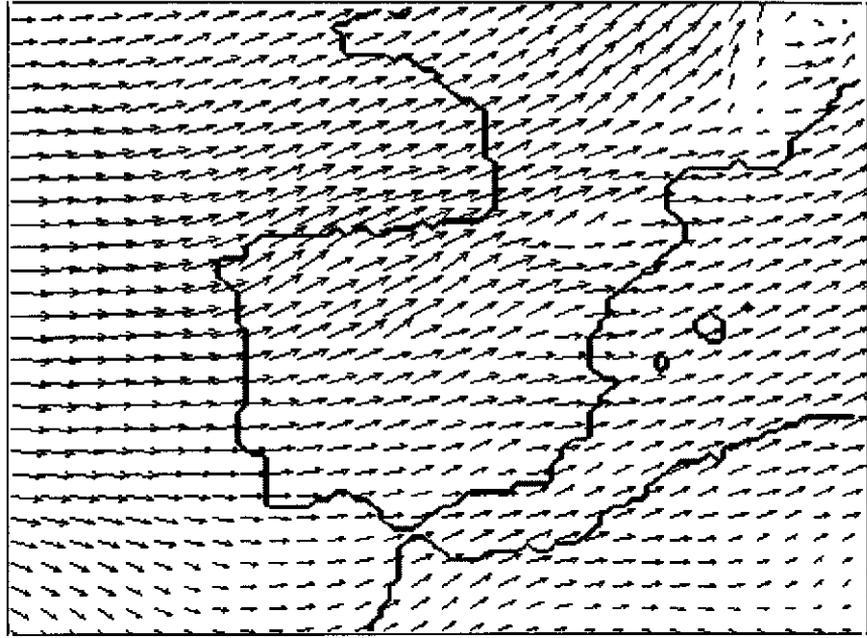
b)



→ 28.1

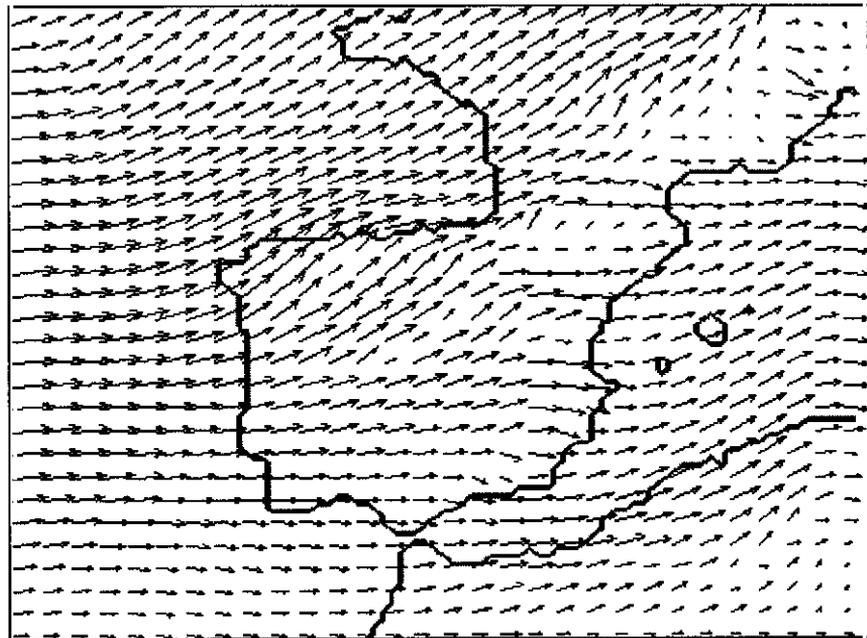
Figura 5.37. Viento (m/s) en el nivel de 500 hPa para el mes de octubre del 2021 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



→ 13.8

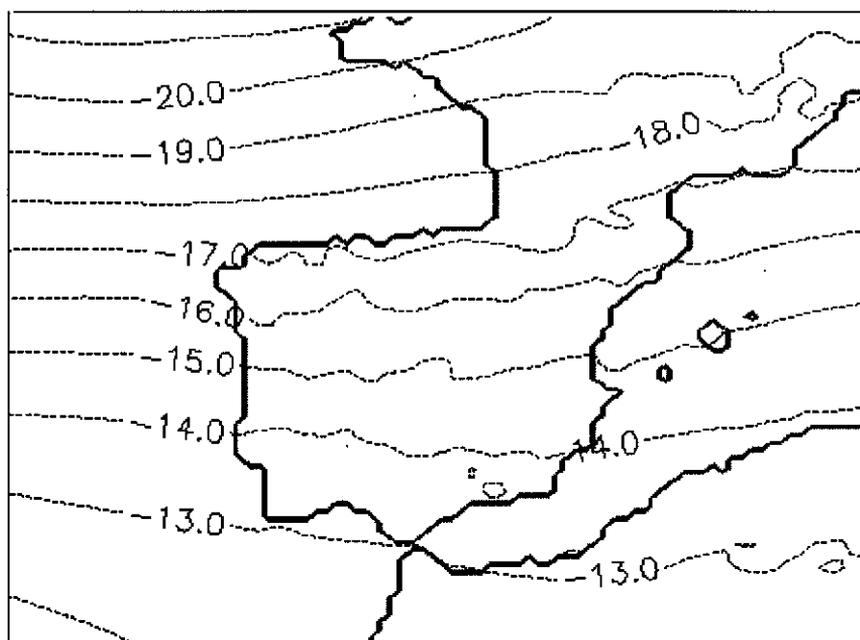
b)



→ 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)

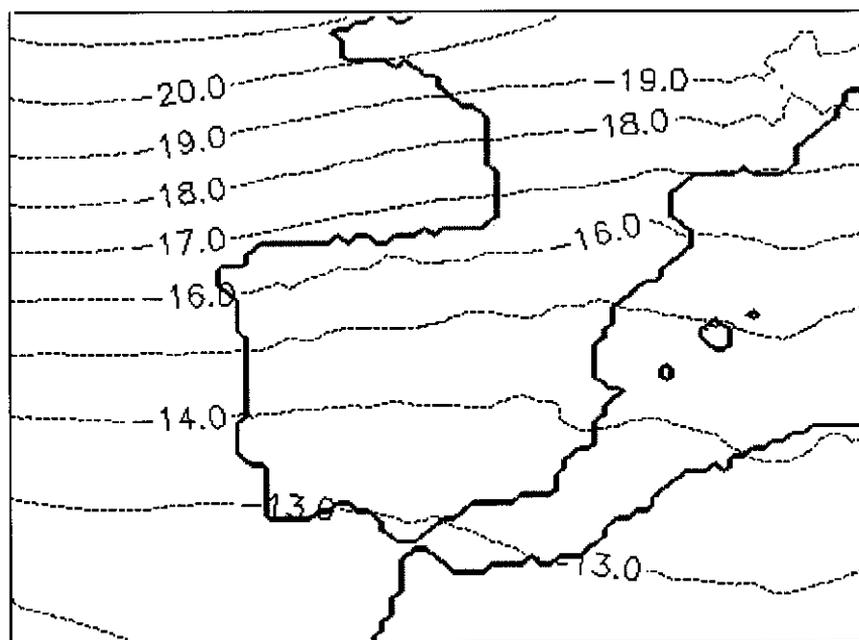
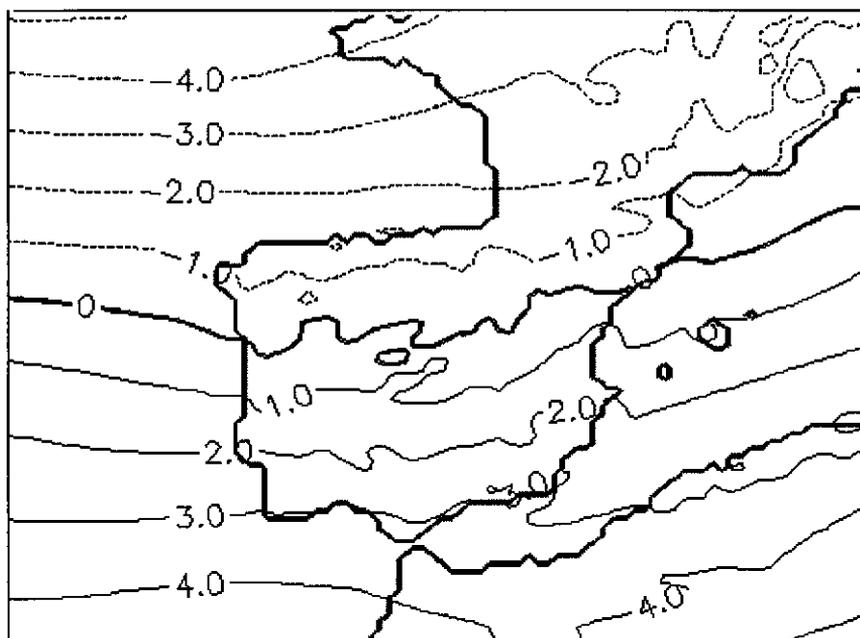


Figura 5.39. Temperatura (C) en el nivel de 500 hPa para el mes de octubre del 2021 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

a)



b)

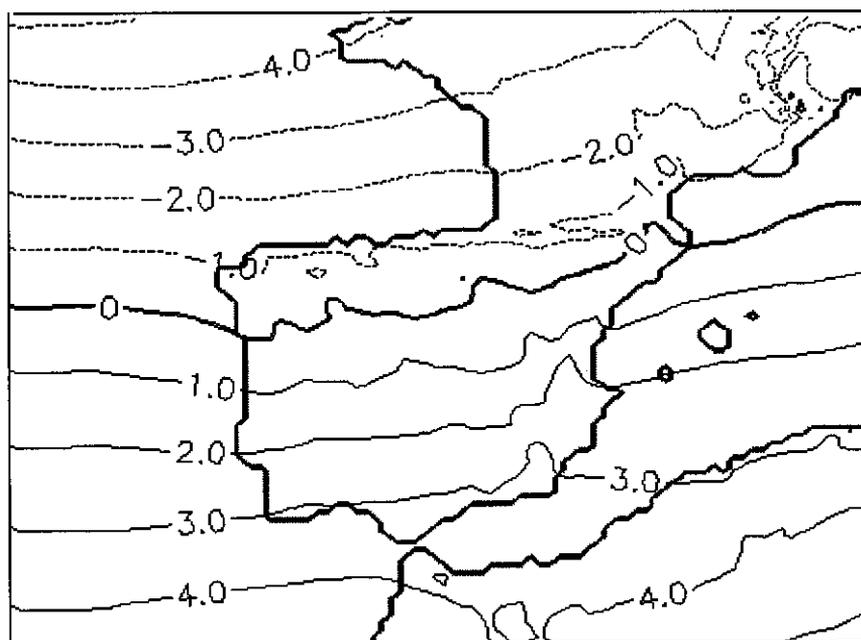


Figura 5.40. Temperatura (C) en el nivel de 700 hPa para el mes de octubre del 2021 (escenario 2xCO₂); a) datos del Hadley Centre, b) simulación.

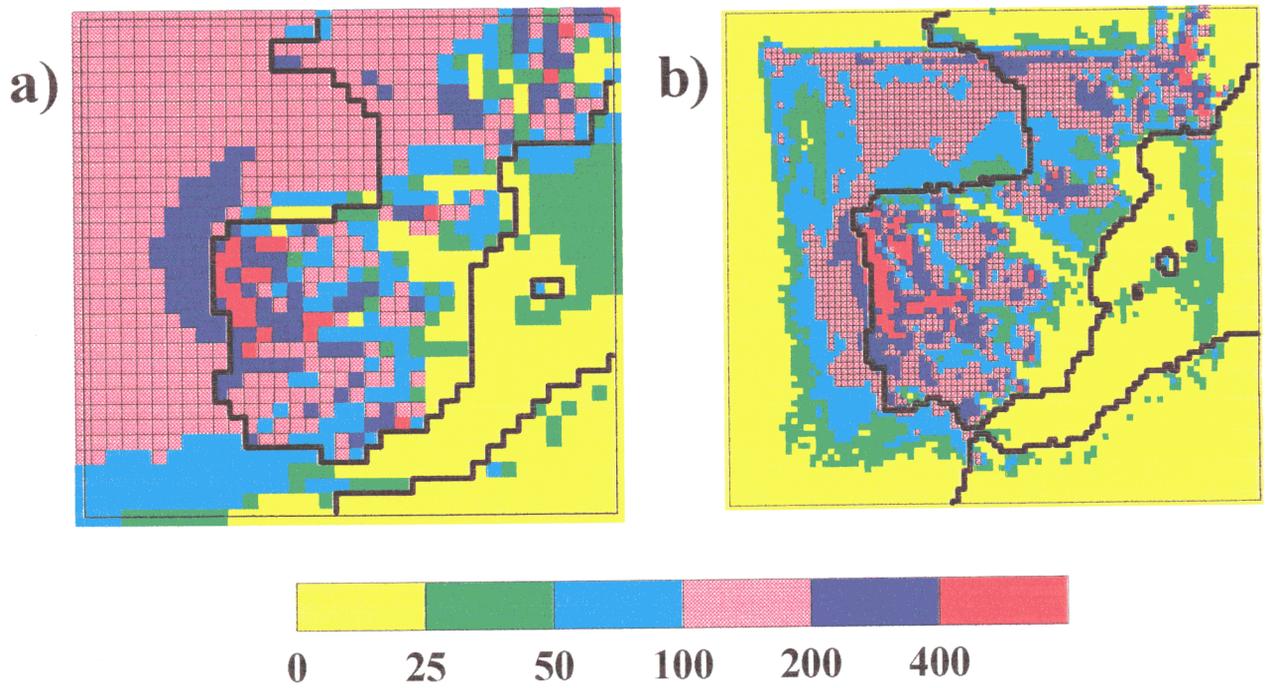


Figura 5.41. Precipitación acumulada (mm) del mes de enero (clima actual); a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES.

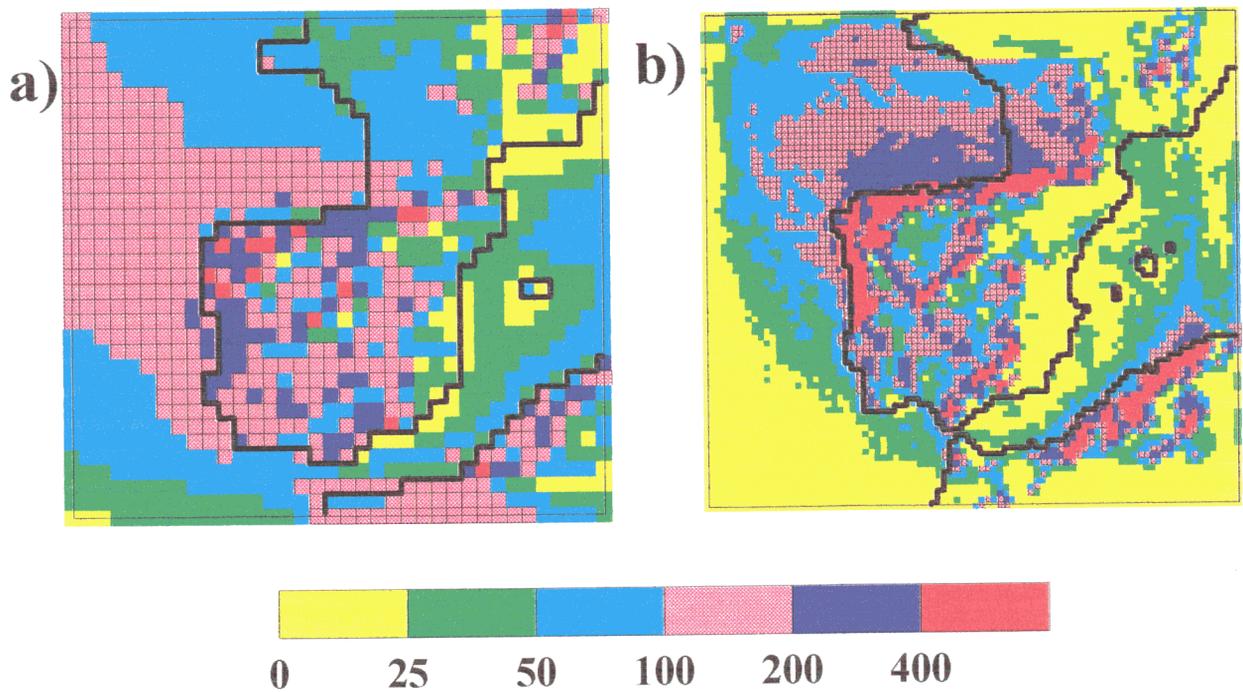


Figura 5.42. Precipitación acumulada (mm) del mes de abril (clima actual); a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES.

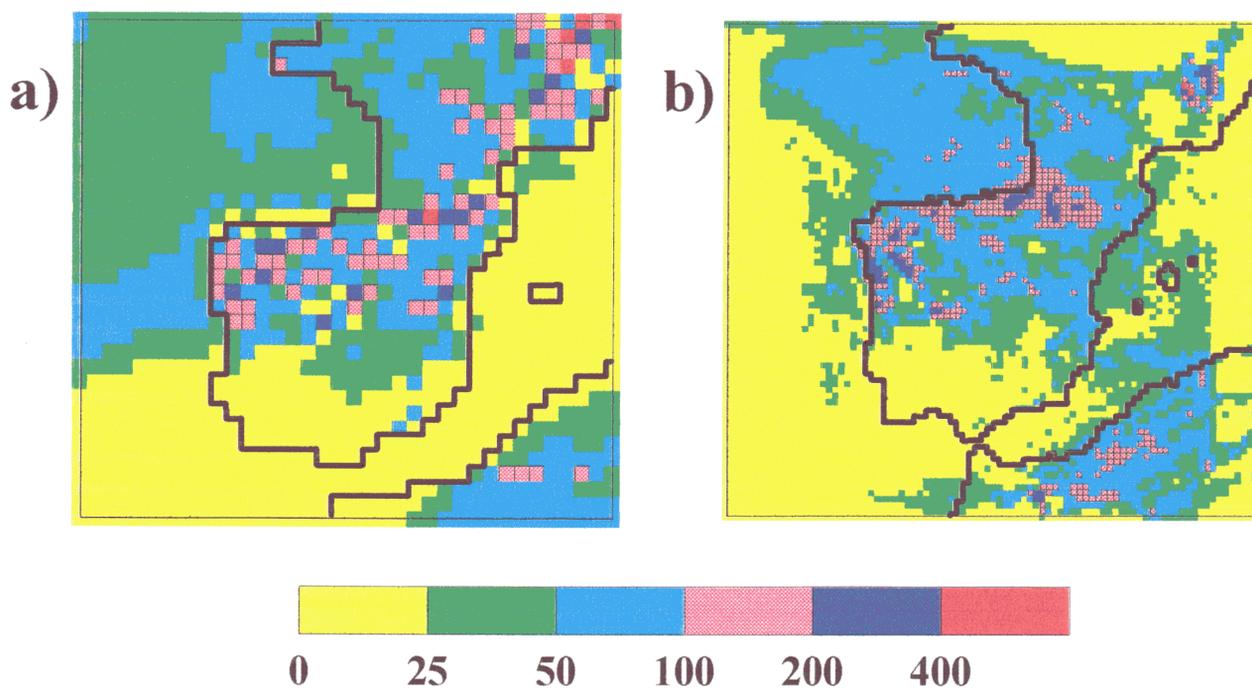


Figura 5.43. Precipitación acumulada (mm) del mes de julio (clima actual); a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES.

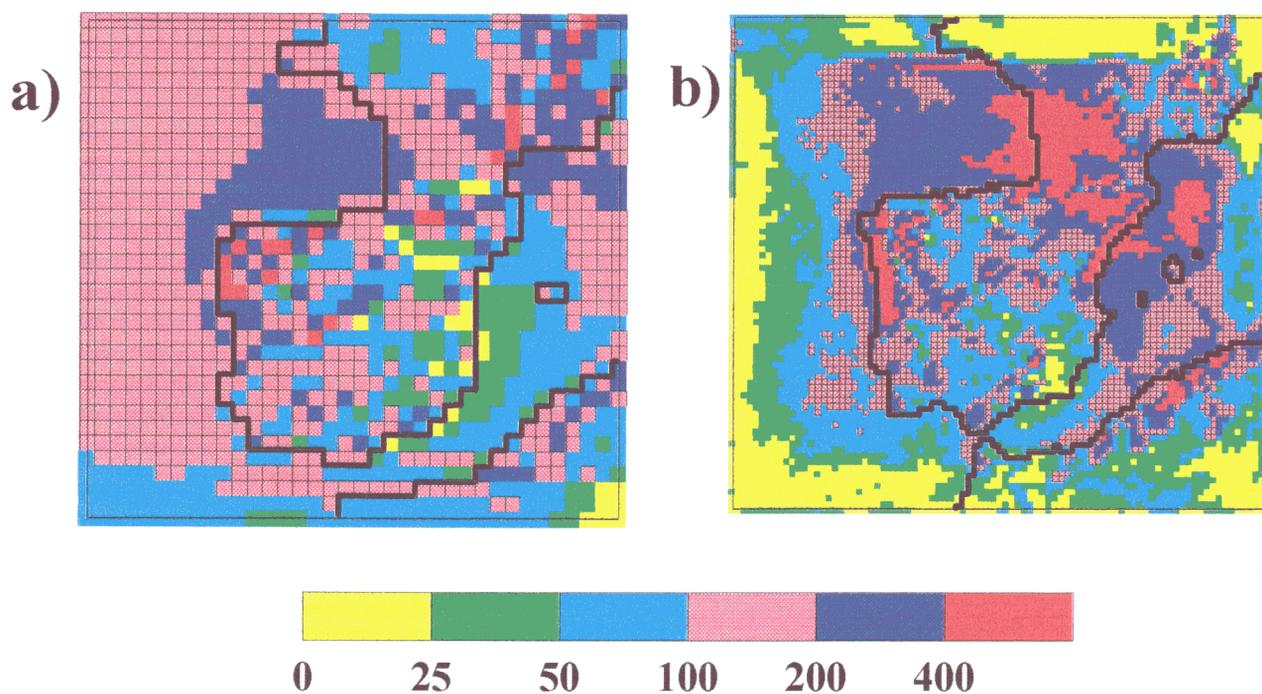


Figura 5.44. Precipitación acumulada (mm) del mes de octubre (clima actual); a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES.

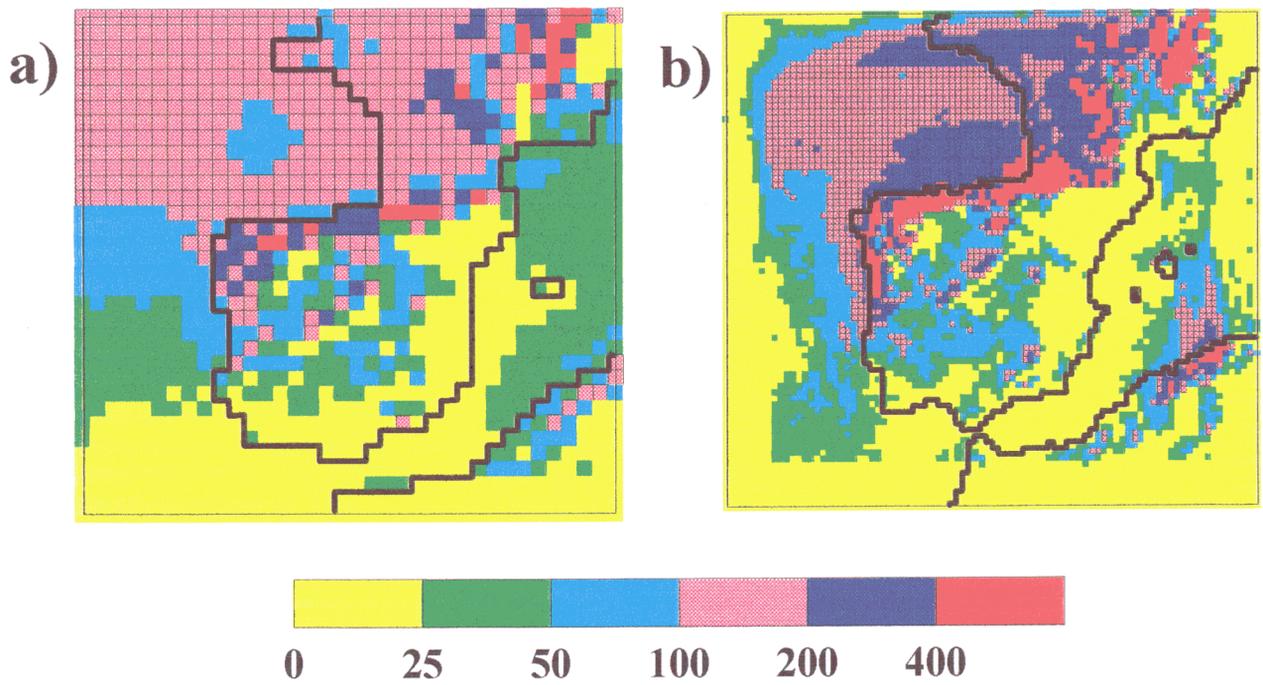


Figura 5.45. Precipitación acumulada (mm) del mes de enero (escenario 2xCO2); a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES.

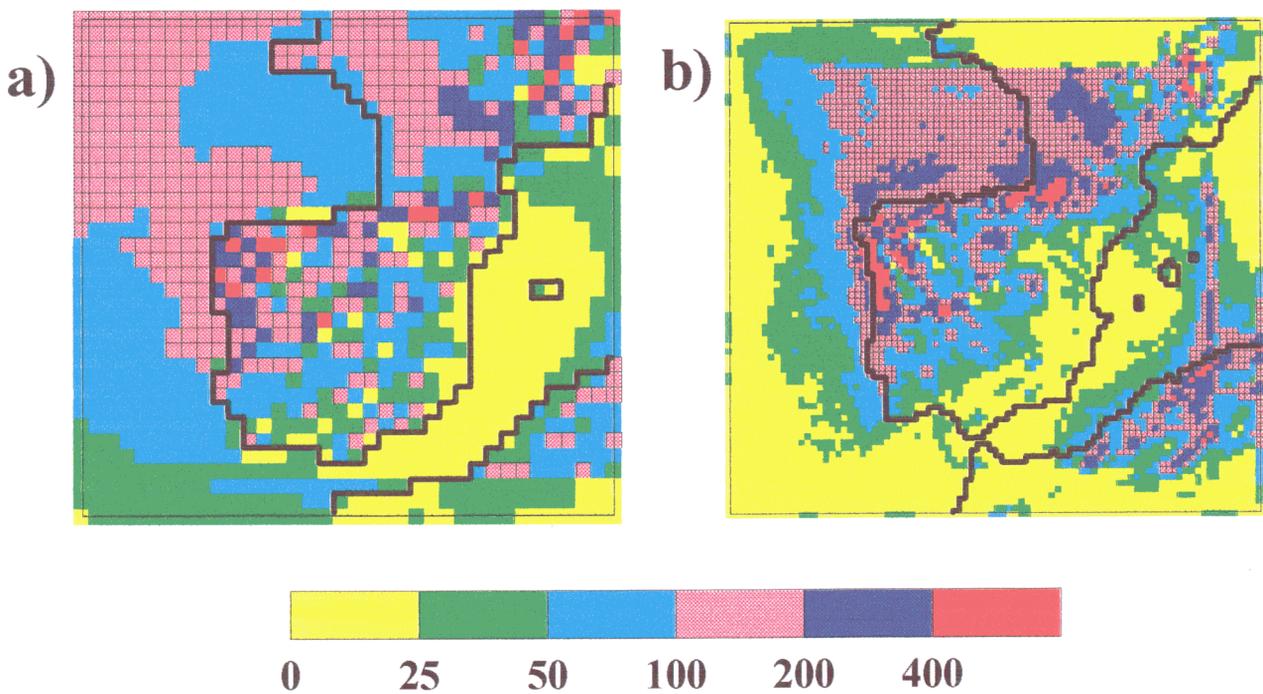


Figura 5.46. Precipitación acumulada (mm) del mes de abril (escenario 2xCO2); a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES.

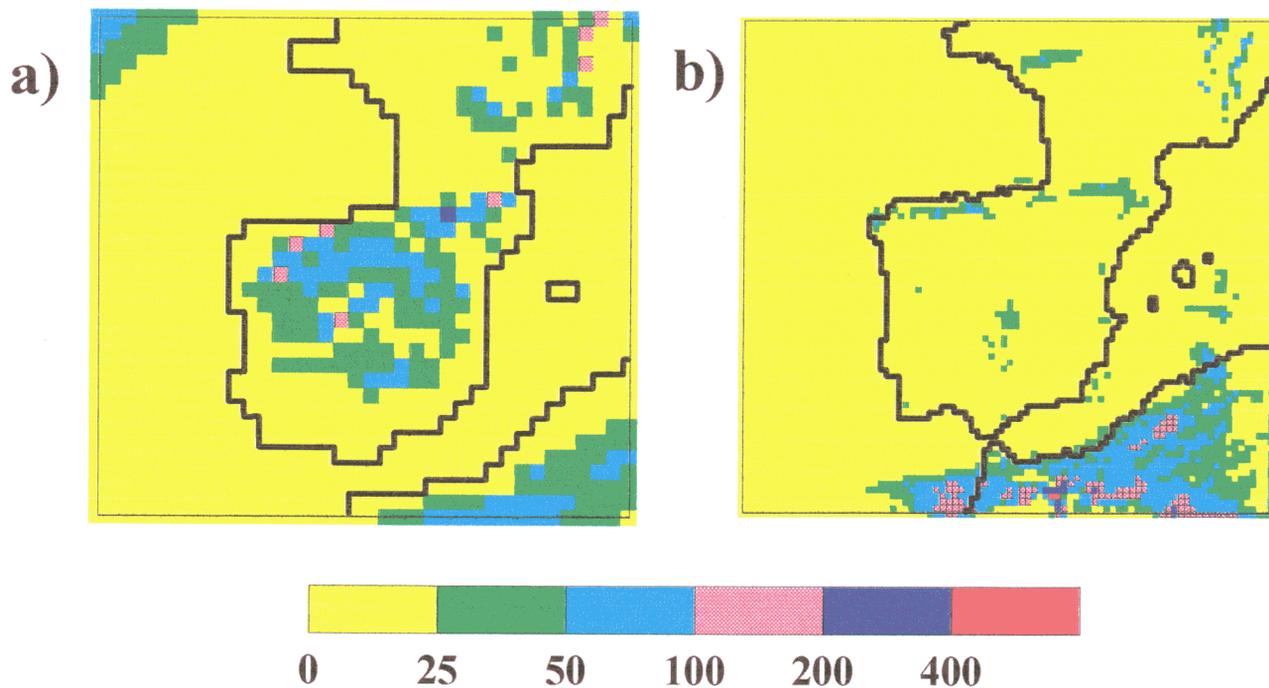


Figura 5.47. Precipitación acumulada (mm) del mes de julio (escenario 2xCO₂); a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES.

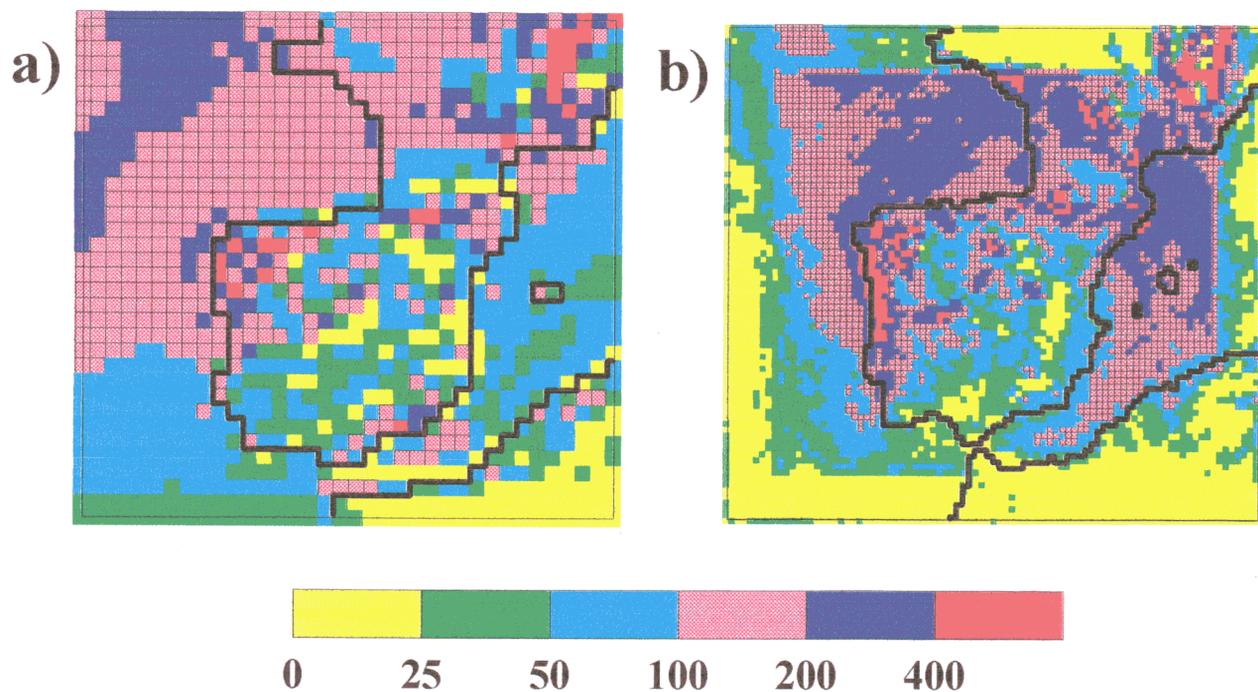


Figura 5.48. Precipitación acumulada (mm) del mes de octubre (escenario 2xCO₂); a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES.

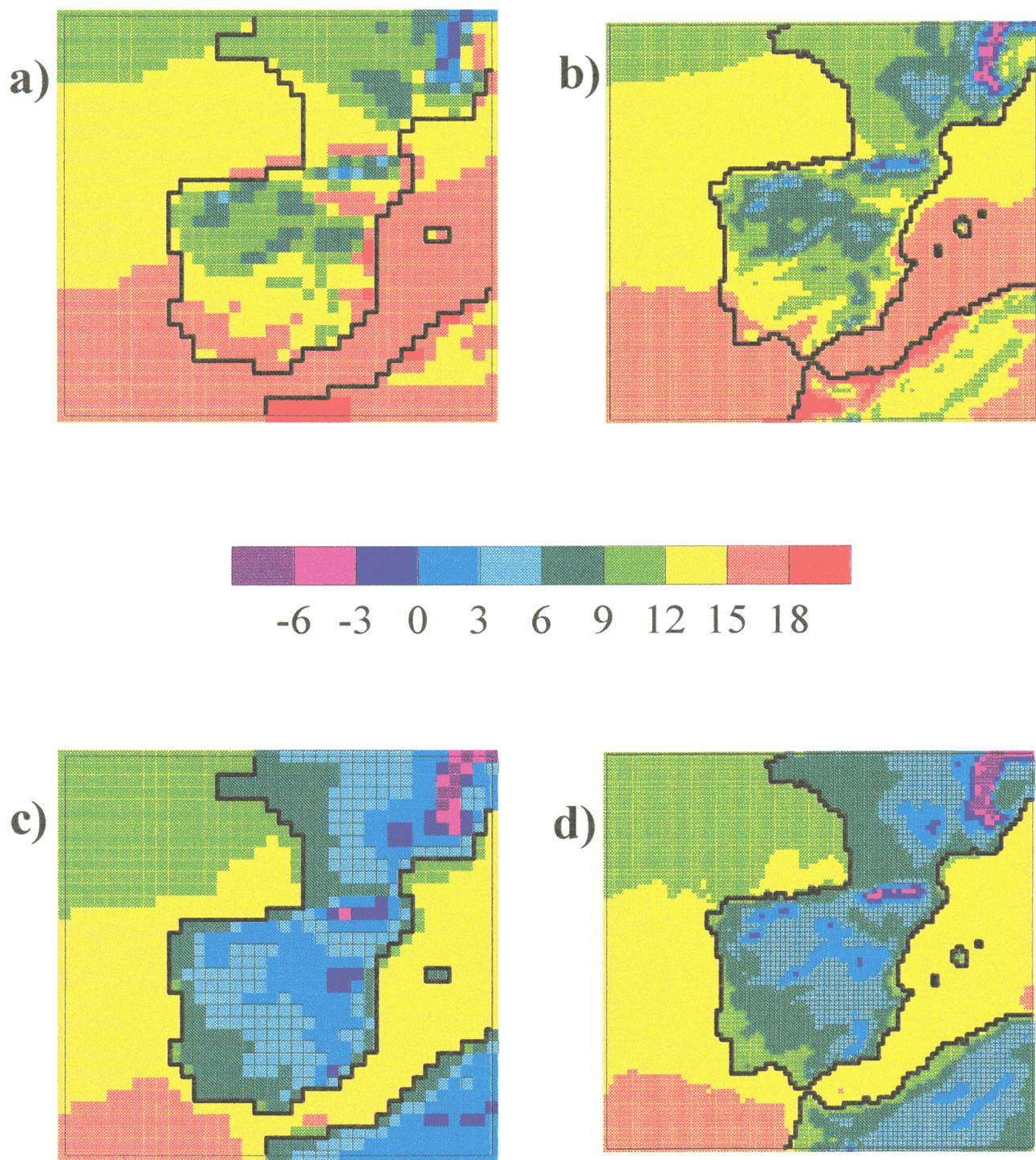


Figura 5.49. Temperatura a 2 metros sobre el suelo ($^{\circ}\text{C}$) para el mes de enero (clima actual). Media mensual de las máximas: a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES; y media mensual de las mínimas: c) simulación del Hadley Centre, d) simulación del PROMES.

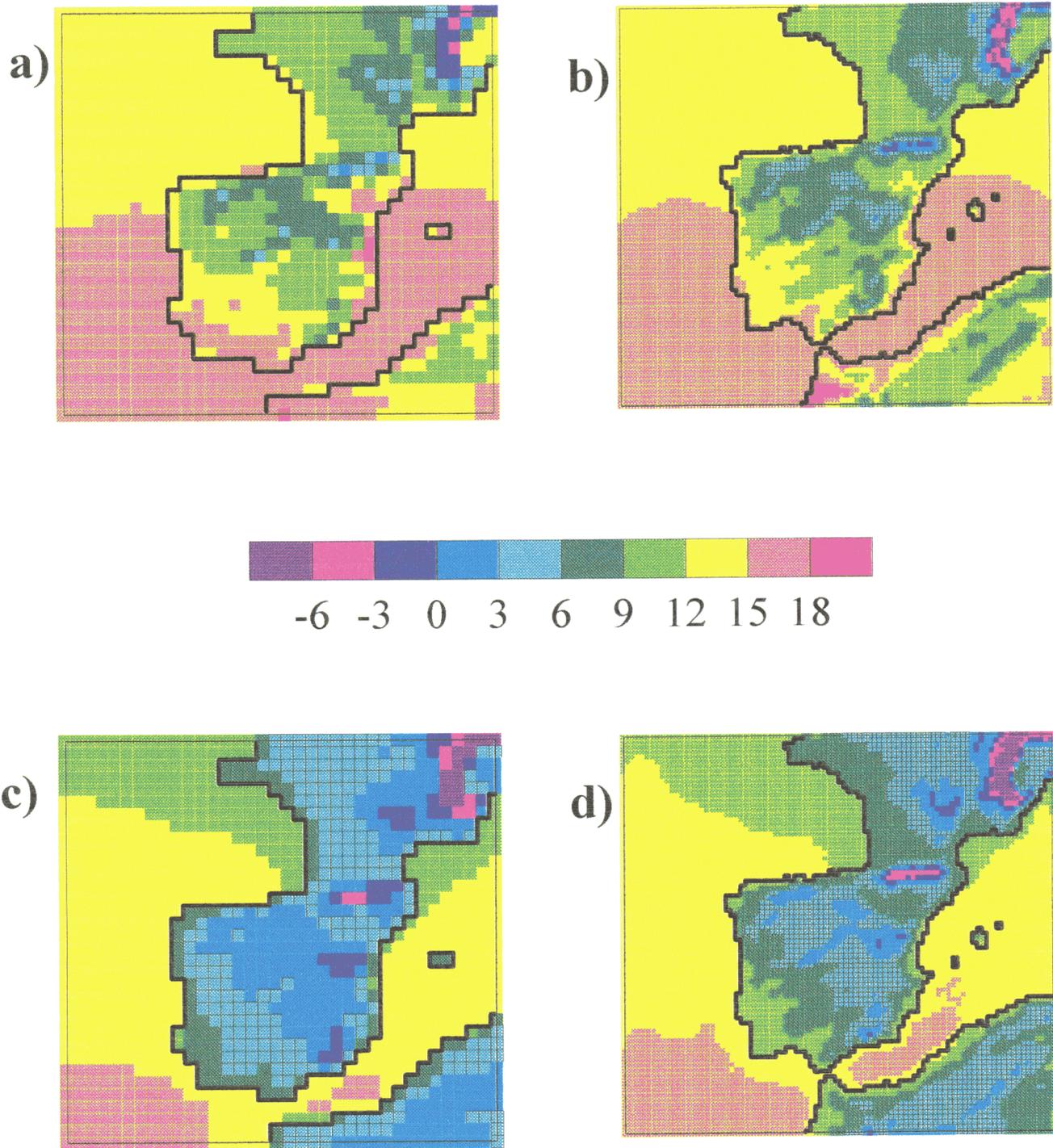


Figura 5.50. Temperatura a 2 metros sobre el suelo ($^{\circ}\text{C}$) para el mes de enero (escenario $2\times\text{CO}_2$). Media mensual de las máximas: a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES; y media mensual de las mínimas: c) simulación del Hadley Centre, d) simulación del PROMES.

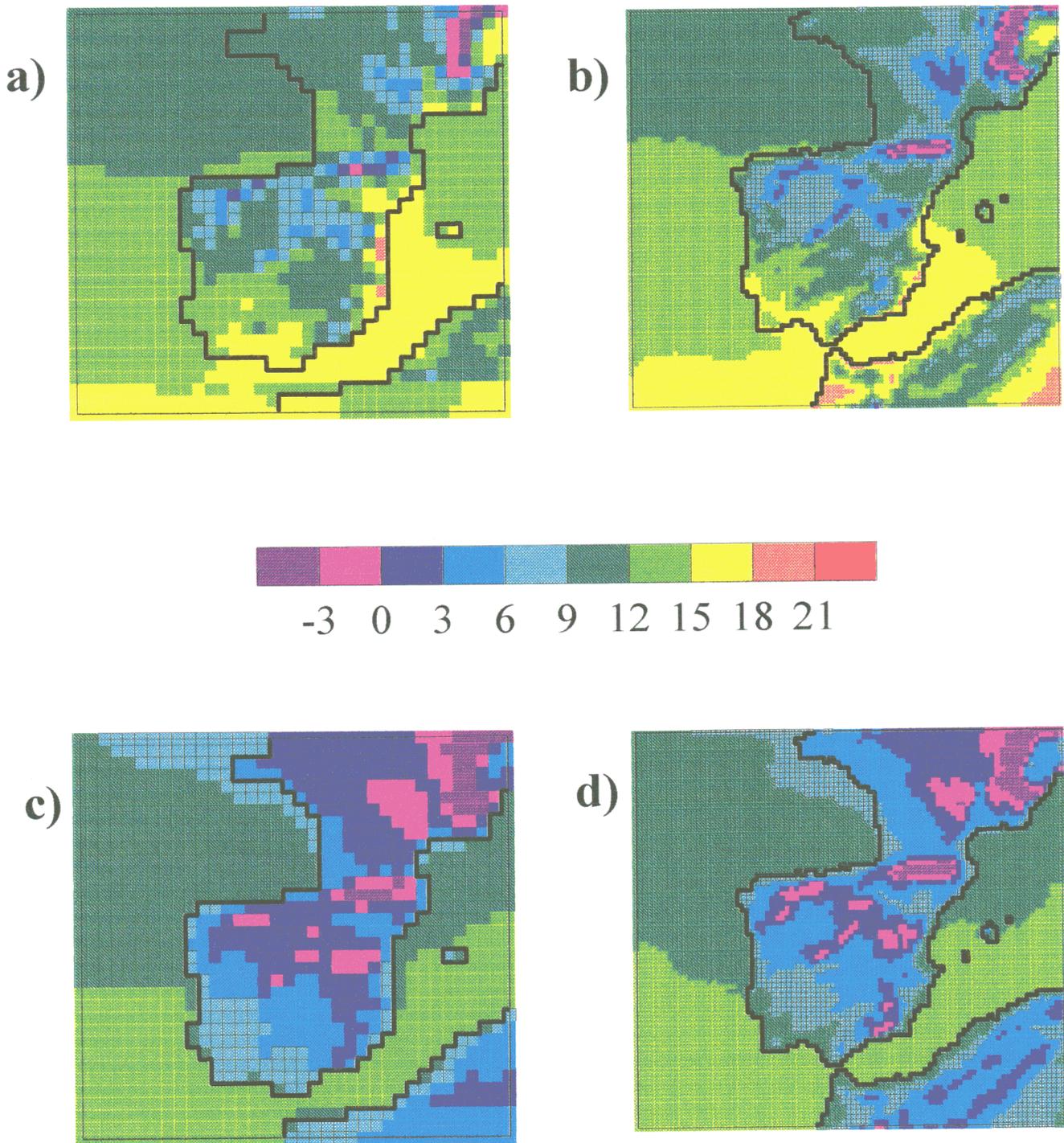


Figura 5.51. Temperatura a 2 metros sobre el suelo ($^{\circ}\text{C}$) para el mes de abril (clima actual). Media mensual de las máximas: a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES; y media mensual de las mínimas: c) simulación del Hadley Centre, d) simulación del PROMES.

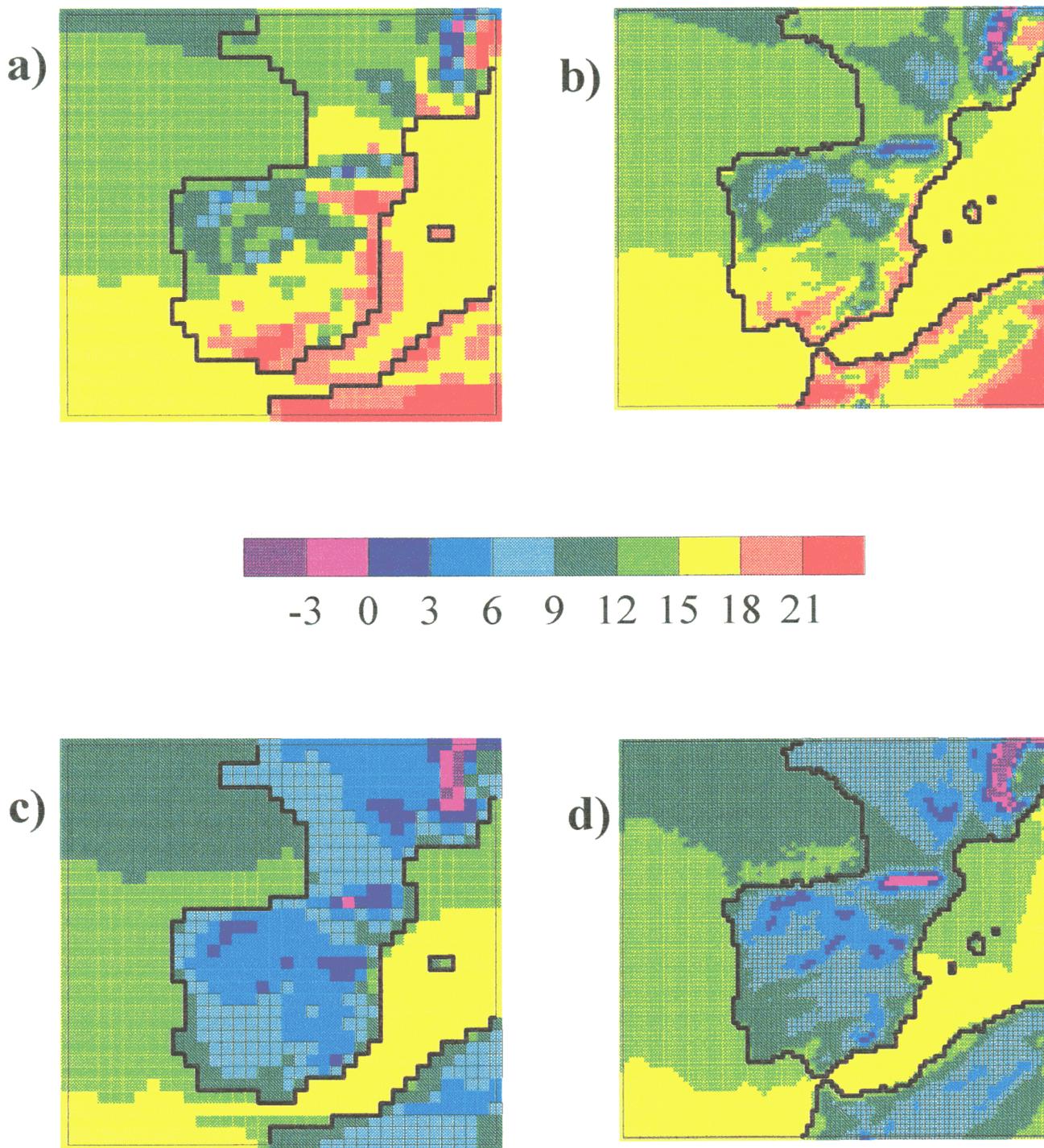


Figura 5.52. Temperatura a 2 metros sobre el suelo ($^{\circ}\text{C}$) para el mes de abril (escenario $2\times\text{CO}_2$). Media mensual de las máximas: a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES; y media mensual de las mínimas: c) simulación del Hadley Centre, d) simulación del PROMES.

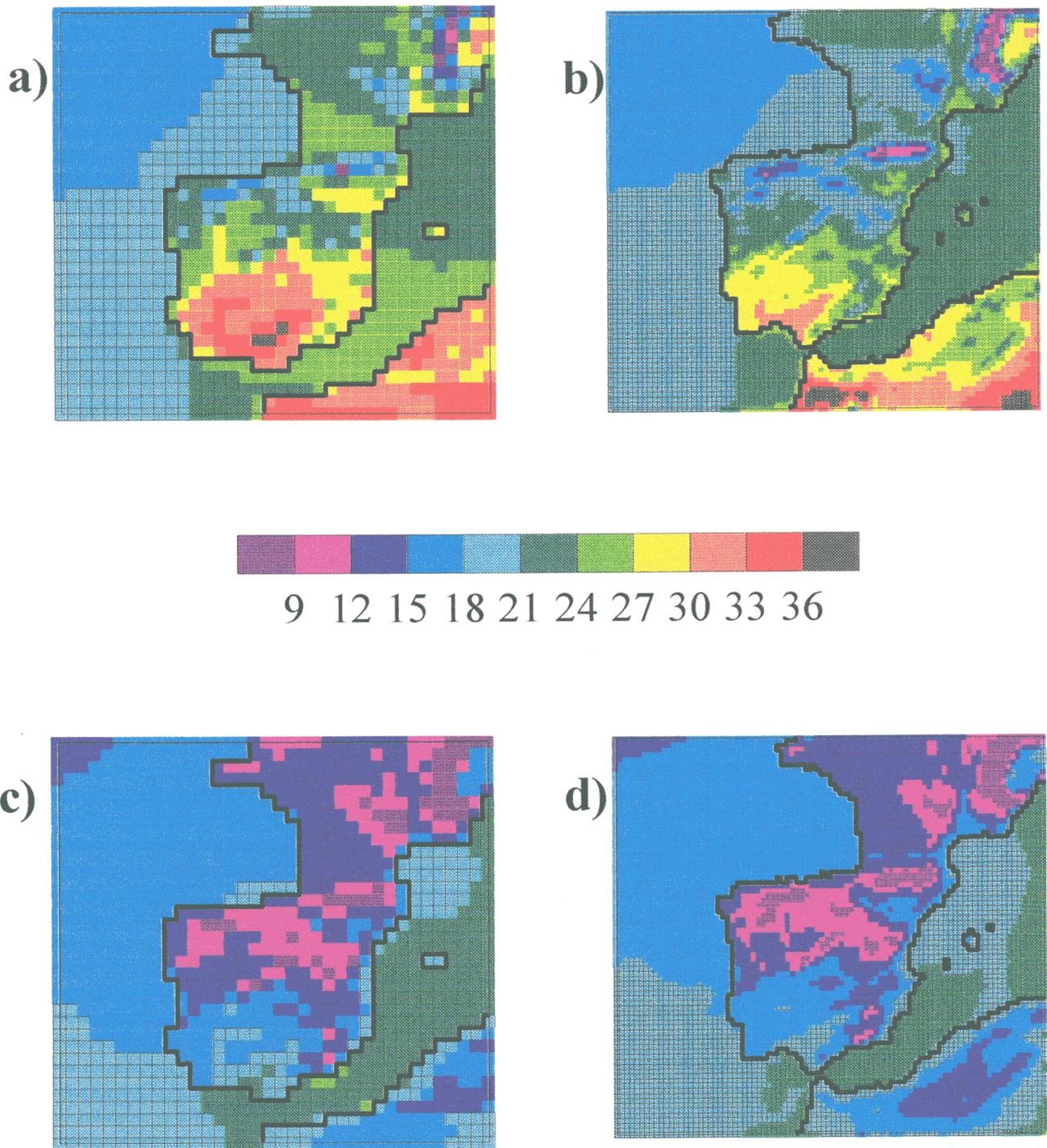


Figura 5.53. Temperatura a 2 metros sobre el suelo ($^{\circ}\text{C}$) para el mes de julio (clima actual). Media mensual de las máximas: a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES; y media mensual de las mínimas: c) simulación del Hadley Centre, d) simulación del PROMES.

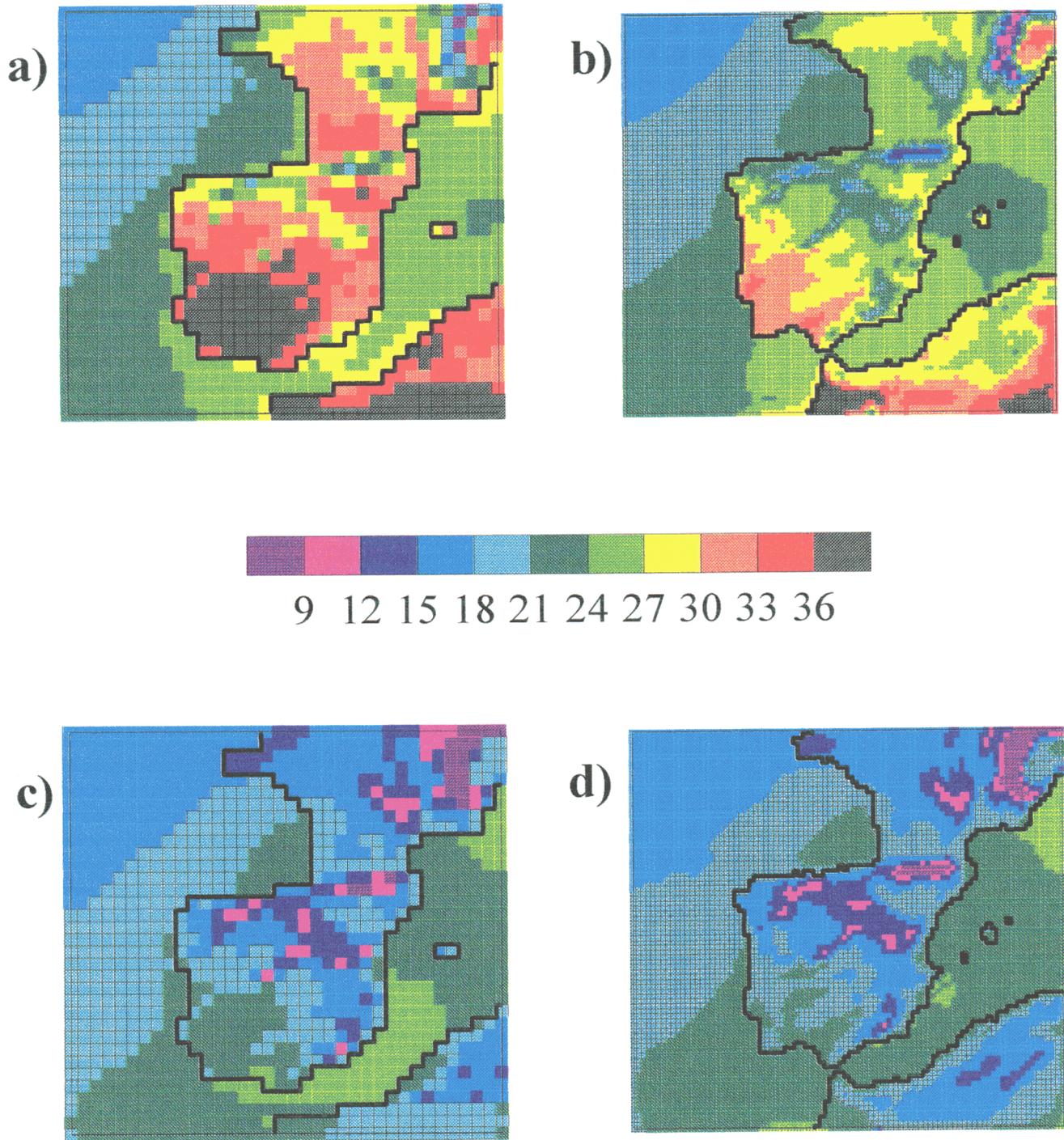


Figura 5.54. Temperatura a 2 metros sobre el suelo ($^{\circ}\text{C}$) para el mes de julio (escenario $2\times\text{CO}_2$). Media mensual de las máximas: a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES; y media mensual de las mínimas: c) simulación del Hadley Centre, d) simulación del PROMES.

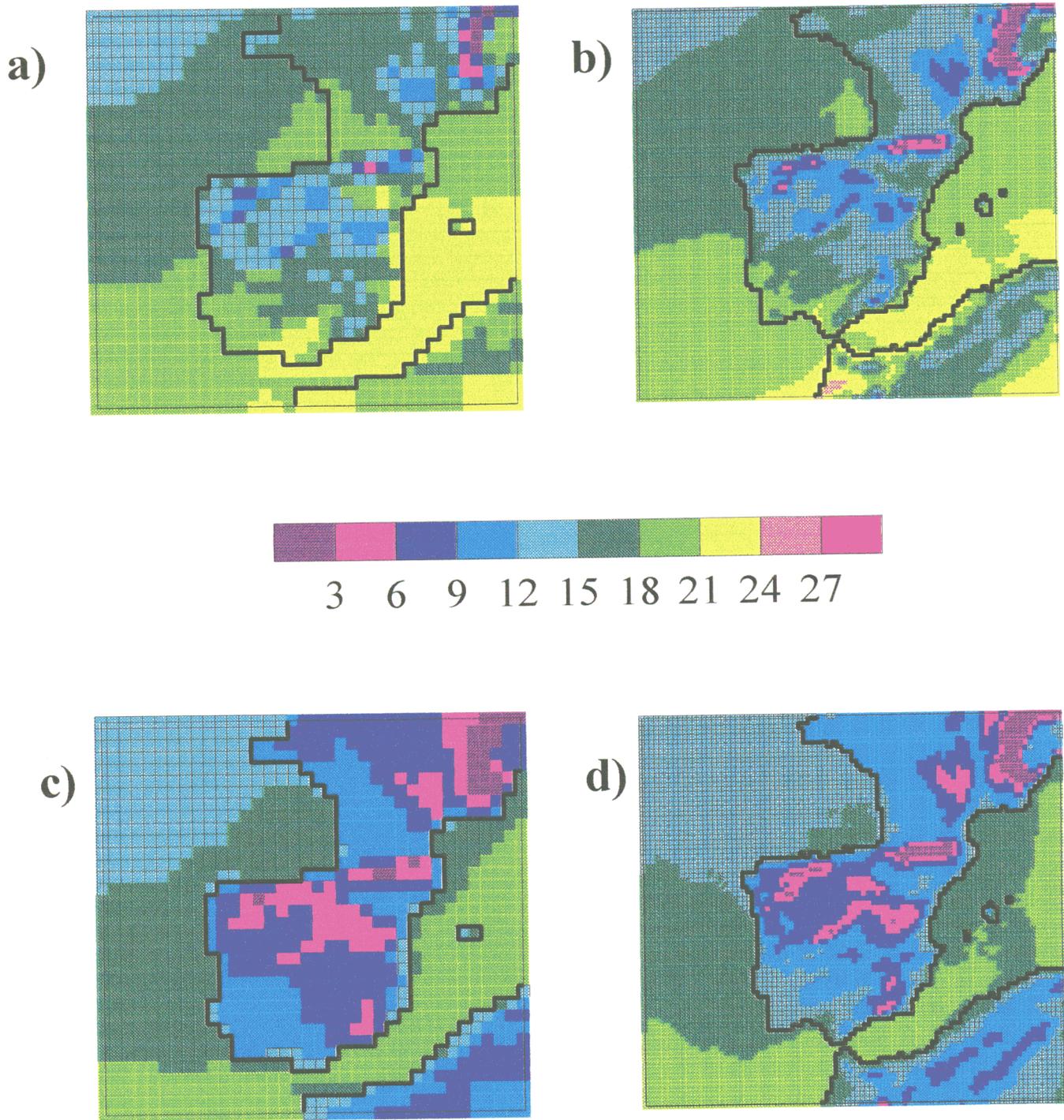


Figura 5.55. Temperatura a 2 metros sobre el suelo ($^{\circ}\text{C}$) para el mes de octubre (clima actual). Media mensual de las máximas: a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES; y media mensual de las mínimas: c) simulación del Hadley Centre, d) simulación del PROMES.

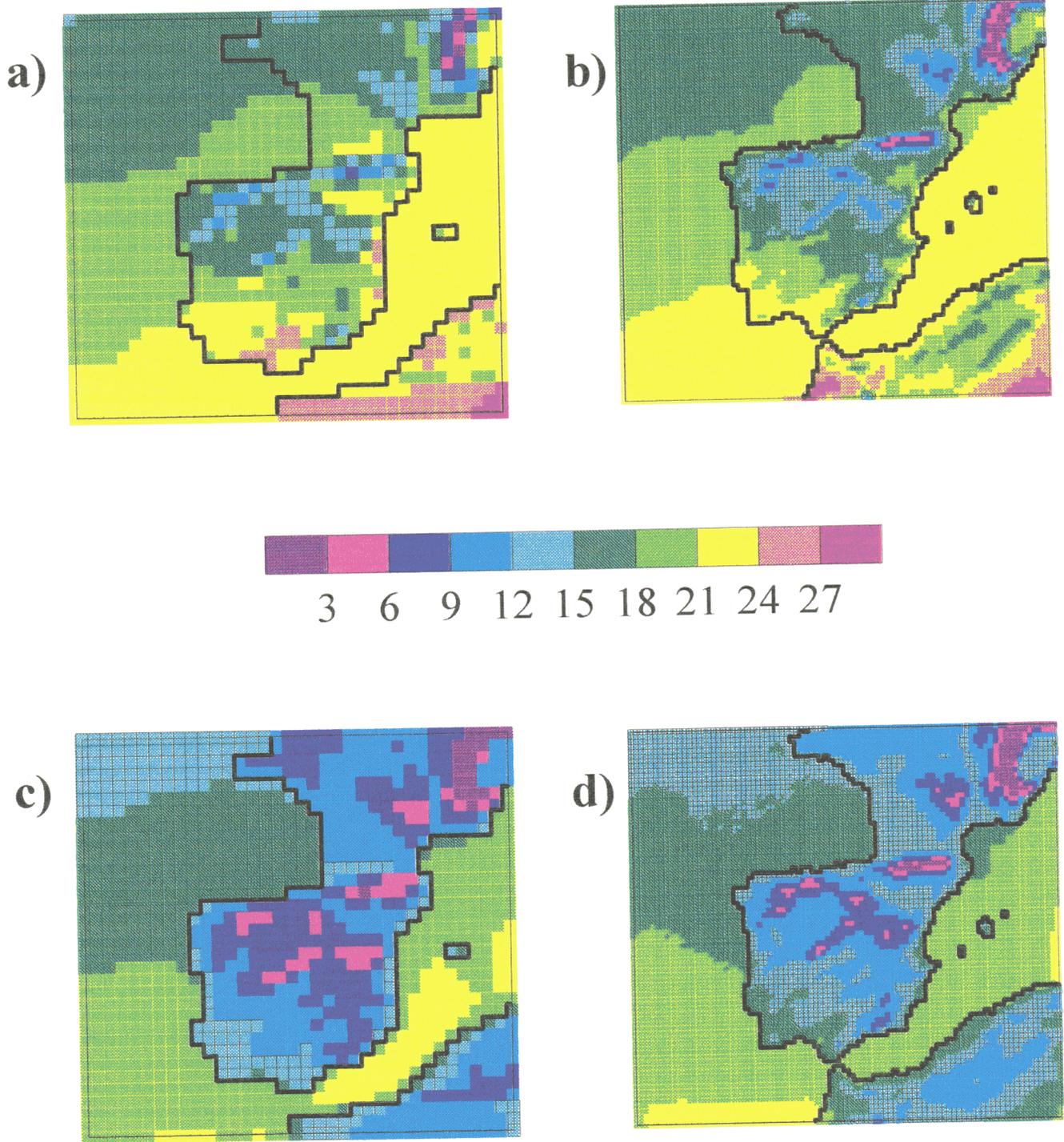


Figura 5.56. Temperatura a 2 metros sobre el suelo ($^{\circ}\text{C}$) para el mes de octubre (escenario $2\times\text{CO}_2$). Media mensual de las máximas: a) simulación del Hadley Centre, b) simulación del PROMES; y media mensual de las mínimas: c) simulación del Hadley Centre, d) simulación del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

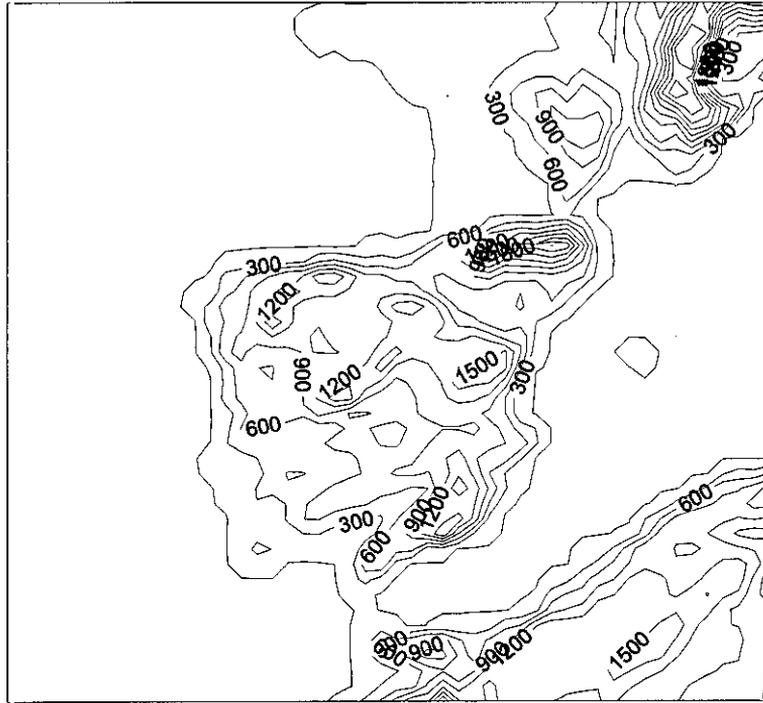


Figura 5.57. Dominio de aplicación del modelo con orografía. Se traza la isolínea de 10 metros y después desde la de 300 a la de 2700 metros con intervalos de 300 metros.

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 $-2.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ en enero hasta $-3.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ 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 ($1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$), abril ($0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$) y octubre ($0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$). 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 $2xCO_2$ 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.