

1. EL CLIMA DE ESPAÑA: PASADO, PRESENTE Y ESCENARIOS DE CLIMA PARA EL SIGLO XXI

Manuel de Castro, Javier Martín-Vide y Sergio Alonso

Contribuyentes

J. Abaurrea , J. Asín, M. Barriendos, M. Brunet, J. Creus, E. Galán, M.A. Gaertner,
C. Gallardo, J.C. González-Hidalgo, J. A. Guijarro, Y. Luna, A.D. Pozo-Vázquez,
J. Quereda, F.S. Rodrigo, C. Rodríguez-Puebla, A. Rosell-Melé

Revisores

C. Almarza, E. Zurita

RESUMEN

Por su compleja orografía y su situación geográfica, España posee una notable variedad climática. Las diferencias espaciales de los valores térmicos medios anuales superan los 18°C en el territorio peninsular y el rango de precipitación anual promedio abarca desde apenas 150 mm a más de 2500 mm.

A ello hay que añadir la elevada variabilidad climática interanual y la notable amplitud de valores diarios extremos. Así, por ejemplo, la variabilidad pluviométrica alcanza coeficientes superiores al 20% en las regiones mediterráneas y el archipiélago canario, y las secuencias de días consecutivos sin lluvia llegan a rebasar los 4 meses en la mitad meridional. La variabilidad interanual está fundamentalmente condicionada por diversos patrones de la circulación general de la atmósfera en el hemisferio norte, entre los que destaca la llamada Oscilación del Atlántico Norte (índice NAO). Por otra parte, los valores térmicos diarios extremos abarcan un intervalo de -40°C a +50°C y los máximos de precipitación diaria llegan a superar los 500 mm.

Los análisis sobre las tendencias recientes de la temperatura permiten confirmar que se ha producido una elevación bastante general de la temperatura media anual desde mediados de los años 70 del siglo XX, en una cuantía ligeramente superior a la observada globalmente, siendo el calentamiento más evidente en invierno. Por otra parte, el complejo reparto espacial de la precipitación y su alta variabilidad temporal no permiten vislumbrar una tendencia general definida. No obstante, los resultados abundan en una tendencia a la baja en el sur de la Península Ibérica y en Canarias en la segunda mitad del siglo XX, lo que parece concordar con la tendencia positiva del índice NAO observada en las últimas décadas. Tampoco hay resultados concluyentes sobre la evolución del número de días de precipitación copiosa.

La tendencia del clima futuro que resulta de la aplicación de modelos climáticos globales está condicionada por diversas fuentes de incertidumbre. Entre ellas destaca la propia evolución de las emisiones antropogénicas globales de gases de efecto invernadero (GEI) y de aerosoles azufrados. Por esta razón, el IPCC ha establecido un conjunto de escenarios de emisiones (SRES), en función de diversos supuestos acerca del crecimiento de la población, de la evolución de las actividades socio-económicas y del progreso tecnológico a lo largo del siglo XXI. En este informe solo se han considerado los escenarios conocidos por las siglas A2 y B2. El primero corresponde a una evolución de emisiones de GEI más creciente que el segundo. Así, en el A2 la concentración global de CO₂ llegaría en el año 2100 a unos 850 ppm, un 120% más que la actual, y en el B2 a unos 760 ppm, aproximadamente el doble que la actual.

Teniendo en cuenta los resultados promedio de conjunto de seis modelos globales de clima, se proyectan incrementos de la temperatura en la Península Ibérica esencialmente uniformes a lo largo del siglo XXI, con una tendencia media de 1.2°C cada 30 años en invierno y de 2°C cada 30 años en verano para el escenario A2, y de 1.1°C y 1.8°C respectivamente para el escenario B2. Por lo que respecta a las precipitaciones, las tendencias de cambio a lo largo del siglo no son por lo general uniformes, con notables discrepancias entre los modelos globales, lo que resta fiabilidad al resultado. No obstante, todos ellos coinciden en una reducción significativa de las precipitaciones totales anuales, algo mayor en el escenario A2 que en el B2. Dichas reducciones resultan máximas en la primavera y algo menores en verano.

La baja resolución espacial de los modelos globales de clima no permite una discriminación espacial de las proyecciones de cambio climático en el territorio de España a causa de su relativamente pequeña extensión geográfica. Por ello, se han considerado los resultados ofrecidos por un modelo regional de clima, con una resolución de 50x50 km², anidado en uno de los anteriores modelos globales. No obstante, hay que señalar que las proyecciones con el modelo regional que aquí se presentan se refieren solamente al último tercio del siglo (2070-

2100) y corresponden a la regionalización del cambio climático simulado por un solo modelo global. Por esta razón, aunque presentan un mayor detalle espacial y los resultados coinciden en esencia con el de otros ocho modelos regionales europeos anidados en el mismo modelo global, la fiabilidad de los resultados debe considerarse en teoría inferior al de los del promedio de conjunto de los seis modelos globales.

Los cambios más relevantes proyectados por el modelo regional para el último tercio de siglo en relación con el clima actual, se pueden resumir en los siguientes puntos:

- a) En el interior peninsular los incrementos de temperatura con respecto al clima actual en el escenario A2 alcanzan valores de 5°C a 7°C en verano y de 3°C a 4°C en invierno. En el escenario B2 la distribución del calentamiento es similar a la del escenario A2, pero generalmente 1°C menos intenso. En la periferia de la Península e Islas Baleares, el calentamiento proyectado es del orden de 2°C menor que en el interior, y en Canarias de unos 3°C menor que en el interior en verano y de 2°C menor en invierno.
- b) Los cambios proyectados para la precipitación acumulada son más heterogéneos espacialmente. En invierno resultan leves incrementos en el noroeste y leves disminuciones en el suroeste en ambos escenarios de emisiones. En primavera resultan mayores disminuciones de forma generalizada, aunque algo superiores en el escenario A2 que en el B2. En verano el descenso de precipitación es máximo en todo el territorio, excepto en Canarias. En otoño se proyecta para el escenario A2 un ligero incremento en el noreste y una disminución en el suroeste, resultando ambos menos intensos en el escenario B2.
- c) Se proyecta un aumento en la amplitud y frecuencia de las anomalías térmicas mensuales en el clima futuro en relación con el clima presente. Aunque este incremento no se observa de forma regular en todo el territorio, en todas las estaciones del año y en los dos escenarios de emisiones, los incrementos en la amplitud se mantienen en torno al 20%. Por otra parte, no se aprecian alteraciones significativas en la frecuencia de anomalías mensuales de precipitación, aunque esta conclusión resulta notablemente más cuestionable.
- d) La frecuencia de días con temperaturas máximas extremas en la Península Ibérica tiende a incrementarse muy significativamente en primavera y en menor medida también en otoño, mientras que en Baleares y Canarias no se observan cambios apreciables, al igual que ocurre en las otras dos estaciones del año en todo el territorio. La frecuencia de días con temperaturas mínimas extremas en la Península tiende a disminuir.

Considerando el conjunto de resultados del cambio climático proyectado a lo largo del siglo XXI para España por los diferentes modelos climáticos considerados en este informe, es posible ordenar su grado de fiabilidad en sentido decreciente de la siguiente manera: 1º Tendencia progresiva al incremento de las temperaturas medias a lo largo del siglo. 2º Tendencia al calentamiento más acusada en el escenario de emisiones más aceleradas (A2). 3º Los aumentos de temperatura media son significativamente mayores en los meses de verano que en los de invierno, con valores intermedios en los demás. 4º El calentamiento en verano es superior en las zonas del interior que en las cercanas a las costas o en las islas. 5º Tendencia generalizada a una menor precipitación acumulada anual en ambos escenarios de emisiones a lo largo del siglo. 6º Mayor amplitud y frecuencia de anomalías térmicas mensuales en relación al clima actual. 7º Más frecuencia de días con temperaturas máximas extremas en la Península, especialmente en verano. 8º La mayor reducción de precipitación en la Península se proyecta en los meses de primavera en ambos escenarios de emisiones para el último tercio del siglo. 9º Aumento de precipitación en el oeste de la Península en invierno y en el noreste en otoño. 10º Los cambios de precipitación tienden a ser más significativos en el escenario de emisiones más aceleradas (A2).

1.1. LA EVOLUCIÓN CLIMÁTICA EN EL PASADO

A escalas de miles de años, decenas de miles y aún superiores el clima de España ha seguido los patrones generales marcados por las fluctuaciones y los cambios climáticos globales por causa natural. Los periodos glaciales -los cambios mejor conocidos del pasado geológico- han dejado numerosas huellas visibles en el paisaje y variados registros paleoclimáticos. Los cambios climáticos han tenido, no obstante, expresiones locales que son el resultado de la modulación del cambio global por los factores geográficos y las variables fisiográficas de las distintas regiones españolas. Numerosos registros palinológicos en lagos atestiguan cambios en la vegetación, como, por ejemplo, los obtenidos en Padul (Granada) (Pons y Reille 1988), Banyoles (Gerona) (Pérez-Obiol y Julià 1994) y Sanabria (Zamora) (Sobrinho *et al.* 2004). Estos análisis han demostrado que el clima en España ha cambiado de forma repetida debido a procesos naturales, como ha ocurrido en el resto del planeta, y que en algunos periodos del pasado se han dado condiciones climáticas radicalmente diferentes de las actuales. Así, y a modo de ejemplo, a través del estrecho de Gibraltar entraron en el Mediterráneo aguas polares y probablemente icebergs en bastantes ocasiones durante el último periodo glacial (Cacho *et al.* 1999).

Los periodos glaciales, que debieron caracterizarse por unas temperaturas de varios grados centígrados por debajo de las actuales, fueron mucho más largos que los interglaciales, y durante ellos se produjeron oscilaciones climáticas abruptas a escala geológica, como serían los ciclos cálidos *Dansgaard-Oeschger* durante la última glaciación (entre 110 000 y 10 000 años BP). Estas oscilaciones rápidas tuvieron su origen en el cambio de las corrientes oceánicas, que causó un impacto abrupto en el ámbito ibérico, como reflejan los cambios profundos en la vegetación (Burjachs y Julià 1994). La relevancia de estos episodios demuestra la existencia de cambios súbitos en el clima, que, aun teniendo un origen lejano, pueden propagarse globalmente. De hecho, las condiciones ambientales de la Península Ibérica y de la cuenca mediterránea han sido muy sensibles a la variabilidad climática de la región del Atlántico Norte. La variabilidad climática peninsular ha estado estrechamente acoplada a cambios en la circulación marina, aunque diferentes áreas han mostrado respuestas más o menos atenuadas en función de su localización (Sánchez-Goñi *et al.* 2002).

Las transiciones de los periodos glaciales a los interglaciales han sido rápidas a escala geológica y salpicadas de abruptos retrocesos a condiciones cuasiglaciales, como ocurrió durante el episodio del *Younger Dryas* (entre 13 000 y 11 600 años BP) en la mayor parte de Europa, aunque esta oscilación pudo no haber afectado a toda la Península Ibérica (Pérez-Obiol y Julià 1994, Allen *et al.* 1996, Carrión 2002). Los periodos interglaciales, como en el que nos encontramos desde hace 10000 años (el Holoceno) son, en comparación con los glaciales, además de más cálidos, climáticamente más regulares, aunque haya habido algunas breves fluctuaciones (Leira y Santos 2002).

Las condiciones climáticas durante el Holoceno tampoco han permanecido absolutamente constantes, demostrando diversos estudios que en líneas generales los climas ibéricos se han vuelto más áridos y las temperaturas se han incrementado gradualmente (Araus *et al.* 1997; Jalut *et al.* 1997, Jalut *et al.* 2000, Davis *et al.* 2003, Rimbu *et al.* 2003). Algunos de estos autores apuntan a que esa tendencia probablemente ha sido contrapuesta a la ocurrida en otras zonas de Europa y del Atlántico Norte.

El escenario climático de algo más del último milenio en la Península Ibérica está caracterizado, en líneas generales, por la presencia de un episodio cálido en la Edad Media, entre los siglos IX y XIII-XIV, acompañado por unas precipitaciones relativamente abundantes y regulares. Al calentamiento medieval le sucedió un episodio de relativo enfriamiento y de aumento de la irregularidad pluviométrica entre los siglos XIV y XIX. Estudios dendroclimáticos realizados en el ámbito peninsular español han permitido reconstruir, de forma puntual desde el siglo XII y más continuada desde el siglo XV, valores de temperatura y precipitación media

anual en varios puntos del territorio. El análisis temporal de la variabilidad de estas series, incluyendo la mayor o menor presencia de valores extremos, ha puesto de manifiesto la alternancia de períodos con características climáticas muy diferenciadas (Creus *et al.* 1997, Saz y Creus 1999, Saz 2003) (Figura 1.1). Así, el clima de los primeros siglos del milenio se caracterizó por elevados valores de precipitación y temperatura, con un régimen de gran regularidad que se prolongó hasta bien avanzado el siglo XIV, momento en que una y otra variable inician un notable descenso y un aumento de la frecuencia de valores extremos. Tal comportamiento preludia el comienzo de una fase de clima muy variable, y especialmente fría, que alcanza su momento álgido en el siglo XVII y se manifiesta hasta finales del XVIII y primeras décadas del XIX. Corresponde a la fase conocida como Pequeña Edad del Hielo (PEH), durante la cual la variabilidad climática fue muy elevada, a la vez que tenían lugar pulsaciones de distinta intensidad que agravaban sus características. La PEH ha sido también identificada en la Península Ibérica a partir de registros marinocosteros (Luque y Julià 2002), lacustres (Desprat *et al.* 2003) y documentales, usando en este caso noticias de rogativas y daños por inundación (Martín-Vide y Barriendos 1995, Barriendos y Martín-Vide 1998). Una de las pulsaciones más notables durante la PEH, con aumento de las sequías y las precipitaciones torrenciales en la vertiente mediterránea oriental, tuvo lugar a finales del siglo XVIII (Barriendos y Llasat 2003).

Respecto a los riesgos climáticos, en algunos períodos de la PEH fueron más frecuentes y de mayor magnitud que durante el siglo XX, con un impacto destacado en las sociedades de la época. El período reciente, desde mediados del siglo XIX hasta la actualidad ha supuesto, en una visión plurisecular y con la referencia de la PEH, una vuelta a condiciones de mayor regularidad climática.

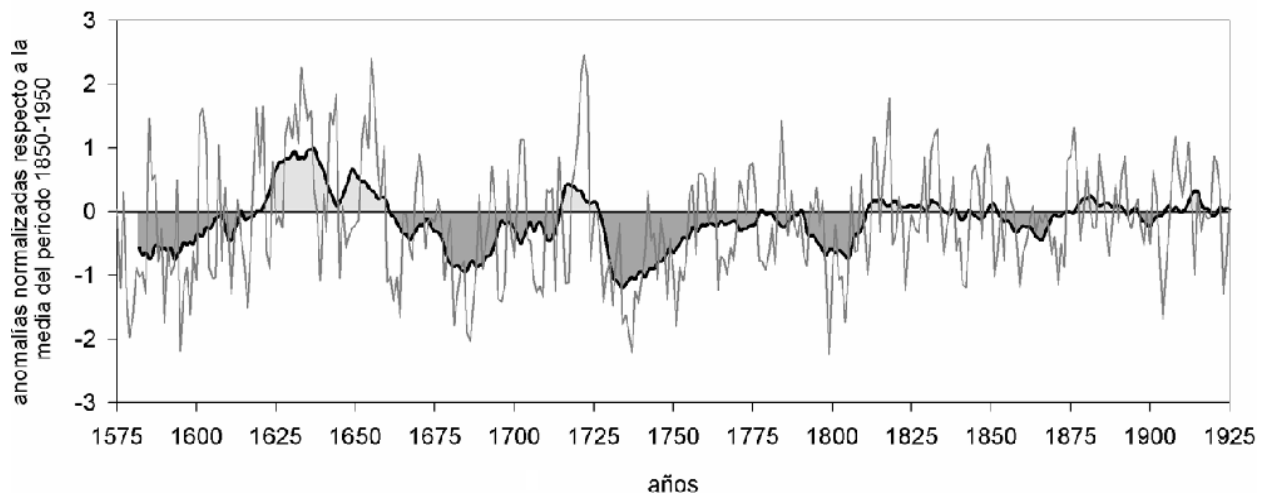


Fig. 1.1. Anomalías de la precipitación anual del NW de España (1575-1925) –suavizado con media móvil de 15 años- (Elaborado por J.Creus).

1.2. EL CLIMA ACTUAL

1.2.1. La temperatura

a) Temperatura media anual

Aunque la distribución de las isotermas medias anuales reproduce bastante bien el mapa hipsométrico, las diferencias de latitud entre el norte y el sur de España, aun sin tener en cuenta Canarias, y las diferentes características del océano Atlántico y del mar Mediterráneo introducen algunos matices. Los valores y las pautas espaciales principales de la temperatura

media anual en la España peninsular y Baleares son los siguientes: 1) el valor al nivel del mar varía entre poco menos de 14°C en puntos de la costa cantábrica hasta algo más de 18°C en la surmediterránea y en la suratlántica; 2) a lo largo del litoral mediterráneo oriental la temperatura media anual varía entre 15°C en algunos sectores de la costa catalana a 18°C en la almeriense, mientras que en Baleares los valores junto al mar quedan comprendidos entre 16 y 18°C; 3) la temperatura media anual puede ser negativa por encima de unos 2800 m de altitud en la mitad norte peninsular (Pirineos) y en umbrías a partir de unos 3100 m en la sur (sierra Nevada); 4) la meseta septentrional presenta valores entre 10 y 12,5°C y la meridional entre 12,5 y 15°C, en general; 5) las tierras bajas de la cuenca del Ebro tienen temperaturas medias anuales algo superiores a los 14°C, las del valle del Guadalquivir entre 17 y 18°C y las extremeñas superan ligeramente los 16°C; 6) los valores disminuyen desde los litorales hacia el interior; 7) los valores aumentan de norte a sur, a igualdad de altitud; 8) en el interior los valores disminuyen de poniente a levante (Figura 1.2).

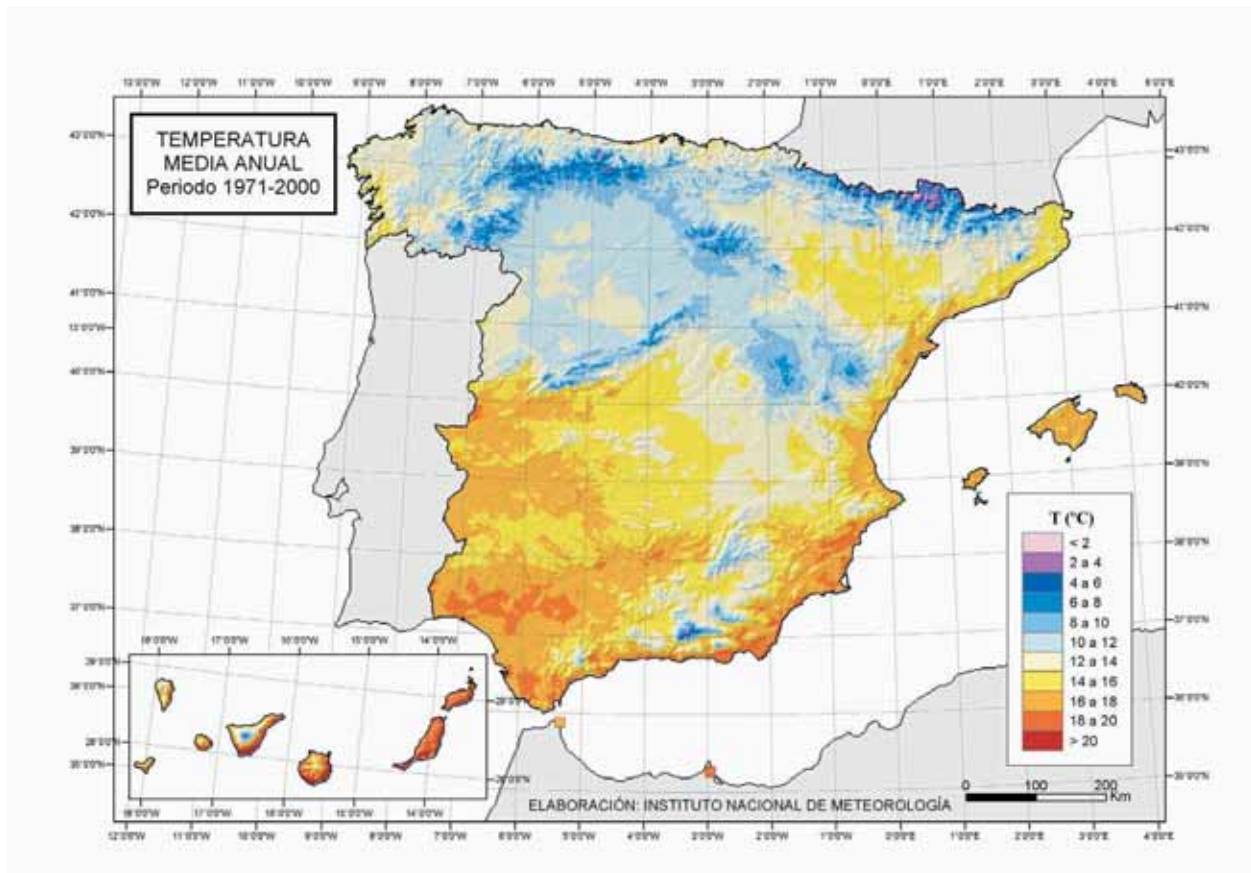


Fig. 1.2. Temperatura media anual (°C)(1971-2000) (Elaborado por el INM).

Los algo más de 4°C de diferencia entre las temperaturas medias anuales de las costas septentrional y meridional de la Península Ibérica suponen un gradiente latitudinal ligeramente superior a 1°C/200 km. En la costa norteafricana, Ceuta y Melilla presentan valores comparables a los del litoral meridional ibérico. En Canarias las temperaturas son apreciablemente superiores a las del resto de España a igualdad de altitud, superándose los 20°C, e incluso llegándose a los 21°C, en las costas. En resumen, las temperaturas medias anuales no se alejan del promedio del planeta, pero muestran contrastes considerables entre sus tierras más elevadas y septentrionales y las más bajas y meridionales.

b) Temperaturas medias de enero y julio

Enero es el mes que presenta la menor temperatura media mensual, con la excepción de algunos lugares de Canarias y algún cabo gallego, en que febrero puede quedar alguna décima por debajo del primer mes del año. En cambio los promedios mensuales más altos no son exclusivos de julio, sino que en buena parte de los observatorios litorales, Baleares, Canarias, Ceuta y Melilla se registran en agosto, por causa de la inercia térmica de las aguas marinas, aunque con escasa diferencia respecto al mes precedente. Las características principales del mapa de isotermas del mes de enero pueden resumirse en las siguientes: 1) la isoterma de 6°C engloba toda la mitad norte peninsular, con la excepción de la franja litoral y prelitoral por debajo de unos 500 m de altitud; 2) la misma isoterma abraza, en la mitad sur peninsular, Madrid, gran parte de Castilla-La Mancha, sierra Morena, alguna comarca del interior de la Comunidad Valenciana, las principales sierras Béticas y Penibéticas, así como los espacios más elevados de Extremadura, Mallorca y Tenerife; 3) la isoterma de 12°C aparece en la costa surmediterránea y suratlántica, Ceuta, Melilla y por debajo de unos 700 m en Canarias.

Las características principales del mapa de isotermas del mes de julio pueden resumirse en las siguientes: 1) la isoterma de 24°C engloba una amplia área en la mitad meridional de la España peninsular, exceptuando una franja oriental de Castilla-La Mancha, junto con la cordillera Ibérica, algunas tierras valencianas interiores, las principales sierras Béticas y algunas alineaciones de los montes de Toledo y Sierra Morena; 2) los 24°C son también superados, dentro de la mitad septentrional, en las tierras más bajas de la cuenca del Ebro; 3) la isoterma de 16°C sólo aparece en la cordillera Cantábrica y en los niveles más altos del macizo Galaico y los Montes de León, de los Pirineos, de las cordilleras Ibérica y Central, de sierra Nevada y del Teide; 4) la costa cantábrica no alcanza los 20°C. Sólo en las cordilleras más elevadas y en la costa cantábrica el verano es fresco, mientras que en gran parte de la mitad sur puede calificarse de muy caluroso. En el curso medio del Guadalquivir, entre Jaén y Sevilla, se llegan a rebasar los 27°C como promedio mensual.

c) Temperaturas extremas

Resulta bien conocido que el umbral de los 40°C se rebasa casi todos los veranos en algunas capitales andaluzas, tales como Córdoba y Sevilla, así como en otros lugares de la mitad sur de España. Incluso el citado valor se ha superado en ocasiones sobradamente. Así, Écija (Sevilla) ha registrado en diversas ocasiones 47°C (7 de julio de 1959, varias jornadas en julio de 1967, etc.). Igualmente, en Sevilla se han alcanzado los 47°C (6 de agosto de 1946). Durante la “ola de calor” de julio de 1995, Sevilla y Córdoba llegaron a los 46,6°C. El récord de 51°C anotado el 30 de julio de 1876 en Sevilla es dudoso, así como otros valores superiores a los 50°C en observatorios menores. Sin embargo, hay que contemplar, a la vista de los registros existentes, que en alguna ocasión hayan podido alcanzarse los 50°C en algún lugar de la cuenca del Guadalquivir.

Aunque con menor frecuencia, los 40°C no son exclusivos de las tierras andaluzas, porque se han alcanzado y rebasado en Castilla-La Mancha, Extremadura y Murcia, y, más raramente, en las tierras bajas y medias navarras, riojanas y aragonesas, Valencia, Alicante, Mallorca, interior de Cataluña, tierras bajas de Orense y algún punto de las Rías Bajas, poblaciones de Madrid, Tenerife e islas orientales de Canarias. Incluso la temperatura máxima absoluta de Bilbao ha superado los 40°C, bajo situaciones del sur. La isoterma de 45°C puede considerarse exclusiva del valle del Guadalquivir. Aunque la situación atmosférica más general y clara de “ola de calor” con registros superiores a los 40°C es la de advección de aire de origen sahariano en las capas bajas de la troposfera, en algunos lugares de España el citado umbral se ha alcanzado bajo otras situaciones (poniente de tipo *föhn* en la costa valenciana, sur también de tipo *föhn* en la costa vasca, etc.).

En cuanto a las temperaturas mínimas absolutas, en el litoral mediterráneo, peninsular y balear, el litoral suratlántico y las tierras bajas de Canarias las heladas son poco frecuentes o, incluso, inexistentes. En cambio, la continentalidad y la altitud de las tierras interiores peninsulares y de las cordilleras permiten en ocasiones registros mínimos rigurosos. Los observatorios de las dos Castillas llegan a registrar temperaturas mínimas por debajo de los -10°C y, en algunos lugares, inferiores a los -20°C , en un treintenio. Menos de -10°C pueden también medirse en la cuenca del Ebro, las hoyas intrabéticas, como la de Granada, el interior de Galicia y de Cataluña, y hasta en la costa guipuzcoana. Igualmente, en los niveles altos de las principales cordilleras las temperaturas han caído por debajo de los umbrales citados. En el último período internacional los aeródromos de los Llanos (Albacete), a sólo 704 m de altitud, ha registrado $-24,0^{\circ}\text{C}$, Villafraía (Burgos), $-22,0^{\circ}\text{C}$, Vitoria, a poco más de 500 m, $-21,0^{\circ}\text{C}$, y Matacán (Salamanca), $-20,0^{\circ}\text{C}$. El récord oficial de temperatura mínima de España lo tiene Estany Gento, en el Pirineo de Lérida, a 2120 m de altitud, con -32°C , el 2 de febrero de 1956, durante una de las “olas de frío” más crudas del siglo XX. Probablemente en las más altas cimas del Pirineo aragonés se hayan alcanzado alguna vez los -40°C . En un área de la cordillera Ibérica a caballo entre Zaragoza, Teruel y Guadalajara se localizan algunas de las tierras más frías de España en invierno, si se tiene en cuenta su relativamente modesta altitud, de entre 850 y 1100 m. Así, los observatorios de Calamocha y Molina de Aragón han llegado a registrar valores de -28°C a -30°C .

d) Amplitud térmica media anual y la continentalidad

La amplitud media anual (diferencia entre las temperaturas medias de los meses más cálido y más frío), que constituye un buen índice de la continentalidad, es notablemente elevada en la Meseta, en especial la meridional, y la cuenca del Ebro. En algunos lugares de la Meseta sur llega a haber una amplitud media anual de más de 20°C . Valores de 18°C y aún más son comunes en las tierras bajas del valle del Ebro y sus afluentes y entre 16 y 17°C en la Meseta norte. Por el contrario, las tierras litorales canarias tienen las mínimas amplitudes medias anuales, debido a su insularidad y baja latitud. Así, en las costas canarias el mes más cálido sólo se diferencia del más frío en 5°C a 7°C . En la España peninsular la menor continentalidad, o la mayor oceanidad, la tienen las costas coruñesas, con unos 9°C . En cambio, el litoral mediterráneo oriental y el balear presentan una relativamente elevada amplitud, de unos 14°C , por la influencia de un mar casi cerrado y rodeado por altas tierras.

1.2.2. La precipitación

a) Precipitación media anual

La precipitación es el elemento climático más importante en España, tanto desde un punto de vista climático como en su consideración de recurso, dadas su modesta cuantía en gran parte del territorio y su elevada variabilidad temporal y espacial. El total medio anual ha servido tradicionalmente para distinguir tres grandes áreas: las Españas lluviosa, seca y semidesértica. La divisoria entre la España lluviosa y la seca suele establecerse en la isoyeta de 800 mm, y, en algún caso, en la de 600 mm o la intermedia. La divisoria entre la España seca y la semidesértica, a veces también denominada semiárida o árida, la marcan los umbrales de los 300 ó 350 mm. Estas tres categorías no tienen una representación espacial perfectamente separada, sino que se presentan en numerosos sectores intercaladas. Así, el mapa de precipitación media anual de España es muy complejo, con muchos enclaves de alta o baja pluviometría relativa insertos en comarcas de signo opuesto (Figura 1.3).

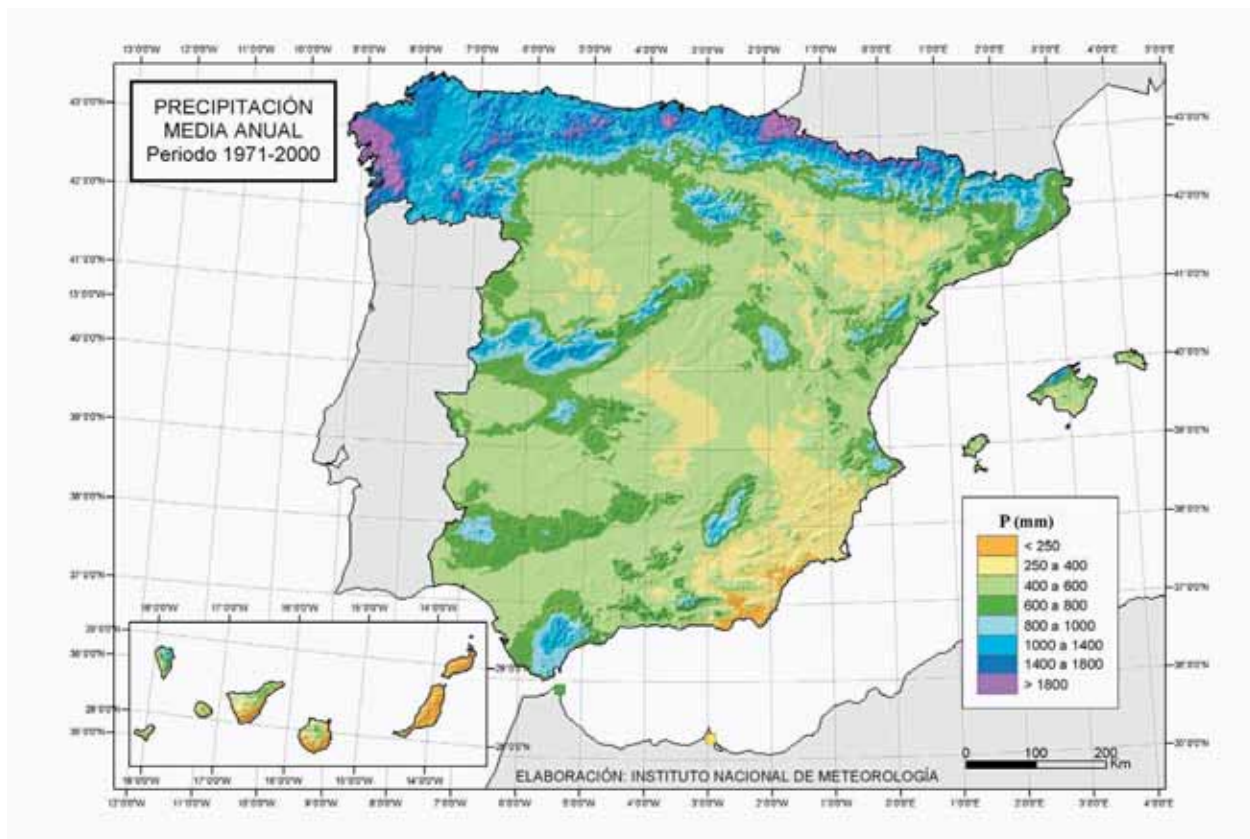


Fig. 1.3. Precipitación media anual (mm)(1971-2000) (Elaborado por el INM).

La España lluviosa ocupa fundamentalmente, y con continuidad, casi todo el norte y noroeste del país. Los valores medios superan en la mayoría de los casos los 1000 mm, y se llegan a rebasar los 2000 mm en los sectores mejor expuestos a los flujos húmedos marítimos. Al margen de ella, son numerosos los sectores peninsulares, e incluso insulares, que rebasan el umbral de los 800 mm, casi siempre cordilleras o sierras. La España seca, la más extensa, ocupa un amplísimo espacio central en la Península Ibérica, que abarca las tierras llanas de las dos Mesetas, las bajas de la cuenca del Ebro, la depresión del Guadalquivir, así como buena parte de la fachada oriental ibérica, excepto el Sureste, y los litorales surmediterráneo y suratlántico. También pertenecen a la España seca las islas Baleares, excepto la sierra de Tramuntana, en Mallorca, algunas de las tierras más altas y otras de las medianías del archipiélago canario, Ceuta y Melilla. Valores cercanos a los 500 mm son bastante frecuentes en la España seca. La España semidesértica tiene su principal representación en el Sureste peninsular, esto es, buena parte de la provincia de Almería y sectores de Murcia, Granada y Alicante. Al margen, quedan algunos enclaves, superficialmente reducidos, en las cuencas del Ebro y del Duero, así como Lanzarote, Fuerteventura y las tierras bajas de las restantes islas Canarias, excepto la Palma.

A una escala de conjunto, la precipitación anual en la Península Ibérica disminuye de norte a sur y de oeste a este, por lo que en la diagonal imaginaria que une Galicia y Almería se produce el contraste pluviométrico extremo. En Canarias la precipitación también disminuye de norte a sur, en cada isla, y de poniente a levante en el archipiélago. En Baleares la precipitación aumenta, en general, de suroeste a noreste.

En la España peninsular el volumen medio anual de precipitación durante el treintenio 1961-1990 se estima en $327.286 \times 10^6 \text{ m}^3$, lo que equivale a una altura media de 665 mm. El valor más bajo de la España peninsular corresponde al cabo de Gata (Almería), entre 125 y 150 mm,

dependiendo del período analizado, mientras que en algunos sectores bien expuestos de la España lluviosa han de rebasarse los 2500 mm. Ello supone multiplicar por más de 20 la primera cantidad para obtener la segunda. En Baleares, los valores extremos son de unos 1400 mm, en la sierra de Tramuntana, y de poco más de 300 mm en algunos puntos de Formentera. En Canarias el rango de valores lo marcan cantidades estimadas de entre 1100 y 1300 mm, en el noreste de la Palma, y de menos de 100 mm en sectores de Lanzarote, Fuerteventura y en el sur de las otras islas, excepto la Palma.

b) Variabilidad pluviométrica interanual

Consustancial con los climas mediterráneos, la pluviometría de gran parte de España se caracteriza por su elevada variabilidad interanual. El umbral del 20% para el coeficiente de variación anual permite establecer la divisoria entre los climas mediterráneos y el marítimo templado en la Península Ibérica. En el mar Menor y en algún otro lugar de la costa oriental el coeficiente de variación anual alcanza el 40%, lo que significa una variabilidad interanual muy alta. En Canarias también se rebasa este último valor (Figura 1.4).

c) Régimen pluviométrico estacional

Uno de los hechos climáticos más sorprendentes de la España peninsular es la extraordinaria variedad de regímenes pluviométricos estacionales. No hay, de este modo, una estación lluviosa general en el país, ni incluso una seca, aunque, en este caso, un alto porcentaje de las tierras españolas padece veranos secos o muy secos. En los dos archipiélagos sí que, además de un mínimo estival sin excepción, el máximo está bien definido, en otoño en Baleares y en invierno en Canarias.

Los regímenes pluviométricos estacionales permiten dibujar un complejo y variado mosaico espacial. En España aparecen representados nada menos que 13 regímenes pluviométricos estacionales de los teóricos 24 posibles, que resultan de la ordenación decreciente de las cantidades medias de las cuatro estaciones (Tabla 1.1).

Tabla 1.1. Conclusiones globales sobre los regímenes pluviométricos estacionales en España (Martín Vide y Olcina 2001).

Conclusiones	Regímenes representados	Áreas principales de distribución
Máx. invernal ⇒ mín. estival	IPOV, IOPV	Vertientes atlántica, cantábrica y Surmediterránea, y Canarias
Máx. estival ⇒ mín. invernal	VOPI, VPOI	Pirineo catalán y un sector de la Cordillera Ibérica (Jiloca-Guadalaviar)
Máx.otoñal⇒mín.no primaveral	OPIV, OPVI, OIPV, OVPI	Vertiente mediterránea oriental y Baleares
Máx.primaveral⇒mín.no otoñal	POIV, POVI, PIOV, PVOI, PVIO (excepción)	Interior peninsular
	Equilibrado	Valle de Arán

I: invierno (DEF); P: primavera (MAM); V: verano (JJA); O: otoño (SON).

En el valle de Arán la precipitación se reparte de modo tan equidistributivo entre las cuatro estaciones, que puede hablarse de un régimen equilibrado. Los regímenes del primero y del segundo grupo son contrapuestos, suponiendo los que presentan máximo estival la inversión total del régimen mediterráneo típico y del marítimo de costas occidentales. La escasez de lluvia en invierno en regiones del este peninsular es un rasgo singular de los regímenes estacionales españoles. El verano es extremadamente seco en el sur de España, incluida Canarias. El porcentaje de precipitación estival respecto a la total anual es inferior al 3% en el estrecho de Gibraltar y en casi todo el archipiélago canario.

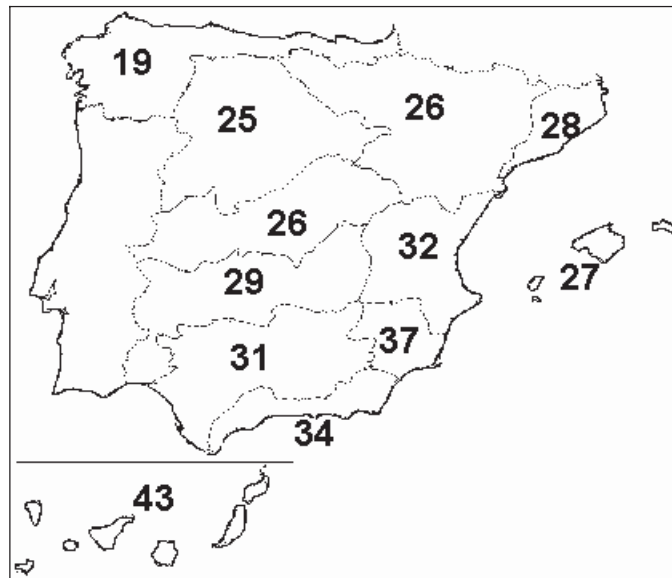


Fig. 1.4. Coeficiente de variación medio de referencia (%) de la precipitación anual por cuencas hidrográficas, a partir de 274 estaciones (período básico 1949-1989) (Martín-Vide 1996).

d) Frecuencia de la precipitación y secuencias secas

Para la España peninsular pueden establecerse los siguientes valores y pautas espaciales sobre el número medio anual de días con precipitación apreciable: 1) disminuye con claridad de norte a sur; 2) disminuye algo, en general, de oeste a este; 3) presenta máximos relativos sobre los principales macizos montañosos; 4) supera los 100 días, casi sin excepción al norte del paralelo 40°N, en Galicia, los montes de León, el litoral septentrional y la cordillera Cantábrica, los sectores pirenaicos, prepirenaicos y de las cordilleras Central e Ibérica más elevados, La Rioja y buena parte de la Meseta norte; 5) no alcanza los 50 días en el sector más árido del Sureste peninsular; 6) apenas llega a 20 días en puntos del sur de Fuerteventura, Gran Canaria y Tenerife; y 7) el máximo se localiza en el extremo oriental de la franja cantábrica (San Sebastián 188,0 días, en el período 1951-1990).

En general, gran parte de España, si se exceptúan la franja septentrional lluviosa y las áreas semidesérticas, tiene un porcentaje anual de días de precipitación comprendido entre un 15 y un 35 %. Si se usa el umbral de 1 mm para considerar un día de precipitación, parte del Sureste peninsular contabiliza menos de 30 días al año, mientras que en el norte llegan aún a sobrepasarse los 140 días. En consecuencia, la frecuencia de la precipitación en gran parte de España, excepción hecha de Galicia, la franja cantábrica, los Pirineos occidentales y sectores próximos, puede calificarse de relativamente baja a muy baja.

El reparto estacional de los días con precipitación muestra mayor regularidad y generalidad que el de las cantidades. En conjunto, el invierno y la primavera son las estaciones con mayor frecuencia de la precipitación y el verano la que cuenta con menos días lluviosos. A menor latitud, menor frecuencia de la lluvia en verano.

Las secuencias constituidas por días secos consecutivos alcanzan duraciones muy altas en el sur de España, no sólo en la mitad cálida del año, lo que refleja la gravedad de las sequías (Figura 1.5). En el período 1951-1990, con el umbral 0.1mm, se han registrado rachas secas de más de 4 meses en observatorios andaluces, extremeños y castellano-manchegos, habiendo rebasado alguna los 5 meses en Málaga, Almería y Huelva.

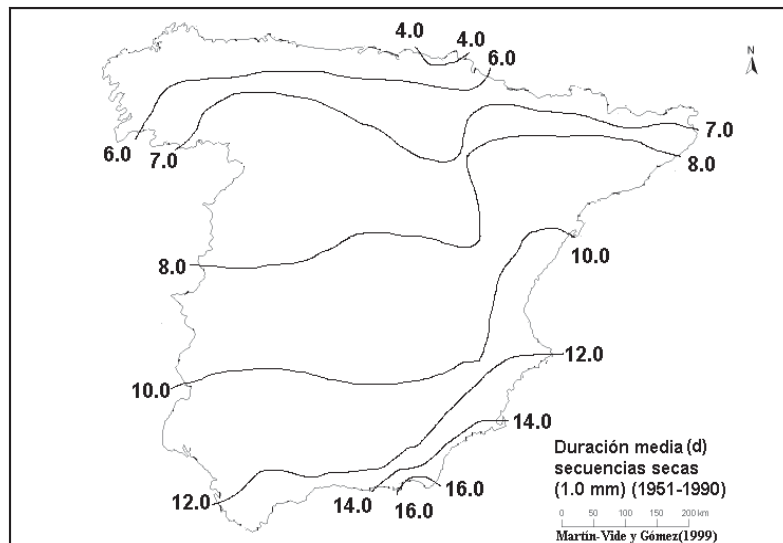


Fig. 1.5. Duración media (d) de las secuencias de días secos, con el umbral de 1.0 mm, en el período 1951-1990 (Martín-Vide y Gómez 1999).

La nieve es un fenómeno poco frecuente en gran parte de España; sólo en las grandes cordilleras peninsulares el número de días de nieve adquiere relevancia. En conjunto, las pautas espaciales y los valores más señalados del promedio anual de días de nieve son: 1) la altitud es el factor más decisivo, de manera que, mientras al nivel del mar la nieve es un fenómeno raro, con menos de 5 días de ocurrencia, a partir de unos mil metros, en la Península Ibérica y las Baleares, y de unos 2000 m, en Canarias, el hidrometeoro sólido no falta ningún invierno varios días, rebasando en promedio la decena; 2) todo el litoral español, excepto las costas cantábrica, parte de la catalana y la menorquina, ve la nieve menos de un día al año; 3) la nieve es prácticamente desconocida en las tierras más bajas y meridionales de Cádiz, en Ceuta y Melilla, y por debajo de unos 1200 m en Canarias; 4) la nieve es más frecuente en la mitad norte peninsular que en la meridional; a partir de unos 1800 m de altitud en la primera y de unos 2300 m en la segunda el número de días de nieve rebasa al de lluvia; 5) en Baleares sólo en las cimas de la sierra de Tramuntana, en Mallorca, la nieve tiene una cierta presencia; y 6) en Canarias la nieve sólo aparece en los niveles más altos de Tenerife, La Palma y Gran Canaria.

El número de días en que la nieve cuaja alcanza valores pequeños, excepto en las cordilleras más elevadas, donde el manto nivoso puede persistir, además, bastantes días. El Pirineo es, con diferencia, el área con una mayor abundancia y persistencia de los mantos de nieve, que, por encima de los tres mil metros, no se funden en verano, permitiendo la existencia de pequeños glaciares. El calendario de la nieve señala al invierno como la estación con mayor frecuencia. En la mitad norte peninsular a partir de unos mil metros sólo queda a salvo de la precipitación en forma de nieve el trimestre estival. En las cimas pirenaicas la nieve puede llegar a verse caer en pleno verano.

El granizo es un fenómeno poco frecuente, con una ocurrencia media inferior a 5 días al año en la mayor parte de España, aunque no por ello sin consecuencias económicas graves en el agro. Incluso promedios inferiores a un día son comunes en Andalucía y en Canarias, las regiones menos afectadas. El norte de España es, por el contrario, el área con mayor número de días con granizo 10 ó más en La Coruña, Asturias y Cantabria, aunque algunas comarcas del interior de la Comunidad Valenciana y del valle del Ebro con cultivos hortofrutícolas muy sensibles al granizo y al pedrisco sean más castigadas en cuanto a pérdidas económicas. El

calendario del granizo en España es dual: en gran parte del país son los meses cálidos del año, desde la primavera al otoño, los que concentran un mayor número de días de granizo, producto de las tormentas, mientras que en la franja más septentrional los meses fríos muestran una mayor frecuencia, relacionada con frentes fríos.

e) Intensidad pluviométrica

La intensidad pluviométrica diaria es elevada en buena parte de España, siendo las cantidades máximas en un día estimadas para un período de retorno de 10 años superiores a los 100 mm en un alto porcentaje de las tierras del litoral y prelitoral mediterráneo peninsular, en puntos de Baleares, en otros de los niveles medios y altos de Canarias, en numerosos sectores de Galicia y las regiones cantábricas, en macizos del Pirineo, en las vertientes meridionales occidentales de la cordillera Central y en sectores de Andalucía occidental. Los espacios centrales de las dos Mesetas son, por el contrario, los de intensidades más moderadas, que quedan incluso por debajo del medio centenar de milímetros para el período de retorno considerado. En todo caso, la dependencia de la precipitación mensual y anual de un escaso número de días lluviosos en gran parte de España es manifiesta.

El calendario de mayor riesgo de ocurrencia de precipitaciones torrenciales distingue el final del verano y el otoño en una franja litoral y prelitoral en la vertiente mediterránea oriental de la Península Ibérica, desde Cataluña hasta Andalucía oriental, englobando, por el interior, la cuenca del Ebro hasta Zaragoza y, por el norte, áreas pirenaicas, y extendida hacia el este hasta las Baleares. En un área que comprende la parte oriental de la Meseta, La Rioja y parte de Navarra los valores máximos diarios no es raro que ocurran en un mes de verano, mientras que en el área occidental se producen sobre todo en invierno.

Los records de precipitación diaria en España confirman la existencia de registros superiores a 500 mm, casi siempre otoñales. Tal cantidad en una jornada, aun repartida a lo largo de la misma, supone intensidades horarias considerables. En una ocasión pudo sobrepasarse los 800 mm, el 3 de noviembre de 1987 en Oliva (Valencia), con 817 mm., aunque este dato hoy se considera dudoso, pudiendo ser el total acumulado de la citada jornada y de la precedente. El área de mayor intensidad diaria de la precipitación en España es la que componen las comarcas de la Safor, en el sur de Valencia, y su vecina la Marina Alta, en el norte de Alicante. Para un período de retorno de 10 años en algún lugar de esta área cabe esperar que se alcancen o se rebasen los 250 mm en un día. Igualmente, en algunas sierras (Grazalema, Cádiz; de Gata, Cáceres) los valores estimados son muy altos.

La contribución porcentual de los días más lluviosos a los totales anuales es considerable en la fachada oriental de la Península Ibérica: el 25% de los días con cantidades más altas aporta más del 70% del total anual (Figura 1.6).

En buena parte de la franja más próxima a las aguas del Mediterráneo, así como en puntos de montaña, las intensidades de la precipitación en cortos períodos de tiempo (horarios o minutales) pueden alcanzar valores muy elevados, que evocan algunos climas tropicales húmedos, aun sin alcanzar sus récords. Las cantidades máximas esperadas en una hora para un período de retorno de 10 años rebasan los 50 mm en amplios sectores del litoral y prelitoral mediterráneo oriental de la Península Ibérica, y en otros de los citados anteriormente. Muchos chubascos en Cataluña, la Comunidad Valenciana, Murcia, Baleares y comarcas andaluzas superan en algún momento intensidades de 1 mm/min. Tales aguaceros, aunque suelen durar poco, producen a menudo inundaciones o problemas de drenaje. En casos excepcionales ha habido en algunos lugares de España de las regiones citadas puntas de intensidad instantánea superiores a los 5 mm/min. Uno de los récords es el de la población valenciana de Manuel donde se totalizaron 119 mm en una hora, el 1 de julio de 1993, no bajando de 4 mm/min la intensidad durante 20 minutos seguidos).

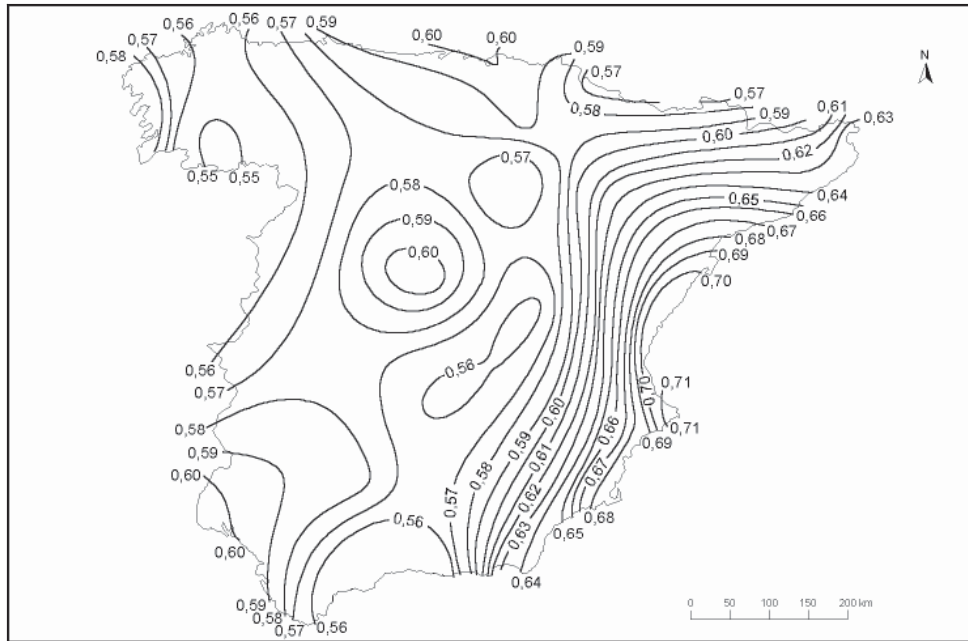


Fig. 1.6. Índice de concentración de la precipitación diaria -el valor 0.61 corresponde, aproximadamente, a un aporte del 70% de la cantidad anual por parte del 25% de los días más lluviosos- (Martín-Vide 2004).

1.2.3. Otros elementos climáticos

a) Radiación solar

España recibe una apreciable cantidad de radiación solar, con valores inferiores a los que se registran en las latitudes tropicales bajo las altas presiones homónimas, pero similares a los que se observan en la zona ecuatorial. Las series disponibles de radiación solar, que se mide en muy pocos lugares (en 1998 eran 29 los observatorios que componían la red radiométrica nacional), permiten concluir: 1) la irradiación global diaria media es inferior a 15 MJ/m^2 en la franja cantábrica y buena parte de Galicia, los Pirineos y el valle del Ebro, no alcanzándose 12 MJ/m^2 en los sectores más umbrosos de la vertiente norte de la cordillera Cantábrica y en la costa vasca; 2) la mitad sur peninsular, Ibiza y gran parte de las tierras canarias superan los 16 MJ/m^2 ; 3) en sectores de la costa andaluza, así como en parte de Canarias, se rebasan los 18 MJ/m^2 . Mensualmente, los máximos de la irradiación global diaria se alcanzan en junio y julio, con más de 20 MJ/m^2 , excepto en la franja cantábrica, y hasta más de 25 MJ/m^2 en la mitad sur peninsular, Ibiza y sectores de Canarias. Los mínimos se concentran en diciembre, seguido por enero, con valores inferiores a 10 MJ/m^2 , excepto en tramos de la costa andaluza y en Canarias, quedando por debajo de los 5 MJ/m^2 en Galicia, las regiones del Cantábrico, los Pirineos y parte de las cuencas del Duero y del Ebro.

b) Insolación

A partir de los registros de insolación de 88 observatorios para el período internacional 1961-1990, puede establecerse que los valores extremos se dan en Izaña, con 3448 horas de sol al año, en la atmósfera diáfana por encima del mar de nubes, y en el aeropuerto de Bilbao, con 1525 horas. En la España peninsular la insolación media anual presenta también una amplia variación, pues los valores prácticamente se duplican entre Bilbao y Cádiz, observatorio que rebasa las 3000 horas de sol al año. En conjunto, el área menos asoleada de España es la

cornisa cantábrica, que no alcanza las 1750 horas, mientras que la que dispone de un mayor número de horas de sol es la costa de la Luz, entre Cádiz y Huelva, que raya o sobrepasa ligeramente el umbral de las 3000 horas.

La isohelia de las 2000 horas, umbral a partir del cual los usos de la energía solar pueden cubrir razonablemente muchas necesidades domésticas, se ciñe prácticamente a Asturias, Cantabria, el País Vasco, una franja no atlántica de Galicia y algún sector pirenaico. El resto del país dispone de una abundante insolación. Toda la mitad sur de la España peninsular, las Baleares, gran parte de Canarias e, incluso, amplias áreas de la mitad norte peninsular, como es el caso de la parte occidental de la cuenca del Duero, Aragón y el sur de Cataluña, tienen más de 2500 horas de sol al año. En Canarias, localmente y en las medianías septentrionales, entre unos 700 y 1200 m, se dan valores de insolación relativamente bajos.

c) Nubosidad

Con los datos de insolación y de número de días de cielo despejado y de cielo cubierto de 88 observatorios españoles del período 1961-1990, el número medio anual de días despejados está comprendido entre sólo 25,8 en el aeródromo de Vitoria y 176,2 en Izaña. En la España peninsular los contrastes son también muy acusados, como ejemplifica el máximo citado y los 155,8 días de Cádiz, lo que supone multiplicar por seis el primer valor. El área con un menor número de días despejados, inferior a 40, comprende Asturias, Cantabria, el País Vasco y el interior de Galicia. Por contra, el área que registra más días de este tipo la integran el valle del Guadalquivir y la costa onubense y atlántica de Cádiz, además de lugares de Canarias, con más de 120 días.

El número medio anual de días cubiertos está comprendido entre tan sólo 13,4 en el aeropuerto del Hierro y 170,1 y 169,9, en San Sebastián y el aeródromo de Vitoria, respectivamente. En la España peninsular los contrastes son también muy marcados. En Cádiz sólo se registran 53,3 días, menos de una tercera parte de los que se producen en las capitales vascas citadas. En Baleares, los aeropuertos de Palma de Mallorca y de Ibiza no llegan al medio centenar de días. El mapa del número de días cubiertos muestra menos de 60 días en el litoral mediterráneo, desde Valencia hasta Málaga, el sur de Mallorca, Ibiza, algún punto del noreste de Cataluña, la costa atlántica gaditana, Lanzarote, Fuerteventura y el sur de las restantes islas Canarias, así como niveles elevados del mismo archipiélago. En cambio, se rebasan los 120 días cubiertos en Galicia, excepto las Rías Bajas, Asturias, Cantabria, País Vasco, el alto Ebro hasta Logroño, el norte de Castilla y León, parte de las cordilleras Ibérica, Central y Pirenaica y lugares húmedos de las Canarias.

d) Humedad del aire

Los valores de la humedad relativa media anual del período 1961-1990 para 90 observatorios principales varían entre 88 % en el monte Hacho de Ceuta, expuesto al aire húmedo que circula por el estrecho de Gibraltar, y 49 % en Izaña, a 2367 m, sumido en el aire muy seco que cubre la inversión del alisio. En la misma isla de Tenerife y en otras montañosas del archipiélago canario a unas altitudes inferiores a las del citado observatorio el característico y persistente mar de nubes da valores medios muy elevados. Al margen de los lugares mencionados, los valores medios anuales de la humedad relativa superan el 70% en Galicia, Asturias, Cantabria, País Vasco, los Pirineos, el tercio norte de Castilla y León, Baleares, el nordeste de Cataluña, el mar Menor, la costa gaditana, Ceuta, Melilla y las medianías y puntos costeros de Canarias. En Galicia y las regiones del Cantábrico llegan a acercarse al 80 %. En resumen, es el norte de la España peninsular y los litorales los espacios con mayor humedad relativa; por el contrario, son las tierras más alejadas del mar, Madrid y sus alrededores, las de menor promedio anual.

Sobre el régimen anual de la humedad relativa pueden establecerse las siguientes pautas: 1) los valores medios mensuales presentan una amplia variación en el interior de la Península Ibérica, con máximo invernal (75-80%) y mínimo estival (40-50%); 2) la oscilación anual es, por el contrario, baja o muy baja en los litorales y las islas (menos de un 15%); 3) en algunos observatorios litorales del norte de España los máximos se producen en verano y los mínimos en invierno. En efecto, en el interior de España los valores máximos, en diciembre, enero u otro mes próximo, rebasan el 75 % y, en bastantes lugares, el 80 %, mientras que en julio y agosto no es raro que queden por debajo del 50 e, incluso, del 40 %. El trimestre estival es el de humedad relativa más alta en los litorales gallego septentrional, asturiano y cántabro, aunque con poca diferencia sobre las otras estaciones.

e) Presión atmosférica

La presión atmosférica muestra en una buena parte de España su máximo mensual en invierno, casi siempre en enero, y los valores más bajos en primavera, sobre todo abril, y verano, patrón que puede parecer el opuesto al esperado. Hay, de todos modos, observatorios en la Meseta norte en los que, con pequeñas diferencias con respecto a los meses invernales, el máximo ocurre en un mes estival. El comportamiento estacional general se debe al predominio de bajas presiones relativas en las tierras interiores de la Península en verano, fruto del fuerte caldeoamiento del aire, con la consiguiente caída de la presión atmosférica (1015-1017 hPa), mientras que en la fachada cantábrica se extiende una faja de presión alta (1020 hPa) en relación con el anticiclón de Azores, prolongado en dorsal hacia el norte de España; y al predominio en invierno de altas presiones térmicas en el interior peninsular (1020-1022 hPa) y un área ciclónica en Galicia, visitada con frecuencia por borrascas frontales y frentes fríos.

f) Vientos

El carácter peninsular de buena parte de España, la compleja orografía y la insularidad del resto del territorio favorecen la existencia de vientos regionales y locales que se constituyen en elementos de significación climática en las áreas en que soplan. Como vientos regionales pueden destacarse, entre otros, el cierzo, la tramontana, el levante, el poniente y el ábrego. El alisio es típico de Canarias. Al margen de ellos, el régimen de brisas marinas caracteriza la atmósfera de los litorales durante la mitad cálida del año y en otras jornadas estables.

Los valores del recorrido del viento más bajos se registran en algunos observatorios de la Meseta sur, así como en ciertas comarcas a resguardo del viento (Bierzo, valles orensanos, Llanada alavesa, interior de Cataluña), mientras que el más elevado, para el período 1961-1990, lo ostenta Tarifa, seguido por dos observatorios de montaña, Izaña y Turó de l'Home (Montseny, Barcelona). Las cimas montañosas son más ventosas que las depresiones; ciertos cabos y sectores costeros presentan recorridos elevados.

En cuanto a las rachas máximas, en el citado período, la más veloz se registró en Izaña, con 200 km/h, habiendo sobrepasado la gran mayoría de los observatorios españoles alguna vez los 100 km/h. Mientras que el recorrido del viento no muestra una pauta general en su distribución temporal a lo largo del año, es casi general que la racha máxima se produce en los meses de octubre a marzo. Al combinar elevados recorridos del viento y rachas máximas, las áreas más ventosa del país son las proximidades del estrecho de Gibraltar, algunos cabos coruñeses, la costa guipuzcoana, el norte de Navarra, algunas muelas del valle del Ebro, los litorales norte y sur de Cataluña, los barloventos al alisio en Canarias y las cimas y portillos de las cordilleras principales.

1.2.4. Regionalización climática

El amplio rango de valores de los elementos climáticos y su compleja distribución espacial entraña dificultades para establecer una regionalización climática de España definitiva, que siempre contará con numerosos subtipos (Linés 1970, Font Tullot 2000, Capel Molina 2000, Martín Vide y Olcina 2001) (Tabla 1.2).

Tabla 1.2. Regionalización climática de España (Martín Vide y Olcina 2001).

Tipo	Subtipos	Variedad	P (mm)	Reg.pluv.est	T (°C)	ΔT (°C)	Otras caract.
OCEÁNICO	ATLÁNTICO	Gallego	1000-2500	Máx. invernal y min. estival	11-15	8,5-12	Abundante Nubosidad y Elevada Humedad Ambiental
		Asturiano y cántabro	900-1500		12-14	10-11	
		Vasco litoral	1100-2000		12-14	10-12	
	DE MONTAÑA	-	1000-2500	-	<12	-	
M E D I T E R R Á N E O	SUBMEDI-TERRÁNEO	-	700-900		11-14	14,5-16	-
	CONTINENTAL	Meseta Norte	350-550	Máx. invernal o primaveral y min. estival	10-12,5	16-18	Heladas frec.en inv.
		Meseta Sur	350-550		12-15	18-20,5	Temp.máx Estiv.altas
		Valle del Ebro	300-550	Máximos Equinocciales	13-15	18-20	Viento NW seco
	DE FACHADA ORIENTAL	Catalán	550-750	Máx. otoñal y min. estival	14-17	14-17	Precipitac. Torrenciales en otoño
		Valenciano	400-850		15,5-17,5	13,5-16,5	
		Balear	400-800		16-18	13,5-15,5	
	MERIDIONAL	Litoral	400-750	Máx. invernal y min. estival	17-18,5	10-13,5	Heladas excepcion.
		Valle del Guadalquivir	550-650		17-18,5	15-18,5	Temp.máx.estiv.muy altas
		Extremeño	450-600		16-16,5	16,5-18	Temp.máx.estiv altas
ÁRIDO O DEL SURESTE	-	150-350	Min. estival	14,5-18,5	13,5-17,5	Extrema aridez	
DE MONTAÑA	-	600-2000	-	<14	-	-	
SUBTROP. / TROPICAL (canario)	LITORAL	-	75-350	Máx. Invernal y min. estival	18-21	5-7,5	Alisios en N y extrema aridez en S
	DE MAR DE NUBES	-	500-1000		13-16	6-8	Elevada humedad ambiental
	DE ALTURA	-	450-700		<12	12-14	Aire muy seco

P, precipitación media anual (mm); Reg.pluv.est., régimen pluviométrico estacional; T, temperatura media anual (°C); ΔT , amplitud térmica media anual (°C).

1.2.5. Tendencias climáticas recientes

Entraña una notable dificultad realizar una síntesis global y con carácter comparativo de los resultados obtenidos en los diversos análisis y estudios sobre las tendencias recientes de las variables climáticas en España. La razón estriba fundamentalmente en la utilización de distintos períodos de observación, la variedad de métodos con que se aborda el tratamiento estadístico de los datos, la diferente cobertura espacial y la propia complejidad del territorio. Aun así, no cabe duda de una elevación bastante general de la temperatura en España durante el último cuarto de siglo, mientras que la precipitación no ha mostrado tendencias claramente definidas.

a) Aumento de la temperatura

El incremento de la temperatura media anual planetaria en superficie durante el último siglo, y más concretamente a partir del segundo lustro de los años 70 del siglo XX, se ve confirmado en los análisis realizados a partir de series regionales obtenidas mediante interpolación de los observatorios que cubren diferentes regiones españolas, como también de las series individuales más largas existentes en España (Raso 1997). Aunque el conocimiento a largo plazo de la temperatura del aire en España dista aún de ser completo a una escala espacial de detalle, hay algunos estudios recientes sobre el conjunto del país o de su parte peninsular. Así, en un análisis preliminar para el período 1864-1999 de series regionales homogeneizadas de promedios mensuales de temperaturas máximas, mínimas y medias a partir de 98 observatorios que cubren el conjunto de España, se ha constatado un incremento estadísticamente significativo de las tres variables, tanto anual como estacionalmente, más marcado en invierno que en verano (Brunet *et al.* 2001a). Con una explícita corrección del efecto urbano, una investigación sobre 45 observatorios ibéricos 27 de ellos con series que comienzan en 1869, ha llegado a las siguientes conclusiones: 1) Las temperaturas máximas han crecido significativamente desde los años 70 del siglo XX, excepto en Galicia, a razón de 0.6°C/década, como valor medio, aunque con apreciables variaciones regionales; 2) las temperaturas mínimas han experimentado un ascenso similar; y 3) el calentamiento ha sido detectado principalmente en invierno (Staudt 2004). En conjunto, es el norte y noroeste peninsular la zona con variaciones más suaves (Oñate y Pou 1996). Aunque en la España peninsular el año de inicio del calentamiento reciente puede establecerse algo antes del a menudo utilizado a escala global -1976-, las tendencias en las series de temperatura media anual españolas analizadas en el *European Climate Assessment (ECA)* desde ese año (Badajoz-Talavera, Salamanca, San Sebastián, Roquetes-Tortosa y Valencia) muestran, como la mayoría de las restantes europeas, un aumento de al menos 0,3°C/década, en el período 1976-1999 (Klein Tank *et al.* 2002). Esto contrasta con tendencias negativas en el treintenio anterior 1946-1975. En Badajoz, Tortosa y Valencia existe una tendencia significativa, a lo largo del período 1946-1999, tanto en el número de días cálidos y de días de verano (positiva), como en el número de días fríos (negativa).

Diversos estudios sobre regiones españolas coinciden en un hecho esencial: el calentamiento a partir de la década de los años 70 es visible y significativo. Así, varios trabajos sobre 9 estaciones de la Meseta norte han revelado una tendencia creciente significativa de las temperaturas mínimas medias anuales de 0.051°C/año, en el período 1972-1994, no existiendo en el intervalo temporal mayor 1945-1994 (Labajo *et al.* 1998, Labajo y Piorno 2001), así como de las máximas medias anuales (Labajo y Piorno 1998). El alza en las temperaturas mínimas y en las medias, pero no en las máximas, ya había sido constatado anteriormente en 5 ciudades de la misma región (incluyendo Madrid), con series que en dos casos empezaban en 1869 y acababan en 1992 (Esteban-Parra *et al.* 1995).

El análisis de las variaciones y tendencias de las temperaturas máxima y mínima media anual en la Meseta Meridional en el período 1909-1996, previa homogeneización mediante el test SNHT de las series de 21 estaciones y posterior elaboración de una serie regional, muestra como resultados más relevantes: 1º) Las temperaturas máximas anuales han registrado un significativo incremento, cifrado en 0.71°C durante el citado periodo, mientras que la tendencia de las mínimas, también positiva, carece de significación estadística; y 2º) La evolución temporal muestra fases paralelas a las planetarias, estando caracterizada la del tramo final 1972/73-1996 por un significativo incremento tanto en las temperaturas máximas como en las mínimas, de 1.62°C y 1.49°C, respectivamente (Galán *et al.* 2001). Resultados similares se obtuvieron sobre 7 observatorios de primer orden de la región (Cañada *et al.* 2001).

Para Aragón, Navarra y La Rioja el análisis de las series homogeneizadas de valores medios estacionales de las temperaturas máxima y mínima diarias en 15 observatorios, durante los períodos 1921-1997 y 1938-1997, respectivamente, dio los siguientes resultados: 1) Desde

comienzos de la década de los años 70 se registra un calentamiento generalizado que no es homogéneo estacionalmente, dado que no se detecta en otoño, pero es muy claro en particular en las temperaturas máximas de primavera, $0.143^{\circ}\text{C/año}$ (1975-1997), y de verano, $0.096^{\circ}\text{C/año}$ (1973-1996); 2) en primavera el incremento de la amplitud térmica diaria es significativo; y 3) exceptuando el otoño, se ha producido una disminución general de la variabilidad desde mediados de los años 70, de manera que las anomalías registradas no sobrepasan las observadas anteriormente (Abaurrea *et al.* 2001).

Los análisis de 23 estaciones de la cuenca del Segura para el período 1940-1997 coinciden en la significación de su tendencia creciente desde los años 70. Del mismo modo, es la primavera la estación que muestra un mayor calentamiento, $0.123^{\circ}\text{C/año}$ para las máximas (1970-1997). Los mayores aumentos en las máximas se dan en las áreas de montaña, mientras que son las tierras bajas las que han mostrado un mayor incremento de las mínimas (Horcas *et al.* 2001).

Otras series regionales de temperatura máxima, mínima y media a resolución estacional y anual para Cataluña, construidas a partir de 23 estaciones, localizadas preferentemente en sectores no urbanos, y con las verificaciones de homogeneidad del test SNHT, han permitido establecer las pautas temporales en la región sobre un período superior a un siglo (1869-1998). Se distinguen tres fases: un aumento térmico entre 1869 y 1949, de 0.01°C/año ; un corto paréntesis frío, aunque también significativo, a razón de $-0.03^{\circ}\text{C/año}$, desde mediados de siglo hasta mediados de la década de los 70; y la marcada alza de la temperatura desde entonces hasta el final del período, de 0.07°C/año (Brunet *et al.* 2001b)(Figura 1.7). Para el período completo el aumento es de 0.89°C , siendo el invierno, con 1.78°C , la estación que ha experimentado el mayor calentamiento, y el verano la de aumento más suave, con 0.59°C . Las series de temperaturas máximas y mínimas medias anuales y estacionales confirman pautas similares, con un ligero mayor incremento en las primeras (0.96°C) que en las segundas (0.82°C) (Brunet *et al.* 2001c). Para el observatorio Fabra (Barcelona) sendos análisis de las temperaturas máximas y mínimas diarias han confirmado el comportamiento diferenciado entre ellas y la tendencia general al alza (Serra *et al.* 2001).

En un trabajo sobre 23 observatorios de la Comunidad Valenciana y de Murcia, con el período común 1940-1996, se detectó una llamativa discrepancia en la evolución de la amplitud térmica diaria de los observatorios urbanos y rurales, lo que condujo a concluir que buena parte del calentamiento observado en las series térmicas de los primeros era consecuencia de la influencia urbana (Quereda y Montón 1999), efecto que muy recientemente se ha tratado de evaluar mediante teledetección (Quereda *et al.* 2004). Por otra parte, se aprecia un cambio en la variabilidad día a día en la serie de temperaturas diarias de Cádiz-San Fernando a lo largo de un período que se extiende desde el primer cuarto del siglo XIX hasta la última década del XX (Moberg *et al.* 2000).

b) Tendencia no definida en la precipitación

La tendencia a la disminución de los totales pluviométricos en latitudes subtropicales apuntada en el tercer informe del IPCC (IPCC 2001) no resulta de fácil verificación en el caso de España, dada la complejidad de la distribución espacial de la precipitación, no sólo en su cuantía, sino también en su reparto estacional y en su concentración temporal, lo que obliga al empleo de un número considerable de series climáticas, en pocos casos disponibles con la necesaria longitud. No existe un estudio exhaustivo que permita cubrir a una resolución espacial detallada el conjunto del país. Además, la elevada variabilidad temporal de la precipitación en buena parte de España, inherente a su condición mediterránea, exige series largas, preferiblemente centenarias. Las 10 series españolas de precipitación media anual analizadas en el ECA (Badajoz-Talavera, Madrid, Málaga-aeropuerto, Navacerrada, Salamanca, San Sebastián, Torrejón, Roquetas-Tortosa, Valencia y Zaragoza-aeropuerto) sobre el período 1946-1999, no muestran, a diferencia de un cierto número de series europeas, un aumento de los totales,

acorde con el previsible incremento general de la precipitación planetaria. Tampoco se aprecia en el caso de los mismos observatorios de España tendencia significativa en el número anual de días lluviosos ($\geq 1\text{mm}$). Sobre la evolución de las cantidades de lluvia por encima de determinados umbrales y la aportación porcentual de los días más lluviosos al total anual, que podrían reflejar variaciones en la intensidad pluviométrica, sólo Madrid muestra una tendencia negativa en el primer caso y, junto con Tortosa, en el segundo (Klein Tank *et al.* 2002).

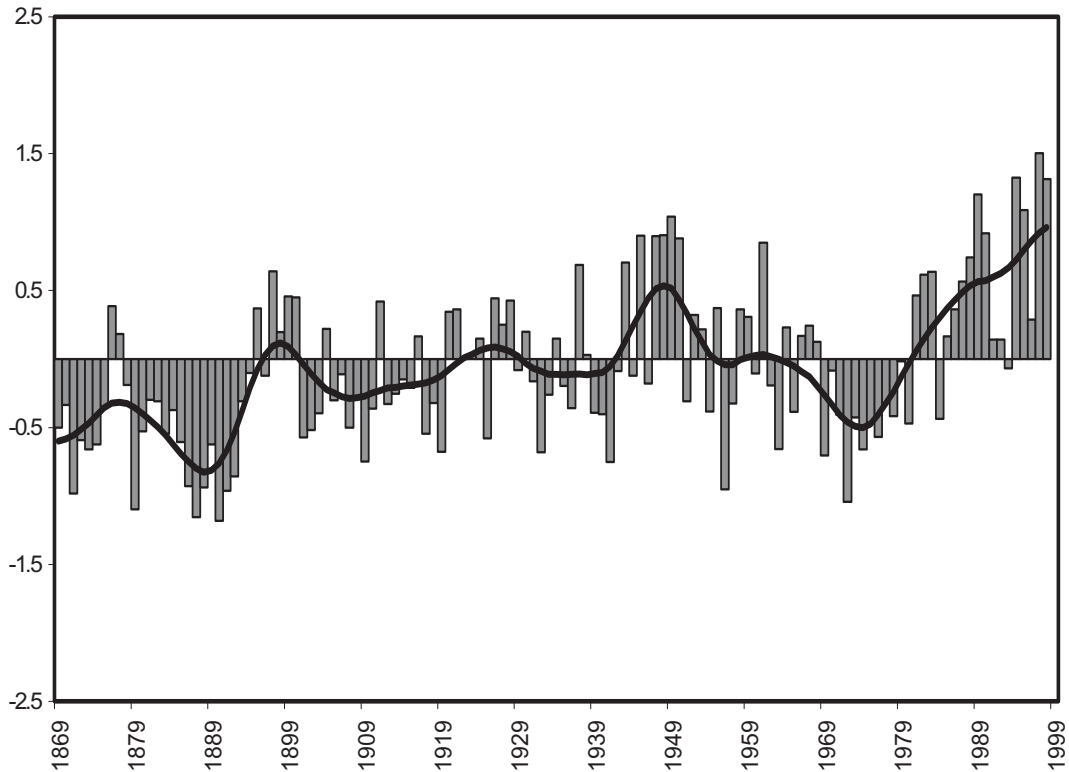


Fig. 1.7. Anomalías absolutas de la temperatura media anual con respecto a la media del período 1961-1990 en el NE de España ($^{\circ}\text{C}$)(1869-1998) –suavizado con un filtro gaussiano de 13 términos– (Modificada a partir de Brunet *et al.* 2001b).

En un contexto plurisecular, las series pluviométricas anuales más largas de la Península Ibérica, que comienzan en el siglo XIX (Gibraltar, a finales del XVIII 1791), no muestran tendencias significativas, a excepción de algunas meridionales (Gibraltar, San Fernando) con tendencia estadísticamente significativa a la baja (Wheeler y Martín-Vide 1992, Querada y Montón 1997). Una investigación sobre las 53 series pluviométricas anuales más largas disponibles hasta 1990, incluidas algunas de Baleares y Canarias, dio como resultado un mapa con un amplio espacio central, de Extremadura a la Comunidad Valenciana y Cataluña, además de Baleares y Canarias, carente de una tendencia definida; el norte y noroeste peninsular, con una cierto apunte al alza; y el sur y el sureste peninsular, con tendencia decreciente (Milián 1996). También en otro análisis sobre 40 observatorios peninsulares y de Baleares, durante el período 1880-1992, se aprecia el comportamiento diferenciado entre la franja norteña ibérica, con tendencia al alza, del interior y la fachada mediterránea, a la baja (Esteban-Parra *et al.* 1998). En otros trabajos con series de longitud algo inferior al siglo (Serrano *et al.* 1999, García *et al.* 2002, Muñoz-Díaz y Rodrigo 2004) o con datos de rejilla del período 1900-1996 (Rocha 1999) no se detectan tendencias anuales claras, aunque sí que parece consistente una reducción pluviométrica primaveral.

Regionalmente, una serie de precipitación anual areal para las cuencas hidrográficas del Sureste y Levante que cubre el período 1864-2000 no presentó tendencia significativa (Chazarra y Almarza 2002). Casi una treintena de series anuales de la cuenca del Ebro, en el período 1920-2000, que han permitido una regionalización según la evolución temporal, no muestran tendencias monótonas en ninguna de las áreas consideradas (Abaurrea *et al.* 2002). Tampoco se detectó en la Meseta meridional a partir de 6 observatorios (Galán *et al.* 1999). En Cataluña, a partir de 121 estaciones, no se apreció tendencia significativa en la precipitación anual del último siglo y medio, aunque sí en la de primavera, con una reducción de más de un 25% (Saladíe 2004). Otros análisis también sobre series de longitud próxima o superior al siglo detectan ciertas anomalías pluviométricas y algunos períodos lluviosos, apareciendo, entre otros hechos generales, el período inicial de las series, hasta finales del siglo XIX o principios del XX, como lluvioso, al igual que los años 60 y 70 de este último siglo, mientras que, en comparación, a finales de los años 70 se inicia un período seco (Rodríguez *et al.* 1999, Rodrigo *et al.* 2000, Ramos 2001, etc.). En el contexto plurisecular del último medio milenio, la cantidad de precipitación, reconstruida a partir de *proxy data*, muestra una reducción en los últimos decenios del siglo XX tanto en el sur peninsular (Rodrigo *et al.* 1999) (Figura 1.8), como en el norte (Saz 2003).

Cuando el análisis refiere al último tercio del siglo XX se aprecia una reducción significativa de la cantidad de precipitación en algunas comarcas y rejillas que cubren la España peninsular y Baleares. Así ocurre en el período 1963-1985 en las partes oriental y pirenaica de la cuenca del Ebro (Abaurrea *et al.* 2002). En algunos estudios tal disminución se debe, especialmente, a la merma de lluvias invernales y -como se ha dicho anteriormente- primaverales, que se ha puesto en relación con el aumento de la presión atmosférica en el Mediterráneo occidental desde los años 70 del siglo XX, producto, por una parte, del reforzamiento del modo positivo de la Oscilación del Mediterráneo (Dünkeloh y Jacobeit 2003) y, por otra, de la ocurrencia de una fase positiva de la NAO (Oscilación del Atlántico Norte). En las regiones españolas con fachada mediterránea, desde Andalucía a Cataluña, incluida Baleares, la reducción pluviométrica en el treintenio 1964-1993, al comparar sus dos subperíodos de 15 años, se ha producido en buena parte de Andalucía y Cataluña, en Menorca y en el noroeste de Mallorca, mientras que la variación es positiva en gran parte de la Comunidad Valenciana y Murcia, según han puesto en evidencia los análisis realizados sobre 410 estaciones meteorológicas (Romero *et al.* 1998, Guijarro 2002). La tendencia a la baja durante el último período internacional (1961-1990) es confirmada para el sur de la España peninsular en otros trabajos (Rodrigo *et al.* 1999). En la Comunidad Valenciana casi un centenar de estaciones pluviométricas avalan la reducción de la precipitación anual y un aumento de la variabilidad interanual durante el último período internacional (1961-1990), aunque con diferencias espaciales muy notables (De Luis *et al.* 2000).

Sobre la variabilidad pluviométrica interanual, que muestra en la España peninsular una notable complejidad (Rodríguez-Puebla *et al.* 1998), la hipótesis de un aumento de la misma no encuentra un aval claro en un contexto plurisecular. Así, las anomalías pluviométricas del siglo XX tienen un comportamiento similar a las de los cuatro siglos anteriores en Andalucía (Rodrigo *et al.* 2000), aunque la segunda mitad del siglo XX destaca por su alta variabilidad (Pita *et al.* 1999). En las últimas décadas la variabilidad interanual también se ha elevado en otras regiones, incluso en la Meseta meridional la tendencia creciente cubriría el siglo XX (Galán *et al.* 1999).

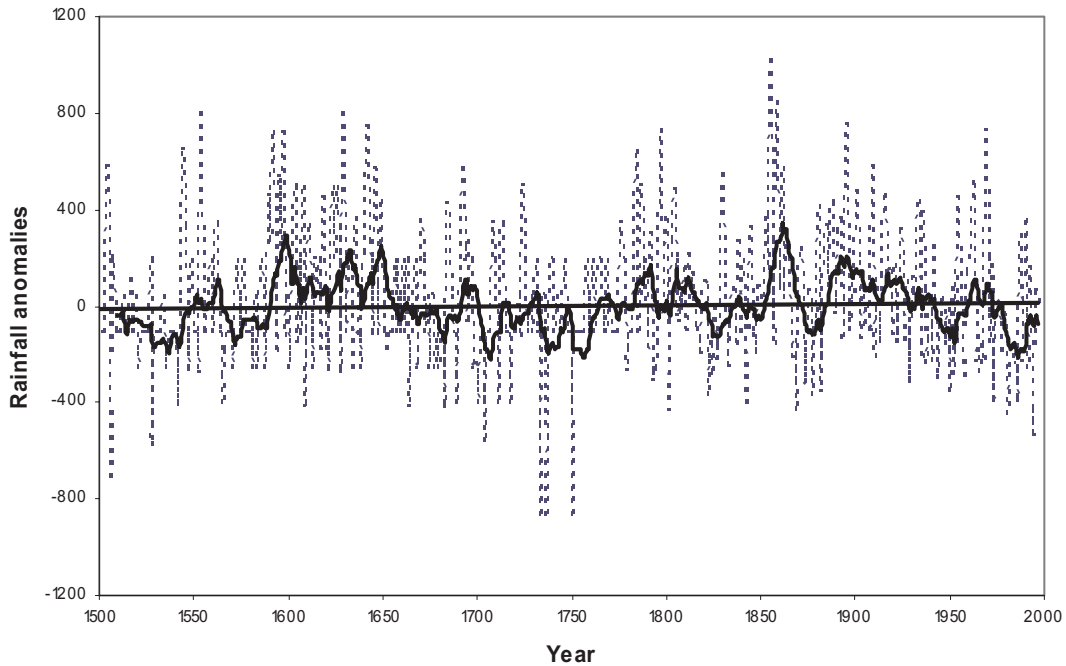


Fig. 1.8. Anomalías absolutas de la precipitación anual en Andalucía (mm) (1500-2000) –suavizado con medias móviles de 10 años- (Rodrigo *et al.* 1999, 2000).

Los posibles cambios en el reparto estacional de la precipitación, con implicaciones ecológicas y socioeconómicas, apuntan a comportamientos heterogéneos en el espacio. Un análisis inédito sobre 55 observatorios ibéricos para el período 1949-2003 ha demostrado una disminución de la precipitación invernal en la cornisa Cantábrica (Bilbao 2,22 mm/año) y de la primaveral en las regiones más meridionales (Sevilla 1,4 mm/año) (Rodríguez-Puebla, *com.pers.*), no habiendo tendencias en verano y otoño. Un índice de estacionalidad aplicado a más de 400 estaciones pluviométricas del este y sur de España ha mostrado un aumento del mismo a lo largo del período 1964-1993 en Andalucía y el interior de Cataluña, con la coincidencia de un incremento de la pluviometría de octubre (Sumner *et al.* 2001). En la Comunidad Valenciana se ha producido una disminución pluviométrica invernal, e incluso otoñal, acompañada por una mayor variabilidad interanual en el último período internacional (González-Hidalgo *et al.* 2001). Un índice de concentración intranual de la precipitación ha mostrado tendencia creciente en San Fernando y Madrid durante períodos que empiezan a mediados del siglo XIX y acaban a finales del XX (López 1999).

Las pautas temporales de la precipitación a resolución diaria son del máximo interés en el ámbito de los climas españoles, dada la alta concentración temporal de la lluvia, con los consiguientes problemas de drenaje y erosivos. Sin embargo, son muy pocos los estudios al respecto. Los análisis publicados no permiten inferir una elevación de la intensidad diaria de la precipitación, es decir, un mayor peso de los días con cantidades elevadas sobre el total de días de precipitación. Así, para el período 1958-1997, y a partir de 18 observatorios ibéricos, en gran parte del territorio, excepto en el Sureste, se ha producido una tendencia hacia un menor número de días con cantidades de precipitación elevadas (Goodess y Jones 2002). Tampoco en la Comunidad Valenciana son claras las tendencias de los 10 días más lluviosos, ni de su contribución porcentual a los totales anuales, con ligeras tendencias a la baja los primeros y al alza el segundo (González-Hidalgo *et al.* 2003). En todo caso, el análisis cronológico de las series pluviométricas diarias muestra comportamientos bastante diferenciados entre los distintos observatorios (López 2001). En Barcelona un análisis que cubre desde 1917 hasta el final del siglo XX ha detectado un aumento de la cantidad acumulada por los días con registros iguales o superiores al percentil 95% (29.5 mm), en un contexto de disminución de los días

lluviosos (Burgueño *et al.* 2004). En el ámbito del archipiélago canario se ha detectado una marcada disminución pluviométrica durante la segunda mitad del siglo XX debida fundamentalmente a la reducción de las cantidades diarias más cuantiosas (García-Herrera *et al.* 2003).

1.2.6. Los patrones de variabilidad de baja frecuencia

El dipolo constituido por el anticiclón de las Azores y la depresión de Islandia, que compone la Oscilación del Atlántico Norte (NAO, *North Atlantic Oscillation*), tiene una notable incidencia en la pluviometría invernal del centro y suroeste de la España peninsular. La correlación entre el índice NAO y la precipitación mensual en los meses fríos es significativa y negativa en el área citada, siendo abundantes las lluvias, a menudo asociadas a borrascas próximas al golfo de Cádiz. En su fase positiva recibe, por el contrario, cantidades de precipitación claramente inferiores a las normales, dada la proximidad del alta de Azores.

Del creciente número de estudios que relacionan los patrones de variabilidad de baja frecuencia con el comportamiento de las variables climáticas en España pueden inferirse algunas pautas de cambio en ellas. Así, la clara tendencia positiva del índice NAO desde mediados de los años 60 (Gámiz-Fortis *et al.* 2002), que se ha puesto en relación con la disminución pluviométrica antes reseñada, habría implicado también una tendencia creciente de la presión atmosférica. Un análisis de la evolución de la circulación sinóptica sobre la Península Ibérica en el siglo XX ha empezado a mostrar que el patrón subtropical se ha ido haciendo más frecuente, en detrimento de la circulación del oeste (Fernández y Rasilla 2001). El patrón noratlántico está, en todo caso, modulado por otros, como el EU-2 para las sequías ibéricas (Vázquez López 1999). La influencia de la NAO, y de otras teleconexiones, tales como SCAN ó EA, que muestra cambios de fase en 1976, influye en la variabilidad pluviométrica en Galicia (Taboada *et al.* 2002). Sin embargo, las oscilaciones decadales de la NAO y sus tendencias no se manifiestan claramente en los registros de temperaturas ibéricos, mucho más sensibles a la localización del centro meridional del dipolo que al gradiente bórico en el Atlántico norte (Castro-Díez *et al.* 2002). Precisamente la posición de la Península Ibérica hace que en ella no se manifiesten con claridad ciertos patrones de variabilidad de baja frecuencia, siendo así que durante el invierno sus temperaturas en períodos superiores a 15 años muestran sólo la variabilidad hemisférica, fundamentalmente radiativa (Pozo-Vázquez 2000).

La duración de la insolación se correlaciona positivamente con el índice NAO en el sur de Europa, por lo que una fase positiva del citado patrón implica anomalías del mismo signo (Pozo-Vázquez *et al.* 2004). La variabilidad de la precipitación del trimestre primaveral en el Mediterráneo occidental es explicada en un 50% por los patrones NAO y EA (Martín *et al.* 2004), lo que puede avalar su tendencia a la baja en algunas regiones españolas. Los períodos secos y lluviosos en la misma estación están influidos por la AO, la EA/WR y el índice de la Oscilación del Sur, pudiendo estimarse la reducción en primavera en un 10% durante un episodio El Niño (Rodó *et al.* 1997, Rodríguez-Puebla *et al.* 2001, Mariotti *et al.* 2002). La disminución del número de días ciclónicos y del número de días con anomalía de presión negativa en el bimestre marzo-abril en la cuenca del Mediterráneo occidental tras episodios ENSO (Laita y Grimalt 1997), así como la variabilidad observada en la temperatura (Pozo-Vázquez *et al.* 2001), podría estar relacionada con la mayor frecuencia, intensidad y persistencia de El Niño desde hace poco más de 20 años. En cambio, no existe relación entre El Niño y los temporales de mar en la costa catalana (Camuffo *et al.* 2000). El nítido aumento del número de días de lluvia de barro en Elche, en los últimos años del período 1949-1994, pudiera reflejar un aumento de la circulación meridiana (Quereda *et al.* 1996). La actividad baroclínica y la precipitación invernal están bien relacionadas en el Cantábrico oriental (Sáenz *et al.* 2001).

Los datos diarios de diferentes variables del observatorio de Roquetes-Tortosa del período 1910-1994 permiten concluir que su clima ha tendido a ser más cálido y seco (Piñol *et al.* 1998). Así, el aumento de la temperatura media anual de 0.10°C/década ha conllevado un incremento de la evapotranspiración potencial anual estimada de 13 mm/década. Al no haberse producido cambio pluviométrico significativo, ha habido una tendencia creciente del déficit de agua. Además, en el cuatrimestre junio-septiembre del período 1941-1994 la humedad relativa diaria mínima se ha reducido en 0.8%/década. Todo ello ha conllevado una elevación de los índices de riesgo de incendio forestal.

1.3. CLIMA FUTURO

1.3.1. Modelos globales del clima

Para realizar proyecciones del cambio climático relacionado con la creciente acumulación en la atmósfera de gases de efecto invernadero (en adelante GEIs) y de aerosoles emitidos por actividades humanas, se utilizan actualmente modelos climáticos globales. Un modelo climático consiste en una representación matemática de los procesos que tienen lugar en el “sistema climático”, cuyo estado define el clima. El sistema climático se considera compuesto por cinco componentes: atmósfera, hidrosfera, criosfera, litosfera y biosfera (Peixoto y Oort 1992). Entre ellos se producen enormes intercambios de materia, calor y momento e incesantes interacciones mediante multitud de procesos físicos, químicos y biológicos, lo que hace que el sistema climático terrestre sea extremadamente complejo. Los modelos globales de clima constituyen actualmente la mejor herramienta de que se dispone para estudiar los procesos que conforman el estado del clima. Por esta razón resultan imprescindibles para derivar la respuesta del clima a las perturbaciones inducidas por actividades humanas. En consecuencia, la capacidad de los modelos para proyectar la evolución futura del clima depende básicamente del conocimiento de los procesos que gobiernan el sistema climático.

Actualmente la mayor parte de los modelos climáticos globales incluyen alguna representación de los cinco componentes del sistema climático, de los procesos que se producen en cada uno de ellos y de los que determinan los intercambios mutuos. En los modelos de clima actuales se consideran de forma explícita los procesos atmosféricos y oceánicos, así como sus principales interacciones. Esto se debe a que el océano desempeña un papel crucial en el clima de la Tierra y su variabilidad. Aunque hasta hace menos de una década su función se subestimaba, ahora se reconoce que su importancia es del mismo orden de magnitud que la de la atmósfera. Así, para entender el clima global y prever su evolución es imprescindible considerar también el océano. A los modelos en que la atmósfera y el océano interactúan de forma acoplada se les conoce generalmente por las siglas AOGCM (del inglés Atmosphere-Ocean General Circulation Model), que se utilizarán de aquí en adelante para referirse a ellos.

Los AOGCM se basan en la resolución del conjunto de ecuaciones matemáticas que expresan las leyes de la Física que gobiernan la dinámica de la atmósfera y el océano. Es un complejo sistema no-lineal de ecuaciones diferenciales que no tiene solución analítica. Por ello, han de resolverse de forma aproximada aplicando técnicas numéricas, que requieren dividir el espacio ocupado por la atmósfera y el océano en celdillas tridimensionales. En cada una de ellas se asignan valores de las variables que caracterizan el estado de la atmósfera y el océano, como temperatura, movimiento, densidad etc. Dicha asignación se realiza a partir de observaciones directas o indirectas de tales variables a escala global en un determinado instante inicial. Para derivar las evoluciones temporales de las variables en cada celdilla de la malla del modelo se resuelven las ecuaciones a partir de los valores iniciales. Estas evoluciones se obtienen en intervalos temporales discretos (paso temporal), cuya duración debe estar en concordancia con el tamaño de las celdillas. Cuanto menor sea dicho tamaño, también ha de serlo el paso temporal. La resolución espacial de la parte atmosférica de los AOGCM actuales varía entre 2° y 10° de latitud y longitud en la horizontal y en la vertical se consideran de 10 a 30 capas entre

la superficie y el tope superior de la atmósfera, cada una con espesores variables, mientras que las resoluciones horizontales y verticales de la parte oceánica suelen ser similares o algo superiores a las atmosféricas.

Además, la discretización que precisan las técnicas numéricas para resolver el sistema de ecuaciones diferenciales implica que con ellas no pueden resolverse aquellos procesos atmosféricos u oceánicos con escalas espaciales o temporales menores que la resolución del modelo, por ejemplo nubes individuales en los modelos atmosféricos o remolinos de escala intermedia en los modelos oceánicos. Por eso, su efecto debe calcularse mediante una representación paramétrica en función de valores de las variables básicas resueltas por el modelo. Este procedimiento se llama parametrización.

Los modelos AOGCM se combinan con representaciones matemáticas empíricas o semiempíricas de otros componentes del sistema climático, como la criosfera, la superficie del suelo o la cubierta vegetal. Los actuales modelos más completos incluyen también representaciones del ciclo del carbono, como intercambios entre la atmósfera, la biosfera y los océanos, y de procesos que afectan a los aerosoles en la atmósfera, como reacciones químicas, agregación, deposición y efectos en la formación de nubes (ver capítulos 3 a 6 del informe IPCC 2001).

Antes se ha señalado que el sistema de ecuaciones diferenciales de un AOGCM se resuelve en intervalos o “pasos” temporales discretos. Esto significa que, en cada uno de ellos, el modelo debe resolver todas las ecuaciones para calcular los valores actualizados de las variables en todas las celdillas de la malla tridimensional que abarca el globo terrestre. Esto implica tener que realizar millones de operaciones matemáticas simples en cada intervalo temporal (de 30 a 60 minutos según los modelos), hasta completar todo el periodo de integración, que normalmente se extiende a varios centenares de años. Obviamente, esto requiere el uso de los computadores más potentes disponibles.

En la actualidad existen unas pocas decenas de modelos AOGCM, desarrollados en centros climáticos y universidades merced a un extraordinario esfuerzo de investigación científica. Un ejemplo claro de ello es que en el primer informe del Grupo Intergubernamental de expertos sobre Cambio Climático (conocido por las siglas en inglés IPCC), que se editó en el año 1990, se presentaron resultados de solo dos AOGCM, mientras que en el último emitido (IPCC 2001) se mencionan casi una veintena de estos modelos más perfeccionados.

Los modelos AOGCM que se utilizan para cuantificar la respuesta futura del clima a perturbaciones inducidas por actividades humanas han de ser previamente evaluados. El examen de la fiabilidad que presenta un AOGCM para reproducir los principales procesos en el sistema climático, se realiza mediante una comparación sistemática entre resultados de simulaciones con condiciones de clima actual y datos climatológicos observados. Las simulaciones de clima actual con AOGCMs se llevan a cabo considerando la evolución de valores observados de concentraciones atmosféricas de GEIs. Los modelos también pueden evaluarse considerando condiciones paleoclimáticas, por ejemplo la pasada era glacial. Una vez que se ha evaluado satisfactoriamente su calidad, el modelo se utiliza para realizar simulaciones de la evolución temporal del futuro cambio climático.

En este tipo de evaluaciones se ha comprobado que la mayor parte de los actuales AOGCM han experimentado una notable mejora en los últimos diez años. Esto se atribuye a varias causas, entre las que destacan un mejor conocimiento de las características de los océanos y de los procesos de intercambio con la atmósfera, la consideración de procesos que afectan a los aerosoles azufrados en la atmósfera, y del aumento en la resolución espacial de los modelos (menor tamaño de celdillas) permitida por el impresionante incremento en la potencia de computación. De hecho, por lo general las simulaciones que reproducen de manera muy aceptable la evolución experimentada por la temperatura global a lo largo de los últimos

150 años. Tanto es así, que los ensayos realizados con diferentes evoluciones de GEIs han permitido discriminar la contribución de las actividades humanas en el cambio experimentado por el clima, con un grado de confianza aceptable (Stott *et al.* 2001).

No obstante, aún existen incertidumbres en algunos resultados de los modelos AOGCM, en gran parte asociadas a deficiencias en las parametrizaciones de algunos procesos físicos determinantes para el clima, como son las relacionadas con la formación de nubes y precipitación, la circulación termohalina en los océanos, la dinámica de los hielos marinos o los intercambios biogeoquímicos en el sistema climático, entre otros (para más detalles ver capítulo 14 del informe IPCC 2001). Además de estas deficiencias, permanece el problema de que la resolución espacial de los AOGCM es aún demasiado baja para poder reproducir detalles orográficos y costeros, que en muchas zonas del planeta determinan decisivamente el clima a escala regional. Un ejemplo ilustrativo de esto es el caso de la Península Ibérica, como se comenta más adelante.

1.3.2. Simulaciones del clima con modelos globales

Para simular la evolución futura del clima terrestre, los modelos AOGCM deben ser forzados transitoriamente con evoluciones de los niveles de GEIs y aerosoles acumulados en la atmósfera según se espera vayan cambiando las emisiones producidas por actividades humanas. Para eso es preciso realizar un ejercicio de prospectiva sobre las evoluciones futuras de emisiones antropogénicas de GEIs y aerosoles. Es decir, elaborar lo que se llaman “escenarios de emisiones”. Esto se realiza considerando diversos supuestos acerca del futuro desarrollo demográfico y socio-económico en el mundo. Los escenarios de emisiones actualmente utilizados para realizar proyecciones con modelos de clima a lo largo del siglo XXI, se conocen por las siglas SRES (del inglés Special Report on Emission Scenarios). Constituyen un conjunto de escenarios de emisión elaborados por un grupo de expertos mundiales dentro del IPCC (Nakicenovic *et al.* 2000), teniendo en cuenta hipótesis coherentes sobre evoluciones futuras de crecimiento de la población mundial, la demanda de energía, la eficiencia de su consumo o el crecimiento económico global, entre otras consideraciones.

Para cada uno de estos escenarios se ha realizado una cuantificación de las emisiones antropogénicas futuras de GEIs y compuestos de azufre (IPCC 2001). A modo de ilustración, en la figura 1.9 se muestran las evoluciones de emisiones de CO₂ y SO₂ correspondientes a los seis escenarios que por ahora se han utilizado para realizar proyecciones de clima con alguno de los modelos AOGCM. En la misma figura se incluyen las evoluciones de la concentración global de CO₂ para cada uno de los escenarios de emisiones considerados, según resulta de la aplicación de modelos de balance del carbono (por ejemplo Cramer y Field 1999). De estos seis escenarios, los llamados A2 y B2 son los dos más utilizados por los modelos AOGCM. No obstante, desde un punto de vista puramente técnico, todos deben considerarse como igualmente probables. A este respecto, conviene señalar que ninguno de ellos se corresponde exactamente con los objetivos de emisión marcados en el Protocolo de Kioto.

De los AOGCM mencionados en el tercer informe del IPCC (2001), con seis de ellos se han realizado simulaciones detalladas considerando diversas evoluciones de niveles de GEIs y aerosoles azufrados a lo largo de los siglos XX y XXI (tabla 1.3). En el Centro de Distribución de Datos (DDC) del IPCC se dispone de un conjunto de resultados derivados de diversas simulaciones realizadas con estos seis AOGCM. Por lo general, estas simulaciones abarcan un periodo de 240 años, de 1860 a 2100. En los primeros 130 años (1860-2000) se consideran las concentraciones observadas en la atmósfera de GEIs, junto con estimaciones de aerosoles azufrados, y a partir de ese año tienen en cuenta diferentes escenarios de emisiones. En la tabla 1.3 se detallan los escenarios de emisiones SRES considerados en las simulaciones realizadas por cada AOGCM, cuyos resultados se pueden obtener del DDC-IPCC. La mayor parte de estos datos corresponden a valores mensuales de las variables más utilizadas en

estudios de impacto del cambio climático en superficie (temperatura, precipitación, presión, etc.), correspondientes a cada una de las celdillas de la malla del modelo que cubre toda la atmósfera terrestre.

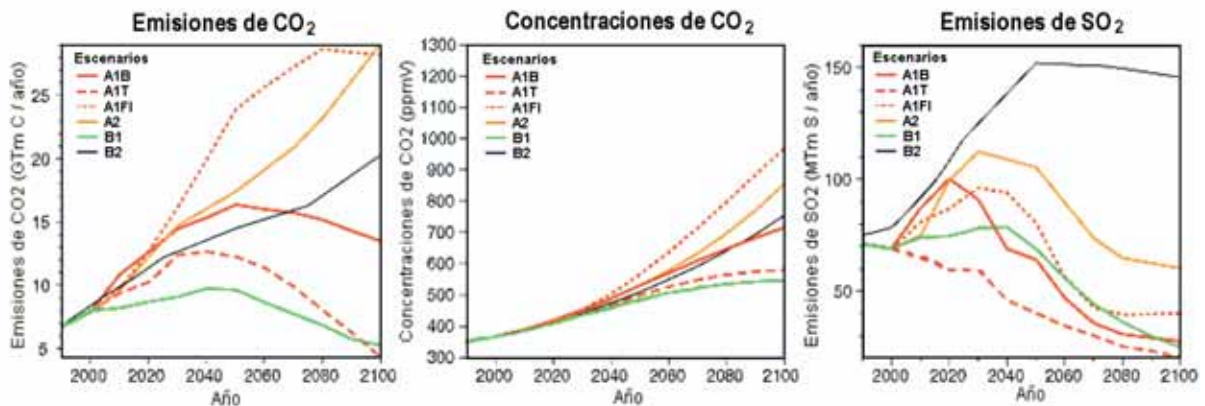


Fig. 1.9. Evoluciones de emisiones globales de CO₂ y SO₂ a la atmósfera debidas a actividades humanas y de las concentraciones globales de CO₂ que resultarían de tales emisiones, según los diversos escenarios SRES. Tomada de IPCC (2001).

De la evaluación de los resultados obtenidos a escala global en el conjunto de simulaciones correspondientes al siglo XX (IPCC 2001), se evidencia que la calidad de ninguno de los AOGCM destaca claramente por encima de la de los demás. De hecho, Lambert y Boer (2001) comprobaron, por ejemplo, que las distribuciones de la temperatura, presión y precipitación que resultan de realizar un promedio de conjunto con resultados de varios AOGCM, se asemejan generalmente más a las observadas que las obtenidas por cualquiera de ellos individualmente. A pesar de las diferencias entre los resultados obtenidos por cada uno de los modelos, la comparación con las observaciones permite tener una confianza razonable en que los actuales AOGCM son adecuados para simular cambios climáticos futuros, reduciendo notablemente la incertidumbre involucrada en las proyecciones climáticas (IPCC 2001).

Tabla 1.3. Características de los AOGCM, y escenarios de emisiones SRES simulados por éstos, cuyos resultados se pueden obtener del DDC-IPCC: http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/dkrz/dkrz_index.html. El tamaño horizontal de las celdillas atmosféricas y oceánicas se expresa en grados de latitud-longitud, y entre paréntesis se indica el número de niveles en la vertical.

NOMBRE DEL MODELO	CENTRO (PAÍS)	RESOLUCIÓN ATMOSFÉRICA	RESOLUCIÓN OCEÁNICA	ESCENARIOS SRES SIMULADOS
CCSR/NIES 2	CCSR/NIES (Japón)	5.6 × 5.6 (20)	2.8 × 2.8 (17)	A1,A1FI,A1T,A2,B1,B2
CGCM 1,2	CCC (Canadá)	3.7 × 3.7 (10)	1.8 × 1.8 (29)	A2,B2
CSIRO-Mk2	CSIRO (Australia)	5.6 × 3.2 (9)	5.6 × 3.2 (21)	A1,A2,B1,B2
ECHAM4/OPYC3	MPIM (Alemania)	2.8 × 2.8 (18)	2.8 × 2.8 (11)	A2,B2
GFDL R30 c	GFDL (EEUU)	2.25 × 3.75 (14)	1.875 × 2.25 (18)	A2,B2
HadCM3	UKMO (Reino Unido)	2.5 × 3.75 (19)	1.25 × 1.25 (20)	A1,A1FI,A2,B1,B2

Aunque se ha señalado antes que ninguno de los escenarios SRES se puede suponer más probable que los demás, las proyecciones de clima que a continuación se presentan corresponden a los grupos A2 y B2, pues son los dos considerados por un mayor número de AOGCM. Esto permite percibir la diferente respuesta del clima futuro según sean las evoluciones de las emisiones antropogénicas. Por otra parte, solo se presentan resultados de los modelos que

están incluidos en el DDC-IPCC. A pesar de que estos AOGCM han sido evaluados con datos de clima actual, comprobándose que todos reproducen razonablemente bien los principales rasgos del clima en el planeta, cada simulación presenta diferencias con respecto a las otras. Así, por ejemplo, en la figura 1.10 se muestran proyecciones del cambio medio anual de la temperatura global del aire cerca de la superficie obtenidas con diversos AOGCM, para los dos escenarios de emisiones considerados. En ella se aprecia que las diferencias entre modelos sobrepasan en algunos casos el intervalo individual de los cambios climáticos proyectados. Pero, ha de advertirse que, como señala el IPCC (2001), tales diferencias no invalidan los resultados, sino que proporcionan una valiosa información pues facilitan una evaluación objetiva de la fiabilidad involucrada en cada proyección individual. De hecho, el análisis del conjunto de resultados obtenidos con diversos modelos permite señalar los rasgos del cambio climático global proyectado que resultan comunes en todas las simulaciones, que por tanto pueden considerarse más fiables. Así por ejemplo, como todos los modelos coinciden en que el incremento de temperatura es mayor en el escenario A2 que en el B2, se puede tener un elevado grado de confianza en que el futuro calentamiento global estará determinado en gran parte por el ritmo de incremento de las emisiones antropogénicas de GEIs y aerosoles.

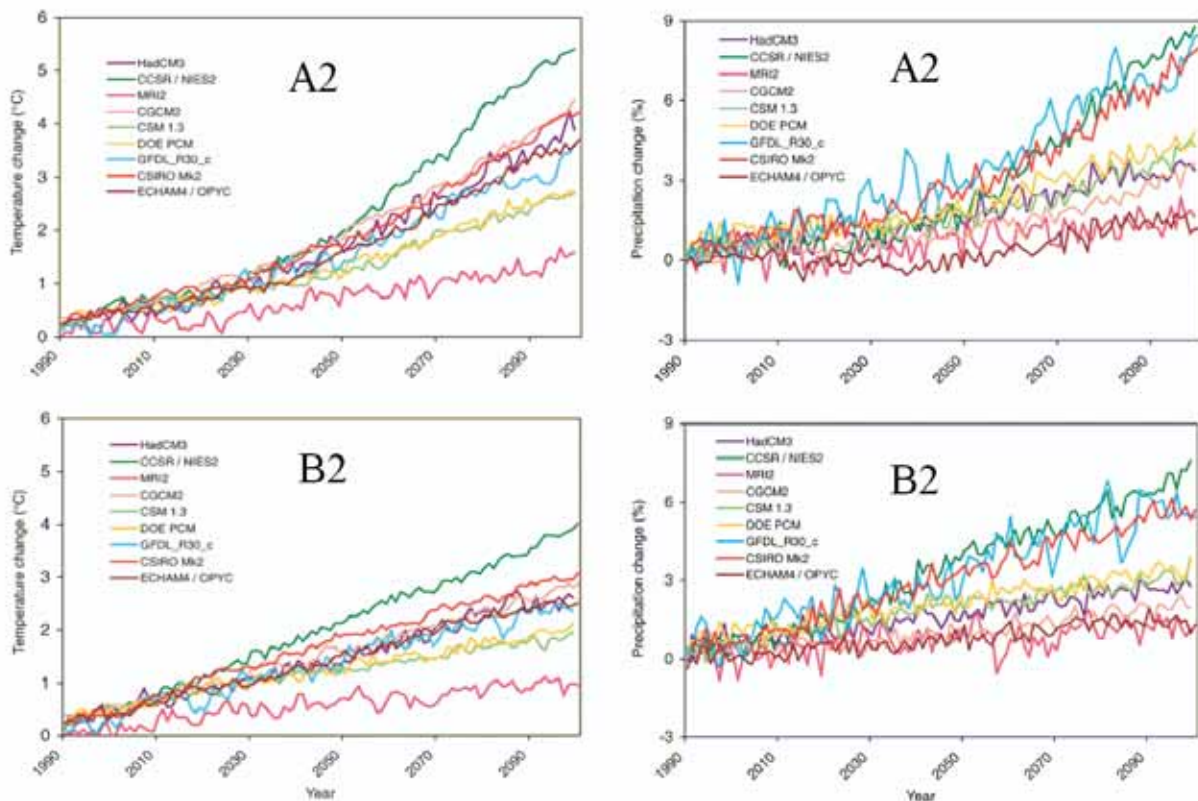


Fig. 1.10. Evoluciones de cambios medios globales de temperatura (izquierda) y de precipitación (derecha) con respecto a los valores de 1990, simulados por diversos AOGCM considerando los escenarios de emisiones SRES-A2 (arriba) y SRES-B2 (abajo) Figura tomada del IPCC (2001).

1.3.3. Proyecciones de clima futuro en España realizadas con modelos globales

A causa de las diferencias entre los modelos, se ha considerado conveniente mostrar primero los resultados de la distribución espacial en la Península Ibérica de proyecciones de cambio en la temperatura superficial y la precipitación a lo largo del presente siglo obtenidas con un determinado AOGCM. A continuación se presentan resultados derivados de simulaciones con varios AOGCM en una zona del interior de la Península, a fin de poder realizar una simple comparación y componer resultados de conjunto.

El AOGCM elegido para el primer análisis es el HadCM3 desarrollado en el Hadley Centre for Climate Prediction and Research (Reino Unido). Como antes se ha señalado, esta elección no debe tomarse como indicativo alguno de superioridad de dicho AOGCM frente a los otros, aunque ciertamente los resultados de las simulaciones del modelo HadCM3 relativas a clima actual (1960-90) en la Península Ibérica presentan, por lo general, un aceptable ajuste con las observaciones. Pero, el principal criterio para esta elección atendió a que se ha aplicado un método de regionalización para obtener mayor detalle de los cambios proyectados para el último tercio del siglo en la Península Ibérica, tomando como base los resultados de este AOGCM, como se presenta en el siguiente apartado.

El modelo HadCM3 es una versión mejorada del anterior HadCM2, en el que, además de aumentar la resolución, no es necesario introducir un ajuste artificial en los flujos de calor y de agua dulce para que haya correspondencia con el comportamiento observado. En Gordon *et al.* (2000) se puede encontrar una descripción completa del modelo. No obstante se incluye una breve explicación de las principales características de este AOGCM.

El submodelo atmosférico tiene una resolución horizontal de 2.5° en latitud y 3.75° en longitud cubriendo todo el globo. Esto supone que las celdillas tienen unas dimensiones horizontales de aproximadamente 300 x 300 km en latitudes medias. En la vertical se divide la atmósfera en 19 niveles con un espaciado variable entre ellos. El modelo incluye sofisticadas parametrizaciones de los intercambios de radiación solar y terrestre, incluyendo explícitamente los efectos de los GEIs y aerosoles, de los intercambios atmósfera-superficie-vegetación y de la formación de nubes y precipitación. En este submodelo también se simulan interactivamente la emisión, el transporte y deposición de compuestos de azufre.

El submodelo oceánico tiene una resolución horizontal de 1.25° en latitud y longitud y considera 20 niveles en la vertical. En este submodelo se han incluido una serie de mejoras, entre las que cabe destacar la que permite la mezcla de agua del Mediterráneo con el Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar, a pesar de que el gran tamaño de las celdillas impide que esté explícitamente resuelta por el modelo, así como la utilización de un mejor esquema para parametrizar los procesos del hielo marino y la acumulación de nieve.

En los experimentos con el modelo HadCM3 la atmósfera y la cubierta de hielos se inician con valores disponibles y el océano se considera en estado de reposo. Con estos valores de partida, se ejecuta el modelo a lo largo de un periodo de 1000 años, con unos niveles de GEIs y aerosoles correspondientes a la era preindustrial. Este periodo tan largo es necesario para que en el modelo se alcance un acoplamiento adecuado entre la atmósfera y los océanos. Al final de este periodo el estado del clima simulado representa a las condiciones previas al año 1860. Desde ese año hasta el presente, el modelo es forzado con niveles atmosféricos crecientes de GEIs y aerosoles, deducidos de las observaciones disponibles. En los años futuros las evoluciones de GEIs y aerosoles se corresponden con los diversos escenarios de emisiones SRES. Los resultados obtenidos con el modelo en el periodo 1960-1990 se utilizan para valorar su grado de correspondencia con la climatología actual. Por último, las proyecciones de cambio climático con el modelo se obtienen a partir de las diferencias entre el clima simulado para el intervalo 1960-1990 y el que resulte para cualquier periodo de 30 años a lo largo del presente siglo. En los experimentos con los demás AOGCM se sigue una secuencia similar. A continuación se presentan escenarios de cambio climático proyectados para tres periodos: 2010-2040 2040-2070 y 2070-2100.

En la figura 1.11 se muestran los resultados de las distribuciones espaciales en la Península Ibérica del cambio en la temperatura media estacional del aire en superficie (a 2 metros de altura) respecto a los valores medios simulados para el periodo 1960-1990, considerando los tres tercios del siglo 21 mencionados. La distribución espacial de los cambios se presentan de forma discretizada de acuerdo al tamaño de las celdillas del modelo HadCM3. Las proyecciones que se presentan corresponden a dos escenarios de emisiones SRES: A2 y B2.

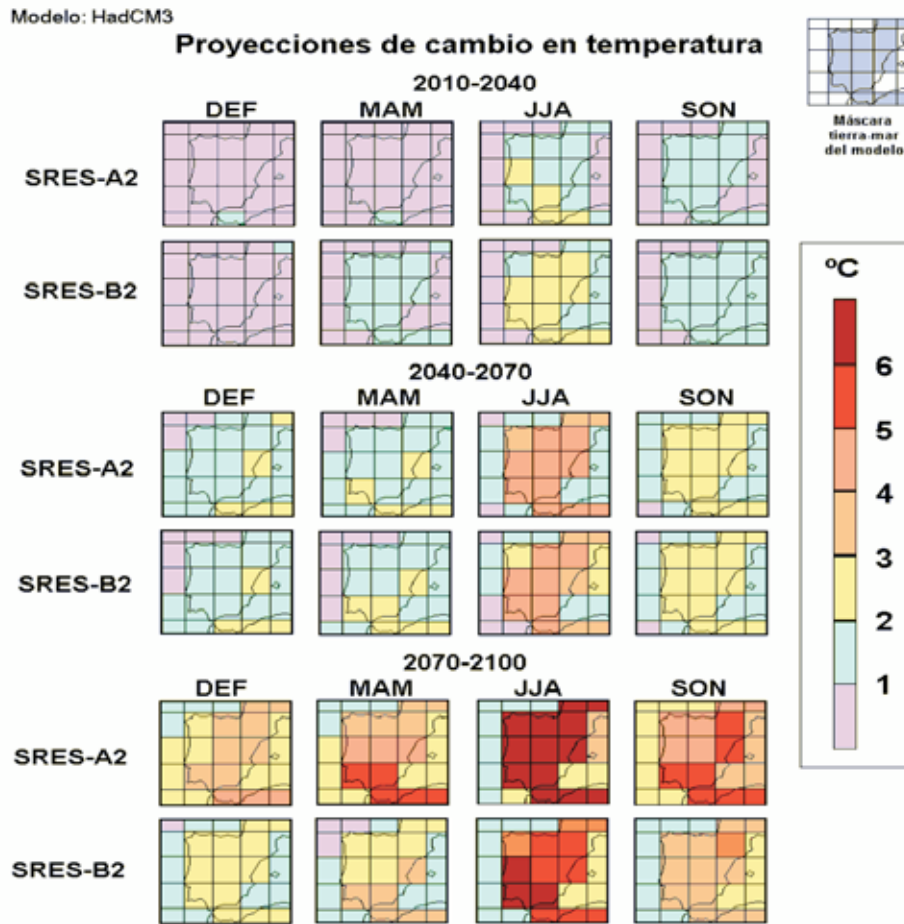


Fig. 1.11. Proyecciones de cambio de temperatura del aire junto al suelo (a 2 m), promediadas para cada estación del año (DEF invierno, MAM primavera, JJA verano y SON otoño), correspondientes a tres periodos del siglo 21: 2010-2040 2040-2070 y 2070-2100, y a dos escenarios SRES de emisiones (A2 y B2). Las simulaciones se realizaron con el modelo HadCM3 y los resultados se tomaron del IPCC-DDC. En la esquina superior derecha se muestra la malla del modelo sobre la Península Ibérica, donde las cuadrículas sombreadas corresponden en el modelo a superficie continental y las blancas a océano.

Lo que se percibe de forma más clara en la figura es un progresivo calentamiento a lo largo del siglo en toda la región, aunque su intensidad y cadencia son diferentes según las zonas y los escenarios SRES. Por lo general, el calentamiento es más intenso y rápido en los meses de verano (JJA) que en los de invierno (DEF), en el escenario A2 que en el B2 y en las zonas continentales que en las oceánicas. La progresividad del calentamiento es casi lineal en todas las zonas, aunque resulta un poco más acelerado al final del siglo 21 que al principio. En la mayor parte de la Península el ritmo de aumento de las temperaturas medias es de entre 2 y 3°C cada 30 años en los meses de verano y de entre 1 y 2°C en los de invierno, correspondiendo los mayores valores al escenario SRES-A2. Los máximos incrementos de temperatura media estacional en el último tercio del siglo llegan a superar 6°C en verano en toda la Península en el escenario A2, y en la parte suroccidental en el escenario B2. Sin embargo, el calentamiento medio de los meses de invierno para ese periodo se mantiene por debajo de 4°C en el SRES-A2 y por debajo de 3°C en el SRES-B2. Finalmente, se aprecia claramente que las diferencias en el calentamiento entre los dos escenarios de emisiones se van incrementando a lo largo del siglo.

Los cambios en la precipitación presentan en general una mayor variabilidad espacial cuando se expresan en forma de porcentaje. Esto se debe en gran parte a que en algunas zonas las precipitaciones climatológicas son tan escasas, que un pequeño cambio futuro se traduce en

un porcentaje artificialmente elevado. Por esta razón es preferible analizar los cambios en la precipitación en función de diferencias entre valores de clima futuro y clima actual. Obviamente este tipo de análisis tiene el inconveniente de que un mismo cambio en valores absolutos tendría una mayor importancia relativa en una zona poco lluviosa que en una húmeda. Pero, por otra parte, los valores de cambio absoluto facilitan una cuantificación más directa de las alteraciones en la disponibilidad de agua en cualquiera de las zonas. Por tanto, en la figura 1.12 se presentan los cambios absolutos proyectados en las precipitaciones estacionales a lo largo del siglo con respecto al periodo climatológico 1960-1990, expresados en mm/día. Para deducir los cambios en la precipitación acumulada en cada estación habría que multiplicar los valores en mm/día por el número de días de dicho periodo, es decir 90, pues en las simulaciones con modelos climáticos los años se consideran con una duración uniforme de 360 días.

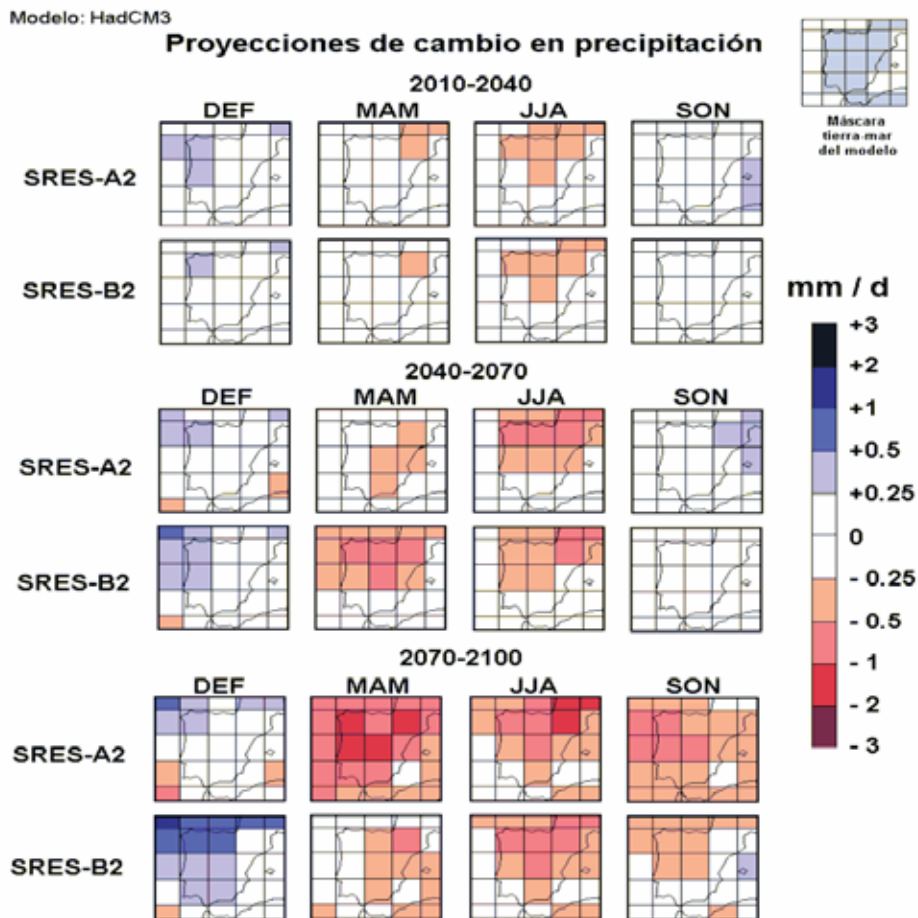


Fig. 1.12. Proyecciones de cambio de precipitación media (en mm / día), promediadas para cada estación del año (DEF invierno, MAM primavera, JJA verano y SON otoño), correspondientes a tres periodos del siglo 21: 2010-2040 2040-2070 y 2070-2100, y a dos escenarios SRES de emisiones (A2 y B2). Las simulaciones se realizaron con el modelo HadCM3 y los resultados se tomaron del IPCC-DDC. En la esquina superior derecha se muestra la malla del modelo sobre la Península Ibérica, donde las cuadrículas sombreadas corresponden en el modelo a superficie continental y las blancas a océano.

En contraste con los cambios simulados para la temperatura, que siempre tienen signo positivo (calentamiento), los de precipitación no resultan del mismo signo en las diversas zonas y épocas del año. Así, los cambios de la cantidad de precipitación en los meses de invierno (DEF) tienen generalmente signo positivo en casi todas las zonas de la Península Ibérica, y esto ocurre para los dos escenarios de emisiones considerados. Sin embargo, en las demás estaciones, sobre todo en primavera y verano, predominan los cambios de signo negativo, es decir una disminución en la cantidad de precipitación en el clima proyectado con respecto al

presente. Otra característica de las evoluciones de los cambios de precipitaciones estacionales a lo largo del siglo es que no presentan generalmente tanta linealidad en la tendencia como en el caso de las temperaturas. Así, por ejemplo, en el escenario B2 la disminución en las precipitaciones de primavera es algo mayor en el tercio central del siglo que en el último tercio. Otros comportamientos no lineales en la evolución temporal del cambio de precipitaciones estacionales pueden observarse en determinadas celdillas del AOGCM situadas sobre la Península. Entre ellos destaca el caso del este y noreste peninsular en el escenario A2, donde el modelo proyecta incrementos de precipitaciones en otoño en los dos primeros tercios del siglo y disminuciones en el último tercio.

Comparando los cambios de las precipitaciones estacionales proyectados para los dos escenarios de emisiones, se comprueba que los incrementos invernales son por lo general menores y las disminuciones en primavera y verano mayores en el A2 que en el B2. No obstante, una excepción a este comportamiento general se observa muy claramente en los cambios proyectados para el tercio central del siglo durante la primavera, en que ocurre lo contrario.

Precisamente las irregularidades espaciales y temporales que se aprecian en los cambios proyectados en las precipitaciones indican la mayor incertidumbre que presentan, si se comparan con los obtenidos para el caso de las temperaturas. Esto se debe esencialmente a que la ocurrencia de precipitación en cualquier lugar y momento está ligada a procesos físicos que resultan más difíciles de simular correctamente por los modelos. Mientras que los procesos que determinan la temperatura del aire junto al suelo están más condicionados por la estacionalidad de la radiación solar que llega al planeta a lo largo del año, cuyo cálculo se realiza con mucha certidumbre. El procedimiento más razonable para reducir la incertidumbre de las proyecciones de cambios en las precipitaciones es considerar los resultados proporcionados por un conjunto de AOGCMs.

Para realizar el análisis de conjunto, se han considerado los resultados de seis AOGCM incluidos en la base de datos del DDC-IPCC (http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/dkrz/dkrz_index.html). Concretamente se trata de los modelos llamados CCGM, CSIRO, HadCM3, NIES2, ECHAM4 y GFDL, cuyas características se mostraron en la Tabla 1.3. Para realizar este análisis de una manera más simple, se han considerado solamente los resultados de los cambios en la temperatura y precipitación estacionales obtenidos en la celdilla de la malla de cada modelo que incluya el centro de la Península. Hay que tener en cuenta que las mallas de los seis modelos considerados tienen resoluciones horizontales diferentes (ver Tabla 1.3). En la figura 1.13 se ilustra el tamaño comparativo y la localización de la celdilla considerada para cada AOGCM.

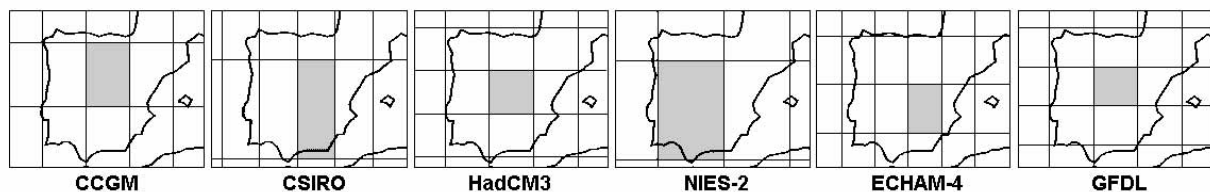


Fig. 1.13. Ilustración de las mallas de los seis AOGCM considerados. Para realizar la comparación se han tomado los resultados simulados por cada modelo en las celdillas que incluyen el centro de la Península (sombreadas).

Los cambios de las temperaturas medias estacionales proyectados para la parte central de la Península Ibérica en cada tercio del siglo 21, modelo y escenario de emisiones considerados se muestran en la figura 1.14. Comparando los resultados de los seis modelos se evidencian diferencias en los cambios simulados por cada uno, pero también semejanzas. Las diferencias se encuentran en los valores concretos de cambio de temperatura para cada periodo, estación

y escenario de emisión. El modelo NIES2 es el que generalmente simula calentamientos más importantes, mientras que las diferencias entre los otros son algo menores. No obstante, hay que tener en cuenta que esta falta de coincidencia en los valores de cambio de temperatura en parte podría relacionarse con la diferente resolución espacial sobre la Península Ibérica de los diversos AOGCM. En lo que coinciden todos los modelos es en el calentamiento progresivo a lo largo del siglo en relación con el periodo 1960-1990. Asimismo, en todos ellos el calentamiento máximo se proyecta para los meses de verano y el mínimo para el invierno, e igualmente se evidencia que en el escenario de emisiones A2 los incrementos de temperatura son mayores que en el B2. La coincidencia cualitativa en este conjunto de resultados es un indicativo de su elevado grado de certidumbre.

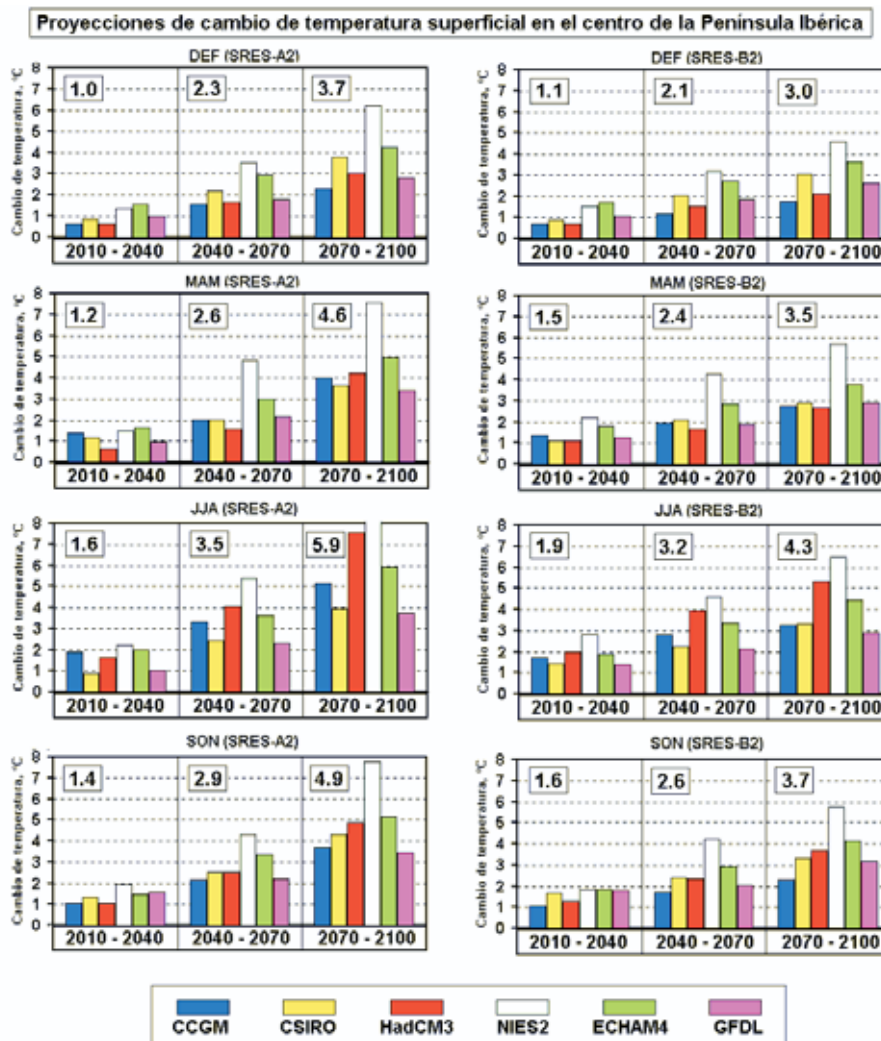


Fig. 1.14. Cambios proyectados por seis AOGCM de la temperatura media del aire en superficie (°C) en la celdilla de cada uno que incluye la parte central de la Península (ver figura 1.13). Los resultados son promedios estacionales (DEF invierno, MAM primavera, JJA verano y SON otoño) y corresponden a dos escenarios de emisiones (A2 en la columna izquierda y B2 en la derecha). En cada figura se presentan los cambios en cada tercio del siglo 21 con respecto al clima actual. Se muestran recuadrados los valores promedio del conjunto de los seis modelos considerados.

Considerando los valores de incrementos de temperatura promedio del conjunto de modelos que se muestran recuadrados en la figura 1.14, se observa que el mayor ritmo de calentamiento estacional corresponde al verano del escenario A2 y el menor a los meses de invierno del escenario B2. Asimismo, se aprecia que en el escenario A2 el ritmo de calentamiento se acelera

en todas las estaciones a medida que transcurre el siglo, mientras que en el escenario B2 las evoluciones del calentamiento presentan por lo general una tendencia más lineal.

En la figura 1.15 se muestra la comparación entre los cambios proyectados por los seis AOGCM para la precipitación en el centro de la Península. En ella se evidencian más discrepancias entre los modelos, lo que es indicativo del menor grado de confianza que poseen las proyecciones de cambio de las precipitaciones en relación con las de la temperatura. No obstante, quizá esto se deba, en parte, a la mayor variabilidad espacial de los cambios de precipitación simulados por todos los modelos, lo que hace que la diferencia en los tamaños de las celdillas sobre la Península sea más determinante que en el caso de los cambios de temperatura. Sin embargo, también se evidencian algunas semejanzas entre los resultados de los AOGCM analizados. Así por ejemplo, casi todos coinciden en proyectar disminuciones de precipitación en el clima futuro en relación con el periodo 1960-1990, aunque algunos modelos simulan algunos cambios estacionales con signo positivo. Asimismo hay una mayoría de modelos que proyectan una disminución progresiva de precipitaciones estacionales en el escenario A2 a lo largo del siglo, aunque este comportamiento no se manifiesta en el escenario B2.

El modelo HadCM3 es el que simula en la parte central de la Península Ibérica las mayores reducciones de precipitación en primavera, verano y otoño, mientras que proyecta aumentos de precipitación en los meses de invierno. La progresividad a lo largo del siglo de tales cambios es más regular en este modelo que en los demás. El modelo en que las proyecciones de cambios de precipitación anual son menores es el CSIRO, pero la progresividad de dichos cambios es poco regular. Se destaca esta característica porque los valores de los cambios que se incluyen en la figura corresponden a diferencias entre las precipitaciones estacionales simuladas para cada tercio del siglo 21 y las simuladas para el intervalo de 1960-1990. De manera que si el valor del cambio fuera mayor en un tercio anterior que en uno posterior, eso significaría un aumento relativo de la precipitación entre el primero y el segundo.

Considerando los promedios de conjunto de los seis AOGCM, cuyos valores se muestran recuadrados en la figura 1.15, se aprecia que en el escenario A2 la progresividad de los cambios es regular en todas las estaciones del año. Es decir, el valor absoluto aumenta a lo largo del siglo. Traduciendo las unidades de los cambios que se emplean en la figura, los resultados promedio de disminución de la precipitación anual en los tres periodos del siglo son: 61.2, 85.5 y 137.7 mm/año. Sin embargo, lo que se observa en el escenario B2 son valores absolutos de cambio anual menores en el tercio central del siglo (78.3, 73,8 y 87,3 mm/año). Eso significaría que el tercio central sería menos seco que los otros dos. Además, esta distinta progresividad del cambio de precipitación anual a lo largo del siglo en ambos escenarios (A2 y B2) se aprecia en los resultados de la mayor parte de los AOGCM considerados, lo que confiere a este resultado alguna certidumbre.

1.3.4. Modelos regionales del clima

Aunque los resultados de proyecciones de clima obtenidos con diversos AOGCM presentan razonables semejanzas a escala global, cuando se consideran escalas regionales las distribuciones de temperatura y, sobre todo, de precipitación muestran notables discrepancias, como se ha visto en la sección anterior. Esta mengua en la fiabilidad de los resultados a escala regional se atribuye en buena medida a la insuficiente resolución espacial de los AOGCMs y al uso de parametrizaciones físicas no adaptadas a procesos de mesoescala. Una baja resolución espacial da lugar a que se distorsionen las líneas de costa y se suavicen las alturas de los accidentes orográficos. Además, ya se ha señalado que los modelos no pueden reproducir de forma realista procesos atmosféricos con un tamaño similar o inferior al de las celdillas en que se discretiza el dominio donde se aplica.

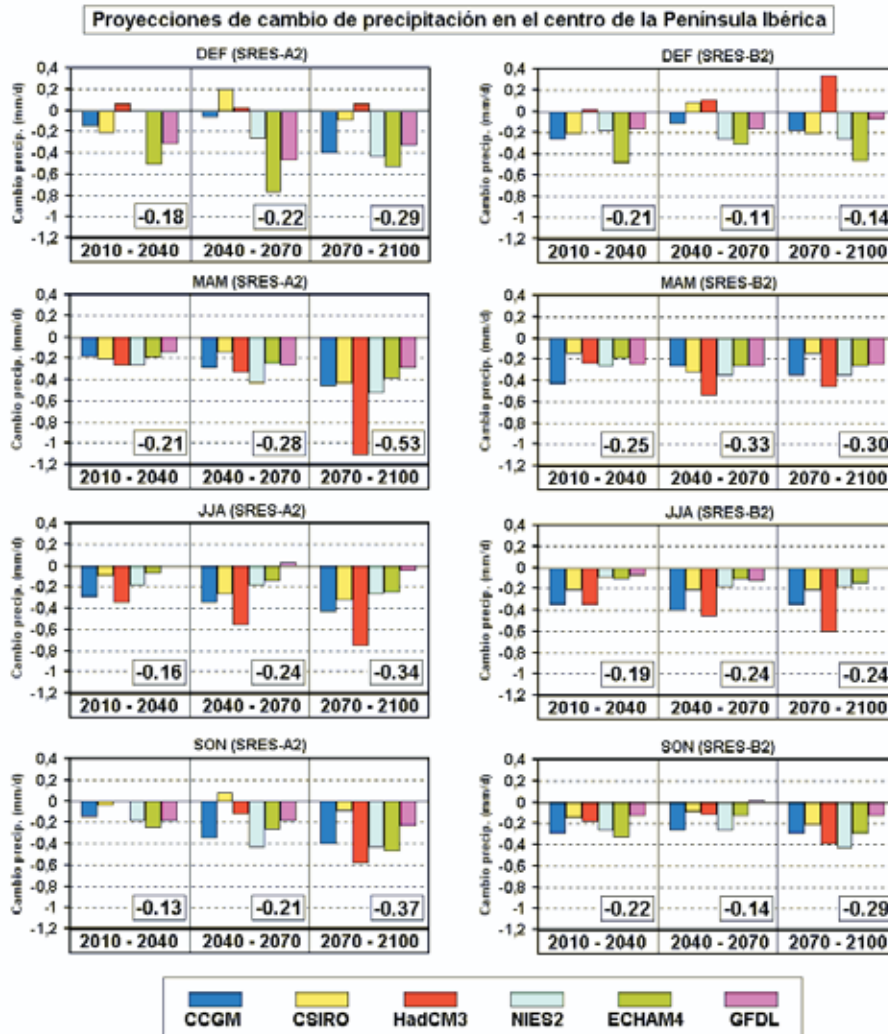


Fig. 1.15. Cambios proyectados por seis AOGCM de la precipitación media (mm / día) en la celdilla de cada uno que incluye la parte central de la Península (ver figura 1.13). Los resultados son promedios estacionales (DEF invierno, MAM primavera, JJA verano y SON otoño) y corresponden a dos escenarios de emisiones (A2 en la columna izquierda y B2 en la derecha). En cada figura se presentan los cambios en cada tercio del siglo 21 con respecto al clima actual. Se muestran recuadrados los valores promedio del conjunto de los seis modelos considerados.

Por otra parte, hay que tener presente que algunas parametrizaciones físicas de los AOGCM se han desarrollado y validado para la baja resolución espacial que usan. Por eso, no suelen resultar adecuadas para reproducir procesos atmosféricos de menor escala, algunos de los cuales podrían ser los que más contribuyan a las características del clima local. En particular, los climas de la Península Ibérica son el resultado de la acción de la circulación global de la atmósfera, de las interacciones entre este flujo a macroescala y la orografía, de los contrastes mar-tierra y de otros efectos de carácter más local (Castro *et al.* 1995). Pero los actuales AOGCM no son capaces de reproducir estos rasgos del clima en la Península. Un ejemplo ilustrativo se muestra en la figura 1.16, donde se compara las distribuciones de temperatura y precipitación estacionales simuladas por el modelo HadCM3 para el periodo 1961-1990 y las climatológicas para dicho periodo. Es evidente que los rasgos climáticos de escala regional en la Península no están reproducidos, porque la baja resolución espacial del AOGCM no lo permite. Pero aumentar la resolución de los AOGCM supondría un incremento muy considerable del tiempo de computación y también una adaptación de las parametrizaciones físicas a esa mayor resolución en todas las latitudes del planeta. La solución al primer

problema depende de la disponibilidad de computadores suficientemente potentes y rápidos, aunque todavía no hay resultados de modelos climáticos globales con resoluciones superiores a 100 km. Pero, para resolver el segundo problema quizá haya que esperar algo más de tiempo. En consecuencia, para obtener aproximaciones más adecuadas a los climas de escala regional o sub-regional, actualmente se aplican otras técnicas a partir de las simulaciones con los AOGCM.

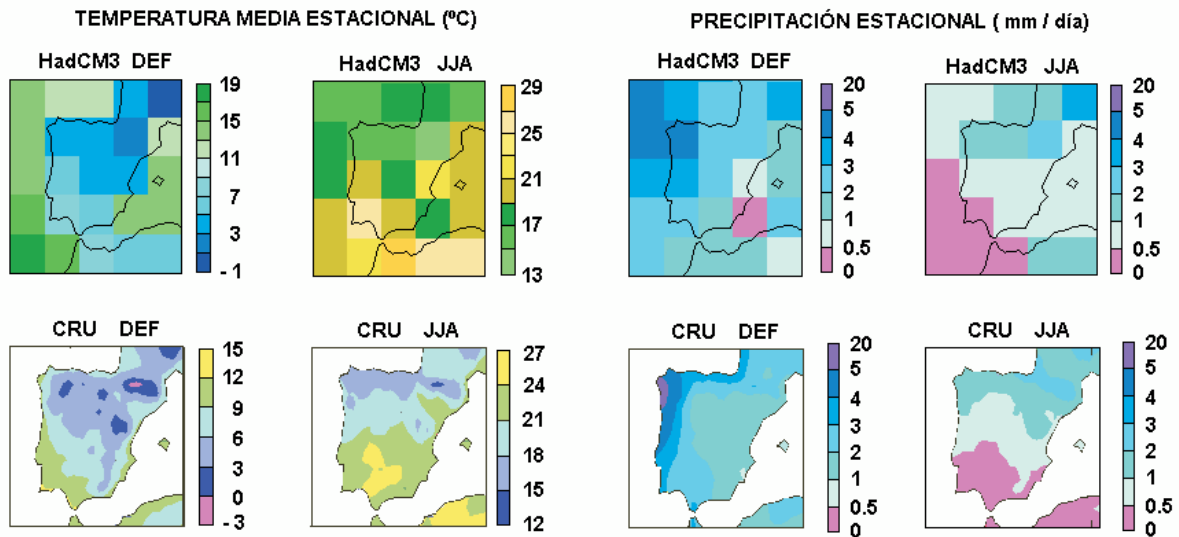


Fig. 1.16. Comparación entre las temperaturas medias (en °C) y las precipitaciones (en mm / día) promedio en invierno (DEF) y verano (JJA) simuladas por el AOGCM HadCM3 (fila de arriba) y la climatología elaborada por la Unidad de Investigación del Clima (CRU) de la Universidad de East Anglia (fila de abajo). En ambos casos el periodo es 1961-1990. Nótese que los colores y valores en las escalas de temperaturas son diferentes en cada mapa, pero los de precipitación son iguales.

Dichas técnicas se pueden agrupar en dos categorías: Métodos estadísticos de regionalización y modelos regionales. Los primeros traducen la información proporcionada por los AOGCM en descripciones de las variables climáticas con mucha resolución, mediante regresiones estadísticas multivariable entre series de valores promedio de temperatura y precipitación observados en estaciones incluidas en una celdilla del modelo global y valores promedio de otras variables atmosféricas (predictores) simulados en ella. Tales ecuaciones de regresión se usan para inferir la correspondiente información climática en cada lugar a partir de valores simulados por el AOGCM para clima perturbado (Sailor y Li 1999 o von Storch y Zwiers 1999, entre otros). Los resultados que se obtienen con los métodos estadísticos deben analizarse con cautela, pues se basan esencialmente en la suposición implícita de que la correlación espacial entre las variables climáticas dentro de una celdilla del modelo, obtenida en condiciones de clima actual, no se altera después de un cambio climático global apreciable, y además los resultados dependen críticamente de los predictores que se elijan (Huth 2004).

Los modelos regionales de clima (en adelante RCM) son considerados como la técnica más prometedora para realizar proyecciones realistas de cambio climático a escala regional (IPCC 2001). Los RCM son esencialmente similares al módulo atmosférico de cualquier AOGCM, pero se aplican a un área limitada del globo con más resolución, es decir discretizando espacialmente con celdillas de menor tamaño. Se utilizan anidándolos en la malla del modelo global (figura 1.17). Esto significa que en los RCM los valores iniciales de las variables simuladas y su evolución temporal en los contornos del dominio se derivan de resultados obtenidos por un AOGCM. En definitiva, los RCM están forzados por los contornos con valores simulados por los AOGCM. Por tanto, el procedimiento que actualmente se sigue consiste en

utilizar las salidas de un AOGCM para simular la respuesta de la circulación global a forzamientos de macroescala y los RCM para tener en cuenta los forzamientos a escala más pequeña que el tamaño de la celdilla en el AOGCM, de una forma acorde con principios físicos, y para resaltar la simulación de circulaciones atmosféricas y variables climáticas a escalas espaciales más finas (IPCC 2001).

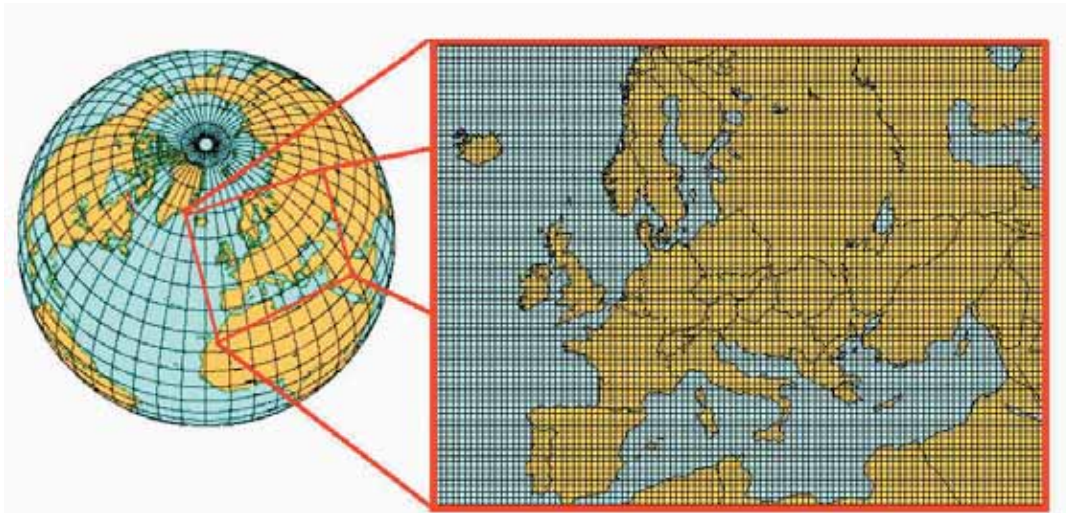


Fig. 1.17. Ejemplo del dominio de aplicación de un RCM sobre Europa con una rejilla de 50 km. La técnica de anidamiento (“nesting”) consiste en proporcionar al RCM información de la evolución de las variables atmosféricas en los puntos del contorno del dominio. Dicha información se obtiene previamente de la simulación con un AOGCM que utiliza una rejilla con resolución más baja (celdillas con mayor tamaño).

La técnica de los RCM, iniciada a principios de la última década del siglo 20 (Dickinson *et al.* 1989), se utiliza actualmente para una gran variedad de aplicaciones, desde estudios paleoclimáticos a proyecciones de cambio climático antropogénico. Proporcionan resultados con mucha resolución espacial (entre 50 y 20 km) a partir de simulaciones de varias decenas de años, y son capaces de describir mecanismos climáticos de realimentación a escala regional. Generalmente los RCM actuales son versiones adaptadas de modelos de área limitada utilizados operativamente para predicción meteorológica con alta resolución. No obstante, ya existen RCM con acoplamiento entre procesos atmosféricos y de otros componentes del sistema climático (océano, hidrología, vegetación, etc.).

No obstante, se ha de tener presente que un RCM no puede corregir los errores generados en el AOGCM en que se anide. Por eso es conveniente elegir un AOGCM bien validado que represente de forma realista los rasgos de la circulación global que afecten a la región de interés, o bien considerar el anidamiento en un conjunto de diferentes AOGCMs. Asimismo es importante que el RCM incluya parametrizaciones físicas adecuadas para simular procesos convectivos, intercambios de energía entre el aire y el suelo o efectos radiativos de las nubes, de los GEIs o de los aerosoles. Finalmente, la elección del tamaño de las celdillas de la malla del RCM debe tomarse como un compromiso entre la escala de aquellos procesos atmosféricos que más influencia ejercen sobre el clima de la región de interés y la potencia de computación disponible. A pesar de que el dominio de aplicación de los RCM abarca una pequeña parte del planeta, el tiempo de computación es muy superior al que precisa un AOGCM para simular un mismo periodo. Por eso los actuales RCM no suelen simular periodos de más de unas pocas decenas de años (usualmente 30 años), aunque el incremento de la potencia computacional va a permitir muy pronto alargar estos periodos.

1.3.5. Proyecciones de clima futuro en España realizadas con un RCM

En este apartado se presentan los resultados obtenidos de una serie de simulaciones realizadas con el modelo regional de clima llamado PROMES (Gallardo *et al.* 2001). Se trata de un modelo que resuelve numéricamente las ecuaciones primitivas de la dinámica atmosférica e incluye parametrizaciones adecuadas de los procesos físicos de intercambio radiativo, de formación de nubes y precipitación y de intercambio turbulento de masa y energía entre la atmósfera y la superficie. Se integran considerando una proyección horizontal Lambert conforme en un dominio de 6000 x 4500 km que abarca casi toda Europa y norte de África, incluyendo el Archipiélago de las Canarias. La resolución horizontal de las simulaciones cuyos resultados se presentan aquí es de 50 km. En la dirección vertical el RCM PROMES considera 35 capas con espesor variable, mucho menor en las capas bajas de la atmósfera.

Las simulaciones se realizaron en el marco del proyecto de investigación PRUDENCE financiado por el V Programa Marco de la Unión Europea. En dicho proyecto se compararon los resultados de ocho RCM desarrollados en diversos centros o universidades europeos (Christensen *et al.* 2002). Concretamente, el grupo de modelado español que participa en dicho proyecto (Grupo MOMAC de la Universidad de Castilla-La Mancha en Toledo) es el autor del modelo PROMES. Todos estos RCM europeos se ejecutaron anidados en el modelo global atmosférico llamado HadAM3H desarrollado en el Hadley Centre for Climate Prediction and Research del Reino Unido (Pope *et al.* 2000), que usa una resolución horizontal de aproximadamente 140 km en las latitudes de la Península Ibérica. Este modelo global atmosférico utiliza las temperaturas superficiales oceánicas proporcionadas por el AOGCM HadCM3 antes mencionado. Aunque la simulación con el modelo global atmosférico HadAM3H abarca el periodo de 1950 a 2100, los experimentos con los RCM anidados en él se realizaron abarcando dos periodos de 30 años, a causa del comentado mayor esfuerzo computacional que éstos modelos requieren. Uno correspondiente a condiciones climáticas actuales (1960-1990), en el que se consideraron los niveles observados de GEIs y aerosoles atmosféricos, y otro al último tercio del presente siglo (2070-2100), teniendo en cuenta los escenarios de emisiones SRES-A2 y SRES-B2. En consecuencia, cada RCM realizó un total de tres experimentos de 30 años cada uno. Para la elección del modelo global atmosférico en el que se anidaron los RCM se tuvo en cuenta la aceptable calidad que presentan en general sus resultados.

Del numeroso conjunto de variables de salida del RCM PROMES, para ilustrar el impacto en el clima de España del cambio climático proyectado, en este apartado se presentan resultados correspondientes a temperaturas medias diarias del aire superficial (2 metros sobre el suelo) y precipitaciones diarias acumuladas para cada estación del año. En primer lugar se comentan los resultados de la simulación con PROMES correspondiente al periodo 1960-1990 (en adelante denominada simulación de control) comparándolos con valores climatológicos derivados de observaciones durante dicho periodo. De esta manera, se puede tener una idea del grado de ajuste con la realidad de las simulaciones con este RCM. Posteriormente se muestran los resultados de las dos proyecciones climáticas (A2 y B2) en forma de diferencia entre los valores obtenidos para cada escenario y los simulados para el periodo 1960-1990. Asimismo se presentan resultados de cambios en la evapotranspiración y la velocidad de viento para cada escenario con respecto al clima actual. Por último se incluye un análisis de proyecciones de cambios en extremos climáticos relacionados con las temperaturas y la precipitación.

a) Comparación entre la simulación de control y la climatología

Antes de comentar los resultados de esta comparación es conveniente tener en cuenta los siguientes dos extremos:

- La climatología con la que se comparen los resultados de la simulación realizada con un RCM debe estar discretizada en celdillas con un tamaño semejante a las del modelo, a fin de que la topografía del dominio sea similar. Por eso se ha considerado la climatología elaborada por la Unidad de Investigación del Clima (en adelante mencionada por las siglas CRU, de Climate Research Unit) de la Universidad de East Anglia (Reino Unido) a partir de valores observados diariamente entre 1960 y 1990 en un conjunto de estaciones climatológicas de España y Portugal (New *et al.* 1999). Esta base de datos se puede obtener por Internet en la dirección <http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk>. Con tales observaciones puntuales se han asignado los valores medios que corresponderían a celdillas de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ en latitud-longitud. Por consiguiente, se trata de distribuciones espaciales de valores climatológicos que resultan de un tratamiento de interpolado espacial siguiendo unos criterios objetivos.
- Los valores de la simulación de control con el modelo PROMES resultan del anidamiento de dicho RCM en el experimento realizado con un modelo global de clima, considerando que el componente atmosférico del sistema climático contiene concentraciones de GEIs y aerosoles correspondientes a las evoluciones observadas en el periodo 1960-1990. Es decir, no cabe esperar que la secuencia diaria de los campos de la circulación global de la atmósfera y del océano se corresponda con la realmente ocurrida en dicho periodo, ya que se trata de reproducir valores climatológicos medios.

En consecuencia, la comparación se debe realizar analizando la semejanza entre las distribuciones espaciales de promedios extendidos a los 30 años de las variables consideradas, en vez de entre valores correspondientes a un punto y mes o año determinados. Por otra parte, como la climatología sólo incluye valores en áreas continentales, donde existen observatorios, se comprobará que una resolución de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ no permite una buena correspondencia entre la situación de las islas Baleares o Canarias y la de las celdillas en que se asignan valores climatológicos.

La figura 1.18 permite la comparación gráfica entre las distribuciones de valores promedio estacionales de la temperatura media diaria en la Península Ibérica y Baleares. Por lo general, se observa una buena semejanza entre los valores simulados y la climatología. No obstante, el modelo tiende a realzar más el efecto orográfico en las temperaturas, de manera que en las zonas más elevadas el modelo simula temperaturas más bajas que los valores de la climatología. Este sesgo se percibe en todas las estaciones, aunque es más evidente en verano y otoño, donde en promedio es de unos 2 a 4 grados en elevaciones superiores a 600 m. Sin embargo, en el resto de las zonas y estaciones los valores simulados se asemejan más a los climatológicos. En las islas las diferencias se mantienen por debajo de 2 grados. No obstante, debe tenerse en cuenta que las resoluciones del modelo y de la climatología no permiten resolver adecuadamente las islas de menor tamaño. Este comportamiento general se ha observado también en las simulaciones de control (periodo 1960-1990) realizadas por los otros RCM utilizados en el proyecto europeo PRUDENCE antes mencionado.

Las distribuciones de las precipitaciones medias estacionales simuladas y las climatológicas se muestran en la figura 1.19. Aunque el modelo presenta más variabilidad espacial que la climatología, se aprecia que reproduce de forma aceptable los gradientes norte-sur en verano y oeste-este en las demás estaciones del año. La mayor variabilidad observada en los resultados del modelo parece deberse a que éste tiende a incrementar los efectos orográficos. En general los valores simulados de precipitaciones estacionales en la costa atlántica se corresponden muy bien con los de la climatología. Sin embargo los simulados en la mitad suroriental son generalmente menores que los climatológicos. La distribución de precipitación simulada para la estación de verano es la que presenta mayor semejanza con la climatología, mientras que en invierno es cuando se aprecian las mayores diferencias, especialmente en el centro y este de la Península. No obstante, analizando las evoluciones anuales de precipitación simuladas para diversas subregiones de la Península, se ha comprobado que se reproducen aceptablemente

los valores climatológicos, discriminando bien entre las estaciones más y menos lluviosas del año para cada una de las zonas peninsulares.

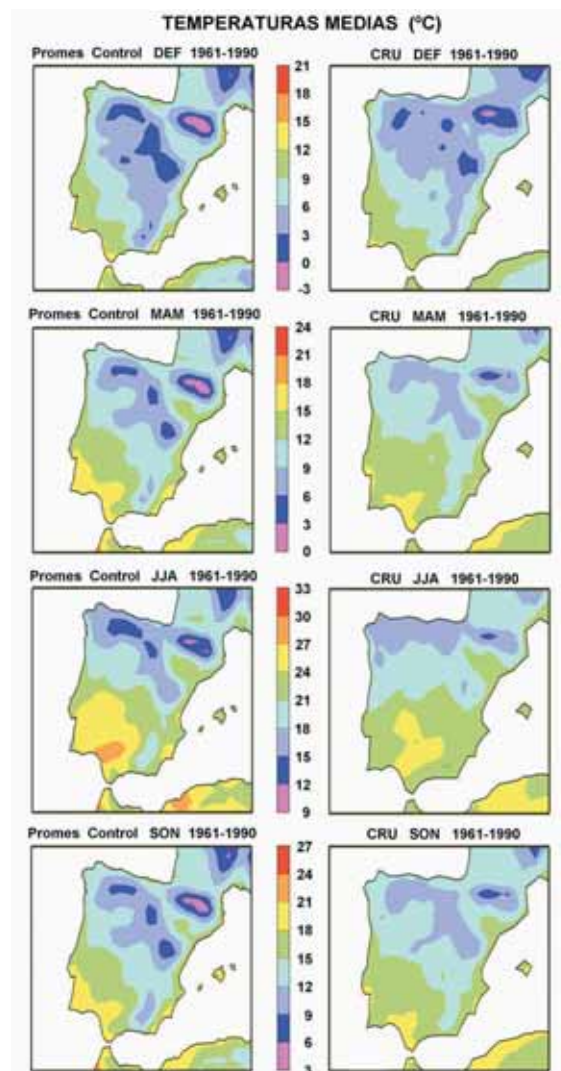


Fig. 1.18. Comparación de las temperaturas medias diarias (en °C) simuladas por el RCM-PROMES (columna izquierda) y elaboradas por la CRU (columna derecha) a partir de datos climatológicos en el periodo 1961-1990. Cada figura corresponde a promedios de una estación del año: invierno (DEF), primavera (MAM), verano (JJA) y otoño (SON). Las escalas de colores incluyen valores de temperatura diferentes para cada estación.

Como resumen, puede decirse que el modelo tiende a resaltar más los efectos topográficos que la climatología elaborada por la CRU, a pesar de que la discretización espacial del terreno es muy semejante en ambos casos: 50 km en el modelo PROMES y 0,5° de latitud-longitud en la climatología de la CRU. Se recuerda también que estos valores climatológicos elaborados por la CRU resultan de un tratamiento de interpolación espacial entre los registrados puntualmente en observatorios, que por lo general no se localizan en los lugares más elevados del territorio. Por ello, debe considerarse que éstos presentan también un cierto grado de suavización en las zonas montañosas. No obstante, lo más destacable de esta comparación entre los valores simulados por el RCM PROMES y la climatología de la CRU para el periodo 1960-1990 es que el modelo reproduce de forma aceptable los diversos regímenes climáticos de la Península Ibérica. En consecuencia, se puede suponer que los resultados de las simulaciones con los escenarios de clima futuro realizadas con dicho RCM, que se muestran a

continuación, presentan un grado de confianza razonable acerca de su capacidad para regionalizar los cambios climáticos simulados a escala global por el AOGCM HadCM3.

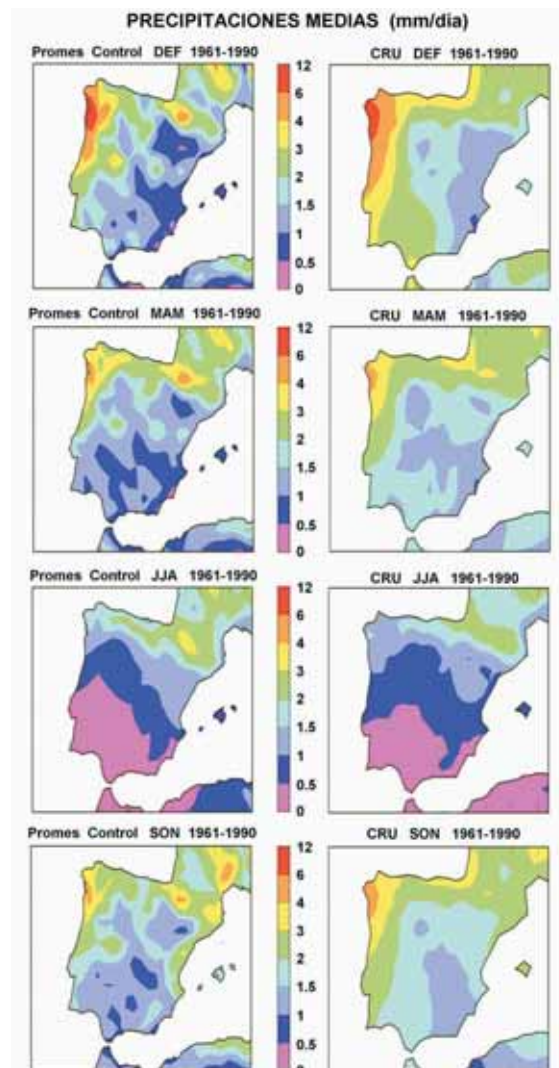


Fig. 1.19. Comparación de las precipitaciones estacionales medias (en mm/día) simuladas por el RCM-PROMES (columna izquierda) y elaboradas por la CRU (columna derecha) a partir de datos climatológicos en el periodo 1961-1990. Cada figura corresponde a promedios de una estación del año: invierno (DEF), primavera (MAM), verano (JJA) y otoño (SON).

b) Cambios de las temperaturas medias proyectados en los escenarios de clima futuro

En este subapartado se incluyen los cambios proyectados para los promedios estacionales de las temperaturas medias diarias en los dos escenarios de emisiones considerados (SRES-A2 y SRES-B2), correspondientes al último tercio del siglo XXI (periodo 2071-2100), con respecto a los valores modelados en la simulación de control (periodo 1961-1990). Aunque no puede suponerse que la evolución de tales cambios a lo largo del siglo tenga un comportamiento creciente perfectamente lineal, parece razonable suponer que en periodos anteriores a éste, tales cambios alcanzarían valores inferiores, como se deduce de los resultados obtenidos con los AOGCM.

Las proyecciones del cambio estacional en la temperatura media diaria se muestran en la figura 1.20. El comportamiento general es que los incrementos térmicos más intensos corresponden al escenario SRES-A2, es decir el de mayores emisiones de GEIs. Las diferencias entre el escenario A2 y B2 se mantienen en torno a 1°C. Los meses de invierno son los que presentan menores incrementos de la temperatura diaria, con valores entre 2 y 4 °C para el escenario A2 y entre 1 y 3°C para el escenario B2. La distribución espacial de estos cambios en invierno es parecida en ambos escenarios, correspondiendo los menores incrementos a la zona noroeste de la Península y las islas Canarias y los mayores a la mitad suroriental de la Península. La estación en que los incrementos de temperatura diaria son mayores es el verano, alcanzando valores superiores a 6°C en el escenario A2 y por encima de 5°C en el B2. Estos cambios tan elevados se localizan en el interior de la Península. También se percibe claramente un gradiente entre la periferia y el interior, que podría relacionarse con el efecto regulador de las brisas costeras. Esto mismo puede decirse de los dos archipiélagos, aunque su pequeño tamaño no deja ver dicho gradiente. En la primavera y el otoño los incrementos proyectados alcanzan valores intermedios entre los del invierno y el verano. No obstante, los incrementos en otoño son superiores a los de los meses de primavera, en especial en el escenario B2. Aunque no se muestran gráficamente, los cambios proyectados para los promedios estacionales de temperaturas máximas y mínimas diarias presentan una distribución espacial semejante a los de las temperaturas medias. No obstante, los valores de los cambios son en torno a 1°C más elevados para las máximas que para las mínimas, siendo los de estas últimas similares a los de las temperaturas medias. Esto significa que la amplitud de la oscilación térmica diaria se incrementa respecto al clima presente. Este comportamiento se aprecia en todas las estaciones y en la mayor parte de las zonas del territorio, salvo en las áreas insulares o en las muy próximas a las costas. En sus aspectos esenciales, los anteriores resultados se asemejan a los obtenidos por Räisänen *et al.* (2004) utilizando otro modelo regional de clima, en el marco del proyecto europeo PRUDENCE antes mencionado.

c) Cambios de las precipitaciones medias proyectados en los escenarios de clima futuro

A continuación se analizan los cambios proyectados para las precipitaciones estacionales medias para los dos escenarios de emisiones considerados (A2 y B2) correspondientes al periodo 2071-2100, tomando como referencia los valores modelados en la simulación de control (1961-1990). Antes de presentar los resultados, conviene señalar que no sería correcto realizar una simple interpolación temporal para deducir cambios de precipitación en periodos anteriores al 2071-2100. Esto se comprueba observando los resultados obtenidos con los AOGCM representados en la figura 1.15, donde se aprecia que ningún AOGCM simula una tendencia uniforme del cambio de precipitación estacional en la Península Ibérica a lo largo del siglo 21.

En la figura 1.21 se muestran los valores de los cambios estacionales expresados en mm/día. Multiplicando estos valores por el número de días de cada estación, que son 90 pues en las simulaciones climáticas con modelos los años se consideran con una duración uniforme de 360 días, se pueden deducir los cambios en las cantidades totales de precipitación estacional. Lo que se aprecia más claramente en la figura es que los cambios tienen mayor magnitud absoluta en el escenario A2, independientemente de su signo. Así, en invierno resultan incrementos en el noroeste de la Península que llegan a superar el valor de 1 mm/día en el escenario A2, mientras que en el B2 éstos se mantienen por debajo de 0.5 mm/día en dicha región. Algo similar ocurre en otoño, pero en la zona noreste de la Península. Este resultado está de acuerdo con el obtenido por Sumner *et al.* (2003) utilizando las simulaciones realizadas con otro modelo global (ECHAM4 del Max-Planck Institut für Meteorologie de Hamburgo). Salvo estas dos excepciones, los cambios en precipitación en España tienen signo negativo. Es decir se proyectan para el último tercio del siglo 21 disminuciones de precipitación estacional respecto al clima actual, siendo por lo general de mayor magnitud en el escenario A2 que en el B2, salvo en las proximidades de los Pirineos para los meses de verano en que la magnitud de

los cambios son similares en los dos escenarios. En las islas Canarias no se simulan cambios apreciables de precipitación total en ninguna estación del año.

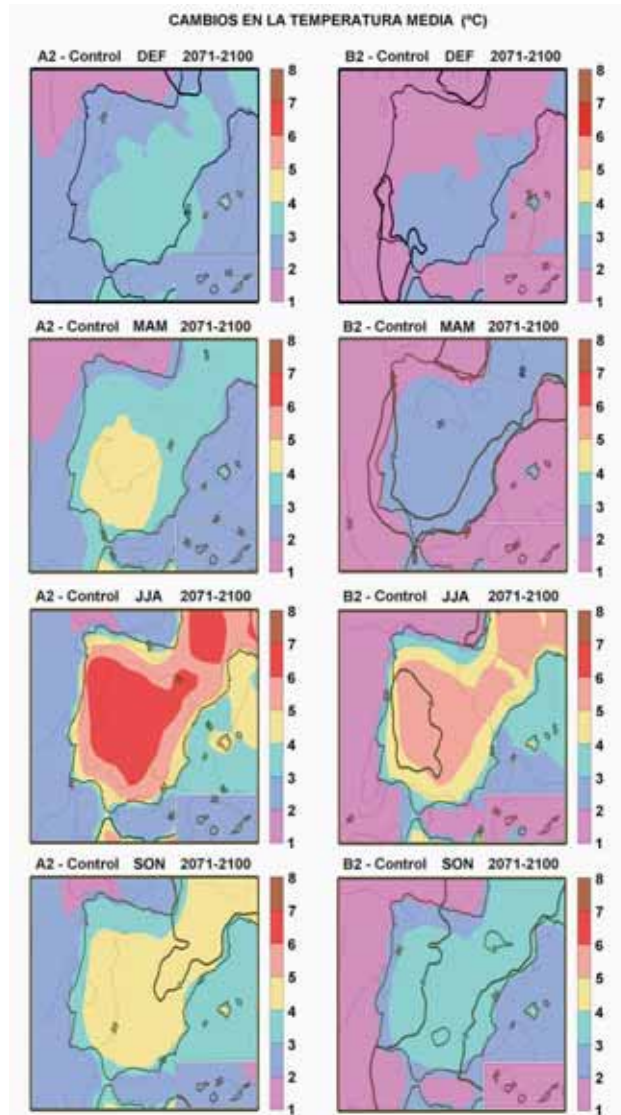


Fig. 1.20. Proyecciones de cambio de temperatura media diaria del aire superficial ($^{\circ}\text{C}$), promediadas para cada estación del año (DEF invierno, MAM primavera, JJA verano y SON otoño) en la Península Ibérica, Baleares y Canarias (esquina inferior derecha en cada mapa), correspondientes a dos escenarios SRES de emisiones: A2 en la columna izquierda y B2 en la columna derecha. Los valores corresponden a diferencias entre la simulación del periodo 2071-2100 y la de control (1961-1990). Las isólineas en las figuras muestran los porcentajes de cambio en la variabilidad interanual (positivos en trazo continuo, negativos en trazo discontinuo y cero en trazo grueso continuo).

d) Cambios proyectados en la evapotranspiración y el módulo del viento

A continuación se presentan las diferencias obtenidas entre los promedios estacionales de la evapotranspiración superficial diaria proyectados para el último tercio del siglo 21 y los simulados en el experimento de control (clima actual). Ha de advertirse que las cantidades de agua evaporada desde la superficie se simulan con un esquema de parametrización implementado en el propio modelo regional de clima PROMES. Por tanto el esquema proporciona un buen acoplamiento entre los procesos atmosféricos y edáficos. Dicho esquema,

desarrollado por Decoudre *et al.* (1993), no solo calcula la cantidad de agua evaporada desde el suelo, sino también la transpirada por los diversos tipos de cubierta vegetal incluidos en cada celdilla del modelo (Arribas *et al.* 2003). Hay que señalar también que en todas las simulaciones (control y escenarios) se han mantenido los mismos tipos de usos de suelo.

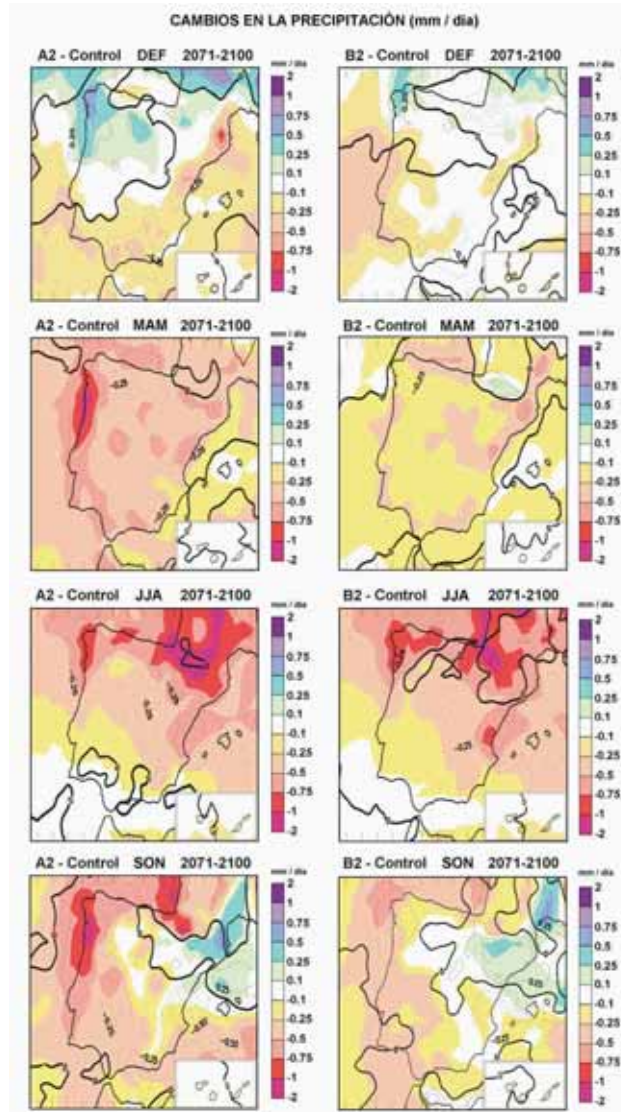


Fig. 1.21. Proyecciones de cambio de precipitación (en mm/día) promediadas para cada estación del año (DEF invierno, MAM primavera, JJA verano y SON otoño) en la Península Ibérica, Baleares y Canarias (esquina inferior derecha en cada mapa), correspondientes a dos escenarios SRES de emisiones: A2 en la columna izquierda y B2 en la columna derecha. Los valores corresponden a diferencias entre la simulación del periodo 2071-2100 y la de control (1961-1990). Las isolíneas en las figuras muestran los porcentajes de cambio en la variabilidad interanual (positivos en trazo continuo, negativos en trazo discontinuo y cero en trazo grueso continuo).

Los resultados obtenidos para los dos escenarios de emisiones considerados (A2 y B2) muestran una notable disminución porcentual de las cantidades promedio de agua evapotranspirada en verano y otoño en la mayor parte de la Península con respecto a los valores obtenidos en la simulación de clima actual. Las reducciones máximas se observan en

la mitad sur peninsular durante los meses de verano, alcanzando en algunas zonas valores en torno al 60% en el escenario A2 (figura 1.22), mientras que en otoño se mantienen por debajo del 40%. En el escenario de emisiones B2 las reducciones en la evaporación son más moderadas, no superando por lo general el 40% en verano y el 20% en otoño. No obstante, en ambas estaciones se aprecia un ligero aumento de la evapotranspiración en el tercio norte de la Península, que no llega a superar el 20%, en los dos escenarios simulados. En los meses de invierno, sin embargo, se proyectan incrementos de evaporación superficial en casi toda la Península, alcanzando en algunas zonas aumentos que superan el 40%, aunque en la mayor parte del territorio se mantienen por debajo del 20% (figura 1.22). No se aprecian diferencias significativas entre los resultados obtenidos para los dos escenarios de emisiones considerados. Finalmente, en los meses de primavera se obtienen ligeras disminuciones de evaporación en la mitad sur peninsular (menores del 20%) y aumentos en la mitad norte, superando el valor del 40% en el noroeste. Por lo que se refiere a Canarias y Baleares, en ninguna de las simulaciones se obtienen cambios significativos en los promedios estacionales de agua evaporada en la superficie con respecto a los valores simulados en el experimento de control (clima actual).

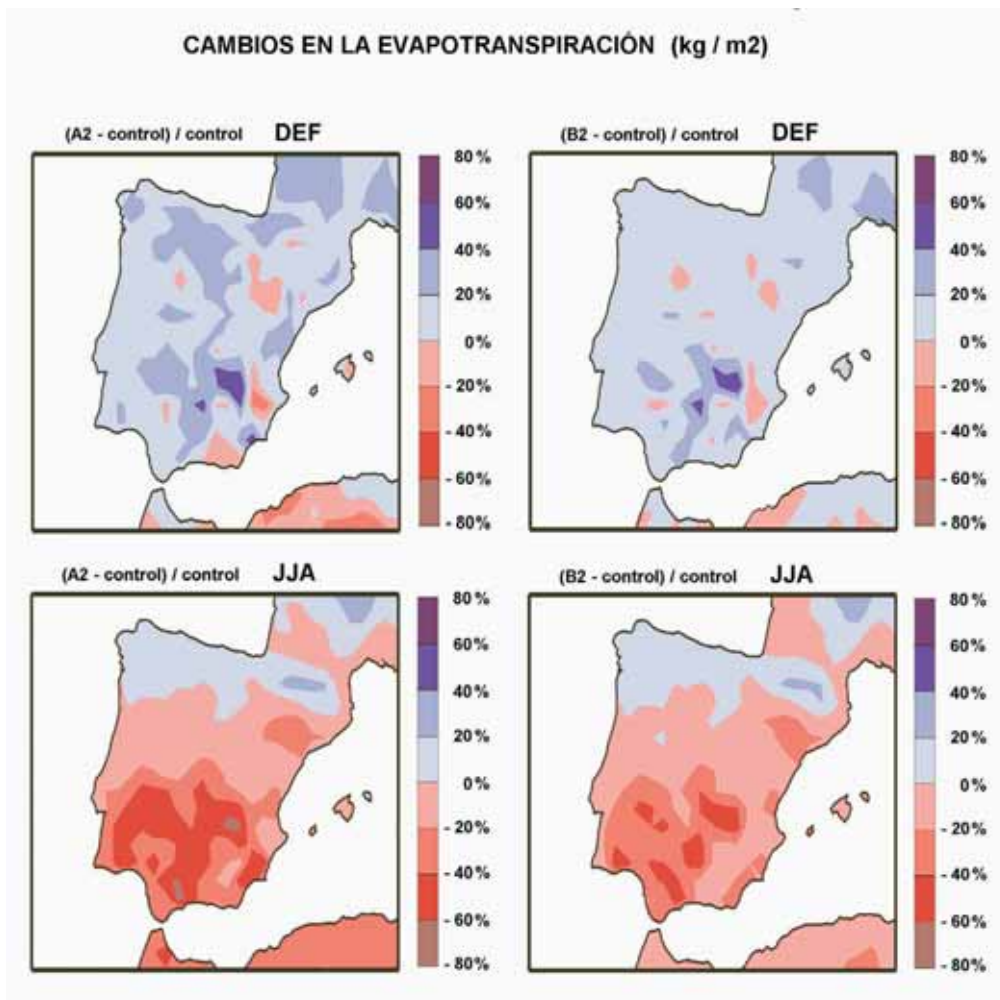


Fig. 1.22. Proyecciones de cambio porcentual de la evapotranspiración en los meses de invierno (DEF) y verano (JJA), correspondientes a los dos escenarios SRES de emisiones: A2 en la columna izquierda y B2 en la columna derecha. Los valores corresponden a porcentajes de cambio entre la simulación del escenario y la de control con respecto a la de control.

Por lo que se refiere al módulo del viento superficial (a 10m sobre el suelo), los cambios porcentuales proyectados en los dos escenarios con respecto al clima actual presentan signos diferentes según la época del año, y también distintos en la Península y Baleares que en Canarias. Así, en verano se observa un significativo incremento de la intensidad media del viento en la mayor parte de la Península, llegando a aumentos superiores al 10%, excepto en el noreste donde se aprecian ligeras disminuciones (figura 1.23). Pero en las demás estaciones del año predominan los cambios negativos de la intensidad media del viento sobre la Península y las Baleares, siendo los mayores en otoño, con reducciones que superan el 10% en la región del noreste y el 5% en la mayor parte de la Península. No obstante, en la zona del Estrecho de Gibraltar se proyectan incrementos en el módulo de viento en todas las estaciones del año, excepto en invierno. Sin embargo, la distribución estacional del cambio en la intensidad del viento proyectado para la región de Canarias es prácticamente opuesta a la de la Península. El verano es la época del año en que los cambios proyectados tienen signo negativo, es decir se proyecta una disminución del viento promedio en clima futuro con respecto a clima actual, mientras que en el resto de estaciones del año se simulan incrementos de la intensidad media del viento, siendo los más elevados en primavera e invierno (figura 1.23). En todos los casos, las diferencias positivas y negativas en el módulo del viento proyectadas en España para final de siglo (2071-2100) con respecto a los valores del periodo 1961-1990 (clima actual) resultan algo más acentuadas en la simulación del escenario A2 que en la del B2.

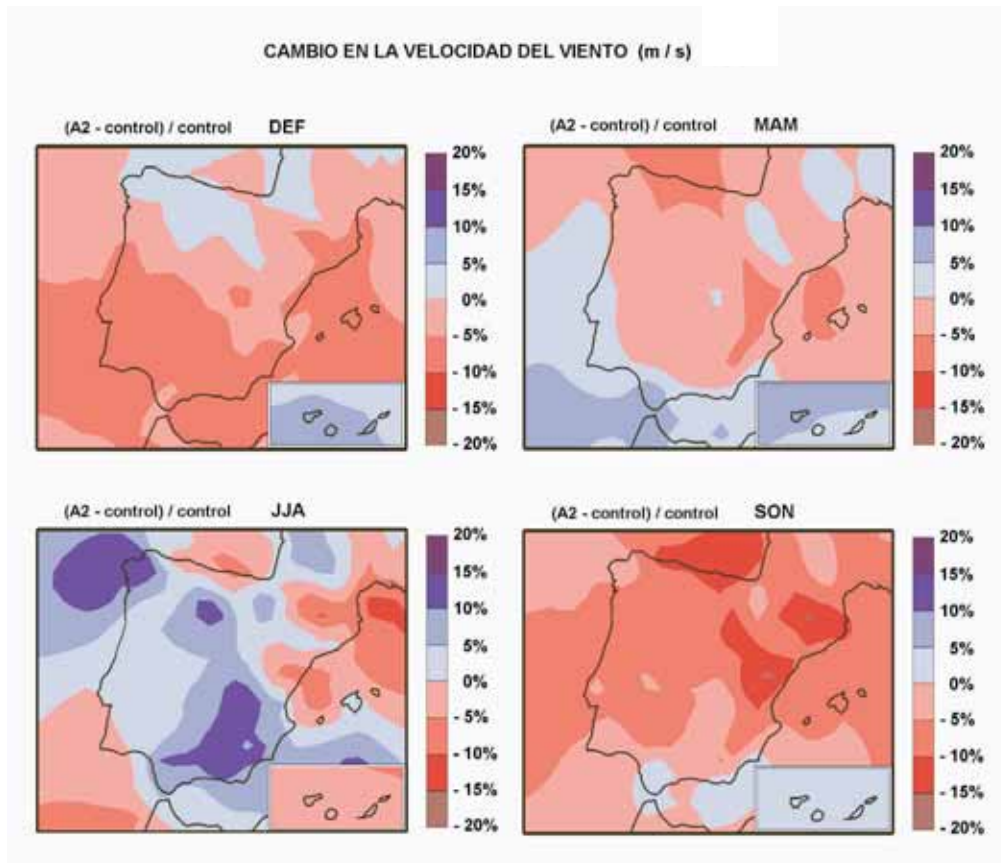


Fig. 1.23. Proyecciones de cambio porcentual del módulo de la velocidad del viento en superficie para cada estación del año (invierno DEF, primavera MAM, verano JJA y otoño SON), correspondientes al escenario de emisiones SRES-A2. Los valores corresponden a porcentajes de cambio entre la simulación del escenario y la de control con respecto a la de control.

e) Cambios en la variabilidad y extremos de temperaturas y precipitación proyectados en los escenarios de clima futuro

Un aspecto de las proyecciones de clima futuro tan importante como los cambios en los valores medios de las temperaturas o de cualquier otra variable climática, es la posible alteración en la

variabilidad en relación a la del clima actual. Se entiende por variabilidad, la desviación típica respecto al promedio estadístico temporal. Se pueden considerar diversas escalas temporales de la variabilidad: la intra-estacional, la interanual o la que ocurre en escalas de decenas de años. A continuación se presentan los resultados obtenidos aplicando un análisis sencillo de variabilidad interanual, que consiste en considerar el valor de la razón porcentual siguiente :

$$\frac{\sigma_f - \sigma_a}{\sigma_a} \cdot 100$$

donde σ_f es la desviación típica de las distribuciones de promedios mensuales de temperaturas en el periodo futuro (2071-2100) y σ_a la del periodo simulado de clima actual (1961-1990). Así un valor positivo (o negativo) de dicha razón indicaría el porcentaje en que aumenta (o disminuye) la variabilidad de las temperaturas o precipitaciones mensuales en el clima proyectado con respecto a la de las simuladas en el experimento de control (clima actual). Este cálculo se realiza para cada estación del año. Los resultados obtenidos con este análisis sencillo se muestran en las figuras 1.20 y 1.21 mediante isoclinas superpuestas a las distribuciones espaciales de los incrementos de las temperaturas y precipitaciones medias estacionales.

En dicha figura se observa que, por lo general, la variabilidad mensual de las temperaturas medias proyectadas para el último tercio del siglo es algo superior a la del clima actual simulado, con porcentajes positivos en torno al 20% o menores. No obstante se aprecian algunas diferencias entre los dos escenarios de emisiones considerados. Así, en el B2 los porcentajes de cambio en la variabilidad de las temperaturas son menores que en el A2. Por lo que respecta a la distribución por estaciones, los mayores cambios se observan en verano y los menores en otoño. No obstante, la distribución espacial y estacional de los cambios porcentuales en la variabilidad de las temperaturas no es regular sobre la Península. En el escenario A2, se observan incrementos superiores al 20% en la periferia peninsular en verano mientras que en el noreste no hay apenas alteración en el otoño. Sin embargo, en el escenario B2 se observan pocos cambios en la variabilidad en otoño, y los de verano son mucho menores que en el escenario A2, asemejándose más a los observados en invierno y primavera. Por otra parte, en las islas Canarias los porcentajes de cambio en la variabilidad son similares en las cuatro estaciones y los dos escenarios, con valores en torno al 20%, exceptuando en invierno del escenario A2 en que se llegan a valores del 40%. Estos incrementos en la variabilidad de las temperaturas significan que las anomalías térmicas mensuales en el clima proyectado para final del siglo tenderán a ser más intensas que en el clima actual. En la figura 1.24 se ilustra de forma esquemática el cambio cualitativo que experimentaría la distribución de frecuencias de las temperaturas medias en el clima futuro con respecto al actual, según los resultados de cambio climático simulados. A la vista de dicha figura se deduce que en los meses extremadamente cálidos la elevación de las temperaturas en el clima futuro será un cierto porcentaje mayor que los valores del incremento proyectado para las temperaturas medias con respecto al clima actual. Las magnitudes de dicho porcentaje serían los valores indicados.

Por lo que respecta al cambio en la variabilidad interanual de las precipitaciones, aplicando el mismo procedimiento sencillo que para las temperaturas, no se observan cambios apreciables en ninguna estación del año (figura 1.21). Tan solo en la zona noroeste de la Península Ibérica durante el invierno aparecen incrementos en torno al 20%. Estos resultados indicarían que la frecuencia de anomalías en la precipitación mensual o estacional del clima proyectado para el último tercio del siglo 21 sería similar a la del clima actual. No obstante, la aplicación del sencillo método estadístico utilizado resulta cuestionable en el caso de las precipitaciones pues su distribución de frecuencias no se ajusta a una curva de tipo gaussiano, como ocurre con las temperaturas. Para un análisis más correcto de la posible alteración en la variabilidad de las precipitaciones habría que considerar la frecuencia de eventos extremos diarios, incluyendo la intensidad de precipitación (IPCC 2001). Más adelante se presenta un análisis sobre este aspecto.

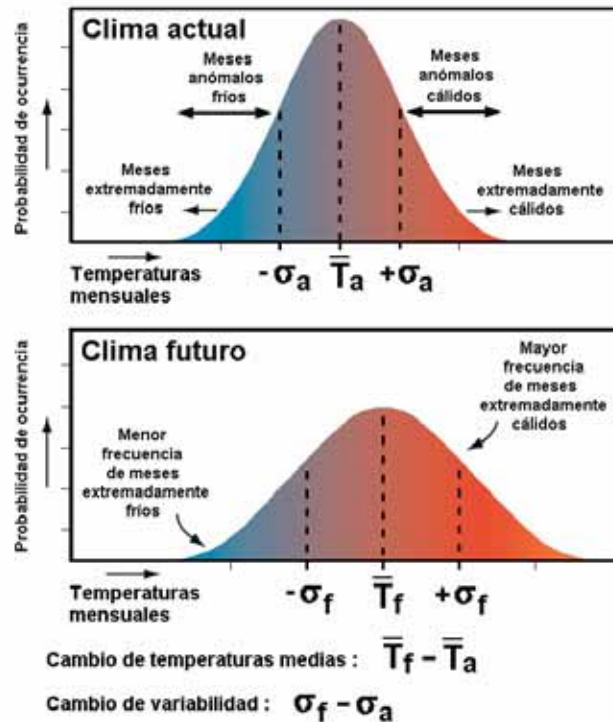


Fig. 1.24. Ilustración esquemática de las distribuciones de frecuencia de las temperaturas mensuales en clima actual y en el clima proyectado.

No obstante, ha de advertirse que la variabilidad interanual que es capaz de simular un AOGCM depende en gran medida de la manera en que modela las interacciones-atmósfera-oceano. Así, aunque parece que son mayoría los AOGCM que proyectan incrementos de la variabilidad interanual en los escenarios de clima perturbado, hay otros que ofrecen resultados contrarios (pg. 362 del informe IPCC 2001). Es decir, todavía existe una elevada incertidumbre acerca de la posible alteración de la variabilidad de baja frecuencia en escenarios de clima futuro. En consecuencia, como la variabilidad interanual que simula cualquier modelo regional de clima está estrechamente ligada a la información proporcionada por el AOGCM en que se anida, los resultados anteriores deben tomarse con la debida precaución.

Un estudio complementario al de la alteración en la variabilidad de baja frecuencia del clima es el relativo al posible cambio en los llamados extremos climáticos. Generalmente se entiende por extremos climáticos los valores de variables atmosféricas muy alejados de los promedios climatológicos, que se producen en situaciones meteorológicas excepcionales. El interés que presenta este otro tipo de análisis radica en que se considera que los impactos de las alteraciones del clima futuro debidos a cambios en los extremos climáticos serán probablemente más severos que los relacionados con el cambio del clima promedio. Aunque la frecuencia con que ocurren tales eventos es relativamente pequeña, su impacto sobre el medio ambiente o la salud humana suele ser muy notable. Existen muchos posibles criterios o índices para caracterizar los eventos climáticos extremos. Los más utilizados se seleccionan en función de la buena disponibilidad de las variables que se requieren para calcularlos, su facilidad de interpretación y su aplicabilidad a estudios de impacto, y que al mismo tiempo permitan una descripción objetiva y completa de la frecuencia e intensidad de los extremos climáticos.

De la gran variedad de índices de extremos climáticos aplicables a las temperaturas se podrían considerar los basados en percentiles. Así, como señalan Jones *et al.* (1999), para caracterizar la intensidad de condiciones térmicas extremas cálidas o frías cabría usar, respectivamente, el percentil 90 de la distribución de temperaturas máximas diarias (en adelante $T_{\max 90}$) y el percentil 10 de la distribución de temperaturas mínimas diarias (en adelante $T_{\min 10}$). A partir de las simulaciones realizadas con el RCM PROMES se han calculado estos índices de intensidad de extremos térmicos diarios para cada uno de los dos periodos de 30 años considerados (1961-1990 y 2071-2100) y cada estación del año. A continuación se presentan las diferencias entre los valores correspondientes al escenario de emisiones A2 y el experimento de control (clima actual). Estas diferencias entre percentiles se expresan en $^{\circ}\text{C}$.

Los mayores cambios en $T_{\max 90}$ se observan en verano y primavera en el interior de la Península, alcanzando valores próximos a 7°C . En invierno las diferencias son menores, no llegando a 5°C . Las distribuciones espaciales de los cambios de $T_{\max 90}$ son muy similares a las de los cambios promedio de las temperaturas máximas diarias (en adelante T_{\max}), pero no ocurre lo mismo con los valores. Por lo general, los cambios proyectados para $T_{\max 90}$ son mayores que para T_{\max} , excepto en el interior de la Península en verano, donde los segundos superan en unas décimas de grado a los primeros. Lo más destacable, sin embargo, son los cambios en $T_{\max 90}$ obtenidos en primavera, sobre todo, y en otoño, ya que son sensiblemente mayores que los cambios en T_{\max} (figura 1.25). Así, se aprecia que en primavera los cambios en $T_{\max 90}$ llegan a 7°C mientras que los cambios en T_{\max} son unos 2°C menores en la mayor parte de la Península. En otoño, sin embargo, estas diferencias se mantienen en torno a 1°C o menos, aunque en el norte y noroeste de la Península llegan a 2°C .

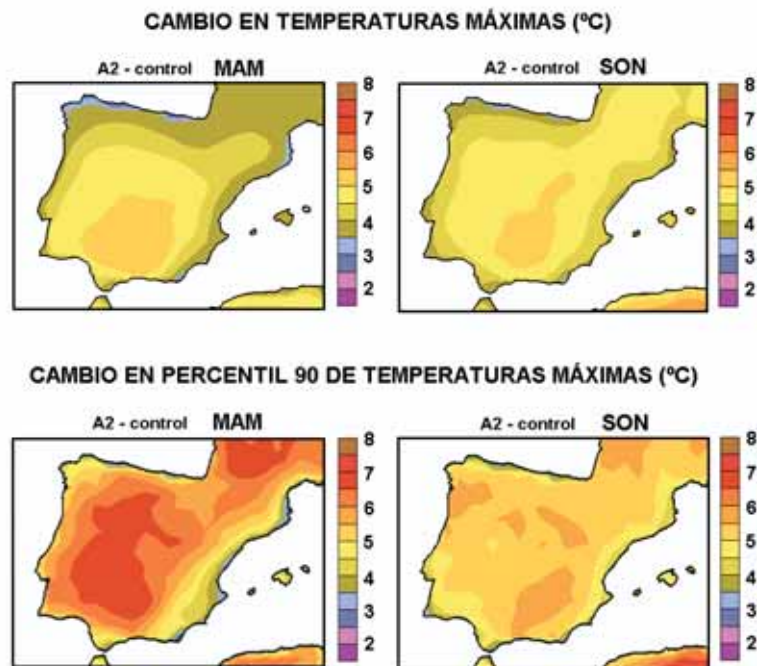


Fig. 1.25. Diferencia de promedios estacionales de las temperaturas máximas diarias (arriba) y de los percentiles 90 (abajo) entre la simulación con escenario de emisiones A2(2071-2100) y la de control (1961-1990) correspondientes a primavera (MAM) y otoño (SON).

Para una correcta interpretación climatológica de este distinto comportamiento estacional en los cambios proyectados para T_{\max} y $T_{\max 90}$ habría que realizar quizá un análisis estadístico más detallado de dichos cambios. No obstante, este resultado podría ser un indicio de que en el clima proyectado para 2071-2100 haya una mayor frecuencia de días extremadamente

calurosos al final de la primavera y principios del otoño, respecto al clima actual. Hay que tener en cuenta que tanto T_{max} como T_{max90} para cada estación se han calculado considerando los días incluidos en intervalos de tres meses: diciembre - febrero para el invierno, marzo - mayo para la primavera, junio - agosto para el verano y septiembre - noviembre para el otoño. Por tanto, el mayor incremento de T_{max90} respecto al de T_{max} en primavera podría estar en concordancia con que el calentamiento proyectado para el mes de mayo es superior al correspondiente a abril y se asemeja más al de los meses de verano. Una explicación similar podría aplicarse a lo proyectado para el otoño, ya que también el incremento de T_{max} en septiembre resulta superior al de los otros dos meses del otoño. En los resultados de proyecciones de extremos climáticos al final del presente siglo para el escenario de emisiones SRES-A2 obtenidos por Sánchez *et al.* (2004) se aprecia un incremento en la frecuencia de olas de calor en primavera y otoño, que parece estar en consonancia con lo señalado anteriormente. Schar *et al.* (2004) y Beniston (2004) coinciden en señalar un incremento de las olas de calor estivales en Europa en escenarios de clima futuro.

Por lo que respecta a los cambios proyectados en T_{min10} , se observa un comportamiento muy similar al obtenido para T_{min} . Pero de nuevo se aprecia que los incrementos de T_{min10} son algo menores que los de T_{min} en primavera y otoño en la mayor parte de la Península Ibérica. Esto mismo ocurre en los meses de verano en la parte norte de la Península, pero no en el resto del territorio. No obstante, las diferencias entre los incrementos de T_{min10} y de T_{min} no llegan en general a superar el valor de 1 grado. Es decir, son menores que los comentados para el caso de T_{max90} y T_{max} . Repitiendo el razonamiento anterior, podría especularse con que el hecho de que los cambios proyectados para T_{min10} sean menores que los de T_{min} podría ser un indicio de que en el clima del último tercio del siglo habría una menor frecuencia de días excesivamente fríos. No obstante, los resultados de Sánchez *et al.* (2004) apuntan a una mayor frecuencia de olas de frío, pero posiblemente eso se deba a los criterios que esos autores consideran para definir la ocurrencia de tales eventos extremos.

A continuación se incluye un breve análisis de los cambios proyectados para extremos de precipitación diaria en el escenario de emisiones SRES-A2 con respecto al clima actual simulado. Para caracterizar la intensidad y frecuencia de estos eventos extremos pueden considerarse diversos criterios (Jones *et al.* 1999). En este caso se ha seleccionado uno de ellos: Número de días con precipitación acumulada mayor de 1 mm para cada estación del año, promediados a lo largo de un periodo de 30 años. En adelante este índice se denota por NPr1.

Para cada uno de los dos periodos de 30 años considerados (1961-1990 control y 2071-2100 escenario) se han calculado los promedios estacionales de NPr1 y las diferencias entre los valores correspondientes al escenario SRES-A2 y al experimento de control (clima actual). Las diferencias se han calculado en porcentaje respecto a los valores simulados en el experimento de control (clima actual). Al expresar las diferencias en porcentaje, los resultados numéricos así obtenidos deben coincidir con los que se derivarían considerando cualquier percentil de las distribuciones de precipitación diaria. Así, por ejemplo, como el número de días con precipitación correspondiente al percentil 90 (denotado por NPr90) es por definición el 10% del total de días con precipitación (NPr1), entonces el cambio porcentual de NPr90 entre los experimentos de escenario y control sería igual al cambio porcentual de NPr1:

$$\frac{N Pr 90 (A2) - N Pr 90 (control)}{N Pr 90 (control)} = \frac{0.1 \cdot N Pr 1 (A2) - 0.1 \cdot N Pr 1 (control)}{0.1 \cdot N Pr 1 (control)} = \frac{N Pr 1 (A2) - N Pr 1 (control)}{N Pr 1 (control)}$$

En la figura 1.26 se muestran las distribuciones de los cambios de NPr1 proyectados en la Península Ibérica para cada estación del año. En ella se puede apreciar que en primavera y verano los cambios de NPr1 tienen signo negativo, es decir menor número de días de lluvia, en toda la Península. En verano no se muestran valores de diferencias porcentuales de NPr1 en la

franja más meridional de la Península porque en el experimento de control (1961-1990) NPr1 es muy pequeño (< 10 días), lo que da lugar a porcentajes de cambio poco realistas.

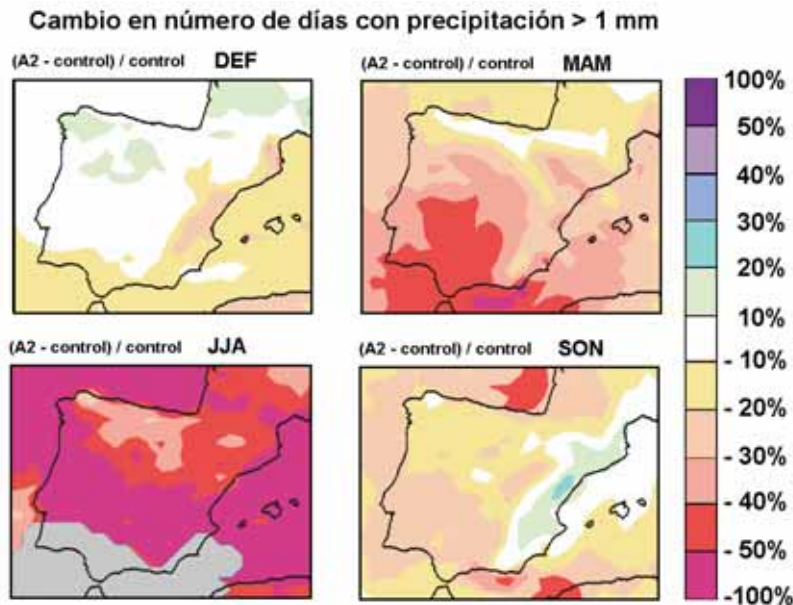


Fig. 1.26. Cambios en el número de días con precipitación superior a 1 mm entre la simulación de escenario de emisiones A2 (2071-2100) y de control (1961-1990), expresados en porcentajes respecto al clima actual simulado, correspondientes a cada estación del año (DEF invierno, MAM primavera, JJA verano y SON otoño). El color gris en la figura de verano indica que en esas regiones la precipitación es demasiado escasa en el experimento de control.

Los cambios negativos en NPr1 podrían relacionarse con una mayor persistencia y duración de los periodos de días sin lluvia en el escenario de clima perturbado que en el clima actual. No obstante, en invierno se aprecia un aumento superior al 10% de NPr1 en la zona noroeste de la Península, y lo mismo se observa en otoño en el noreste y Levante. Las regiones y época del año en que se simulan estos cambios positivos de NPr1 coinciden esencialmente con las de aumento en las precipitaciones acumuladas que se muestran en la figura 1.21. En Sánchez *et al.* (2004) se presentan resultados de cambio de extremos de precipitación simulados para el escenario de clima perturbado considerando un índice de intensidad de precipitaciones extremas (percentil 90) abarcando toda la región del Mediterráneo. Estos autores muestran que los cambios en la torrencialidad de la precipitación en la Península presentan una elevada variabilidad espacial en todas las estaciones del año. Esto podría estar relacionado con que las precipitaciones extremas simuladas poseen un elevado grado de incertidumbre. Asimismo, Christensen y Christensen (2003) presentan resultados de simulaciones regionales de clima para final del siglo 21, donde se aprecia un incremento en la frecuencia de lluvias torrenciales durante los meses de verano en Europa, aunque este resultado presenta un alto grado de incertidumbre en la Península Ibérica. Un posible procedimiento para reducir estas incertidumbres sería efectuar un análisis del conjunto de simulaciones realizadas por los modelos regionales de clima utilizados en el proyecto europeo PRUDENCE.

1.3.6. Conclusiones

Para analizar las perturbaciones en los climas de España que podrían derivarse del cambio climático global por acumulación de GEIs a lo largo del siglo 21 se han utilizado los resultados de un conjunto de modelos de simulación del clima. En este análisis se han considerado seis modelos globales (AOGCM) y un modelo regional. Los resultados que se obtienen con ellos no son predicciones climáticas, sino proyecciones de cómo podría alterarse el clima futuro, tomando como referencia las características actuales del clima (periodo 1961-1990). Asimismo,

se han tenido en cuenta dos de los posibles escenarios de emisiones globales de GEIs y aerosoles elaborados por el Grupo Intergubernamental de expertos para el estudio del Cambio Climático (IPCC), basados en criterios demográficos, sociales y económicos. Tales escenarios, conocidos por las siglas SRES-A2 y SRES-B2, son los más utilizados hasta ahora para realizar proyecciones de cambio climático.

En los resultados de las simulaciones climáticas realizadas por los seis AOGCM considerados existen discordancias sobre la magnitud de los cambios proyectados en las temperaturas y en las cantidades totales de precipitación a lo largo del siglo 21 en España, aunque se observan también notables coincidencias cualitativas. Los resultados más significativos obtenidos se pueden resumir en los siguientes puntos:

- a) Los modelos coinciden en que la tendencia creciente de las temperaturas medias presenta un comportamiento regular a lo largo del siglo, aunque dicho calentamiento resulta más acentuado en el escenario de emisiones SRES-A2 que en el SRES-B2.
- b) Hay acuerdo entre los modelos en que el incremento térmico proyectado a lo largo del siglo es más intenso en verano que en invierno, alcanzando valores intermedios en las otras dos estaciones del año.
- c) Tomando el promedio de conjunto de los seis AOGCM, en el escenario de emisiones SRES-A2 la tendencia media de la temperatura a lo largo del siglo varía entre aproximadamente 1.2°C cada 30 años en invierno y 2°C cada 30 años en verano sobre la Península Ibérica.
- d) En el escenario de emisiones SRES-B2 estos incrementos promedio de temperatura alcanzan un valor aproximado de 1.1°C cada 30 años en invierno y 1.8°C en verano.
- e) Los seis AOGCM coinciden en proyectar una reducción significativa de las precipitaciones totales anuales sobre la Península Ibérica, que resulta algo más intensa en el escenario A2 que en el B2.
- f) Dicha reducción tiende a ser mayor en la primavera y menor en invierno.
- g) Las tendencias en el cambio de precipitaciones estacionales no son por lo general uniformes a lo largo del siglo, aunque las discrepancias entre modelos son notables. Hay modelos que proyectan disminuciones de precipitación más acentuadas en algunas estaciones del año hasta el tercio central del siglo 21 y otros que simulan disminuciones más uniformemente progresivas a lo largo del siglo.

Las discrepancias observadas en los cambios climáticos proyectados para la región de la Península Ibérica por los diversos AOGCM se consideran fundamentalmente relacionadas con las diversas resoluciones espaciales que cada uno utiliza (tamaños de celdillas entre 600 y 250 km) y con el diferente grado de complejidad de los esquemas de parametrización de procesos atmosféricos y oceánicos que emplean. Por esta razón, se ha realizado el análisis de los cambios proyectados para clima futuro en la Península Ibérica considerando los resultados obtenidos por uno de los seis AOGCM, que utiliza una resolución relativamente alta (más detalle espacial) y que emplea un conjunto más completo y actualizado de parametrizaciones físicas. Este es el caso del modelo HadCM3 desarrollado en el Hadley Centre for Climate Research del Reino Unido.

Los resultados de las proyecciones de cambio en la temperatura media y la precipitación obtenidos con el modelo HadCM3 permiten una cierta discriminación espacial sobre la Península Ibérica. De forma esquemática, las conclusiones más relevantes de las proyecciones de cambio climático en España obtenidas con el mencionado modelo global son:

- a) Los menores incrementos de temperatura se obtienen en el noroeste peninsular y los mayores en la región meridional.
- b) La mayor tendencia creciente de las temperaturas a lo largo del siglo corresponde a los meses de verano y la menor al invierno, siendo ambas más acentuadas en el escenario de emisiones A2 que en el B2.

- c) En las proyecciones de cambio en la precipitación, se obtienen reducciones generalizadas en los valores anuales, que son mayores en el escenario A2 que en el B2, pero su distribución espacial y estacional no es uniforme sobre España.
- d) Para el último tercio del siglo 21 se proyecta un incremento en las precipitaciones invernales en la mayor parte del territorio y en otoño un ligero aumento en el noreste peninsular, mientras que en primavera y verano es cuando se obtienen las mayores reducciones con un carácter generalizado.
- e) Los valores absolutos del cambio en las precipitaciones estacionales alcanzan valores menores en los periodos intermedios que en el último tercio del siglo, aunque conservando por lo general el signo de los cambios proyectados para final de siglo.
- f) Las tendencias decrecientes en la precipitación son más acentuadas en el escenario de emisiones A2, mientras que las crecientes son algo mayores en el escenario B2.

Con objeto de obtener resultados de proyecciones de cambio climático con mayor resolución espacial, se ha utilizado el modelo regional de clima PROMES anidado en el modelo global HadCM3. El tamaño de celdilla del modelo regional es de 50 km, lo que permite reproducir más adecuadamente los rasgos orográficos de la Península y considerar también a las islas mayores de Baleares y Canarias. De hecho, se ha comprobado en primer lugar que el modelo PROMES reproduce más satisfactoriamente que el modelo global las distribuciones climatológicas de temperatura y precipitación sobre España. Esto permite suponer que las proyecciones de clima futuro obtenidas con el modelo PROMES resultan más apropiadas para analizar impactos a escala regional, que las derivadas directamente del modelo global.

Las proyecciones de cambio climático realizadas con el modelo regional corresponden solamente al último tercio del siglo (2071-2100), y se han deducido tomando como referencia el clima simulado por dicho modelo en el periodo 1961-1990 (experimento de control). Asimismo, se han considerado los dos escenarios de emisiones de GEIs (A2 y B2). Los resultados que se presentan corresponden a la temperatura media (en °C), la precipitación (en mm), la cantidad de agua evapotranspirada (en kg m⁻²) y la velocidad del viento (en m s⁻¹). A continuación se resumen de forma esquemática las proyecciones de cambio más relevantes para cada variable, cada estación del año y cada escenario de emisiones, discriminando entre las diversas regiones de España en la medida que lo permite la resolución del modelo.

a) Cambios en las temperaturas medias:

Estación	Escenario	Cambios proyectados para el periodo 2071-2100 respecto a 1961-1990
Invierno	A2	Aumentos de 2 a 3°C en el oeste y norte de la Península e islas Canarias, y de 3 a 4°C en el resto del territorio
	B2	Distribución del calentamiento similar a la del escenario A2, pero 1°C menos intenso
Primavera	A2	Aumentos de 4 a 5°C en el suroeste de la Península, de 2 a 3°C en la franja cantábrica, norte de Galicia y Canarias, y de 3 a 4°C en el resto del territorio
	B2	Aumentos de 1 a 2°C en Canarias, franja cantábrica y norte de Galicia, y de 2 a 3°C en el resto del territorio
Verano	A2	Aumentos de 5 a 7°C en el interior de la Península, de 4 a 5°C en la periferia peninsular y Baleares, y de 2 a 3°C en Canarias
	B2	Distribución del calentamiento similar a la del escenario A2, pero generalmente 1°C menos intenso
Otoño	A2	Aumentos de 2 a 3°C en Canarias, de 3 a 4°C en el tercio norte peninsular y de 4 a 5°C en el resto del territorio
	B2	Distribución del calentamiento similar a la del escenario A2, pero generalmente 1°C menos intenso

b) Cambios en las precipitaciones acumuladas:

Estación	Escenario	Cambios proyectados para el periodo 2071-2100 respecto a 1961-1990
Invierno	A2	Aumentos superiores a 10 mm en el cuadrante noroeste de la Península, disminuciones superiores a 10 mm en el tercio meridional y regiones mediterráneas peninsulares, y sin cambios apreciables (± 10 mm) en el resto del territorio
	B2	Aumentos superiores a 10 mm en el norte de Galicia y sin cambios apreciables (± 10 mm) en el resto del territorio
Primavera	A2	Disminuciones superiores a 20 mm en casi toda la Península y sin cambios apreciables (± 10 mm) en Baleares y Canarias
	B2	Disminuciones superiores a 10 mm en casi toda la Península y sin cambios apreciables (± 10 mm) en Baleares y Canarias
Verano	A2	Disminuciones superiores a 40 mm en el norte de Galicia, franja cantábrica Pirineos y noreste de la Península, disminuciones entre 10 y 40 mm en el resto del territorio, excepto en Canarias sin cambios apreciables (± 10 mm)
	B2	Distribución de los cambios de precipitación estacional similar a la del escenario A2
Otoño	A2	Aumentos superiores a 10 mm en el noreste de la Península, disminuciones superiores a 20 mm en la mitad suroccidental, y sin cambios apreciables (± 10 mm) en el resto del territorio
	B2	Distribución de los cambios similar a la del escenario A2, aunque algo menos intensos en la mitad suroccidental de la Península

c) Cambios en la evapotranspiración (en %):

Estación	Escenario	Cambios proyectados para el periodo 2071-2100 respecto a 1961-1990
Invierno	A2	Aumentos inferiores al 20% en casi todo el territorio
	B2	Aumentos inferiores al 20% en casi todo el territorio
Primavera	A2	Aumentos superiores al 20% en la mayor parte del cuadrante noroeste de la Península y los Pirineos, aumentos inferiores al 20% en el resto de la mitad norte, y disminuciones menores al 20% en el resto del territorio
	B2	Aumentos superiores al 20% en Galicia, e inferiores al 20% en el casi todo el resto del territorio
Verano	A2	Disminuciones superiores al 20% en el tercio sur de la Península, inferiores al 20% en el centro y Baleares, y aumentos inferiores al 20% en el tercio norte peninsular
	B2	Distribución de los cambios similar a la del escenario A2, pero menos intensos en el tercio meridional de la Península
Otoño	A2	Aumentos inferiores al 20% en el tercio norte de la Península y norte de Levante, disminuciones superiores al 20% en el tercio sur de la Península y disminuciones menores al 20% en el resto del territorio
	B2	Distribución de los cambios de evapotranspiración estacional similar a la del escenario A2

d) Cambios en la intensidad del viento (en %):

Estación	Escenario	Cambios proyectados para el periodo 2071-2100 respecto a 1961-1990
Invierno	A2	Disminuciones superiores al 5% en la mitad sur de la Península y Baleares, aumentos superiores al 5% en Canarias y sin cambios apreciables ($\pm 5\%$) en el resto del territorio
	B2	Aumentos superiores al 5% en Canarias y sin cambios apreciables ($\pm 5\%$) en la mayor parte del resto del territorio
Primavera	A2	Aumentos superiores al 5% en Canarias y el estrecho de Gibraltar, disminuciones superiores al 5% en la franja cantábrica, interior de levante y Baleares, y sin cambios apreciables ($\pm 5\%$) en el resto del territorio
	B2	Sin cambios apreciables ($\pm 5\%$) en todo el territorio
Verano	A2	Aumentos superiores al 5% en el centro y sureste de la Península, y sin cambios apreciables ($\pm 5\%$) en la mayor parte del resto del territorio
	B2	Disminuciones superiores al 5% en la mayor parte de la Península y Baleares, y sin cambios apreciables ($\pm 5\%$) en el tercio sur peninsular y Canarias
Otoño	A2	Disminuciones superiores al 10% en la franja cantábrica, noreste y levante de la Península, disminuciones de entre 5 y 10% en el resto del territorio, excepto en el tercio meridional de la Península y Canarias donde no hay cambios apreciables ($\pm 5\%$)
	B2	Disminuciones superiores al 5% en el cuadrante noreste de la Península, franja cantábrica y Baleares, y sin cambios apreciables ($\pm 5\%$) en el resto del territorio

Complementando el análisis de los cambios proyectados para los valores medios de variables climáticas, se incluye también una primera aproximación sobre la posible alteración en la variabilidad temporal de sus valores mensuales en el último tercio del siglo (2071-2100) con respecto a la correspondiente al periodo 1961-1990. Los resultados más relevantes de dicho análisis se pueden resumir en los siguientes puntos:

- a) Se proyecta un aumento en la amplitud y frecuencia de las anomalías térmicas mensuales en el clima futuro en relación con el clima presente.
- b) Aunque este aumento no se observa de forma regular en todo el territorio, en todas las estaciones del año y los dos escenarios de emisiones, los incrementos en la amplitud se mantienen en torno al 20%. Eso significa que en los meses anómalamente cálidos del clima futuro los incrementos térmicos serían en torno a un 20% mayores aún que los valores proyectados para el calentamiento medio.
- c) Los porcentajes del cambio en la variabilidad de las temperaturas mensuales resultan algo menores en el escenario B2 que en A2, al igual que ocurre con las magnitudes del calentamiento medio.
- d) No se aprecian alteraciones significativas en la frecuencia de anomalías mensuales de precipitación en los escenarios de clima futuro considerados, aunque esta conclusión resulta cuestionable pues el método estadístico empleado no es el más apropiado para este tipo de análisis.

Finalmente, se ha incluido un análisis de la posible alteración en la ocurrencia de eventos climáticos extremos en los escenarios de clima futuro con respecto al clima actual. Pare ello, se han considerado los valores de percentiles extremos de las distribuciones diarias de temperatura máxima y mínima, así como la frecuencia de días con precipitación superior a 1 mm. En este caso sólo se han considerado los resultados del escenario de emisiones A2. Las conclusiones más relevantes se resumen en:

- a) La frecuencia de días con temperaturas máximas extremas en la Península Ibérica tiende a incrementarse muy significativamente en primavera y en menor medida también en otoño, mientras que en Baleares y Canarias no se observan cambios apreciables, al igual que ocurre en las otras dos estaciones del año en todo el territorio.
- b) La frecuencia de días con temperaturas mínimas extremas en la Península tiende a disminuir.
- c) La persistencia y duración de periodos de días sin precipitación tienden a disminuir por lo general en las mismas zonas y estaciones donde se proyectan cambios negativos en las precipitaciones estacionales, y a aumentar en los casos en que se simulan incrementos de precipitación en el clima futuro respecto al actual. Aunque este análisis apuntaría a que no se alteraría significativamente el grado de torrencialidad de las precipitaciones en el clima proyectado, este resultado presenta un elevado nivel de incertidumbre.

A modo de conclusión final, en el cuadro siguiente se resumen de forma esquemática las más relevantes proyecciones de cambio climático en España, ordenadas conforme al grado de certidumbre que ofrecen los resultados de las simulaciones realizadas por el conjunto de modelos considerados. Para ello se ha considerado el grado de consenso entre los diversos modelos climáticos disponibles, de manera que la certeza más elevada se asigna a aquellos cambios en los que todos los modelos coinciden, disminuyendo el grado de certidumbre a medida que lo haga el número de modelos coincidentes. La certeza más baja corresponde a cuando solo un grupo minoritario de modelos ofrecen resultados similares.

Certidumbre	Cambios climáticos más relevantes proyectados en España
*****	Tendencia progresiva al incremento de las temperaturas medias a lo largo del siglo
*****	La tendencia al calentamiento es más acusada en el escenario de emisiones más aceleradas (SRES-A2)
*****	Los aumentos de temperatura media son significativamente mayores en los meses de verano que en los de invierno, con valores intermedios en los demás.
****	El calentamiento en verano es superior en las zonas del interior que en las cercanas a las costas o en las islas
****	Tendencia generalizada a una menor precipitación acumulada anual en ambos escenarios de emisiones a lo largo del siglo
***	Mayor amplitud y frecuencia de anomalías térmicas mensuales en relación al clima actual
***	Más frecuencia de días con temperaturas extremas en la Península, especialmente en verano
***	La mayor reducción de precipitación en la Península se proyecta en los meses de primavera en ambos escenarios de emisiones
**	Aumento de precipitación en el oeste de la Península en invierno y en el noreste en otoño.
**	Los cambios de precipitación tienden a ser más significativos en el escenario de emisiones más aceleradas (SRES-A2)

(***** certeza muy alta, **** certeza alta, *** certeza media, ** certeza baja)

1.4. BIBLIOGRAFÍA

Abaurrea J., Asin J. y Centelles A. 2002. Caracterización espacio-temporal de la evolución de la precipitación anual en la cuenca del Ebro. En: Guijarro, Grimalt Laita y Alonso (eds.). El Agua y el Clima Asociación Española de Climatología Serie A nº 3. Pgs. 113-124.

- Abaurrea J., Asín J., Erdozain O. y Fernández E. 2001. Climate Variability Analysis of Temperature Series in The Medium Ebro River Basin. En: Brunet y López (eds.). *Detecting and Modelling Regional Climate Change*. Berlín Springer. Pgs. 109-118.
- Allen J.R., Huntley M. B. y Watts W.A. 1996. The vegetation and climate of northwest Iberia over the last 14000 yr. *Journal of Quaternary Science* 112: 125-147.
- Araus J.L., Febrero A., Buxo R., Camalich M.D., Martín D., Molina F., Rodríguez-Ariza M.O. y Romagosa I. 1997. Changes in carbon isotope discrimination in grain cereals from different regions of the western Mediterranean Basin during the past seven millennia. Palaeoenvironmental evidence of a differential change in aridity during the late Holocene. *Global Change Biology* 32: 107-118.
- Arribas A., Gallardo C., Gaertner M.A. y Castro M. 2003. Sensitivity of Iberian Peninsula climate to land degradation. *Climate Dynamics* 20: 477-489.
- Barriendos M. y Llasat M. 2003. The case of the "Maldá" anomaly in the western mediterranean basin AD 1760-1800. *Climatic Change* 61: 191-216.
- Barriendos M. y J. Martín-Vide 1998. Secular Climatic Oscillations as Indicated by Catastrophic Floods in the Spanish Mediterranean Coastal Area 14th-19th Centuries. *Climatic Change* 38: 473-491.
- Beniston M. 2004. The 2003 Heat Wave in Europe. A shape of things to come? *Geophysical Research Letters* 31: L02022.
- Brunet M., Aguilar E., Saladie O., Sigró J. y López D. 2001a. The Spanish Temperature Series. Time variations and trends over the last 150 years. *Geophysical Research Abstracts* 3: GRA3 5333 76.
- Brunet M., Aguilar E., Saladie O., Sigró J. y López D. 2001b. the Variations and Trends of the Surface Air Temperature in the Northeastern of Spain from Middle Nineteenth Century Onwards. En: Brunet y López (eds.). *Detecting and Modelling Regional Climate Change* Springer. Berlín, DE. Pgs. 81-93
- Brunet M., Aguilar E., Saladie O., Sigró J. y López D. 2001c. A Differential Response of Northeastern Spain to Asymmetric Trends in Diurnal Warming Detected on a Global Scale. En: Brunet y López (eds.). *Detecting and Modelling Regional Climate Change* Springer. Berlín, DE. Pgs. 95-107.
- Burgueño A., Serra C. y Lana X. 2004. Monthly and annual statistical distributions of daily rainfall at the Fabra Observatory Barcelona NE Spain for the years 1917-1999. *Theoretical and Applied Climatology* 77: 57-75.
- Burjachs F. y Julià R. 1994. Abrupt Climatic Changes During the Last Glaciation Based on Pollen Analysis of the Abric-Romani Catalonia Spain. *Quaternary Research* 423: 308-315.
- Cacho I., Grimalt J.O., Pelejero C., Canals M., Sierro F.J., Flores J.A. y Shackleton N. 1999. Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography* 14: 698-705.
- Camuffo D., Secco C., Brinblecombe P. y Martín-Vide J. 2000. Sea Storms in the Adriatic Sea and the Western Mediterranean during the Last Millennium. *Climatic Change* 46: 209-223.
- Cañada R., Galán E., Fernández F. y Cervera B. 2001. Análisis de las tendencias de las temperaturas máximas y mínimas medias anuales en la Meseta sur española durante el siglo XX. En: Pérez-Cueva, López Baeza y Tamayo (eds.). *El Tiempo del Clima*. Buñol Garmas Asociación Española de Climatología Serie A nº 2. Pgs. 53-63.
- Capel Molina J.J. 2000. *El clima de la península Ibérica* Barcelona. Ariel. 281 pgs.
- Carrión J.S. 2002. Patterns and processes of Late Quaternary environmental change in a montane region of southwestern Europe. *Quaternary Science Reviews* 21(18-19): 2047-2066.
- Castro M., Fernández C., Gaertner M.A. y Gallardo C. 1995. Relevance of regional models for analyzing future climate change in the Iberian Peninsula. En: Moreno J.M. y Oechel W.C. (eds.) *Global Change and Mediterranean-type Ecosystems*. Ecological Studies 117. Springer. Pgs. 1-34.

- Castro-Díez Y., Pozo-Vázquez D., Esteban-Parra M.J. y Rodrigo F.S. 2002. NAO and the winter temperature variability in southern Europe. *Geophysical Research Letters* 29: 1-4.
- Chazarra A. y Almarza C. 2002. Reconstrucción desde 1864 de la serie de precipitación útil de las cuencas del Sureste y Levante. En: Guijarro, Grimalt, Laita y Alonso (eds.). *El Agua y el Clima*. Asociación Española de Climatología Serie A nº 3. Pgs. 159-168.
- Christensen J.H., Carter T. y Giorgi F. 2002. PRUDENCE Employs New Methods to Assess European Climate Change EOS. Vol. 82. 147 pgs.
- Christensen J.H. y Christensen O.B. 2003. Severe Summer Flooding in Europe. *Nature* 421: 805-806.
- Cramer W. y Field C.B. 1999. Comparing global models of terrestrial net primary productivity NPP. introduction. *Global Change Biology* 5: III-IV. Suppl. 1
- Creus J., Fernández A. y Manrique E. 1997. Dendrocronología y clima del último milenio en España. Aspectos metodológicos y avance de resultados. En: Ibáñez, Valero Garcés y Machado (eds.) *El paisaje mediterráneo a través del espacio y del tiempo*. Implicaciones en la desertificación. Geoforma. Logroño. Pgs. 311-331.
- Davis B.A.S., Brewer S., Stevenson A.C. y Guiot J. 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews* 22: 1701-1716.
- Decoudre N.I., Laval K. y Perrier A. 1993. SECHIBA a new set of parameterizations of the hydrologic exchanges at the land-atmosphere interface within the LMD atmospheric general circulation model. *Journal of Climate* 6: 248-273.
- De Luis M., Raventós J., González-Hidalgo J.C., Sánchez J.R. y Cortina J. 2000. Spatial analysis of rainfall trends in the region of Valencia east Spain. *International Journal of Climatology* 20: 1451-1469.
- Desprat S., Goni M.F.S. y Loutre M.F. 2003. Revealing climatic variability of the last three millennia in northwestern Iberia using pollen influx data. *Earth and Planetary Science Letters* 2131-2: 63-78.
- Dickinson R.E., Errico R.M., Giorgi F. y Bates B.T. 1989 A regional climate model for western United States. *Climatic Change* 15: 383-422.
- Düneloh A. y Jacobeit J. 2003. Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability 1948-98. *International Journal of Climatology* 23: 1843-1866.
- Esteban-Parra M.J., Rodrigo F.S. y Castro-Díez Y. 1995. Temperature Trends and Change Points in the Northern Spanish Plateau During the Last 100 Years. *International Journal of Climatology* 15: 1031-1042.
- Esteban-Parra M.J., Rodrigo F.S. y Castro-Díez Y. 1998. Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880-1992. *International Journal of Climatology* 18: 1557-1574.
- Fernández F. y Rasilla D. 2001. Secular Variations of the Synoptic Circulation over the Iberian Peninsula. En: Brunet y López (eds.). *Detecting and Modelling Regional Climate Change* Springer. Berlín, DE. Pgs. 229-238.
- Font Tullot I. 2000. *Climatología de España y Portugal* Salamanca Universidad de Salamanca.
- Galán E., Cañada R., Fernández F. y Cervera B. 2001. Annual Temperature Evolution in the Southern Plateau of Spain from the Construction of Regional Climatic Time Series. En: Brunet y López (eds.). *Detecting and Modelling Regional Climate Change* Springer. Berlín, DE. Pgs. 119-131.
- Galán E., Cañada R., Rasilla D., Fernández F. y Cervera B. 1999. Evolución de las precipitaciones anuales en la Meseta meridional durante el siglo XX. En: Raso y Martín-Vide (eds.). *La Climatología española en los albores del siglo XXI*. Vilassar Oikos-tau Asociación Española de Climatología Serie A nº 1. Pgs. 169-180.
- Gallardo C., Arribas A., Prego J.A., Gaertner M.A. y Castro M. 2001. Multi-year simulations with a high resolution regional climate model over the Iberian Peninsula. Current climate and 2xCO₂ scenario. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 127: 1659-1682.
- Gámiz-Fortis S.R., Pozo-Vázquez D., Esteban-Parra M.J. y Castro-Díez Y. 2002. Spectral characteristics and predictability of the NAO assessed through Singular Spectral Analysis. *Journal of Geophysical Research* 107: 1-15.

- García-Herrera R., Gallego D., Hernández E., Gimeno L., Ribera P. y Calvo N. 2003. Precipitation trends in the Canary Islands. *International Journal of Climatology* 23: 235-241.
- García, J.A., Serrano, A. y De la Cruz Gallego, M. 2002. A spectral analysis of Iberian Peninsula monthly rainfall. *Theoretical and Applied Climatology* 71: 77-95.
- Goodess C.M. y Jones P.D. 2002. Links between circulation and changes in the characteristics of Iberian rainfall. *International Journal of Climatology* 22: 1593-1615.
- González-Hidalgo J.C., De Luis M., Raventós J. y Sánchez J.R. 2001. Spatial distribution of seasonal rainfall trends in a western Mediterranean area. *International Journal of Climatology* 21: 843-860.
- González-Hidalgo J.C., De Luis M., Raventós J. y Sánchez J.R. 2003. Daily rainfall trend in the Valencia Region of Spain. *Theoretical and Applied Climatology* 75: 117-130.
- Gordon C., Cooper C., Senior C.A., Banks H.T., Gregory J.M., Johns T.C., Mitchell J.F.B. y Wood R.A. 2000 The simulation of SST sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Climate Dynamics* 16: 147-168.
- Guijarro J.A. 2002. Tendencias de la precipitación en el litoral mediterráneo español. En: Guijarro, Grimalt, Laita y Alonso (eds.). *El Agua y el Clima*. Asociación Española de Climatología Serie A nº 3. Pgs. 237-246.
- Horcas R., Rasilla D y Fernández-García F. 2001. Temperature Variations and Trends in the Segura River Basin. An Exploratory Analysis. En: Brunet y López (eds.). *Detecting and Modelling Regional Climate Change* Springer. Berlín, DE. Pgs. 133-142.
- Huth R. 2004. Sensitivity of Local Daily Temperature Change Estimates to the Selection of Downscaling Models and Predictors. *Journal of Climate* 17: 640-652.
- IPCC. 2001. *Climate Change 2001. The Scientific Basis*. Houghton J.T., Ding Y., Griggs D.J., Noguer M., van der Linden P.J. y Xiaosu D. (eds.). Cambridge University Press. 994 pgs.
- Jalut G., Esteban A., Bonnet L., Gauquelin T. y Fontugne M. 2000. Holocene climatic changes in the Western Mediterranean from south-east France to south-east Spain. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 1603: 255-290.
- Jalut G., Esteban A., Riera S., Fontugne M., Mook R., Bonnet L. y Gauquelin T. 1997. Holocene climatic changes in the western Mediterranean. installation of the Mediterranean climate. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Serie II Fascicule A- Sciences de la Terre et des Planetes* 325: 327-334.
- Jones P.D., Horton E.B., Folland C.K., Hulme M., Parker D.E. y Basnett T.A. 1999. The use of indices to identify changes in climatic extremes. *Climatic Change* 42: 131-149.
- Klein Tank A., Wijngaard J. y Van Engelen A. 2002. Climate of Europe. Assessment of observed daily temperature and precipitation extremes. De Bilt ECA y KNMI. 36 pgs.
- Labajo J.L. y Piorno A. 1998. Análisis del comportamiento temporal de la temperatura en Castilla y León. primeros resultados. En: Fernández Galán y Cañada (coords.). *Clima y ambiente urbano en ciudades ibéricas e iberoamericanas*. Parteluz, Madrid. Pgs. 577-591.
- Labajo J.L. y Piorno A. 2001. Regionalization of precipitation in Castilla and Leon Spain. Analysis of its temporal behaviour En: Brunet y López (eds.). *Detecting and Modelling Regional Climate Change* Springer. Berlín, DE. Pgs. 163-173.
- Labajo J.L., Piorno A. e Izquierdo M.J. 1998. Temporal Behaviour of the Annual Mean pressure on the Northern Spanish Plateau between 1945 and 1994. *International Journal of Climatology* 18: 637-648.
- Laita M. y Grimalt M. 1997. Vorticity and pressure anomalies in the Western Mediterranean during El Niño/Southern oscillation extremes. *International Journal of Climatology* 17: 475-482.
- Lambert S.J. y Boer G.J. 2001 CMIP1 evaluation and intercomparison of coupled climate models. *Climate Dynamics* 17: 83-106.
- Leira M. y Santos L. 2002. An early Holocene short climatic event in the northwest Iberian Peninsula inferred from pollen and diatoms. *Quaternary International* 93(4): 3-12.

- Linés A. 1970. The Climate of the Iberian Peninsula. En: Landsberg H.E. (ed.). World Survey of Climatology Amsterdam Elsevier.
- López J.A. 1999. Estudio de la distribución de precipitación en el año hidrológico a partir de un índice de concentración y el desfase. En: Raso y Martín-Vide (eds.). La Climatología española en los albores del siglo XXI. Vilassar Oikos-tau Asociación Española de Climatología Serie A nº 1. Pgs. 281-287.
- López J.A. 2001. Trends in Daily Precipitation Regimes and their Extremes at Three Observatories in the Iberian Peninsula En: Brunet y López (eds.). Detecting and Modelling Regional Climate Change Springer. Berlín, DE. Pgs. 203-213.
- Luque J.A. y Julià R. 2002. Lake sediment response to land-use and climate change during the last 1000 years in the oligotrophic Lake Sanabria Northwest of Iberian Peninsula. *Sedimentary Geology* 1481: 343-355.
- Mariotti A., Zeng N. y Lau K. 2002. Euro-Mediterranean rainfall and ENSO. a seasonally varying relationship. *Geophysical Research Letters* 29: 1621.
- Martín M.L., Luna M.Y., Morata A. y Valero F. 2004. North Atlantic teleconnection patterns of low-frequency variability and their links with springtime precipitation in the western Mediterranean. *International Journal of Climatology* 24: 213-230.
- Martín-Vide J. 1996. Decálogo de la pluviometría española. En: Marzol, Dorta y Valladares (Eds.). Universidad de la Laguna, A.G.E. Clima y agua. La gestión de un recurso climático. Pgs. 15-24.
- Martín-Vide J. 2004. Spatial distribution of a daily precipitation concentration index in Peninsular Spain. *International Journal of Climatology* 24: 959-971.
- Martín-Vide J. y Barriendos M. 1995. The use of rogation ceremony records in climatic reconstruction. a case study from Catalonia Spain. *Climatic Change* 30: 201-221.
- Martín-Vide J. y Gómez L. 1999. Regionalization of Peninsular Spain based on the length of dry spells. *International Journal of Climatology* 19: 537-555.
- Martín-Vide J. y Olcina J. 2001. Climas y tiempos de España Madrid Alianza Editorial. 258 pgs.
- Milián T. 1996. Variaciones seculares de las precipitaciones en España Universidad de Barcelona. 407 pgs. Tesis doctoral inédita.
- Moberg A., Jones P.D., Barriendos M., Bergström H., Camuffo D., Cocheo C., Davies T.D., Demarée G., Martín-Vide J., Maugeri M., Rodríguez R y Verhoeve T. 2000. Day-to-day temperature variability trends in 160-to 275-year long European instrumental records. *Journal of Geophysical Research* 105(D18): 22849-22868.
- Muñoz-Díaz D. y Rodrigo F.S. 2004. Spatio-temporal patterns of seasonal rainfall in Spain 1912-2000 using cluster and principal component analysis comparison. *Annales Geophysicae* 22: 1435-1448.
- Nakicenovic N., Alcamo J., Davis G., de Vries B., Fenhann J., Gaffin S., Gregory K., Grüber A., Jung T.Y., Kram T., La Rovere E.L., Michaelis L., Mori S., Morita T., Pepper W., Pitcher H., Price L., Raihi K., Roehrl A., Rogner H.-H., Sankovski A., Schlesinger M., Shukla P., Smith S., Swart R., van Rooijen S., Victor N. y Dadi Z. 2000. IPCC Special Report on Emissions Scenarios. Cambridge University Press. 599 pgs.
- New M., Hulme M. y Jones P. 1999. Representing twentieth-century space-time climate variability. Part I: Development of a 1961-90 mean monthly terrestrial climatology. *Journal of Climate* 12: 829-856.
- Oñate J.J. y Pou A. 1996. Temperature Variations in Spain Since 1901. a Preliminary Analysis. *International Journal of Climatology* 16: 805-816.
- Peixoto J.P. y Oort A.H. 1992. Physics of Climate. American Institute of Physics. New York.
- Pérez-Obiol R. y Julià R. 1994. Climatic-Change on the Iberian Peninsula Recorded in a 30000-Yr Pollen Record from Lake Banyoles. *Quaternary Research* 411: 91-98.
- Piñol J., Terradas J. y Lloret F. 1998. Climate warming wildfire hazard and wildfire occurrence in coastal Eastern Spain. *Climatic Change* 38: 345-357.
- Pita M^a.F., Camarillo J.M. y Aguilar M. 1999. La evolución de la variabilidad pluviométrica en Andalucía y sus relaciones con el índice de la NAO. En: Raso y Martín-Vide (Eds.). La Climatología española en los albores del siglo XXI. Vilassar Oikos-tau Asociación Española de Climatología Serie A nº 1. Pgs. 399-408.

- Pons A. y Reille M. 1988. The Holocene-Pleistocene and Upper-Pleistocene Pollen Record from Padul Granada Spain - a New Study. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 663-4 243-263.
- Pope V.D., Gallani M., Rowntree P.R. y Stratton R.A. 2000. The impact of new physical parametrisations in the Hadley Centre climate model - HadAM3. *Climate Dynamics* 16: 123-146.
- Pozo-Vázquez D. 2000. Causas físicas de la variabilidad espacio-temporal del clima de la Península Ibérica en escalas interanual a decadal. NAO y ENSO. Universidad de Granada. Tesis doctoral inédita. 334 pgs.
- Pozo-Vázquez D., Esteban-Parra M.J., Rodrigo F.S. y Castro-Díez Y. 2001. The association between ENSO and winter atmospheric circulation and temperature in the North Atlantic region. *Journal of Climate* 16: 3408-3420.
- Pozo-Vázquez D., Tovar-Pescador J., Gámiz-Fortis S.R., Esteban-Parra M.J. y Castro-Díez Y. 2004. NAO and solar radiation variability in the European North Atlantic region. *Geophysical Research Letters* 31 L05201.
- Quereda J. y Montón E. 1997. ¿Hacia un Cambio Climático? La Evolución del Clima Mediterráneo desde el Siglo XIX Castellón Fundación Dávalos- Fletcher. 520 pgs.
- Quereda J. y Montón E. 1999. La hipótesis de la "estabilidad" climática en el Mediterráneo español. En: Raso y Martín-Vide (eds.). *La Climatología española en los albores del siglo XXI*. Vilassar Oikos-tau Asociación Española de Climatología Serie A nº 1. Pgs. 427-438.
- Quereda J., Montón E., Escrig J., Ruescas A. y Mollà B. 2004. Detection of the urban effect over temperature trend by means of NOAA-AVHRR imagery MeCEO First Mediterranean Conference on earth observation Remote Sensing. Belgrado. Pgs. 33-40.
- Quereda J., Olcina J. y Montón E. 1996. Red dust rain within the Spanish Mediterranean area. *Climatic Change* 32: 215-228.
- Räisänen J., Hansson U., Ullerstig A., Döscher R., Graham L.P., Jones C., Meier M., Samuelsson P. y Willén U. 2004. European climate in the late 21st century. regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. *Climate Dynamics* 22: 13-31.
- Ramos M.C. 2001. Rainfall distribution patterns and their change over time in a Mediterranean area. *Theoretical and Applied Climatology* 69: 163-170.
- Raso J.M. 1997. The recent evolution of mean annual temperatures in Spain. En: Martín-Vide (Ed.). *Advances in Historical Climatology in Spain*. Vilassar de Mar. Oikos-tau. Pgs. 201-223.
- Rimbu N., Lohmann G., Kim J.-H., Arz H.W. y Schneider R. 2003. Arctic/North Atlantic Oscillation signature in Holocene sea surface temperature trends as obtained from alkenone data. *Geophysical Research Letters* 301280 13 1-4.
- Rocha A. 1999. Low-frequency variability of seasonal rainfall over the Iberian Peninsula and ENSO. *International Journal of Climatology* 19: 889-901.
- Rodó X., Baert E. y Comín F. 1997. Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during the present century. relationships with the North Atlantic oscillation and the El Niño-Southern oscillation. *Climate Dynamics* 13: 275-284.
- Rodrigo F.S., Esteban-Parra M.J., Pozo-Vázquez D. y Castro-Díez Y. 1999. A 500-year precipitation record in southern Spain. *International Journal of Climatology* 19: 1233-1253.
- Rodrigo F.S., Esteban-Parra M.J., Pozo-Vázquez D. y Castro-Díez Y. 2000. Rainfall variability in southern Spain on decadal to centennial times scales. *International Journal of Climatology* 20: 721-732.
- Rodríguez R., Llasat M.C. y Wheeler D. 1999. Analysis of the Barcelona precipitation series 1850-1991. *International Journal of Climatology* 19: 787-801.
- Rodríguez-Puebla C., Encinas A.H., Nieto S. y Garmendia J. 1998. Spatial and temporal patterns of annual precipitation variability over the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology* 18: 299-316.
- Rodríguez-Puebla C., Frías M.D. y Encinas A.H. 2001. Relationships between Dry and Wet Periods in Spring Precipitation over the Iberian Peninsula and Atmospheric Circulation.

- En: Brunet y López (Eds.). *Detecting and Modelling Regional Climate Change*. Springer, Berlín, DE. Pgs. 397-404.
- Romero R., Guijarro J.A., Ramis C. y Alonso S. 1998. A 30 year 1964-93 daily rainfall database for the Spanish Mediterranean regions. first exploratory study. *International Journal of Climatology* 18: 541-560.
- Sáenz J., Zubillaga J. y Rodríguez-Puebla C. 2001. Baroclinic Activity and Interannual Variability of Winter Precipitation in the Northern Iberian Peninsula. En: Brunet y López (Eds.) *Detecting and Modelling Regional Climate Change*. Springer, Berlín, DE. Pgs. 405-416.
- Sailor D.J. y Li X. 1999. A semiempirical downscaling approach for predicting regional temperature impacts associated with climatic change. *Journal of Climate* 12: 103-114.
- Saladié O. 2004. Variaciones y tendencia secular de la precipitación en el sector nororiental de la Península Ibérica 1850-2000. Universidad de Barcelona. Tesis doctoral inédita. 496 pgs.
- Sánchez-Goñi M.F.S., Cacho I., Turon J.-L., Guiot J., Sierro F.J., Peyrouquet J.-P., Grimalt J.O. y Shackleton N.J. 2002. Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Climate Dynamics* 19: 95-105.
- Sánchez E., Gallardo C., Gaertner M.A., Arribas A. y Castro M. 2004. Future climate extreme events in the Mediterranean simulated by a regional climate model. first approach. *Global and Planetary Change* 44: 163-180.
- Saz M. 2003. Temperaturas y precipitaciones en la mitad norte de España desde el siglo XV. C.P.N.A Diputación General de Aragón, Zaragoza. 293 pgs.
- Saz M. y Creus J. 1999. La variabilidad del clima español en el pasado. frecuencia de valores extremos de temperatura y precipitación reconstruidas desde el s. XV. En: Raso y Martín-Vide (Eds.) *La Climatología española en los albores del siglo XXI*. Vilassar Oikos-tau Asociación Española de Climatología Serie A nº 1. pgs 501-510.
- Schar C., Vidale P.L., Lüthi D., Frei C., Häberli C., Liniger M. y Appenzeller C. 2004. The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature* 427: 332-336.
- Serra C., Burgueño A. y Lana X. 2001. Analysis of maximum and minimum daily temperatures recorded at Fabra Observatory Barcelona NE Spain in the period 1917-1998. *International Journal of Climatology* 21: 617-636.
- Serrano A., Mateos V.I. y García J.A. 1999. Trend analysis of monthly precipitation over the Iberian Peninsula for the period 1921-1995. *Physics and Chemistry of the Earth B* 24: 85-90.
- Sobrino C.M., Ramil-Rego P. y Gómez-Orellana L. 2004. Vegetation of the Lago de Sanabria area NW Iberia since the end of the Pleistocene. a palaeoecological reconstruction on the basis of two new pollen sequences. *Vegetation History and Archaeobotany* 131: 1-22.
- Staudt M. 2004. Detección de cambios térmicos en la Península Ibérica con datos homogéneos regionales. Universidad de Granada. Tesis doctoral inédita. 559 pgs.
- Stott P.A., Tett S.F.B., Jones G.S., Allen M.R., Ingram W.J. y Mitchell J.F.B. 2001. Attribution of twentieth century temperature change to natural and anthropogenic causes. *Climate Dynamics* 17: 1-22.
- Sumner G.N., Homar V. y Ramis C. 2001. Precipitation seasonality in eastern and southern coastal Spain. *International Journal of Climatology* 21: 219-247.
- Sumner G.N., Romero R., Homar V., Ramis C., Alonso S. y Zorita E. 2003. An estimate of the effects of climate change on the rainfall of Mediterranean Spain by the late twenty first century. *Climate Dynamics* 20: 789-805.
- Taboada J.J., Naranjo L., Lage A. y Pérez-Muñuzuri V. 2002. Estudio de la variabilidad de la precipitación en Galicia y su relación con patrones de teleconexión. En: Guijarro, Grimalt, Laita y Alonso (Eds.) *El Agua y el Clima*. Asociación Española de Climatología Serie A nº 3. Pgs. 93-100.
- Vázquez López L.A. 1999. La Circulación Atmosférica Euroatlántica y el clima de pequeños territorios. La Península Ibérica y Cataluña Universidad de Barcelona Tesis doctoral inédita.

- von Storch H. y Zwiers F.W. 1999. *Statistical Analysis in Climate Research*. University Press. Cambridge, UK. 494 pgs.
- Wheeler D. y Martín-Vide J. 1992. Rainfall Characteristics of Mainland Europe most Southerly Stations. *International Journal of Climatology* 12: 69-76.