

2

Cambios climáticos observados y proyectados en relación con el agua

El agua está relacionada con todos los componentes del sistema climático (atmósfera, hidrosfera, criosfera, superficie terrestre y biosfera). Por ello, el cambio climático afecta al agua mediante diversos mecanismos. En esta sección se abordan la evolución recientemente observada de las variables relacionadas con el agua y las proyecciones de cambio futuro.

2.1 Cambios climáticos observados, en relación con el agua

El ciclo hidrológico está estrechamente vinculado a los cambios de la temperatura atmosférica y al balance radiativo. El calentamiento del sistema climático en los últimos decenios es inequívoco, como se desprende ya del aumento observado del promedio mundial de las temperaturas del aire y del océano, de la fusión generalizada de nieves y hielos y del aumento del promedio mundial del nivel del mar. Se ha estimado que el forzamiento radiativo antropógeno neto del clima es positivo (efecto de calentamiento), concretamente en $1,6 \text{ W/m}^2$ para 2005 (tomando como referencia los valores preindustriales de 1750). La estimación más idónea de la tendencia lineal de la temperatura mundial en superficie entre 1906 y 2005 apunta a un calentamiento de $0,74^\circ\text{C}$ (horquilla *probable*: entre $0,56$ y $0,92^\circ\text{C}$), con una tendencia al calentamiento más acusada durante los últimos 50 años. Nuevos análisis arrojan para la troposfera inferior y media unas tasas de calentamiento similares a las de la superficie de la Tierra. Estudios de atribución indican que la mayor parte de los incrementos observados en las temperaturas mundiales desde mediados del siglo XX se deben *muy probablemente* al aumento observado de las concentraciones antropógenas de gases invernadero. A escala continental, es *probable* que se haya producido un calentamiento antropógeno considerable durante los últimos 50 años, en promedio respecto de cada uno de los continentes excepto la Antártida. En muchas regiones del planeta, los días fríos, las noches frías y las heladas están siendo menos frecuentes, mientras que los días y noches calurosos y las olas de calor han sido cada vez más frecuentes durante los últimos 50 años. [GTI RRP]

El calentamiento climático observado en los últimos decenios está coherentemente asociado a las variaciones de ciertos componentes del ciclo hidrológico y de los sistemas hidrológicos: cambios en las pautas, intensidades y valores extremos de precipitación; fusión generalizada de la nieve y del hielo; aumento del vapor de agua atmosférico; aumento de la evaporación; y variaciones de la humedad del suelo y de la escorrentía. Todos los componentes del ciclo hidrológico presentan una variabilidad natural notable –en escalas de tiempo interanuales a decenales– que enmascara frecuentemente las tendencias a largo plazo. Subsisten todavía incertidumbres importantes respecto a la tendencia de las variables hidrológicas, debido a las grandes diferencias regionales y a limitaciones en la cobertura espacial y temporal de las redes de monitoreo (Huntington, 2006). En la actualidad, sigue siendo problemático documentar las variaciones y tendencias interanuales de la precipitación sobre los océanos. [GTI 3.3]

Desentrañar y atribuir los cambios observados conlleva también dificultades. Por lo que respecta a algunas variables hidrológicas,

como la escorrentía, los factores ajenos al clima (por ejemplo, cambios respecto a su extracción) pueden ser localmente importantes. La respuesta del clima a los agentes de forzamiento es también compleja. Por ejemplo, uno de los efectos de los aerosoles absorbentes (como el carbono negro) consiste en interceptar calor de la capa de aerosoles; de no ser interceptado, el calor llegaría a la superficie, causando con ello evaporación y, subsiguientemente, liberación de calor latente por encima de la superficie. Así pues, los aerosoles absorbentes pueden reducir localmente la evaporación y la precipitación. Muchos procesos de aerosol son omitidos o incluidos por medios relativamente simples en los modelos del clima y, en algunos casos, no es suficientemente conocida la magnitud local de sus efectos sobre la precipitación. A pesar de esas incertidumbres, es posible hacer algunas afirmaciones sobre la atribución de los cambios hidrológicos observados, que se exponen en esta sección en relación con cada una de las variables, basándose en las evaluaciones del 4IE. [GTI 3.3, 7.5.2, 8.2.1, 8.2.5, 9.5.4; GTII 3.1, 3.2]

2.1.1 Precipitación (incluidos los valores extremos) y vapor de agua

Las tendencias de la precipitación terrestre han sido analizadas en base a diversos conjuntos de datos; singularmente, los de la Red mundial de datos climatológicos históricos (GHCN: Peterson and Vose, 1997), pero también los de la Reconstrucción de la precipitación sobre tierra firme (PREC/L: Chen et al., 2002), los del Proyecto mundial de climatología de la precipitación (GPCP: Adler et al., 2003), los del Centro Mundial de Climatología de la Precipitación (GPCC: Beck et al., 2005) y los de la Unidad de Investigación Climática (CRU: Mitchell and Jones, 2005). Durante el siglo XX aumentaron, en términos generales, las precipitaciones sobre tierra firme en la franja 30°N - 85°N , aunque en los últimos 30 o 40 años ha habido disminuciones notables en la franja 10°S - 30°N (Figura 2.1). La disminución de la salinidad en el Atlántico norte y al sur de los 25°S sugiere variaciones similares de la precipitación sobre los océanos. Entre 10°N y 30°N , el aumento de la precipitación aumentó considerablemente entre 1900 y 1950, y disminuyó a partir de 1970 aproximadamente. A escala hemisférica, no hay una tendencia clara con respecto a las masas terrestres extratropicales del Hemisferio Sur. Hasta el momento, la atribución de las variaciones de la precipitación mundial es incierta, puesto que la precipitación está fuertemente influida por las pautas de variabilidad natural en gran escala. [GTI 3.3.2.1]

La tendencia lineal del promedio mundial obtenido de la RMCH entre 1901 y 2005 es estadísticamente insignificante (Figura 2.2). Ninguna de las estimaciones de tendencia respecto al periodo 1951-2005 es apreciable, existiendo muchas discrepancias entre los conjuntos de datos, lo que demuestra la dificultad de monitorizar una magnitud como la precipitación, que presenta una gran variabilidad tanto en el espacio como en el tiempo. Los cambios mundiales no son lineales a lo largo del tiempo, y exhiben una variabilidad decenal importante, con un periodo relativamente húmedo entre 1950 y 1970, seguido de una disminución de las precipitaciones. En los promedios predominan las precipitaciones tropicales y subtropicales. [GTI 3.3.2.1]

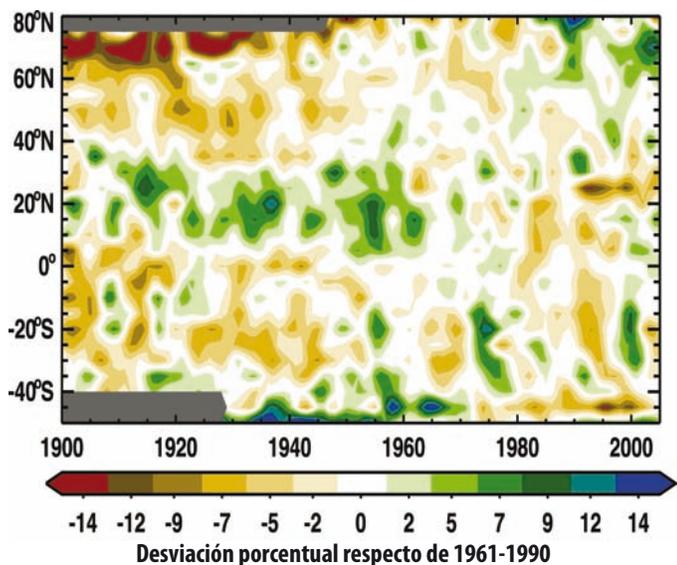


Figura 2.1: Sección latitud-tiempo del promedio de las anomalías anuales de precipitación (%) terrestre desde 1900 hasta 2005, respecto de sus valores medios de 1961-1990. Los valores han sido promediados para todas las longitudes, y alisados mediante un filtro para suprimir las fluctuaciones inferiores a 6 años aproximadamente. La escala de colores no es lineal, y las áreas grises indican lagunas de datos. [GTI, Figura 3.15]

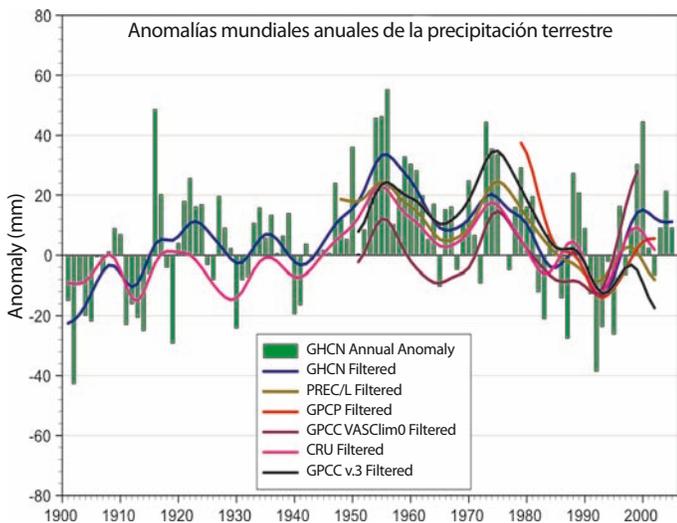


Figura 2.2: Serie temporal (1900-2005) de anomalías de precipitación terrestre mundial anual (mm), según datos de la GHCN con respecto al periodo de referencia 1981-2000. Se indican también los valores alisados a escala decenal en base a los conjuntos de datos de GHCN, PREC/L, GPCP, GPCC y CRU. [GTL, Figura 3.12]

La configuración espacial de las tendencias de la precipitación anual puede verse en la Figura 2.3, basada en datos de estaciones de la RMCH interpolados en una retícula de 5° x 5° de latitud/longitud. En la mayor parte de América del Norte y de Eurasia, la precipitación anual ha aumentado durante los 105 años transcurridos desde 1901, en consonancia con la Figura 2.1. El

periodo transcurrido desde 1979 exhibe una pauta más compleja, con evidencia de sequías regionales (por ejemplo, en el suroeste de América del Norte). En la mayor parte de Eurasia, las cuadrículas que registran un incremento de la precipitación son más numerosas que las que registran disminuciones, para ambos periodos. Entre el norte de Europa y el Mediterráneo, las variaciones tienden a manifestarse en sentido inverso, por efecto de los cambios experimentados por la teleconexión de la Oscilación del Atlántico Norte (véase también la sección 2.1.7). [GTI 3.3.2.2]

En toda América del Sur se han observado condiciones crecientemente lluviosas en la cuenca amazónica y en el sudeste del continente, incluida la Patagonia, y tendencias negativas de la precipitación anual sobre Chile y parte de la costa occidental del continente. Las variaciones en la Amazonia, en América Central y en la parte occidental de América del Norte sugieren variaciones latitudinales de las características de los monzones. [GTI 3.3.2.2]

A partir de 1901, las tendencias negativas de la precipitación anual observadas son más acusadas en el África occidental y en el Sahel (véase también la sección 5.1), aunque se observaron tendencias decrecientes en otras muchas partes de África y en el sur de Asia. A partir de 1979, las precipitaciones han aumentado en la región del Sahel y en otras partes del África tropical, en parte por efecto de las variaciones asociadas a las pautas de teleconexión (véase también la sección 2.1.7). En buena parte del noroeste de India, el periodo 1901-2005 registra aumentos de más de un 20% por siglo, aunque a partir de 1979 se aprecia una fuerte disminución de la precipitación anual en esa misma área. En el noroeste de Australia se observan áreas con un aumento moderado y fuerte de la precipitación anual durante ambos periodos. En esa región las condiciones se han tornado más lluviosas, aunque se ha observado una marcada tendencia a la disminución en su extremo suroccidental, caracterizada por un salto descendente hacia 1975. [GTI 3.3.2.2]

Varios estudios basados en modelos sugieren que los cambios del forzamiento radiativo (proveniente de fuentes antropógenas, volcánicas y solares) han contribuido a las tendencias observadas de la precipitación media. No obstante, los modelos climáticos podrían subestimar la varianza de la precipitación media sobre tierra firme en comparación con las estimaciones observacionales. No está claro si esta discrepancia se debe a una subestimación de la respuesta al forzamiento en onda corta, a una subestimación de la variabilidad interna del clima, a errores observacionales o a una suma de esas causas. Consideraciones teóricas sugieren que podría ser difícil detectar la influencia del aumento de gases invernadero sobre el promedio de la precipitación. [GTI 9.5.4]

Se ha observado en todo el mundo un aumento de los episodios de precipitación intensa (por ejemplo, por encima del percentilo 95) incluso en lugares en que la cantidad total ha disminuido. Este incremento está asociado a un aumento de la cantidad de vapor de agua en la atmósfera, y se corresponde con el calentamiento observado (Figura 2.4). En las estadísticas de lluvia, sin embargo, predominan las variaciones interanuales o decenales, y las estimaciones de tendencia no concuerdan espacialmente (véase, por ejemplo, Peterson et al., 2002; Griffiths et al., 2003;

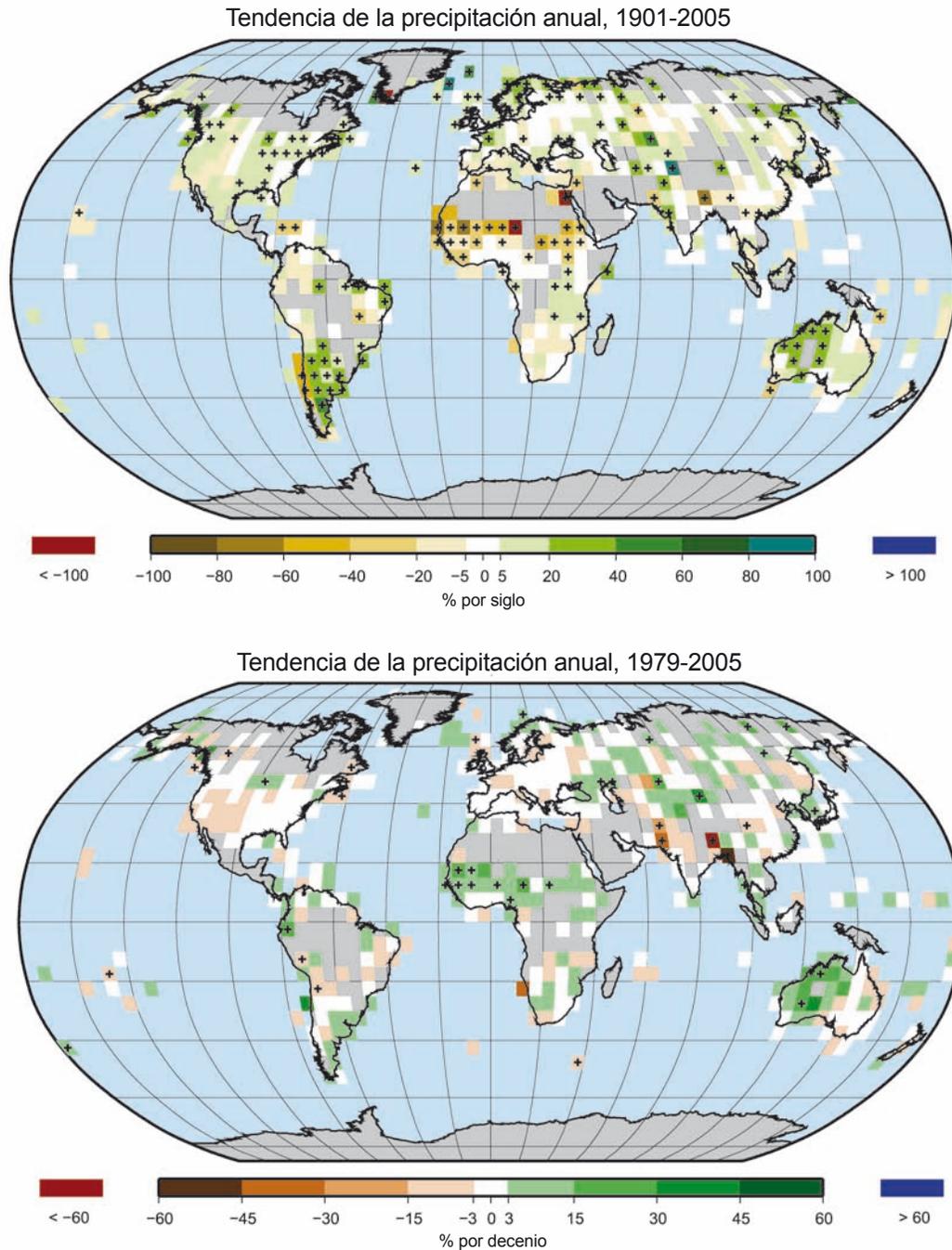


Figura 2.3: Tendencia de las cantidades anuales de precipitación en 1901-2005 (figura superior, % por siglo) y 1979-2005 (figura inferior, % por decenio), como porcentaje del promedio correspondiente a 1961-1990, según datos obtenidos de estaciones de la RMCH. En las áreas grises no se dispone de datos suficientes para producir tendencias fiables. [GTI, Figura 3.13]

Herath and Ratnayake, 2004). Además, sólo algunas regiones tienen series de datos de calidad y longitud suficiente para evaluar con fiabilidad la tendencia de los valores extremos. Se han observado aumentos estadísticamente importantes en la frecuencia de precipitación intensa en toda Europa y en América del Norte (Klein Tank and Können, 2003; Kunkel et al., 2003; Groisman et al., 2004; Haylock and Goodess, 2004). La estacionalidad de los cambios varía según el lugar: en Estados Unidos de América, los aumentos han sido mayores durante la

estación cálida, mientras que en Europa los cambios fueron más notables durante la estación fría (Groisman et al., 2004; Haylock and Goodess, 2004). En la Sección 5 se encontrará información adicional sobre los cambios regionales. [GTI 3.8.2.2]

Estudios teóricos y de modelización del clima sugieren que, en un clima cada vez más cálido por el aumento de gases invernadero, se esperaría un incremento de las precipitaciones extremas respecto de su valor medio. Por ello, la influencia

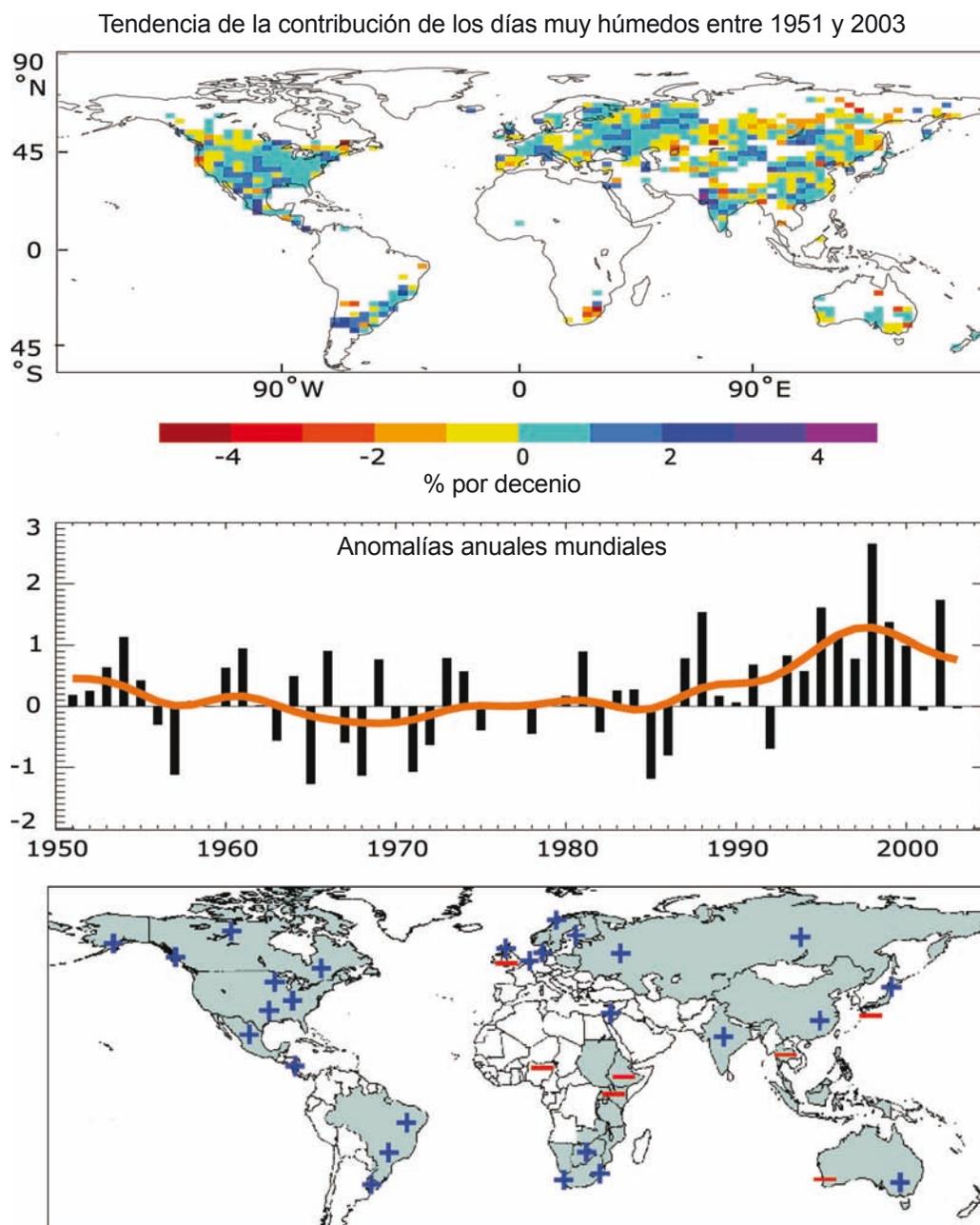


Figura 2.4: En la figura superior se indican las tendencias observadas (% por decenio) en 1951-2003 de la contribución de los días muy húmedos a la precipitación total anual (percentilos 95 en adelante). En la figura del centro puede verse el cambio de la contribución de los días muy húmedos al total de precipitación mundial anual (valores porcentuales respecto del promedio de 1961-1990, que fue de 22,5%) (Alexander et al., 2006). En la figura inferior se indican las regiones en que se han documentado cambios desproporcionados de la precipitación intensa y muy intensa, de signo positivo (+) o negativo (-) respecto del cambio de la precipitación anual y/o estacional (actualizado según Groisman et al., 2005). [GTI, Figura 3.39]

antropógena es más fácilmente detectable en las precipitaciones extremas que en los valores medios. Ello se debe a que las precipitaciones extremas están controladas por la disponibilidad de vapor de agua, mientras que el valor medio de precipitación está controlado por la capacidad de la atmósfera para radiar hacia el espacio energía de onda larga (liberada en forma de calor latente, mediante condensación), y esta capacidad está limitada por el aumento de gases invernadero. En conjunto, los estudios observacionales y de modelización conducen a la conclusión general de que es *probable* que haya aumentado

la frecuencia de episodios de precipitación intensa (o la proporción de la cantidad total de lluvia de episodios intensos) en la mayor parte de las áreas terrestres durante el siglo XX, y que es *más probable que improbable* que esa tendencia refleje una contribución antropógena. No es posible evaluar, por el momento, la magnitud de esa contribución antropógena [GTI RPP 9.5.4, 10.3.6, FAQ10.1]

Hay evidencia observacional de que, desde 1970 aproximadamente, se ha intensificado la actividad ciclónica

tropical en el Atlántico Norte, en correlación con la elevación de las temperaturas de la superficie del mar (TSM) en los trópicos. Hay también indicios de una intensificación de la actividad ciclónica tropical en otras regiones, en las cuales, sin embargo, la calidad de los datos es más dudosa. La variabilidad multidecenal y la calidad de los registros de ciclones tropicales en el período anterior a las observaciones habituales mediante satélite, que comenzaron hacia 1970, complican la detección de tendencias de largo plazo respecto a la actividad ciclónica tropical. No hay una tendencia clara con respecto al número anual de ciclones tropicales. Es *más probable que improbable* que los factores antropógenos hayan contribuido al aumento observado de la actividad ciclónica tropical intensa. No obstante, el aparente aumento de la proporción de tempestades muy intensas desde 1970 en algunas regiones es mucho mayor que el simulado mediante modelos actuales respecto de ese periodo. [GTI RRP]

Se ha observado que el contenido de vapor de agua de la troposfera ha aumentado en los últimos decenios, en consonancia con el calentamiento observado y con una humedad relativa casi constante. La columna de vapor de agua total aumentó en los océanos mundiales en $1,2 \pm 0,3\%$ por decenio entre 1988 y 2004, exhibiendo una pauta coherente con las variaciones de la temperatura en la superficie del mar. Numerosos estudios revelan un aumento de la humedad atmosférica cerca de la superficie, aunque con diferencias ente regiones y entre el día y la noche. Al igual que ocurre con otros componentes del ciclo hidrológico, las variaciones interanuales a decenales son considerables, aunque se ha observado una notable tendencia creciente en los océanos mundiales y en algunas áreas terrestres del Hemisferio Norte. Dado que es *probable* que el calentamiento observado de la temperatura de la superficie del mar sea en gran parte antropógeno, podría pensarse que la influencia antropógena ha contribuido al aumento observado del vapor de agua atmosférico sobre los océanos. Con todo, mientras se redactaba el 4IE no se disponía aún de ningún estudio formal de atribución. [GTI 3.4.2, 9.5.4]

2.1.2 Nieve y hielo terrestre

La criosfera (constituida por la nieve, el hielo y el suelo congelado) almacena en tierra firme cerca del 75% del agua dulce del planeta. En el sistema climático, tanto la criosfera como su evolución están vinculados de manera compleja al balance de energía en la superficie, al ciclo hídrico y a la variación del nivel del mar. Más de la sexta parte de la población mundial vive en cuencas fluviales alimentadas por glaciares o por el deshielo (Stern, 2007). [GTII 3.4.1] En la Figura 2.5 aparecen representadas las tendencias de la criosfera, que revelan importantes disminuciones del almacenamiento de hielo en muchos de sus componentes. [GTI, Capítulo 4]

2.1.2.1 Cubierta de nieve, terreno congelado, y hielo lacustre y fluvial

La cubierta de nieve ha disminuido en la mayoría de las regiones, de manera especial durante las primaveras y los veranos. En el Hemisferio Norte la cubierta de nieve observada mediante satélite durante el periodo 1966-2005 disminuyó en

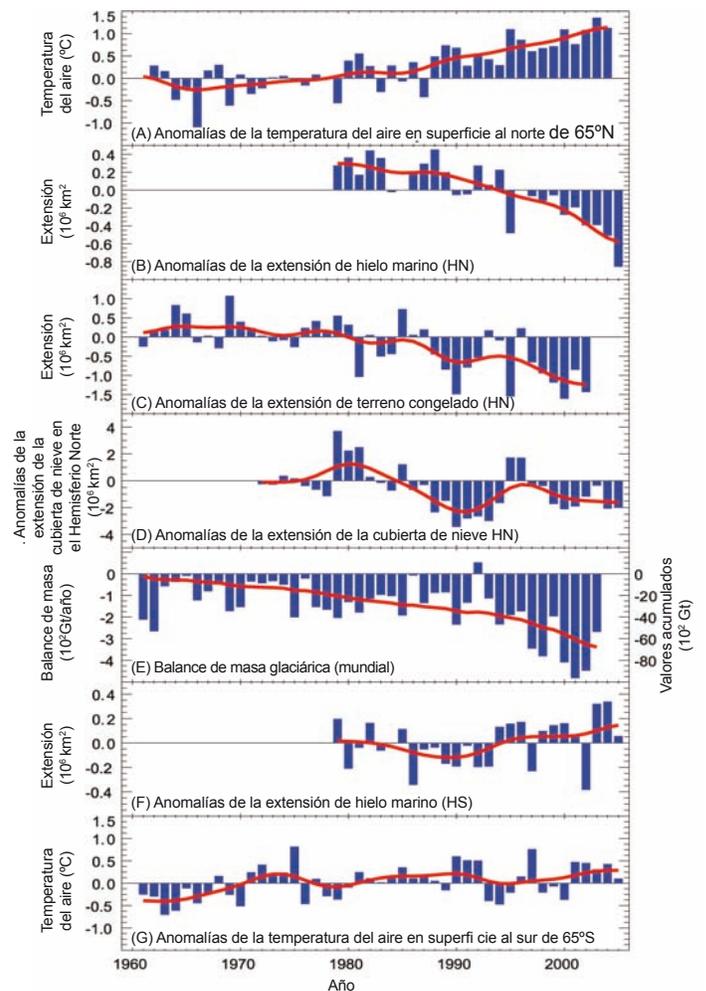


Figura 2.5: Serie temporal de anomalías (desviación respecto a la media por períodos largos) de la temperatura del aire polar en superficie (A y E), de la extensión del terreno estacionalmente congelado en el Hemisferio Norte (HN) (B), de la extensión de la cubierta de nieve en el Hemisferio Norte durante marzo-abril (C), y balance mundial de la masa glaciárica (D). En D, la línea roja de trazo continuo indica el balance mundial de masa glaciárica acumulada; en los demás casos, representa la serie temporal alisada. [Adaptado de GTI FAQ 4.1]

todos los meses excepto noviembre y diciembre, con una caída escalonada del 5% en la media anual a finales de los años 80. En las montañas del oeste de América del Norte y en los Alpes suizos, las disminuciones han sido máximas a elevaciones inferiores. En el Hemisferio Sur, los escasos registros u observaciones indirectas de períodos largos indican, en su mayoría, disminuciones o ausencia de cambios en los últimos 40 años como mínimo. [GTI 4.2.2]

La degradación del permafrost y de las tierras estacionalmente congeladas está ocasionando cambios en las características de la superficie del suelo y de los sistemas de drenaje. El terreno estacionalmente congelado abarca tanto el suelo sometido a congelación y deshielo estacional en regiones sin permafrost como la capa activa situada sobre el permafrost, que se deshiela

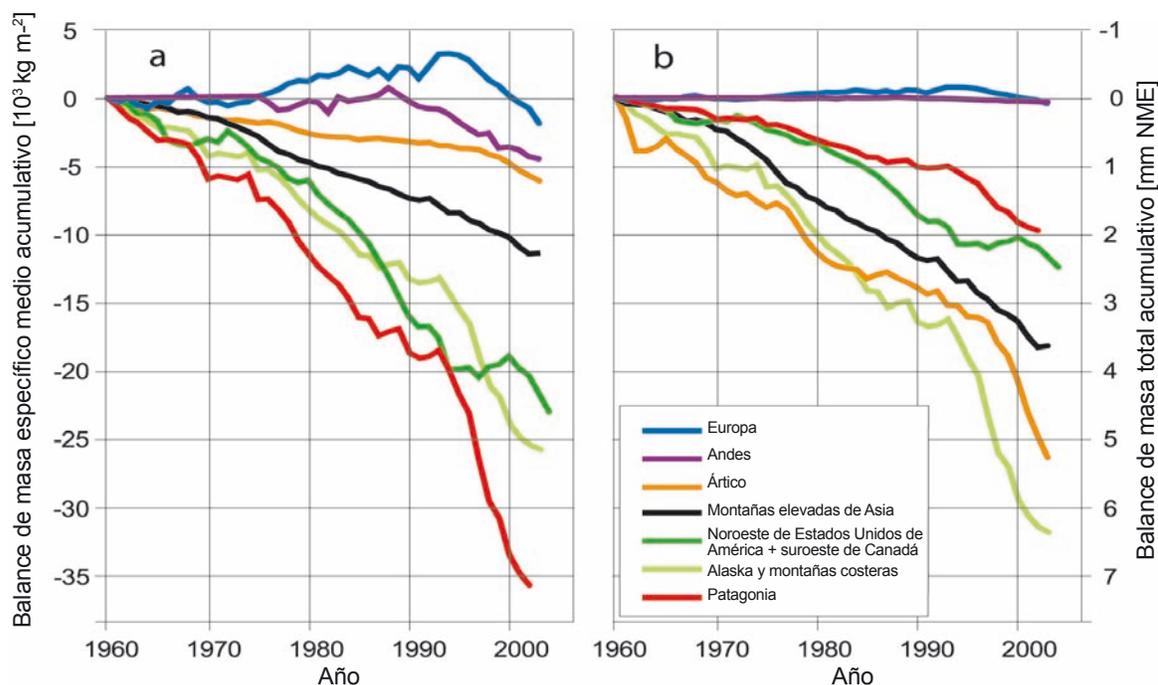


Figura 2.6: Balance de masa específico medio acumulado (a) y balance de masa total acumulado (b) de los glaciares y casquetes de hielo, calculados para regiones extensas (Dyurgerov and Meier, 2005). El balance de masa de un glaciar es la suma del total de ganancias y pérdidas de masa a lo largo de un año hidrológico. El balance de masa específico medio es el balance de masa total dividido por la superficie total del conjunto de todos los glaciares y casquetes de hielo de una región, y denota la magnitud del cambio en la región correspondiente. El balance de masa total aparece representado como la contribución de cada región al aumento del nivel del mar. [GTI 4.5.2, Figura 4.15]

en verano y se congela en invierno. La extensión máxima estimada de terreno estacionalmente congelado en áreas sin permafrost ha disminuido en torno a un 7% en el Hemisferio Norte entre 1901 y 2002, alcanzando hasta un 15% durante la primavera. Su espesor máximo ha disminuido en cerca de 0,3 m en Eurasia desde mediados del siglo XX por efecto del calentamiento invernal y del aumento de espesor de la nieve. Entre 1956 y 1990, las observaciones de la capa activa efectuadas en 31 estaciones de Rusia evidenciaron un aumento de espesor estadísticamente apreciable, de aproximadamente 21 cm. Los registros de otras regiones son demasiado cortos para poder analizar las tendencias. En la capa superior del permafrost ártico, la temperatura ha aumentado en 3°C aproximadamente desde los años 80. El calentamiento del permafrost y la degradación del terreno congelado parecen ser consecuencia de un aumento de la temperatura del aire en verano y de variaciones del espesor y duración de la capa de nieve. [GTI 4.7, Capítulo 9]

Las fechas de congelación y deshielo de los ríos y lagos exhiben una variabilidad espacial considerable. Promediando los datos disponibles acerca del Hemisferio Norte respecto de los últimos 150 años, la congelación se ha retrasado a razón de $5,8 \pm 1,6$ días por siglo, mientras que el inicio del deshielo se ha adelantado a un ritmo de $6,5 \pm 1,2$ días por siglo. Con respecto al espesor del hielo en ríos y lagos, no se han publicado datos suficientes para evaluar las tendencias. Estudios de modelización (por ejemplo, Duguay et al., 2003) indican que la variabilidad del espesor máximo del hielo y

de las fechas de desgajamiento se debe en buena parte a las variaciones de la precipitación de nieve. [GTI 4.3]

2.1.2.2 Glaciares y casquetes de hielo

En promedio, los glaciares y casquetes de hielo del Hemisferio Norte y de la Patagonia evidencian un aumento moderado, aunque bastante coherente, de la renovación de su masa durante los últimos 50 años, y un aumento importante del deshielo. [GTI 4.5.2, 4.6.2.2.1] En consecuencia, la mayoría de los glaciares y casquetes de hielo del mundo han experimentado una pérdida considerable de masa (Figura 2.6), con rapidez creciente: entre 1960/61 y 1989/90 la pérdida fue de 136 ± 57 Gt/año ($0,37 \pm 0,16$ mm/año de aumento del nivel del mar equivalente), y entre 1990/91 y 2003/04, de 280 ± 79 Gt/año ($0,77 \pm 0,22$ mm/año de aumento del nivel del mar equivalente). Esta reducción generalizada, experimentada durante el siglo XX, implicaría un calentamiento generalizado como primera causa, aunque en los trópicos podrían estar contribuyendo a ella las variaciones de la humedad atmosférica. Hay indicaciones de que este deshielo ha contribuido *muy probablemente* al aumento observado del nivel del mar. [GTI 4.5, Tabla 4.4, 9.5]

Al retirarse las lenguas de los glaciares de prominentes morrenas formadas durante la Pequeña Era Glacial, se están formando lagos en varias cadenas montañosas de fuerte pendiente, como el Himalaya, los Andes o los Alpes. Tales lagos presentan un gran potencial de inundación por desbordamiento. [GTII 1.3.1.1, Tabla 1.2]

2.1.3 Nivel del mar

El promedio mundial del nivel del mar ha ido aumentando y, con un *alto grado de confianza*, la rapidez de ese aumento se ha incrementado entre mediados del siglo XIX y mediados del siglo XX. El aumento fue de $1,7 \pm 0,5$ mm/año durante el siglo XX, de $1,8 \pm 0,5$ mm/año durante 1961-2003, y de $3,1 \pm 0,7$ mm/año entre 1993 y 2003. Se desconoce si el valor más alto registrado en 1993-2003 se debe a la variabilidad decenal o a una intensificación de la tendencia a largo plazo. En términos espaciales, el cambio es muy poco uniforme; por ejemplo, durante 1993- 2003 el ritmo de aumento fue en algunas regiones varias veces superior al promedio mundial, mientras que en otras los niveles del mar descendieron. [GTI 5.RE]

Hay incertidumbres en la estimación de las contribuciones al cambio del nivel del mar a largo plazo. En el periodo 1993-2003, la contribución de la dilatación térmica ($1,6 \pm 0,5$ mm/año), de la pérdida de masa de glaciares y casquetes de hielo ($0,77 \pm 0,22$ mm/año) y de la pérdida de masa de los casquetes de hielo de Groenlandia ($0,21 \pm 0,07$ mm/año) y de la Antártida ($0,21 \pm 0,35$ mm/año) ascendió en total a $2,8 \pm 0,7$ mm/año. En ese periodo, la suma de estas contribuciones concuerda con el aumento del nivel del mar observado directamente y anteriormente señalado, dentro del margen de incertidumbre de las observaciones. En el periodo 1961-2003, que fue más largo, se estima que la suma de las contribuciones climáticas es menor que el aumento observado total del nivel del mar, aunque el sistema de observación era menos fiable antes de 1993. En ambos periodos, la contribución estimada de la dilatación térmica y de los glaciares y casquetes de hielo fue superior a la contribución de los mantos de hielo de Groenlandia y de la región antártica. La magnitud del error respecto de la región antártica indica que no es posible determinar si esa región ha contribuido en términos negativos o positivos al nivel del mar. Los aumentos de nivel del mar concuerdan con el calentamiento, y diversos estudios de modelización sugieren que, en conjunto, es muy probable que la respuesta al forzamiento antropógeno haya contribuido al aumento del nivel del mar durante la última mitad del siglo XX; con todo, la incertidumbre de las observaciones y la carencia de estudios adecuados hacen que sea difícil cuantificar la contribución antropógena. [GTI RRP, 5.5, 9.5.2]

El aumento del nivel del mar podría afectar a las regiones costeras, aunque su atribución no está todavía clara. El aumento mundial experimentado desde 1975 por los valores extremos del nivel del agua está relacionado tanto con el aumento medio del nivel del mar como con la variabilidad climática interdecenal en gran escala. (Woodworth and Blackman, 2004). [GTII 1.3.3]

2.1.4 Evapotranspiración

Existen muy pocas mediciones directas de la evapotranspiración real en las áreas terrestres de nuestro planeta, mientras que los productos de análisis de alcance mundial¹⁰ son sensibles al tipo de análisis y pueden incorporar grandes errores, por lo que no son adecuados para el análisis de tendencias. Por esa razón, son pocos los trabajos publicados sobre las tendencias observadas de la evapotranspiración, tanto real como potencial. [GTI 3.3.3]

2.1.4.1 Evaporación en cubeta

En los últimos decenios se han observado tendencias decrecientes en los escasos registros de evaporación en cubeta (evaporación medida de una superficie de agua al aire libre en una cubeta, que representa una medida indirecta de la evapotranspiración potencial) en Estados Unidos de América (Peterson et al., 1995; Golubev et al., 2001; Hobbins et al., 2004), India (Chattopadhyay and Hulme, 1997), Australia (Roderick and Farquhar, 2004), Nueva Zelandia (Roderick and Farquhar, 2005), China (Liu et al., 2004; Qian et al., 2006b) y Tailandia (Tebakari et al., 2005). Las mediciones en cubeta no representan la evaporación real (Brutsaert and Parlange, 1998), y las tendencias pueden deberse a una disminución de la radiación solar en superficie (en Estados Unidos de América y partes de Europa y Rusia) y a un menor número de horas de insolación en China, posiblemente relacionadas con un aumento de la polución del aire y de los aerosoles atmosféricos y con el aumento de la cubierta de nubes. [GTI 3.3.3, Recuadro 3.2]

2.1.4.2 Evapotranspiración real

El Tercer Informe de Evaluación (TIE) indica que la evapotranspiración real aumentó durante la segunda mitad del siglo XX en la mayoría de las regiones secas de Estados Unidos de América y Rusia (Golubev et al., 2001), debido a una mayor disponibilidad de humedad en superficie, vinculada al aumento de la precipitación y a una mayor demanda de humedad atmosférica por efecto del aumento de temperatura. Basándose en observaciones de precipitación, temperatura y radiación solar en superficie con cielo despejado, y en un modelo integral de la superficie terrestre, Qian et al. (2006a) concluyeron que la evapotranspiración mundial terrestre se ajusta estrechamente a las variaciones de la precipitación terrestre. Los valores de la precipitación mundial alcanzaron su valor máximo a comienzos de los años 70 y disminuyeron después ligeramente, pero reflejan principalmente valores tropicales, y la precipitación ha aumentado de forma más generalizada sobre tierra firme en latitudes superiores. Las variaciones de la evapotranspiración dependen no sólo del aporte de humedad sino también de la disponibilidad de energía y del viento en superficie. [GTI 3.3.3]

¹⁰ El término “productos de análisis” designa las estimaciones de las variaciones del clima en el pasado obtenidas incorporando una serie de observaciones a una predicción del tiempo o a un modelo climático, como se hace habitualmente para inicializar las previsiones meteorológicas diarias. Puesto que los sistemas operacionales de análisis/predicción del tiempo son desarrollados a lo largo del tiempo, se han efectuado ejercicios de ‘reanálisis’ en los que las observaciones disponibles son incorporadas a un único sistema, eliminando saltos o tendencias espurias debidos a cambios del sistema subyacente. Una ventaja de los sistemas de análisis es que generan campos mundiales que incluyen gran número de magnitudes no directamente observadas. Un posible inconveniente es que todos los campos representan una mezcla de observaciones y modelos y, en regiones/variables con un número de observaciones pequeño, pueden representar simplemente la climatología del modelo subyacente.

Afectan también a la evapotranspiración real los efectos directos del aumento de CO₂ atmosférico sobre la fisiología de las plantas. No hay estudios publicados al respecto, en lo que concierne a las tendencias observadas de la evapotranspiración, aunque se han advertido efectos sobre la escorrentía. [GTI 9.5.4]

La magnitud anual de la evapotranspiración depende en parte de la duración de la temporada de crecimiento. Los datos del 4IE evidencian que se han observado aumentos de la duración de la temporada de crecimiento. Tales aumentos, vinculados a un adelanto de la última helada primaveral y a un retraso en el comienzo de las heladas otoñales, son claramente apreciables en las regiones templadas de Eurasia (Moonen et al., 2002; Menzel et al., 2003; Genovese et al., 2005; Semenov et al., 2006), y en la mayor parte América del Norte (Robeson, 2002; Feng and Hu, 2004). [GTII 1.3.6.1]

2.1.5 Humedad del suelo

Son pocas las regiones que disponen de registros históricos de mediciones *in situ* del contenido de humedad del suelo, y en muchos casos su duración es muy corta. [GTI 3.3.4] Sobre un conjunto de más de 600 estaciones situadas en una amplia diversidad de climas, Robock et al. (2000) advirtieron que el contenido de humedad del suelo en superficie (el primer metro) exhibía una tendencia creciente a largo plazo durante los veranos en estaciones con registros más dilatados, ubicadas principalmente en la antigua Unión Soviética, China, y centro de Estados Unidos de América. Los registros más largos disponibles, referentes a Ucrania, evidencian aumentos generales de la humedad del suelo en superficie, aunque menos pronunciados en los últimos decenios (Robock et al., 2005). Para estimar la humedad del suelo, se optó inicialmente por calcular los valores del Índice Palmer de Severidad de Sequía (PDSI) a partir de los valores de precipitación y temperatura observados. La evolución del PDSI se aborda en la Sección 3.1.2.4. [GTI, Recuadro 3.1, 3.3.4]

2.1.6 Escorrentía y caudal fluvial

Son numerosos los estudios que han examinado las posibles tendencias del caudal fluvial observado durante el siglo XX, en escalas que van desde el nivel de cuenca hasta el nivel mundial. Algunos han detectado tendencias apreciables en ciertos indicadores de flujo, y otros han evidenciado vínculos, estadísticamente significantes, con las tendencias de la temperatura o de la precipitación. Otros muchos estudios, sin embargo, no han advertido tendencia alguna, o no han conseguido disociar los efectos de las variaciones de temperatura y precipitación de los efectos de la intervención humana en las cuencas. La metodología utilizada para tratar de identificar tendencias puede influir también en los resultados. Por ejemplo, diferentes pruebas estadísticas pueden proporcionar diferentes indicaciones de magnitud; diferentes periodos de registro

(particularmente, las fechas de comienzo y finalización) pueden sugerir diferentes tasas de variación; si no se tiene en cuenta la posibilidad de una correlación entre cuencas, se podría sobrevalorar el número de cuencas que muestran cambios apreciables. Otra de las limitaciones del análisis de tendencias es la disponibilidad de datos coherentes y de calidad controlada. Los registros de caudal disponibles cubren tan sólo dos terceras partes aproximadamente de la superficie terrestre mundial con escorrentía activa, y en muchos casos presentan lagunas y abarcan períodos de tiempo diferentes (Dai and Trenberth, 2002). Por último, la intervención humana ha afectado a los regímenes de flujo en numerosas cuencas. [GTI 3.3.4, 9.1, 9.5.1; GTII 1.3.2]

A escala mundial hay evidencia de la existencia de una pauta, a grandes rasgos coherente, de variación de la escorrentía anual: algunas regiones experimentarían un aumento de la escorrentía (por ejemplo, en latitudes altas y en buena parte de Estados Unidos de América), mientras que otras (partes del África occidental, la Europa meridional y las regiones más australes de América del Sur) acusarían una disminución (Milly et al., 2005, y numerosos estudios a escala de cuenca hidrográfica). En muchas partes del mundo, las variaciones interanuales del flujo están también influidas por las pautas climáticas de gran escala a ellas asociadas; por ejemplo, ENOA, ONA, o PNA.¹¹ En cierto estudio (Labat et al., 2004) se aventuraba un aumento de un 4% en la escorrentía total mundial por cada 1°C de aumento de la temperatura durante el siglo XX, con variaciones regionales en torno a esa tendencia, pero el debate sobre esta conclusión (Labat et al., 2004; Legates et al., 2005) se ha centrado en los efectos de los dinamizantes no climáticos sobre la escorrentía y en el influjo de la escasez de datos sobre los resultados. Gedney et al. (2006) atribuyeron en gran medida el aumento generalizado de la escorrentía durante el siglo XX a la supresión de la evapotranspiración por el aumento de las concentraciones de CO₂ (que afectan a la conductancia estomática), aunque resulte difícil encontrar evidencias adicionales de una tal relación, y en la Sección 2.1.4 se ofrece evidencia de un aumento de la evapotranspiración. [GTII 1.3.2]

Las tendencias de la escorrentía no siempre concuerdan con los cambios de la precipitación. Ello puede deberse a limitaciones de los acervos de datos (en particular, la cobertura de los datos de precipitación), a los efectos de la intervención humana, por ejemplo mediante embalses (así sucede en los principales ríos de Eurasia), o a los efectos paralelos de los cambios de precipitación y temperatura (como en Suecia: véase Lindstrom and Bergstrom, 2004).

Hay, sin embargo, evidencia mucho más robusta y extensa de que se ha alterado considerablemente la cronología de los flujos fluviales en muchas regiones en que las precipitaciones invernales son de nieve. Un aumento de la temperatura significa que una mayor proporción de las precipitaciones invernales

¹¹ Respectivamente, ENOA = El Niño-Oscilación Austral, ONA = Oscilación Noratlántica, PNA = Pauta Pacífico-Norteamericana; para más aclaraciones, véanse la Sección 2.1.7 y el Glosario

cae en forma de lluvia en lugar de nieve, y que la temporada de deshielo se inicia antes. En áreas de Nueva Inglaterra, el deshielo se adelantó entre una y dos semanas en el período 1936-2000 (Hodgkins et al., 2003), aunque su efecto sobre los flujos de verano haya sido apenas discernible. (Hodgkins et al., 2005). [GTII 1.3.2]

2.1.7 Pautas de la variabilidad en gran escala

El sistema climático presenta cierto número de tendencias de variabilidad preferentes, que influyen directamente en los elementos del ciclo hidrológico. Los climas regionales pueden experimentar un desfase debido a la acción de esas “teleconexiones”. Las teleconexiones están frecuentemente asociadas a sequías y crecidas, y a otros cambios que afectan considerablemente a los seres humanos. Se ofrece a continuación una breve panorámica de las pautas de teleconexión más importantes. En la Sección 3.6 del 4IE del GTI se ofrece un análisis más completo.

Una teleconexión queda definida mediante un patrón espacial y una serie cronológica que describe variaciones de su magnitud y fase. Los patrones espaciales pueden definirse sobre una retícula, o mediante índices basados en observaciones obtenidas de estaciones. Así, por ejemplo, el Índice de Oscilación Austral (IOA) está basado únicamente en diferencias entre las anomalías de presión de Tahití (Pacífico oriental) y Darwin (Pacífico occidental) respecto del nivel medio del mar y, sin embargo, refleja en gran medida la variabilidad de la circulación atmosférica en gran escala sobre el Pacífico tropical. Las pautas de teleconexión tienden a ser más prominentes en invierno (especialmente en el Hemisferio Norte), cuando la circulación media es más intensa. La intensidad de las teleconexiones y su influencia sobre el clima en superficie varían también en períodos largos. [GTI 3.6.1]

El IOA describe el componente atmosférico de El Niño-Oscilación Austral (ENOA), el modo de variabilidad interanual más importante del clima mundial. El fenómeno ENOA tiene repercusiones a nivel mundial sobre la circulación atmosférica, la precipitación y la temperatura (Trenberth and Caron, 2000). Está asociado a un desplazamiento en dirección este-oeste de la precipitación en el Pacífico tropical y a la modulación de las principales zonas de convergencia tropicales. Está asociado también a perturbaciones ondulantes de la circulación atmosférica en el exterior de los trópicos, como en el caso de las pautas pacífico-norteamericana (PNA) y pacífico-sudamericana, (PSA) que producen importantes efectos climáticos a nivel regional. La intensidad y frecuencia de los episodios ENOA varían a escala decenal, asociadas a la Oscilación Decenal del Pacífico (ODP, conocida también como Oscilación Pacífica Interdecenal, OPI), que modula el estado medio de las temperaturas en la superficie del océano y la circulación atmosférica tropical en escalas de tiempo de 20 años o superiores. El “salto” del clima en 1976/1977 (Trenberth, 1990) estuvo asociado a cambios en la evolución de El Niño (Trenberth and Stepaniak, 2001) y a la tendencia de El Niño a aumentar en duración e intensidad. Hasta la fecha no ha sido posible detectar formalmente ningún cambio de variabilidad en las observaciones de ENOA. [GTI 3.6.2, 3.6.3]

En el exterior de los trópicos, la variabilidad de la circulación atmosférica a escalas temporales de uno o más meses tiene como componente predominante las variaciones de intensidad y ubicación de las corrientes en chorro y de las trayectorias de tempestad a ellas asociadas, caracterizadas por los “modos anulares” septentrional y austral (MAS y MAA, respectivamente: Quadrelli and Wallace, 2004; Trenberth et al., 2005). El MAS está estrechamente relacionado con la Oscilación Noratlántica (ONA), aunque ésta está más estrechamente vinculada a la trayectoria de las tempestades atlánticas y a las variaciones climáticas en Europa. La ONA se caracteriza por anomalías de presión desfasadas entre las latitudes templadas y altas sobre el sector atlántico. Es más claramente identificable en invierno, cuando su fase positiva (negativa) exhibe un aumento (disminución) de las bajas presiones sobre Islandia y de las altas presiones sobre las Azores (Hurrell et al., 2003). El MAS, estrechamente relacionado con el modo anterior, tiene una estructura similar en el Atlántico, pero es más longitudinalmente simétrico. La ONA influye notablemente en las temperaturas de superficie invernales en gran parte del Hemisferio Norte, así como en la actividad tormentosa y en la precipitación en Europa y África del Norte, con un desplazamiento de la precipitación hacia el polo en la fase positiva y un desplazamiento equivalente hacia el ecuador en la fase negativa. Hay evidencia de prolongados períodos positivos y negativos de la ONA durante los últimos siglos (Cook et al., 2002; Jones et al., 2003a). A finales de los años 60 sobrevino una inversión de los valores mínimos invernales de los índices, que dio lugar a valores de la ONA netamente positivos a mediados de los años 90. Desde entonces, los valores de la ONA han disminuido hasta alcanzar casi su valor medio de largo período. Estudios de atribución sugieren que la tendencia del MAS durante los últimos decenios está *probablemente* relacionada, en parte, con la actividad humana. No obstante, la respuesta a los forzamientos naturales y antropógenos simulada mediante modelos climáticos es menor que la tendencia observada. [GTI 3.6.4, 9.RE]

El modo anular austral (MAA) está asociado a variaciones sincronas de la presión de signo opuesto en latitudes medias y altas, que reflejan cambios en la franja principal de vientos subpolares del oeste. Los vientos del oeste sobre el océano austral aumentan durante la fase positiva del MAA, que está siendo más habitual en los últimos decenios, dando lugar a un mayor número de ciclones en la vaguada circumpolar (Sinclair et al., 1997) y a un desplazamiento hacia el polo de la precipitación, y contribuyendo en mayor medida a la precipitación antártica (Noone and Simmonds, 2002). El MAA afecta también a las pautas espaciales de la variabilidad de precipitación en la Antártida (Genthon et al., 2003) y en el sur de América del Sur (Silvestri and Vera, 2003). Las simulaciones mediante modelos sugieren que la tendencia reciente del MAA ha resultado afectada por un aumento de la concentración de gases invernadero y, en particular, por el agotamiento del ozono estratosférico. [GTI 3.6.5, 9.5.3.3]

Las TSM en el Atlántico Norte exhiben una variación de aproximadamente 70 años durante el periodo instrumental (y mediante reconstrucciones indirectas), denominada Oscilación Multidecenal Atlántica (OMA: Kerr, 2000). Hubo una fase cálida

entre 1930 y 1960, y fases frías en los períodos 1905-1925 y 1970-1990 (Schlesinger and Ramankutty, 1994). Desde mediados de los años 90, la OMA parece haber retornado a una fase cálida. La OMA podría estar relacionada con los cambios de intensidad de la circulación termohalina (Delworth and Mann, 2000; Latif, 2001; Sutton and Hodson, 2003; Knight et al., 2005). La OMA, que ha sido vinculada a anomalías multianuales de la precipitación en América del Norte, modula aparentemente las teleconexiones de ENOA (Enfield et al., 2001; McCabe et al., 2004; Shabbar and Skinner, 2004), y desempeña un cierto papel en la formación de huracanes sobre el Atlántico (Goldenberg et al., 2001). Se cree que la OMA origina variaciones multidecenales de las sequías del Sahel, de la precipitación en el Caribe, del clima estival de América del Norte y Europa, de la concentración de hielo marino en Groelandia, y de la presión a nivel del mar sobre el sur de Estados Unidos de América, Atlántico norte y sur de Europa (véase, por ejemplo, Venegas and Mysak, 2000; Goldenberg et al., 2001; Sutton and Hodson, 2005; Trenberth and Shea, 2006). [GTI 3.6.6]

2.2 Influencias y retroefectos de los cambios hidrológicos sobre el clima

Se han observado en numerosas regiones robustas correlaciones entre la temperatura y la precipitación. Ello evidencia que los procesos que controlan el ciclo hidrológico y la temperatura están estrechamente acoplados. A escala mundial, las variaciones del vapor de agua, de las nubes y del hielo modifican el equilibrio radiativo de la Tierra y desempeñan, por consiguiente, un papel fundamental en la determinación de la respuesta climática al aumento de gases de efecto invernadero. El impacto mundial de esos procesos sobre la respuesta de la temperatura se examina en la sección 8.6 del 4IE del GTI. En la presente sección abordaremos algunos procesos en virtud de los cuales la variación de las variables hidrológicas puede producir retroefectos sobre el clima regional, o sobre el balance atmosférico de los principales gases de efecto invernadero. El objeto de esta sección no es analizar en detalle tales procesos, sino ilustrar la estrecha relación existente entre los procesos hidrológicos y el resto del sistema climático. [GTI 3.3.5, Capítulo 7, 8.6]

2.2.1 Efectos sobre la superficie terrestre

El balance hídrico de la superficie refleja la disponibilidad tanto de agua como de energía. En regiones en que la disponibilidad de agua es alta, la evapotranspiración está controlada por las propiedades tanto de la capa límite atmosférica como de la cubierta vegetal de la superficie. La variación del balance hídrico de la superficie puede retroactuar sobre el sistema climático reciclando agua hacia la capa límite (en lugar de permitir que fluya o que penetre profundamente en el suelo). Frecuentemente, el signo y magnitud de esos efectos son muy variables, en función de los detalles del entorno local. Por ello, aunque en algunos casos tales retroefectos pueden ser relativamente pequeños a escala mundial, podrían ser también extremadamente importantes a escalas espaciales o temporales menores, dando lugar a cambios locales/regionales de la variabilidad o de los valores extremos. [GTI 7.2]

Los impactos de la deforestación sobre el clima ilustran esta complejidad. Algunos estudios indican que la deforestación puede dar lugar a una reducción de las temperaturas diurnas y a un aumento de la nubosidad en la capa límite como consecuencia de un mayor albedo, de la transpiración y de la pérdida de calor latente. Con todo, esos efectos dependen de las propiedades tanto de la vegetación sustitutiva como de la superficie del suelo o de la nieve subyacente, aunque en algunos casos se han sugerido los efectos opuestos. Los efectos de la deforestación sobre la precipitación son igualmente complejos, con consecuencias tanto negativas como positivas, en función de las características de la superficie del suelo y de la vegetación. [GTI 7.2, 7.5]

Varios estudios sugieren que en regiones semiáridas, como el Sahel, la presencia de vegetación puede crear unas condiciones más propicias para su propio crecimiento, ya que recicla agua del suelo hacia la atmósfera, desde donde puede precipitarse nuevamente. Ello implicaría múltiples tipos de equilibrio en esas regiones, con o sin precipitación o vegetación, y sugiere también la posibilidad de transiciones de régimen abruptas, como la que podría haber acaecido durante el tránsito del Holoceno medio a la era moderna. [GTI, Capítulo 6, 7.2]

La humedad del suelo es una fuente de inercia térmica, debido a su capacidad calorífica y al calor latente necesario para su evaporación. Por esa razón, se ha sugerido que la humedad del suelo controla en gran medida, por ejemplo, la temperatura y la precipitación estivales. Los retroefectos entre la humedad del suelo, la precipitación y la temperatura son particularmente importantes en las regiones de transición entre áreas secas y húmedas, pero la intensidad del acoplamiento entre la humedad del suelo y la precipitación varía en un orden de magnitud de uno a otro modelo climático, y no se dispone actualmente de limitaciones observacionales que permitan reducir esa incertidumbre. [GTI 7.2, 8.2]

Otro factor de control de la precipitación es el cierre de los estomas en respuesta al aumento de las concentraciones de CO₂ en la atmósfera. Además de tender a incrementar la escorrentía mediante disminuciones en gran escala de la evapotranspiración total (Sección 2.3.4), este efecto puede ocasionar importantes reducciones de la precipitación en algunas regiones. [GTI 7.2]

Las variaciones de la cubierta de nieve originadas por un calentamiento regional influyen a su vez en la temperatura, debido a la alteración del albedo. Aunque la magnitud de este retroefecto varía sustancialmente de un modelo a otro, estudios recientes sugieren que la tasa de deshielo primaveral puede proporcionar una estimación satisfactoria y observable de la intensidad de ese retroefecto, abriendo así la perspectiva de una menor incertidumbre en las predicciones futuras del cambio de temperatura en las regiones cubiertas de nieve. [GTI 8.6]

2.2.2 Retroefectos vinculados a cambios de la circulación oceánica

El aflujo de agua dulce a los océanos modifica la salinidad de éstos y, en consecuencia, la densidad del agua del mar. Así, los

cambios del ciclo hidrológico pueden modificar la circulación oceánica originada por la densidad (“circulación termohalina”) e influir, por consiguiente, a su vez sobre el clima. Un ejemplo reseñable de ello es la circulación de renuevo meridional (CRM) en el norte del Océano Atlántico. Esta circulación produce un impacto importante sobre la temperatura en superficie, sobre la precipitación y sobre el nivel del mar en regiones circundantes del Atlántico Norte y más alejadas. Según las proyecciones, la CRM atlántica se debilitaría durante el siglo XXI, con efectos importantes sobre la modulación de la respuesta total al cambio climático. En general, se espera que un debilitamiento de la CRM modere el ritmo del calentamiento en latitudes medias septentrionales, pero algunos estudios sugieren que ello produciría también un calentamiento más rápido en el Ártico. Estas respuestas retroactúan también sobre la precipitación en gran escala, en virtud de las variaciones de la evaporación en latitudes bajas y medias del Atlántico. Aunque en muchos modelos el principal originante del debilitamiento de la CRM es el calentamiento de la superficie (y no el enfriamiento), en las regiones con fuentes de agua profundas los cambios hidrológicos sí desempeñan un papel importante, y la incertidumbre sobre el aporte de agua dulce contribuye en gran medida a la disparidad de las respuestas a la CRM proyectadas por los distintos modelos. Los cambios observados en la salinidad de los océanos durante los últimos decenios sugieren cambios en el aporte de agua dulce. Casi todos los modelos de circulación general atmósfera-oceano (MCGAO) arrojan un debilitamiento de la CRM durante el siglo XXI, pero ninguno de ellos presenta una transición abrupta a un estado diferente. Aunque este tipo de sucesos se considera *muy improbable* durante el siglo XXI, no es posible evaluar la verosimilitud de tales fenómenos a largo plazo. [GTI 10.3.4]

Las variaciones de la precipitación, de la evaporación y de la escorrentía, así como su impacto sobre la CRM, están explícitamente modelizadas en las proyecciones actuales del clima. No obstante, pocos modelos climáticos contienen una representación detallada de las variaciones del balance de masa de los mantos de hielo de Groenlandia y de la región antártica, que representan una posible fuente adicional de agua dulce para el océano. Los escasos estudios disponibles hasta la fecha que incluyen una modelización detallada del aporte de agua dulce de Groenlandia no parecen indicar que esta fuente añadida modifique las conclusiones generales anteriormente expuestas. [GTI 5.2, 8.7, 10.3, Recuadro 10.1]

2.2.3 Emisiones y sumideros afectados por procesos hidrológicos o por retroefectos biogeoquímicos

Las alteraciones del ciclo hidrológico pueden actuar a su vez sobre el clima si alteran el balance atmosférico de dióxido de carbono, metano y otros productos químicos radiativamente activos, frecuentemente regulados por la biosfera. Los procesos intervinientes son complejos; por ejemplo, la respuesta de la respiración heterotrófica del suelo, que es una fuente de CO₂, al aumento de temperatura depende en gran medida de la cantidad de humedad del suelo. Una nueva generación de modelos climáticos, en los que la vegetación y el ciclo del

carbono responden al cambio del clima, ha permitido explorar por primera vez algunos de esos procesos. Todos los modelos sugieren que hay un retroefecto positivo del cambio climático sobre el ciclo del carbono mundial, cuya consecuencia sería la permanencia en la atmósfera de una mayor proporción de emisiones antropógenas de CO₂ en un clima más cálido. Sin embargo, la magnitud del retroefecto total varía sustancialmente según el modelo; las alteraciones de la productividad primaria terrena neta son particularmente inciertas, como consecuencia de la disparidad subyacente entre las proyecciones de la evolución de la precipitación a nivel regional. [GTI 7.3]

Cierto número de fuentes y sumideros de metano son sensibles al cambio hidrológico; por ejemplo, los humedales, el permafrost, la agricultura del arroz (fuentes) y la oxidación del suelo (sumidero). Se ha evidenciado también que otras especies químicas activas, como el ozono, son sensibles al clima, por lo general mediante mecanismos biogeoquímicos complejos. Los balances de aerosoles atmosféricos son directamente sensibles a la precipitación (por ejemplo, al humedecer ésta las fuentes de polvo terrestres, o debido a la importancia de la deposición húmeda como sumidero), y los aerosoles actúan a su vez sobre la precipitación operando como núcleos de condensación e influyendo así en la eficiencia de precipitación de las nubes. La magnitud de esos retroefectos sigue siendo incierta, por lo que suelen ser incorporados sólo en términos simples, en el mejor de los casos, a la generación actual de modelos climáticos. [GTI 7.4]

2.3 Cambios climáticos proyectados en relación con el agua

Un importante avance respecto del TIE en cuanto a las proyecciones de cambio climático es el gran número de simulaciones disponibles, obtenidas de una mayor diversidad de modelos climáticos que operan en base a diversos escenarios de emisiones. La estimación más idónea de las proyecciones obtenidas de los modelos indica que de aquí a 2030 el calentamiento medio decenal en cada continente habitado no depende del escenario IE-EE escogido, y que es *muy probable* que duplique como mínimo (en torno a 0,2°C por decenio) la variabilidad natural correspondiente, estimada mediante modelos, durante el siglo XX. Según los escenarios del IE-EE, si en ausencia de mitigación prosiguieran las emisiones de gases invernadero a un ritmo igual o superior al actual, se produciría un calentamiento adicional, y el sistema climático mundial experimentaría durante el siglo XXI numerosos cambios, *muy probablemente* mayores que los observados en el siglo XX. El cambio promedio mundial de temperatura proyectado para 2090-2099 (respecto de 1980-1999), en base a los escenarios de referencia ilustrativos del IE-EE, se sitúa entre 1,8°C (estimación más idónea, *probablemente* entre 1,1°C y 2,9°C) para el escenario B1 y 4,0°C (estimación más idónea, *probablemente* entre 2,4°C y 6,4°C) para el escenario A1FI. Las proyecciones indican que el calentamiento será mayor sobre tierra firme y en las latitudes septentrionales más altas, y menor sobre el Océano Austral y partes del norte del

Océano Atlántico. Es *muy probable* que la frecuencia de los extremos cálidos y de las olas de calor siga aumentando. [GTI RRP, Capítulo 10]

Incertidumbre de las proyecciones hidrológicas

Los valores de incertidumbre de los cambios proyectados para el sistema hidrológico reflejan la variabilidad interna del sistema climático, la incertidumbre de las futuras emisiones de gases invernadero y aerosoles, la traslación de estas emisiones al cambio climático mediante modelos climáticos, y la incertidumbre de los modelos hidrológicos. Según el escenario A1B, hasta finales del siglo XXI las diferencias entre las proyecciones de precipitación de los modelos climáticos son una fuente de incertidumbre mayor que la variabilidad interna. Ello implica también que, en muchos casos, la variación modelizada de la precipitación media anual es superior a la variabilidad interna (modelizada) hasta esa fecha. La coherencia de las proyecciones entre unos y otros modelos disminuye a medida que se reduce la escala espacial. [GTI 10.5.4.3] En latitudes altas y en ciertas partes de los trópicos, todos o casi todos los modelos prevén un incremento de la precipitación, mientras que en ciertas regiones subtropicales y en latitudes medias inferiores la precipitación disminuye en todos o casi todos los modelos. Entre esas áreas de robusto crecimiento o disminución, ni siquiera el signo de la variación de la precipitación concuerda para todos los modelos de la generación actual. [GTI 10.3.2.3, 10.5.4.3] Respecto a otros aspectos del ciclo hidrológico, como los cambios de evaporación, humedad del suelo o escorrentía, la dispersión relativa de las proyecciones es similar o superior a los cambios de precipitación. [GTI 10.3.2.3]

Otras fuentes de incertidumbre de las proyecciones hidrológicas reflejan la estructura de los modelos del clima actuales. En la sección 2.2 se ofrecen algunos ejemplos de procesos representados en términos simples (en el mejor de los casos) en los modelos climáticos. Los modelos actuales excluyen, por lo general, algunos retroefectos del cambio de vegetación sobre el cambio climático. No todas, pero la mayoría de las simulaciones utilizadas para obtener proyecciones climáticas excluyen también los cambios antropógenos de la cubierta terrestre. En la mayoría de los modelos climáticos, el forzamiento vinculado a los aerosoles antropógenos es tratado en términos relativamente simples. Aunque algunos modelos contemplan una extensa serie de especies de aerosol antropógenas, algunas especies potencialmente importantes, como el carbono negro, no han sido incorporadas a la mayoría de las simulaciones utilizadas en el 4IE (véase el texto de la sección 2.1, sobre la atribución de los cambios observados). Más de la mitad de los modelos del 4IE excluyen también los efectos indirectos de los aerosoles sobre las nubes. La resolución de los modelos del clima actuales dificulta también una adecuada representación de los ciclones tropicales y de las lluvias intensas. [GTI 8.2.1, 8.2.2, 8.5.2, 8.5.3, 10.2.1]

Otra fuente de incertidumbre es la incorporación de los resultados de los modelos climáticos a los estudios de agua dulce, y ello por dos razones: las diferentes escalas espaciales de los modelos de cambio climático mundial y de los modelos hidrológicos, y los errores sistemáticos asociados a la

precipitación media histórica obtenida de modelos climáticos mundiales respecto del clima actual. Para resolver las diferencias de escala se han utilizado distintos métodos, desde la interpolación simple de resultados de modelos climáticos hasta métodos dinámicos de reducción a escala dinámicos o estadísticos, pero todos ellos introducen incertidumbres en sus proyecciones. En muchos casos, el error sistemático asociado a la precipitación media simulada se reduce agregando anomalías modelizadas a la precipitación observada, a fin de obtener el conjunto de datos de base de los modelos hidrológicos. Por ello, en la mayoría de los estudios de impacto hidrológico no se toman en cuenta los cambios de la variabilidad interanual o diaria de los parámetros climáticos. El resultado es una subestimación de las crecidas, sequías y necesidades de agua de riego futuras. [GTII 3.3.1]

La incertidumbre respecto a los impactos del cambio climático sobre los recursos hídricos, las sequías y las crecidas se debe a varias razones, en particular a las diferencias entre los escenarios de desarrollo económico, de emisiones de gases invernadero y de modelos climáticos e hidrológicos. Sin embargo, no existe todavía ningún estudio que evalúe en qué manera reaccionan diferentes modelos hidrológicos ante una misma señal de cambio climático. [GTII 3.3.1] Desde el TIE, la incertidumbre de las proyecciones de los modelos climáticos en la evaluación de los recursos de agua dulce es incorporada mediante la utilización de agregados (también llamados ‘conjuntos’) de modelos. Las evaluaciones probabilísticas formales siguen siendo escasas. [GTII 3.3.1, 3.4]

A pesar de estas incertidumbres, se dispone de algunos resultados robustos. En las secciones que siguen se analiza la incertidumbre de los cambios proyectados, en base a las evaluaciones del 4IE.

2.3.1 Precipitación (incluidos los valores extremos) y vapor de agua

2.3.1.1 Precipitación media

Las proyecciones del clima obtenidas mediante agregados de modelos indican aumentos de la cantidad media mundial de vapor de agua, de la evaporación y de la precipitación durante el siglo XXI. Los modelos parecen indicar que la precipitación aumenta por lo general en las áreas de valores máximos de la precipitación tropical regional (por ejemplo, en los regímenes monzónicos, particularmente en el Pacífico tropical) y en latitudes altas, con disminuciones generales en los subtrópicos. [GTI RRP, 10.RE, 10.3.1, 10.3.2]

El incremento de la precipitación en latitudes altas concuerda muy bien entre unos y otros modelos, tanto en la estación invernal como en la estival (véase la Figura 2.7). Los aumentos de precipitación sobre los océanos tropicales y en algunos regímenes monzónicos (por ejemplo, en el monzón estival del sur de Asia, de junio a agosto, o en el monzón estival australiano, de diciembre a febrero) son notables y, aunque localmente no son tan coherentes, se aprecia una coincidencia considerable a gran escala en los trópicos. Hay disminuciones generalizadas de la precipitación estival en latitudes medias, excepto en el Asia oriental, donde aumentan. La media del agregado multimodelos

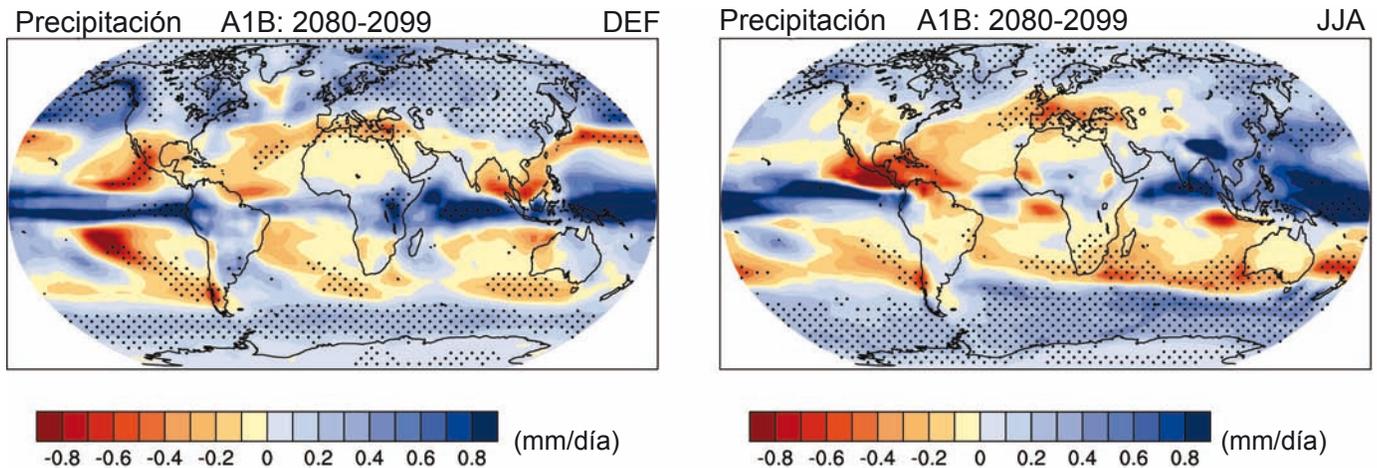


Figura 2.7: Media de 15 modelos de los cambios de precipitación (unidad: mm/día) para los meses DEF (izquierda) y JJA (derecha). Estos cambios están basados en el escenario A1B del IE-EE, y corresponden al periodo 2080-2099 comparado con 1980-1999. Los puntos indican áreas en que la magnitud del valor medio del agregado multimodelos excede de la desviación típica entre modelos. [GTI, Figura 10.9]

evidencia disminuciones de la precipitación en numerosas áreas subtropicales y, en muchos casos, el signo del cambio concuerda notablemente entre unos y otros modelos, particularmente en ciertas regiones, como la parte tropical de América Central y el Caribe, o el Mediterráneo. [GTI 10.3.2] En la Sección 5 se analizan con mayor detalle los cambios regionales.

En la Figura 2.8 se muestra la distribución mundial de la precipitación media anual entre 2080 y 2099 para el escenario A1B del IE-EE, junto con otras magnitudes hidrológicas obtenidas mediante un agregado de 15 modelos. En la mayoría de las latitudes altas, así como en el África oriental, norte del Asia central, y Pacífico ecuatorial, sobrevendrían aumentos de la precipitación anual superiores al 20%. En las regiones del Mediterráneo y el Caribe, y en las costas occidentales subtropicales de cada continente, sobrevendrían disminuciones sustanciales, de hasta un 20%. En conjunto, la precipitación terrestre aumentaría en torno a un 5%, mientras que la recibida por los océanos aumentaría un 4%. El cambio neto terrestre representa un 24% del incremento medio mundial de precipitación [GTI 10.3.2]

En las proyecciones de los modelos climáticos para el siglo XXI, los cambios de la evaporación media mundial compensan con gran aproximación los cambios de la precipitación mundial, pero esta relación no es evidente a escala local, debido a la variación del transporte atmosférico de vapor de agua. La evaporación promedia anual aumenta en buena parte del océano, y las variaciones espaciales tienden a estar vinculadas a las variaciones del calentamiento en superficie. La convergencia de la humedad atmosférica aumenta sobre los océanos ecuatoriales y en latitudes altas. En tierra firme, la evaporación y la escorrentía tienden a compensar los cambios de la precipitación de lluvia. A escala mundial, el contenido de vapor de agua de la atmósfera aumentaría en respuesta a unas temperaturas más altas, manteniéndose la humedad relativa aproximadamente constante. Estos aumentos del vapor de agua producen un

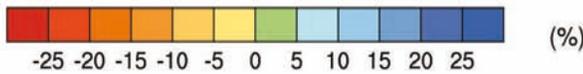
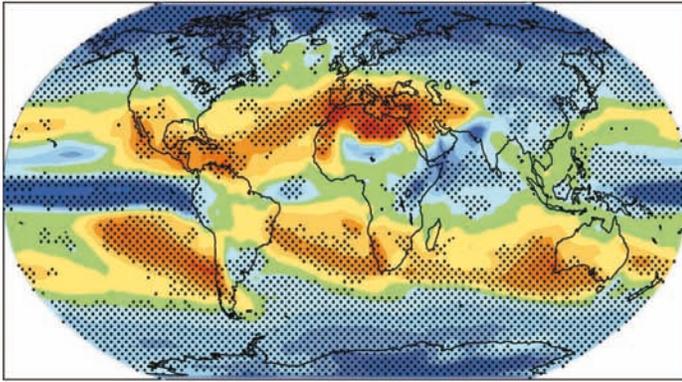
retroefecto positivo sobre el calentamiento del clima, dado que el vapor de agua es un gas de efecto invernadero. Asociada a este efecto habría una alteración del perfil vertical de la temperatura atmosférica (“gradiente descendente”) que compensaría en parte el retroefecto positivo. Evidencias recientemente obtenidas de modelos y observaciones apuntan claramente a un retroefecto combinado vapor de agua/gradiente vertical sobre el clima, con una magnitud comparable a la obtenida de los modelos de circulación general del clima. [GTI 8.6, 10.RE, 10.3.2]

2.3.1.2 Valores extremos de precipitación

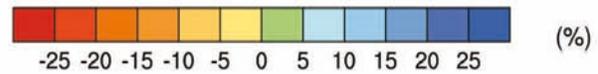
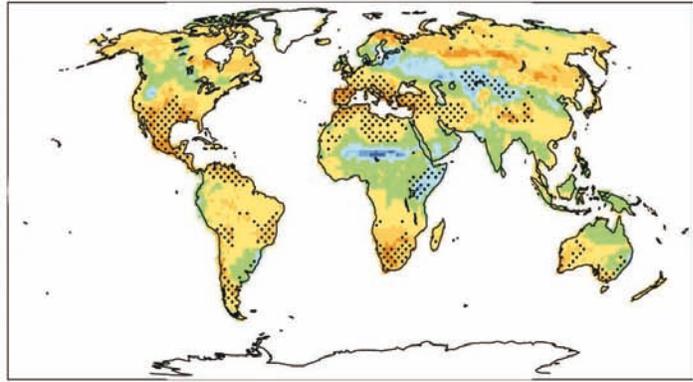
Es *muuy probable* que los episodios de precipitación intensa aumenten en frecuencia. Su intensidad aumentaría, particularmente en áreas tropicales y de latitudes altas que experimentan aumentos de la precipitación media. Se aprecia una tendencia hacia un clima más seco en áreas continentales medias durante los veranos, que apunta a un riesgo de sequía elevado en esas regiones. En la mayoría de las áreas tropicales y de latitudes medias y altas, la precipitación extrema aumentaría más que la precipitación media. [GTI 10.3.5, 10.3.6]

Un resultado tradicional de los modelos acoplados mundiales señalados en el TIE era la mayor probabilidad, en sus proyecciones, de unos veranos más secos en latitudes medias, con el correspondiente aumento del riesgo de sequía (Figura 2.8). Quince recientes sesiones de modelos MCGAO indicativas de un clima más cálido prevén unos veranos más secos en la mayoría de las áreas subtrópicas del norte y en latitudes medias, pero hay grandes variaciones entre unos y otros modelos en cuanto a la magnitud de la sequedad estival. Las sequías asociadas a esos veranos podrían ocasionar la extinción de vegetación regional y contribuirían a incrementar el porcentaje de superficie terrestre afectado por sequías, con independencia de las fechas; así, por ejemplo, aumentaría la sequía extrema, que pasaría del actual 1% de la superficie terrestre (por definición) a un 30% en 2100 con el escenario A2. Un suelo más seco puede contribuir también a una mayor severidad de las olas de calor. [GTI 10.3.6]

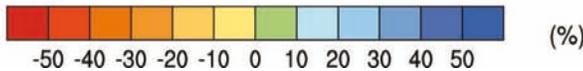
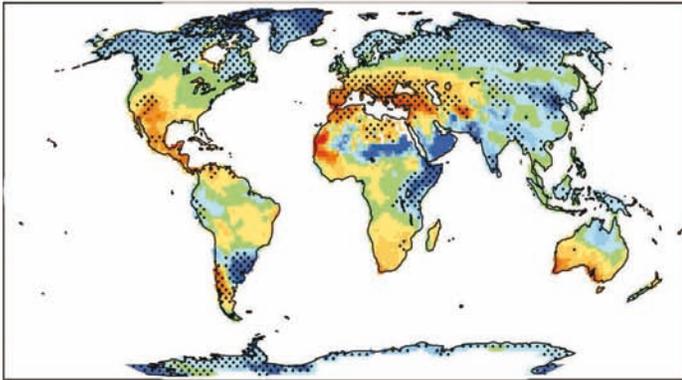
a) Precipitación



b) Humedad del suelo



c) Escorrentía



d) Evaporación

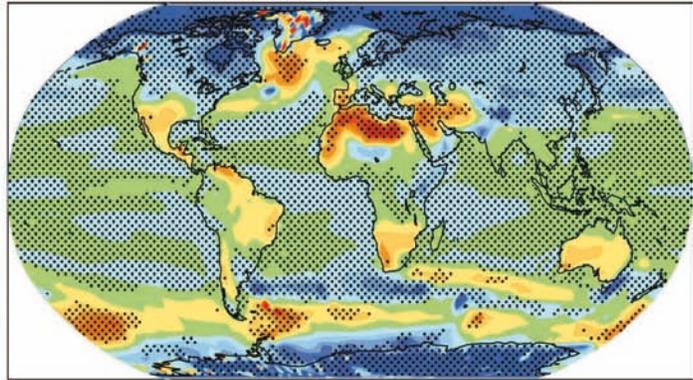


Figura 2.8: Valor medio de un agregado de 15 modelos respecto de los cambios de (a) precipitación (%), (b) contenido de humedad del suelo (%), (c) escorrentía (%) y (d) evaporación. Para denotar la coherencia en cuanto al signo del cambio, se han indicado en trama sombreada aquellas regiones en que como mínimo un 80% de modelos concuerdan en el signo del cambio medio. Los cambios son valores medios anuales basados en el escenario AIB del IE-EE para el periodo 2080-2099, en comparación con 1980-1999. Los cambios de humedad del suelo y de escorrentía se indican mediante puntos terrestres con datos válidos obtenidos de 10 modelos como mínimo. [Basado en GTI, Figura 10.12]

Asociado también al riesgo de sequía, sobrevendría un aumento del riesgo de precipitaciones e inundaciones intensas. Aunque un tanto contrario a la intuición, ello se debe a que, según las proyecciones, la precipitación se concentraría en episodios más intensos, intercalados por periodos de menor precipitación más duraderos (véase la Sección 2.1.1 para una explicación más detallada). Así pues, habría esporádicamente lluvias intensas y abundantes con un gran volumen de escorrentía, con periodos secos relativamente más largos y un aumento de la evapotranspiración, particularmente en las regiones subtropicales. Sin embargo, dependiendo del umbral utilizado para definir esos episodios, un aumento de la frecuencia de días secos no significa forzosamente una disminución de la frecuencia de episodios extremos de lluvia copiosa. Otro aspecto de esas alteraciones ha sido vinculado a la variación de la precipitación media: así, la severidad de las lluvias extremas

aumentaría en numerosas áreas en que aumenta la precipitación media, y se incrementaría la severidad de los extremos secos en los que disminuye la precipitación media. [GTI 10.3.6]

Las proyecciones multimodelo del clima para el siglo XXI contemplan, en numerosas regiones, un aumento tanto de la intensidad de precipitación como del número de días secos consecutivos (Figura 2.9). La intensidad de precipitación aumenta casi por doquier, pero particularmente en latitudes medias y altas en que aumenta también la precipitación media. Sin embargo, en la Figura 2.9 (parte inferior) se aprecian regiones en que aumentan las series de días secos consecutivos entre episodios de precipitación en los subtrópicos y en latitudes medias inferiores, disminuyendo en cambio en latitudes medias superiores y en latitudes altas en que aumenta la precipitación media. [GTI 10.3.6.1]

Dado que el promedio multimodelos prevé, al mismo tiempo, áreas en que aumentan y áreas en que disminuyen las series de días secos consecutivos entre episodios de precipitación (Figura 2.9), las tendencias medias mundiales son menos acusadas y menos coherentes de uno a otro modelo. Un agregado de procesos físicos perturbado mediante un modelo arroja sólo áreas limitadas en que la frecuencia de días húmedos en julio aumenta de manera concordante. El agregado contiene una mayor diversidad de alteraciones de la precipitación extrema que la media del agregado de control (en comparación con la respuesta de los extremos de temperatura, que es más coherente). Ello indica una respuesta menos coherente respecto a las precipitaciones extremas, en conjunto, que respecto a los extremos de temperatura. [GTI 10.3.6, FAQ10.1]

Según diversos modelos, es *probable* que los futuros ciclones tropicales ganen en intensidad, con velocidades de viento máximas más altas y precipitaciones más intensas, debido al continuo aumento de la temperatura en la superficie del mar tropical. El grado de confianza es menor para las proyecciones que arrojan una disminución mundial del número de ciclones tropicales. [WGI RRP]

2.3.2 Nieve y hielo terrestre

Al calentarse el clima, la cubierta de nieve se contraería y disminuiría, y los glaciares y casquetes de hielo perderían masa, como consecuencia de un aumento del deshielo estival superior al aumento de las nevadas invernales. Las proyecciones indican que, en respuesta al calentamiento, habría aumentos generalizados del espesor del deshielo en buena parte de las regiones de permafrost. [GTI RRP, 10.3.3]

2.3.2.1 Cambios de la cubierta de nieve, del terreno congelado y de los hielos lacustres y fluviales

La cubierta de nieve es una respuesta integrada tanto a la temperatura como a la precipitación, y exhibe una fuerte correlación negativa con la temperatura del aire en la mayor parte de las áreas con cubierta de nieve estacional. Debido a esta relación con la temperatura, las simulaciones proyectan reducciones generalizadas de la cubierta de nieve durante el siglo XXI, pese a ciertos aumentos proyectados en latitudes superiores. Así, los modelos climáticos utilizados en el proyecto de Evaluación de Impacto Climático Ártico (EICA) prevén, con arreglo al escenario B2, una reducción de entre un 9 y un 17% en la media anual de la cubierta de nieve del Hemisferio Norte de aquí al final del siglo. En conjunto, la estación de acumulación de nieve comenzaría más tarde, la estación de deshielo comenzaría más pronto, y la cubierta de nieve parcial disminuiría durante la temporada de nieve. [GTI 10.3.3.2, Capítulo 11]

Los resultados de modelos forzados en base a diversos escenarios climáticos del IPCC indican que, a mediados del siglo XXI, el área de permafrost del Hemisferio Norte disminuiría *probablemente* entre un 20 y un 35%. Los cambios en el espesor del deshielo estacional no serían uniformes en el espacio ni en el tiempo. En los próximos tres decenios es *probable* que el espesor de las capas activas se sitúe entre el 10 y el 15% de su valor actual en la mayor parte de las áreas de permafrost; de aquí a mediados del siglo, el espesor de deshielo

estacional podría aumentar, en promedio, entre un 15 y un 25%, y hasta en un 50% o más en puntos más septentrionales; de aquí a 2080, es *probable* que aumente entre un 30 y un 50%, o más, en todas las áreas de permafrost. [GTII 15.3.4]

Las predicciones indican que el calentamiento ocasionará una reducción de los hielos fluviales y lacustres. Se espera, sin embargo, que este efecto quede compensado en algunos de los grandes ríos que fluyen hacia el norte, debido a un menor contraste regional entre las temperaturas del sur y del norte, y a los gradientes hidrológicos y físicos correspondientes. [GTII 15.4.1.2]

2.3.2.2 Glaciares y casquetes de hielo

Al calentarse el clima durante el siglo XXI, los glaciares y casquetes de hielo perderán masa, debido al predominio del deshielo estival sobre el aumento de la precipitación invernal. Según los resultados de simulaciones de once glaciares, situados en diversas regiones, el volumen de esos glaciares disminuiría en un 60% de aquí a 2050 (Schneeberger et al., 2003). Un estudio comparativo, que abarca siete simulaciones mediante MCG basadas en una duplicación del CO₂ atmosférico, concluyó que numerosos glaciares podrían desaparecer totalmente, debido a un aumento de la altitud de la línea de equilibrio (Bradley et al., 2004). La desaparición de esas masas de hielo es mucho más rápida que una potencial reglaciación dentro de varios siglos, y podría ser irreversible en algunas áreas. [GTI 10.7.4.2, Recuadro 10.1] Las proyecciones mundiales para el siglo XXI contemplan una disminución de los glaciares y casquetes de hielo cifrada en 0,07-0,17 m de aumento del nivel del mar equivalente (NME) respecto de la masa de los glaciares y casquetes de hielo actualmente estimada, cifrada en 0,15-0,37 de NNE [GTI, Capítulo 4, Tabla 4.1, 10, Tabla 10.7]

2.3.3 Nivel del mar

Nuestros conocimientos actuales acerca de algunos efectos importantes que originan el aumento del nivel del mar son demasiado limitados, por lo que en el 4IE no se evalúa la verosimilitud ni se ofrece una estimación más idónea o una cota superior respecto al aumento del nivel del mar. Las proyecciones no incluyen ni las incertidumbres de los retroefectos del ciclo clima-carbono ni el efecto conjunto de los cambios en el flujo del manto de hielo; por ello, los valores superiores de esos intervalos de valores no deben considerarse como cotas superiores del aumento del nivel del mar. Las proyecciones de los modelos respecto al aumento medio mundial del nivel del mar entre finales del siglo XX (1980-1999) y el final del presente siglo (2090-2099) son del orden de 0,18 a 0,59 m, en base a la dispersión de los resultados de los MCGAO y a diferentes escenarios IE-EE, aunque excluyendo las incertidumbres anteriormente indicadas. En todos los escenarios de referencia IE-EE, excepto en el B1, es *muy probable* que la tasa promedio de aumento del nivel del mar durante el siglo XXI supere la tasa media registrada en 1961-2003 ($1,8 \pm 0,5$ mm/año). La dilatación térmica es el componente más importante, con una contribución del 70-75% de la estimación central de estas proyecciones respecto de todos los escenarios. Los glaciares, los casquetes de hielo y el manto de hielo de Groenlandia contribuirían también positivamente al aumento del nivel del mar. Los MCG indican que, en conjunto,

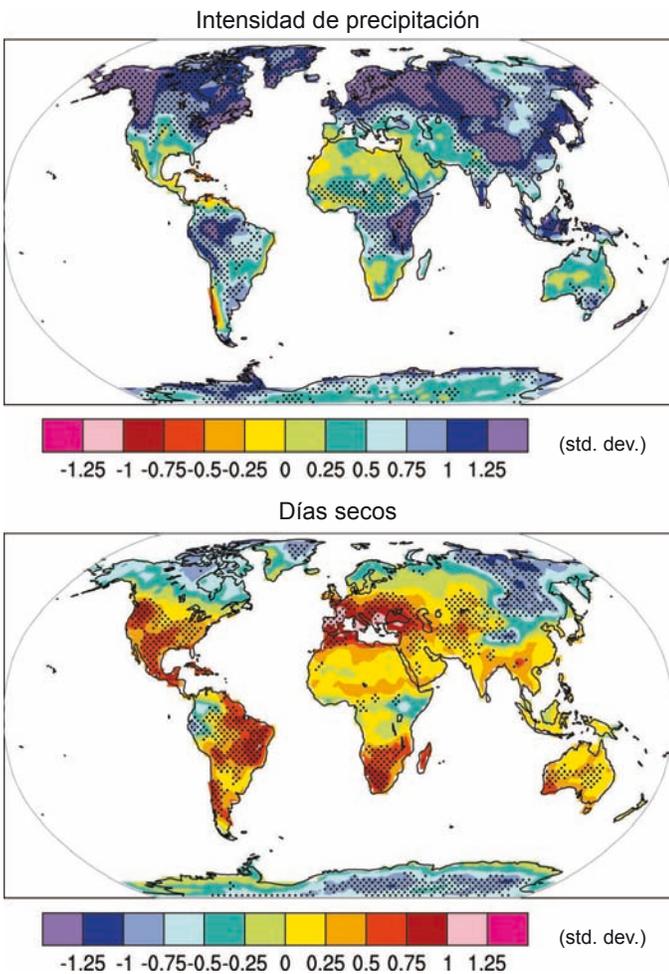


Figura 2.9: Cambios de los valores extremos, basados en simulaciones multimodelo mediante nueve modelos mundiales del clima, relativos al periodo 2080-2099, en comparación con el período 1980-1999 y en base al escenario A1B. Cambios de las pautas espaciales de la intensidad de precipitación (definida como la cantidad de precipitación total anual dividida por el número de días de lluvia) (figura superior); y cambios de las pautas espaciales de los días sin lluvia (definidos como el número máximo anual de días consecutivos sin lluvia) (figura inferior). Las tramas sombreadas indican áreas en que cinco de los nueve modelos, como mínimo, concuerdan en que el cambio es estadísticamente apreciable. Los índices de los valores extremos han sido calculados únicamente sobre tierra firme. Los cambios están expresados en unidades de desviación típica. [GTI Figura 10.18]

el manto de hielo antártico recibirá, una mayor precipitación de nieve sin experimentar un deshielo sustancial en su superficie, adquiriendo así masa y contribuyendo negativamente al nivel del mar. El aumento del nivel del mar durante el siglo XXI exhibirá una variabilidad geográfica notable. [IdS 3.2.1; GTI RRP, 10.6.5, RT 5.2] La pérdida parcial de los mantos de hielo de Groelandia y/o de la región antártica podría ocasionar un aumento del nivel del mar de varios metros, cambios de primera magnitud en la línea costera e inundaciones en áreas bajas, siendo su efecto máximo en los deltas fluviales y en las islas de orografía baja. Los modelos actuales parecen indicar que esos

cambios serían posibles en Groelandia a una escala temporal de milenios pero, dado que no se conocen todavía a fondo los procesos dinámicos del flujo del hielo en ambos mantos de hielo, no cabe excluir un aumento más rápido del nivel del mar a una escala temporal de siglos. [GTI RRP; GTII 19.3]

2.3.4 Evapotranspiration

La demanda evaporativa o “evaporación potencial” aumentaría casi por doquier. Ello se debe a que la capacidad de retención de agua de la atmósfera aumenta con la temperatura, pero la humedad relativa no resultaría muy alterada. Aumentaría así el déficit de vapor de agua en la atmósfera, al igual que la tasa de evaporación (Trenberth et al., 2003). [GTI, Figuras 10.9, 10.12; GTII 3.2, 3.3.1] La evaporación efectiva aguas adentro aumentaría, por ejemplo, en buena parte de los océanos [GTI, Figura 10.12] y de los lagos, y las variaciones espaciales tenderían a ir aparejadas a las variaciones espaciales del calentamiento de la superficie. [GTI 10.3.2.3, Figura 10.8] Los cambios de la evapotranspiración terrestre están controlados por los cambios de la precipitación y del forzamiento radiativo, y éstos, a su vez, afectarían al balance hídrico de la escorrentía, a la humedad del suelo, al agua embalsada, al agua subterránea y a la salinización de los acuíferos poco profundos. [GTII 3.4.2]

El enriquecimiento de la atmósfera en dióxido de carbono tiene dos implicaciones potencialmente conflictivas entre sí respecto a la evapotranspiración de la vegetación. Por una parte, una mayor concentración de CO_2 puede reducir la transpiración, ya que los estomas foliares, a través de los cuales tiene lugar la transpiración de las plantas, no necesitan abrirse tanto para absorber la misma cantidad de CO_2 que necesitan para la fotosíntesis (véase Gedney et al., 2006; es difícil, sin embargo, encontrar otras evidencias de esa relación). Inversamente, un aumento de las concentraciones de CO_2 puede estimular el crecimiento de las plantas, dando lugar a una mayor superficie foliar y, por consiguiente, a un aumento de la transpiración. Las magnitudes relativas de estos dos efectos varían en función del tipo de planta y de la respuesta a otras influencias, como la disponibilidad de nutrientes o los efectos de los cambios de la temperatura y de la disponibilidad de agua. Para tener en cuenta el efecto del aumento de CO_2 sobre la evapotranspiración es necesario incorporar un modelo dinámico de la vegetación. En la actualidad, sólo un pequeño número de modelos lo incluyen (Rosenberg et al., 2003; Gerten et al., 2004; Gordon and Famiglietti, 2004; Betts et al., 2007), y generalmente a escala mundial y no de cuenca. Aunque los estudios con modelos de vegetación en equilibrio sugieren que un aumento de la superficie foliar podría compensar el estrechamiento de los estomas (Betts et al., 1997; Kergoat et al., 2002), estudios basados en modelos dinámicos de la vegetación mundial indican que los efectos del estrechamiento estomático son superiores a los del aumento de superficie foliar. Teniendo en cuenta los cambios inducidos por el CO_2 en la vegetación, se ha simulado la escorrentía media mundial en un clima con doble nivel de CO_2 , que aumentaría en un 5% aproximadamente, debido a una menor evapotranspiración vinculada exclusivamente al enriquecimiento de CO_2 (Leipprand and Gerten, 2006; Betts et al., 2007). [GTII 3.4.1]

2.3.5 Humedad del suelo

Los cambios respecto a la humedad del suelo dependen de la variación del volumen y de las fechas no sólo de la precipitación, sino también de la evaporación (que puede resultar afectada por cambios en la vegetación). La distribución geográfica de los cambios de humedad del suelo es, pues, ligeramente diferente de la distribución de los cambios de precipitación; una mayor evaporación puede compensar sobradamente el incremento de precipitación. Los modelos simulan de distintas maneras la humedad de los primeros metros de profundidad de la superficie de la tierra, y es todavía difícil evaluar el contenido de humedad del suelo. Las proyecciones del contenido medio anual de humedad del suelo (Figura 2.8b) suelen indicar disminuciones en las áreas subtropicales y en la región mediterránea, frente a aumentos en el África oriental, en el Asia central y en otras regiones con mayores niveles de precipitación. Hay también disminuciones en latitudes altas, en que se reduce la cubierta de nieve (Sección 2.3.2). Aunque la magnitud de los cambios es en muchos casos incierta, el signo del cambio es coherente en muchas de esas regiones. Los resultados estacionales arrojan pautas de cambio similares. [GTI 10.3.2.3]

2.3.6 Escorrentía y caudal fluvial

Los cambios respecto al caudal de los ríos y a los niveles de lagos y humedales por efecto del cambio climático dependen principalmente de los cambios respecto a la magnitud y cronología de las precipitaciones y, muy especialmente, de si las precipitaciones son de nieve o de lluvia. Los cambios de la evaporación afectan también a los flujos fluviales. Se han publicado en revistas científicas varios centenares de estudios respecto a los posibles efectos del cambio climático sobre el caudal de los ríos, y se han presentado muchos más estudios con carácter de informes internos. Los estudios se centran principalmente en Europa, América del Norte y Australasia, y un pequeño número de ellos se refiere a Asia. Prácticamente todos los estudios utilizan un modelo hidrológico de cuenca basado en escenarios vinculados a simulaciones climáticas mediante modelos, y casi todos están planteados a escala de cuenca. Los escasos estudios realizados a escala mundial, basados tanto en la escorrentía simulada directamente mediante modelos del clima [GTI 10.3.2.3] como en modelos hidrológicos activados indirectamente [GTII 3.4], muestran que la escorrentía aumenta en latitudes altas y en los trópicos húmedos, y disminuye en latitudes medias y en ciertas partes de los trópicos secos. En la Figura 2. 8c se representa la variación media de la escorrentía según un agregado de modelos, en base al escenario A1B. La escorrentía se reduce notablemente en el sur de Europa y aumenta en el sureste de Asia y en latitudes altas, donde el signo del cambio es coherente respecto de todos los modelos (aunque no tanto la magnitud del cambio). Los cambios más notables alcanzan un 20% o más de los valores simulados de 1980-1999, que varían entre 1 y 5 mm/día en las regiones más húmedas y menos de 0,2 mm/día en los desiertos. El caudal de los ríos en latitudes altas experimenta un aumento, y tiende en cambio a disminuir en los principales ríos de Oriente Medio, Europa y América Central. [GTI 10.3.2.3] La magnitud del cambio,

sin embargo, varía según el modelo climático, y en ciertas regiones, como el sur de Asia, la escorrentía podría aumentar o disminuir. Como se indica en la Sección 2.2.1, los efectos del enriquecimiento en CO₂ pueden inducir una disminución de la evaporación y, por consiguiente, un mayor incremento o una menor disminución del volumen de escorrentía. [GTI 7.2]

En la Figura 2.10 se ha representado el cambio respecto a la escorrentía anual para el período 2090-2099, en comparación con el período 1980-1999. Los valores representan la mediana de 12 modelos climáticos basados en el escenario A1B del IE-EE. Las áreas en que los modelos coinciden y difieren, respectivamente, en el signo del cambio se han denotado mediante áreas punteadas y de color blanco: obsérvense la amplitud de las áreas en que el signo del cambio es incierto. Este mapa mundial de la escorrentía anual ilustra los cambios en gran escala, y no debe interpretarse a escalas temporales (por ejemplo, estacionales) o espaciales pequeñas. En áreas en que la lluvia y la escorrentía son muy escasas (por ejemplo, en áreas desérticas), cambios de la escorrentía pequeños pueden dar lugar a cambios porcentuales grandes. En algunas regiones, el signo de los cambios de la escorrentía diferiría de las tendencias recientemente observadas (Sección 2.1.6). En algunas áreas en que las proyecciones indican un aumento de la escorrentía serían de esperar efectos estacionales diferentes, como una mayor escorrentía en la estación lluviosa, o una menor escorrentía en la estación seca. [GTII 3.4.1]

Es especialmente robusto el resultado que indica que el calentamiento induciría cambios en la estacionalidad de los caudales fluviales que reciben gran cantidad de precipitación invernal en forma de nieve, con una disminución de los caudales en primavera, debido a un deshielo menos abundante o más temprano y a un aumento de los caudales en invierno. Este fenómeno ha sido comprobado en los Alpes europeos, en Escandinavia y en torno al Báltico, en Rusia, en el Himalaya, y en el oeste, centro y este de América del Norte. El efecto es máximo en elevaciones más bajas, donde las nevadas son más marginales, y en muchos casos se alcanzarían caudales máximos de aquí a mediados del siglo XXI al menos con un mes de antelación. En regiones con poca o ninguna nieve, los cambios de la escorrentía dependen en mucho mayor medida de los cambios que experimente la lluvia que de los exhibidos por la temperatura. La mayoría de los estudios prevén para esas regiones una mayor estacionalidad de los caudales, frecuentemente con caudales más cuantiosos en la estación de flujo máximo y, o bien una disminución del caudal durante la estación de flujo bajo, o bien unos periodos secos más duraderos. [GTII 3.4.1]

Numerosos ríos que fluyen de regiones glaciales, particularmente en las cordilleras montañosas de Asia y en los Andes de Sudamérica, se nutren de la fusión de los glaciares durante los periodos cálidos y secos. La reducción de esos glaciares debido al calentamiento mundial daría lugar a un mayor caudal de los ríos a corto plazo, pero la fusión de los glaciares contribuiría cada vez en menor medida durante los decenios siguientes. [GTII 3.4.1]

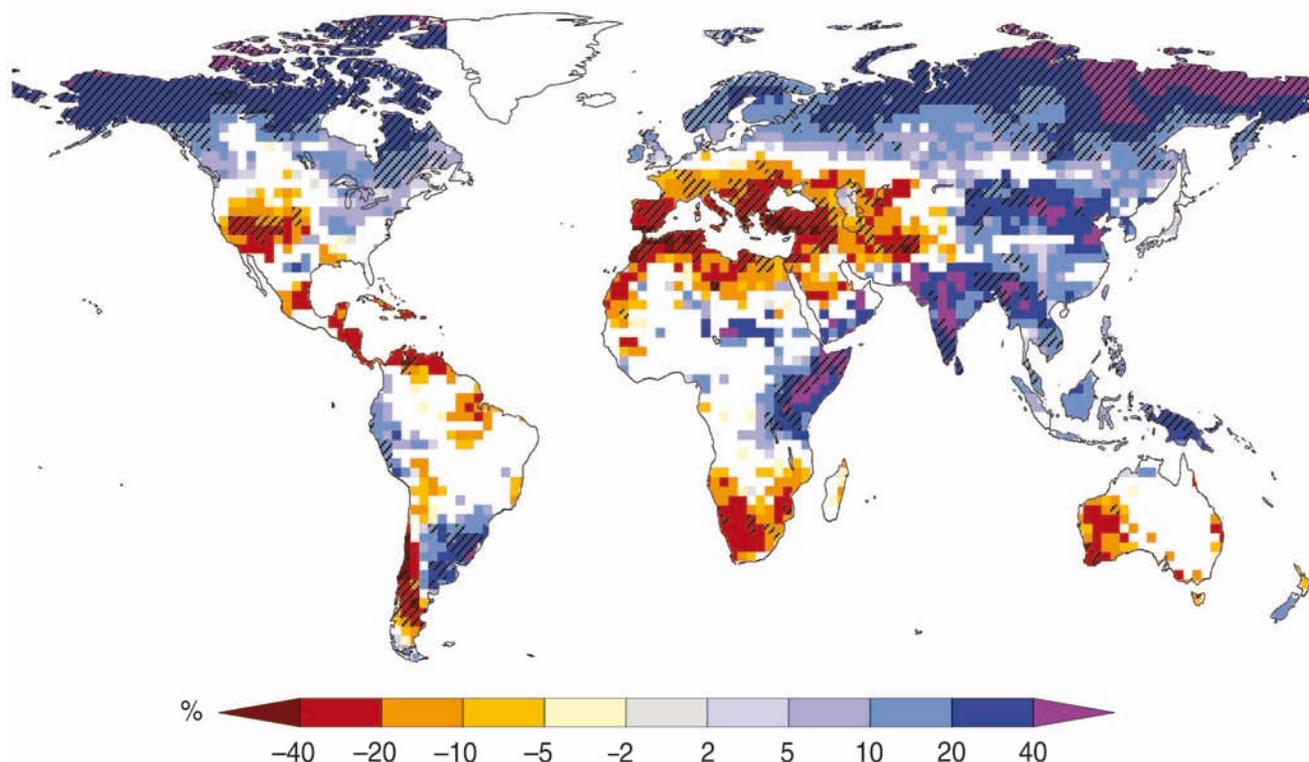


Figura 2.10: Cambios relativos en gran escala de la escorrentía anual para el periodo 2090-2099 respecto de 1980-1999. Las áreas en blanco indican que menos de un 66% del agregado de 12 modelos concuerdan en el signo del cambio, y las áreas en trama sombreada indican que más de un 90% de los modelos concuerdan en el signo del cambio (Milly et al., 2005). [Basado en IdS, Figura 3.5, y en GTII, Figura 3.4]

La alteración de los niveles lacustres refleja los cambios en la distribución estacional de los caudales de sus afluentes, de la precipitación y de la evaporación, integrados en algunos casos a lo largo de numerosos años. Los lagos podrían, pues, responder de forma acentuadamente no lineal a un cambio lineal de los aportes. Diversos estudios de los Grandes Lagos de América del Norte y del Mar Caspio parecen indicar que sus niveles experimentarían una variación del orden de varias decenas de centímetros, y en algunos casos metros, de aquí al final del siglo. [GTII 3.4.1]

2.3.7 Pautas de variabilidad en gran escala

Según los modelos de cambio climático mundial evaluados en el 4IE, la presión al nivel del mar aumentaría en las regiones subtropicales y en latitudes medias, y disminuiría en latitudes altas. Estos cambios están asociados a una expansión de la circulación Hadley, y a las tendencias positivas del modo anular septentrional/oscilación noratlántica (MAS/ONA) y del modo anular austral (MAA). De resultados de esos cambios, las trayectorias de las tormentas se desplazarían hacia los polos, con los consiguientes cambios de los valores de viento, de precipitación, y de las pautas de temperatura en el exterior de los trópicos, continuando así la pauta de las tendencias observadas durante la última mitad del siglo. [GTI TS, 10.3.5.6, 10.3.6.4]

Es *probable* que los futuros ciclones tropicales devengan más intensos, con velocidades máximas de viento más altas y

precipitaciones más intensas, debido a aumentos continuados de la temperatura en la superficie de los mares tropicales. [GTI RRP, 10.3.6.3]

Las TSM en del Pacífico central y ecuatorial oriental aumentarían más que las del Pacífico ecuatorial occidental, con el consiguiente desplazamiento medio de la precipitación hacia el este. Todos los modelos indican que la variabilidad interanual de El Niño-Oscilación Austral (ENOA) se mantendrá, pero las grandes diferencias entre unos y otros modelos respecto a los cambios de amplitud de El Niño proyectados y, a escala temporal, la variabilidad multidecenal inherente a El Niño en los modelos excluye una proyección definitiva de las tendencias de la variabilidad de ese fenómeno. [GTI TS, 10.3.5.3, 10.3.5.4]

La variabilidad interanual de la temperatura media mensual del aire en superficie disminuiría durante la estación fría en el Hemisferio Norte extratropical, y aumentaría en latitudes bajas y en latitudes medias septentrionales durante la estación cálida. Ello se debería, probablemente, a la disminución del hielo marino y de la nieve con el aumento de temperatura. La disminución estival de la humedad del suelo terrestre en latitudes medias contribuye también a ese efecto. La variabilidad media mensual de la precipitación aumentaría en la mayoría de las áreas, tanto en valor absoluto (desviación típica) como relativo (coeficiente de variación). Tales cambios de variabilidad son, sin embargo, de escasa importancia. [GTI 10.3.5.1]