

Informe aceptado por el Grupo de Trabajo I del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre Cambio Climático pero no aprobado en detalles.

“Aceptación” de los informes del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre Cambio Climático (IPCC) en una Sesión del Grupo de Trabajo (GP) o Grupo significa que el material no se ha examinado y acordado en detalles, pero expone una visión extensa, objetiva y balanceada del tema.

Resumen Técnico

Autores Principales Coordinadores:

Susan Solomon (Estados Unidos), Dahe Qin (China), Martin Manning (Estados Unidos, Nueva Zelanda)

Autores Principales:

Richard B. Alley (Estados Unidos), Terje Berntsen (Noruega), Nathaniel L. Bindoff (Australia), Zhenlin Chen (China), Amnat Chidthaisong (Tailandia), Jonathan M. Gregory (Reino Unido), Gabriele C. Hegerl (Estados Unidos, Alemania), Martin Heimann (Alemania, Suiza), Bruce Hewitson (Sudáfrica), Brian J. Hoskins (Reino Unido), Fortunat Joos (Suiza), Jean Jouzel (Francia), Vladimir Kattsov (Rusia), Ulrike Lohmann (Suiza), Taroh Matsuno (Japón), Mario Molina (Estados Unidos, México), Neville Nicholls (Australia), Jonathan Overpeck (Estados Unidos), Graciela Raga (México, Argentina), Venkatachalam Ramaswamy (Estados Unidos), Jiawen Ren (China), Matilde Rusticucci (Argentina), Richard Somerville (Estados Unidos), Thomas F. Stocker (Suiza), Ronald J. Stouffer (Estados Unidos), Penny Whetton (Australia), Richard A. Wood (Reino Unido), David Wratt (Nueva Zelanda)

Colaboradores:

J. Arblaster (Estados Unidos, Australia), G. Brasseur (Estados Unidos, Alemania), J.H. Christensen (Dinamarca), K.L. Denman (Canadá), D.W. Fahey (Estados Unidos), P. Forster (Reino Unido), J. Haywood (Reino Unido), E. Jansen (Noruega), P.D. Jones (Reino Unido), R. Knutti (Suiza), H. Le Treut (Francia), P. Lemke (Alemania), G. Meehl (Estados Unidos), D. Randall (Estados Unidos), D.A. Stone (Reino Unido, Canadá), K.E. Trenberth (Estados Unidos), J. Willebrand (Alemania), F. Zwiers (Canadá)

Editores:

Kansri Boonpragob (Tailandia), Filippo Giorgi (Italia), Bubu Pateh Jallow (Gambia)

En este resumen se mencionan como:

Solomon, S., D. Qin, M. Manning, R.B. Alley, T. Berntsen, N.L. Bindoff, Z. Chen, A. Chidthaisong, J.M. Gregory, G.C. Hegerl, M. Heimann, B. Hewitson, B.J. Hoskins, F. Joos, J. Jouzel, V. Kattsov, U. Lohmann, T. Matsuno, M. Molina, N. Nicholls, J. Overpeck, G. Raga, V. Ramaswamy, J. Ren, M. Rusticucci, R. Somerville, T.F. Stocker, P. Whetton, R.A. Wood and D. Wratt, 2007: Resumen Técnico. En: Cambios Climáticos 2007: Base Física de la Ciencia. Aportes del Grupo de Trabajo I al Cuarto Informe de Evaluación del Panel Intergubernamental sobre Cambios Climáticos [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos.

Indice

RT.1	Introducción	21	RT.4	Interpretación y Atribución del Cambio Climático	60
RT.2	Cambios en los controladores climáticos humanos y naturales	21	RT.4.1	Avances en la atribución de cambios en la temperatura a escala mundial durante el período de instrumental: atmósfera, océano y hielo	60
	Recuadro RT.1: Tratamiento de Incertidumbres en la Evaluación del Grupo de Trabajo I	22		Recuadro RT.7: Evaluación de los Modelos de Circulación General Atmósfera-Océano	61
RT.2.1	Gases de efecto invernadero	23	RT.4.2	Atribución de cambios espaciales y temporales en la temperatura	65
RT.2.2	Aerosoles.....	29	RT.4.3	Atribución de cambios en la circulación, precipitación y otras variables climáticas ..	65
RT.2.3	Estelas y cirros de aeronaves, uso de la tierra y otros efectos.....	30	RT.4.4	Estudios paleoclimáticos sobre la atribución	66
RT.2.4	Forzamiento radiativo causado por la actividad solar y erupciones volcánicas	31	RT.4.5	Respuesta climática al forzamiento radiativo	67
RT.2.5	Forzamiento radiativo neto mundial, potenciales de calentamiento mundial y pautas de forzamiento	32	RT.5	Proyecciones de cambios climáticos futuros	69
RT.2.6	Forzamiento superficial y ciclo hidrológico.....	36		Recuadro RT.8: Jerarquía de modelos climáticos mundiales.....	69
RT.3	Observaciones sobre el cambio climático	36		Recuadro RT.9: Cambio climático previsto.....	70
RT.3.1	Cambios atmosféricos: registro instrumental.....	36	RT.5.1	Interpretación del cambio climático a corto plazo.....	71
RT.3.2	Cambios en la criosfera: registros instrumental	44	RT.5.2	Proyecciones a gran escala para el siglo XXI	71
	Recuadro RT.3: Dinámica y estabilidad del manto de hielo	45	RT.5.3	Proyecciones a escala regional	77
RT.3.3	Cambios oceánicos: registro instrumental.....	48		Recuadro RT.10. Reducción de escala regional	77
RT.3.4	Coherencia entre las observaciones	52	RT.5.4	Acoplamiento entre el cambio climático y cambios en los ciclos biogeoquímicos	80
	Recuadro RT.4: Nivel del mar	53	RT.5.5	Repercusiones de los procesos climáticos y sus escalas de tiempo para proyecciones a largo plazo	83
	Recuadro RT.5: Fenómenos meteorológicos extremos ..	55	RT.6	Hallazgos sólidos e Incertidumbres clave	84
RT.3.5	Perspectiva paleoclimática.....	56	RT.6.1	Cambios en los controladores climáticos humanos y naturales	84
	Recuadro RT.6: Forzamiento orbital	58	RT.6.2	Observaciones sobre los cambios climáticos.....	85
			RT.6.3	Interpretación y atribución del cambio climático	89
			RT.6.4	Proyecciones de cambios climáticos futuros	90

RT.1 Introducción

Después de seis años del Tercer Informe de Evaluación TIE del IPCC se ha avanzado significativamente en la interpretación del cambio climático pasado y actual y en la proyección de los cambios futuros. Estos avances se derivan de gran cantidad de datos actualizados, a unos análisis más complejos, a los progresos en la interpretación y simulación de procesos físicos en modelos climáticos y una búsqueda más extensa de niveles de incertidumbre en los modelos resultantes. Estos avances aumentan la confianza en la ciencia del clima, lo que se pone de manifiesto en este aporte del Grupo de Trabajo I al Cuarto Informe de Evaluación del IPCC.

Aunque este informe ofrece información de políticas pertinentes nuevas e importantes sobre la interpretación científica del cambio climático, nuestra capacidad para comprender plenamente el rumbo futuro del clima terrestre mundial se ve limitada por la complejidad del sistema climático y las interacciones múltiples que determinan su comportamiento. Todavía resulta incompleta la interpretación física de muchos componentes del sistema climático y de sus funciones en el cambio climático. Entre las incertidumbres claves están algunos aspectos de las funciones desempeñadas por las nubes, la criosfera, los océanos, el uso de la tierra y el acoplamiento entre el clima y los ciclos biogeoquímicos. Las áreas de la ciencia que se abordan en este informe progresan con rapidez y se debe reconocer que la presente evaluación refleja el conocimiento científico según la literatura a tal efecto, disponible a mediados de 2006.

El Resumen para Responsables de Políticas presenta los hallazgos claves del Grupo de Trabajo I del IPCC. Este Resumen Técnico detalla las bases científicas de estos hallazgos y proporciona un esquema de los capítulos del informe principal. El Resumen se centra en los hallazgos clave y destaca aspectos nuevos a partir del TIE. El Resumen Técnico tiene la siguiente estructura

- Sección 2: descripción del conocimiento científico actual sobre los controladores naturales y antropogénicos del cambio climático;
- Sección 3: descripción de los cambios observados en el sistema climático (incluidos atmósfera, océanos y criosfera) y su relación con los procesos físicos;
- Sección 4: explicación de los cambios climáticos observados según los modelos climáticos y la interpretación física; punto hasta donde el cambio climático se puede atribuir a causas específicas;

y evaluación nueva de la sensibilidad climática al aumento de los gases de efecto invernadero;

- Sección 5: descripción de proyecciones de cambios climáticos a corto y largo plazos, incluidas las escalas de tiempo de las respuestas a los cambios por el forzamiento e información probabilística sobre el cambio climático futuro; y
- Sección 6: resumen de los resultados importantes e incertidumbres clave en la interpretación actual de la ciencia física del cambio climático.

Cada párrafo del Resumen Técnico que muestra resultados importantes va seguido de una referencia entre corchetes a la(s) sección(es) correspondiente(s) del capítulo del informe donde se encuentra asesoramiento detallado de la literatura científica e información adicional.

RT.2 Cambios en los impulsores climáticos humanos y naturales

El clima terrestre medio mundial se determina por la energía que proviene del Sol y por las propiedades de la Tierra y su atmósfera, es decir la reflexión, absorción y emisión de energía dentro de la atmósfera y en la superficie. Aunque los cambios en la energía solar recibida (por ejemplo, originados por variaciones en la órbita de la Tierra alrededor del Sol) afectan inevitablemente al presupuesto de energía de la Tierra, las propiedades de la atmósfera y la superficie también son importantes y se pueden verse afectados por retroefectos climáticos. La importancia de los retroefectos climáticos se manifiesta en la naturaleza de los cambios climáticos del pasado según se registra en testigos de hielo de hace 650.000 años de edad.

Se han producido cambios en varios aspectos de la atmósfera y la superficie que modifican el presupuesto de energía mundial de la Tierra que pueden, por lo tanto, cambiar el clima. Entre estos cambios se encuentran el aumento de las concentraciones de gases de efecto invernadero que sirven principalmente para aumentar la absorción atmosférica de la radiación emitida, y el aumento de los aerosoles (partículas o gotas microscópicas presentes en el aire) que actúan para reflejar o absorber la radiación solar reflejada y cambian las propiedades radiativas de las nubes. Tales cambios originan una forzamiento radiativo del sistema climático.¹ Los agentes del forzamiento pueden variar considerablemente en

¹ 'Forzamiento Radiativo' es una medida de la influencia que tiene un factor para modificar el equilibrio de la energía entrante y saliente en el sistema atmosférico de la Tierra y representa un índice de la importancia del factor como mecanismo potencial del cambio climático. El forzamiento positivo tiende a calentar la superficie mientras el forzamiento negativo tiende a enfriarla. En este informe, los valores de los forzamientos radiativos corresponden a los cambios relacionados con la situación industrial en 1750, se expresan en Watts por metro cuadrado (OW m^{-2}) y, y a menos que se indique lo contrario, se refieren a un valor promedio mundial y anual. Véase Glosario para más detalles.

Recuadro RT.1: Tratamiento de Incertidumbres en la Evaluación del Grupo de Trabajo I

El IPCC, al preparar su evaluación sobre los cambios climáticos, reconoció claramente la importancia de tratar las incertidumbres con coherencia y transparencia. La Sección 1.6 aborda el aumento de la atención prestada a tratamientos formales de la incertidumbre en evaluaciones anteriores. Para fomentar la coherencia entre los tres Grupos de Trabajo a la hora de tratar las incertidumbres, se solicitó a los autores del Cuarto Informe de Evaluación que siguieran un conjunto pautas para determinar y describir las incertidumbres en el contexto evaluativo.² Este Recuadro resume la aplicación de estas directrices llevadas a cabo por el Grupo de Trabajo I y aborda algunos aspectos del tratamiento de la incertidumbre específica en materiales evaluados en el presente informe.

La incertidumbre se puede clasificar de formas varias según su origen. Dos tipos primarios son la 'incertidumbre de valor' y la 'incertidumbre de estructura'. La incertidumbre de valor surge al no poder interpretar en su totalidad valores o resultados específicos, por ejemplo cuando los datos no son exactos o no representan completamente el fenómeno de interés. La incertidumbre de estructura surge al no poder interpretar en su totalidad los procesos que regulan determinados valores o resultados en particular, por ejemplo, cuando el marco o modelo conceptual de análisis no incluye todos los procesos o relaciones pertinentes. La incertidumbre de valor se suele calcular mediante técnicas estadísticas y se expresa probabilísticamente. La incertidumbre de estructura se suele definir a través del criterio de confianza del colectivo de autores respecto a la exactitud de un resultado. En ambos casos, reconocer una incertidumbre supone describir los límites del conocimiento y por esta razón implica el juicio de los expertos sobre el estado de ese conocimiento. Otro tipo diferente de incertidumbre surge de sistemas que son caóticos o no totalmente determinísticos por naturaleza y esto también contribuye a limitar nuestra capacidad para pronosticar todos los aspectos del cambio climático.

La literatura científica evaluada en este informe clasifica la incertidumbre de muchas otras maneras. Las incertidumbres relacionadas con 'errores del azar' tienen la característica de disminuir cuando se acumulan medidas adicionales, no siendo así con aquellas relacionadas con 'errores sistemáticos'. Al tratar registros climáticos, se presta una gran atención a identificar errores sistemáticos o sesgos no intencionales surgidos en el muestreo de datos, métodos de análisis y combinación de datos. Se han creado métodos estadísticos especializados basados en el análisis cuantitativo para detectar el cambio climático y determinar sus causas en parámetros climáticos. Estos métodos se resumen en los capítulos pertinentes.

La guía de incertidumbres proporcionada para el Cuarto Informe de Evaluación distingue meticulosamente, por primera vez, entre niveles de confianza del conocimiento científico y las probabilidades de resultados específicos. La guía permite a los autores expresar con certeza que una situación es muy poco probable (por ejemplo, tirar los dados dos veces y sacar seis las dos veces), o que es tan probable como improbable (por ejemplo, tirar una moneda y que salga cara). La confianza y la probabilidad según se tratan en este informe son conceptos diferentes pero, a veces, van unidos en la práctica.

Los términos utilizados para definir los niveles de confianza en este informe se basan en los descritos en la Guía de Incertidumbres, es decir:

Terminología de los niveles de confianza	Nivel de confianza en acertar
<i>Confianza muy alta</i>	Al menos 9 de 10 probabilidades
<i>Confianza alta</i>	Al menos 8 de 10 probabilidades
<i>Confianza media</i>	Al menos 5 de 10 probabilidades
<i>Confianza baja</i>	Al menos 2 de 10 probabilidades
<i>Confianza muy baja</i>	Al menos 1 de 10 probabilidades

Los términos "confianza baja" y "confianza muy baja" sólo se usan en los campos de mayor preocupación y donde se justifica una perspectiva basada en el riesgo. El Capítulo 2 del presente informe utiliza el término relacionado 'nivel de conocimiento científico' cuando describe la incertidumbre en diferentes aportes del forzamiento radiativo. Esta terminología se usa para ser coherente con el Tercer Informe de Evaluación y la base sobre la que los autores determinaron niveles concretos de conocimiento científico utiliza una combinación de enfoques coherente con la guía de incertidumbres según se detalla en la Sección 2.9.2 y la Tabla 2.11.

² La Guía de Incertidumbre del IPCC se incluye en los Suplementos del Informe.

Los términos universales utilizados en el informe para definir la probabilidad de un resultado siempre que éste se pueda calcular de manera probabilística son:

Terminología de probabilidad	Probabilidad del resultado
<i>Prácticamente cierto</i>	> 99% de probabilidad
<i>Sumamente probable</i>	> 95% de probabilidad
<i>Muy probable</i>	> 90% de probabilidad
<i>Probable</i>	> 66% de probabilidad
<i>Más probable que improbable</i>	> 50% de probabilidad
<i>Tan probable como improbable</i>	de 33 a 66% de probabilidad
<i>Improbable</i>	< 33% de probabilidad
<i>Muy improbable</i>	< 10% de probabilidad
<i>Sumamente improbable</i>	< 5% de probabilidad
<i>Excepcionalmente improbable</i>	< 1% de probabilidad

Los términos “extremadamente probable”, “extremadamente improbable” y “más probable que improbable” tal como se definen anteriormente se añadieron a la Guía de Incertidumbre del IPCC para evaluar específicamente aspectos que incluyen las causas y forzamiento radiativo.

A menos que se especifique lo contrario, los valores de este informe representan evaluaciones mejor calculadas y su margen de incertidumbre tiene un nivel de confianza de 90% (por ejemplo, existe un 5% de probabilidad de que el valor esté por debajo del límite inferior del nivel o por encima del límite superior del nivel). En algunos casos la naturaleza del límite de un valor, u otra información disponible, puede indicar una distribución asimétrica del nivel de incertidumbre con respecto a un cálculo mejor estimado. En tales casos, el nivel de incertidumbre se representa entre corchetes en negrita a continuación del cálculo.

cuanto a magnitud de forzamiento, así como en cuanto a características espaciales y temporales. El forzamiento radiativo positivo y negativo contribuye al aumento y disminución, respectivamente de la temperatura media superficial mundial. Esta sección actualiza el conocimiento sobre los forzamientos radiativos antropogénicos y naturales calculados.

La respuesta general del clima mundial al forzamiento radiativo es compleja debido a un número de retroefectos positivos y negativos que pueden ejercer una gran influencia sobre el sistema climático (véanse por ejemplo, las secciones 4.5 y 5.4). Aunque el vapor de agua es un gas de efecto invernadero fuerte, su concentración en la atmósfera varía en respuesta a cambios en el clima de superficie, debiéndose considerar un efecto de retroefecto y no forzamiento radiativo. Esta sección resume además, los cambios en el balance de energía de superficie y su vínculo con el ciclo hidrológico. Además, ofrece una visión del efecto de agentes tales como los aerosoles en las precipitaciones.

RT.2.1 Gases de efecto invernadero

El factor dominante en el forzamiento radiativo del clima en el era industrial es el aumento de la concentración

en la atmósfera de varios gases de efecto invernadero. La mayoría de los principales gases de efecto invernadero se producen de manera natural pero el aumento de su concentración en la atmósfera durante los últimos veinte años se debe a actividades humanas. Otros gases de efecto invernadero constituyen únicamente el resultado de actividades humanas. El aporte de cada gas de efecto invernadero al forzamiento radiativo durante un período específico de tiempo se determina por el cambio en su concentración atmosférica durante ese período de tiempo y la efectividad del gas para modificar el equilibrio radiativo. Las concentraciones atmosféricas actuales de los diferentes gases de efecto invernadero consideradas en este informe varían más de ocho órdenes de magnitud (factor de 108), y su eficacia radiativa varía más de cuatro órdenes de magnitud (factor de 104). Esto refleja la gran diversidad de sus propiedades y orígenes.

La concentración actual en la atmósfera de un gas de efecto invernadero es el resultado neto de sus emisiones y eliminaciones pasadas de la atmósfera. Los gases y aerosoles considerados en este informe representan las emisiones hacia la atmósfera derivadas de las actividades humanas o se formaron por las emisiones de otras especies precursoras. Procesos químicos y físicos eliminaron estas emisiones. Exceptuando el dióxido de carbono (CO₂),

generalmente estos procesos eliminan una fracción específica de la cantidad de gas en la atmósfera cada año y el inverso de esta tasa de eliminación de media de la vida del gas. En algunos casos, la tasa de eliminación varía dependiendo de la concentración del gas u otras propiedades atmosféricas (por ejemplo, la temperatura o condiciones químicas existentes).

Los gases de efecto invernadero de larga vida (GEILV), por ejemplo, el CO_2 , el metano (CH_4) y el óxido nitroso (N_2O), son químicamente estables y persisten en la atmósfera durante escalas de tiempo desde décadas hasta siglos o más, de modo que sus emisiones ejercen su influencia en el clima a largo plazo. Debido a su larga vida, estos gases se mezclan bien en la atmósfera, mucho más rápido de lo que se eliminan, y los datos de sus concentraciones mundiales se pueden calcular con exactitud en pocas localidades. El dióxido de carbono no tiene un período específico de vida porque está en ciclo continuo con la atmósfera, los océanos y la biosfera terrestre y su eliminación neta de la atmósfera involucra una gama de procesos con escalas de tiempo diferentes.

Los gases de corta vida (por ejemplo, el dióxido de azufre y el monóxido de carbono) son químicamente reactivos y se eliminan por lo general mediante procesos

naturales de oxidación en la atmósfera, eliminándolos en la superficie o gracias a las precipitaciones. Por eso sus concentraciones son muy variables. El ozono es un gas de efecto invernadero importante que se forma y destruye por reacciones químicas que implican a otras especies en la atmósfera. En la troposfera, el ser humano influye sobre el ozono principalmente mediante cambios en los gases precursores que conducen a su formación, mientras que en la estratosfera, el ser humano influye principalmente a través de cambios en las tasas de eliminación del ozono causados por los clorofluorocarbonos (CFC) y otras sustancias que eliminan el ozono.

RT.2.1.1 Cambios en el dióxido de carbono, el metano y el óxido nitroso atmosféricos

Las concentraciones actuales de CO_2 y CH_4 atmosféricas sobrepasan los valores preindustriales hallados en los registros de testigos de hielo polar de composición atmosférica de hace 650.000 años. Varias líneas de pruebas múltiples confirman que el aumento posindustrial de estos gases no proviene de mecanismos naturales (véase Gráfico RT.1 y Gráfico RT.2). {2.3, 6.3–6.5, PF 7.1}

DATOS DEL TESTIGO DE HIELO GLACIAL-INTERGLACIAL

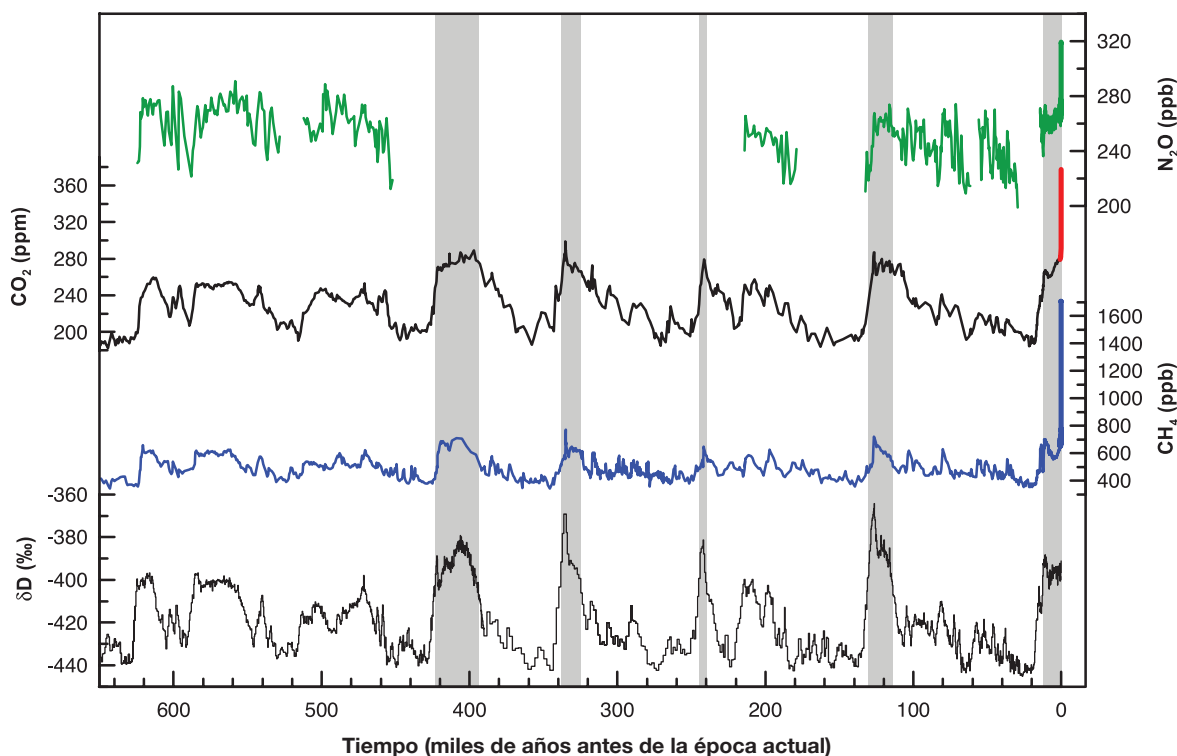


Gráfico RT.1. Variaciones de deuterio (D) en el hielo ártico, representativo de la temperatura local, y las concentraciones atmosféricas de los gases de efecto invernadero, dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4), y óxido nitroso (N_2O) en el aire atrapadas en los testigos de hielo y de mediciones atmosféricas actuales. Los datos cubren 650.000 años y las líneas sombreadas representan períodos interglaciales cálidos actuales y pasados. {Adaptado del Gráfico 6.3}

CAMBIOS EN LOS GASES DE EFECTO INVERNADERO DE DATOS NÚCLEO DE HIELO Y ACTUALES

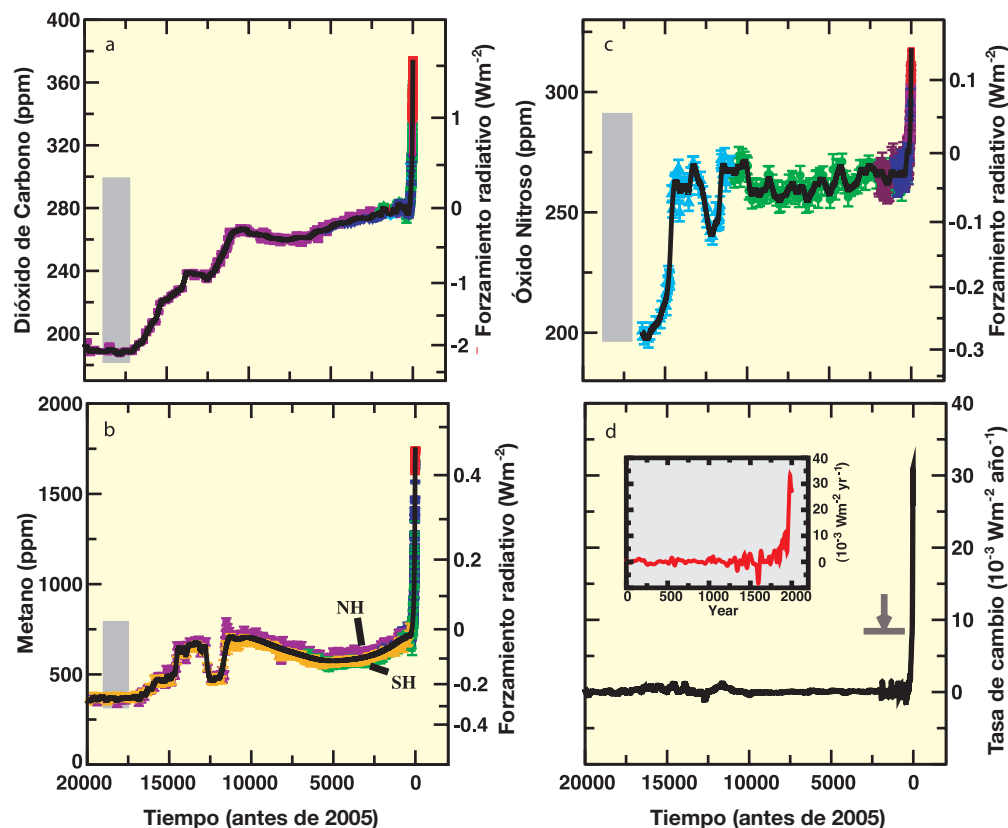


Gráfico RT.2. Concentraciones y forzamiento radiativo del (a) dióxido de carbono (CO₂), (b) metano (CH₄), (c) y óxido nítrico (N₂O) y (d) la tasa de cambio de su forzamiento radiativo combinado durante los últimos 20.000 años reconstruidas a partir del hielo antártico y de Groenlandia y datos de nieve granular (símbolos) y mediciones atmosféricas directas (paneles a,b,c, líneas rojas). Las barras grises muestran los niveles de variabilidad natural reconstruidos durante los últimos 650.000 años. La tasa de cambio del forzamiento radiativo (panel d, línea negra) se calculó mediante una curva en los datos de concentración. La edad se calculó con datos que varían desde aproximadamente veinte años para sitios con gran acumulación de nieve como Law Dome, Antártida, hasta aproximadamente de 200 años para lugares con poca acumulación como Dome C, Antártida. La flecha muestra el pico en la tasa de cambio del forzamiento radiativo que resultaría si las señales antropogénicas de CO₂, CH₄ y N₂O se suavizaran relacionadas con las condiciones de baja acumulación en el sitio Dome C. La tasa de cambio negativa del forzamiento de aproximadamente 1.600 muestra la inserción de alta resolución en los resultados del panel debido a la disminución del CO₂ de 10 ppm en el registro del Law Dome. {Gráfico 6.4}

El forzamiento radiativo total del clima terrestre debido a aumentos en la concentración de GEILV CO₂, CH₄ y N₂O, y *muy probablemente* la tasa en aumento del forzamiento total debido a estos gases en el período a partir de 1750, no tienen precedentes en más de 10.000 años (Gráfico RT.2). Es *muy probable* que la tasa de aumento sostenida del forzamiento radiativo combinado de estos gases de efecto invernadero de aproximadamente +1 W m⁻² en los últimos 40 años sea al menos seis veces más alta que en cualquier época durante los dos milenios antes de la Era Industrial, periodo requerido para que la información del testigo de hielo tenga la resolución temporal necesaria. El forzamiento radiativo, debido a estos GEILV, tiene el nivel de confianza más alto de cualquier agente de forzamiento. {2.3, 6.4}

La concentración de CO₂ atmosférico aumentó, de un valor preindustrial de aproximadamente 280

ppm, a 379 ppm en 2005. La concentración atmosférica de CO₂ aumentó solo 20 ppm durante los 8.000 años previos a la industrialización. Las variaciones a escalas de varias décadas o de siglos son menores de 10 ppm y *probablemente*, resultado de procesos naturales. Sin embargo, a partir de 1750, la concentración de CO₂ aumentó aproximadamente 100 ppm. La tasa de crecimiento anual de CO₂ aumentó más durante los últimos 10 años (media de 1995–2005: 1,9 ppm año⁻¹) que desde el comienzo de las mediciones atmosféricas directas continuas (media de 1960–2005: 1,4 ppm año⁻¹). {2.3, 6.4, 6.5}

El aumento del CO₂ atmosférico a partir del período preindustrial es el responsable del forzamiento radiativo de +1,66±0,17 W m⁻²; un aporte que domina a todos los agentes de forzamiento radiativo abordados en este informa. Durante la década de 1995 a 2005, la

tasa de crecimiento del CO₂ en la atmósfera aumentó un 20% su forzamiento radiativo. {2.3, 6.4, 6.5}

Las causas principales del aumento del CO₂ atmosférico son las emisiones de CO₂ derivadas del uso de combustibles fósiles y del impacto del cambio en los usos del territorio en el carbono acumulados en las plantas y en el suelo. A partir de 1750, se calcula que aproximadamente dos tercios de las emisiones de CO₂ antropogénico provienen de la quema de combustible fósil y un tercio del cambio en el uso de la tierra. Aproximadamente un 45% de este CO₂ permanece en la atmósfera, mientras un 30% permanece en los océanos y el resto está en la biosfera terrestre. Aproximadamente la mitad del CO₂ emitido hacia la atmósfera se elimina en una escala de tiempo de 30 años; otro 30% se elimina en pocos siglos y el 20% restante permanecerá en la atmósfera durante miles de años. {7.3}

Las emisiones de CO₂ continúan aumentando en los últimos decenios. (ver Gráfico RT.3). Las emisiones³ anuales mundiales de CO₂ fósil aumentaron de un promedio de $6,4 \pm 0,4$ GtC año⁻¹ en el decenio de 1990 a $7,2 \pm 0,3$ GtC año⁻¹ en el período de 2000 a 2005. Las emisiones de CO₂ calculadas asociadas con el cambio en el uso de la tierra, de las que se extrajeron promedios en la década de 1990, iban de aproximadamente⁴ 0,5 a 2,7 GtC año⁻¹, con una media aproximada de 1.6 Gt año⁻¹. La Tabla RT. 1 muestra los balances aproximados de CO₂ en las últimas décadas. {2.3, 6.4, 7.3, PF 7.1}

A partir de la década de 1980, los procesos naturales de absorción de CO₂ por la biosfera terrestre (por

ejemplo, el sumidero de residuos en la Tabla RT.1) y de los océanos, eliminaron aproximadamente el 50% de las emisiones antropogénicas (por ejemplo, el flujo de emisiones fósiles de CO₂ y el cambio en el uso de la tierra reflejado en la Tabla RT.1). La concentración atmosférica de CO₂ y los cambios meteorológicos influyen en estos procesos de eliminación. La capacidad de absorción de los océanos y la biosfera terrestre es similar en magnitud pero la capacidad de absorción de la biosfera terrestre varía más y fue mayor en la década de 1990 que en la de 1980 en aproximadamente 1 GtC año⁻¹. Las observaciones demuestran que las concentraciones de CO₂ disueltas en la superficie oceánica (pCO₂) aumentaron en casi todas partes; le sigue el aumento del CO₂ atmosférico pero con gran variabilidad regional y temporal. {5.4, 7.3}

La absorción y almacenamiento del carbono en la biosfera terrestre emerge de la diferencia neta entre la absorción debida al crecimiento de la vegetación, los cambios en la reforestación y en la secuestración y emisiones debidas a la respiración heterotrófica, las cosechas, la deforestación, los incendios, la contaminación y otros factores que afectan a la biomasa y los suelos. El aumento y disminución de la frecuencia de incendios en diferentes regiones afecta la captación neta del carbono y en las regiones boreales, aumentaron las emisiones debido a incendios durante las últimas décadas. Cálculos aproximados de flujos superficiales netos de CO₂ tomados de estudios inversos utilizando redes de datos atmosféricos, demuestran una

Tabla RT.1. Presupuesto del Carbono Mundial. Por convención, los valores positivos corresponden a flujos de CO₂ (GtC año⁻¹) hacia la atmósfera y los valores negativos representan la captación de la atmósfera (por ejemplo, "sumideros de CO₂"). Las emisiones de CO₂ fósil para 2004 y 2005 se basan en cálculos aproximados provisionales. Debido a la falta de estudios disponibles, para el flujo neto tierra-atmósfera y sus componentes, los niveles de incertidumbre son de intervalos de 65% de probabilidad y no incluyen la variabilidad interanual (véase Sección 7.3). ND indica que los datos no están disponibles.

	1980s	1990s	2000–2005
Aumento atmosférico	3.3 ± 0.1	3.2 ± 0.1	4.1 ± 0.1
Emisiones de dióxido de carbono fósil	5.4 ± 0.3	6.4 ± 0.4	7.2 ± 0.3
Flujo neto océano-atmósfera	-1.8 ± 0.8	-2.2 ± 0.4	-2.2 ± 0.5
Flujo neto tierra-atmósfera	-0.3 ± 0.9	-1.0 ± 0.6	-0.9 ± 0.6
<i>Dividido como sigue</i>			
Flujo de cambio en el uso de la tierra	1.4 (0.4 to 2.3)	1.6 (0.5 to 2.7)	NA
Sumidero de residuos	-1.7 (-3.4 to 0.2)	-2.6 (-4.3 to -0.9)	NA

³ Las emisiones de CO₂ fósil incluyen las derivadas de la producción, distribución y consumo de combustibles fósiles y de la producción de cemento. Las emisiones de 1 GtC corresponde a 3.67 GtCO₂.

⁴ Como se explica en la Sección 7.3, el margen de incertidumbre para las emisiones debido al cambio en el uso de la tierra y para el presupuesto del ciclo del carbono completo, sólo puede ser de intervalos de 65%.

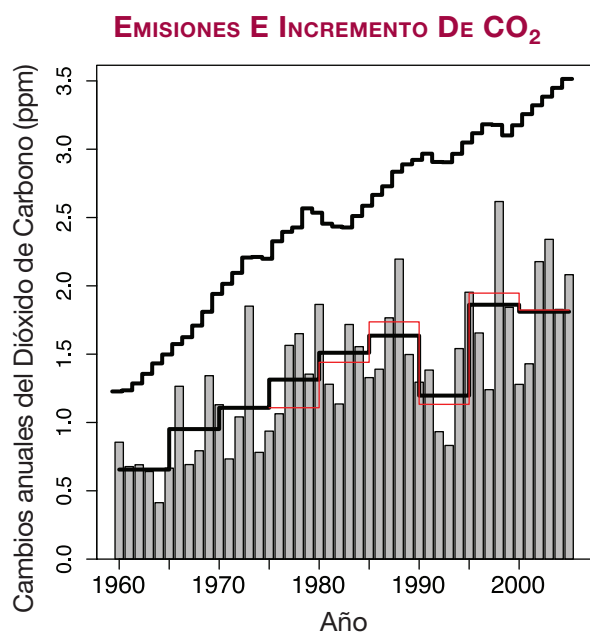


Gráfico RT.3. Cambios anuales en la media mundial de concentración de CO₂ (barras grises) y la media de cinco años a partir de dos redes diferentes de mediciones (las líneas escalonadas rojas y la línea negra inferior). La media de cinco años suaviza las perturbaciones a corto plazo asociadas con fenómenos fuertes de ENSO en 1972, 1982, 1987 y 1997. Incertidumbres en la media de cinco años se indican mediante la diferencia entre las líneas rojas y negras inferiores con valores de 0,15 ppm. Las líneas escalonadas superiores muestran el crecimiento anual que tendría lugar si todas las emisiones de combustibles fósiles permaneciesen en la atmósfera y no existiesen otras emisiones {Gráfico 7.4}

absorción importante de la tierra en las latitudes medias del Hemisferio Norte (HN) y captaciones casi nulas de los flujos tierra-atmósfera en los trópicos, lo que implica que la deforestación tropical se equilibra con el nuevo crecimiento. {7.3}

Las variaciones a corto plazo (interanuales) observadas en la tasa de crecimiento del CO₂ atmosférico se controlan principalmente a través de los cambios en el flujo de CO₂ entre la atmósfera y la biosfera terrestre, con una fracción pequeña pero importante debido a la variabilidad del flujo oceánico (véase Gráfico RT.3). Las fluctuaciones climáticas originan la variabilidad del flujo de la biosfera terrestre. Estas fluctuaciones afectan a la captación del CO₂ por las plantas en crecimiento y el retorno del CO₂ a la atmósfera por la descomposición del material orgánico mediante la respiración heterotrófica y los incendios. Los fenómenos asociados a la Oscilación del Sur El Niño (ENSO) son una fuente importante de variabilidad interanual en la tasa de crecimiento del CO₂ atmosférico. Esto se debe a sus efectos sobre los flujos a través de la temperatura superficial de la tierra y el mar, las precipitaciones y la incidencia de incendios. {7.3}

En la actualidad, los efectos directos del aumento del CO₂ atmosférico en la absorción del carbono terrestre a gran escala no se pueden calcular con precisión. El crecimiento de las plantas se puede estimular mediante el aumento de las concentraciones atmosféricas de CO₂ y por la deposición de nutrientes (efectos de fertilización). Sin embargo, la mayoría de los estudios y experimentos demuestran que tales respuestas son relativamente efímeras y fáciles de asociar a otros efectos tales como la disponibilidad de agua y nutrientes. Asimismo, los experimentos y estudios de los efectos del clima (temperatura y humedad) en la respiración heterotrófica de residuos y suelos son inciertos. La sección RT.5.4. {7.3} aborda por separado los efectos del cambio climático en la absorción del carbono.

El aumento de aproximadamente 1774 ppb de CH₄ en 2005 representa más del doble de su valor preindustrial. Las concentraciones atmosféricas de CH₄ variaron muy poco, entre 580 y 730 ppb, en los últimos 10.000 años, pero aumentaron alrededor de 1000 ppb en los últimos 200 años. Esto representó el cambio más rápido de este gas durante al menos 80.000 años. A finales de la década de 1970 y principios del decenio de 1980, la tasa de crecimiento de CH₄ llegó al máximo con un valor por encima de 1% año⁻¹, pero a partir del principio del decenio de 1990 disminuyó considerablemente y estuvo cerca de cero en el período de 1999 a 2005. El aumento de CH₄ se produce cuando las emisiones superan las eliminaciones. El reciente declive en las tasas de crecimiento implica que en la actualidad las emisiones se corresponden con las eliminaciones. Esto se debe principalmente a la oxidación del radical hidróxilo (OH). A partir del TIE, nuevos estudios realizados con dos indicadores independientes (el metilcloroformo y el 14CO) señalaron la ausencia de cambios a largo plazo en la cantidad mundial de OH. Sin embargo, es probable que se ralentice la tasa de CH₄ atmosférico aproximadamente a partir de 1993 debido al equilibrio que alcanzó la atmósfera durante un período de emisiones totales casi constantes. {2.3, 7.4, PF 7.1}

El aumento de las concentraciones de CH₄ atmosférico desde el período preindustrial contribuyó a un forzamiento radiativo de +0,48 ± 0,05 W m⁻². Entre los gases de efecto invernadero, este forzamiento ocupa el segundo lugar en magnitud después del forzamiento del CO₂. {2.3}

Los niveles actuales de CH₄ atmosférico se deben a las emisiones antropogénicas continuadas de CH₄ que superan las emisiones naturales. El total de emisiones de CH₄ se puede determinar a partir de concentraciones observadas y cálculos de las tasas de eliminación. Las emisiones de fuentes de CH₄ individuales no están tan bien cuantificadas como las emisiones totales pero la

mayoría es biogénica e incluye emisiones de humedales, animales rumiantes, cultivo de arroz y quema de biomasa, con el pequeño aporte de fuentes industriales que incluye la emisión de combustibles fósiles. El conocimiento de las fuentes de CH₄ junto con la pequeña gama natural de concentraciones de CH₄ en los últimos 650.000 años (Gráfico RT.1) y su aumento dramático a partir de 1750 (Gráfico RT.2), hacen *muy probable* que la actividad antropogénica sea la causa de los cambios a largo plazo observados en el CH₄. {2.3, 6.4, 7.4}

Además de su declive durante los últimos 15 años, la tasa de crecimiento del CH₄ atmosférico muestra una alta variabilidad interanual, lo cual no se ha explicado aún. El mayor aporte a la variabilidad interanual durante el período de 1996 a 2001 lo suponen, al parecer, las variaciones en las emisiones de los humedales y la quema de biomasa. Algunos estudios indican que las emisiones de CH₄ de los humedales son altamente sensibles a la temperatura y se ven afectadas por los cambios hidrológicos. Todos los modelos de cálculos indican aumento en las emisiones de los humedales debido a cambios climáticos futuros pero varían ampliamente en la magnitud de tal retroefecto positivo. {7.4}

Las concentraciones de N₂O en 2005 fueron de 319 ppb, aproximadamente en un 18% más alto que su valor preindustrial. El óxido nitroso aumentó linealmente en un valor aproximado de 0,8 ppb año⁻¹ durante las últimas décadas. Los datos del testigo de hielo muestran que la concentración atmosférica de N₂O varió menos de aproximadamente 10 ppb en los 11.500 años antes del comienzo del período industrial. {2.3, 6.4, 6.5}

En la actualidad el aumento de N₂O a partir del período industrial contribuye a un forzamiento radiativo de $+0,16 \pm 0,02 \text{ W m}^{-2}$ y se debe principalmente a las actividades humanas, concretamente la agricultura y a los cambios asociados al uso de la tierra. Los cálculos actuales apuntan que alrededor de un 40% de las emisiones totales de N₂O son antropógenas pero cálculos de fuentes individuales están sujetos a incertidumbres significativas. {2.3, 7.4}

RT.2.1.2 Cambios en los halocarbonos atmosféricos, el ozono estratosférico, troposférico y otros gases

Los CFC y los hidroclorofluorocarbonos son gases de efecto invernadero que tienen un origen puramente antropogénico y una gran variedad de aplicaciones. Las emisiones de estos gases disminuyeron debido al Protocolo de Montreal. Las concentraciones de CFC⁻¹¹ y CFC⁻¹³ se atenuaron debido a los procesos naturales de eliminación. Las observaciones en testigos polares de

nieve granulada a partir del TIE ampliaron la información actual de las series de tiempo disponibles para algunos de estos gases de efecto invernadero. Los datos *in situ* y del testigo de hielo confirman que las fuentes industriales ocasionan el aumento atmosférico observado en los CFC y los HCFC. {2.3}

Los gases del Protocolo de Montreal aportaron $+0,32 \pm 0,03 \text{ W m}^{-2}$ al forzamiento radiativo directo en 2005. El CFC⁻¹² siguió siendo el tercer agente más importante de forzamiento radiativo de larga vida. Estos gases, como grupo, aportan aproximadamente el 12% del forzamiento total debido a los GEILV. {2.3}

Las concentraciones de gases industriales fluorinados del Protocolo de Kioto (hidrofluorocarbonos (HFC), hidrocarburos perfluorados (PFC), hexafluoruro de azufre (SF₆)) son relativamente pequeñas pero aumentan con rapidez. Su forzamiento radiativo total en 2005 fue de $+0,017 \text{ W m}^{-2}$. {2.3}

El ozono troposférico es un gas de efecto invernadero de corta vida producido por las reacciones químicas de especies precursoras en la atmósfera que tienen una gran variabilidad espacial y temporal. Gracias a las mejoras en las mediciones y modelos, se han dado pasos adelante en el conocimiento de los precursores químicos que conducen a la formación del ozono troposférico, principalmente el monóxido de carbono y los óxidos de nitrógeno (incluidas fuentes y tendencias a largo plazo en los relámpagos) y los formaldehídos. En general, los modelos actuales describen satisfactoriamente las características principales de la actual distribución mundial de ozono troposférico sobre la base de procesos subyacentes. Estos modelos se ven limitados en todo el mundo por las nuevas mediciones que se realizan *in situ* y por satélite; sin embargo, son menos confiables a la hora de reproducir los cambios en el ozono asociados con grandes cambios en emisiones o climáticos y en la simulación de tendencias a largo plazo observadas en concentraciones de ozono durante el siglo XX. {7.4}

El forzamiento radiativo del ozono troposférico se estima sea de $+0,35$ [$+0,25$ a $+0,65$] W m^{-2} con un nivel medio de conocimiento científico. El mejor cálculo de este forzamiento radiativo no ha cambiado a partir del TIE. Las observaciones muestran que las tendencias en el ozono troposférico en los últimos años varían en señal y magnitud en muchas localidades, pero existen indicadores importantes de tendencias ascendentes en latitudes bajas. Los modelos de estudios del forzamiento radiativo provocado por el aumento del ozono troposférico a partir del período preindustrial se volvieron más complejos y abarcadores si se comparan con otros modelos utilizados en el TIE. {2.3, 7.4}

Los cambios en el ozono troposférico se vinculan a la calidad del aire y al cambio climático. Algunos estudios muestran que las concentraciones de ozono en días de verano tienen una correlación fuerte con la temperatura. Esta correlación parece reflejar aportes de emisiones biogénicas volátiles del carbono orgánico dependiente de la temperatura, descomposición térmica del nitrato de peroxiacetil, que actúa como reserva de los óxidos de nitrógeno (NO_x), y la asociación de altas temperaturas con el estancamiento regional. Condiciones anómalas de calor y estancamiento en el verano de 1988 fueron las responsables del registro anual más alto del nivel de ozono en el nordeste de Estados Unidos. La ola de calor durante el verano europeo del 2003 también se asocia con niveles excepcionalmente altos de ozono en la superficie. {Recuadro 7.4}

Los gases del Protocolo de Montreal ocasionan el forzamiento radiativo debido a la destrucción del ozono estratosférico que se reevalúa en un $-0,05 \pm 0,10 \text{ W m}^{-2}$, más débil que en el TIE, con un nivel medio de conocimiento científico. Ya no existe la tendencia a destruir más la capa de ozono observada en el decenio de 1980 y 1990; sin embargo, el ozono estratosférico mundial se encuentra aún por debajo del 4% de los valores anteriores al decenio de 1980 y no se sabe con exactitud si el ozono se recupera. Además de la destrucción química del ozono, los cambios dinámicos también pudieron contribuir a la reducción del ozono en la latitud media del HN. {2.3}

La emisión directa de vapor de agua ocasionado por las actividades humanas afecta al forzamiento radiativo. Sin embargo, como aumentan las temperaturas medias mundiales, aumentan las concentraciones troposféricas de vapor de agua y esto representa un retroefecto clave pero no un forzamiento de cambio climático. La emisión directa de agua hacia la atmósfera debida a actividades antropogénicas, principalmente el regadío, es un factor posible de forzamiento pero representa menos del 1% de las fuentes naturales del vapor de agua atmosférico. La inyección directa de vapor de agua en la atmósfera que proviene de combustibles fósiles es significativamente menor que la de actividades agrícolas. {2.5}

Según modelos de estudios sobre transporte químico, se calcula que el forzamiento radiativo causado por el aumento del vapor de agua estratosférico debido a la oxidación del CH_4 es $+0,07 \pm 0,05 \text{ W m}^{-2}$. El nivel de conocimiento científico es bajo porque el aporte de CH_4 a la correspondiente estructura vertical del cambio de vapor de agua cerca de la tropopausa es incierto. No se comprenden bien otras causas potenciales de naturaleza humana que aumentan el vapor de agua estratosférico y que contribuyen al forzamiento radiativo. {2.3}

RT.2.2 Aerosoles

En la actualidad el forzamiento radiativo directo de los aerosoles está mejor cuantificado que en el pasado y representa un gran avance en el conocimiento a partir del TIE, cuando muchos componentes tenían un nivel muy bajo de comprensión científica. Un forzamiento radiativo total de aerosoles combinado con todos los tipos de aerosoles se puede definir por primera vez como $-0,5 \pm 0,4 \text{ W m}^{-2}$, con un nivel de medio a bajo, de conocimiento científico. Los modelos atmosféricos han mejorado y muchos en la actualidad presentan todos los aerosoles importantes de aerosoles. Las propiedades de los aerosoles varían considerablemente y afectan a la magnitud con la que captan y difunden la radiación; así, diferentes tipos de aerosoles pueden tener un efecto diferente de enfriamiento o calentamiento neto. Los aerosoles industriales, compuestos principalmente por una mezcla de azufres, carbono orgánico y negro, nitratos y polvo industrial, se distinguen con claridad en muchas regiones continentales del HN. Las mejoras de las mediciones satélite in situ y de la superficie (véase Gráfico RT.4) permitieron la comprobación de las simulaciones de modelos de aerosoles mundiales. Estas mejoras permiten calcular por primera vez el forzamiento radiativo total de aerosoles y representan un avance importante a partir del TIE. El forzamiento radiativo directo para especies individuales continúa siendo menos cierto y se calcula a partir de modelos, que alcanzan $-0,4 \pm 0,2 \text{ W m}^{-2}$ para el azufre, $-0,05 \pm 0,05 \text{ W m}^{-2}$ para el carbono orgánico de combustible fósil $+0,2 \pm 0,15 \text{ W m}^{-2}$ para el carbono negro de combustible fósil, $+0,03 \pm 0,12 \text{ W m}^{-2}$ para la quema de biomasa, $-0,1 \pm 0,1 \text{ W m}^{-2}$ para el nitrato y $-0,1 \pm 0,2 \text{ W m}^{-2}$ para el polvo mineral. Dos estudios actuales de inventarios de emisiones apoyan los datos de los testigos de hielo y afirman que las emisiones antropógenas mundiales de azufre disminuyeron durante el período de 1980 a 2000 y que la distribución geográfica del forzamiento del azufre también cambió. {2.4, 6.6}

A partir del TIE, el cálculo del forzamiento radiativo directo cambió significativamente debido a la quema de biomasa, los aerosoles de nitrato y el polvo mineral. Para el aerosol de la quema de biomasa, el cálculo de forzamiento radiativo directo estimado ha pasado de un valor negativo a casi cero, debido a que la existencia de estos aerosoles sobre las nubes ejercía una gran influencia sobre el cálculo. Por primera vez se presenta el forzamiento radiativo del aerosol de nitrato. Para el polvo mineral se reduce el margen del forzamiento radiativo directo debido a la reducción del cálculo estimado de su fracción antropogénica. {2.4}

Los efectos de aerosoles antropogénicos en nubes de agua originan un efecto indirecto sobre el albedo

de las nubes (denominado primer efecto indirecto en el TIE), lo que da lugar al mejor cálculo por primera vez: -0.7 [-0.3 a -1.8] $W m^{-2}$. El número de cálculos de modelos mundiales del impacto sobre el albedo de las nubes de agua líquida aumentó considerablemente a partir del TIE y los cálculos se evaluaron con más rigor. El cálculo de este forzamiento radiativo proviene de varios modelos de estudio que incorporaron más especies de aerosoles y describieron en detalle los procesos interactivos aerosol-nube. Los modelos de estudio que incluyen más especies de aerosoles o limitados por las observaciones por satélite suelen producir un efecto

más débil sobre el albedo de las nubes. A pesar de los avances y progresos desde el TIE y la disminución de la extensión de los cálculos de forzamiento, existen grandes incertidumbres en los procesos de medición y modelización que conducen a un bajo nivel de conocimiento científico. Esto supone una subida desde el escaño más bajo del TIE. {2.4, 7.5, 9.2}

Otros efectos del aerosol incluyen el efecto perpetuo de nube, el efecto semidirecto y las interacciones de nube aerosol-hielo. Estos efectos se consideran parte de la respuesta climática y no del forzamiento radiativo. {2.4, 7.5}

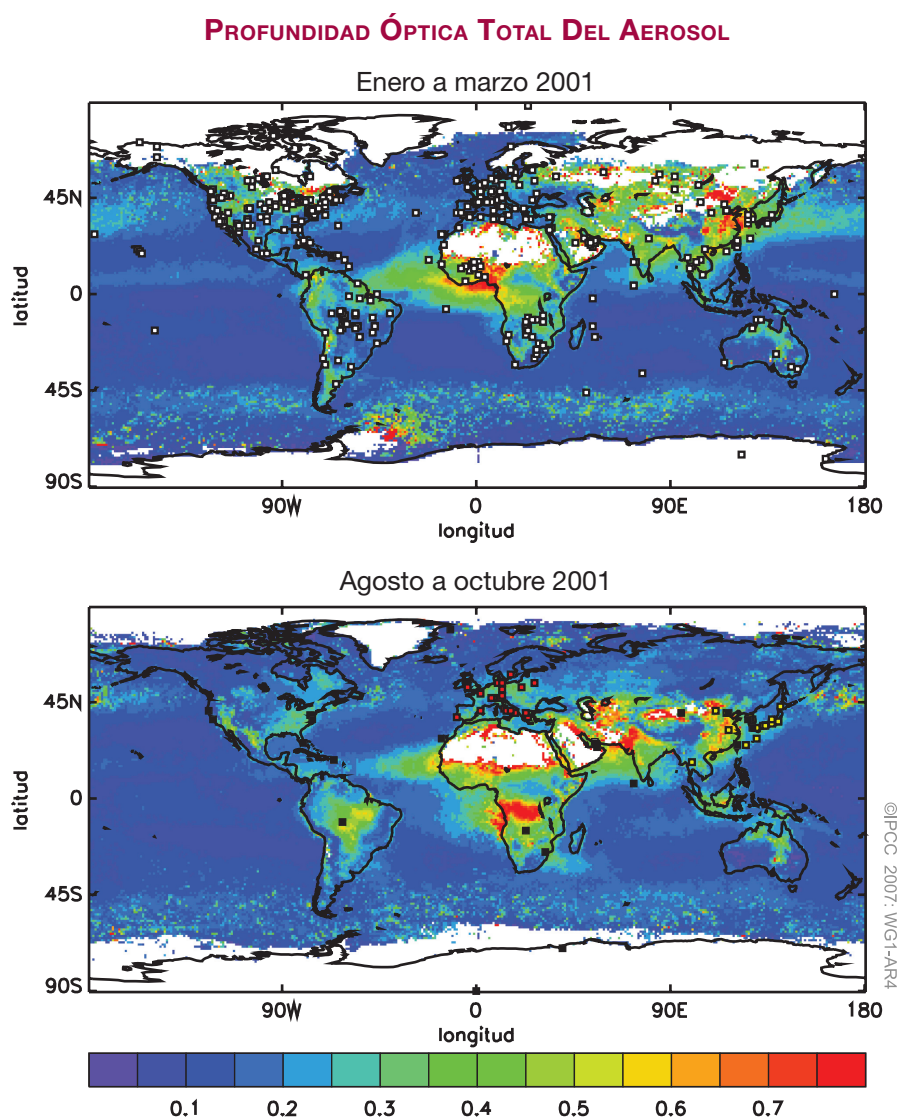


Gráfico RT.4. (Arriba) Profundidad óptica total del aerosol (debido a aerosoles naturales y antropógenos) en una longitud de onda media visible determinada por satélite desde enero hasta marzo de 2001 y (abajo) desde agosto hasta octubre de 2001, que ilustra los cambios estacionales en aerosoles industriales y de la quema de biomasa. Los datos provienen de satélite y se complementan con dos tipos de mediciones diferentes realizadas en tierra en localidades que se muestran en los dos paneles. (Véase sección 2.4.2 para detalles). {Gráfico 2.11}

RT.2.3 Estelas y cirros de aeronaves, usos del territorio y otros efectos

Las estelas de la aviación mundial, lineales y persistentes, aportan un pequeño forzamiento radiativo de $+0.01$ [$+0.003$ a $+0.03$] $W m^{-2}$, con un nivel bajo de conocimiento científico. Este cálculo es menor que el cálculo del TIE. La diferencia se debe a las nuevas observaciones de la cubierta de estelas y a los cálculos reducidos de la profundidad óptica de las estelas. No se dispone de mejores cálculos para el forzamiento radiativo neto de las estelas. Se desconocen sus efectos sobre la nubosidad de los cirros y los efectos mundiales del aerosol de la aviación sobre antecedentes de la nubosidad. {2.6}

Los cambios inducidos por la actividad humana en la capa terrestre aumentaron el albedo de superficie mundial, llevando a un forzamiento radiativo de -0.2 ± 0.2 $W m^{-2}$, igual al TIE, con un nivel de medio a bajo de conocimiento científico. Los aerosoles del carbono mineral depositados en la nieve reducen el albedo de superficie y se calcula que

acumulan un forzamiento radiativo asociado de $+0.1 \pm 0.1 \text{ W m}^{-2}$, con un nivel bajo de conocimiento científico.

A partir del TIE, se realizó un cálculo del forzamiento del cambio en el uso de la tierra y se utilizaron técnicas mejores, se excluyeron los retroefectos y se mejoraron las observaciones a gran escala. Las incertidumbres en los cálculos incluyen cartografía y caracterización de la vegetación actual y sus antecedentes, parametrización de los procesos de radiación superficial y parcialidad en los modelos de variables climáticas. La presencia de partículas de hollín en la nieve provoca la disminución del albedo de nieve y un forzamiento positivo y puede, además, afectar al deshielo. Son muchas las incertidumbres sobre como se incorpora el hollín a la nieve y las propiedades ópticas resultantes. {2.5}

Los impactos en el clima debido al cambio en los usos del territorio se prevén localmente significativos en algunas regiones, pero resultan menores a escala mundial si se comparan con el calentamiento de los gases de efecto invernadero. Los cambios en la superficie terrestre (vegetación, suelos, agua) que resultan de las actividades humanas pueden afectar significativamente el clima local mediante cambios en la radiación, nubosidad, aspereza superficial y temperatura superficial. Los cambios en la capa de vegetación también pueden tener un gran impacto sobre la energía de la superficie y el equilibrio hídrico a escala regional. Estos efectos involucran procesos no radiativos (lo que implica que no se pueden calcular mediante un forzamiento radiativo) y tienen un nivel muy bajo de conocimiento científico. {2.5, 7.2, 9.3, Recuadro 11.4}

La liberación de calor debido a la producción de energía antropogénica es importante en áreas urbanas pero no a escala mundial. {2.5}

RT.2.4 Forzamiento radiativo causado por la actividad solar y las erupciones volcánicas

Durante los últimos 28 años se supervisa continuamente la irradiación solar total. Los datos muestran un ciclo bien establecido de 11 años que varía 0.08% entre el mínimo y el máximo del ciclo solar, sin tendencias importantes a largo plazo. Los datos actuales tienen cambios mejor cuantificados de los flujos de espectro solar sobre un amplio abanico de longitudes de onda asociadas con el cambio de la actividad solar. El perfeccionamiento de las graduaciones mediante el uso de mediciones de alta calidad contribuyó a una mejor interpretación. El pensamiento actual sobre física solar y las fuentes conocidas de variabilidad en la irradiación indican niveles comparables de irradiación en los dos últimos ciclos solares, incluido. La causa principal conocida de variabilidad de la irradiación

actual es la presencia de manchas solares (zonas compactas, oscuras, donde la radiación se agota localmente) en el disco solar y fáculas (zonas brillantes, donde la radiación aumenta localmente) {2.7}

El forzamiento radiativo directo estimado debido a cambios en la luz solar a partir de 1750 es de $+0.12$ [$+0.06$ a $+0.3$] W m^{-2} , un valor menor que la mitad del estimado dado por el TIE, con un nivel bajo de conocimiento científico. El cálculo reducido del forzamiento radiativo proviene de una reevaluación del cambio a largo plazo de la irradiación solar a partir de 1610 (el Mínimo Maunder) basado en: una nueva reconstrucción con el uso del modelo de variaciones del flujo magnético solar que no evoque sustitutos de indicadores indirectos geomagnéticos, cosmogénicos o estelares; una mejora en el conocimiento de las variaciones solares actuales y su relación con procesos físicos; y una reevaluación de las estrellas similares al Sol. Esta situación, a pesar de elevar el nivel de conocimiento científico de muy bajo en el TIE a bajo en esta evaluación, mantiene grandes incertidumbres por falta de observaciones directas y de conocimiento de los mecanismos de variabilidad solar durante largos períodos de tiempo. {2.7, 6.6}

Se analizaron asociaciones empíricas entre la ionización solar modulada de rayos cósmicos atmosféricos y el bajo nivel del promedio mundial de la cubierta de nubes, pero las pruebas de un efecto solar indirecto sistemático son ambiguas. Se indicó que los rayos cósmicos con energía suficiente para alcanzar la troposfera pueden modificar la población del núcleo de condensación de nubes y desde las propiedades microfísicas de las nubes (número y concentración de gotas) inducir cambios en los procesos de las nubes semejantes al efecto indirecto albedo de nubes de los aerosoles troposféricos. De esta manera se causa un forzamiento solar indirecto del clima. Estudios demuestran varias correlaciones con las nubes en regiones o al tratar tipos de nubes limitados o períodos de tiempo limitados. Sin embargo, la serie de rayos cósmicos en el tiempo no corresponde con la cubierta de nubes total mundial después de 1991 o con la capa de nubes mundial de nivel bajo después de 1994. La falta de mecanismos físicos comprobados y la plausibilidad de otros factores casuales que afectan los cambios de la capa de nubes desatan la polémica sobre la asociación entre los cambios cósmicos galácticos inducidos por rayos de los aerosoles y la formación de nubes. {2.7}

Las erupciones volcánicas explosivas aumentan en gran medida la concentración de aerosoles de azufre en la estratosfera. Una simple erupción puede enfriar el clima medio mundial durante algunos años. Los aerosoles volcánicos afectan a los balances de energía radiativa tanto de la estratosfera como de la superficie/

troposfera y del clima de manera esporádica. Muchos fenómenos pasados se evidencian en las observaciones del testigo de hielo del sulfuro así como en los registros de temperaturas. Desde la erupción del monte Pinatubo en 1991, no se da una explosión volcánica capaz de inyectar material importante a la estratosfera. Sin embargo, existe un potencial de erupciones volcánicas mayor que el de la erupción del monte Pinatubo en 1991, lo cual puede producir un gran forzamiento radiativo además de enfriamiento a largo plazo del sistema climático. {2.7, 6.4, 6.6, 9.2}

RT.2.5 Forzamiento radiativo neto mundial, potenciales de calentamiento mundial y pautas de forzamiento

Las influencias antropogénicas del calentamiento y enfriamiento del clima se conocen mejor desde el TIE. Esto provoca una muy alta confianza en que el efecto de las actividades humanas a partir de 1750 haya tenido un forzamiento positivo neto de +1,6 [+0,6 a +2,4] Wm^{-2} . La mejor interpretación y mejor cuantificación de los mecanismos de forzamiento a partir del TIE posibilitaron deducir por primera vez un forzamiento radiativo combinado antropogénico neto. Al juntar los valores de los componentes para cada agente de forzamiento con sus incertidumbres, se obtiene la distribución de probabilidades del cálculo del forzamiento radiativo antropogénico combinado que se muestra en el gráfico RT.5. El valor más probable es aproximadamente una orden de magnitud mayor que el cálculo del forzamiento radiativo de la irradiación solar. Como el margen del cálculo es de +0,6 a +2,4 W m^{-2} , existe una confianza muy alta en el forzamiento radiativo positivo neto del sistema climático debido a la actividad humana. Todos los GEILV juntos contribuyen en un $+2,63 \pm 0,26 \text{ W m}^{-2}$, que es el periodo dominante de forzamiento radiativo y tiene el nivel más alto de conocimiento científico. Por el contrario, el aerosol directo total, los efectos albedo de nube y superficie que aportan forzamientos negativos, se entienden menos y tienen más incertidumbres. El margen en los cálculos netos aumenta debido a los periodos de forzamiento negativo que tienen más incertidumbres que los términos positivos. La naturaleza de la incertidumbre del albedo asociado a las nubes calculado añade una notable asimetría en la distribución. Las incertidumbres en la distribución incluyen aspectos de estructura (por ejemplo, la representación de extremos en los valores de los componentes, la ausencia de ponderación de los mecanismos de forzamiento radiativo, la posibilidad de falta de forzamientos radiativos sin estimar) y aspectos estadísticos (por ejemplo, superpuestos sobre los tipos de distribución que describen las incertidumbres de los componentes.). {2.7, 2.9}

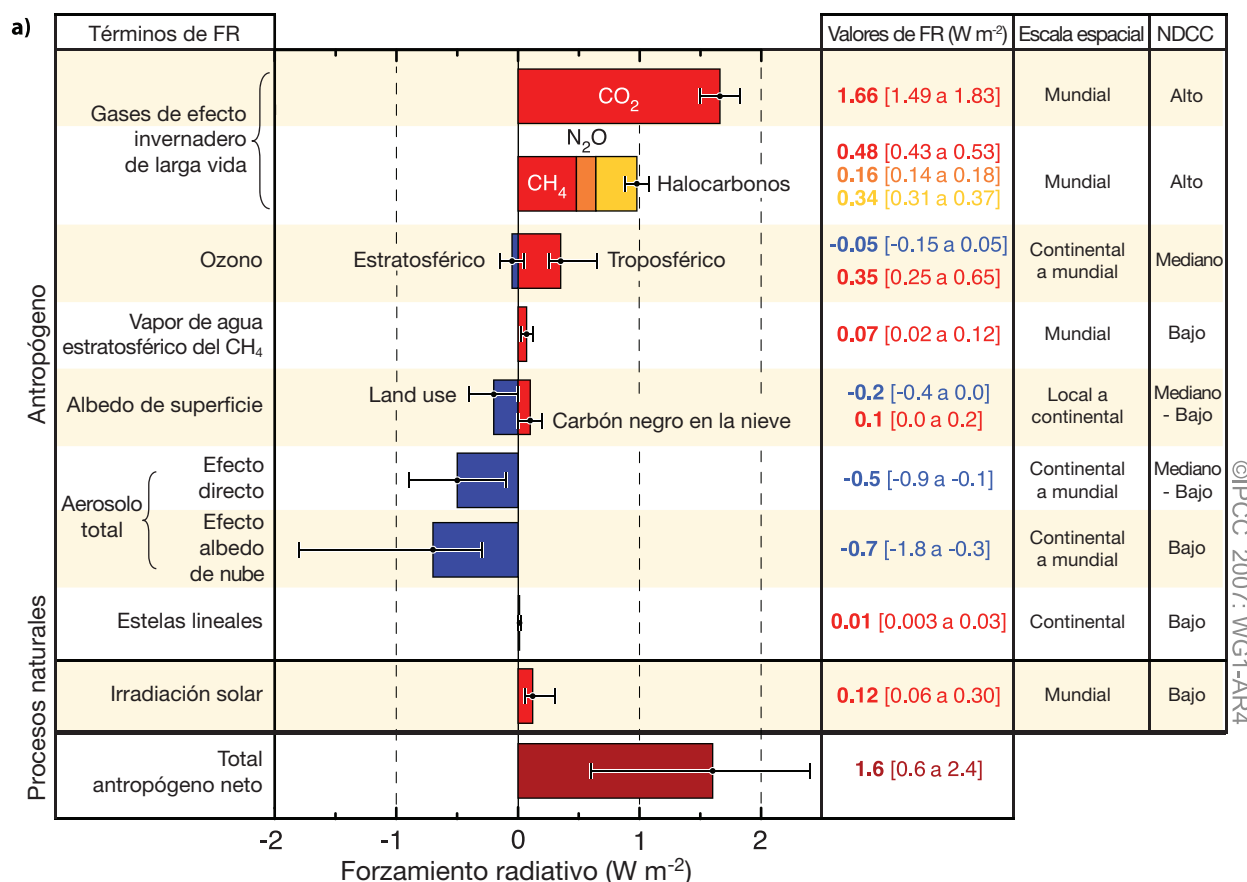
El potencial de calentamiento mundial (PCM) es una medida útil para comparar el impacto climático potencial de las emisiones de los diferentes GEILV (ver Tabla RT.2). El potencial de calentamiento mundial compara el forzamiento radiativo integrado durante un período de tiempo específico (por ejemplo, 100 años) con una emisión de pulso de una unidad de masa y constituye una forma de comparar el cambio climático potencial asociado con las emisiones de diferentes gases de efecto invernadero. El concepto de PCM tiene defectos muy bien documentados, sobre todo al usarlo para evaluar el impacto de especies de corta vida. {2.10}

Las pruebas indican, para la magnitud y el margen del forzamiento real objeto de estudio, una relación aproximadamente lineal entre el forzamiento radiativo medio mundial y la respuesta de temperatura superficial media mundial. Las pautas espaciales del forzamiento radiativo varían entre los diferentes agentes de forzamientos. No obstante, la señal espacial de la respuesta climática no siempre se corresponde con la del forzamiento. Las reacciones y procesos climáticos controlan mayormente las pautas espaciales de la respuesta climática. Por ejemplo, los retroefectos sobre el albedo de hielo marítimo tienden a intensificar la respuesta de latitud alta. Las pautas espaciales de respuesta se afectan además, por las diferencias de la inercia térmica entre zonas terrestres y marítimas. {2.8, 9.2}

Las pautas de respuesta a un forzamiento radiativo se pueden modificar considerablemente si su estructura tiende a afectar tiene un aspecto específico de la estructura o circulación atmosférica. Los modelos y las comparaciones de datos afirman que es probable que algunos forzamientos como las erupciones volcánicas afecten las pautas de circulación de latitudes medias a altas. Estos forzamientos se asocian a cambios en el Modo Anular del Hemisferio Norte (NAM) y la Oscilación Noratlántica (NAO) (véase Sección 3.1 y Recuadro RT.2). Las simulaciones también indican que absorber aerosoles (específicamente el carbono negro) puede reducir la radiación solar que llega a la superficie y puede calentar la atmósfera a escala regional, afectando de esta manera se afecta al perfil de temperatura vertical y a la circulación atmosférica a gran escala. {2.8, 7.5, 9.2}

Las pautas espaciales de forzamiento radiativo para el ozono, los efectos directos del aerosol, las interacciones aerosol-nubes y el uso de la tierra presentan incertidumbres evidentes. Esto contrasta con la probabilidad relativamente alta en la pauta espacial del forzamiento radiativo de los GEILV. Resulta *muy probable* que el forzamiento radiativo positivo neto en el Hemisferio Sur (HS) supere al del HN debido a una menor concentración de aerosol en el HS. {2.9}

FORZAMIENTO RADIATIVO PROMEDIO MUNDIAL



DISTRIBUCIÓN DE PROBABILIDADES

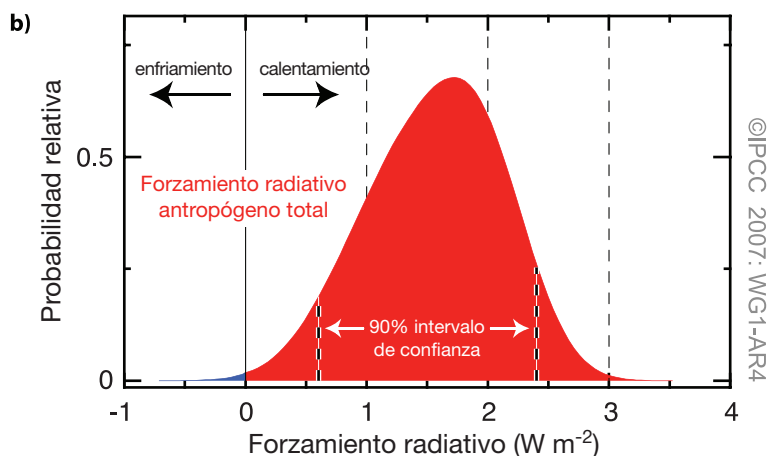


Gráfico TS.5. (a) Forzamiento radiativo (FR) medio mundial y su intervalo de probabilidad de un 90% en 2005 para varios agentes y mecanismos. Las columnas de la derecha especifican los mejores cálculos de intervalos de probabilidad (valores FR); la extensión geográfica típica del forzamiento (escala espacial); y el nivel de conocimiento científico (LOSU, en sus siglas en inglés) que indica el nivel de confianza científica explicado en la Sección 2.9. Los errores del CH₄, N₂O y halocarbonos aparecen juntos. Se muestra, además, el forzamiento radiativo antropogénico y sus valores. Los mejores cálculos y los niveles de incertidumbre se pueden obtener sumando directamente periodos concretos para obtener valores mostrados, debido a los niveles de incertidumbre asimétrica de algunos factores. Se ha utilizado la técnica Monte Carlo como se trató en la Sección 2.9. Los otros factores de forzamiento que no se incluyen en este gráfico se consideran con muy bajo LOSU. Los aerosoles volcánicos constituyen otra forma de forzamiento natural pero no se incluyen por su naturaleza episódica. La escala de las estelas lineales no incluye otros efectos posibles derivados de la aviación sobre la nubosidad. (b) Distribución de probabilidad del forzamiento radiativo medio mundial combinado de todos los agentes antropogénicos mostrados en (a). La distribución se calcula al unir los mejores cálculos y las incertidumbres de cada componente. Los periodos negativos del forzamiento aumentan significativamente la amplitud de la distribución, ya que su incertidumbre es mayor que en los periodos positivos. {2.9.1, 2.9.2; Gráfico 2.20}

Tabla RT.2. Vida, eficacia radiativa y potenciales de calentamiento mundial directo (PCM) (excepto el CH₄) relacionados con el CO₂. {Tabla 2.14}

Nombre Industrial o común (años)	Fórmula química	Vida (años)	Eficacia Radiativa (W m ⁻² ppb ⁻¹)	Potencial de calentamiento mundial para Tiempo dado de Horizonte			
				SIE‡ (100-años)	20-años	100-años	500-años
Dióxido de carbono	CO ₂	Ver debajo ^a	^b 1.4x10 ⁻⁵	1	1	1	1
Metano ^c	CH ₄	12 ^c	3.7x10 ⁻⁴	21	72	25	7.6
Óxido nitroso	N ₂ O	114	3.03x10 ⁻³	310	289	298	153
Sustancias controladas por el Protocolo de Montreal							
CFC-11	CCl ₃ F	45	0.25	3,800	6,730	4,750	1,620
CFC-12	CCl ₂ F ₂	100	0.32	8,100	11,000	10,900	5,200
CFC-13	CCIF ₃	640	0.25		10,800	14,400	16,400
CFC-113	CCl ₂ FCCIF ₂	85	0.3	4,800	6,540	6,130	2,700
CFC-114	CCIF ₂ CCIF ₂	300	0.31		8,040	10,000	8,730
CFC-115	CCIF ₂ CF ₃	1,700	0.18		5,310	7,370	9,990
Halon-1301	CBrF ₃	65	0.32	5,400	8,480	7,140	2,760
Halon-1211	CBrClF ₂	16	0.3		4,750	1,890	575
Halon-2402	CBrF ₂ CBrF ₂	20	0.33		3,680	1,640	503
Tetracloruro de carbón	CCl ₄	26	0.13	1,400	2,700	1,400	435
Bromuro de metilo	CH ₃ Br	0.7	0.01		17	5	1
Cloroformo de metilo	CH ₃ CCl ₃	5	0.06		506	146	45
HCFC-22	CHClF ₂	12	0.2	1,500	5,160	1,810	549
HCFC-123	CHCl ₂ CF ₃	1.3	0.14	90	273	77	24
HCFC-124	CHClF ₂ CF ₃	5.8	0.22	470	2,070	609	185
HCFC-141b	CH ₃ CCl ₂ F	9.3	0.14		2,250	725	220
HCFC-142b	CH ₃ CCIF ₂	17.9	0.2	1,800	5,490	2,310	705
HCFC-225ca	CHCl ₂ CF ₂ CF ₃	1.9	0.2		429	122	37
HCFC-225cb	CHClF ₂ CCIF ₂	5.8	0.32		2,030	595	181
Hidrofluorocarbonos							
HFC-23	CHF ₃	270	0.19	11,700	12,000	14,800	12,200
HFC-32	CH ₂ F ₂	4.9	0.11	650	2,330	675	205
HFC-125	CHF ₂ CF ₃	29	0.23	2,800	6,350	3,500	1,100
HFC-134a	CH ₂ FCF ₃	14	0.16	1,300	3,830	1,430	435
HFC-143a	CH ₃ CF ₃	52	0.13	3,800	5,890	4,470	1,590
HFC-152a	CH ₃ CHF ₂	1.4	0.09	140	437	124	38
HFC-227ea	CF ₃ CHFCF ₃	34.2	0.26	2,900	5,310	3,220	1,040
HFC-236fa	CF ₃ CH ₂ CF ₃	240	0.28	6,300	8,100	9,810	7,660
HFC-245fa	CHF ₂ CH ₂ CF ₃	7.6	0.28		3,380	1030	314
HFC-365mfc	CH ₃ CF ₂ CH ₂ CF ₃	8.6	0.21		2,520	794	241
HFC-43-10mee	CF ₃ CHFCF ₂ CF ₃	15.9	0.4	1,300	4,140	1,640	500
Compuestos perfluorinados							
Hexafluoruro de azufre	SF ₆	3,200	0.52	23,900	16,300	22,800	32,600
Trifluoruro de nitrógeno	NF ₃	740	0.21		12,300	17,200	20,700
PFC-14	CF ₄	50,000	0.10	6,500	5,210	7,390	11,200
PFC-116	C ₂ F ₆	10,000	0.26	9,200	8,630	12,200	18,200

Tabla RT.2 (continuación)

Nombre Industrial o común (años)	Fórmula química	Vida (años)	Eficacia Radiativa (W m ⁻² ppb ⁻¹)	Potencial de calentamiento mundial para Tiempo dado de Horizonte			
				SIE [‡] (100-años)	20-años	100-años	500-años
Compuestos perfluorinados (continuación)							
PFC-218	C ₃ F ₈	2,600	0.26	7,000	6,310	8,830	12,500
PFC-318	c-C ₄ F ₈	3,200	0.32	8,700	7,310	10,300	14,700
PFC-3-1-10	C ₄ F ₁₀	2,600	0.33	7,000	6,330	8,860	12,500
PFC-4-1-12	C ₅ F ₁₂	4,100	0.41		6,510	9,160	13,300
PFC-5-1-14	C ₆ F ₁₄	3,200	0.49	7,400	6,600	9,300	13,300
PFC-9-1-18	C ₁₀ F ₁₈	>1,000 ^d	0.56		>5,500	>7,500	>9,500
Pentafluoruro de azufre trifluoruro de metilo	SF ₅ CF ₃	800	0.57		13,200	17,700	21,200
Éteres fluorinados							
HFE-125	CHF ₂ OCF ₃	136	0.44		13,800	14,900	8,490
HFE-134	CHF ₂ OCHF ₂	26	0.45		12,200	6,320	1,960
HFE-143a	CH ₃ OCF ₃	4.3	0.27		2,630	756	230
HCFE-235da2	CHF ₂ OCHClCF ₃	2.6	0.38		1,230	350	106
HFE-245cb2	CH ₃ OCF ₂ CHF ₂	5.1	0.32		2,440	708	215
HFE-245fa2	CHF ₂ OCH ₂ CF ₃	4.9	0.31		2,280	659	200
HFE-254cb2	CH ₃ OCF ₂ CHF ₂	2.6	0.28		1,260	359	109
HFE-347mcc3	CH ₃ OCF ₂ CF ₂ CF ₃	5.2	0.34		1,980	575	175
HFE-347pcf2	CHF ₂ CF ₂ OCH ₂ CF ₃	7.1	0.25		1,900	580	175
HFE-356pcc3	CH ₃ OCF ₂ CF ₂ CHF ₂	0.33	0.93		386	110	33
HFE-449sl (HFE-7100)	C ₄ F ₉ OCH ₃	3.8	0.31		1,040	297	90
HFE-569sf2 (HFE-7200)	C ₄ F ₉ OC ₂ H ₅	0.77	0.3		207	59	18
HFE-43-10pccc124 (H-Galden 1040x)	CHF ₂ OCF ₂ OC ₂ F ₄ OCHF ₂	6.3	1.37		6,320	1,870	569
HFE-236ca12 (HG-10)	CHF ₂ OCF ₂ OCHF ₂	12.1	0.66		8,000	2,800	860
HFE-338pcc13 (HG-01)	CHF ₂ OCF ₂ CF ₂ OCHF ₂	6.2	0.87		5,100	1,500	460
Perfluorocarbonos de éter							
PFPME	CF ₃ OCF(CF ₃)CF ₂ OCF ₂ OCF ₃	800	0.65		7,620	10,300	12,400
Hidrocarburos y otros compuestos – Efectos directos							
Dimetilo de éter	CH ₃ OCH ₃	0.015	0.02		1	1	<<1
Coruro de metileno	CH ₂ Cl ₂	0.38	0.03		31	8.7	2.7
Cloruro de metilo	CH ₃ Cl	1.0	0.01		45	13	4

Notas:

[‡] SIE se refiere al Segundo Informe de Evaluación del IPCC (1995) utilizado para informar ante la CMCC.

^a La función de la respuesta del CO₂ utilizada en este informe se basa en la versión revisada del modelo del ciclo de carbono de Bern utilizado en el Capítulo 10 de este informe (Bern2.5CC; Joos et al. 2001) utilizando una concentración de CO₂ con un valor de 378 ppm. El deterioro de un pulso de CO₂ con el tiempo está dado por

$$a_0 + \sum_{i=1}^3 a_i \cdot e^{-t/\tau_i} \quad \text{donde } a_0 = 0,217, a_1 = 0,259, a_2 = 0,338, a_3 = 0,186, \tau_1 = 172,9 \text{ años}, \tau_2 = 18,51 \text{ años}, \text{ y } \tau_3 = 1.186 \text{ años, para } t < 1.000 \text{ años.}$$

^b La eficiencia radiativa del CO₂ se calcula utilizando la expresión simplificada del IPCC (1990) como se revisó en el TIE, con un valor de concentración actualizado de 378 ppm y una perturbación de +1 ppm (véase Sección 2.10.2).

^c El tiempo de perturbación del CH₄ es de 12 años como en el TIE (véase también Sección 7.4). El PCM del CH₄ incluye efectos indirectos de mejoras de ozono y vapor de agua en la estratósfera (véase Sección 2.10).

^d El período de vida considerado de 1000 años representa un tiempo menor.

RT 2.6 Forzamiento superficial y ciclo hidrológico

Los modelos y observaciones indican que los cambios en el flujo radiativo de la superficie de la Tierra afectan al balance de calor y humedad de la superficie y por tanto, el ciclo hidrológico se ve implicado. Los estudios recientes indican que cada agente de forzamiento influye de forma diferente en el ciclo hidrológico mediante sus interacciones con las nubes. En concreto, los cambios en los aerosoles pueden afectar con más fuerza a las precipitaciones y a otros aspectos del ciclo hidrológico que otros agentes de forzamiento antropogénico. La energía depositada en la superficie afecta en la evaporación y la transferencia de calor. El cambio instantáneo de flujo radiativo de la superficie (en lo adelante ‘forzamiento superficial’) es una herramienta de diagnóstico útil para entender los cambios en los balances de calor y humedad de la superficie y los cambios climáticos que los acompañan. Sin embargo, contrario al forzamiento radiativo, esta herramienta no se puede utilizar para comparar cuantitativamente los efectos de los diferentes agentes sobre el equilibrio del cambio de la temperatura media superficial mundial. El forzamiento radiativo neto y el forzamiento superficial tienen pendientes diferentes del Polo al Ecuador en el HN y son diferentes entre el HN y el HS. {2.9, 7.2, 7.5, 9.5}

RT.3 Observaciones del cambio climático

Este trabajo evalúa los cambios en el sistema climático de la Tierra y tiene en cuenta no sólo la atmósfera sino el océano y la criosfera, así como fenómenos relacionados con los cambios en la circulación con vista a aumentar el conocimiento sobre las tendencias, la variabilidad y los procesos del cambio climático a escala mundial y regional. Los registros de observación que emplean métodos directos tienen una longitud variable, tal como se explica a continuación. Existen cálculos de temperatura mundial de fechas tan tempranas como 1850. Se analizan las observaciones de extremos climáticos y meteorológicos y se describen los cambios observados en los extremos. Se detalla además, la coherencia de los cambios observados entre variables climáticas diferentes lo cual permite obtener una imagen más amplia del tema. Finalmente, se evalúa la información paleoclimática que utiliza generalmente representaciones indirectas para inferir información sobre el cambio climático en grandes escalas de tiempo. (hasta miles de años).

RT.3.1 Cambios atmosféricos: registro instrumental

Esta evaluación incluye análisis de la media mundial y hemisférica, cambios en la tierra y el océano y distribución de tendencias en latitudes, longitudes y altitudes. A partir del TIE, las mejoras en las observaciones y las graduaciones, los análisis de métodos más detallados y la prolongación de los espacios de tiempos permitieron análisis más profundos del cambio climático. Esto incluye la temperatura atmosférica, la precipitación, los vientos y la circulación atmosférica. El término clima extremo constituye una expresión clave de la variabilidad climática y esta evaluación incluye información actual que permite una visión mejorada de los cambios en muchos tipos de fenómenos extremos tales como el calentamiento, las sequías, las fuertes precipitaciones y los ciclones tropicales (incluidos huracanes y tifones). {3.2–3.4, 3.8}

Además, a partir del TIE se avanzó en el conocimiento de la capacidad de las pautas de variabilidad climática para describir anomalías estacionales a largo plazo. Estas pautas surgen de interacciones internas y de efectos diferenciales en la atmósfera de la tierra y los océanos, montañas, así como de grandes cambios en el calentamiento. Su respuesta casi siempre se siente muy lejos de su fuente física debido a conexiones atmosféricas asociadas a ondas atmosféricas de gran escala. Resulta importante comprender las anomalías en la temperatura y las precipitaciones asociadas a patrones dominantes de variabilidad climática, para entender muchas anomalías climáticas regionales y su diferencia con aquellas a escala mundial. Pueden darse cambios en las trayectorias de las tormentas, corrientes en chorro, en regiones con anticiclones obstaculizantes preferenciales y cambios en los monzones junto con estas pautas de variabilidad. {3.5–3.7}

RT.3.1.1 Temperaturas promedio mundiales

Los años 2005 y 1998 fueron los más cálidos en el registro de temperatura del aire superficial mundial desde 1850. Las temperaturas superficiales en 1998 se intensificaron por el fenómeno El Niño de 1997–1998, pero esta anomalía no se presentó en 2005. De los últimos 12 años (1995 a 2006) 11 de ellos, exceptuando 1996, se clasifican entre los 12 años más cálidos registrados desde 1850. {3.2}

La temperatura superficial media mundial aumentó, sobre todo, a partir de aproximadamente 1950. La tendencia actualizada de 100 años (1906–2005) de $0,74^{\circ}\text{C} \pm 0,18^{\circ}\text{C}$ es mayor que la tendencia de calentamiento de 100-años en la época del TIE (1901–2000), de $0,6^{\circ}\text{C} \pm 0,2^{\circ}\text{C}$, debido a los años cálidos adicionales. El aumento de temperatura total del periodo de 1850-1899 a 2001-2005 es

TENDENCIAS DE TEMPERATURA MUNDIAL

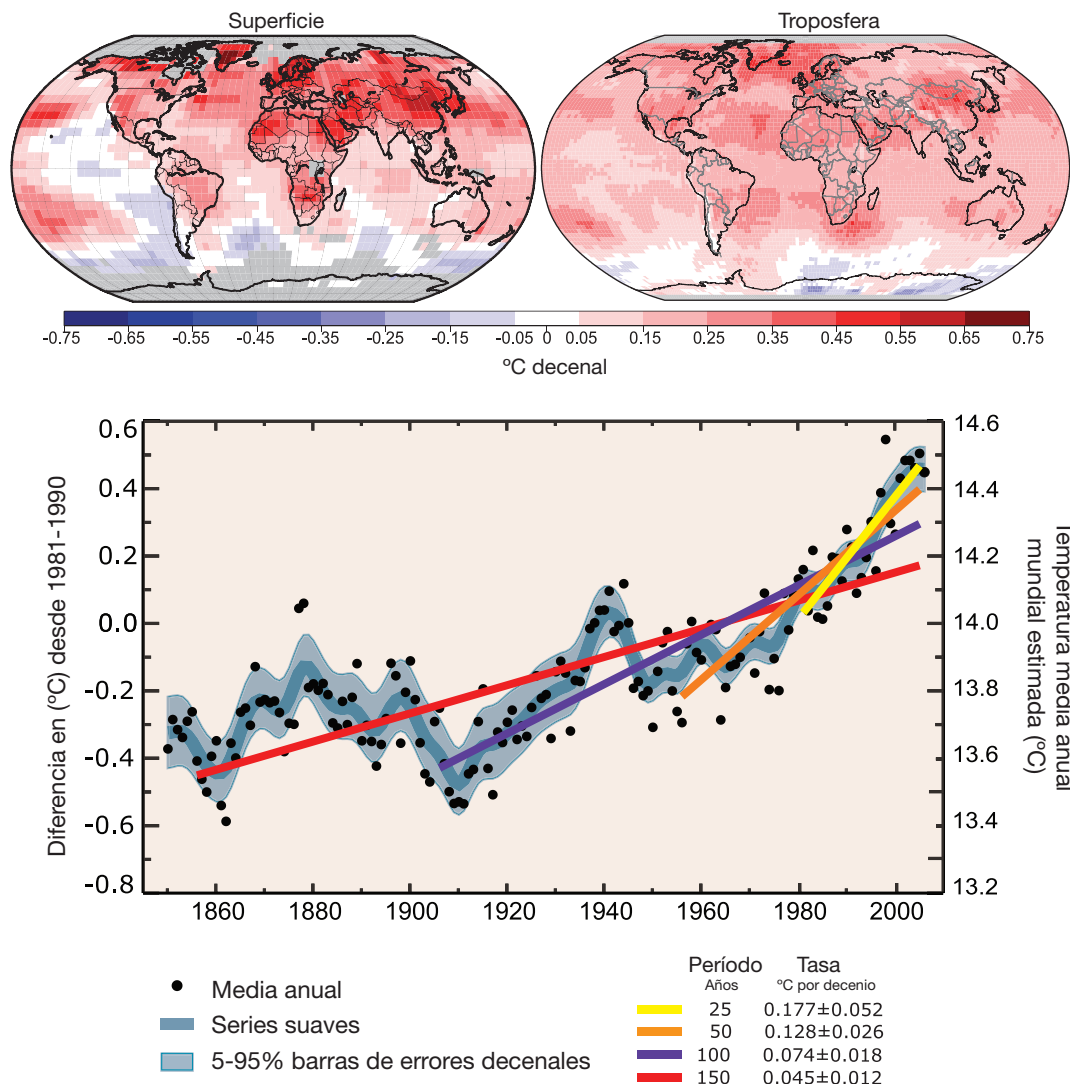


Gráfico RT.6. (Arriba) Pautas de las tendencias lineales de temperatura mundial durante el período de 1979 a 2005 calculadas en la superficie (izquierda), y para la troposfera, a partir de registros de satélites (derecha). El color gris indica zonas con información incompleta. (Debajo) Temperatura media anual mundial (puntos negros) con ajustes lineales de información. El eje izquierdo muestra anomalías en las temperaturas promedio en el período de 1961 a 1990 y el eje derecho muestra el cálculo de las temperaturas actuales, ambas expresadas en °C. Las tendencias lineales se muestran durante los últimos 25 años (amarillo), 50 años (anaranjado), 100 años (morado) y 150 años (rojo). La curva suave azul muestra variaciones por decenio (véase Apéndice 3.A), con un margen de error de 90% por decenio mostrado como una banda azul clara sobre esa línea. El aumento total de la temperatura desde el período de 1850 a 1899 al período de 2001 a 2005 es $0,76^{\circ}\text{C} \pm 0,19^{\circ}\text{C}$. {PF 3.1, Gráfico 1.}

de $0,76^{\circ}\text{C} \pm 0,19^{\circ}\text{C}$. La tasa de calentamiento promediada durante los últimos 50 años ($0,13^{\circ}\text{C} \pm 0,03^{\circ}\text{C}$ por decenio) es casi el doble de la tasa de los últimos 100 años. Tres cálculos mundiales demuestran tendencias de calentamiento correlativas. Existe correlación entre la información por separado de sus campos terrestres y oceánicos, y entre la temperatura superficial del mar (TSM) y la temperatura nocturna del aire marino. (véase Gráfico RT.6). {3.2}

Los últimos estudios confirman que los efectos de la urbanización y del cambio en los usos del territorio sobre

el registro de temperatura mundial son insignificante (menos de $0,006^{\circ}\text{C}$ por decenio en la tierra y cero en el océano) en cuanto al promedio a escala hemisférica y regional. Todas las observaciones se someten a revisiones de calidad y congruencia para corregir propensiones potenciales. Los datos de temperatura terrestre utilizados explican los efectos reales, aunque locales, de las zonas urbanas. Los efectos de la urbanización y de los usos del territorio no son pertinentes en la difusión del calentamiento oceánico mundial observado. Un mayor número de pruebas

indica que los efectos de la isla de calor urbana también afectan a las precipitaciones, la nubosidad y al Índice de Temperatura Diurna. (DTR, en sus siglas en inglés). {3.2}

El promedio mundial del DTR ha dejado de disminuir. En el TIE se informó de una disminución del DTR de aproximadamente $0,1^{\circ}\text{C}$ por decenio durante el período de 1950 a 1993. Las observaciones actuales ponen de manifiesto que el DTR no cambió de 1979 a 2004 pues las temperaturas diurnas y nocturnas aumentaron proporcionalmente. Las tendencias varían mucho de una región a otra. {3.2}

Los nuevos análisis realizados con mediciones de sondeo por microondas y satélites, de la temperatura baja y media troposférica muestran tasas de calentamiento que generalmente se correlacionan entre ellas y con aquellas del registro de temperatura superficial dentro de sus respectivas incertidumbres, para los períodos de 1958 a 2005 y de 1979 a 2005. Esto resuelve en gran medida la diferencia apuntada en el TIE (véase Gráfico RT.7). El registro de sondeo por microondas es mucho menos completo desde el punto de vista espacial que el registro de superficie. Un mayor número de pruebas demuestra que la información de los sondeos por microondas no es fiable, sobre todo en los trópicos. Perduran las desigualdades entre las diferentes tendencias de temperatura troposférica calculadas por la Unidad de Sondeo por Microondas (MSU, en sus siglas en inglés) y las mediciones avanzadas de la MSU a partir de 1979, y probablemente todas presentan errores residuales. Sin embargo, los cálculos de tendencias mejoraron sustancialmente y se redujeron las diferencias de información desde el TIE. A pesar de los ajustes para cambiar satélites, el deterioro de las órbitas decadentes y el cambio de horas (efectos del ciclo diurno). Al parecer, el registro de satélite de la temperatura troposférica se corresponde en líneas generales con las tendencias de temperatura superficial siempre y cuando se tenga en cuenta la influencia de la estratosfera en el canal 2 de la URS. La variación entre unidades de información diferentes sobre el calentamiento de la superficie mundial a partir de 1979 es $0,16^{\circ}\text{C}$ a $0,18^{\circ}\text{C}$ por decenio, comparado con $0,12^{\circ}\text{C}$ a $0,19^{\circ}\text{C}$ por decenio, según los cálculos de temperatura troposférica de la URS. Es probable que el calentamiento de la superficie aumente con la altitud en la mayoría de la troposfera de los trópicos, se dé un enfriamiento pronunciado en la estratosfera y una tendencia hacia el aumento de la tropopausa. {3.4}

Los cálculos de la temperatura estratosférica de

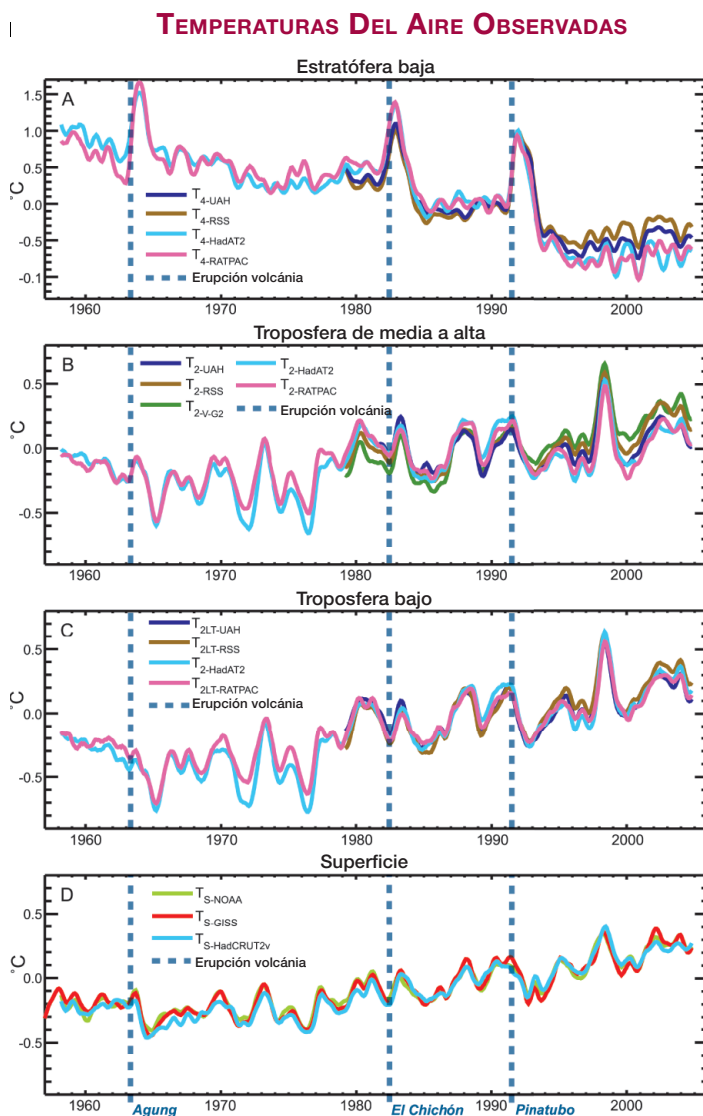


Gráfico RT.7. Temperaturas de superficie observadas (D) y temperaturas del aire superior de la troposfera baja (C), troposfera de media a alta (B) y estratosfera baja (A), mostradas como anomalías media mensual del período desde 1979 hasta 1997 suavizadas con un filtro de la media de siete meses. Las líneas discontinuas indican el período de mayor erupción volcánica. {Gráfico 3.17}

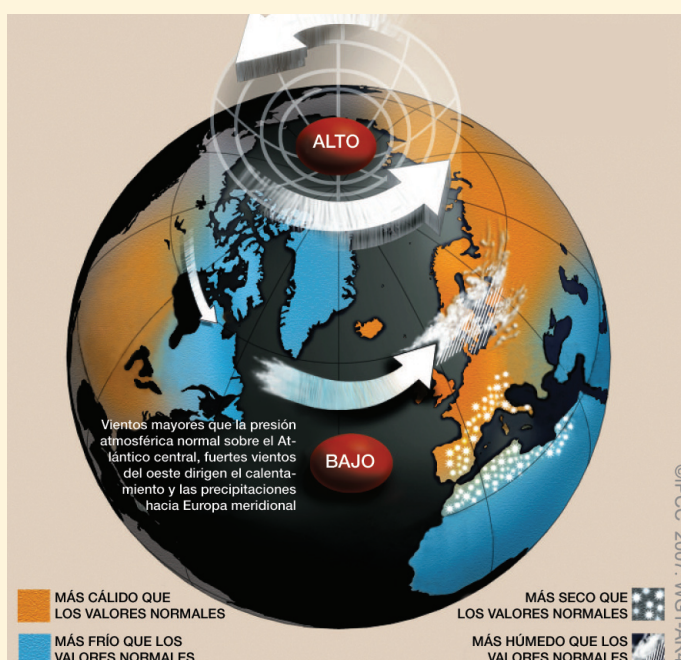
sondeos por microondas ajustados, satélites y reanálisis concuerdan cualitativamente en un enfriamiento de entre $0,3^{\circ}\text{C}$ y $0,6^{\circ}\text{C}$ por decenio a partir de 1979 (véase Gráfico RT.7). Registros más completos de radioecosondas (de 1958) también indican un enfriamiento estratosférico pero están sujetos a incertidumbres considerables. La tasa de enfriamiento aumentó después de 1979 pero disminuyó en el último decenio. Es probable que los registros de sondeos de microondas sobreestimen el enfriamiento estratosférico, achacándolo a cambios en los sondeos de microondas no tenidos en cuenta. Las tendencias no son monótonas debido a los períodos de calentamiento que preceden a las erupciones volcánicas principales. {3.4}

Recuadro RT.2: Pautas (Modos) de Variabilidad Climática

Los análisis de variabilidad atmosférica y climática demuestran que es posible describir sus componentes principales en términos de fluctuaciones en la amplitud y signo de los índices de un número relativamente pequeño de pautas de variabilidad preferenciales. Las pautas más conocidas son:

- La Oscilación del Sur El Niño (ENSO, en sus siglas en inglés), una fluctuación acoplada en la atmósfera y el Océano Pacífico austral, con escalas de tiempo preferenciales desde dos hasta aproximadamente siete años. El ENSO se mide con frecuencia por la diferencia de las anomalías en la presión de la superficie entre Tahiti y Darwin y la TSM en el Pacífico austral central y oriental. El ENSO tiene teleconexiones mundiales.
- Oscilación Noratlántica (NAO, en sus siglas en inglés), una medida de las fuerzas de los vientos bajos de Islandia y los altos de las Azores y de los vientos del oeste entre ellos, principalmente en invierno. La NAO tiene fluctuaciones asociadas a las trayectorias de las tormentas, la temperatura y las precipitaciones desde el Atlántico Norte hasta Eurasia. (Véase Recuadro RT.2, Gráfico 1).
- Modo Anular del HN (NAM, en sus siglas en inglés), fluctuación invernal en la amplitud 33 de una pauta caracterizada por una presión baja de superficie en el Ártico y una presión alta de los vientos del oeste de latitud media. El NAM presenta vínculos con el vórtice polar septentrional y la estratosfera.
- Modo Anular del HS (SAM, en sus siglas en inglés) La fluctuación de una pauta con una presión baja de superficie de la Antártida y una presión alta de los vientos del oeste de latitud media, semejante al NAM pero presente todo el año.
- Pauta Pacífico-Norteamericana (PPN), pauta de ola atmosférica a gran escala que representa una secuencia de anomalías de presiones troposféricas altas y bajas desde el Pacífico occidental subtropical hasta la costa oriental de América del Norte.
- Oscilación Decenal del Pacífico (ODP), una medida de las TSM en el Pacífico septentrional que tiene una correlación fuerte con la medida del Índice del Pacífico Norte (IPN) en la profundidad baja de las Aleutianas. Sin embargo, deja su marca por gran parte del Pacífico.

FASE POSITIVA DE NAM Y SAM



Recuadro RT.2, Gráfico 1. Esquema de los cambios asociados con la fase positiva del NAM y SAM. Se muestran los cambios de presión y vientos junto con los cambios de precipitaciones. Los colores cálidos indican zonas más cálidas de lo normal y los azules indican zonas más frías de lo normal.

Definir hasta qué punto es un tema de investigación activa todas estas pautas de variabilidad preferenciales se pueden considerar modos verdaderos del sistema climático. Sin embargo, existen pruebas de que su existencia puede dar lugar a respuestas de mayor magnitud regional sobre forzamientos que no se responderían de otra manera. Específicamente, estas pautas reflejan en términos de cambios. Varios cambios climáticos observados en el siglo XX. Por ello resulta importante comprobar la capacidad de los modelos climáticos para simularlos (véase Sección RT.4, Recuadro RT.7) y tener en cuenta hasta qué punto los cambios observados relacionados con estas pautas se vinculan a la variabilidad interna o a cambios climáticos antropogénicos. {3.6, 8.4}

RT.3.1.2 Distribución espacial de cambios en la temperatura, circulación y variables relacionadas

Las temperaturas superficiales terrestres aumentaron a mayor velocidad en los océanos en ambos hemisferios. Los registros de los que disponemos en la actualidad

muestran tasas mayores de calentamiento en la tierra que en los océanos durante los últimos dos decenios (aproximadamente 0,27°C vs. 0,13°C por decenio). {3.2}

El calentamiento a nivel mundial en los últimos 30 años, se ha extendido en todo el mundo, siendo mayor en las latitudes altas septentrionales. El mayor calentamiento

ocurrió en el invierno (DEF) y primavera (MAM) del HN. El promedio de las temperaturas árticas han estado aumentando aproximadamente en esa zona al doble de la tasa del resto del mundo durante los últimos 100 años. Sin embargo, las temperaturas árticas son muy variables. De 1925 a 1945 se observó un período cálido ártico un poco más largo, casi tan cálido como el período actual, pero al parecer su distribución geográfica difiere del calentamiento actual porque no alcanzó niveles mundiales. {3.2}

Existen pruebas sobre cambios a largo plazo en la circulación atmosférica a gran escala tales como el desplazamiento hacia los polos y el fortalecimiento de los vientos del oeste. Las tendencias climáticas regionales se pueden diferenciar del promedio mundial al reflejar cambios en las circulaciones e interacciones de la atmósfera, los océanos y otros componentes del sistema climático. La máxima de los vientos del oeste más fuertes de latitud media se dio en la mayoría de las estaciones de los dos hemisferios a partir de al menos 1979 hasta finales de 1990. Se registraron desplazamientos hacia los polos de las correspondientes corrientes en chorro frontales del Atlántico y la región meridional polar. Los vientos del oeste del HN aumentaron a partir del decenio de 1960 hasta el decenio de 1990 pero volvieron a tener valores cercanos a la media a largo plazo. El aumento de la fuerza de los vientos del oeste en el HN cambia el flujo de océanos a continentes y es un factor importante en los cambios invernales observados en las trayectorias de las tormentas y en las pautas relacionadas de tendencias de precipitaciones y temperatura en latitudes medias y altas. El análisis de los vientos y una altura de onda significativa apoyan las pruebas basadas en el reanálisis de cambios en las tormentas extratropicales del HN desde el inicio del registro de reanálisis a finales del decenio de 1970, hasta finales del decenio de 1990. La tendencia de remolinos invernales polares más fuertes en toda la troposfera y la estratosfera baja acompañan esos cambios. {3.2, 3.5}

Muchos cambios climáticos regionales se pueden describir en términos de pautas de variabilidad climática preferenciales y por ende, como cambios en la aparición de índices que caracterizan la fuerza y fase de estas pautas. Se evidencia a menudo la importancia, por encima de todas las escalas de tiempo, de las fluctuaciones de los vientos del oeste y de las trayectorias de las tormentas en el Atlántico Norte. Estas fluctuaciones se describen mediante la NAO (véase Recuadro RT.2 para explicar ésta y otras pautas preferenciales). Las características de las fluctuaciones de los vientos del oeste calculados por zonas en los dos hemisferios han sido explicadas recientemente mediante los “modos anulares”, el Modo Anular del HN y el Modo Anular del HS (NAM y SAM). Los cambios observados se pueden expresar como un cambio en la circulación hacia la estructura asociada a una señal de estas pautas preferenciales. El aumento de los vientos del oeste en latitudes medias del

Atlántico Norte se puede considerar reflejo de los cambios del NAM o SAM. Por otra parte, la variabilidad multidecenal también es evidente en el océano y atmósfera del Atlántico. En el HS, los cambios de circulación relacionados con el aumento del SAM desde la década de los 80 hasta la fecha actual se asocian a un fuerte calentamiento de la Península Ártica y, en menor medida, a las zonas de enfriamiento del continente antártico. También se han observado cambios en las interrelaciones océano-atmósfera en el Pacífico. El ENSO es el modo dominante de variabilidad a escala global dentro de las escalas de tiempo interanuales, aunque en ocasiones esto ha sido menos visible. El cambio climático de 1976–1977 relacionado con el cambio de la fase en la Oscilación Decenal del Pacífico (ODP) en dirección a sucesivos cambios en la evolución del ENSO más de tipo El Niño ha afectado a muchas zonas, incluso a las monzónicas del Trópico. Por ejemplo, los cambios en América del Norte relacionados por teleconexión del ENSO y la pauta Pacífico-Norteamericana (PPN) parecen haber llevado a cambios opuestos en todo el continente, ya que la parte oeste se ha calentado más que la del este, en que además el tiempo es ahora más nubloso y húmedo. Ha existido una variabilidad atmosférica de frecuencia baja importante en la zona del Pacífico en el siglo XX, con períodos de debilitación (1900–1924; 1947–1976) así como de fortalecimiento (1925–1946; 1977–2003) de la circulación {3.2, 3.5, 3.6}

Los cambios en las temperaturas extremas se corresponden con el calentamiento. Las observaciones muestran reducciones muy difundidas del número de días helados en las regiones de latitud media, aumento de la cantidad de calentamiento extremo (días y noches 10% más cálidas) y reducción de la cantidad de días fríos extremos (días y noches 10% más fríos) (véase el Recuadro RT.5). Los cambios más sobresalientes corresponden a las noches frías, que disminuyeron en el período de 1951 a 2003 en todas las regiones con información disponible (76% de la tierra). {3.8}

Aumentó la duración de las olas de calor a partir de la segunda mitad del siglo XX. Un ejemplo excepcional de temperatura extrema actual es la ola de calor batió el record en Europa occidental y central en el verano de 2003. Ese verano (JJA) fue el más cálido desde que se empezaron a registrar valores comparables aproximadamente a partir de 1780 (1,4°C por encima del anterior más cálido en 1807). La sequedad de la superficie terrestre en Europa durante la primavera constituyó un factor importante para desencadenar las temperaturas extremas de 2003. Las pruebas demuestran que las olas de calor también aumentaron en frecuencia y duración en otras localidades. La estrecha correlación que existe entre la sequedad observada y las altas temperaturas terrestres en los trópicos durante el verano destaca la importancia del papel de la humedad como moderador climático. {3.8, 3.9}

La falta de pruebas no permite determinar si existen tendencias en situaciones de tornados, granizos, tormentas de relámpagos y polvo que ocurren a escalas espaciales pequeñas. {3.8}

RT.3.1.3 Cambios en el ciclo hídrico: vapor de agua, nubes, precipitaciones y tormentas tropicales

La humedad específica superficial aumentó generalmente a partir de 1976 en estrecha relación con temperaturas más altas tanto terrestres como oceánicas. La columna de vapor de agua total aumentó en los océanos mundiales en un $1,2 \pm 0,3\%$ por decenio (95% de límites de probabilidad) desde 1988 hasta 2004. Los cambios regionales observados se corresponden en pauta y cantidad con los cambios en la TSM y en el supuesto de un aumento casi constante de la humedad relativa en la ratio de mezcla del vapor de agua. El vapor de agua atmosférico adicional implica un aumento en la disponibilidad de humedad para las precipitaciones. {3.4}

El vapor de agua de la troposfera alta también aumenta. Debido a las importantes limitaciones, es difícil evaluar los cambios a largo plazo del vapor de agua en la troposfera alta, donde tiene importancia radiativa. Sin embargo, la información disponible en la actualidad muestra un aumento mundial de la humedad específica en la troposfera alta en los dos últimos decenios. (Gráfico RT.8). Estas observaciones se corresponden con el aumento de temperaturas observado y constituye un progreso a partir del TIE. {3.4}

El ENSO controla los cambios en las nubes. Las disminuciones (que no omnipresentes) del DTR continental coinciden con aumentos en la cantidad de nubes. Las observaciones de la superficie y los satélites no concuerdan con los cambios que origina el cambio de las nubes a nivel medio-bajo y total sobre los océanos. Sin embargo, los cambios en la radiación en la atmósfera superior desde la década de los 80 hasta la de los 90 (probablemente relacionada en parte con el fenómeno ENSO) se pueden relacionar con la disminución de la capa de nubes del nivel superior tropical. Estos cambios se corresponden con cambios en el balance de energía y en el contenido oceánico de calor observado. {3.4}

El “oscurecimiento mundial” no se extiende por todo el mundo y se detuvo después de 1990. Los informes sobre la disminución de la radiación solar en la Tierra a partir de 1970 hasta 1990 presentan influencia urbana. Además, la radiación solar aumenta desde aproximadamente 1990. El aumento creciente de aerosoles como consecuencia de las actividades humanas disminuye la calidad del aire regional y la cantidad de radiación solar que llega a la superficie terrestre. En zonas como las de Europa oriental,

VAPOR DE AGUA ATMOSFÉRICO

Columna de vapor de agua, solamente del océano: tendencia 1988-2004

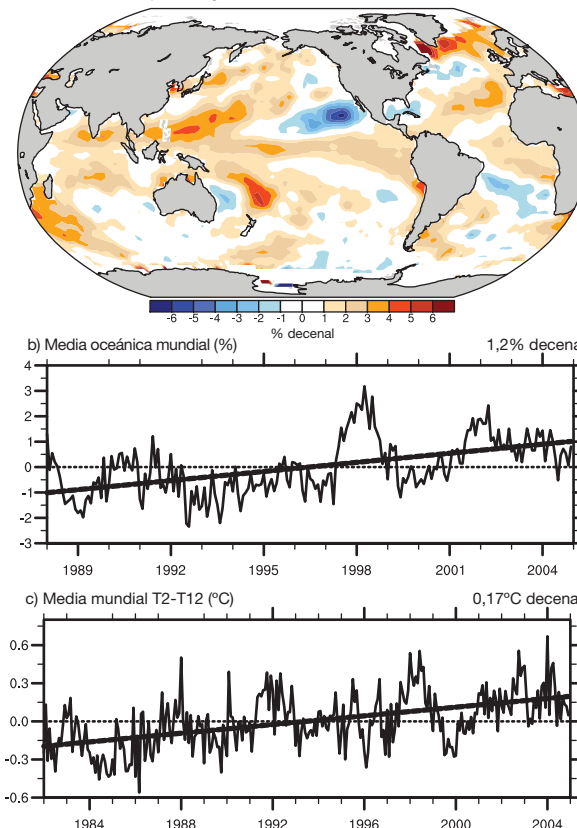


Gráfico TS.8. (a) Tendencias lineales de agua precipitable (columna de vapor de agua total) durante el período de 1988 hasta 2004 (% por decenio) y (b) serie de anomalías mensuales, del período mostrado, sobre los océanos del mundo con tendencia lineal. (c) La señal radiativa media mundial (80°N hasta 80°S) de humedad troposférica alta se calcula mediante series mensuales de satélite sobre combinaciones de anomalías del brillo de la temperatura de satélite. (°C), del período de 1982 hasta 2004. La línea discontinua muestra la tendencia lineal del brillo de la temperatura clave en °C por decenio. {3.4, Gráficos 3.20 y 3.21}

las observaciones recientes de inversión en la señal de este efecto vinculan los cambios de la radiación solar con mejoras simultáneas en la calidad del aire. {3.4}

Se han observado en muchas regiones extensas tendencias a largo plazo de la cantidad de precipitaciones desde 1900 hasta 2005 (Gráfico RT.9). Se ha observado un aumento significativo de las precipitaciones en zonas orientales de América del Norte y América del Sur, Europa septentrional y en Asia septentrional y central, así como sequedad en Sahel, el Mediterráneo, África meridional y zonas de Asia meridional. Las precipitaciones varían espacial y temporalmente por lo que no se han establecido tendencias de peso a largo plazo para otras regiones extensas.⁵ {3.3}

⁵ Las regiones asociadas son aquellas consideradas en el capítulo de proyecciones regionales del TIE y en el Capítulo 11 de este informe.

PRECIPITACIONES MEDIAS MUNDIALES

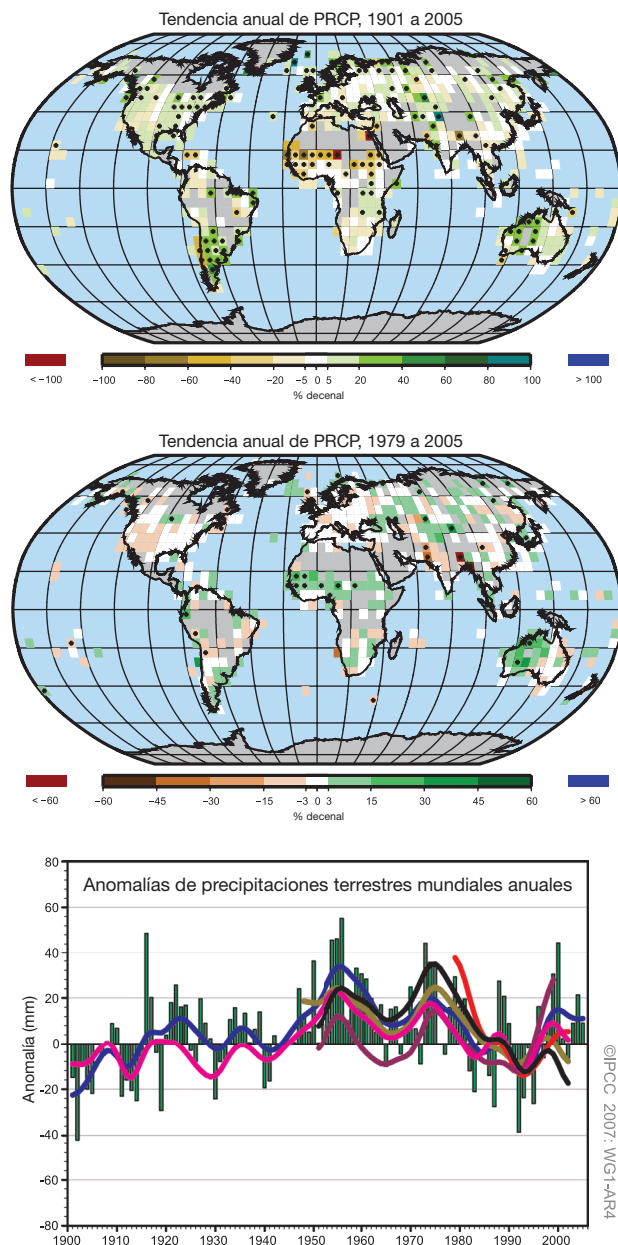


Gráfico RT.9. (Arriba) Distribución de tendencias lineales de la cantidad de precipitaciones terrestres anuales durante el período desde 1901 hasta 2005 (% por siglo) y (medio) 1979 hasta 2005 (% por decenio). Las áreas grises no tienen la información suficiente para elaborar tendencias confiables. El porcentaje se basa en el período desde 1961 hasta 1990. (debajo) Series de tiempo de anomalías de precipitaciones terrestres mundiales anuales desde 1961 hasta 1990. Período base para 1900 hasta 2005. Las curvas suaves muestran variaciones decenales (ver Apéndice 3.A) para series de datos diferentes. {3.3, Gráficos 3.12 y 3.13}

Se observan aumentos en fenómenos de precipitaciones fuertes. Es probable que hayan aumentado las precipitaciones fuertes (por ejemplo, por encima del percentil 95) en muchas regiones de la tierra a partir de aproximadamente 1950, incluso en las regiones donde se redujo la cantidad total de precipitaciones. Además, se ha registrado el aumento de fenómenos de precipitaciones menos comunes (uno en un período de retorno de 50 años), pero sólo algunas regiones cuentan con información suficiente para evaluar la fidelidad de tales tendencias. (véase Gráfico RT.10). {3.8}

Existen pruebas de observaciones del aumento de la intensidad de la actividad ciclónica tropical en el Atlántico Norte desde aproximadamente 1970. Esto corresponde con el aumento de la TSM tropical. Además, se indica el aumento de la intensidad de la actividad ciclónica tropical en otras regiones donde es mayor la preocupación por la calidad de la información. La variabilidad multidecenal y la calidad de los registros de ciclones tropicales previos a las observaciones de rutina de los satélites alrededor de 1970 complican la detección de tendencias a largo plazo de la actividad de los ciclones tropicales. Por ende, no existe una tendencia evidente de la cantidad anual de ciclones tropicales. Cálculos del potencial de destrucción de los ciclones tropicales muestran una tendencia ascendente importante a partir de mediados de 1970, con una tendencia hacia períodos de vida más largos y de mayor intensidad. Las tendencias también se manifiestan en la TSM, una variable importante conocida por su influencia en el desarrollo de los ciclones tropicales (véase Gráfico RT.11). Las variaciones del número de ciclones tropicales total se deben al fenómeno ENSO y a la variabilidad decenal, que además, provoca una redistribución de la cantidad y las trayectorias de las tormentas tropicales. La cantidad de huracanes en el Atlántico Norte se comportó por encima de lo normal (basado en 1981–2000) en nueve de los diez años del período de 1995 a 2005. {3.8}

Se observan sequías más intensas y largas en áreas más extensas, principalmente en los trópicos y subtrópicos a partir de 1970. Aunque existen diversas formas de medir la sequía, la mayoría de los estudios utiliza los cambios en las precipitaciones unidos a la temperatura.⁶ Estos cambios se deben al aumento de la sequedad debido a temperaturas más altas y a la disminución de las precipitaciones en la tierra. {3.3}

⁶ Las precipitaciones y la temperatura se combinan en el Índice de Severidad de Sequías Palmer (PDSI), considerado en este informe como una medida de sequía. El PDSI no incluye variables como la velocidad de los vientos, radiación solar, nubosidad y vapor de agua pero representa una medida superior para las precipitaciones en particular.

TENDENCIAS DE LAS PRECIPITACIONES ANUALES

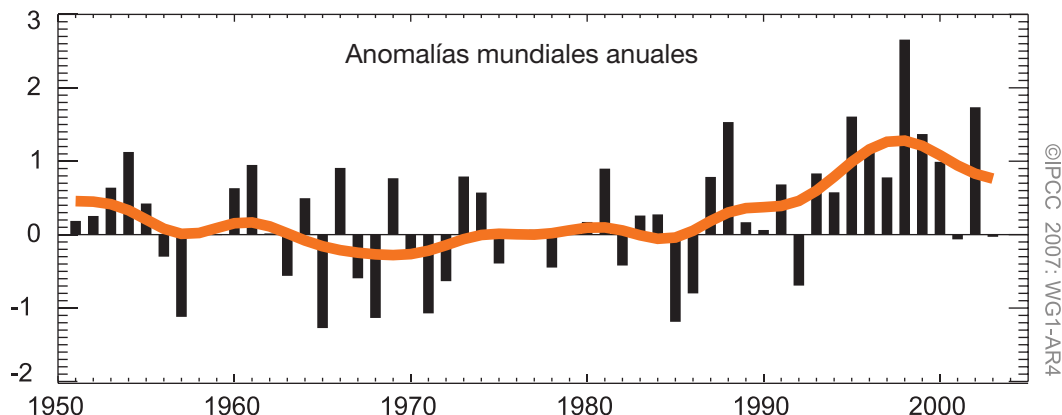
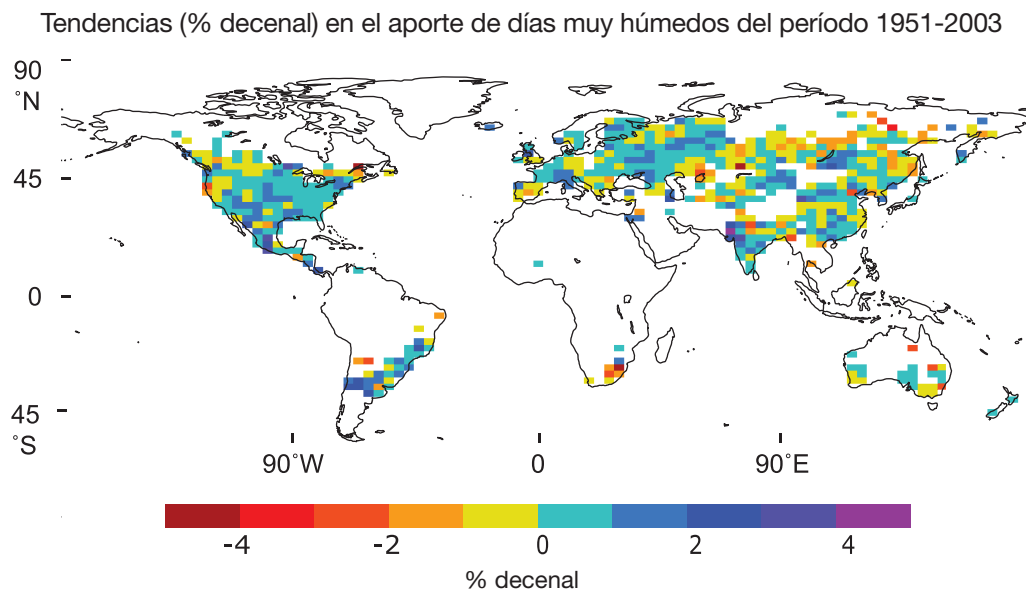


Gráfico RT.10. (Arriba) Tendencias observadas (% por decenio) durante el período desde 1951 hasta 2003 en el aporte de precipitaciones anuales totales en días muy húmedos (por ejemplo, correspondiente al percentil 95 y por encima de esta cifra). En las zonas terrestres blancas no se dispone de suficiente información para elaborar tendencias. (Debajo) Anomalías (%) de las series de tiempo anuales mundiales (regiones con información se muestran en el panel superior) de días muy húmedos (desde 1961 hasta 1990) definidas como el cambio porcentual desde el promedio del período base (22,5%). La curva suave anaranjada muestra las variaciones por decenio (véase Apéndice 3.A). {Gráfico 3.39}

ANOMALÍAS DE LA TEMPERATURA ANUAL DE LA SUPERFICIE MARINA

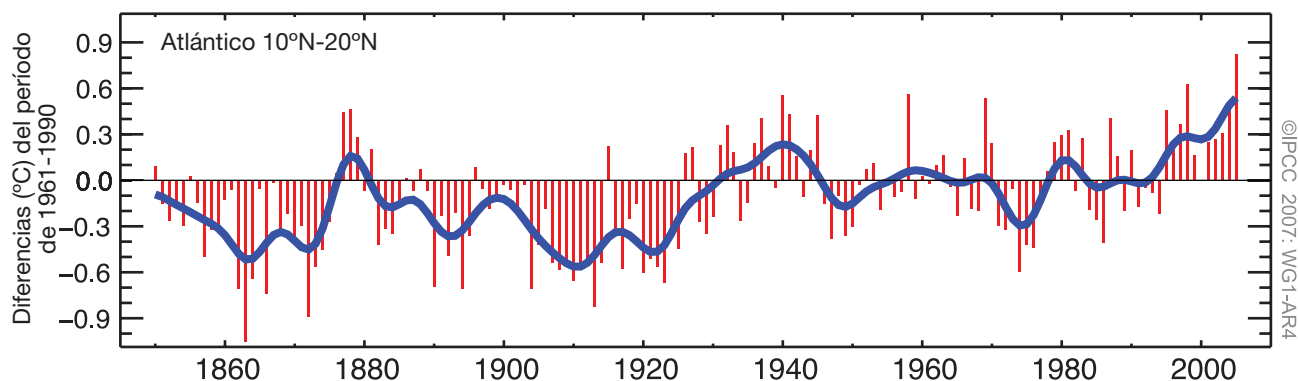


Gráfico RT.11. Las anomalías de la temperatura anual de la superficie marina del Atlántico Norte (10°N-20°N) (°C) en la región del Atlántico donde se forman los huracanes, relativas a la media desde 1961 hasta 1990. {Gráfico 3.33}

RT.3.2 Cambios en la criosfera: registro instrumental

En la actualidad, el hielo cubre permanentemente un 10% de la superficie terrestre y solamente una fracción mínima se encuentra fuera de la Antártida y Groenlandia. Además, el hielo cubre aproximadamente el 7% de los océanos en la media anual. A mediados del invierno, la nieve cubre aproximadamente el 49% de la superficie terrestre del HN. Una propiedad importante de la nieve es su alto albedo de superficie. La nieve y las superficies de hielo reflejan el 90% de la radiación solar incidente, mientras que los océanos abiertos o tierras con vegetación reflejan sólo aproximadamente el 10%. Es por ello que los cambios en la nieve y la capa de hielo son mecanismos importantes de retroefecto en el cambio climático. Además, la nieve y el hielo son aisladores eficaces. El terreno congelado estacionalmente es más extenso que la cubierta de nieve y su presencia es importante para los flujos de energía y humedad. Por tanto, las superficies congeladas desempeñan funciones importantes en los procesos energéticos y climáticos. {4.1}

La criosfera almacena aproximadamente el 75% del agua dulce del planeta. A escala regional, las variaciones en las cubiertas de nieve de las montañas, glaciares y pequeños casquetes de nieve, desempeñan una función importante en la disponibilidad de agua dulce. El hielo se convierte en agua líquida a temperaturas específicas. Por tanto, el hielo es un componente del sistema climático que puede cambiar abruptamente después de un calentamiento considerable. Los análisis y observaciones del hielo aumentaron y mejoraron a partir del TIE, e incluyen la reducción del volumen del glaciar de montaña, disminución de la capa de nieve, los cambios en los terrenos congelados y permafrost, la merma de la extensión del hielo marino ártico, la reducción costera del manto de hielo de Groenlandia que supera el aumento en el interior de la tierra debido al aumento de nevadas, y la disminución del terreno congelado estacionalmente y de las capas de hielo de ríos y lagos. Esto permite comprender mejor el cambio de la criosfera, incluso sus aportes al cambio reciente del nivel del mar. Este informe se centra en los períodos desde 1961 hasta la actualidad y desde 1993 hasta la actualidad, debido tanto a la disponibilidad de datos del equilibrio de la masa de glaciares medidos directamente como a la de observaciones de altimetría de los mantos de hielo. {4.1}

La capa de nieve disminuyó en la mayoría de las regiones, sobre todo durante la primavera. La capa de nieve del Hemisferio Norte observada por satélite durante el período de 1966 a 2005 disminuyó durante todos los meses excepto en noviembre y en diciembre, con un descenso gradual del 5% en la media anual a finales de la década

de los 80 (véase Gráfico RT. 12). En el HS, los escasos registros principales o indicadores indirectos muestran en su mayoría disminuciones o no muestran cambios en los últimos 40 años o más. La extensión de la cubierta de nieve de abril en el Hemisferio Norte se corresponde con los 40°N hasta 60°N de la temperatura de abril. Esto refleja el retroefecto entre nieve y temperatura. {4.2}

En muchas regiones se registra la disminución de la capa de nieve del mundo según la serie de tiempo anual de aguanieve de montaña equivalente y la profundidad de la nieve. La nieve de montaña se puede ver afectada por pequeños cambios de temperatura climática donde la transición de lluvia a nieve se relaciona estrechamente con la latitud del nivel de congelación. La disminución de la capa de nieve de montaña en América del Norte occidental y en los Alpes Suizos es mayor en elevaciones más bajas y cálidas. El aguanieve de montaña equivalente disminuyó a partir de 1950 en un 75% en las estaciones supervisadas del oeste de América del Norte. La profundidad de la nieve de montaña también disminuyó en los Alpes y el sudeste de Australia. Las observaciones de la profundidad de la nieve para determinar los cambios en los Andes son escasas pero las mediciones de temperatura muestran que probablemente aumentaron las altitudes donde se forma la nieve (por encima del límite de nieve) en las regiones de América del Sur. {4.2}

El permafrost y el terreno congelado estacionalmente sufrieron grandes cambios en la mayoría de las regiones en los últimos decenios. Los cambios en las condiciones del permafrost pueden afectar la escorrentía de los ríos, el suministro de agua, el intercambio de carbono y la estabilidad del paisaje y puede dañar la infraestructura. El aumento de las temperaturas en la superficie de la capa de permafrost ascendió a más de 3°C a partir de la década de los 80. El calentamiento del permafrost se observó además, con una magnitud variable en el Ártico canadiense, en Siberia, la meseta tibetana y en Europa. La base del permafrost se derrite a razón de 0,04 m año⁻¹ en Alaska y 0,02 m año⁻¹ en la meseta tibetana. {4.7}

El área máxima cubierta por terreno congelado estacionalmente disminuyó en aproximadamente un 7% en el HN durante la última mitad del siglo XX, con una disminución en la primavera de hasta un 15%. Su profundidad máxima disminuyó aproximadamente 0,3 m en Eurasia a partir de la segunda mitad del siglo XX. Además, la profundidad máxima estacional del deshielo aumentó aproximadamente 0,2 m en el Ártico ruso desde 1956 hasta 1990. {4.7}

Como promedio, la tendencia general del hielo de los ríos y lagos del HN durante los últimos 150 años indica que la fecha de congelación se retrasa a una

Recuadro RT.3: Dinámica y estabilidad del manto de hielo

Los mantos de hielo son masas de hielo gruesas y extensas formadas principalmente por la consolidación de la nieve. Los mantos de hielo se extienden bajo su propio peso y transfieren masas hasta sus márgenes donde se pierden principalmente por la escorrentía del agua que se fusiona en la superficie o por el desgajamiento de los icebergs hacia las márgenes de mares o lagos. Los mantos de hielo fluyen por la deformación del hielo o el agua del deshielo que se desliza en su base. El movimiento rápido de la base necesita que la temperatura de ésta aumente hasta el punto de que se funda por el calor del interior de la Tierra, liberado por el transporte de hielo fundido o por la "fricción" del movimiento del hielo. Las velocidades de deslizamiento bajo un estrés gravitacional determinado difieren en varios órdenes de magnitud, dependiendo de la presencia o ausencia de sedimentos deformables, la dureza del sustrato y el suministro y distribución del agua. Las condiciones de la base no suelen estar bien definidas lo que conduce a incertidumbres importantes a la hora de interpretar la estabilidad del manto de hielo. {4.6}

El flujo de hielo se canaliza generalmente en dos rápidas corrientes de hielo (que fluyen entre paredes de hielo de movimiento lento) o en glaciares de aflujo (con paredes de rocas). El flujo reforzado en corrientes de hielo surge debido al aumento del estrés gravitacional vinculado al hielo más grueso en las depresiones del lecho de roca o debido al aumento de agua de deshielo en la base. {4.6}

A menudo el hielo fundido de la costa sigue conectado al manto de hielo convirtiéndose en una plataforma de hielo flotante. Las plataformas de hielo se mueven hacia delante, extendiéndose y haciéndose cada vez más finas bajo su propio peso, y alimentándose de las nevadas y del hielo del manto de hielo. La fricción en las laderas de las plataformas de hielo y bancos locales ralentiza el flujo de las plataformas de hielo y, por consiguiente, del manto de hielo. Una plataforma de hielo pierde masa al separarse de los icebergs y por el deshielo de la base en la cavidad oceánica subyacente. Los estudios demuestran que el calentamiento oceánico de 1°C podría afectar al proceso a través del cual las plataformas de hielo se funden en 10 m año⁻¹, pero el poco conocimiento de las cavidades de las plataformas de hielo inaccesibles reduce la exactitud de tales cálculos. {4.6}

El registro paleolítico de las eras glaciales pasadas indica que los mantos de hielo se reducen debido al calentamiento y crecen debido al enfriamiento, y que la reducción puede ser más rápida que el crecimiento. Los volúmenes de los mantos de hielo de la Antártida y Groenlandia equivalen a aproximadamente 7 m y 57 m, respectivamente, por encima del nivel del mar. La información palaeoclimática indica que en el pasado probablemente se fundieron ambos mantos de hielo. Sin embargo, la información de los testigos de hielo muestra que ninguna de los mantos de hielo se eliminó completamente durante los períodos cálidos de al menos los últimos millones de años. Los mantos de hielo pueden responder a los forzamientos ambientales que se produzcan durante largos períodos de tiempo. Esto implica que los posibles cambios futuros sean fruto del calentamiento actual. Por ejemplo, puede que el calentamiento de la superficie tenga que durar más de 10.000 años para que penetre en el lecho y cambie sus temperaturas. La velocidad del hielo, por encima de todo el manto de hielo, cambia con mayor lentitud debido a los cambios en la forma del manto de hielo o la temperatura superficial. Sin embargo, pueden darse cambios con mayor velocidad en corrientes de hielo y glaciares de aflujo debido al cambio de las condiciones de la base, la penetración del hielo fundido de la superficie en el lecho o cambios en las plataformas de hielo donde afluyen. {4.6, 6.4}

Los modelos configurados en la actualidad para integraciones mayores son más fiables, pues tratan la acumulación o el desgaste superficial, según el TIE, pero no incluyen tratamientos completos de la dinámica del hielo; por ende, los análisis de proyecciones de cambios pasados y futuros, realizadas mediante el uso de tales modelos pueden infravalorar los aportes del flujo de hielo al aumento del nivel del mar, pero se desconoce la magnitud de tal efecto. {8.2}

tasa promedio de $5,8 \pm 1,9$ días por siglo, mientras la fecha de disolución se adelanta a una tasa promedio de $6,5 \pm 1,4$ días por siglo. Sin embargo, se observó una variabilidad espacial considerable y algunas regiones mostraron tendencias de señales opuestas. {4.3}

La extensión media anual del hielo marino ártico se redujo aproximadamente en $2,7 \pm 0,6\%$ por decenio a partir de 1978 según observaciones de satélite (véase Gráfico RT.13). La extensión disminuye más en verano que en invierno, teniendo en cuenta que la mínima invernal disminuye a una tasa de aproximadamente $7,4 \pm 2,4\%$ por

decenio. Otros datos indican que la disminución del verano comenzó aproximadamente en 1970. Observaciones similares en la Antártida revelan mayor variabilidad interanual pero sin tendencias fiables durante el período de observaciones de satélite. En contraposición con los cambios en el hielo continental tales como el manto de hielo y los glaciares, los cambios en el hielo marítimo no afectan directamente al cambio del nivel del mar (porque este hielo está flotando).

Sin embargo, pueden afectar los cambios de salinidad mediante adiciones de agua dulce. {4.4}

Durante el siglo XX, los glaciares y casquetes de hielo experimentaron una amplia pérdida de masa y contribuyeron al aumento del nivel del mar. La pérdida de masa de los glaciares y casquetes de hielo (exceptuando los cercanos al manto de hielo de Groenlandia y Antártida) se estima en $0,50 \pm 0,18 \text{ mm año}^{-1}$ en el nivel del mar

equivalente (NME) entre 1961 y 2003, y $0,77 \pm 0,22 \text{ mm año}^{-1}$ NME entre 1991 y 2003. La pérdida finisecular de glaciares probablemente sea la respuesta al calentamiento mundial después de 1970. {4.5}

Las observaciones recientes muestran pruebas de cambios rápidos en el flujo de hielo de algunas

CAMBIOS EN LA CUBIERTA DE NIEVE

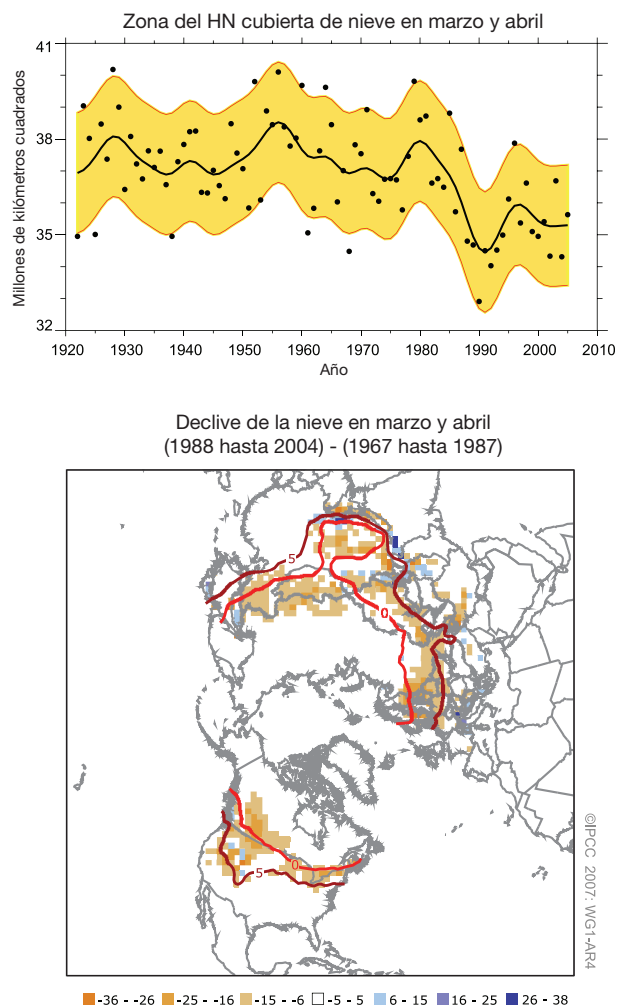


Gráfico RT.12. (Arriba) Zona cubierta de nieve del Hemisferio Norte en marzo-abril basada en el índice de la capa de nieve de una estación (antes de 1972) y en información del satélite (durante y después de 1972). La curva suave muestra variaciones decenales (véase apéndice 3.A) con respecto al margen de información de 5 a 95% en amarillo. (Debajo) Diferencias de la distribución de la capa de nieve de marzo-abril entre observaciones de satélite anteriores (1967-1987) y posteriores (1988-2004) de partes de zonas (expresadas porcentualmente de cobertura). Los colores oscuros muestran zonas donde disminuyó la capa de nieve. Las curvas rojas muestran el promedio de isoterma de 0°C y 5°C para marzo-abril desde 1967 hasta 2004, a partir de la información de la temperatura terrestre por coordenadas, versión 2 (CRUTEM2v), de la Unidad de Investigación Climática (UIC). Las isoterma de 0°C y 5°C registran la mayor disminución y muestran un retroefecto fuerte entre la nieve y la temperatura. {Gráficos 4.2, 4.3}

CAMBIOS EN LA EXTENSIÓN DEL HIELO MARINO

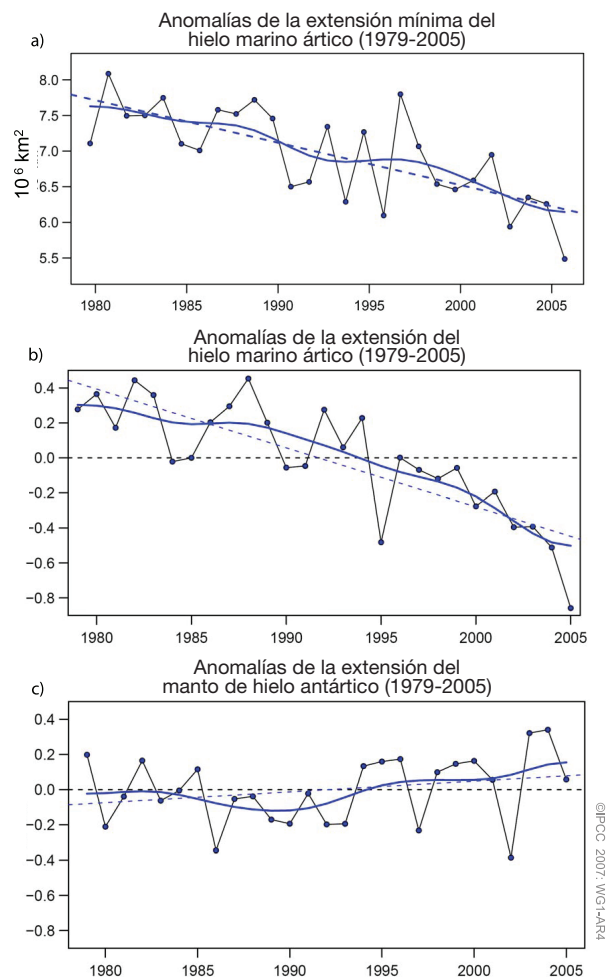


Gráfico TS.13. (a) Extensión mínima del manto de hielo antártico; (b) extensión de las anomalías del manto de hielo; y (c) extensión de las anomalías del manto de hielo antártico para el período desde 1979 hasta 2005. Los símbolos indican valores anuales mientras que las curvas suaves azules muestran variaciones decenales (ver Apéndice 3.A). Las líneas discontinuas indican tendencia lineal de $-60 \pm 20 \times 10^3 \text{ km}^2 \text{ año}^{-1}$, de aproximadamente -7.4% por decenio. (a) Los resultados muestran una tendencia lineal de $-60 \pm 20 \times 10^3 \text{ km}^2 \text{ año}^{-1}$, de aproximadamente -7.4% por decenio. (b) La tendencia lineal es de $-33 \pm 7,4 \times 10^3 \text{ km}^2 \text{ año}^{-1}$ (equivalente a $-2,7\%$ decenal) y es significativa en un 95% de nivel de confianza. (c) Los resultados antárticos muestran una tendencia positiva pequeña de $5,6 \pm 9,2 \times 10^3 \text{ km}^2 \text{ año}^{-1}$ sin importancia estadística. {Gráficos 4.8 y 4.9}

regiones lo cual contribuye al aumento del nivel del mar e indica que la dinámica del desplazamiento de hielo puede ser un factor clave en las respuestas futuras de las plataformas de hielo, los glaciares costeros y los mantos de hielo frente al cambio climático. La reducción o pérdida de las plataformas de hielo en algunas regiones costeras de Groenlandia, la Península Antártica y Antártida occidental se asocian al flujo acelerado de glaciares corrientes y cercanos de hielo. Esta situación indica que las plataformas de hielo (incluidas plataformas de hielo pequeñas de apenas kilómetros o decenas de kilómetros de largo) pueden desempeñar una función más importante en la estabilización o contención del movimiento del hielo de la que se pensó anteriormente. Las temperaturas oceánicas y atmosféricas contribuyen a los cambios observados. Es *muy probable* que el calentamiento intenso del verano de 2002 en la región de la Península Antártica desempeñara una función en la disolución rápida de la plataforma de hielo Larsen B. Esto se produjo debido al deshielo del verano cuyas aguas se

escurrieron por las grietas y las separaron. Los modelos no captan con exactitud todos los procesos físicos que al parecer participan en el desgajamiento observado de los icebergs (como la separación de Larsen B). {4.6}

Resulta *muy probable* que los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártida juntos contribuyeran al aumento del nivel del mar en el decenio pasado. Resulta *muy probable* que el manto de hielo de Groenlandia se redujera de 1993 a 2003, con un espesor en las regiones centrales mayor que la compensación debida al aumento del deshielo en regiones costeras. Las observaciones no precisan bien si el manto de hielo crece o decrece durante escalas de tiempo mayores a los 10 años. La ausencia de consenso entre las técnicas y la escasez de cálculos evitan mejorar el cálculo o los límites de errores más rigurosos estadísticamente para conocer los cambios en el equilibrio de la masa del manto de hielo. Sin embargo, se observa un aumento del drenaje de hielo del interior de los glaciares de aflujo en ambos mantos de hielo (véase Gráfico RT.14). La evaluación

TASAS DEL CAMBIO OBSERVADO EN LAS ELEVACIONES DE LA SUPERFICIE

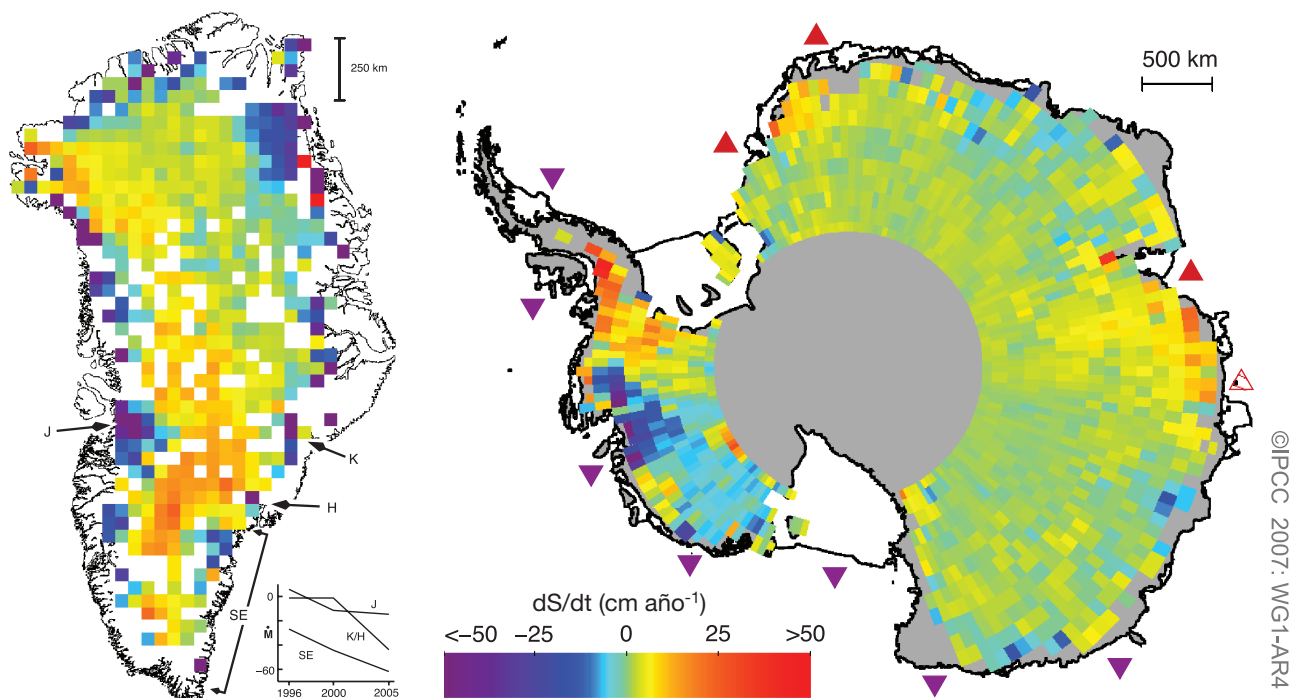


Gráfico RT.14. Tasas del cambio reciente observado en la elevación de la superficie en Groenlandia (izquierda; 1989–2005) y en la Antártida (derecha; 1992–2005). Los matices rojos indica una superficie que asciende y los matices azules, una superficie que desciende, la cual indica generalmente un aumento o disminución de la masa de hielo en el lugar, aunque pueden ser importantes los cambios del tiempo sobre la elevación del lecho de rocas y sobre la densidad de las superficies cercanas. En Groenlandia, se muestran los glaciares de aflujo de adelgazamiento rápido Jakobshavn (J), Kangerdlugssuaq (K), Helheim (H) y zonas de la costa suroeste. Además se muestra el equilibrio de masa estimado vs. tiempo (con K y H combinadas, en Gt año^{-1} , con valores negativos que indican la pérdida de masa del manto de hielo hacia el océano). En la Antártida, las plataformas de hielo que se estima aumenten o se reduzcan en más de 30 cm año^{-1} se muestran con triángulos morados señalando hacia abajo (si se reducen) y triángulos rojos señalando hacia arriba (si aumentan) delineados en los mares donde se ubican las plataformas de hielo. {Gráficos 4.17 y 4.19}

de la información y técnicas sugieren un equilibrio de la masa del manto de hielo de Groenlandia de -50 a -100 Gt año^{-1} (la reducción contribuye al aumento del nivel del mar de en un $0,14$ a $0,28$ mm año^{-1}) de 1993 a 2003, con aumento de pérdidas en 2005. Las incertidumbres crecen en los períodos de tiempo anteriores y en la Antártida. El nivel estimado de equilibrio de la masa del manto de hielo de Groenlandia durante el período de 1961 a 2003 va de un crecimiento de 25 Gt año^{-1} a una reducción de 60 Gt año^{-1} ($-0,07$ a $+0,17$ mm año^{-1} NME). La evaluación de toda la información representa un cálculo para la totalidad del equilibrio de la masa del manto de hielo antártico de un crecimiento de 100 Gt año^{-1} a una reducción de 200 Gt año^{-1} ($-0,27$ a $+0,56$ mm año^{-1} NME) desde 1961 hasta 2003, y de $+50$ a -200 Gt año^{-1} ($-0,14$ a $+0,55$ mm año^{-1} NME) de 1993 a 2003. Los cambios en el flujo de hielo son *probablemente* suficientes para explicar el total o la mayoría del desequilibrio estimado de la masa antártica, teniendo en cuenta los últimos cambios en el flujo de hielo, la escorrentía del agua de las nevadas o del deshielo, suficientes para explicar el desequilibrio de la masa de Groenlandia. {4.6, 4.8}

RT.3.3 Cambios oceánicos: registro instrumental

El océano desempeña una función importante en el clima y el cambio climático. La masa, energía e intercambios de impulsos con la atmósfera influyen sobre el océano. Su capacidad de calor supera 1000 veces la de la atmósfera y la incorporación oceánica neta de calor es mucho mayor que la de la atmósfera. (Véase Gráfico RT.15). Las observaciones mundiales del calor captado por el océano se pueden mostrar en la actualidad como una prueba definitiva de cambios en el presupuesto de energía mundial. Los cambios en la cantidad de energía incorporada por las capas superiores del océano desempeñan una función clave en las variaciones climáticas en períodos desde estacionales hasta interanuales, tales como El Niño. Los cambios en el desplazamiento del calor y la TSM tienen efectos importantes sobre muchos climas regionales a nivel mundial. La vida marina depende de la situación biogeoquímica del océano y se ve afectada por los cambios de su situación física y de la circulación. Los cambios en la biogeoquímica del océano pueden además, retroalimentar el sistema climático. Por ejemplo, mediante cambios en la incorporación o liberación de gases radiativamente activos como el CO_2 . {5.1, 7.3}

Las variaciones medias anuales del nivel del mar se originan en parte por cambios en la densidad provocados por la dilatación o contracción térmica del volumen

oceánico. Los cambios locales del nivel del mar también se relacionan con la densidad debido a los cambios de temperatura y salinidad. Además, el intercambio de agua entre los océanos y otros reservorios (por ejemplo, los mantos de hielo, los glaciares de montaña, los reservorios terrestres de agua y la atmósfera) pueden cambiar la masa oceánica y por ende, contribuir a los cambios del nivel del mar. El cambio del nivel del mar no es geográficamente uniforme porque los procesos tales como los cambios de circulación oceánica no son uniformes a nivel mundial. (Véase Recuadro RT.4). {5.5}

Las variables oceánicas se pueden utilizar para detectar el cambio climático, especialmente los cambios de temperatura y salinidad debajo de la capa superficial de mezcla donde disminuye la variabilidad y aumenta la relación de señal y ruido. Las observaciones analizadas a partir del TIE demuestran cambios en el contenido oceánico mundial de calor y salinidad en nivel del mar, en los aportes de la dilatación térmica al aumento del nivel del mar, la evolución de la masa de agua y en los ciclos biogeoquímicos. {5.5}

CONTENIDO ENERGÉTICO EN EL SISTEMA CLIMÁTICO

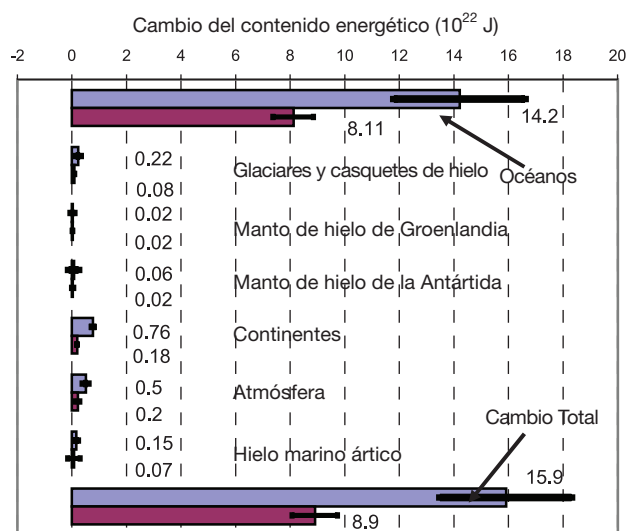


Gráfico RT.15. Cambios del contenido energético en diferentes componentes del sistema terrestre durante dos períodos de tiempo (1961–2003 y 1993–2003). Las barras azules corresponden al período de 1993 a 2003. El cambio del contenido energético positivo significa un aumento de la energía, es decir, contenido oceánico de calor, calor latente de la disminución del hielo o de volúmenes de hielo marino, el contenido de calor en los continentes con la excepción del calor producido por los cambios del permafrost y calor latente y sensible además de energía potencial y cinética en la atmósfera). Todos los cálculos de errores tienen un intervalo de confianza del 90%. No existen estimados de confianza para la ganancia de calor continental. Algunos resultados se obtuvieron de los resultados publicados para los dos períodos respectivos. {Gráfico 5.4}

RT.3.3.1 Cambios en el contenido oceánico de calor y en la circulación

El calentamiento oceánico mundial comenzó a partir 1955, con registros de más del 80% de los cambios en el contenido energético del sistema climático de la Tierra durante este período. Un total de 7,9 millones de perfiles verticales de la temperatura oceánica permiten perfeccionar las series de tiempo mundiales (véase Gráfico RT.16). Varios analistas independientes coincidieron con los análisis del balance del contenido oceánico mundial de calor y con los métodos utilizados. La falta de datos exige promediar la profundidad del océano durante decenios y la variabilidad decenal observada del contenido mundial de calor no se conoce muy bien. Sin embargo, la distribución insuficiente de datos (sobre todo la cobertura del Océano Austral y el Pacífico Sur) puede contribuir a las variaciones decenales del contenido de calor. En el período desde 1961 hasta 2003, la capa oceánica de 0 hasta 3.000 m captó hasta $14,1 \times 10^{22}$ J, equivalente a una tasa promedio de calor de $0,2 \text{ W m}^{-2}$ (por área de unidad de la superficie de la Tierra). En el período desde 1993 hasta 2003, la tasa de calentamiento de la capa de hielo más superficial de 0 a 700 fue mayor en aproximadamente $0,5 \pm 0,18 \text{ W m}^{-2}$. Del período desde 1961 hasta 2003, la etapa desde 1993 hasta

2003 presentó una tasa de calentamiento mayor pero en 2004 y 2005 ocurrió un enfriamiento comparado con el año 2003. {5.1–5.3}

El calentamiento se difunde sobre los 700 m más superficiales del océano mundial. El Océano Atlántico se calentó en el sur de 45°N . El calentamiento penetra con mayor profundidad en la cuenca del océano Atlántico que en la del océano Pacífico, océano Índico y los océanos australes debido a profundas circulaciones de renovación que ocurren en el Atlántico Norte. Según datos disponibles la Circulación de Retorno Longitudinal del HS presenta ligeros cambios. Sin embargo, las capas más superficiales del Océano Antártico contribuyen al calentamiento total. Se calientan al menos dos mares en latitudes subtropicales (el mar Mediterráneo y el mar de Japón/China oriental). A pesar de la corriente mundial de calentamiento, se observaron variaciones decenales importantes en la serie de tiempo mundial donde los océanos se enfrían en regiones extensas. Hay zonas del Atlántico Norte, Pacífico Norte y Pacífico ecuatorial que se enfriaron durante los últimos 50 años. Los cambios en el océano Pacífico muestran pautas espaciales semejantes al fenómeno ENSO vinculados en parte con la ODP. {5.2, 5.3}

Algunas partes de la Circulación de Retorno Longitudinal del Atlántico muestran una variabilidad decenal considerable pero los datos no sustentan una tendencia coherente en la circulación de renovación. {5.3}

CONTENIDO OCEÁNICO DE CALOR MUNDIAL (0-700 m)

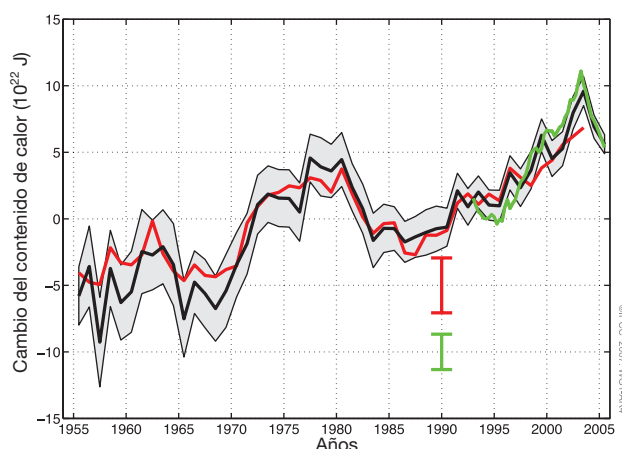


Gráfico RT.16. Serie de tiempo del contenido oceánico de calor mundial (10^{22} J) para la capa de 0 a 700 m. Las líneas coloreadas representan tres análisis independientes de los datos oceanográficos. Las curvas negras y rojas denotan la desviación de su promedio de 1961 a 1990 y la curva pequeña verde denota la desviación del promedio de la curva negra del período desde 1993 hasta 2003. El sombreado gris indica el nivel de incertidumbre del 90% para la curva negra. Las barras de error indican el nivel de incertidumbre para el resto de las curvas. {Gráfico 5.1}

RT.3.3.2 Cambios en la biogeoquímica y salinidad oceánicas

La incorporación del carbono antropogénico a partir de 1750 provocó una mayor acidez oceánica, con un promedio de disminución superficial de pH de 0,1 unidades.⁷ La incorporación oceánica de CO_2 cambia su equilibrio químico. El CO_2 disuelto forma un ácido débil. De esta manera, al aumentar el CO_2 disuelto, disminuye el pH (es decir, el océano se vuelve más ácido). El cambio total del pH se calcula mediante estimaciones de la incorporación del carbono antropogénico y modelos oceánicos sencillos. Las observaciones directas de pH en estaciones disponibles llevadas a cabo durante los últimos 20 años muestran tendencias de disminución a una tasa de aproximadamente 0,02 unidades de pH por decenio. La reducción del pH oceánico disminuye la profundidad bajo la cual se disuelve el carbonato de calcio y aumenta el volumen del océano sobresaturado de minerales del grupo de la aragonita (una forma meta estable del carbonato de calcio) y la calcita. Los organismos marinos utilizan

⁷ La acidez es una medida de concentración de iones H^+ y se mide en unidades pH, donde $\text{pH} = -\log(\text{H}^+)$. La disminución de una unidad de pH significa un aumento del décuplo en la concentración de H^+ , o acidez.

TENDENCIAS LINEALES DE SALINIDAD MEDIA POR ZONAS (1955–1998)

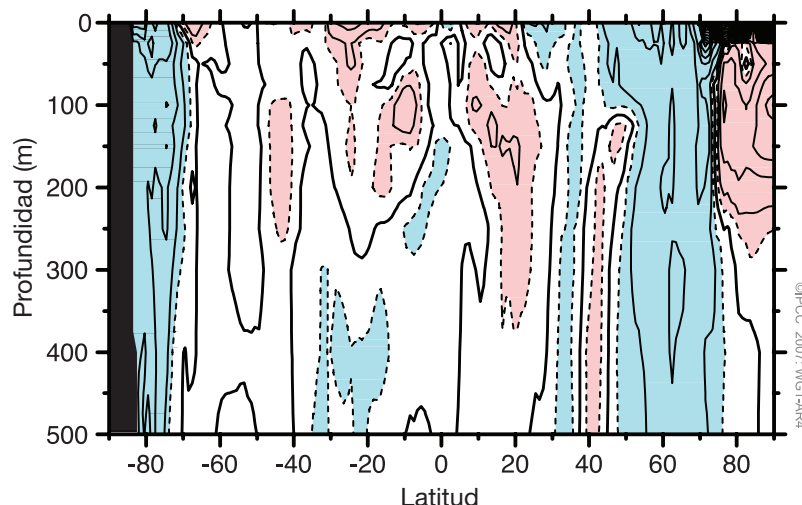


Gráfico RT.17. Tendencias lineales (1955–1998) de la media de la salinidad por zonas (Escala Práctica de Salinidad) de los océanos del mundo. El intervalo entre isolíneas es 0,01 por decenio y entre isolíneas discontinuas es $\pm 0,005$ por decenio. La línea gruesa negra es la isolínea cero. El sombreado rojo indica valores decenales iguales o mayores que 0,005 y el sombreado azul indica valores decenales iguales o menores que $-0,005$. {Gráfico 5.5}

estos minerales para construir sus caparazones. La disminución del pH de la superficie oceánica y el aumento de las temperaturas superficiales también contribuyen a la disminución de la capacidad amortiguadora del océano para el CO_2 y la tasa de incorporación oceánica del exceso atmosférico de CO_2 . {5.4, 7.3}

La concentración de oxígeno en el termoclima ventilado (aproximadamente 100 hasta 1.000 m) disminuyó en la mayoría de las cuencas oceánicas entre 1970 y 1995. Estos cambios producen una tasa de ventilación reducida vinculada a niveles superiores de calentamiento y/o a cambios en la actividad biológica. {5.4}

En la actualidad existen pruebas difundidas sobre los cambios en la salinidad oceánica a escalas giroscópicas y de cuenca en la mitad del siglo pasado (véase Gráfico RT.17). Las aguas cercanas a la superficie en las regiones de mayor evaporación aumentan la salinidad en la mayoría de las cuencas oceánicas. Estos cambios en la salinidad implican cambios en el ciclo hidrológico de los océanos. En las regiones de latitudes altas de los dos hemisferios, las aguas superficiales muestran un refrescamiento general consecuente con el aumento de las precipitaciones en esas regiones, aunque contribuyen también el

aumento de la escorrentía, la fusión del hielo, la advección y los cambios en la circulación de renuevo meridional. Las latitudes subtropicales de los dos hemisferios se caracterizan por el aumento de la salinidad en los 500 m superiores. Las pautas se corresponden con un cambio del ciclo hidrológico terrestre, en particular con cambios en las precipitaciones y supuestamente en el mayor desplazamiento de agua en la atmósfera de latitudes bajas a altas y del Atlántico al Pacífico. {5.2}

RT.3.3.3 Cambios en el nivel del mar

Durante el período de 1961 hasta 2003, la tasa media del aumento medio del nivel del mar mundial, calculada con datos de mareógrafos, bajo la cual se disuelve el carbonato de calcio y aumenta el se estima sea de $1,8 \pm 0,5 \text{ mm año}^{-1}$ (véase Gráfico RT.18). Con el fin de examinar el

presupuesto del nivel del mar, se proporcionaron mejores cálculos y un intervalo de confianza del 5 al 95% para todos los aportes del hielo terrestre. El aporte promedio de la dilatación térmica al aumento del nivel del mar para este período fue de $0,42 \pm 0,12 \text{ mm año}^{-1}$, con importantes

NIVEL MEDIO MUNDIAL DEL MAR

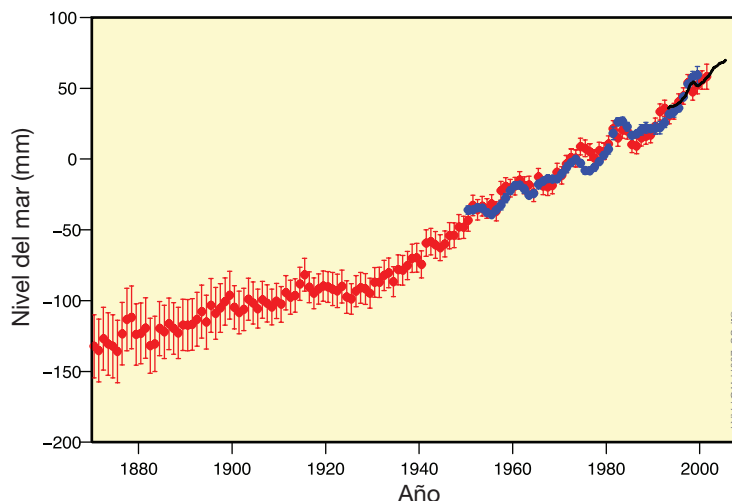


Gráfico RT.18. Promedio anual del nivel medio mundial del mar basado en reconstrucciones de los campos del nivel del mar a partir de 1870 (rojo), mediciones de mareógrafos a partir de 1950 (azul) y altimetría de satélite a partir de 1992 (negro). Las unidades se expresan en mm en relación a la media desde 1961 hasta 1990. Las barras de errores tienen intervalos de 90% de confianza. {Gráfico 5.13}

variaciones decenales. Sin embargo, los aportes de glaciares, casquetes de hielo y mantos de hielo fue de $0,7 \pm 0,5 \text{ mm año}^{-1}$ (véase Tabla RT.3). La suma de estos aportes climáticos para aproximadamente los últimos 40 años asciende a $1,1 \pm 0,5 \text{ mm año}^{-1}$, menor que el mejor cálculo de las observaciones del mareógrafo (semejante a la contradicción que se indicaba en el TIE). Por ende, el balance del nivel del mar para el período desde 1961 hasta 2003 no se cerró satisfactoriamente. {4.8, 5.5}

La tasa media mundial del aumento del nivel del mar medido por el satélite altímetro TOPEX/Poseidón desde 1993 hasta 2003 es de $3,1 \pm 0,7 \text{ mm año}^{-1}$. Esta tasa observada en el período actual se acerca al cálculo total de $2,8 \pm 0,7 \text{ mm año}^{-1}$ para los aportes climáticos debido a la dilatación térmica ($1,6 \pm 0,5 \text{ mm año}^{-1}$) y cambios en el hielo terrestre ($1,2 \pm 0,4 \text{ mm año}^{-1}$). Por ello, el balance se conoce mucho mejor en el período actual, siendo los aportes climáticos los factores principales del balance del nivel del mar (que es bastante preciso, sin perder de vista los errores conocidos). No queda claro si el aumento de la tasa en el período desde 1993 hasta 2003 comparado con el período desde 1961 hasta 2003 refleja la variabilidad decenal o el aumento de las tendencias a largo plazo. El registro de mareógrafos indica que un aumento de la tasa, similar al observado en el período desde 1993 hasta 2003, ocurrió en otros decenios a partir de 1950. {5.5, 9.5}

Existe una confianza alta en que el aumento del nivel del mar se aceleró entre la mitad del siglo XIX y la mitad del siglo XX según datos geológicos y de mareógrafos. Una reconstrucción actual del cambio del nivel del mar en el año 1870, utilizando los mejores registros disponibles de mareógrafos, muestra que la tasa del aumento del nivel del mar se aceleró desde 1870 hasta 2000 con una confianza alta. Las observaciones geológicas indican que hace 2000 años el nivel del mar cambió poco, con tasas medias de entre $0,0$ hasta $0,2 \text{ mm año}^{-1}$. El uso de datos de indicadores indirectos del nivel de mar de fuentes arqueológicas se estableció muy bien en el Mediterráneo e indica que las oscilaciones del nivel del mar desde aproximadamente el siglo I d.C hasta 1900 no exceden $\pm 0,25 \text{ m}$. Las pruebas disponibles indican que el comienzo del aumento del nivel del mar actual se ubica entre la mitad del siglo XIX y la mitad del siglo XX. {5.5}

Las mediciones precisas de satélite a partir de 1993 muestran en la actualidad pruebas inequívocas de la variabilidad regional del cambio en el nivel del mar. En algunas regiones las tasas de aumento durante este período sobrepasan la media mundial, mientras que en otras regiones el nivel del mar disminuye. El mayor aumento del nivel del mar a partir de 1992 ocurrió en el Pacífico occidental y en el Océano Índico oriental (véase Gráfico RT.19). Aproximadamente todo el Océano

Atlántico mostró un aumento del nivel del mar durante el pasado decenio, mientras que el océano Pacífico oriental y el océano Índico occidental mostró una disminución del nivel del mar. Estas variaciones temporales y espaciales en el aumento regional del nivel del mar se ven parcialmente influenciadas de pautas de variabilidad acoplada océano atmósfera, incluyendo el fenómeno ENSO y la NAO. La pauta de cambio del nivel del mar observada a partir de 1992 se asemeja a la dilatación térmica de los cambios de temperatura, pero difiere de la pauta de dilatación térmica de los últimos 50 años. Esto indica la importancia de la variabilidad decenal regional. {5.5}

Las observaciones indican aumentos de las mareas altas en una amplia cantidad de lugares del mundo a partir de 1975. Los registros más extensos están limitados en espacio y tienen pocos ejemplos de tiempo, por ende,

PAUTAS DEL CAMBIO DEL NIVEL DEL MAR

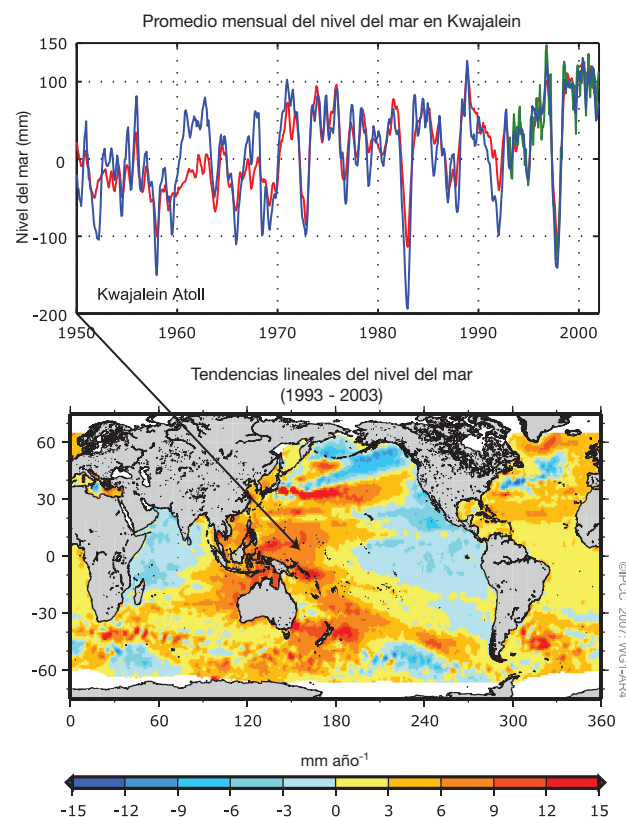


Gráfico RT.19. (Arriba) Curva promedio mensual del nivel del mar (mm) para el período desde 1950 hasta 2000 en Kwajalein ($8^{\circ}44'N$, $167^{\circ}44'E$). El registro del nivel del mar observado (mediciones de mareómetros) es azul, el registro del nivel del mar reconstruido es rojo y el registro de altimetría de satélite es verde. Las señales anuales y semianuales se eliminaron de cada serie de tiempo y se suavizaron los datos de los mareómetros. (Abajo) Distribución geográfica de tendencias lineales a corto plazo en el nivel medio del mar del período desde 1993 hasta 2003 (mm año^{-1}) basado en la altimetría del satélite TOPEX/Poseidón {Gráficos 5.15 y 5.18}

Tabla RT.3. Aportes al aumento del nivel del mar basados en observaciones (columnas a la izquierda) comparadas con modelos utilizados en esta evaluación (columnas a la derecha; véase Sección 9.5 y Apéndice 10.A para más detalles). Los valores se presentan para los periodos desde 1993 hasta 2003 y para los últimos 40 años, incluidos los totales observados. {Adaptado de Tablas 5.3 y 9.2}

Fuentes del aumento del nivel del mar	Aumento del nivel del mar (mm año ⁻¹)			
	1961–2003		1993–2003	
	Observado	Modelizado	Observado	Modelizado
Dilatación térmica	0,42 ± 0,12	0,5 ± 0,2	1,6 ± 0,5	1,5 ± 0,7
Glaciares y casquetes de hielo	0,50 ± 0,18	0,5 ± 0,2	0,77 ± 0,22	0,7 ± 0,3
Manto de hielo de Groenlandia	0,05 ± 0,12 ^a		0,21 ± 0,07 ^a	
Manto de hielo de la Antártida	0,14 ± 0,41 ^a		0,21 ± 0,35 ^a	
Suma de aportes climáticos individuales al aumento del nivel del mar	1,1 ± 0,5	1,2 ± 0,5	2,8 ± 0,7	2,6 ± 0,8
Total observado del aumento del nivel del mar	1,8 ± 0,5 (Mareógrafo)		3,1 ± 0,7 (Altimetría de satélite)	
Diferencia (Total observado menos la suma de los aportes climáticos observados)	0,7 ± 0,7		0,3 ± 1,0	

Notas:

^a prescrito basado en observaciones (véase Sección 9.5)

no es posible realizar un análisis de todo el siglo XX. En muchos lugares, los cambios dentro del último siglo en los extremos se asemejan a aquellos en el nivel medio del mar. En otros, los cambios en los fenómenos atmosféricos tales como las tormentas son más importantes para determinar las tendencias a largo plazo. La variabilidad interanual de las mareas altas se asocia positivamente al nivel medio del mar en el ámbito regional, así como a los índices del clima regional como el fenómeno ENSO en el Pacífico y el NAO en el Atlántico. {5.5}

RT.3.4 Coherencia entre las observaciones

En esta sección se examina la coherencia de la variabilidad de las tendencias en, y dentro de las diferentes variables climáticas, incluidas la atmósfera, la criosfera y los océanos según la interpretación conceptual de las relaciones físicas entre variables. Por ejemplo, el aumento de la temperatura mejoraría la capacidad de retención de humedad de la atmósfera. Los cambios en la temperatura y/o precipitaciones deben coincidir con aquellos evidentes en los glaciares. La coherencia entre observaciones independientes utilizando diferentes técnicas y variables brinda una prueba clave de conocimiento y por ende, mejora la confianza. {3.9}

Cambios en la atmósfera, la criosfera y los océanos muestran inequívocamente el calentamiento mundial. {3.2, 3.9, 4.2, 4.4–4.8, 5.2, 5.5}

Las temperaturas del aire superficial terrestre y las TSM muestran calentamiento. En ambos hemisferios las regiones terrestres se calentaron a más velocidad

que los océanos en los últimos decenios. Esto se corresponde con una mayor inercia térmica de los océanos. {3.2}

El calentamiento climático se corresponde con el aumento observado de la cantidad de días cálidos extremos, la disminución de la cantidad de días gélidos extremos y la disminución de la cantidad de días helados en latitudes medias. {3.2, 3.8}

Las tendencias de temperatura del aire superficial a partir de 1979 se corresponden en la actualidad con aquellas de latitudes altas. *Es probable* que el calentamiento sea menor en la troposfera que en la superficie, y que exista una tropopausa más alta, lo que corresponde con las expectativas de procesos físicos básicos y con los aumentos observados de gases de efecto invernadero, así como a la falta del ozono estratosférico. {3.4, 9.4}

Los cambios en la temperatura se corresponden generalmente con la reducción observada casi mundialmente, de la criosfera. Se registran reducciones extensas en la masa y extensión de los glaciares de montaña. Además, indican cambios climáticos: la disminución de la capa de nieve, de profundidad de la nieve, de extensión del hielo marítimo ártico, del espesor y temperatura del permafrost, de la extensión del terreno congelado estacionalmente y de la duración de la temporada congelada en el hielo de ríos y lagos. {3.2, 3.9, 4.2–4.5, 4.7}

Las observaciones del aumento del nivel del mar a partir de 1993 se corresponden con cambios observados en el contenido oceánico de calor y la criosfera. El nivel del mar aumentó un $3,1 \pm 0,7$ mm año⁻¹ desde 1993 hasta

Recuadro RT.4: Nivel del mar

El nivel del mar en la línea costera se determina por muchos factores que operan sobre una gran gama de escalas de tiempo: de horas a días (mareas y cambios meteorológicos), de años a milenios (clima), entre otros. La tierra puede aumentar o disminuir y se necesita registrar tales movimientos regionales cuando se utilizan las mediciones del mareógrafo para evaluar el efecto del cambio climático oceánico sobre el nivel del mar costero. El mareógrafo costero indica que la media del nivel del mar mundial aumentó en el siglo XX. A partir de principios del decenio de 1990, el nivel del mar también se observa continuamente por satélites con cobertura casi mundial. Los datos de satélites y mareógrafos concuerdan en una gran gama de escalas espaciales y muestran que el promedio mundial del nivel del mar continuó aumentando durante este período. Los cambios del nivel del mar muestran variaciones geográficas debido a diferentes factores incluidos la distribución de los cambios en la temperatura oceánica, la salinidad, los vientos y la circulación oceánica. El nivel del mar regional se ve afectado por la variabilidad climática en escalas de tiempo pequeñas, por ejemplo, asociadas al fenómeno El Niño y la NAO, que provocan variaciones regionales interanuales que pueden ser mayores o más menores en relación a que la tendencia mundial.

Según las observaciones de la temperatura oceánica, la dilatación térmica de las aguas marinas a medida que se calientan contribuyó considerablemente al aumento del nivel del mar en los últimos decenios. Los modelos climáticos se corresponden con las observaciones oceánicas e indican que la dilatación térmica seguirá contribuyendo al aumento del nivel del mar en los próximos 100 años. En vista de que la temperatura oceánica sólo cambia lentamente, la dilatación térmica continuará durante muchos siglos aún si se estabilizan las concentraciones atmosféricas de los gases de efecto invernadero.

El promedio mundial del nivel del mar aumenta o disminuye cuando el agua se transfiere de la tierra al océano y viceversa. Algunas actividades humanas contribuyen al cambio del nivel del mar, principalmente la extracción de aguas subterráneas y construcción de reservorios. Sin embargo, el almacén más grande de agua dulce de la tierra es el agua congelada en los glaciares, casquetes de hielo y mantos de hielo. El nivel del mar estuvo más de 100 m más bajo en los períodos glaciares porque los mantos de hielo cubrían grandes partes de los continentes del HN. El retroceso actual de los glaciares y casquetes de hielo contribuyen sustancialmente al aumento del nivel del mar. Esta situación continuará durante los próximos 100 años. Su contribución probablemente disminuirá en los próximos siglos al disminuir este almacén de agua dulce.

Los mantos de hielo de Groenlandia y Antártida contienen mayor cantidad de hielo y pueden realizar mayores aportes durante muchos siglos. En los últimos años el manto de hielo de Groenlandia se ha derretido más y se prevé siga derritiéndose en el futuro. En un clima más cálido, los modelos sugieren que el manto de hielo puede acumular más nieve por lo que disminuiría el nivel del mar. Sin embargo, durante los últimos años cualquier tendencia de este tipo cobró importancia por el flujo acelerado de hielo y el aumento de la descarga observados en algunas zonas de los márgenes de los mantos de hielo. Todavía no se comprenden bien los procesos de flujo acelerado de hielo pero pueden traer como consecuencia el futuro aumento neto del nivel del mar a partir de los mantos de hielo.

Los mayores impactos climáticos y meteorológicos sobre el nivel del mar se deben a condiciones atmosféricas extremas de días y horas, asociadas a los ciclones tropicales y tormentas de latitud media. Las presiones atmosféricas bajas y los vientos producen digresiones locales extensas del nivel del mar llamadas "oscilaciones de tormentas", que son específicamente serias cuando coinciden con mareas altas. Los cambios en la frecuencia de incidencia de estos niveles extremos de mar se ven afectados por cambios en el nivel medio del mar y en los fenómenos meteorológicos que causan los extremos. {5.5}

2003, el período con mediciones disponibles de altimetrías mundiales. En este período, se observó un equilibrio intermedio entre el aumento total del nivel del mar observado y los aportes de los glaciares, el retroceso de los casquetes y del manto de hielo, el contenido oceánico de calor y la dilatación oceánica asociada. Este equilibrio asegura que el aumento del nivel del mar observado es un importante indicador de calentamiento. Sin embargo, el balance del nivel del mar no está equilibrado para el período más largo desde 1961 hasta 2003. {5.5, 3.9}

Las observaciones se corresponden con la interpretación física relativa a la vinculación prevista entre el vapor de agua y la temperatura y con la

intensificación de las precipitaciones en un mundo más cálido. El aumento de la columna y el vapor de agua de la troposfera alta apoyan la hipótesis de modelos sencillos que aumenta la humedad específica en un planeta más cálido y representa un retroefecto positivo importante para el cambio climático. Acorde con el aumento de la cantidad de vapor de agua en la atmósfera, existen aumentos difundidos de la cantidad de precipitaciones fuertes e incremento de la probabilidad de inundaciones en muchas regiones terrestres, incluidas aquellas donde disminuyó el total de precipitaciones. Las observaciones independientes de cambios en la salinidad oceánica apoyan este punto de vista de que el ciclo hidrológico de la Tierra cambió, de

una manera consecuente con observaciones que muestran mayores precipitaciones y afluencia de ríos fuera de los trópicos y subtropicos y el aumento de la transferencia de agua dulce del océano a la atmósfera en latitudes bajas. {3.3, 3.4, 3.9, 5.2}

Aunque por un lado en muchas zonas del planeta hayan aumentado las precipitaciones, por otro, también han aumentado las zonas de sequía, su duración e intensidad. Mientras en el pasado había sequías en

algunas regiones en la actualidad la extensión espacial de las sequías se corresponde muy bien con los cambios esperados del ciclo hidrológico debidos al calentamiento. El vapor de agua aumenta junto con la temperatura mundial, debido al aumento de la evaporación donde existe humedad superficial, y esto tiende a aumentar las precipitaciones. Sin embargo, humedad superficial está limitada. Cambios en las capas se prevé que el aumento de las temperaturas continentales de nieve, cubiertas de nieve

Tabla RT.4. Tendencias recientes, evaluación de la influencia humana en las tendencias y proyecciones de fenómenos meteorológicos y climáticos extremos mediante pruebas de una tendencia observada a finales del siglo XX. El asterisco de la columna D indica que se utilizaron estudios formales de detección y atribución se utilizaron unidos al juicio de expertos para evaluar la probabilidad de percepción de influencia humana. Donde no hay disponibilidad, la evaluación de probabilidades de influencia humana se basa en la atribución de resultados para cambios en la media de una variable o cambios en variables relacionadas físicamente y/o en la similitud cualitativa de cambios observados y simulados junto con el criterio de los expertos. {3.8, 5.5, 9.7, 11.2–1 1.9; Tablas 3.7, 3.8, 9.4}

Fenómeno y dirección de la tendencia	Verosimilitud de que la tendencia ocurrió a finales del Siglo XX (típicamente después de 1960)	Verosimilitud de aportes humanos a la tendencia observada	D	Verosimilitud de una tendencia futura basada en proyecciones para el Siglo XXI utilizando escenarios IE-EE ^b
Días y noches frías menos frecuentes y más cálidos en la mayoría de las zonas terrestres	<i>Muy probable^c</i>	<i>Probable^e</i>	*	<i>Virtualmente cierto^e</i>
Días y noches calientes más frecuentes y más cálidas en la mayoría de las zonas terrestres	<i>Muy probable^d</i>	<i>Probable (noches)^e</i>	*	<i>Virtualmente cierto^e</i>
Períodos de tiempo cálidos/ olas de calor: La frecuencia aumenta en la mayoría de las zonas terrestres	<i>Probable</i>	<i>Más probable que no</i>		<i>Muy probable</i>
Fenómenos de fuertes precipitaciones. La frecuencia (o proporción del total de lluvia caída en lluvias fuertes) aumenta en la mayoría de las zonas terrestres	<i>Probable</i>	<i>Más probable que no</i>		<i>Muy probable</i>
Zonas afectadas por el aumento de las sequías	<i>Probable en muchas regiones a partir de los años 70</i>	<i>Más probable que no</i>	*	<i>Probable</i>
Aumento de la actividad de ciclones tropicales intensos	<i>Probable en muchas regiones a partir de los años 70</i>	<i>Más probable que no</i>		<i>Probable</i>
Aumento de la incidencia de la altura del nivel del mar extrema (excluye tsunamis)^f	<i>Probable</i>	<i>Más probable que no^g</i>		<i>Probable^h</i>

Notas:

^a Véase Tabla 3.7 para detalles sobre definiciones de regiones.

^b IE-EE se refiere al Informe Especial del IPCC sobre Escenarios de Emisión. Las familias de escenarios IE-EE y los escenarios ilustrativos se resumen en un cuadro al final del Resumen para Responsables de Políticas.

^c Disminución de la frecuencia de días y noches fríos (10% más frío).

^d Aumento de la frecuencia de días y noches más cálidos (10% más cálido).

^e Calentamiento de los días/noches más extremos cada año.

^f La altura del nivel del mar extrema depende del nivel del mar promedio y de sistemas meteorológicos regionales. Se define aquí como el valor por hora mayor de 1% con respecto al nivel del mar observado en una estación en un período de referencia dado.

^g Cambios observados en la altura del nivel del mar extrema siguen muy de cerca a los cambios del promedio del nivel del mar {5.5.2.6}. Es *muy probable* que la actividad antropogénica contribuya al aumento del nivel del mar promedio. {9.5.2}

^h En todos los escenarios, el nivel del mar promedio mundial pronosticado para 2100 es mayor que en el período de referencia {10.6}. No se ha evaluado el efecto de los cambios de los sistemas meteorológicos regionales sobre niveles del mar extremos.

y pautas de circulación provoque una mayor evaporación y sequedad, que es atmosférica y trayectorias de las tormentas también pueden particularmente importante en regiones secas donde la reducir la humedad disponible

por temporada y contribuir a las sequías. Los cambios en las TSM y los cambios asociados a la circulación atmosférica y a las precipitaciones produjeron cambios en la sequía, sobre todo en latitudes bajas. El resultado es el

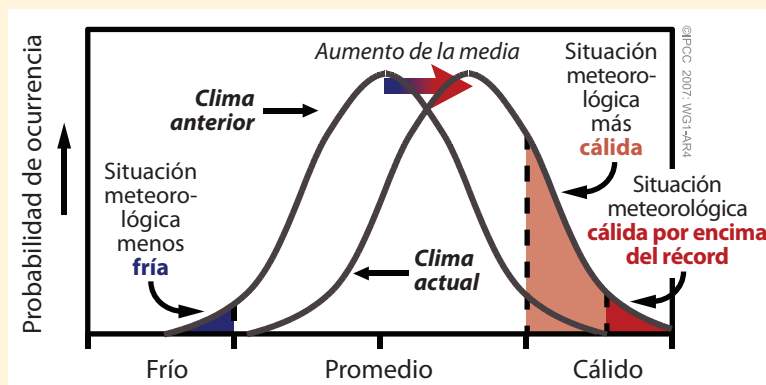
Recuadro RT.5: Fenómenos meteorológicos extremos

Las personas afectadas por un fenómeno meteorológico extremo (por ejemplo, el verano extremadamente caluroso en Europa en el año 2003, o las lluvias fuertes en Mumbai, India, en julio de 2005) se suelen preguntar si la influencia humana en el clima es la responsable de estos fenómenos. Se prevé ocurra una amplia gama de fenómenos meteorológicos extremos en la mayoría de las regiones aún con un clima sin cambios, por eso es difícil que cualquier fenómeno individual provoque un cambio climático. En la mayoría de las regiones, los registros instrumentales de variabilidad se extienden por lo general sólo hasta aproximadamente 150 años, por ende, la información que existe es limitada para caracterizar el comportamiento futuro de los fenómenos climáticos raros extremos. Además, se necesita combinar varios factores para producir un fenómeno extremo, por tanto, vincular un fenómeno extremo particular a una causa sencilla y específica resulta problemático. En algunos casos, es posible estimar el aporte antropógeno a tales cambios en la probabilidad que se den de fenómenos extremos.

Sin embargo, el razonamiento estadístico sencillo indica que cambios importantes en la frecuencia de fenómenos extremos (y en el extremo máximo posible, por ejemplo, el máximo posible de lluvia en 24 horas en una localidad específica) pueden resultar de un cambio relativamente pequeño en la distribución de la variable meteorológica o climática.

Los extremos son fenómenos poco frecuentes en el punto superior e inferior de la gama de valores de una variable específica. La probabilidad de ocurrencia de valores en esta gama se llama función de probabilidad de distribución (FPD) que para algunas variables se forma parecida a una curva 'normal' o 'gaussiana' (la conocida curva de 'campana'). El Recuadro RT.5, Gráfico 1 muestra un esquema de la FDP y describe el efecto que el cambio pequeño (correspondiente a un pequeño cambio en el promedio o centro de la distribución) puede tener sobre la frecuencia de los frecuentemente de la disminución del extremo opuesto (en este caso la cantidad de días fríos tales como heladas). Los cambios en la variabilidad o forma de la distribución pueden complicar este gráfico sencillo.

El Segundo Informe de Evaluación del IPCC indicó que los datos y análisis de los fenómenos relacionados con el cambio climático son escasos. En la época del TIE, se disponía de una mejor supervisión y de datos sobre los cambios en los fenómenos extremos y se analizaban los modelos climáticos para realizar proyecciones de los fenómenos extremos. Después del TIE, las bases de observación de los análisis de fenómenos extremos aumentaron considerablemente, de manera que en la actualidad los fenómenos extremos se estudian en la mayoría de las zonas terrestres (por ejemplo, fenómenos extremos de temperatura diaria y lluvia). Se utilizan más modelos para simular y proyectar extremos. La integración múltiple de estos modelos con condiciones de comienzo diferentes (conjuntos) brinda en la actualidad información más sólida sobre las FPD y las situaciones extremas. Desde el TIE, se dispone de algunos estudios sobre la detección y atribución del cambio climático centrados en el cambio de las estadísticas mundiales de fenómenos extremos (Tabla RT.4). En el caso de algunos fenómenos extremos (por ejemplo, la intensidad de los ciclones tropicales), aún existe inquietud por los datos y/o modelos inadecuados. Algunas evaluaciones siguen apoyándose en el razonamiento sencillo de cómo se espera que cambien los fenómenos extremos con el calentamiento mundial. (por ejemplo, se espera que el calentamiento conduzca al aumento de las olas de calor). Otros se apoyan en la similitud cualitativa entre los cambios observados y simulados. La probabilidad evaluada de aportes antropogénicos a tendencias es menor para las variables donde la evaluación se basa en pruebas indirectas.



Recuadro RT5, Gráfico 1. Esquema que muestra el efecto del aumento de la temperatura media sobre las temperaturas extremas, para una distribución normal de la temperatura.

aumento de las sequías, principalmente en los trópicos y subtropicos, a partir de la década de los 70. En Australia y en Europa, se cree que existe un vínculo directo de unión entre el calentamiento mundial y las temperaturas altas extremas, así como las olas de calor que han acompañado a las últimas sequías. {3.3, 3.8, 9.5}

RT.3.5 Perspectiva paleoclimática

Los estudios paleoclimáticos utilizan mediciones de cambios pasados derivados de temperaturas de perforación, cambios en el agua de poros del sedimento oceánico y cambios en la magnitud de los glaciares, así como mediciones representativas de cambios en las pautas químicas, físicas y biológicas que reflejan cambios pasados del ambiente donde crecieron o existieron los indicadores indirectos. Los estudios paleoclimáticos se apoyan en representaciones múltiples, por tanto, los resultados se pueden comprobar de manera cruzada y se pueden interpretar mejor las incertidumbres. En la actualidad se admite y comprueba que muchos organismos biológicos (por ejemplo, árboles, corales, plancton, animales) modifican la dinámica de su crecimiento y/o población como respuesta al cambio climático. Estos cambios climáticos inducidos se encuentran bien registrados en el crecimiento pasado de una especie viva y muerta (fósil) o conjunto de organismos. Se utilizan redes de cronologías de amplitud y densidad de los anillos arbóreos para deducir los cambios de temperaturas pasadas según la valoración de los datos importantes que coinciden temporalmente. A pesar del uso frecuente de estos métodos, existen dudas acerca de la distribución de mediciones disponibles, cuán bien analizan el planeta, y aspectos tales como hasta qué grado de parcialidad espacial y temporal tienen los métodos o diferencias aparentes en relación con el cambio climático actual. {6.2}

Es muy probable que la temperatura media del HN durante la última mitad del siglo XX fue más cálida que durante otro período de 50 años en los últimos 500 años y probablemente la más cálida en al menos los últimos 1.300 años. Los datos que respaldan estas conclusiones son más extensos en zonas terrestres extratropicales de verano (sobre todo para el período de tiempo más largo; véase Gráfico RT.20). Estas conclusiones se basan en datos representativos tales como la amplitud y densidad de los anillos arbóreos, la composición isotópica de varios elementos en el hielo o la composición química de una banda de crecimiento en los corales, que se necesitan analizar para extraer información sobre temperatura así como las incertidumbres asociadas. Entre las incertidumbres clave está que la temperatura y precipitaciones son difíciles de separar, o representan

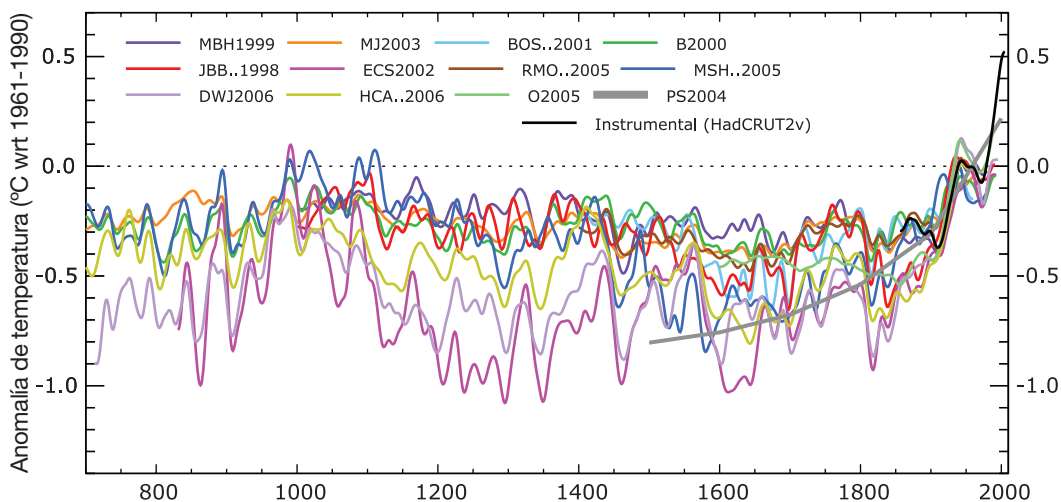
estaciones específicas en lugar de años completos. En la actualidad existen datos perfeccionados y ampliados a partir del TIE, que incluyen, por ejemplo, mediciones en un mayor número de sitios, análisis perfeccionados de los datos de la temperatura de poro de sedimento y análisis más completos de glaciares, corales y sedimentos. Sin embargo, los datos paleoclimáticos son más escasos que el registro instrumental a partir de 1850 en espacio y tiempo de modo que se emplean métodos estadísticos para calcular promedios mundiales, que también están sujetos a incertidumbres. Los datos actuales están demasiado limitados, por lo que no permiten realizar una evaluación similar de las temperaturas del HS antes del período de datos instrumental. {6.6, 6.7}

Algunos estudios después del TIE indican una mayor variabilidad multicentenario del HN que la mostrada en el TIE, debido a las representaciones particulares utilizadas y a los métodos estadísticos específicos de procesamiento y/o ajuste para representar temperaturas del pasado. La variabilidad adicional implica condiciones más frías, principalmente del siglo XII al XIV y del XVII al XIX. Estas variabilidades probablemente se relacionan con forzamientos naturales debido a erupciones volcánicas y/o actividad solar. Por ejemplo, las reconstrucciones indican una disminución de la actividad solar y un aumento de la actividad volcánica en el siglo XVII comparada con las condiciones actuales. Una reconstrucción sugiere condiciones un poco más cálidas en el siglo XI que aquellas indicadas en el TIE, pero sin las incertidumbres citadas en el TIE. {6.6}

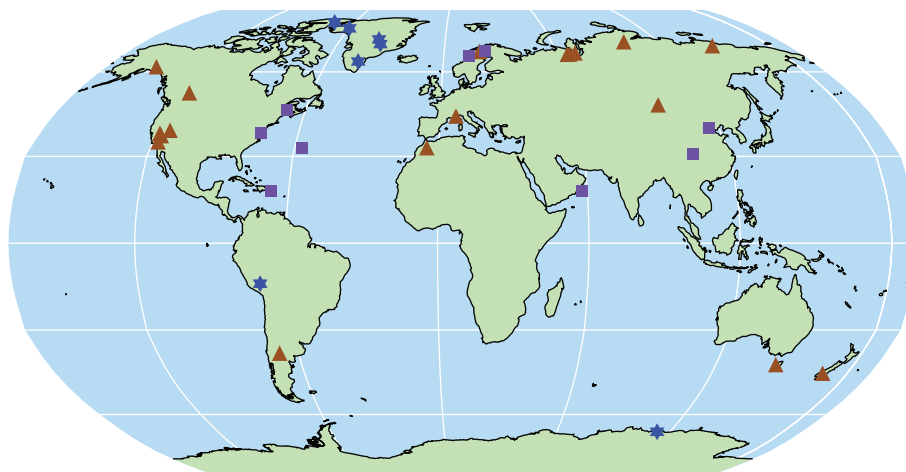
El registro de CO₂ del núcleo de hielo durante el último milenio muestra una restricción adicional sobre la variabilidad climática natural. Las amplitudes de los cambios de temperatura preindustriales decenales del HN tomadas de reconstrucciones representativas (<1°C) se corresponden ampliamente con el registro de CO₂ del núcleo de hielo y la comprensión de la fuerza del retroefecto del ciclo del carbono-clima. En la Antártida, el CO₂ atmosférico y la temperatura se modificaron conjuntamente durante los últimos 650.000 años. Los datos disponibles sugieren que el CO₂ actúa como amplificador del retroefecto {6.4, 6.6}

Hay pruebas de los cambios en los glaciares en los datos holocénicos, pero se deben a procesos diferentes al retroceso de finales del siglo XX. Los glaciares de varias montañas del HN se retiraron debido al calentamiento regional forzado orbitalmente, que ocurrió hace aproximadamente entre 11.000 y 5.000 años, y eran más pequeños que a finales del siglo XX (o incluso no existían) en épocas anteriores a hace 5.000 años. El actual retroceso casi mundial de los glaciares de montañas no se debe a la misma causa porque la disminución de la insolación de

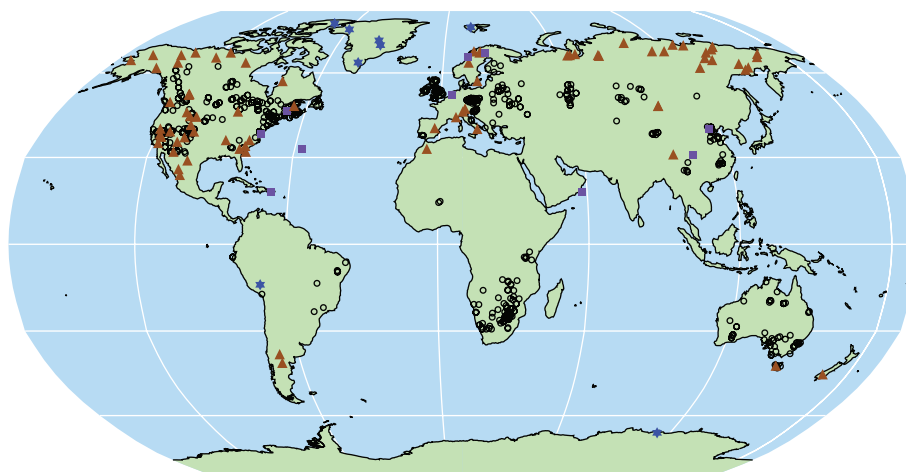
RECONSTRUCCIONES DE TEMPERATURAS DEL HEMISFERIO NORTE



Ubicaciones de Registros de Indicadores Indirectos: AD 1000



Ubicaciones de Registros de Indicadores Indirectos: AD 1500



©IPCC 2007: WG1-AR4

Gráfico RT.20. (Arriba) Registros de la variación de la temperatura del Hemisferio Norte durante los últimos 1.300 años con 12 reconstrucciones utilizando múltiples registros climáticos de indicadores indirectos mostrados en colores y registros instrumentales mostrados en negro. (Centro y Abajo) Ubicaciones de registros de indicadores indirectos sensibles a la temperatura con datos de AD 1000 y AD 1500 (anillos arbóreos: triángulos carmelitas; perforaciones: círculos negros; testigo de hielo/perforaciones de hielo: estrellas azules; otros registros incluidos registros de baja resolución: cuadrados púrpuras). La fuente de los datos se muestra en la Tabla 6.1, Gráfico 6.10 y éstos se analizan en el Capítulo 6. {Gráficos 6.10 y 6.11}

Recuadro RT.6: Forzamiento orbital

Los cálculos astronómicos demuestran que los cambios periódicos en las características de la órbita de la Tierra alrededor del Sol controlan la distribución estacional y latitudinal de la radiación solar incidente en la cima de la atmósfera (de aquí en adelante llamada 'insolación'). Los cambios pasados y futuros de la insolación se pueden calcular durante varios millones de años con un nivel de confianza alto. {6.4}

La precesión se refiere a cambios en el tiempo del año cuando la Tierra está más cercana al Sol, con una cuasi-periodicidad de aproximadamente 19.000 y 23.000 años. Como resultado, los cambios en la posición y duración de las estaciones en la órbita modulan con fuerza la distribución por latitud y estación de la insolación. Los cambios de estación de la insolación son mucho mayores que los cambios medios anuales y pueden alcanzar 60 W m^{-2} (Recuadro RT.6, Gráfico 1).

La oblicuidad (inclinación) del eje de la Tierra varía entre aproximadamente 22° y $24,5^\circ$ con dos cuasi-periodicidades vecinas de aproximadamente 41.000 años. Los cambios en la oblicuidad modulan los contrastes de las estaciones así como los cambios de insolación media anual con efectos opuestos en latitudes bajas y altas (y por tanto sin efecto sobre la insolación media mundial) {6.4}.

La excentricidad de la órbita de la Tierra alrededor del Sol tiene mayores cuasi-periodicidades en 400.000 años y aproximadamente 100.000 años. Solamente los cambios de la excentricidad redujeron los impactos sobre la insolación debido a los cambios pequeños resultantes en la distancia entre el Sol y la Tierra. Sin embargo, los cambios en la excentricidad interactúan con los efectos de las estaciones inducidos por la oblicuidad y precesión de equinoccios. Durante períodos de excentricidad baja, tales como hace aproximadamente 400.000 años y durante los próximos 100.000 años, los cambios en la insolación de las estaciones

inducidos por la precesión no son tan grandes como los de períodos de excentricidad alta. (Recuadro RT.6, Gráfico 1). {6.4}

En la actualidad la teoría de Milankovitch, o teoría 'orbital' de los períodos glaciales está bien desarrollada. Los períodos glaciales se desencadenan generalmente por la mínima en la insolación de verano en latitudes altas del HN, lo que posibilita que las nevadas se mantengan durante el año y por lo tanto, que la nieve se acumule para formar los mantos de hielo glaciares del HN. Igualmente, los períodos con insolación de verano intensa en latitudes altas del HN, determinados por cambios orbitales, se piensa desencadenen deglaciaciones rápidas, cambio climático asociado y aumento del nivel del mar. Estos forzamientos orbitales determinan el ritmo de los cambios climáticos, pero son los procesos fuertes de retroefecto que amplifican los forzamientos orbitales los que determinan las respuestas más amplias. En escalas de tiempo de múltiples milenios, los forzamientos orbitales también ejercen una influencia importante sobre los sistemas climáticos clave de la Tierra tales como los monzones, la circulación oceánica mundial y el contenido de gas de efecto invernadero en la atmósfera. {6.4}

Las pruebas disponibles indican que una tendencia natural de enfriamiento de las condiciones glaciales no mitigará el calentamiento actual. La interpretación de la respuesta de la Tierra a los forzamientos orbitales indica que la Tierra no entrará de manera natural en otro período glacial durante al menos 3.000 años. {6.4, PF 6.1}



Recuadro RT.6, Gráfico 1. Esquema de los cambios de órbita de la Tierra (ciclos de Milankovitch) que impulsan los ciclos de períodos glaciales. La 'I' denota los cambios en la inclinación (u oblicuidad) del eje de la Tierra, la 'E' denota los cambios en la excentricidad de la órbita y la 'P' denota la precesión, que significa cambios en la dirección de la inclinación del eje en un punto dado de la órbita {PF 6.1, Gráfico 1}

verano de los últimos cientos de años en el HN debió de favorecer la formación de glaciares. {6.5}

Los datos paleoclimáticos muestran pruebas de cambios en muchos climas regionales. La fuerza y

frecuencia del fenómeno ENSO se modificó en climas del pasado. Existen pruebas de que la fuerza de los monzones asiáticos y la cantidad de precipitaciones puede cambiar abruptamente. El registro paleoclimático

de África septentrional y oriental y de América del Norte indican que las sequías que duran de decenios a siglos son una característica recurrente de los climas de estas regiones, de modo que las sequías recientes en América del Norte y África septentrional no son inauditas. Los conjuntos de datos paleoclimáticos individuales decenales sustentan la existencia de una variabilidad climática regional cuasi-periódica, pero resulta *improbable* que esas señales sean coherentes a escala mundial. {6.5, 6.6}

Pruebas contundentes de datos de sedimentos oceánicos y de modelos vinculan los cambios climáticos abruptos durante el último período glacial y la transición glacial-interglacial, a cambios en la circulación del Océano Atlántico. La interpretación actual propone que la circulación oceánica se puede volver inestable y cambiar con rapidez cuando se cruzan umbrales críticos. Estas situaciones afectaron a las temperaturas en hasta 16°C

en Groenlandia e influyeron en las pautas tropicales de lluvia. Estas situaciones se asociaron probablemente con una redistribución del calor entre el HN y el HS en vez de asociarla con cambios en la temperatura media mundial. Tales sucesos no se han observado durante los últimos 8.000 años. {6.4}

Las mejoras de la capacidad de los modelos climáticos actuales para simular condiciones climáticas pasadas fortalecen la confianza en el conocimiento del cambio climático pasado y los cambios en el forzamiento orbital. El Último Máximo Glacial (UMG; la última “era glacial” ocurrió hace aproximadamente hace 21.000 años) y el Holoceno medio (hace 6.000 años) diferían del clima actual no debido a una variabilidad aleatoria, sino debido a la alteración de forzamientos estacionales y mundiales vinculados a diferencias conocidas en la órbita de la Tierra (véase el Recuadro RT.6). Retroefectos biogeoquímicos y biogeofísicos amplificaron la respuesta

EL ÁRTICO Y EL ÚLTIMO INTERGLACIAL

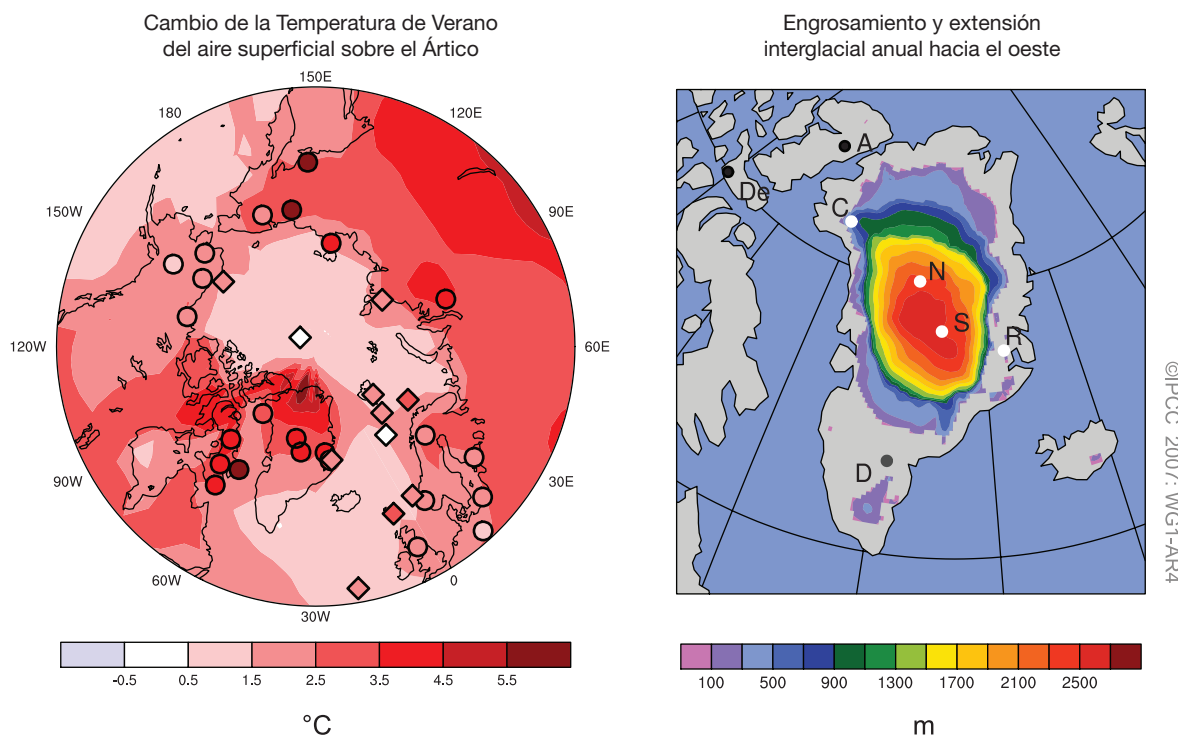


Gráfico RT.21. El cambio actual de la temperatura de verano del aire superficial sobre el Ártico (izquierda) y engrosamiento y extensión de los glaciares de Groenlandia y del Ártico oriental (derecha) durante el último interglacial, hace aproximadamente 125.000 años, de una síntesis de modelos y representaciones múltiples. (Izquierda) Simulación de multimodelos del calentamiento de verano durante el último interglacial obtenidos de cálculos representativos del calentamiento máximo de verano en sitios terrestres (círculos) y marinos (diamantes). (Derecha) Extensiones y engrosamiento del Manto de Hielo de Groenlandia y Canadá oriental y de glaciares de Islandia en su extensión mínima durante el último interglacial representado como promedio de multimodelos de tres modelos de hielo. Las observaciones del testigo de hielo indican la existencia de hielo durante el último interglacial en lugares distintos (puntos blancos), Renland (R), Proyección del Testigo de Hielo de Groenlandia del Norte (N), Cumbre (S, GRIP y GISP2) y probablemente Camp Century (C), pero la ausencia de hielo en lugares como (puntos negros): Devon (De) y Agassiz (A). Las pruebas de hielo del UIG en Dye-3 (D, punto gris) son ambiguas. {Gráfico 6.6}

a los forzamientos orbitales. Las comparaciones entre las condiciones simuladas y las reconstruidas en el UMG demuestran que los modelos capturan los rasgos amplios de cambios deducidos de la temperatura y las pautas de las precipitaciones. Durante el Holoceno medio, los modelos climáticos acoplados pueden simular un calentamiento de latitud media y monzones incrementados, con poco cambio en la temperatura media mundial ($< 0,4^{\circ}\text{C}$), que se corresponde con nuestro conocimiento del forzamiento orbital. {6.2, 6.4, 6.5, 9.3}

Durante el último período interglacial, hace aproximadamente unos 125.000 años, el nivel medio del mar era de entre 4 y 6 metros más alto que durante el siglo XX, principalmente debido a la retirada de hielo polar (Gráfico RT.21). Los datos sobre el núcleo de hielo sugieren que la región cumbre de Groenlandia estuvo cubierta por el hielo durante este período, pero las reducciones en la extensión del manto de hielo se expresan en partes del sur de Groenlandia. Los datos sobre el núcleo de hielo también indican que las temperaturas polares promedio en ese período oscilaban entre 3°C a 5°C más cálidas que durante el siglo XX debido a diferencias en la órbita de la Tierra. El manto de hielo de Groenlandia y otros terrenos de hielo ártico probablemente contribuyeron en no más de 4 m al aumento observado del nivel del mar lo que implica que quizás la Antártida también haya contribuido. {6.4}

RT.4 Comprensión y Atribución del Cambio Climático

La atribución evalúa si los cambios observados se corresponden con las respuestas cuantitativas a los diferentes forzamientos obtenidos en modelos bien comprobados, y si no se corresponden con las explicaciones alternativas físicamente posibles. El Primer Informe de Evaluación del IPCC (PIE) presentó pocas pruebas de observación respecto de una influencia climática antropógena perceptible. Seis años después, el Segundo Informe de Evaluación del IPCC (SIE) concluyó que las pruebas sugerían una influencia humana discernible sobre el clima del siglo XX. El TIE concluyó que ‘la mayor parte del calentamiento observado durante los últimos 50 años se debió probablemente al aumento en las concentraciones de gases de efecto invernadero’. La confianza en la evaluación de las contribuciones humanas al reciente cambio climático ha aumentado considerablemente desde el TIE, en parte debido a señales más fuertes obtenidas de registros más extensos

y a una gama ampliada y mejorada de observaciones que permiten que la atribución del calentamiento se analice junto con otros cambios en el sistema climático. Se han logrado resolver algunas contradicciones claras en el registro de observaciones (por ejemplo, en el perfil vertical de los cambios de temperatura). Ha habido mejoras en la simulación de muchos aspectos del clima medio actual y su variabilidad en escalas de tiempo de estacionales a interdecenales, aunque persisten algunas incertidumbres (véase el Recuadro RT.7). Los modelos emplean, en la actualidad, representaciones más detalladas de procesos relacionados con aerosol y otros forzamientos. Las simulaciones de cambio climático en el siglo XX han usado muchos más modelos y forzamientos antropogénicos y naturales que los disponibles para el TIE. Los conjuntos multimodelo disponibles incrementan la confianza en los resultados de la atribución al brindar una representación mejorada de la incertidumbre de modelos. Ahora ha surgido, más claramente, una señal antropogénica en los estudios de atribución formales de los aspectos del sistema climático más allá de la temperatura atmosférica a escala mundial, incluidos cambios en el contenido de calor de los océanos en el mundo, tendencias de temperatura a escala continental, temperaturas extremas, circulación y magnitud del hielo marino ártico. {9.1}

RT.4.1 Avances en la atribución de cambios en la temperatura a escala mundial durante el período de instrumental: atmósfera, océano y hielo

El calentamiento antropogénico del sistema climático está generalizado y se puede detectar en observaciones de temperatura tomadas en la superficie, en la atmósfera libre y en los océanos. {3.2, 3.4, 9.4}

Las pruebas del efecto de influencias externas, tanto antropogénicas como naturales, sobre el sistema climático se ha ido acumulando desde el TIE. Mejoras en los modelos y datos, las simulaciones y representaciones mejoradas de los forzamientos de aerosoles y gases de efecto invernadero junto con otras influencias, llevan a tener una confianza mayor en el hecho de que la mayoría de los modelos actuales reproducen una variabilidad forzada en gran escala de la atmósfera en escalas de tiempo decenales e interdecenales. Estos avances confirman que las variaciones climáticas pasadas en grandes escalas espaciales, se han visto fuertemente influidas por forzamientos externos. Sin embargo, todavía existen incertidumbres respecto a la magnitud y evolución temporal de las contribuciones calculadas

Recuadro RT.7: Evaluación de los Modelos de Circulación General Atmósfera-Océano

Los modelos de circulación general atmósfera-oceano (MCGAO) son la herramienta básica utilizada para entender y hacer la atribución de las variaciones climáticas pasadas, y para las proyecciones futuras. Como no existen perturbaciones históricas al forzamiento radiativo completamente análogas a las perturbaciones inducidas por el ser humano previstas para el Siglo XXI, la confianza en los modelos se debe crear a partir de varios métodos indirectos, descritos debajo. En cada uno de estas áreas ha habido adelantos sustanciales desde el TIE, aumentando la confianza general en los modelos. {8.1}

Se ha logrado un mejor escrutinio y análisis del modelo de conducta gracias a la coordinación de esfuerzos internacionalmente coordinados para recopilar y diseminar el rendimiento de los experimentos de modelos realizados bajo condiciones normales. Esto ha motivado una evaluación más integral y abierta de modelos, abarcando una diversidad de perspectivas. {8.1}

Proyecciones para diferentes escalas y diferentes períodos usando los modelos mundiales del clima. Los modelos climatológicos proyectan el clima para varios decenios o a más largo plazo en el futuro. Como no se está realizando el rastreo ni la previsión de los detalles de los sistemas meteorológicos individuales, las condiciones atmosféricas iniciales son mucho menos importantes de lo que resultan para los modelos del pronóstico meteorológico. Para las proyecciones climáticas, los forzamientos tiene una importancia mayor. Estos forzamientos incluyen la cantidad de energía solar que llega a la Tierra, la cantidad de partículas de materia que se encuentran en la atmósfera a raíz de las erupciones volcánicas y las concentraciones de gases antropogénicos y de partículas en la atmósfera. Como el área de interés va de lo mundial, a lo regional y a lo local, o se acorta la escala de tiempo de interés, la amplitud de la variabilidad vinculada al tiempo se incrementa en relación a la señal del cambio climático a largo plazo. Esto dificulta aún más la detección de la señal de cambio climático en escalas menores. Las condiciones en los océanos son igualmente importantes, sobre todo para la escala de tiempo interanual y decenal. {PF 1.2, 9.4, 11.1}

Formulación de modelos. La formulación de los MCGAO se ha desarrollado mediante una resolución espacial mejorada y mejoras en los esquemas numéricos y en la parametrización (por ejemplo, el hielo marino, la capa del límite atmosférico, la mezcla de océanos). En muchos modelos se han incluido otros procesos, incluidos diversos procesos clave importantes para el forzamiento (por ejemplo, los aerosoles ahora se modelan interactivamente en muchos modelos). La mayoría de los modelos mantiene ahora un clima estable sin utilizar ajustes de flujo, aunque se mantienen, en las integraciones de control de MCGAO, algunas tendencias a largo plazo, por ejemplo, debido a procesos lentos en el océano. {8.2, 8.3}

Simulación del clima actual. Como resultado de las mejoras en los modelos de formulaciones, se han producido mejoras en la simulación de muchos aspectos de clima medio actual. Las simulaciones de precipitación, la presión del nivel del mar y la temperatura de la superficie presentan cada uno mejoras en conjunto, pero siguen existiendo deficiencias, especialmente en lo concerniente a las precipitaciones tropicales. Aun cuando se mantienen deficiencias significativas en la simulación de nubes (y en las regeneraciones correspondientes a la sensibilidad climática), algunos modelos han mostrado mejoras en la simulación de ciertos regímenes de nubes (el estratocumulus principalmente marino). La simulación de fenómenos extremos (en especial la temperatura extrema) ha mejorado, pero, en sentido general, los modelos simulan muy poco la precipitación en sus casos más extremos. La simulación de ciclones extratropicales ha mejorado. Algunos modelos utilizados para las proyecciones de los cambios en los ciclones tropicales pueden simular, con éxito, la frecuencia y distribución observadas en ciclones tropicales. Se han logrado simulaciones mejoradas para la estructura de masa de agua, la circulación de retorno longitudinal, y la transferencia de calor del océano. Sin embargo, hay modelos sesgados a la hora de hacer la simulación del océano Antártico, mientras que hay cierto nivel de incertidumbre en la incorporación del modelo de calor oceánico durante los cambios climáticos. {8.3, 8.5, 8.6}

Simulación de modos de variabilidad climática. Los modelos simulan modos dominantes de variabilidad climática extratropical que se parecen a los observados (NAM/SAM, PNA, ODP) pero ellos todavía tienen problemas para representar algunos aspectos. Algunos modelos pueden simular ahora aspectos importantes de ENSO, mientras la simulación de la Oscilación Madden-Julian es aún, en general, poco satisfactoria. {8.4}

Simulación de variaciones climáticas pasadas. Se han dado pasos hacia delante en la simulación de variaciones climáticas pasadas. Independientemente de cualquier atribución que se haga a estos cambios, la habilidad de los modelos climáticos para proporcionar una explicación físicamente consecuente de variaciones climáticas observadas en las diferentes escalas de tiempo, brinda confianza en que los modelos están captando muchos procesos importantes para la evolución de clima del siglo XXI. Los últimos adelantos incluyen el éxito a la hora de crear modelos de cambios observados con un abanico más amplio de variables climáticas durante el siglo XX (por ejemplo, temperaturas superficiales y extremas a escala continental, dimensión del hielo marino, tendencias del contenido oceánico de calor, y precipitación en la tierra). También se ha progresado en la habilidad de crear modelos de muchos de los rasgos generales del pasado, de diferentes estados climáticos como el Holoceno medio y en el UMG mediante modelos idénticos o relacionados con aquéllos utilizados para estudiar el clima actual. La información sobre los factores tratados, considerados condiciones límite, en los cálculos

del paleoclima incluye los estados diferentes del hielo en esos períodos. A partir de las observaciones se han podido prever los modelos climáticos anteriores, así como el aumento de la temperatura mundial debido al incremento de los gases de efecto invernadero, lo que refuerza la confianza en las proyecciones climáticas a corto plazo y para comprender los cambios climáticos previstos. {6.4, 6.5, 8.1, 9.3–9.5}

El clima y la predicción estacional mediante el uso de modelos climáticos. Se han comprobado algunos modelos climáticos para conocer la capacidad de predicción del valor inicial (que ha quedado demostrada), en escalas de tiempo que van desde las de las predicciones meteorológicas (varios días) hasta las de las variaciones estacionales climáticas, siempre y cuando se hayan iniciado con observaciones apropiadas. Aunque la capacidad de predicción de los modelos según este modo de funcionamiento no implica necesariamente que ofrecerán una respuesta correcta a los cambios en los agentes de forzamiento climático, tales como los gases de efecto invernadero, sí incrementan la confianza ya que sí representan adecuadamente algunos procesos y teleconexiones fundamentales del sistema climático. {8.4}

Medidas para el rigor de las proyecciones de los modelos. Por primera vez se ha explorado, mediante el uso de grupos de modelos, la posibilidad de crear las medidas de capacidad de los modelos (“métrica”), sobre la base de los métodos de evaluación anteriores, que se pueden utilizar para reducir la incertidumbre al brindar límites cuantitativos respecto de las proyecciones de modelos climáticos. Aún cuando estos métodos son prometedores, está por establecerse todavía un conjunto de medidas probadas. {8.1, 9.6, 10.5}

de forzamientos individuales que no sean los gases de efecto invernadero bien mezclados, debido, por el ejemplo, a incertidumbres en las respuestas del modelo al forzamiento. En la mayoría de los estudios formales de detección y atribución no se han tenido en cuenta algunos forzamientos potencialmente importantes tales como los aerosoles del carbono negro. En los cálculos de variabilidad climática interna natural persisten incertidumbres. Hay diferencias, por ejemplo, entre los cálculos del contenido de calor oceánico en modelos y observaciones, aunque quizás un muestreo pobre de partes del océano mundial pudiera explicar esta diferencia. Además, resulta difícil de calcular la variabilidad interna a partir de los registros de observaciones disponibles, ya que éstos se ven influidos por forzamientos externos, y también porque los registros no son lo suficientemente extensos, en el caso de los datos instrumentales, ni lo suficientemente precisos, en el caso de reconstrucciones de indicadores directos, a la hora de proporcionar descripciones completas de variabilidad en escalas de tiempo decenales o mayores (véase Gráfico RT.22 y Recuadro RT.7). {8.2–8.4, 8.6, 9.2–9.4}

Es *sumamente improbable* (<5%) que el patrón mundial de calentamiento observado durante la última mitad del siglo pueda explicarse sin un forzamiento externo. Estos cambios tuvieron lugar durante el período de tiempo en el que los factores de forzamiento no antropogénicos (es decir, la suma del forzamiento solar y volcánico) *probablemente* hubiesen producido enfriamiento y no un calentamiento (véase Gráfico RT.23). Los estudios de atribución muestran que es *muy probable* que estos factores de forzamiento natural por sí solos no sean responsables del calentamiento observado (véase Gráfico RT.23).

También hay más confianza en que la variabilidad natural interna no puede responder por los cambios observados, debido en parte a estudios mejorados que demuestran que el calentamiento se produjo tanto en los océanos como en la atmósfera, junto a las pérdidas observadas en la masa de hielo. {2.9, 3.2, 5.2, 9.4, 9.5, 9.7}

Es muy probable que los incrementos en los gases de efecto invernadero antropogénicos hayan causado la mayoría del incremento observado en las temperaturas mundiales promedio desde mediados del siglo XX. Sin el efecto de enfriamiento de los aerosoles atmosféricos, es probable que los gases de efecto invernadero por sí solos hubieran causado un incremento mayor en la temperatura media mundial que el observado en los últimos 50 años. Un factor clave para identificar la huella de los aerosoles, y por consiguiente, la cantidad de enfriamiento que contrarresta el calentamiento del efecto invernadero, es el cambio de temperatura a través del tiempo (véase Gráfico RT.23), así como el contraste del calentamiento hemisférico. La conclusión de que el forzamiento del gas de efecto invernadero ha sido dominante tiene en cuenta las incertidumbres de las observaciones y de los forzamientos, y es resistente al uso de diferentes modelos climáticos, al uso de métodos diferentes para calcular las respuestas a los forzamientos externos, y al uso de técnicas de análisis. También permite la posible explicación de la respuesta al forzamiento solar. {2.9, 6.6, 9.1, 9.2, 9.4}

Se ha detectado un calentamiento ampliamente extendido en las temperaturas oceánicas. En la actualidad, los estudios formales de atribución sugieren que es *probable* que el forzamiento antropogénico haya contribuido al calentamiento observado en varios cientos

CAMBIO DE TEMPERATURA MUNDIAL Y CONTINENTAL

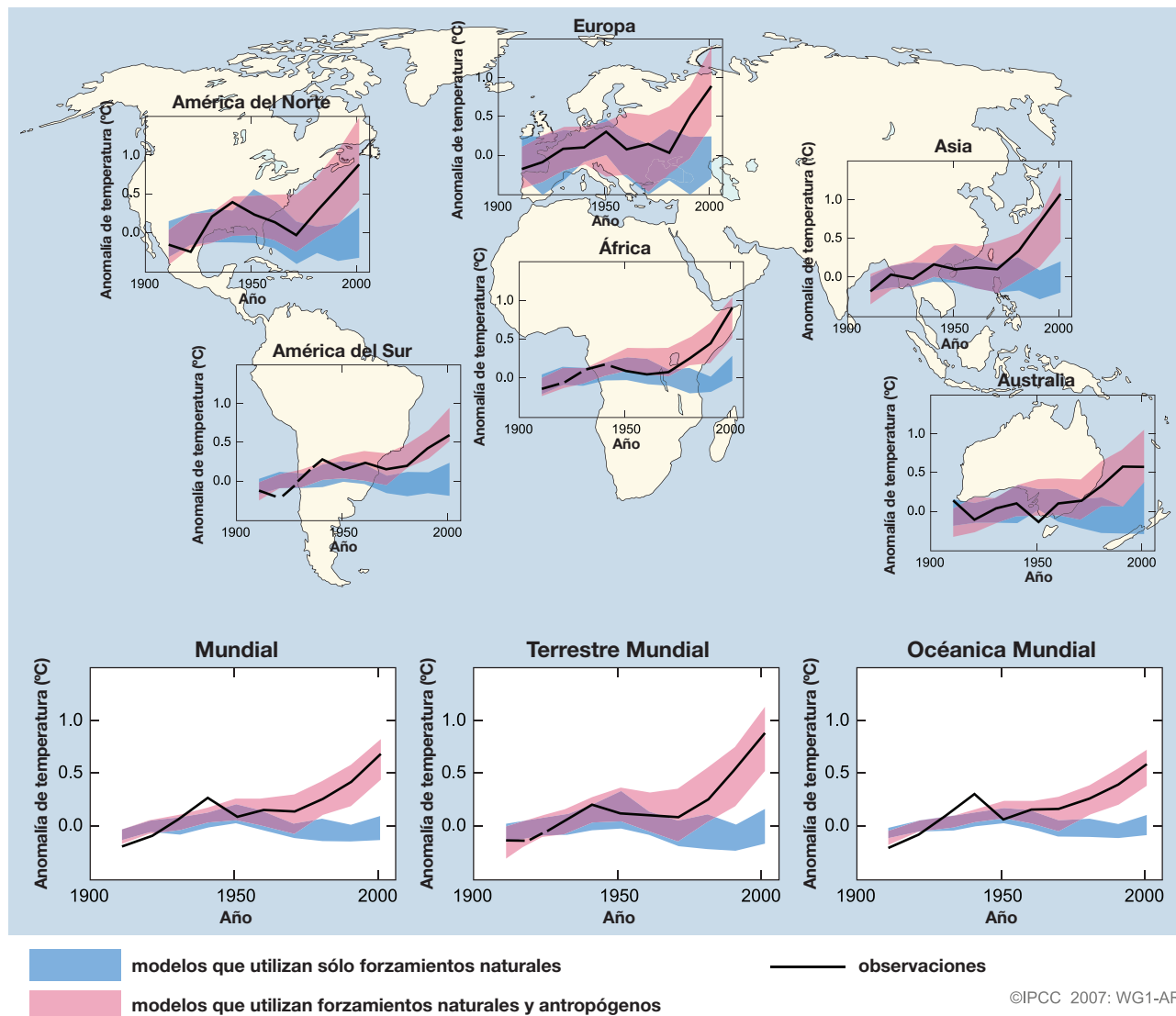


Gráfico RT.22. Comparación de los cambios en la temperatura superficial observados a escala continental – y mundial – con resultados simulados por modelos climáticos utilizando forzamientos naturales y antropogénicos. Se muestran los promedios de observaciones decenales para el período de 1906 a 2005 (línea negra) ploteado trazados a mediados del decenio y relativo al promedio correspondiente para el período entre 1901 y 1950. Las líneas se interrumpen donde la cobertura espacial es menor al 50%. Las bandas sombreadas en azul muestran un margen entre el 5% y el 95% en 19 simulaciones de 5 modelos climáticos que utilizan sólo forzamientos naturales resultado de la actividad solar y volcánica. Las bandas sombreadas en rojo muestran el margen entre el 5% y el 95% en 58 simulaciones de 14 modelos climáticos que utilizan tanto forzamientos naturales como antropogénicos. Las fuentes de datos y los modelos usados se describen en la Sección 9.4, PF 9.2, Tabla 8.1 y en la información adicional para el Capítulo 9 (PF 9.2, Gráfico 1) se describen los modelos y las fuentes de datos utilizados.

de metros del nivel superior del océano mundial durante la última mitad del siglo XX. {5.2, 9.5}

Es probable que el forzamiento antropogénico haya contribuido a las recientes disminuciones en la extensión del hielo marino ártico. Se espera se produzcan cambios en el hielo marino ártico dado el incremento del calentamiento ártico. Los estudios de atribución y las mejoras en la representación a través de modelos del hielo marino y la transferencia del calor oceánico fortalecen la

confianza en esta conclusión. {3.3, 4.4, 8.2, 8.3, 9.5}

Es muy probable que la respuesta al forzamiento haya contribuido al aumento del nivel del mar durante la última mitad del siglo XX, pero aún no se comprende bien la variabilidad decenal en el aumento del nivel del mar. Los modelos de cálculos de la contribución de la expansión térmica coinciden con los cálculos basados en observaciones realizadas entre 1961 y 2003, incluso teniendo en cuenta que el balance

del nivel del mar para ese periodo aún no se ha cerrado. El incremento observado en la tasa de pérdida de masa de los glaciares y casquetes de hielo es proporcional al incremento medio de la temperatura mundial, tal como se esperaba cualitativamente a partir de consideraciones físicas (véase Tabla RT.3). Una mayor tasa de incremento del nivel del mar entre 1993 y 2003, por encima del alcanzado entre 1961 y 2003, se podría vincular al creciente forzamiento antropogénico que *probablemente* haya contribuido al calentamiento observado del océano superior y al amplio retroceso glaciar. Por otro lado, los registros de mareógrafos del nivel medio del mar mundial indican que *probablemente* tuvieron lugar altas tasas similares en períodos decenales previos a partir de 1950, lo que implica que la variabilidad natural interna

puede ser también un factor en las altas tasas desde 1993 a 2003. La variabilidad decenal observada en los registros de mareógrafos es mayor que la que se puede explicar mediante la variabilidad en cálculos basados en observaciones de la dilatación térmica y en los cambios del hielo terrestre. Además, la variabilidad decenal observada en la dilatación térmica es mayor que la simulada por los modelos para el siglo XX. Así, son inciertas las causas físicas de la variabilidad observada en los registros de mareógrafos. Estos problemas no resueltos relacionados con el cambio del nivel del mar y su variabilidad decenal entre 1961 y 2003 no dejan claro qué proporción de la alta tasa de incremento en el nivel del mar entre 1993 y 2003 se debe a la variabilidad natural interna y cuánto se debe al cambio climático antropogénico. {5.5, 9.5}

ANOMALÍAS DE TEMPERATURA SUPERFICIAL MEDIA MUNDIAL

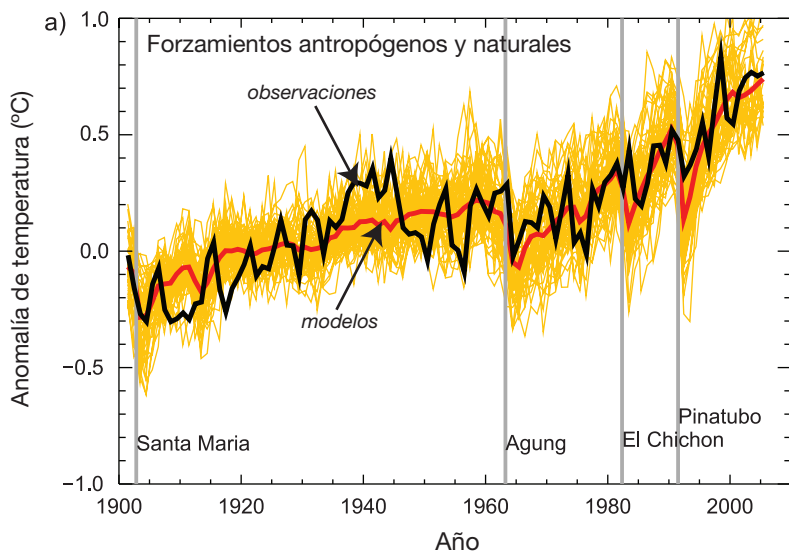
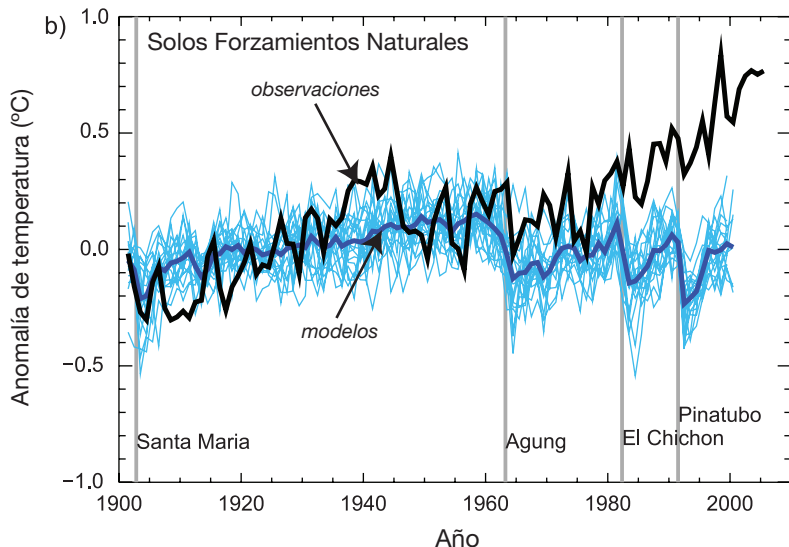


Gráfico RT.23. (a) Anomalías en la temperatura superficial media mundial relativas al período de 1901 a 1950, según observaciones, (línea negra) y como resultado de simulaciones con forzamientos antropogénicos y naturales. La línea gruesa curva, en rojo, muestra la media del conjunto de varios modelos y la línea curva delgada rojo claro muestra las simulaciones individuales. Las líneas grises verticales indican importantes fenómenos volcánicos. (b) Igual que en (a), sólo que las anomalías simuladas de la temperatura media mundial son solamente para los forzamientos naturales. La curva gruesa azul muestra la media del conjunto multimodelo y la curva azul más clara muestra las simulaciones individuales. Cada simulación fue muestreada para que la cobertura se correspondiera con las observaciones. {Gráfico 9.5}



©IPCC 2007: WG1-AR4

RT.4.2 Atribución de cambios espaciales y temporales en la temperatura

Es muy probable que el patrón observado del calentamiento troposférico y del enfriamiento estratosférico se deba a la influencia del forzamiento antropogénico, principalmente por el aumento de los gases de efecto invernadero y el agotamiento del ozono estratosférico. Nuevos análisis realizados desde TIE muestran que esta pauta se corresponde con un aumento en la altura de la tropopausa que, probablemente, se deba a cambios en los gases de efecto de invernadero y en el ozono estratosférico. Persiste una importante incertidumbre en el cálculo de las tendencias de temperatura troposférica, en particular a partir del registro de radiosonda. {3.2, 3.4, 9.4}

Es probable que haya habido una contribución antropogénica sustancial a los incrementos de la temperatura superficial promediados por cada continente, exceptuando la Antártida, desde mediados del siglo XX. La Antártida no tiene suficiente cobertura de observaciones para realizar una evaluación. También se ha identificado el calentamiento antropogénico en algunas zonas terrestres subcontinentales. La posibilidad de contar con modelos climáticos acoplados para simular la evolución de la temperatura en cada uno de los seis continentes proporciona pruebas de peso respecto a la influencia humana en el clima mundial, por encima de lo disponible en el TIE. Ningún modelo climático mundial acoplado que sólo haya usado el forzamiento natural ha reproducido la tendencia observada de calentamiento medio mundial o las tendencias de calentamiento medio en los continentes individuales (excepto en la Antártida) durante la segunda mitad del siglo XX. {9.4}

Persisten las dificultades para atribuir los cambios de temperatura a escalas más pequeñas que las continentales y durante escalas de tiempo de menos de 50 años. Los resultados de la atribución en estas escalas, salvo en excepciones limitadas, no se han establecido. Al hacer un promedio entre las regiones más pequeñas se reduce menos la variabilidad que cuando se promedia entre las regiones extensas, lo que hace más difícil distinguir entre los cambios que se pueden derivar de un forzamiento externo y la variabilidad. Además, los cambios de temperatura asociados con algunos modos de variabilidad están pobremente simulados en los modelos de algunas regiones y estaciones. Por otra parte, los detalles a pequeña escala del forzamiento externo y las respuestas simuladas por los modelos son menos creíbles que las características a gran escala. {8.3, 9.4}

Es probable que el forzamiento antropogénico haya afectado a las temperaturas superficiales extremas.

Muchos indicadores de fenómenos extremos, incluidas las cifras anuales y la mayoría de los valores extremos de días y noches cálidos y fríos, así como las cifras de días con escarcha, muestran cambios que son consecuentes con el calentamiento. Se ha detectado una influencia antropogénica en algunos de estos índices y hay evidencia que el forzamiento antropogénico puede que haya incrementado sustancialmente el riesgo de condiciones de verano sumamente calurosas a nivel regional, tal como las de la ola de calor europea de 2003. {9.4}

RT.4.3 Atribución de cambios en la circulación, precipitación y otras variables climáticas

Es probable que las tendencias en los Modos Anulares del HS y del HN de decenios recientes, relativas a las reducciones de la presión del nivel del mar en los polos y a los cambios afines en la circulación atmosférica, estén relacionadas, en parte, con la actividad humana (véase Gráfico RT.24). Los modelos reproducen la señal de la tendencia del NAM, pero la respuesta simulada es menor que la observada. Los modelos que incluyen los cambios de los gases de efecto invernadero y del ozono estratosférico, simulan una tendencia realista en el SAM, y reflejan una influencia humana detectable en la presión del nivel del mar mundial que también se corresponde con la tendencia de enfriamiento observada en el clima de la superficie en zonas de la Antártida. Estos cambios en la circulación hemisférica y su atribución a la actividad humana, implican que los efectos antropogénicos contribuyeron probablemente a los cambios en la pautas de circulación y temperatura en latitudes altas y medias, así como a los cambios en las trayectorias de los vientos y tormentas. Sin embargo, los efectos cuantitativos son inciertos porque las respuestas simuladas a los cambios de forzamiento del siglo XX para el HN sólo coinciden cualitativa y no cuantitativamente con las observaciones de estas variables. {3.6, 9.5, 10.3}

Existen algunas pruebas del impacto de las influencias externas sobre el ciclo hidrológico. La pauta observada a gran escala de los cambios en las precipitaciones terrestres durante el siglo XX se corresponde cualitativamente con la simulación, lo cual sugiere una influencia humana. Una tendencia mundial observada de aumentos en la sequía durante la segunda mitad del Siglo XX se reprodujo en un modelo, tomando en cuenta el forzamiento natural y antropogénico. Varios estudios ya han demostrado que un cambio en el uso de la tierra, debido, por ejemplo, a un exceso en el pastoreo y a la conversión de bosques para la agricultura, probablemente no representan la

causa primaria de las sequías en el Sahel y Australia. Las comparaciones entre observaciones y modelos sugieren que los cambios en los monzones, la intensidad de las tempestades y las precipitaciones en Sahel están, por lo menos, en parte, relacionados con los cambios observados en la TSM. Se espera que el forzamiento antropógeno afecte los cambios en la TSM mundiales, pero aún no se ha establecido una asociación de la TSM regional con el forzamiento. Los cambios en la precipitación no dependen sólo de la TSM sino también de los cambios en los modelos de TSM espaciales y temporales y los

cambios regionales en la circulación atmosférica, lo que hace que la atribución a las influencias humanas resulte difícil. {3.3, 9.5, 10.3, 11.2}

RT.4.4 Estudios paleoclimáticos de atribución

Es muy probable que los cambios climáticos de al menos siete siglos antes de 1950, no se produjeran solamente por variabilidad no forzada. La detección y los estudios de atribución indican que es *muy probable* que una fracción sustancial de la variabilidad

TENDENCIAS DE LA PRESIÓN DEL NIVEL DEL MAR DE DICIEMBRE A FEBRERO

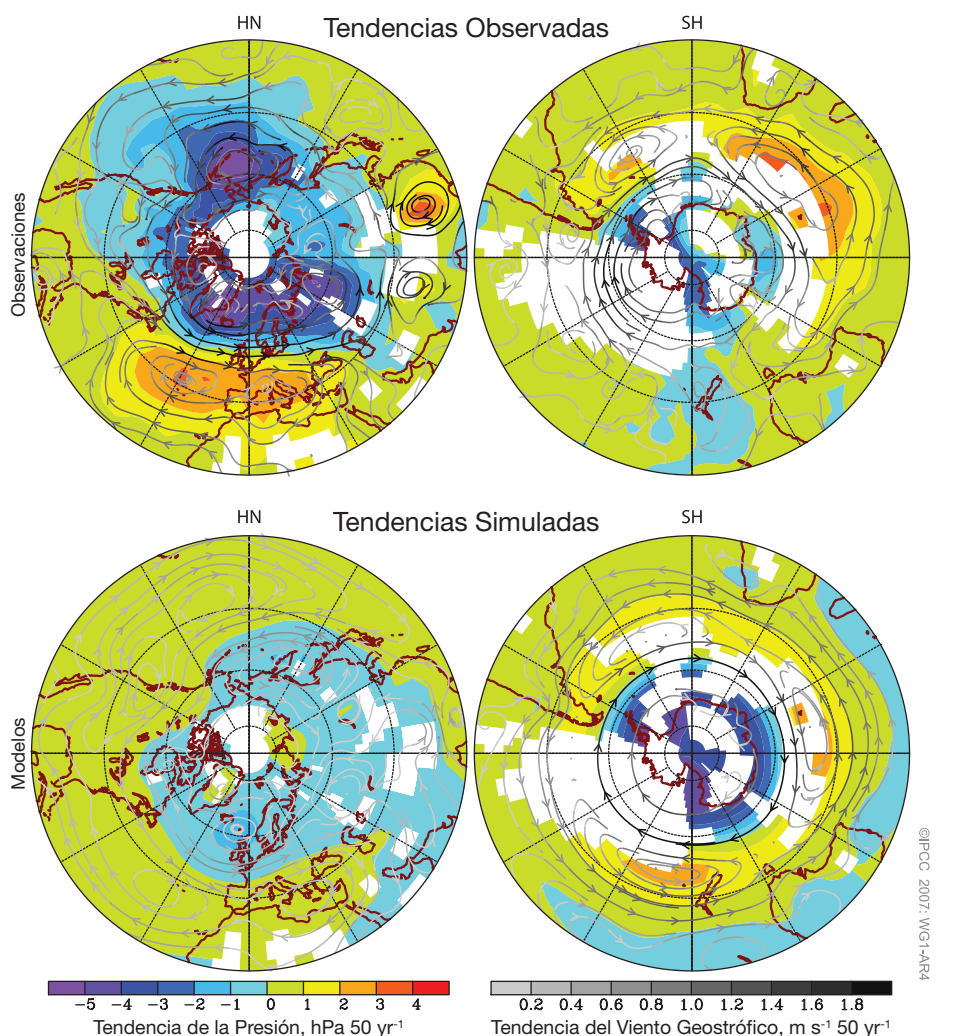


Gráfico RT.24. Tendencias de la presión del nivel del mar de diciembre a febrero basadas en la media por decenio de 1955 a 2005. (arriba) Tendencias calculadas de un conjunto de datos de observaciones y se muestran sólo las de las regiones donde hay observaciones. (debajo) Tendencias medias simuladas en ocho modelos acoplados en respuesta los cambios de forzamientos naturales y antropogénicos. Las tendencias de simulaciones de modelos sólo se muestran cuando se muestran las tendencias basadas en la observación. Los perfiles no enmascarados indican la dirección de las tendencias en el viento geostrofico que se derivan de las tendencias en la presión del nivel del mar, y el sombreado de los perfiles indica la magnitud del cambio, donde los perfiles más oscuros corresponden a los mayores cambios en el viento geostrofico. El Capítulo 9 y su suplemento describen las fuentes de datos y modelos y la Tabla 8.1 brinda mas detalles de modelos. {Gráfico 9.16}

de temperatura interdecadal y preindustrial del HN, contenida en las reconstrucciones durante esos siglos, se atribuya al forzamiento natural externo. Este forzamiento incluye enfriamientos episódicos debidos a erupciones volcánicas conocidas, algunas mayores que las del siglo XX (basados en pruebas tales como los testigos del hielo) y a variaciones a largo plazo en la irradiación solar, como la radiación reducida durante el Mínimo de Maunder. Además, es *probable* que los forzamientos antropogénicos hayan contribuido al calentamiento de principios del siglo XX, tal como se evidencia en estos registros. Es *poco probable* que las incertidumbres permitan llegar a un acuerdo falso entre las reconstrucciones de temperatura y las reconstrucciones de los forzamientos pues se derivan de los indicadores independientes. Los datos disponibles son insuficientes para hacer una evaluación similar del HS. {6.6, 9.3}

RT.4.5 Respuesta climática al forzamiento radiativo

La especificación de un rango *probable* y un valor *muy probable* para la sensibilidad climática de equilibrio⁸ en el presente informe representa un importante progreso

para cuantificar la respuesta del sistema climático al forzamiento radiativo a partir del TIE y un avance en los desafíos al entendimiento que han perdurado por más de 30 años. El índice de la sensibilidad climática de equilibrio – el equilibrio mundial medio del calentamiento previsto si las concentraciones de CO₂ se mantienen al doble de sus valores preindustriales de (aproximadamente 550 ppm) – en el TIE se estableció entre 1,5°C y 4,5°C. Anteriormente, no había sido posible proporcionar un cálculo óptimo ni calcular. La probabilidad de que la sensibilidad climática pudiera estar fuera del margen citado. Se usan varios enfoques en esta evaluación para limitar la sensibilidad climática, incluso el uso de MCGAO, el examen de la evolución de la transición de la temperatura (superficie, aire superior y océano) durante los últimos 150 años y el análisis de la respuesta rápida del sistema climático mundial a los cambios en el forzamiento causado por las erupciones volcánicas (véase Gráfico RT.25). Éstos se complementan con cálculos basados en los estudios del paleoclima, así como en las reconstrucciones del registro de temperatura del HN del último milenio y el UMG. Una gran cantidad de conjuntos de simulaciones en modelos climáticos muestran que la habilidad de los modelos para simular el clima actual tiene valor para limitar la sensibilidad climática. {8.1, 8.6, 9.6, Recuadro 10.2}

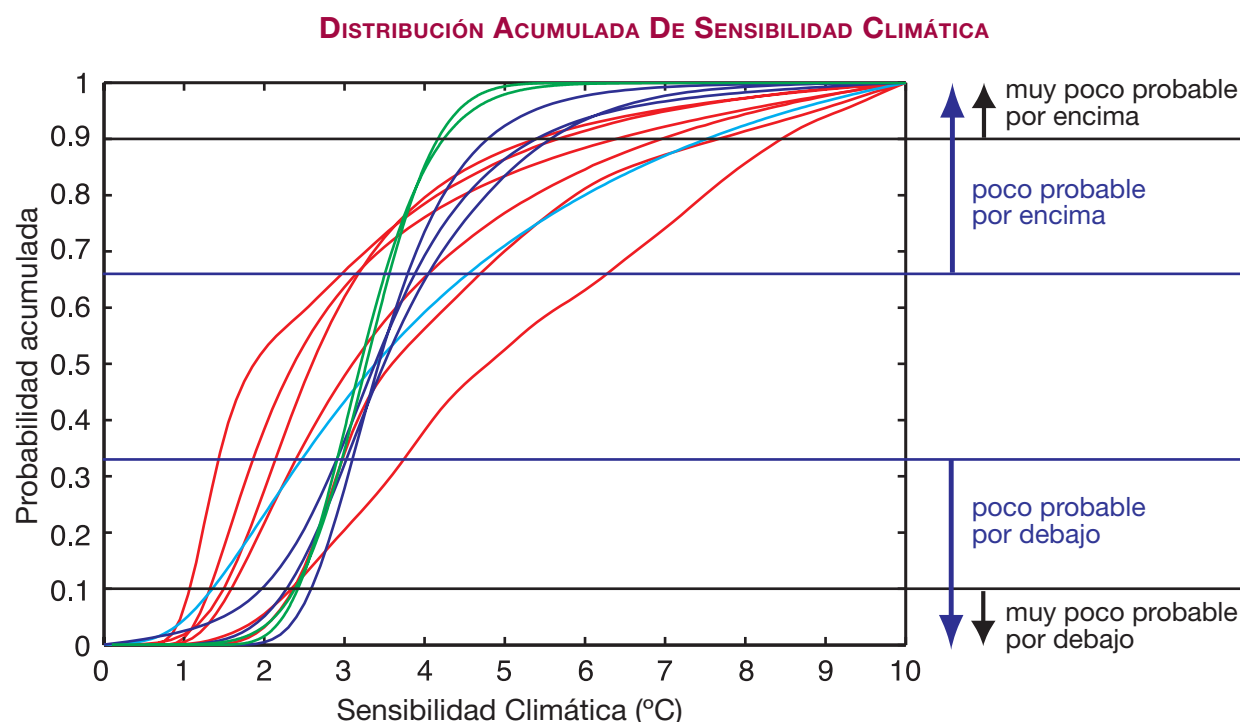


Gráfico RT.25. Distribuciones acumulativas de sensibilidad climática derivadas del calentamiento observado en el siglo XX (rojo), climatología modelo (azul), evidencia del indicador indirecto (azul verdoso) y sensibilidades climáticas de MCGAO (verde). Las líneas horizontales y las flechas marcan los límites de los cálculos de probabilidad definidos en la Guía de Incertidumbres de la Cuarta Evaluación del IPCC (véase Recuadro RT.1). {Recuadro 10.2, Gráfico 1 y 2}

⁸ Véase el Glosario para una definición detallada de sensibilidad climática.

El análisis de modelos, junto con las limitaciones de las observaciones, sugiere que la sensibilidad climática de equilibrio *probablemente* esté dentro del margen de 2°C a 4,5°C, con un valor en el cálculo óptimo de aproximadamente 3°C. Es *poco probable* que sea menos de 1,5°C. No se pueden excluir valores substancialmente superiores a los 4,5°C, aunque concuerdan menos con las observaciones. Las funciones de densidad de probabilidad derivadas de diferentes informaciones y enfoques generalmente tienden hacia valores altos que exceden los 4,5°C. Los análisis de la evolución climática y del forzamiento durante siglos anteriores y los estudios de conjunto de modelos, no consideran que la sensibilidad climática llegue a los 6°C o más. Un factor para ello es la posibilidad de un pequeño forzamiento radiativo neto durante el siglo XX, siempre y cuando los efectos de enfriamiento indirecto de los aerosoles está en el extremo superior del índice de incertidumbre, eliminando así la mayor parte del forzamiento positivo derivado de los gases de efecto invernadero. Sin embargo, no existe ninguna forma establecida para calcular una función de distribución de probabilidad única a partir de los resultados individuales que tenga en cuenta las diferentes proposiciones de cada estudio. La falta de restricciones fuertes que limiten las altas sensibilidades climáticas evita la especificación de un límite de 95 percentil o un margen *muy probable* para la sensibilidad climática. {Recuadro 10.2}

En la actualidad ha aumentado la confianza en el conocimiento de los procesos climáticos claves,

Tabla RT.5. Mejores cálculos, índices probables y límites muy probables de incremento del equilibrio de la temperatura media mundial (°C) para temperaturas preindustriales de diferentes niveles de forzamiento radiativo CO₂-equivalente, como derivado de la sensibilidad climática.

Equilibrio CO ₂ -eq (ppm)	Aumento de Temperatura (°C)		
	Mejor Cálculo	Muy probable Por encima	Probable en el margen
350	1.0	0.5	0.6-1.4
450	2.1	1.0	1.4-3.1
550	2.9	1.5	1.9-4.4
650	3.6	1.8	2.4-5.5
750	4.3	2.1	2.8-6.4
1000	5.5	2.8	3.7-8.3
1200	6.3	3.1	4.2-9.4

importantes para la sensibilidad climática debido a los análisis mejorados y a las comparaciones entre modelos y observaciones. Los cambios en el vapor de agua dominan los retroefectos de sensibilidad climática y ahora se interpretan mejor. Las nuevas pruebas derivadas de la observación y los modelos favorecen un retroefecto combinado de tasa de vapor de agua⁹ – lapso, de aproximadamente la fuerza encontrada en los Modelos de Circulación General (MCG), es decir, aproximadamente de 1 C m⁻² por grado de aumento de la temperatura mundial, correspondiendo a más de un 50% de ampliación del calentamiento medio mundial. Estos MCG demostraron poder estimular las variaciones de humedad de estacional a interdecenal en la tropósfera superior en la tierra y el océano y simularon con éxito la temperatura superficial y los cambios de humedad observados y asociados a las erupciones volcánicas. Los retroefectos de las nubes (particularmente de las nubes bajas) siguen siendo la fuente más grande de incertidumbre. Se ha demostrado que los retroefectos criosféricos, tales como los cambios en la cubierta de nieve, contribuyen menos a la diseminación, en los cálculos del modelo, de sensibilidad climática, que los retroefectos de nubes o de vapor de agua, pero éstos pueden ser importantes para las respuestas climáticas regionales en latitudes medias y altas. Una nueva comparación entre modelos sugiere que las diferencias en las formulaciones de transferencia radiativa también contribuye al índice. {3.4, 8.6, 9.3, 9.4, 9.6, 10.2, Recuadro 10.2}

La mejor cuantificación de sensibilidad climática permite cálculos óptimos del temperaturas de equilibrio e índices que serían de esperar si las concentraciones de CO₂ se estabilizaran en varios niveles sobre la base de las consideraciones del equilibrio de la energía mundial (véase Tabla RT.5). Al igual que los cálculos de sensibilidad climática, no se puede establecer un límite superior *muy probable*. Se debe hacer a las limitaciones en los conceptos de forzamiento radiativo y sensibilidad climática. Sólo algunos MCGAO alcanzaron el equilibrio con concentraciones elevadas de CO₂, y algunos resultados muestran que los retroefectos climáticos pueden cambiar durante escalas de tiempo prolongadas, arrojando desviaciones sustanciales a partir de cálculos de calentamiento basados en la sensibilidad climática de equilibrio deducido de modelos oceánicos de capa mixta y de cambios climáticos pasados. {10.7}

Desde el TIE, ha mejorado el consenso entre modelos acerca del cambio climático transitorio proyectado. El índice de respuestas al clima transitorio (definido como la temperatura media mundial del aire

⁹ La tasa en la que la temperatura del aire decrece por altitud.

de la superficie, promediada durante un período de 20 años y centrada en el momento en que el CO₂ se duplicó en un experimento de aumento del 1% año⁻¹) entre modelos es menor que el margen de sensibilidad climática de equilibrio. Este parámetro se ve ahora más limitado por los conjuntos multimodelo y por las comparaciones con las observaciones; es *muy probable* que sea mayor que 1°C y *muy poco probable* que sea mayor que 3°C. La respuesta climática transitoria está relacionada con la sensibilidad de forma no lineal, y no se manifiestan inmediatamente las sensibilidades altas en respuestas a corto plazo. La respuesta climática transitoria se ve muy afectada por la tasa de incorporación oceánica de calor. Aunque los modelos oceánicos han mejorado, los sesgos en los modelos y los datos limitados sobre temperatura oceánica utilizados para evaluar la incorporación oceánica de calor transitoria afectan a la exactitud de cálculos actuales. {8.3, 8.6, 9.4, 9.6, 10.5}

RT.5 Proyecciones de cambios climáticos futuros

Desde el TIE, se han logrado muchos adelantos importantes en la ciencia de proyecciones del cambio climático. Se ha realizado un esfuerzo sin precedentes para hacer los resultados accesibles a los investigadores que no los tienen a su alcance. Catorce grupos de ejecución modelos de MCGAO, de 10 países diferentes, realizaron un conjunto de experimentos coordinados y estándares usando 23 modelos. La base de datos multimodelo resultante, analizada por cientos de investigadores a nivel mundial, constituye la base de gran parte de la evaluación de los resultados de modelos. Se han obtenido muchos logros a raíz del uso de conjuntos multimiembros a partir de modelos sencillos (por ejemplo, para probar la sensibilidad de la respuesta a las condiciones iniciales) y

Recuadro RT.8: Jerarquía de modelos climáticos mundiales

Se pueden realizar cálculos sobre cambios en la temperatura media mundial y el aumento del nivel del mar debido a la dilatación térmica mediante el uso de Modelos Climáticos Sencillos (MCS). Estos modelos representan el sistema océano-atmósfera como un conjunto de cajas mundiales o hemisféricas y predice la temperatura superficial mundial mediante el uso de una ecuación de equilibrio energético, un valor prescrito de sensibilidad climática y una representación básica de la incorporación oceánica de calor. Este tipo de modelo también se puede acoplar a los modelos simplificados de ciclos biogeoquímicos y permiten una estimación rápida de la respuesta climática a una amplia gama de escenarios de emisión. {8.8, 10.5}

Los Modelos de Sistema Terrestres de Complejidad Intermedia (EMIC, en sus siglas en inglés) incluyen ciertas dinámicas referidas a las circulaciones atmosféricas y oceánicas, o su representación en parámetros y, a menudo, incluyen representaciones de ciclos biogeoquímicos, pero normalmente han reducido la resolución espacial. Estos modelos se pueden usar para investigar el cambio climático a escala continental y los efectos a largo plazo, del acoplamiento entre los componentes del sistema de Tierra que usan conjuntos o bien una gran cantidad de modelos o bien una gran cantidad de sus resultados durante varios siglos. Tanto para los MCS como para los EMIC, resulta factible muestrear detenidamente los espacios de parámetros por ordenador, teniendo en cuenta al mismo tiempo las incertidumbres de los parámetros derivadas del cambio hacia modelos climáticos más abarcadores, las observaciones afines y el uso de criterios de expertos. Por lo tanto, ambos tipos de modelos se avienen a la generación de proyecciones probabilísticas del clima futuro y permiten la comparación de ‘una incertidumbre en la respuesta’ que se deriva de la incertidumbre en los parámetros de modelos climáticos donde el ‘índice de escenarios’ proviene del índice de escenarios de emisiones considerado. Se han evaluado los Modelos del Sistema Terrestre de Complejidad Intermedia más profundamente y los ejercicios de comparación cruzada han demostrado que son útiles para estudiar preguntas que involucran grandes escalas de tiempo o conjuntos más grandes de simulaciones. {8.8, 10.5, 10.7}

Los modelos climáticos más integrales son los MCGAO. Incluyen componentes dinámicos que describen procesos atmosféricos, oceánicos y de superficie terrestre, así como los hielos marinos y otros componentes. Se ha avanzado mucho desde el TIE (véase Recuadro RT.7), y hay más de 20 modelos de diferentes centros disponibles para las simulaciones climáticas. Aunque las dinámicas a gran escala de estos modelos son integrales, se sigue parametrizando para representar procesos físicos aún no resueltos tales como la formación de nubes y precipitación, el océano y la formación de masas de agua, etc. La incertidumbre en el proceso de parametrización es la razón primaria por la cual las proyecciones climáticas difieren entre diferentes MCGAO. Aún cuando la resolución de los MCGAO mejora rápidamente, a menudo resulta insuficiente para captar la estructura de la escala de las variables climáticas en muchas regiones. En estos casos, se puede utilizar el rendimiento de los MCGAO para manejar los modelos de zonas (o clima regional) en modelos que combinan la exhaustividad de las representaciones del proceso, comparables con los MCGAO que tienen una resolución espacial muy superior. {8.2}

usando conjuntos multimodelo. Estos dos tipos diferentes de agrupaciones permiten estudios más sólidos acerca del índice de los resultados del modelo y una evaluación más cuantitativa del modelo versus las observaciones. Además, proporcionan nueva información sobre la variabilidad estadística simulada. {8. 1, 8.3, 9.4, 9.5, 10.1}

Desde el TIE, se dispone de varios métodos que proporcionan proyecciones probabilísticas de cambio climático, tanto para fines mundiales como para las descripciones geográficas. El presente informe se centra en estos métodos que incluyen métodos basados en los resultados de conjuntos de MCGAO sin la aplicación formal de las limitaciones de las observaciones así como métodos basados en algoritmos de detección y en grandes conjuntos de . En la actualidad, algunos métodos son los responsables explícitos de importantes fuentes de incertidumbre tales como los retroefectos climáticos, incorporación oceánica de calor, forzamiento radiativo y el ciclo del carbono. Las proyecciones a corto plazo están similarmente limitadas por las observaciones de tendencias recientes. Algunos estudios han sondeado temas adicionales de probabilística, como la probabilidad de cambios futuros en casos extremos, como las olas de calor que podrían ocurrir debido a influencias humanas. Además, después del TIE se lograron adelantos gracias a un abanico más amplio de estudios de cambio climático previsto sobre los retroefectos climáticos del carbono. {8.6, 9.6, 10.1, 10.3, 10.5}

Estos adelantos en la ciencia del modelado del cambio climático brindan una base de probabilidades para identificar proyecciones de cambios climáticos para diferentes escenarios de marcadores IE-EE. Esto contrasta

con el TIE, donde no se pudieron brindar, en términos probabilísticos, los índices de los diferentes escenarios marcadores. Como resultado, esta evaluación identifica y cuantifica la diferencia en el carácter entre incertidumbres que surgen durante el modelado del clima y aquellas que surgen de un desconocimiento previo respecto de las decisiones que afectarán las emisiones de gases de efecto invernadero. La combinación de proyecciones de probabilística daría lugar a una pérdida de información de relevancia política. Por estas razones, en el presente informe no se mezclan las proyecciones de los diferentes escenarios de emisión.

Las simulaciones de modelos usadas en este informe consideran la respuesta del sistema climático físico a toda una gama de posibles condiciones futuras mediante el uso de emisiones ideales o de concentraciones inferidas. Éstos incluyen los experimentos con los gases de efecto invernadero y aerosoles mantenidos constantes en los niveles del año 2000, experimentos donde se duplicaron y cuadruplicaron las concentraciones de CO₂, escenarios IE-EE marcadores de 2000 a 2100, y experimentos con los gases de efecto invernadero y aerosoles mantenidos constantes después del 2100, proporcionando nueva información sobre los aspectos físicos del cambio climático a largo plazo y la estabilización. Los escenarios IE-EE no incluyeron iniciativas climáticas. La evaluación realizada por este Grupo de Trabajo I no contempla la plausibilidad o la probabilidad de cualquier escenario de emisión específico. {10.1, 10.3}

Un nuevo conjunto de datos de varios modelos que usa los Modelos del Sistema de Terrestre de Complejidad Intermedia (EMIC) complementa a los experimentos

Recuadro RT.9: Cambio climático previsto

Si se mantuvieron fijas las concentraciones de gases de efecto invernadero y aerosoles después de un período de cambio, el sistema climático continuaría brindando respuesta debido a la inercia térmica de los océanos y al prolongado tiempo de ajuste. "Calentamiento previsto" se define en este informe como el cambio futuro en la temperatura media mundial si la composición atmosférica y, por tanto el forzamiento radiativo, se mantienen constantes. El cambio asegurado también implica otros aspectos del sistema climático, en particular el nivel del mar. Nótese que mantener constantes las concentraciones de una especie radiativamente activa implicaría que las emisiones continuadas coincidirían con las tasas de eliminaciones naturales, lo que para la mayoría de las especies equivaldría a una gran reducción de las emisiones, aunque los experimentos de modelos correspondientes no se consideren como escenarios de emisiones. {PF 10.3}

La troposfera se ajusta a los cambios en sus condiciones límites durante escalas de tiempo aproximadamente menores a un mes. El océano superior responde en escalas de tiempo que oscilan desde varios años hasta decenios y el océano profundo y los mantos de hielo responden a escalas de tiempo que oscilan desde siglos hasta milenios. Cuando cambia el forzamiento radiativo, las propiedades internas de la atmósfera tienden a ajustarse rápidamente. Sin embargo, como la atmósfera se acopla fuertemente a la capa mixta oceánica que a su vez se acopla a la capa oceánica más profunda, se necesita un tiempo muy largo para que las variables atmosféricas alcancen el equilibrio. Durante los períodos largos en los que el clima de la superficie cambia muy despacio, se puede considerar que la atmósfera está en un estado de cuasi-equilibrio, y el océano absorbe más energía, para que la incorporación oceánica de calor sea una medida importante de cambio climático. {10.7}

realizados por la MCGAO, para extender el límite de tiempo por varios siglos más en el futuro. Esto proporciona un límite más integral de respuestas de modelos en esta evaluación así como nueva información sobre el cambio climático durante escalas de tiempo más prolongadas, cuando se mantienen constantes los gases de efecto invernadero y las concentraciones de aerosol. Algunos MCGAO y EMIC contienen componentes de proyecciones del ciclo de carbono que permiten calcular los efectos probables y las incertidumbres asociadas con los retroefectos del ciclo del carbono. {10.1}

RT.5.1 Interpretación del cambio climático a corto plazo

El conocimiento del sistema climático, junto con las simulaciones de modelos, confirma que cambios pasados en las concentraciones de gases de efecto invernadero llevarán a un calentamiento previsto (véase Recuadro RT.9 para una definición) y a un cambio climático futuro. Los nuevos resultados de modelos para experimentos en los que las concentraciones de todos los agentes de forzamiento se mantuvieron constantes, proporcionan mejores cálculos de los cambios previstos en variables atmosféricas que ocurrirían debido al largo tiempo de respuesta del sistema climático, en particular los océanos. {10.3, 10.7}

En la actualidad, se pueden comparar las proyecciones anteriores del IPCC sobre cambios climáticos futuros y las observaciones recientes, ganando creciente confianza en las proyecciones a corto plazo y la interpretación física subyacente del cambio climático previsto durante decenios. Las proyecciones para el período entre 1990 y 2005 realizadas para el PIE y el SIE hicieron pensar en aumentos de la temperatura media mundial de alrededor de 0,3°C y 0,15°C por decenio, respectivamente¹⁰. La diferencia entre ambos informes se debió principalmente a la inclusión de aerosoles en los efectos de enfriamiento en el SIE, ya que no había ninguna base cuantitativa para hacerlo en el PIE. Las proyecciones que aparecen en el TIE son similares a las del SIE. Estos resultados son comparables a los valores observados de aproximadamente 0,2°C por decenio, tal como aparece en el Gráfico RT.26, y proporciona una gran confianza en dichas proyecciones a corto plazo. Parte de este calentamiento es el efecto previsto de los cambios en las concentraciones de los gases de efecto invernadero anteriores al momento en que se hicieron las evaluaciones. {1.2, 3.2}

El cambio climático previsto (véase Recuadro RT.9) debido a la composición atmosférica en el año 2000, corresponde a una tendencia de calentamiento de aproximadamente 0,1°C por decenio, durante los próximos dos decenios, ante la ausencia de grandes cambios en el forzamiento volcánico o solar. Se podría prever que se duplicase el calentamiento (0,2°C por decenio) si las emisiones disminuyeran dentro del rango de los escenarios IE-EE marcadores. Este resultado es insensible a la elección de escenarios IE-EE marcadores que no consideran las iniciativas del clima. Para 2050, el índice de calentamiento previsto muestra una sensibilidad limitada a la elección de escenarios IE-EE (de 1,3°C a 1,7°C relativo a 1980–1999) debiéndose al cambio climático previsto si todos los agentes de forzamiento radiativo se estabilizaran en la actualidad. {10.3, 10.5, 10.7}

Se espera que el nivel del mar continúe subiendo durante los próximos decenios. Durante el período entre 2000 y 2020 bajo el escenario IE-EEA1B en el conjunto de CMGAO, la tasa de dilatación térmica se pronostica en $1,3 \pm 0,7$ mm año⁻¹ y no es significativamente diferente a la de los escenarios A2 o B1. Estas tasas proyectadas están dentro de la incertidumbre de la parte de dilatación térmica observada para 1993–2003 de $1,6 \pm 0,6$ mm año⁻¹. El ratio de dilatación térmica prevista, causada por una composición atmosférica constante según valores del año 2000, a dilatación térmica total (el ratio de expansión que ocurre después de año 2000 con respecto de la que ocurre antes y después) es mayor que la ratio correspondiente del promedio de temperatura superficial mundial. {10.6, 10.7}

RT.5.2 Proyecciones a gran escala para el siglo XXI

Esta sección abarca los avances alcanzados en las proyecciones climáticas a escala mundial y los procesos que influirán en sus pautas a gran escala en el siglo XXI. En el RT.5.3 se muestra un análisis más específico sobre los cambios a escala regional.

El calentamiento medio mundial de superficie proyectado para finales del siglo XXI (2090–2099) depende del escenario, y el calentamiento real se verá afectado significativamente por las emisiones reales que ocurran. La Tabla RT.6 muestra los calentamientos comparados de 1980 a 1999 para seis escenarios IE-EE¹¹ y para concentraciones constantes durante el año 2000, dadas como cálculos óptimos e índices probables

¹⁰ Véase el Resumen para Responsables de Políticas del Primer Informe de Evaluación del IPCC y el Resumen Técnico del Segundo Informe de Evaluación del IPCC, Gráfico 18.

¹¹ Concentraciones aproximadas de CO₂ equivalentes que se corresponden al forzamiento radiativo computarizado debido a los gases de efecto invernadero antropogénicos y aerosoles en 2100 (véase pág. 823 del TIE) para IE-EE B1, T de A1, B2, A1 B, A2 y A1 F1 los escenarios ilustrativos son aproximadamente 600, 700, 800, 850, 1.250 y 1.550 ppm respectivamente. La emisión constante a los niveles de 2000 llevaría a una concentración sólo CO₂ sólo de aproximadamente 520 ppm para 2100.

CALENTAMIENTO MEDIO MUNDIAL: PROYECCIONES DE MODELOS COMPARADAS CON LAS OBSERVACIONES

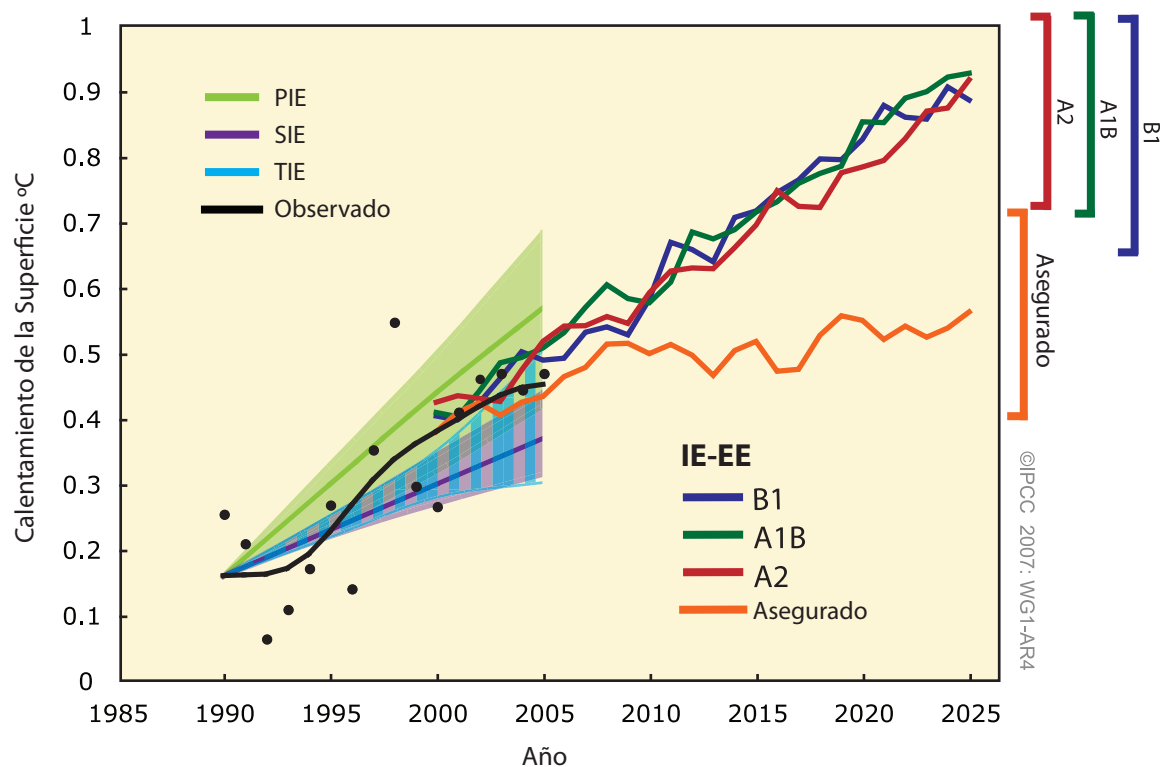


Gráfico RT.26. Las proyecciones modelos de calentamiento medio mundial comparado con el calentamiento observado. Las anomalías de temperatura observadas, como las que aparecen en el Gráfico RT.6, se representan como valores medios anuales (puntos negros) y valores medios decenales (línea negra). Las tendencias proyectadas y sus rangos del Primer (PIE) y Segundo (SIE) Informes de Evaluación del IPCC aparecen como líneas gruesas en verde y magenta y como zonas sombreadas. Las barras verticales azules muestran el margen proyectado para el TIE. Estas proyecciones se ajustaron para empezar en el valor medio por decenio observado en 1990. Las curvas azules, verdes y rojas con márgenes de incertidumbre indicados contra el eje de la derecha representan la proyección media multimodelo de este informe para los escenarios IE-EE B1, A1B y A2, como aparece en el Gráfico RT.32, para el período 2000 a 2025. La curva anaranjada representa modelos de proyecciones de calentamiento si se mantienen constantes los gases de efecto invernadero y las concentraciones de aerosol para 2000 – es decir, el calentamiento asegurado. {Gráfico 1.1 y 10.4}

Tabla RT.6. Calentamiento medio mundial proyectado para la superficie e incremento del nivel del mar a finales del siglo XXI. {10.5, 10.6, Tabla 10.7}

Caso	Cambio de temperatura (°C a 2090–2099 relativo a 1980–1999) ^a		El aumento del nivel del mar (m a 2090–2099 relativo a 1980–1999)
	Mejor cálculo	Margen probable	Margen basado en modelos Se excluyen los cambios rápidos, dinámicos futuros en el flujo de hielo
Concentraciones durante el Año constante 2000 ^b	0,6	0,3 – 0,9	NA
Escenario B1	1,8	1,1 – 2,9	0,18 – 0,38
Escenario A1T	2,4	1,4 – 3,8	0,20 – 0,45
Escenario B2	2,4	1,4 – 3,8	0,20 – 0,43
Escenario A1B	2,8	1,7 – 4,4	0,21 – 0,48
Escenario A2	3,4	2,0 – 5,4	0,23 – 0,51
Escenario A1FI	4,0	2,4 – 6,4	0,26 – 0,59

Notas:

^a Estos cálculos se evalúan a partir de una jerarquía de modelos que abarca un modelo sencillo de clima, varios Modelos de Sistemas Terrestres de Complejidad Intermedia (EMIC), y una gran cantidad de Modelos de Circulación General Atmósfera-Océano (MCMAO).

^b La composición constante para el año 2000 se deriva solamente de MCMAO.

correspondientes. Estos resultados se basan en MCGAO, limitaciones de las observaciones y otros métodos para cuantificar el margen de respuesta de modelos (véase Gráfico RT.27). La combinación de líneas múltiples de pruebas permite asignar verosimilitud a los márgenes resultantes, lo que representa un adelanto importante desde el TIE. {10.5}

Los índices de incertidumbre evaluados son mayores que los que aparecen en el TIE porque abarcan un abanico más completo de modelos y retroefectos del ciclo clima-carbono. El calentamiento tiende a reducir la absorción del CO₂ atmosférico de la

tierra y del océano, mientras que aumenta la fracción de emisiones antropogénicas que permanece en la atmósfera. Por ejemplo, para el escenario A2 el retroefecto de CO₂ incrementa el calentamiento mundial medio correspondiente a 2100 en más de 1°C. {7.3, 10.5}

La Tabla RT.6 muestra el aumento medio mundial del nivel del mar proyectado para finales del siglo XXI (2090 a 2099), relativo al período 1980–1999 para los seis escenarios IE-EE marcadores, dado en índices que van desde 5% a 95% basados en la divulgación de los resultados de los modelos. La dilatación térmica

CALENTAMIENTO PROYECTADO ENTRE 2090–2099

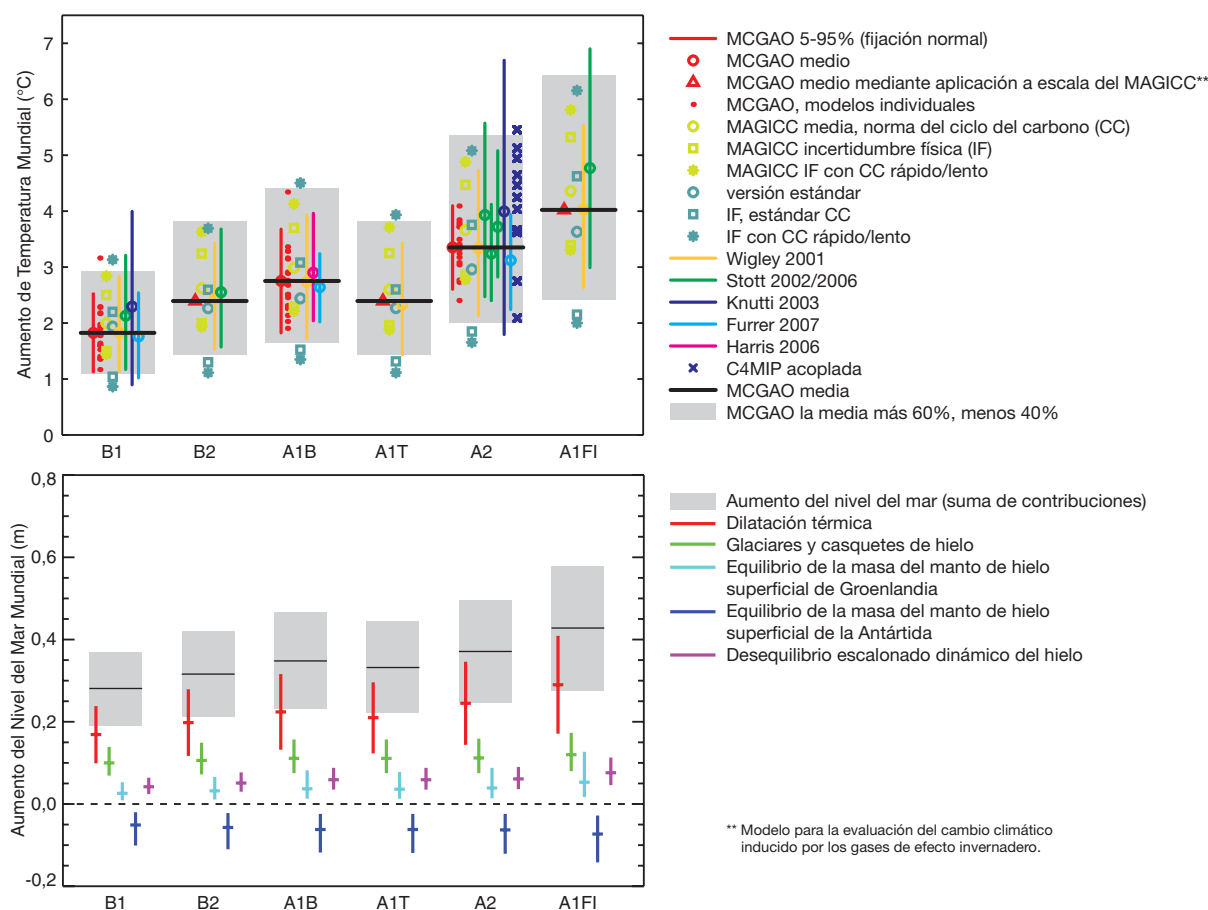


Gráfico RT.27. (Arriba) Cambio de temperatura media mundial proyectado para 2090 a 2099 con relación al período de 1980 a 1999 para los seis escenarios IE-EE marcadores basados en los resultados de modelos diferentes e independientes. La media de los multimodelos de MCGAO y el margen de la media de menos 40% a más 60% están representados como líneas gruesas negras y barras grises, respectivamente. Se calculan las incertidumbres de ciclo del carbono para el escenario A2 sobre la base de modelos del Proyecto de Intercomparación de Modelos Climáticos Acoplados de Ciclo del Carbono (C4MIP) (cruces azules oscuras), y para todos los escenarios marcadores que usan un EMIC (símbolos en azul pálido). Otros símbolos representan estudios individuales (véase Gráfico 10.29 para los detalles de modelos específicos). (Debajo) Aumentos proyectados del nivel del mar mundial medio y sus componentes de 2090 a 2099 (con relación a 1980–1999) para los seis escenarios IE-EE marcadores. Las incertidumbres denotan índices de 5 a 95%, basados en la difusión de los resultados de los modelos, y no incluyen las incertidumbres del ciclo del carbono. Las aportes surgen al escalar los resultados de los MCGAO y los cambios de hielo terrestre debido a cambios en la temperatura (véase Apéndice 10.A para más detalles). Se añaden las contribuciones individuales para mostrar el total del aumento del nivel del mar que no incluye la contribución que se muestra para los desequilibrios dinámicos del manto de hielo, ya que el actual nivel de conocimiento no permite realizar un cálculo mejor. {Gráfico 10.29 y 10.33}

contribuye entre un 70 a un 75% al cálculo óptimo para cada escenario. El avance a la hora de evaluar la incorporación oceánica de calor y la dilatación térmica logrado después del TIE se materializa en el uso de MCGAO. Esto también ha reducido las proyecciones en comparación con el modelo sencillo usado en TIE. En todos los escenarios IE-EE marcadores, excepto en el B 1, la tasa promedio de aumento del nivel del mar durante el siglo XXI excede muy *probablemente* la tasa media entre 1961–2003 ($1,8 \pm 0,5 \text{ mm año}^{-1}$). Para un modelo medio, el escenario desplegado para el aumento del nivel del mar es sólo 0,02 m para mediados de siglo, pero a finales de siglo es 0,15 m. Estos márgenes no incluyen las incertidumbres de retroefectos del ciclo del carbono o de procesos de flujo de hielo porque falta una base en la literatura publicada. {10.6, 10.7}

Para cada escenario, el punto medio del índice que aquí se proporciona está dentro del 10% del promedio de los modelos del TIE para 2090–2099 y se debe tener presente que las proyecciones del TIE se hicieron para 2100, mientras que las proyecciones en este informe son para 2090–2099. La incertidumbre en estas proyecciones es menor que la que aparece en el TIE por varias razones: la incertidumbre en modelos de hielo terrestre se supuso independientemente de la incertidumbre en la temperatura y las proyecciones de la expansión; las mejores observaciones de las últimas pérdidas de masa de los glaciares brindan un mejor marco para las observaciones; y el presente informe ofrece las incertidumbres en índices de 5% a 95% , equivalentes a desviaciones estándar de $\pm 1,65$, mientras que en el TIE los índices de incertidumbre eran de ± 2 desviaciones estándar. Los índices del TIE para las proyecciones del nivel del mar hubiesen sido similares a los de este informe si las incertidumbres se hubiesen tratado de la misma manera. {10.6, 10.7}

Los cambios en la criosfera continuarán afectando al aumento del nivel del mar durante el siglo XXI. Se prevén pérdidas en la masa de los glaciares, en los casquetes de hielo y en el Manto de Hielo de Groenlandia durante el siglo XXI porque será mayor el derretimiento que la cantidad de nieve caída. Los modelos actuales indican que el Manto de Hielo de la Antártida permanecerá demasiado frío, no se derretirá, y puede que gane masa en el futuro a raíz de un incremento en las nevadas, lo que reducirá el aumento del nivel del mar. Sin embargo, los cambios en la dinámica del hielo podrían aumentar las contribuciones de Groenlandia y la Antártida al aumento del nivel del mar en el siglo XXI. Las últimas observaciones de algunos glaciares de descarga en Groenlandia dan fe de un aumento del flujo al eliminarse las plataformas de hielo.

Las observaciones realizadas en la zona occidental-central de Groenlandia sobre la variación estacional en la tasa de flujo de hielo y sobre la correlación con la variación de la temperatura de verano, indican que el agua superficial resultante del derretimiento podría unirse a un sistema de desagüe subglaciar que lubricaría el flujo de hielo. Debido a ambos mecanismos, el aumento de la superficie derretida durante el siglo XXI podría causar una aceleración en el flujo y la descarga de hielo, y podría aumentar la contribución al nivel del mar. En algunas zonas de la Antártida occidental, se han producido recientemente aceleraciones grandes de flujo de hielo que pueden ser resultado de una reducción en la plataforma de hielo debido al calentamiento del océano. Aunque esto no se ha atribuido formalmente al cambio climático antropogénico debido a los gases de efecto invernadero, se deduce que los futuros calentamientos podrían causar una pérdida más rápida de masa y un mayor incremento del nivel del mar. No se pueden hacer proyecciones cuantitativas de este efecto con confianza. Según recientes observaciones los aumentos en las proporciones de descarga de hielo de Groenlandia y de la Antártida determinarían un aumento lineal en la temperatura mundial que agregaría de 0,1 a 0,2 m al límite superior de aumento del nivel del mar. El conocimiento de estos efectos resulta muy limitado para poder evaluar su probabilidad o dar un cálculo óptimo. {4.6, 10.6}

Muchas de las pautas mundiales y regionales de temperatura y precipitación que aparecen en las proyecciones del TIE se mantienen en la nueva generación de modelos y en los resultados de conjunto (véase Gráfico RT.28).

La confianza en la solidez de estas pautas aumenta porque han permanecido inalterables y todas las simulaciones de modelos han mejorado (Recuadro RT.7). Esto aumenta la confianza en que estas pautas reflejan las limitaciones físicas básicas del sistema climático según se calienta. {8.3–8.5, 10.3, 11.2–11.9}

El cambio de temperatura proyectado para el siglo XXI es positivo en todas partes. Es mayor en la tierra y en la mayoría de las latitudes altas del HN durante el invierno y los aumentos van desde las costas hacia el interior de los continentes. En otras zonas geográficamente similares, el calentamiento es típicamente mayor en las regiones áridas que en las regiones húmedas. {10.3, 11.2–11.9}

Sin embargo, el calentamiento es menor en los océanos meridionales y en partes del Océano Atlántico Norte. Se prevé el aumento de las temperaturas, incluso en el Atlántico Norte y Europa, a pesar de una disminución proyectada de la Circulación de Retorno

Longitudinal (CRL) en la mayoría de los modelos, debida a una mayor influencia del aumento de los gases de efecto invernadero. El modelo proyectado de cambio de temperatura media de la atmósfera por zonas, despliega un calentamiento máximo en la troposfera tropical superior y un enfriamiento en la estratosfera. Se prevé un aumento del calentamiento medio oceánico por zonas, primero cerca de la superficie y en las latitudes medias septentrionales, y después alcanzando gradualmente el océano interior, de un modo más evidente en latitudes altas donde la mezcla vertical es mayor. El patrón de cambio proyectado es muy similar en los casos de final de siglo, independiente del escenario. Los campos promediados por zonas y normalizados por el calentamiento medio son muy similares en los escenarios examinados (véase Gráfico RT.28). {10.3}

Es muy probable que la Circulación de Retorno Longitudinal (CRL) del Atlántico se haga más lenta durante el transcurso del siglo XXI. La reducción media del multimodelo para 2100 es del 25% (índice

desde cero a aproximadamente 50%) para los escenarios de emisión IE-EE A1B. e prevén aumentos en las temperaturas en la región del Atlántico a pesar de estos cambios, debido a un calentamiento mayor asociado con los aumentos proyectados de gases de efecto invernadero. La reducción proyectada de la CRM del Atlántico se debe a los efectos combinados de un aumento en las temperaturas y las precipitaciones en latitudes altas que reducen la densidad de las aguas superficiales en el Atlántico Norte. Esto podría llevar a una reducción significativa en la formación del Agua del Mar de Labrador. Muy pocos estudios de MCGAO incluyen el impacto del agua dulce adicional resultante del derretimiento del manto de hielo de Groenlandia, pero los que lo han hecho no sugieren que esto llevará al cierre completo de la CRL. En conjunto, es *muy probable* que la CRL se reduzca, pero es muy improbable que padezca una gran transición abrupta durante el curso del siglo XXI. Los cambios a largo plazo en la CRL no pueden evaluarse con confianza. {8.7, 10.3}

PROYECCIONES DE TEMPERATURAS SUPERFICIALES

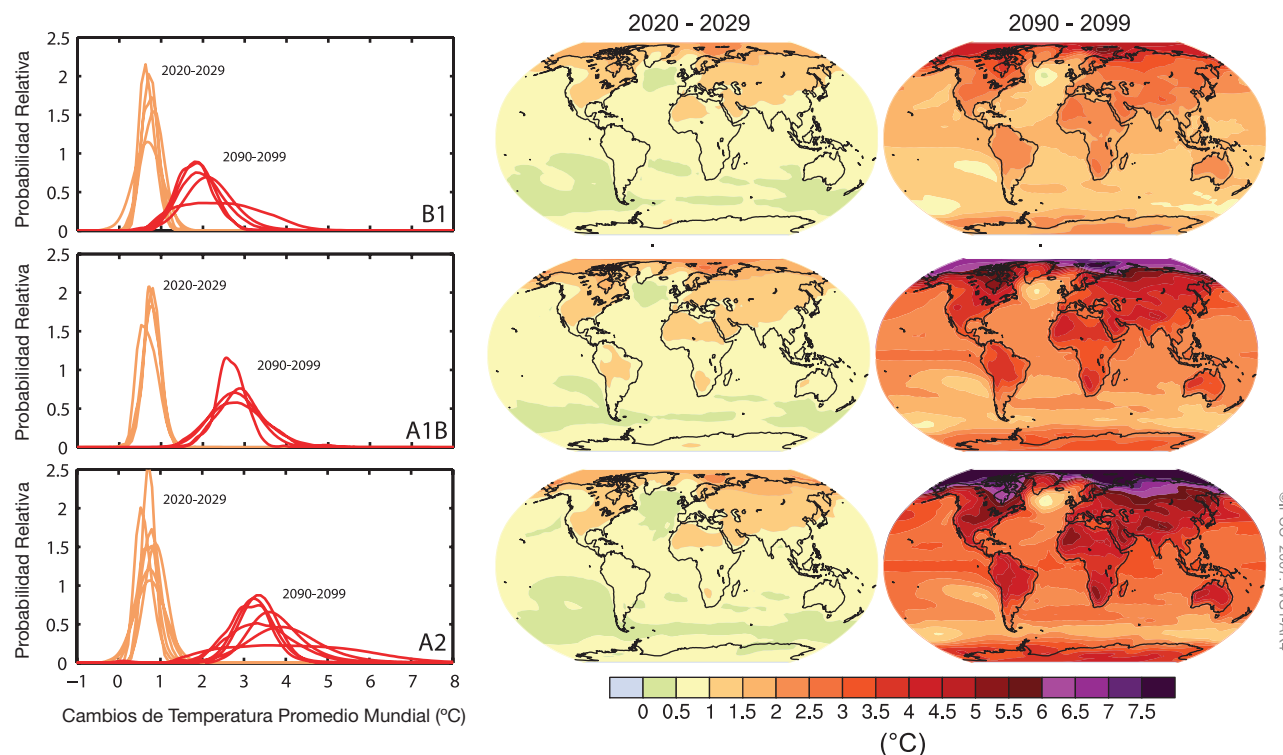


Gráfico RT.28. Cambios de temperatura superficial proyectados para inicios y finales del siglo XXI relativos al periodo 1980–1999. Los paneles centrales y a la derecha muestran las proyecciones medias de multimodelos MCGAO para la media por decenios de los escenarios IE-EE B1 (arriba) A1B (medio) y A2 (debajo) de 2020 a 2029 (centro) y de 2090 a 2099 (derecha). El panel de la izquierda corresponde a las incertidumbres respecto a las probabilidades relativas de calentamiento mundial medio a partir de diferentes estudios MCGAO y de EMIC para los mismos periodos. Algunos estudios actuales presentan resultados sólo para un subconjunto de escenarios IE-EE, o para varias versiones de modelos. Por consiguiente, la diferencia en el número de curvas, mostrada en los paneles de la izquierda, sólo se debe a las diferencias en la disponibilidad de resultados. {Adaptado de los Gráficos 10.8 y 10.28}

Los modelos indican que el aumento del nivel del mar durante el siglo XXI no será geográficamente uniforme. En el escenario A1B para el período entre 2070 y 2099, los MCGAO muestran una desviación estándar espacial media de 0,08 m, aproximadamente el 25% del cálculo central del aumento del nivel del mar medio mundial. Las pautas geográficas de cambios futuros del nivel del mar se derivan principalmente de los cambios en la distribución térmica y en la salinidad en el océano y los cambios consecuentes en la circulación oceánica. Las pautas proyectadas indican más similitud en los modelos que las analizadas en el TIE. Los rasgos comunes son un aumento del nivel de mar menor que el aumento medio del nivel del mar en el Océano Austral, mayor que el aumento promedio del nivel del mar en el Ártico y una franja estrecha de un aumento pronunciado del nivel del mar que se extiende por el Atlántico meridional y el Océano Índico. {10.6}

Se cuantifican mejor las proyecciones de cambios en extremos tales como la frecuencia de olas de calor que en el TIE, debido a modelos mejorados y a una mejor evaluación del alcance del modelo basada en conjuntos multimodelo. El TIE llegó a la conclusión de que existía un riesgo de aumento en las temperaturas extremas, con más episodios de calor extremo en un clima futuro. Este resultado ha sido confirmado y se ha difundido en los estudios más recientes. Se proyectan aumentos futuros en las temperaturas extremas que seguirán a los aumentos en la temperatura media en la mayoría del mundo excepto donde cambian las propiedades de la superficie (por ejemplo, capa de nieve o humedad de la tierra). Un análisis multimodelo, basado en las simulaciones de 14 modelos para tres escenarios, investigó los cambios en temperaturas extremas estacionales (DEF y JJA) donde “extrema” se define por encima del percentil 95 de la distribución de temperatura, simulada anteriormente durante el siglo XX. A finales del siglo XXI, la probabilidad proyectada de estaciones calurosas extremas sobrepasa el 90% en muchas zonas tropicales y alcanza cerca del 40% en otras zonas. Varios estudios recientes trataron los posibles cambios futuros en las olas de calor y determinaron que, en un clima futuro, se esperan olas de calor más intensas, de mayor duración y más frecuentes. Basándose en un conjunto multimodelo de ocho miembros, se simula que las olas de calor aumentan en la última mitad del siglo XXI y se proyecta que incrementen a nivel mundial y en la mayoría de las regiones. {8.5, 10.3}

Para un clima futuro más cálido, los modelos prevén una disminución de entre un 50 y un 100% de la frecuencia de erupciones de aire frío en comparación con la presente en los inviernos del HN en la mayoría de las zonas. Los resultados de un conjunto multimodelo

de nueve miembros muestran disminuciones simuladas en días de escarcha durante el siglo XX y continúan a escala mundial en el siglo XXI y en la mayoría de las regiones. Se establece una relación entre el aumento del tiempo estacional y los días helados y se proyecta que aumente en los climas futuros. {10.3, PF 10.1}

Se prevé que la cobertura de nieve disminuya. Se prevén aumentos en la profundidad del derretimiento en la mayoría de las regiones de permafrost. {10.3}

En diferentes escenarios (IE-EE A1B, A2 y B1), se prevé que grandes partes del Océano Ártico ya no tengan un manto de hielo que dure todo el año a finales del siglo XXI. El hielo del mar Ártico responde sensiblemente al calentamiento. Si bien los cambios proyectados en la extensión del hielo marino son moderados, se proyecta que el hielo marino de finales del verano desaparezca casi completamente para finales del siglo XXI en virtud del escenario A2 en algunos modelos. La reducción se acelera por un número de retroefectos positivos en el sistema climático. El retroefecto hielo albedo permite que el agua del océano reciba más calor del sol durante el verano, se reduce el efecto aislador del hielo marino y el incremento en la transportación térmica al Ártico reduce aún más la capa de hielo. Las simulaciones de modelos indican que el aumento de hielo marino de finales del verano decrece sustancialmente y generalmente se desarrolla durante la misma escala de tiempo que el calentamiento mundial. También se proyecta que la extensión de hielo antártico disminuya durante el siglo XXI. {8.6, 10.3, Cuadro 10.1}

Se prevé que la presión del nivel del mar aumentará en las regiones subtropicales y en las latitudes medias y disminuirá en las latitudes altas asociadas con una expansión de la Circulación Hadley y los cambios del modo anular (NAM/NAO y SAM, ver Recuadro RT.2). Muchos modelos proyectan una tendencia positiva en el NAM/NAO así como el índice del SAM. La magnitud del aumento proyectado es generalmente mayor para el SAM y existe una considerable cobertura entre los modelos. Como resultado de estos cambios, se proyectan trayectorias de tormentas que se mueven hacia el polo, con los consecuentes cambios en el viento, las precipitaciones y las pautas de temperatura fuera de los trópicos, continuando la pauta extendida de tendencias observadas durante la última mitad del siglo. Algunos estudios indican una disminución de los ciclones en regiones de latitud media. Hay también indicios de cambios en la altura extrema de las olas asociados al cambio de las trayectorias de ciclones y a la circulación. {3.6, 10.3}

En la mayoría de los modelos, las TSM centrales y orientales ecuatoriales son más cálidas que las del

Pacífico ecuatorial occidental, con un cambio medio correspondiente hacia el este en precipitación. Se prevé que continúe la variabilidad interanual ENSO en todos los modelos, aunque los cambios difieren de un modelo a otro. Las grandes diferencias en los cambios proyectados en la amplitud de El Niño y la variabilidad inherente en una escala de tiempo de siglos, de El Niño en los modelos, descarta una proyección definitiva de tendencias en la variabilidad de ENSO. {10.3}

Los estudios recientes con modelos mundiales mejorados, con un índice de resolución de aproximadamente 100 a 20 km, indican cambios futuros en la cantidad e intensidad de los ciclones tropicales futuros (tifones y huracanes). Una síntesis de los resultados de los modelos hasta la fecha indica, para un clima futuro más cálido, un aumento de la intensidad máxima del viento y un incremento de la intensidad de las precipitaciones media y máxima en los ciclones tropicales futuros, con la posibilidad de una disminución en el número de huracanes relativamente débiles y el aumento de la cantidad de huracanes intensos. Sin embargo, se prevé que la cantidad total de ciclones tropicales disminuya a nivel mundial. El aumento en la proporción de huracanes muy intensos observado claramente desde 1970 en algunas regiones va en la misma dirección, pero es mucho mayor que lo proyectado por los modelos teóricos. {10.3, 8.5, 3.8}

Desde el TIE, se comprenden mejor las pautas de precipitación proyectadas. Es muy probable que aumenten las precipitaciones en las latitudes altas y disminuyan en la mayoría de las regiones terrestres subtropicales (hasta casi el 20% en el escenario A1B para 2100). Se prevé que

la media de precipitaciones aumente en 50° hacia el polo, debido al incremento del vapor de agua en la atmósfera y al aumento resultante en el transporte de vapor desde latitudes más bajas. Si se va hacia el Ecuador, hay una transición hacia una disminución en las precipitaciones en las zonas subtropicales (latitud 20°–40°). Debido a un incremento en el transporte de vapor de agua fuera de los subtropicos y a una expansión hacia los polos de los sistemas subtropicales de alta presión, la tendencia a la sequía es mayor en los márgenes de latitudes altas de los subtropicos (ver Gráfico RT.30). {8.3, 10.3, 11.2–11.9}

Los modelos indican que el aumento de los cambios en la cantidad de precipitación media, incluso donde son sólidos, superará a la variabilidad normal más lentamente que la señal de temperatura. {10.3, 11.1}

Las investigaciones disponibles indican una tendencia hacia un aumento de precipitación diaria acusada en muchas regiones, incluidas algunas en las que se proyecta disminuya la media de lluvia. En estos últimos casos, la disminución de la lluvia es a menudo atribuible a una reducción en el número de días de lluvia en lugar de a la intensidad de la lluvia. {11.2–11.9}

RT.5.3 Proyecciones a escala regional

En cada una de las regiones continentales, el calentamiento proyectado de 2000 a 2050 resultante de escenarios de emisiones IE-EE es mayor que el promedio mundial y mayor que el calentamiento observado durante el último siglo. El calentamiento proyectado para los próximos decenios del siglo XXI,

Recuadro RT.10. Reducción de escala regional

La simulación de climas regionales ha mejorado en los MCGAO y, por tanto, en los modelos regionales climáticos y en las técnicas empíricas de redimensionamiento. Las metodologías dinámicas y empíricas de reducción de escala muestran mejoras en la capacidad de simular las características locales de los climas actuales, cuando se usa como fuente de información el estado observado de la atmósfera a escalas resueltas por los MCGAO actuales. La disponibilidad de redimensionamiento y otros estudios regionales sigue siendo desigual desde el punto de vista geográfico, causando irregularidades en las evaluaciones que puedan proporcionarse, particularmente, en los fenómenos meteorológicos extremos. Los estudios de reducción de escala demuestran que ese cambio en las precipitaciones locales puede variar significativamente de aquéllos previstos en el patrón de respuesta hidrológica de gran escala, particularmente en las zonas de topografía compleja. {11.10}

Persisten fuentes importantes de incertidumbre que limitan la capacidad de proyectar el cambio climático regional. Mientras que las respuestas hidrológicas son relativamente sólidas en ciertas regiones importantes subpolares y subtropicales, existen incertidumbres en la ubicación precisa de estos límites de incremento y disminución de las precipitaciones. Existen algunos procesos climáticos importantes que tienen un efecto significativo en el clima regional, pero para los que la respuesta de cambio climático todavía no se conoce con exactitud. Éstos incluyen los ENSO, NAO, el bloqueo atmosférico, la circulación termohalina y los cambios en la distribución de los ciclones tropicales. Para esas regiones que tienen fuertes controles topográficos en sus modelos climáticos, la información del cambio climático es a menudo insuficiente para la resolución espacial de la topografía. En algunas regiones ha habido sólo investigación muy limitada sobre los fenómenos meteorológicos extremos. Además, las señales del cambio de clima proyectado pueden compararse a una variabilidad interna mayor en escalas espaciales y temporales más pequeñas. (Recuadro 11.1, 11.2–11.9)

ANOMALÍAS DE TEMPERATURA SUPERFICIAL CONTINENTAL: OBSERVACIONES Y PROYECCIONES

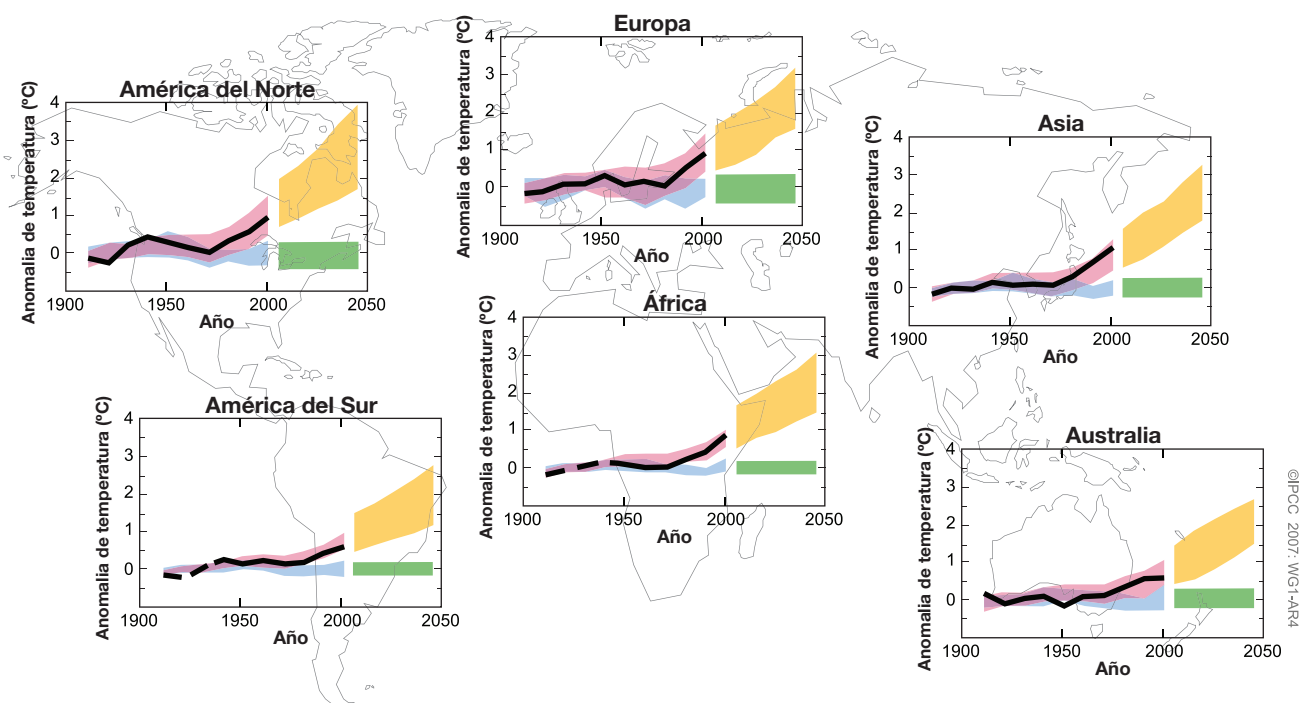


Gráfico RT.29. Anomalías medias en la temperatura de superficie continental por decenios (°C) en observaciones y simulaciones para el período de 1906 a 2005 y en las proyecciones de 2001 a 2050. Las anomalías se calculan a partir del promedio de 1901 hasta 1950. Las líneas negras representan las observaciones y las bandas rosadas y azules muestran las anomalías de temperatura media simuladas como en el Gráfico RT.22 durante el siglo XX (es decir, el rosado incluye forzamientos antropogénicos y naturales y el azul incluye sólo forzamientos naturales). El sombreado amarillo representa el margen de percentil de 5 a 95 de cambios proyectados según escenarios de emisiones IE-EE A1B. La barra verde denota el margen de percentil 5 a 95 de las anomalías medias de las simulaciones del siglo XX con sólo forzamientos naturales (es decir, una medida de la variabilidad natural por decenio). Para la parte observada de estos gráficos, los promedios por decenio se centran en los límites de decenios del calendario (es decir, el último punto es 2000 con respecto a 1996 a 2005), mientras que para el período futuro se centran en los puntos medios decenales del calendario (es decir, el primer punto es 2005 con respecto a 2001 a 2010). Para crear los índices se consideraron todas las simulaciones del conjunto de modelos involucrado como ejecuciones independientes de la posible evolución climática según los forzamientos aplicados, lo que implica 58 simulaciones de 14 modelos para la curva roja, 19 simulaciones de 5 modelos (un subconjunto de los 14) para la curva azul y barra verde, y 47 simulaciones de 18 modelos para la curva amarilla. {PF 9.2.1, Gráfico 1 y Recuadro 11.1, Gráfico 1}

si se saca la media de modo individual entre todos los continentes, excederá en gran medida la variabilidad natural forzada y no forzada del siglo XX en todos los casos, excepto en la Antártida (Gráfico RT.29). Las proyecciones de modelos mejor calculadas indican que el calentamiento medio por decenios en cada continente, salvo en la Antártida para 2030 es *muy probable* que sea por lo menos el doble de la variabilidad natural calculada en modelos correspondientes durante el siglo XX. El calentamiento simulado durante este periodo no es muy sensible a la opción de escenarios de IE-EE como se ilustra en el Gráfico RT.32. en escalas de tiempo más amplias, la selección del escenario es muy importante tal como se

muestra en el Gráfico RT.28. El calentamiento proyectado en los escenarios IE-EE de 2000 a 2050 también excede cálculos de variabilidad natural cuando se saca la media en la mayoría de las regiones subcontinentales. {11.1}

En el HN domina una pauta firme de aumento de precipitaciones en la zona subsolar y de disminución en la zona subtropical frente a la pauta proyectada de precipitaciones para el siglo XXI en América del Norte y en Europa, mientras que la sequía subtropical es menos de esta zona de transición en verano y al aumento de la evidente en Asia (véase Gráfico RT.30). Casi todos las proyecciones de modelos aumentaron las precipitaciones en la mayor parte de América del Norte Septentrional y

TASAS DE LAS PRECIPITACIONES MEDIAS ESTACIONALES

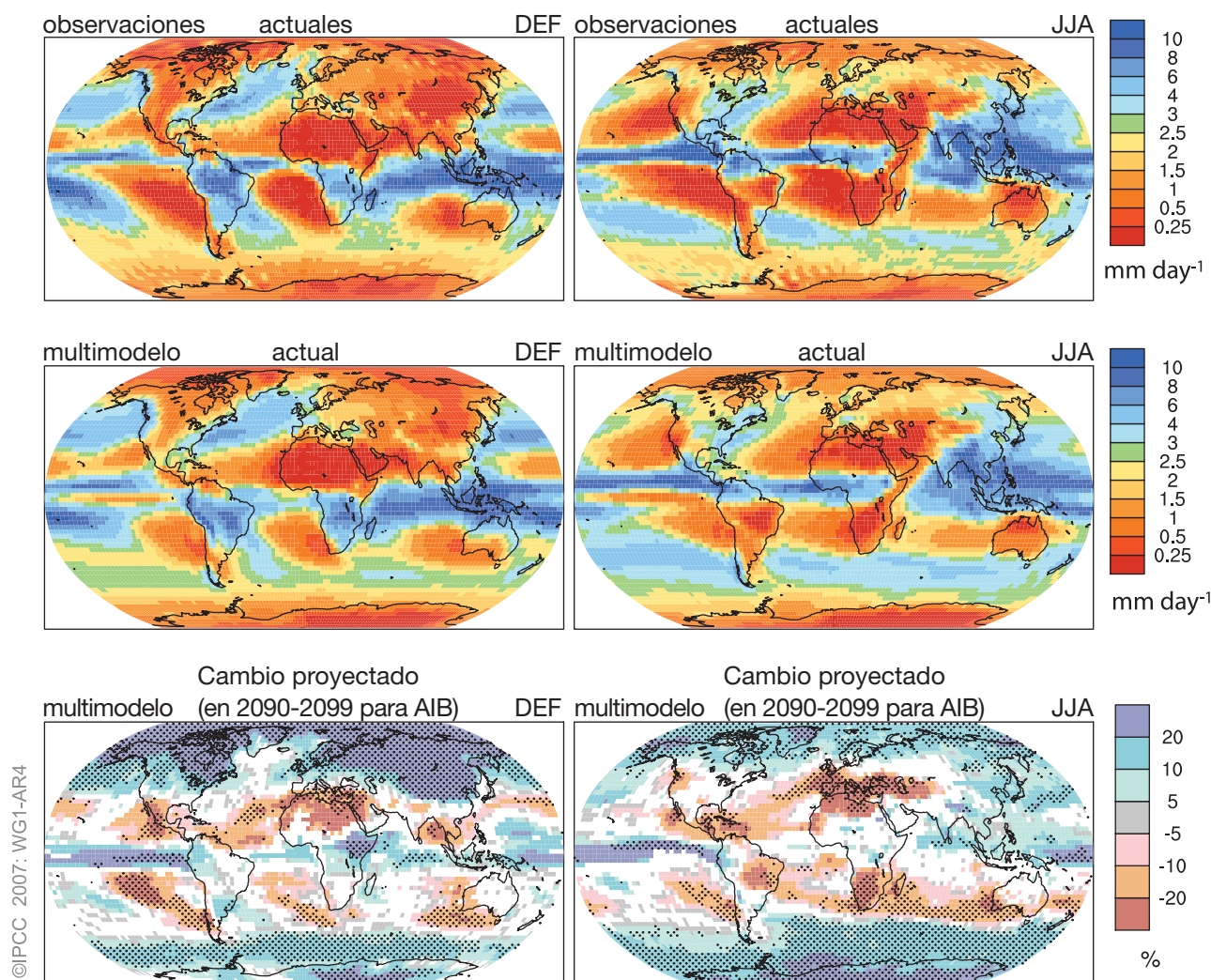


Gráfico RT.30. Los patrones espaciales de la tasa (mm día^{-1}) de precipitaciones medias estacionales observadas (la fila superior) y de multimodelos (la fila del centro) para el período 1979–1993 y la media de multimodelos para cambios durante el período 2090–2099 relativo a 1980–1999 (% del cambio) basado en el escenario IE-EE A 1B (la fila de abajo). La media desde diciembre hasta febrero aparece en la columna de la izquierda, la media desde junio hasta agosto, en la columna derecha. En el panel del fondo, se trazan sólo los cambios donde más de 66% de los modelos coinciden con la señal del cambio. El punteado indica áreas donde más del 90% de los modelos están de acuerdo en la señal del cambio. {Basado en el mismo conjunto de datos mostrado en los Gráficos 8.5 y 10.9}

disminuyeron las precipitaciones en América Central. La mayor parte de EE.UU. continental y México Septentrional se encuentra en una zona de transición más incierta que se desplaza norte y sur siguiendo las estaciones. Se prevé que disminuyan las precipitaciones en Europa Meridional y en el África Mediterránea con una transición hacia un aumento de las precipitaciones en Europa Septentrional. En ambos continentes, la sequía de verano es extensa debido al movimiento hacia el Polo de esta zona de transición en verano y al aumento de la evaporación. Se prevé un aumento de las precipitaciones en las zonas subsolares en la mayor parte de Asia septentrional, pero la sequía subtropical que se extiende desde el Mediterráneo se ve desplazada

por las claras señales de los monzones a medida que nos desplazamos hacia el este de Asia central. {11.2–11.5}

En el HS hay pocas zonas terrestres en la zona de humedad subsolar proyectada durante el siglo XXI destacando la sequía subtropical (véase Gráfico RT.30). La Isla Sur de Nueva Zelanda y la Tierra del Fuego se ubican dentro de la zona subsolar de aumento en las precipitaciones, mientras que la parte más meridional de África, los Andes meridionales en América del Sur y Australia meridional experimentan la tendencia a la sequía propia de la zona subtropical. {11.2, 11.6, 11.7}

Las proyecciones de precipitaciones en las regiones tropicales son más inciertas que las de latitudes altas,

pero, a pesar de las deficiencias al convenir en un modelo tropical y de interacciones atmósfera-océano y a pesar de la incertidumbre agregada asociada con los ciclones tropicales, se llega a cifras importantes con modelos. Las lluvias aumentan en la estación de monzón del verano en el sudeste y sur de Asia en la mayoría de los modelos, al igual que sucede en el este de África. La señal de la respuesta de las precipitaciones se considera menos cierta en las regiones del Amazonas y el Sahel africano. Estas regiones presentan una incertidumbre agregada debido a vínculos potenciales vegetación-clima y existe menos solidez en los modelos aún cuando no se incluyan los retroefectos de la vegetación. {8.3, 11.2, 11.4, 11.6}

RT.5.4 Acoplamiento entre el cambio climático y los cambios en los ciclos biogeoquímicos

Todos los modelos que tratan el acoplamiento del ciclo del carbono con el cambio climático indican un retroefecto positivo donde el calentamiento actúa para eliminar la absorción de CO₂ tanto de la tierra como del océano, provocando un aumento del CO₂ atmosférico y de los cambios climáticos en un escenario de emisiones dado, pero la fuerza de este retroefecto varía mucho, entre modelos. Desde el TIE, se han realizado y comparado varios proyectos nuevos basados en los modelos acoplados del ciclo del carbono y del ciclo climático. Para el escenario IE-EE A2, basado en una gama de resultados de modelos, es *probable* que el aumento proyectado de las concentraciones de CO₂ atmosférico durante el siglo XXI sea entre un 10 y 25% mayor que las proyecciones sin este retroefecto. Esto agrega más de 1°C al calentamiento medio proyectado para 2100 para escenarios IE-EE de emisiones altas. Correspondientemente, la absorción reducida de CO₂ causada por este efecto disminuye las emisiones de CO₂ que se corresponden con un nivel de estabilización designado. Sin embargo, todavía persisten las incertidumbres debido, por ejemplo, a las limitaciones en el conocimiento de la dinámica de los ecosistemas de la tierra y los suelos. {7.3, 10.4}

Las crecientes concentraciones de CO₂ atmosférico provocan directamente el aumento de la acidificación en la superficie oceánica. Proyecciones basadas en los escenarios IE-EE indican reducciones en el pH de entre 0,14 y 0,35 unidades en el siglo XXI (dependiendo del escenario), aumentando la actual disminución de 0,1 unidades desde los tiempos preindustriales. La acidificación del océano llevaría a la disolución de los sedimentos de carbonato en aguas de poca profundidad. Se prevé que las aguas superficiales del océano austral presenten una subsaturación respecto del carbonato

cálcico (CaCO₃) para concentraciones de CO₂ mayores de 600 ppm, nivel excedido durante la segunda mitad del siglo XXI en la mayoría de los escenarios IE-EE. También se verán afectados regiones de latitud baja y el océano profundo. Estos cambios podrían afectar a organismos marinos que forman sus exoesqueletos con CaCO₃, pero aún no se comprende bien el efecto neto sobre el ciclo biológico del carbono en los océanos. {Recuadro 7.3, 10.4}

El cambio climático previsto debido a emisiones pasadas varía considerablemente según los diferentes agentes de forzamiento debido a los diferentes períodos de vida en la atmósfera terrestre (véase Recuadro RT.9). El cambio climático previsto debido a emisiones pasadas tiene en cuenta (i) los retrasos en el tiempo de respuesta del sistema climático a los cambios en el forzamiento radiativo; y (ii) las escalas de tiempo en las que diferentes agentes de forzamiento se mantienen en la atmósfera después de su emisión debido a sus diferentes períodos de vida. Generalmente, el cambio climático comprometido debido a emisiones pasadas, incluye un período inicial de aumento de la temperatura, por las razones analizadas anteriormente, seguido de una disminución a largo plazo a medida que el forzamiento radiativo disminuye. Algunos gases de efecto invernadero tienen períodos de vida atmosférica relativamente cortos (decenios o menos), como el CH₄ y el monóxido de carbono, mientras que otros como el N₂O tienen períodos de vida de un siglo y algunos tienen períodos de vida de milenios, como el SF₆ y el PFC₆. Las concentraciones atmosféricas de CO₂ no se descomponen con un período de vida bien definido si se detienen las emisiones. La eliminación del CO₂ emitido hacia la atmósfera se produce durante escalas de tiempo múltiples, pero alguna cantidad de CO₂ se queda en la atmósfera durante miles de años, por lo que las emisiones aseguran el cambio climático. El efecto lento y a largo plazo de amortiguación del océano, incluido el retroefecto de sedimento de CaCO₃, necesita de entre 30.000 a 35.000 años para que las concentraciones de CO₂ atmosférico alcancen el equilibrio. Haciendo uso de los componentes acoplados del ciclo del carbono, las EMIC muestran que el cambio climático asegurado debido a emisiones pasadas de CO₂ persisten durante más de 1.000 años, de manera que aún durante estas extensas escalas de tiempo, ni la temperatura ni el nivel del mar retornan a los valores preindustriales. Se puede obtener un indicio de las extensas escalas de tiempo de los cambios climáticos previstos fijando las emisiones antropogénicas de CO₂ que van estabilizándose en 750 ppm, pero fijando arbitrariamente las emisiones en cero en el año 2100. En este caso de prueba, se requieren de entre 100 a 400 años aproximadamente en los diferentes

ASEGURAMIENTO DE CAMBIO CLIMÁTICO

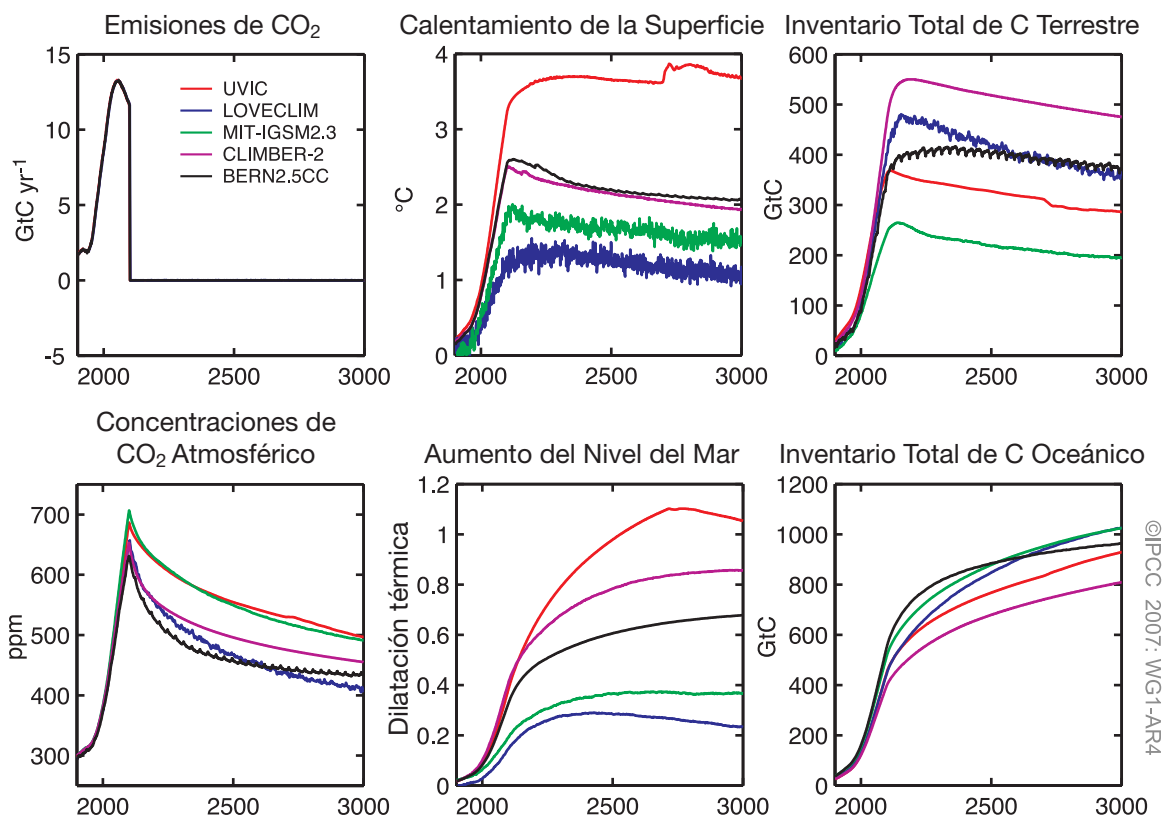


Gráfico RT.31. Cálculo del aseguramiento de cambio climático debido a las emisiones pasada para cinco EMIC diferentes y el escenario ideal donde las emisiones siguen una vía que lleva a la estabilización del CO_2 atmosférico a 750 ppm, pero antes de alcanzar este objetivo, se reducen las emisiones a cero, al instante, en el año 2100. (Izquierda) las emisiones de CO_2 y las concentraciones de CO_2 atmosférico; (centro) calentamiento de la superficie y aumento del nivel del mar debido a la dilatación térmica; (derecha) cambio en todo el inventario del carbono terrestre y oceánico desde el período preindustrial. {Gráfico 10.35}

modelos para que la concentración de CO_2 atmosférico descienda del máximo, (índices entre 650 y 700 ppm) a un nivel por debajo del doble de la concentración de CO_2 preindustrial (aproximadamente 560 ppm), debido a un traslado continuo pero lento del carbono de la atmósfera y reservorios terrestres al océano (véase Gráfico RT.31). {7.3, 10.7}

Se prevé que las concentraciones futuras de muchos gases de efecto invernadero exentos de CO_2 y de sus precursores, se acoplen al cambio climático futuro. La falta de conocimiento de las causas de recientes variaciones en la tasa de crecimiento del CH_4 indica grandes incertidumbres en las proyecciones futuras sobre este gas en particular. Es probable que las emisiones de CH_4 de humedales aumenten en un clima más cálido y húmedo y disminuyan en un clima más cálido y seco. Las observaciones también indican aumentos en el CH_4 liberado por las tierras septentrionales de turba que experimentan un derretimiento del permafrost, aunque la magnitud a gran escala de este efecto no se cuantifica

bien. Los cambios en la temperatura, la humedad y las nubes también podrían afectar a las emisiones biogénicas de precursores del ozono, tales como los compuestos orgánicos volátiles. Se prevé además, que el cambio climático afecte al ozono troposférico mediante cambios químicos y de transporte. El cambio climático puede inducir cambios en OH mediante cambios en la humedad y puede alterar las concentraciones de ozono estratosféricas y, por tanto, la radiación ultravioleta solar en la troposfera. {7.4, 4.7}

Se prevé que el cambio climático afecte a las emisiones futuras de muchos aerosoles y de sus precursores. Los cálculos de cambios futuros en las emisiones de polvo según distintos escenarios climáticos y de uso de tierra, sugieren que los efectos de cambio climáticos son más importantes para controlar las emisiones futuras de polvo que los cambios en el uso de la tierra. Los resultados de un estudio indican que la meteorología y el clima tienen una influencia mayor en las emisiones futuras de polvo y en las tormentas de polvo

asociadas en Asia, que la desertificación. Se sabe que la emisión biogénica de compuestos orgánicos volátiles, fuente importante de aerosoles orgánicos secundarios, es muy sensible a (y aumenta con) la temperatura. Sin embargo, el rendimiento del aerosol disminuye con la temperatura y, tanto los efectos del cambio en las precipitaciones como la adaptación fisiológica, resultan inciertos. Por tanto, un cambio en la producción biogénica del aerosol orgánico secundario en un clima más cálido podría ser considerablemente más bajo que la respuesta de las emisiones biogénicas de carbono orgánico volátil. El cambio del clima puede afectar a los flujos oceánicos de sulfuro de dimetilo (un precursor para algunos aerosoles de sulfato) y aerosoles de sal marina, sin embargo, los efectos en la temperatura y las precipitaciones siguen siendo muy inciertos. {7.5}

Mientras el efecto de calentamiento del CO₂ se conoce desde hace muchos siglos, los aerosoles se eliminan de la atmósfera en escalas de tiempo de sólo unos días, de manera que el forzamiento radiativo negativo debido a los aerosoles puede cambiar rápidamente en respuesta a cualquier cambio en las

emisiones de aerosoles o precursores de aerosoles. Como es *muy probable* que los aerosoles de sulfato ejerzan un forzamiento radiativo negativo importante en el presente, el forzamiento neto futuro es muy sensible a los cambios en las emisiones de sulfato. Un estudio sugiere que la hipotética eliminación en la atmósfera de toda la carga de partículas antropogénicas del aerosol de sulfato produciría un aumento rápido en la temperatura media mundial de aproximadamente 0,8°C dentro de uno o dos decenios. También es *probable* que los cambios en los aerosoles influyan en las precipitaciones. Por tanto, con respecto a las estrategias del medio ambiente encaminadas a mitigar el cambio climático hay que considerar los cambios, tanto en las emisiones de gases de efecto invernadero como en los aerosoles. Los cambios en las emisiones de aerosoles pueden ser el resultado de las medidas aplicadas para mejorar la calidad del aire que pueden, a su vez, tener consecuencias para el cambio climático. {Recuadro 7.4, 7.6, 10.7}

El cambio climático modificaría diversos procesos químicos y físicos que controlan la calidad del aire y es probable que los efectos netos varíen de una región

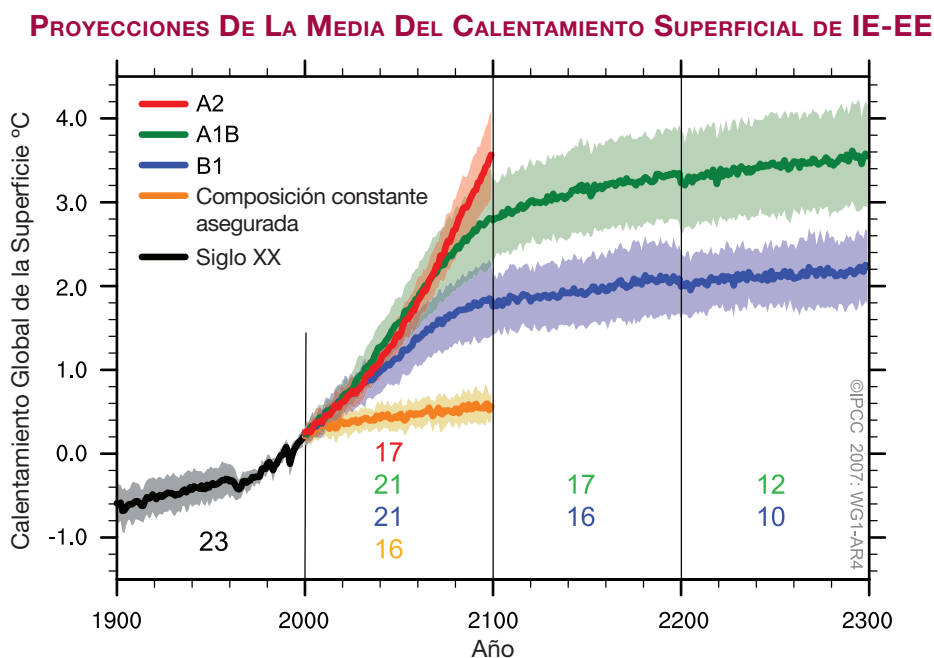


Gráfico RT.32. Media del multimodelo de calentamiento superficial (comparado con el período base 1980–1999) para escenarios IE-EE A2 (rojo), A1B (verde) y B1 (azul), representada como continuación de la simulación del siglo XX. Los dos últimos escenarios van más allá de 2100 donde el forzamiento se mantiene constante (cambio climático previsto según se define en el Recuadro RT.9). Experimento adicional donde el forzamiento se mantiene al nivel de 2000 (naranja). Las tendencias lineales de los controles correspondientes se eliminaron de estas series de tiempo. Las líneas muestran la media del multimodelo, mientras que el sombreado denota el margen ± 1 de la desviación estándar. Las discontinuidades entre los períodos diferentes no tienen ningún significado físico y son resultado del hecho de que el número de modelos que se han probado con un escenario dado es diferente para cada período y escenario (los números se indican en el gráfico). Por la misma razón, no debe existir incertidumbre en los escenarios de este gráfico (véase Sección 10.5 para conocer los cambios de incertidumbre). {Gráfico 10.4}

a otra. El cambio climático puede afectar la calidad del aire modificando la tasa a la cual se dispersan los contaminantes, la tasa a la que los aerosoles y las especies solubles se eliminan en la atmósfera, el ambiente químico general para la generación de contaminantes y la fuerza de emisiones de la biosfera, de los incendios y del polvo. También se espera que el cambio climático disminuya el escenario mundial del ozono. En conjunto, el efecto neto de cambio climático sobre la calidad del aire es muy incierto. {Recuadro 7.4}

RT.5.5 Repercusiones de los procesos climáticos y sus escalas de tiempo para proyecciones a largo plazo

Se prevé que las previsiones sobre el cambio climático después de la estabilización del forzamiento radiativo sea de aproximadamente 0,5 a 0,6°C, principalmente en el próximo siglo. El promedio multimodelo al estabilizar las concentraciones de gases de efecto invernadero y aerosoles con valores de 2000, después de una simulación climática del siglo XX, y 100 años adicionales, es de aproximadamente 0,6°C de calentamiento (relativo a 1980–1999) en el año 2100 (véase Gráfico RT.32). Si los escenarios B1 o A1B fueran los característicos de las emisiones del siglo XXI seguidas de una estabilización a esos niveles, el calentamiento adicional después de la estabilización sería similar, aproximadamente 0,5°C, principalmente en los siglos siguientes. {10.3, 10.7}

La magnitud del retroefecto positivo entre el cambio climático y el ciclo del carbono es incierta. Esto provoca incertidumbres en la trayectoria de las emisiones de CO₂ requerida para lograr un nivel específico de estabilización de la concentración del CO₂ atmosférico. Si nos basamos en el conocimiento actual sobre el retroefecto del ciclo clima-carbono, los estudios de modelos sugieren que, para estabilizar el CO₂ a 450 ppm, las emisiones acumuladas en el siglo XXI se podrían reducir de un modelo medio de aproximadamente 670 [630 a 710] GtC a aproximadamente 490 [375 a 600] GtC. De igual manera, para estabilizar el CO₂ a 1000 ppm, las emisiones acumuladas se pueden reducir mediante este retroefecto, de un modelo medio de aproximadamente 1415 [1340 a 1490] GtC a aproximadamente 1100 [980 a 1250] GtC. {7.3, 10.4}

Si el forzamiento radiativo se estabilizara en 2100 en las concentraciones de A1B, sólo la dilatación térmica sola provocaría un aumento del nivel del mar de 0,3 a 0,8 m para 2300 (relativo a 1980–1999) y continuaría,

a tasas decrecientes, durante muchos siglos, debido a procesos lentos que mezclan el calor en el océano profundo. {10.7}

Se prevé que la reducción del Manto de Hielo de Groenlandia continúe contribuyendo al aumento del nivel del mar después de 2100. Para la estabilización en las concentraciones de A1B en 2100, se proyecta una tasa de 0,03 a 0,21 m por siglo, debido a la dilatación térmica. Si el calentamiento medio mundial se mantiene durante milenios de 1,9°C a 4,6°C en relación a las temperaturas preindustriales, se eliminaría una gran parte del manto de hielo de Groenlandia, salvo los glaciares remanentes en las montañas. Esto aumentaría el nivel del mar en aproximadamente 7 m y podría ser irreversible. Estas temperaturas se comparan con aquéllas deducidas hace 125.000 años para el último período interglacial, cuando la información paleoclimática indica reducciones de la extensión del hielo polar, así como un aumento del nivel del mar de entre 4 y 6 m. {6.4, 10.7}

Los procesos dinámicos no incluidos en los modelos actuales pero indicados en las recientes observaciones pueden aumentar la vulnerabilidad de los mantos de hielo al calentamiento, aumentando el nivel futuro del mar. La comprensión de estos procesos es limitada y no hay ningún acuerdo general respecto de su magnitud probable. {4.6, 10.7}

Los actuales estudios de modelos mundiales proyectan que el manto de hielo del Antártico permanecerá muy frío lo que no permitirá un derretimiento amplio en la superficie y aumentará su volumen a raíz del incremento de las nevadas. Sin embargo, puede producirse una pérdida neta del volumen de hielo si la descarga dinámica del hielo domina el equilibrio del volumen del manto de hielos. {10.7}

Mientras que ningún modelo utilizado en esta evaluación indica una suspensión abrupta de la CRL durante el siglo XXI, algunos modelos de complejidad reducida sugieren una suspensión de la CRL como posible respuesta, a largo plazo, a un calentamiento suficientemente fuerte. Sin embargo, la probabilidad de este hecho no se puede evaluar con confianza. Las pocas simulaciones disponibles con modelos de complejidad diferente sugieren, más bien, un retraso en escala de siglos. Es *probable* que la CRL se recupere si se estabiliza el forzamiento radiativo, pero tardaría varios siglos. Los estudios sistemáticos de comparación de modelos han ayudado a establecer algunos procesos claves, responsables de las variaciones entre modelos, en la respuesta del océano al cambio climático (sobre todo la incorporación oceánica de calor). {8.7, PF 10.2, 10.3}

RT.6 Resultados Robustos e Incertidumbres claves

RT.6.1 Cambios en los controladores climáticos humanos y naturales

Hallazgos sólidos:

Las concentraciones atmosféricas actuales de CO₂ y CH₄ y su forzamiento radiativo positivo asociado, superan en exceso a aquellas determinadas a partir de las mediciones de los testigos de hielo de los últimos 650.000 años. {6.4}

El uso de combustible fósil, la agricultura y el uso de los terrenos han sido las principales causas de los aumentos de gases de efecto invernadero de los últimos 250 años. {2.3, 7.3, 7.4}

Las emisiones anuales de CO₂ debidas a la quema de combustible fósil, la producción de cemento y la quema de gas aumentaron de $6,4 \pm 0,4 \text{ año}^{-1} \text{ GtC}$ en la década de los 90, a $7,2 \pm 0,3 \text{ año}^{-1} \text{ GtC}$ de 2000 a 2005. {7.3}

La tasa sostenida de aumento del forzamiento radiativo de CO₂, CH₄ y N₂O de los últimos 40 años es más alta que en cualquier otra época durante, al menos, los últimos 2000 años. {6.4}

Los procesos naturales de absorción de CO₂ de los océanos y la biosfera terrestre eliminan aproximadamente de un 50 a 60% de las emisiones antropogénicas (es decir, las

emisiones de CO₂ fósil, y el flujo del cambio del uso de los terrenos). La absorción de los océanos y la biosfera terrestre tiene una magnitud similar durante los últimos decenios pero la de la biosfera terrestre es más variable. {7.3}

Es *prácticamente cierto* que los aerosoles antropogénicos producen un forzamiento radiativo negativo neto (con tendencia a enfriar) de mayor magnitud en el HN que en el HS. {2.9, 9.2}

De acuerdo con los nuevos cálculos respecto al forzamiento antropogénico combinado debido a los gases de efecto invernadero, los aerosoles y los cambios en la superficie de la tierra, es *extremadamente probable* que las actividades humanas hayan ejercido una importante influencia neta a la hora de calentar el clima desde 1750. {2.9}

Las contribuciones de la irradiación solar al forzamiento radiativo medio mundial son considerablemente menores que la contribución de los aumentos en los gases de efecto invernadero durante el período industrial. {2.5, 2.7}

Incertidumbres clave:

No se entiende muy bien la gama completa de procesos que hacen que los aerosoles modifiquen las propiedades de las nubes, y la magnitud de los efectos radiativos indirectos asociados ha sido definida pobremente. {2.4, 7.5}

No se cuantifican ni el forzamiento radiativo debido a los cambios en el vapor estratosférico ni sus causas. {2.3}

Ni la distribución geográfica, ni la evolución del forzamiento radiativo debido a cambios en los aerosoles durante el siglo XX están bien calificadas. {2.4}

Las causas de los cambios recientes en la tasa de crecimiento del CH₄ atmosférico no se comprenden bien. {7.4}

No están bien determinados los papeles que desempeñan distintos factores que aumentan las concentraciones de ozono troposférico desde el periodo preindustrial. {2.3}

Las propiedades de la superficie y las interacciones tierra-atmósfera que provocan el forzamiento radiativo no están bien cuantificadas. {2.5}

El conocimiento del aporte de los cambios solares pasados al forzamiento radiativo en una escala de tiempo de siglos no se basa en mediciones directas y, por tanto, depende en gran medida de la interpretación física. {2.7}

RT.6.2 Observaciones sobre los cambios climáticos

RT 6.2.1 *Atmósfera y Superficie*

Hallazgos sólidos:

Las temperaturas superficiales medias mundiales continúan aumentando. Once de los últimos doce años se ubican entre los doce años más cálidos registrados desde 1850. {3.2}

Las tasas de calentamiento superficial aumentaron a mediados de la década de los 70 y la superficie terrestre mundial se calienta a, aproximadamente, el doble de la tasa de calentamiento de la superficie oceánica desde esa época. {3.2}

Los cambios en los extremos de temperatura de la superficie se corresponden con el calentamiento climático. {3.8}

Los cálculos de tendencias de la temperatura en la troposfera media y baja han mejorado considerablemente.

Las temperaturas en la troposfera baja presentan de 1958 a 2005, tasas de calentamiento ligeramente mayores que la superficie. {3.4}

De 1900 a 2005 se observaron tendencias a largo plazo en muchas regiones extensas sobre la cantidad de precipitaciones. {3.3}

Ha aumentado la cantidad de precipitaciones fuertes. {3.8}

Desde la década de los 70 las sequías son comunes, principalmente en los trópicos y subtropicos. {3.3}

Ha aumentado el vapor de agua troposférico, al menos desde la década de los 80. {3.4}

Incertidumbres clave:

Los registros de sondeo por microondas son espacialmente mucho menos completos que los registros de la superficie, y las pruebas indican que algunos registros de sondeo por microondas no son fiables, principalmente en los trópicos. Es *probable* que todos los registros de tendencias de temperatura troposférica sigan conteniendo errores residuales. {3.4}

Mientras los cambios en la circulación atmosférica en gran escala son evidentes, la calidad de los análisis ha mejorado sólo después de 1979, lo que provoca que el análisis del cambio y la variabilidad y la diferenciación entre ambos, sea difícil. {3.5, 3.6}

Las observaciones de la superficie y del satélite discrepan en el cambio total y de bajo nivel de las nubes sobre el océano. {3.4}

No se comprenden bien los cambios multidecenales en DTR, en parte debido a las observaciones limitadas de cambios en la nubosidad y en los aerosoles. {3.2}

Las dificultades que conlleva la medición de las precipitaciones siguen preocupando a la hora de

cuantificar las tendencias en las precipitaciones mundiales y regionales. {3.3}

Los registros de humedad del suelo y de flujos de corrientes son a menudo muy escasos y sólo están disponibles para algunas regiones, lo que impide un análisis completo de los cambios en las sequías. {3.3}

La disponibilidad de datos de observaciones restringe los tipos de fenómenos extremos que se pueden analizar. Mientras más raro sea un fenómeno, más difícil es identificar los cambios a largo plazo porque hay menos casos disponibles. {3.8}

La información sobre la frecuencia e intensidad de los huracanes es limitada antes del uso de satélites. Existen interrogantes sobre la interpretación del registro del satélite. {3.8}

No existen pruebas suficientes para determinar si existen tendencias en tornados, granizos, relámpagos y tormentas de polvo en pequeñas escalas espaciales. {3.8}

RT.6.2.2 Nieve, hielo y terreno congelado

Hallazgos sólidos:

La cantidad de hielo sobre la Tierra disminuye. A partir de finales del siglo XIX se ha producido una masiva retirada de los glaciares de montaña. La tasa de pérdida de masa de los glaciares y del manto de hielo de Groenlandia aumenta. {4.5, 4.6}

Ha disminuido la extensión de la capa de nieve en el HN. Disminuyó la duración del hielo estacional en ríos y lagos en los últimos 150 años. {4.2, 4.3}

Desde 1978, ha disminuido la extensión media anual del hielo marino ártico y la extensión mínima de hielo marino ártico de verano. {4.4}

Durante la década de los 90 el hielo en la Península Antártica y en el hielo de la plataforma Amundsen se hicieron más finos. Los glaciares tributarios se han acelerado y en 2002 se produjo la disolución completa de la Plataforma de Hielo Larsen B. {4.6}

Ha aumentado la temperatura en la superficie de la capa de permafrost a 3°C desde la década de los 80 en el Ártico. Ha disminuido la extensión máxima de terreno congelado estacionalmente en, aproximadamente, un 7% en el HN desde 1900. Además, disminuyó su profundidad máxima en aproximadamente 0,3 m en Eurasia desde mediados del siglo XX. {4.7}

Incertidumbres clave:

No existe una recopilación mundial in situ de datos sobre la nieve anterior a 1960. No se dispone de datos de aguanieve equivalentes bien medidos para la era del satélite. {4.2}

No existen suficientes datos para llegar a conclusiones sobre las tendencias del grosor del hielo marino antártico. {4.4}

Las incertidumbres en los cálculos de la pérdida de masa glacial se derivan de datos limitados del inventario mundial, relaciones incompletas área-volumen y desequilibrio en la cobertura geográfica. {4.5}

El cálculo del equilibrio de masa para las plataformas de hielo y los mantos de hielo, específicamente para la Antártida, se ve limitado por la medición y la validación de los cambios descubiertos por la altimetría de satélite y las mediciones de gravedad. {4.6}

El conocimiento limitado de los procesos basales y de la dinámica de la plataforma de hielo conduce a grandes incertidumbres en la interpretación de los procesos de flujo de hielo, y de la estabilidad del manto de hielo. {4.6}

RT.6.2.3 Océanos y nivel del mar

Hallazgos sólidos:

La temperatura mundial (o el contenido de calor) oceánica ha aumentado desde 1955. {5.2}

Se han observado tendencias a gran escala coherentes en el nivel regional respecto a la salinidad de los últimos decenios, con refrescamientos en las regiones subpolares e incrementos de la salinidad en la parte más baja de los trópicos y subtropicos. Estas tendencias se corresponden con los cambios en las precipitaciones y con una supuesta transferencia mayor de agua hacia la atmósfera de latitudes bajas a altas y del Atlántico al Pacífico. {5.2}

El nivel medio mundial del mar aumentó durante el siglo XX. Existe una confianza alta en que la tasa de incremento del nivel del mar aumentó entre mediados de los siglos XIX y XX. En el período de 1993 a 2003, el nivel del mar aumentó más rápido que durante el período de 1961 a 2003. {5.5}

La dilatación térmica oceánica y la pérdida de masa de los glaciares y casquetes de hielo contribuyeron considerablemente al aumento del nivel del mar observado. {5.5}

La tasa observada de aumento del nivel del mar entre 1993 y 2003 se corresponde con la suma de las contribuciones observadas de la dilatación térmica y de la pérdida de hielo terrestre. {5.5}

La tasa de cambio del nivel del mar durante los últimos decenios no ha sido geográficamente uniforme. {5.5}

Desde 1750 aumentó la acidez de la superficie oceánica a raíz de la absorción de CO₂ antropogénico. {5.4, 7.3}

Incertidumbres clave:

Las limitaciones en el muestreo del océano implican que la variabilidad por decenios del contenido térmico mundial, la salinidad y los cambios del nivel del mar sólo se pueden evaluar con confianza moderada. {5.2, 5.5}

Existe una confianza baja en las observaciones de tendencias en la CRL. {Recuadro 5.1}

La dilatación térmica y el deshielo terrestre pueden explicar el aumento medio del nivel del mar mundial desde 1961 hasta 2003. {5.5}

RT.6.2.4 Paleoclima

Hallazgos sólidos:

Durante el último periodo interglacial, hace aproximadamente 125.000 años, el nivel del mar mundial era *probablemente* superior al actual en el orden de 4 a 6 m, debido principalmente a la retirada del hielo polar. {6.4}

Es *muy probable* que los cambios climáticos abruptos del pasado estén unidos a cambios en la circulación del océano Atlántico y afectaran al clima en el HN en gran medida. {6.4}

Es *muy improbable* que la Tierra entre de modo natural en otra era glacial durante al menos 30.000 años. {6.4}

Los retroefectos biogeoquímicos y biogeofísicos ampliaron los cambios climáticos del pasado. {6.4}

Es *muy probable* que las temperaturas medias del HN durante la segunda mitad del siglo XX fueran más cálidas que en cualquier otro período de 50 años en los últimos 500 años y *probablemente* fuera el período de 50 años más cálido de los últimos 1.300 años. {6.6}

Los registros paleoclimáticos indican con confianza alta que las sequías que duraron decenios o mucho más tiempo, fueron un rasgo característico del clima en varias regiones durante los últimos 2.000 años. {6.6}

Incertidumbres clave:

No se comprenden bien los mecanismos de comienzo y evolución del cambio climático abrupto del pasado y de los umbrales climáticos asociados. Esto limita la confianza en la capacidad de los modelos climáticos de simular un cambio abrupto real. {6.4}

No se conoce bien el grado en que los mantos de hielo se redujeron en el pasado, la tasa de cambio y los procesos involucrados. {6.4}

La falta de registros del paleoclimáticos limita el conocimiento sobre la variabilidad climática durante los últimos cientos de años en el HS y los trópicos. {6.6}

Aún se deben conciliar las diferencias entre las amplitudes y la variabilidad observada en las reconstrucciones de la temperatura del HN de milenios, así como la relación de estas diferencias con la elección de datos de indicadores indirectos y los métodos de medición estadística. {6.6}

La falta de redes extensas de datos de indicadores indirectos de la temperatura en los últimos 20 años impide la interpretación de cómo tales indicadores indirectos responden a un calentamiento mundial rápido y de la influencia de otros cambios ambientales. {6.6}

RT.6.3 Interpretación y atribución del cambio

Hallazgos sólidos:

Es *muy probable* que el forzamiento del gas de efecto invernadero causara gran parte del calentamiento mundial observado durante los últimos 50 años. Sólo el forzamiento del gas de efecto invernadero durante la mitad del siglo pasado *probablemente* hubiese provocado un calentamiento mayor que el observado si no hubiera existido una compensación del efecto de enfriamiento del aerosol y otros forzamientos. {9.4}

Es *extremadamente improbable* (< 5%) que el patrón mundial de calentamiento durante la mitad del siglo pasado se pueda explicar sin el forzamiento externo, y *muy poco probable* que se deba exclusivamente a las causas externas naturales conocidas. El calentamiento se produjo tanto en el océano como en la atmósfera y acaeció cuando los factores de forzamientos naturales externos *probablemente* habrían producido un enfriamiento. {9.4, 9.7}

Es *probable* que el forzamiento antropogénico contribuyera al calentamiento general observado en los cientos de metros superiores del océano durante la última la mitad del siglo XX. Es *muy probable* que el forzamiento antropogénico, que es la dilatación térmica provocada por el calentamiento del océano y la pérdida de masa de los glaciares, contribuyera al aumento del nivel del mar durante la última la mitad del siglo XX. {9.5}

Es *muy probable* que una fracción considerable de la reconstrucción de la variabilidad interdecenal de temperatura del HN de los últimos siete siglos se atribuya al forzamiento natural externo (erupciones volcánicas y variabilidad solar). {9.3}

Incertidumbres clave:

La confianza en la atribución de algunos fenómenos del cambio climático a influencias antropogénicas se ve limitada en la actualidad debido a incertidumbres en el forzamiento radiativo y en los retroefectos y observaciones. {9.4, 9.5}

La atribución a escalas menores que las continentales y a escalas de tiempo de menos de 50 años se ve limitada debido a una variabilidad climática mayor en escalas menores, por incertidumbres en los detalles a pequeña escala del forzamiento externo y por respuestas simuladas de modelos, así como por incertidumbres en la simulación de variabilidad interna en pequeñas escalas, incluida en la relación con modos de variabilidad. {9.4}

Existe menos confianza en la interpretación de los cambios forzados en las precipitaciones y la presión superficial de la que existe de la temperatura. {9.5}

El índice de atribuciones es limitado debido a la ausencia de estudios formales de detección y atribución, o bien su número limitado, en cuanto a algunos fenómenos

(por ejemplo, algunos tipos de fenómenos extremos). {9.5}

Lo incompleto de los conjuntos de datos mundiales para el análisis de fenómenos extremos, y las incertidumbres de modelos siguen limitando las regiones y tipos de estudios de detección de fenómenos extremos que se pueden realizar. {9.4, 9.5}

Apesar de las mejoras en el conocimiento, las incertidumbres en la variabilidad climática interna simulada en modelos limitan algunos aspectos de los estudios de atribución. Por ejemplo, existen diferencias evidentes entre los cálculos de la variabilidad del contenido oceánico de calor de modelos y las observaciones. {5.2, 9.5}

La falta de estudios que cuantifiquen las contribuciones del forzamiento antropogénico al aumento del contenido oceánico de calor o el derretimiento de glaciares unido a la parte abierta del balance del nivel del mar de 1961 a 2003, se cuentan entre las incertidumbres para cuantificar la contribución antropogénica al aumento del nivel del mar. {9.5}

RT.6.4 Proyecciones de cambios climáticos futuros

RT.6.4.1 Evaluación de modelos

Hallazgos sólidos:

Los modelos climáticos se basan en principios físicos bien establecidos y demuestran que reproducen características observadas de cambios climáticos recientes y pasados. Existe confianza considerable en que los MCGAO proporcionan estimaciones cuantitativas creíbles del cambio climático futuro, especialmente en escalas continentales y superiores. La confianza en estos cálculos es mayor para algunas variables climáticas (por ejemplo, la temperatura) que para otras (por ejemplo, las precipitaciones) {PF 0.1}.

Aumentó la confianza en los modelos debido a:

1 mejoras en la simulación de muchos aspectos del clima actual, incluidos modos importantes de variabilidad

climática y periodos de tiempo de calor y frío extremos;

2 una mejor resolución de modelos, métodos de cálculo y parametrizaciones, e inclusión de procesos adicionales;

3 pruebas diagnósticas más exhaustivas, incluidas pruebas de capacidad de modelos para pronosticar en escalas de tiempo desde días hasta un año desde el momento en que se inicien las condiciones observadas; y

4 un mejor escrutinio de modelos y un aumento de los análisis de diagnóstico del comportamiento de modelos mediante esfuerzos coordinados internacionalmente para recopilar y difundir los resultados de los experimentos de modelos realizados en condiciones afines. {8.4}

Incertidumbres clave:

Se necesita crear un conjunto comprobado de mediciones de modelos, que compare las simulaciones con las observaciones que podrían usarse para reducir el índice de proyecciones climáticas creíbles. {8.2}

La mayoría de los modelos continúa teniendo dificultad para controlar la fluctuación climática, específicamente en las profundidades del océano. Esta tendencia se debe tener en cuenta al evaluar el cambio en muchas variables oceánicas. {8.2}

Los modelos difieren considerablemente en sus cálculos de la fuerza de varios retroefectos en el sistema climático. {8.6}

Aún perduran problemas en la simulación de algunos modos de variabilidad, principalmente la Oscilación Madden-Julian, bloqueos atmosféricos recurrentes y precipitaciones extremas. {8.4}

Se han encontrado sesgos sistemáticos en la mayoría de las simulaciones de modelos del océano Antártico relacionados con la incertidumbre en respuestas climáticas transitorias. {8.3}

Los modelos climáticos se ven limitados debido a la resolución espacial que se puede lograr con los recursos informáticos actuales, debido a la necesidad de llevar a cabo conjuntos más amplios y la necesidad de incluir algunos procesos adicionales. {8.1–8.5}

TS.6.4.2 Equilibrio y Sensibilidad climática transitoria

Hallazgos sólidos:

Es *probable* que la sensibilidad climática de equilibrio se encuentre entre los 2°C y los 4,5°C donde el valor más *probable* sería aproximadamente 3°C, basado en múltiples observaciones y modelos. Es *muy improbable* que sea menos de 1,5°C. {8.6, 9.6, Recuadro 10.2}

La respuesta climática de transición se define mejor que la sensibilidad climática de equilibrio. Es *muy probable* que sea más de 1°C y *muy improbable* que sea más de 3°C. {10.5}

Se comprende bien el origen de las diferencias de la sensibilidad climática de equilibrio encontrada en modelos

diferentes. Existen grandes incertidumbres sobre cómo las nubes responderían al cambio climático mundial. {8.6}

Los retroefectos de nube son la fuente primaria de las diferencias entre modelos en la sensibilidad climática de equilibrio donde la nube baja es el mayor contribuyente. {8.6}

Nuevas pruebas de observaciones y modelos apoyan vehementemente un retroefecto combinado de la tasa de disminución del vapor de agua con una fuerza similar a la de los MCGAO. {8.6}

Incertidumbres clave:

Existen grandes incertidumbres sobre cómo las nubes responderían al cambio climático mundial. {8.6}

RT.6.4.3 Proyecciones mundiales

Hallazgos sólidos:

Incluso si las concentraciones de agentes de forzamiento radiativo se estabilizan, se prevé un calentamiento y cambios climáticos relacionados, debido mayormente a retrasos de tiempo asociados con los procesos oceánicos. {10.7}

Las suposiciones de diferentes escenarios o las sensibilidades de diferentes modelos afectan ligeramente a las proyecciones de calentamiento a corto plazo y se corresponden a las observadas durante los últimos decenios. El calentamiento medio de multimodelos, promediado desde 2011 a 2030 relativo a 1980 hasta 1999 para todos los MCGAO considerados en este informe, se ubica en una tasa ajustada de 0,64°C a 0,69°C para los tres escenarios de emisiones IE-EE diferentes: B1, A1B y A2. {10.3}

Las pautas geográficas de calentamiento proyectado muestran mayores aumentos de temperatura en latitudes altas septentrionales y en tierra, con un menor calentamiento en los océanos meridionales y el Atlántico Norte. {10.3}

Los cambios en las precipitaciones muestran pautas sólidas a gran escala: generalmente las precipitaciones aumentan en la máxima tropical de precipitaciones, disminuyen en los subtropicos y aumentan en latitudes altas debido a una intensificación general del ciclo hidrológico mundial. {10.3}

A medida que se calienta el clima, disminuye la capa de nieve y la extensión del hielo marino; los glaciares y los

casquetes de hielo pierden masa y contribuyen al aumento del nivel del mar. La extensión del hielo marino disminuye en el siglo XXI tanto en el Ártico como la Antártida. Los retroefectos positivos aceleran la reducción de la capa de nieve y en la mayoría de las regiones de permafrost aumenta la profundidad del derretimiento. {10.3}

Según las simulaciones actuales, es *muy probable* que la CRL del Océano Atlántico disminuya para 2100. Sin embargo, es *muy improbable* que la CRL sufra una gran transición abrupta durante el curso del siglo XXI. {10.3} Aumentará la frecuencia y duración de las olas de calor en un clima futuro más cálido. Se proyecta la disminución de los días de escarcha en casi todas las partes de las latitudes medias y altas, con un aumento de la duración de la estación. Existe una tendencia a la sequía en verano en zonas continentales medias, lo que indica un riesgo mayor de sequías en esas regiones. {10.3, PF 10.1}

El calentamiento futuro reducirá la capacidad del sistema de la Tierra (tierra y océano) de absorber CO₂ antropogénico. Como resultado, una extensa fracción creciente de CO₂ antropogénico permanecería en la atmósfera bajo un clima más cálido. Este retroefecto requiere reducciones en las emisiones acumuladas que se corresponden con la estabilización a un nivel de CO₂ atmosférico comparado con el caso hipotético de no existir tal retroefecto. Mientras más alto sea el escenario de estabilización, mayor cantidad de cambio climático y mayor necesidad de reducciones. {7.3, 10.4}

Incertidumbres clave:

La probabilidad de un cambio abrupto grande en la CRL después de finales del siglo XXI todavía no se puede evaluar con plena confianza. En escenarios de emisiones bajas y medias, con concentraciones atmosféricas de gases de efecto invernadero estabilizadas después de 2100, la CRL se recupera de un debilitamiento inicial dentro de uno o varios siglos. No se excluye una reducción permanente de la CRL si el forzamiento es fuerte y suficientemente largo. {10.7}

Las proyecciones de modelos para los fenómenos extremos de precipitaciones muestran índices mayores en ubicación geográfica y su amplitud que en la temperatura. {10.3, 11.1}

La respuesta de algunos modos importantes de la variabilidad climática, tales como ENSO, todavía difiere

entre modelos lo cual se pudiera relacionar con las diferencias entre la representación espacial y temporal de la condiciones climáticas actuales {10.3}

La rotundidad de muchas respuestas modelo de ciclones tropicales al cambio climatológico todavía está limitada por la resolución de modelos climáticos típicos. {10.3}

Los cambios en los procesos fundamentales que producen algunos cambios climáticos mundiales y regionales se conocen muy poco (por ejemplo, ENSO, NAO, bloqueo atmosférico, CRL, retroefectos de la superficie terrestre, distribución de ciclones tropicales). {11.2–11.9}

La magnitud de los retroefectos futuros del ciclo del carbono aún no se puede determinar con exactitud. {7.3, 10.4}

RT.6.4.4 Nivel del mar

Hallazgos sólidos:

El nivel del mar continuará aumentando en el siglo XXI debido a la dilatación térmica y a la pérdida del hielo terrestre. El aumento del nivel del mar no fue geográficamente uniforme en el pasado y no lo será en el futuro. {10.6}

El calentamiento proyectado debido a la emisión de gases de efecto invernadero durante el siglo XXI continuará

contribuyendo al aumento del nivel del mar durante muchos siglos. {10.7}

El aumento del nivel del mar debido a la dilatación térmica y a la pérdida de masa del manto de hielo continuará durante siglos o milenios aún cuando el forzamiento radiativo se estabilice. {10.7}

Incertidumbres clave:

No existen modelos para analizar los procesos claves que puedan contribuir a cambios dinámicos, rápidos y grandes en los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártida que puedan aumentar la descarga de hielo en el océano. {10.6}

La sensibilidad en el equilibrio de la masa de la superficie del manto de hielo (derretimiento y precipitaciones) respecto al cambio climático mundial no está bien delimitada por las observaciones y tiene una amplia difusión en los modelos. Por tanto, existe una gran incertidumbre en la magnitud del calentamiento mundial que, si se mantiene, provocaría la eliminación del manto de hielo de Groenlandia. {10.7}

TS.6.4.5 Proyecciones Regionales

Hallazgos sólidos:

Las temperaturas medias de todos los continentes habitables y de muchas regiones terrestres subcontinentales *probablemente* se incrementen a una tasa mucho mayor que la media mundial en los próximos 50 años y por una cantidad considerablemente superior a la variabilidad natural. {10.3, 11.2–11.9}

Es *probable* que aumenten las precipitaciones en la mayoría de las regiones subpolares y polares. El aumento es considerado especialmente agudo, y es *muy probable* que ocurra, en la precipitación anual de la mayor parte de Europa septentrional, Canadá, el nordeste de Estados Unidos y el Ártico, y en las precipitaciones de invierno de Asia septentrional y la meseta tibetana. {11.2–11.9}

Es *probable* que disminuyan las precipitaciones en muchas regiones subtropicales, sobre todo en los márgenes hacia los polos del subtrópico. La disminución es considerada especialmente factible, y muy posible que ocurra, en las precipitaciones anuales en regiones europeas y africanas que bordean el Mediterráneo y en la lluvia de invierno del sudoeste de Australia. {11.2–11.9}

Es *probable* que aumenten, en muchas regiones, las precipitaciones extremas diarias. El aumento se considera *muy probable* en Europa septentrional, Asia meridional, Asia oriental, Australia y Nueva Zelanda. Esta lista refleja, en parte, una cobertura geográfica desigual en las investigaciones publicadas. {11.2–11.9}

Incertidumbres clave:

En algunas regiones sólo existen estudios limitado de aspectos importantes del cambio climático regional, particularmente respecto a fenómenos extremos. {11.2–11.9}

Los Modelos de Circulación General atmósfera-océano no se corresponden con el cambio simulado de las precipitaciones regionales en algunas regiones importantes

(por ejemplo, América del Sur septentrional, Australia septentrional y del Sahel). {10.3, 11.2–11.9}

En muchas regiones donde la topografía elabora excelentes escalas espaciales climáticas, existe información insuficiente sobre cómo se expresará el cambio climático en estas escalas. {11.2–11.9}

