

Resumen para responsables de políticas

Resumen para responsables de políticas

Autores del equipo de redacción:

Lisa V. Alexander (Australia), Simon K. Allen (Suiza/Nueva Zelandia), Nathaniel L. Bindoff (Australia), François-Marie Bréon (Francia), John A. Church (Australia), Ulrich Cubasch (Alemania), Seita Emori (Japón), Piers Forster (Reino Unido), Pierre Friedlingstein (Reino Unido/Bélgica), Nathan Gillett (Canadá), Jonathan M. Gregory (Reino Unido), Dennis L. Hartmann (Estados Unidos de América), Eystein Jansen (Noruega), Ben Kirtman (Estados Unidos de América), Reto Knutti (Suiza), Krishna Kumar Kanikicharla (India), Peter Lemke (Alemania), Jochem Marotzke (Alemania), Valérie Masson-Delmotte (Francia), Gerald A. Meehl (Estados Unidos de América), Igor I. Mokhov (Federación de Rusia), Shilong Piao (China), Gian-Kasper Plattner (Suiza), Qin Dahe (China), Venkatachalam Ramaswamy (Estados Unidos de América), David Randall (Estados Unidos de América), Monika Rhein (Alemania), Maisa Rojas (Chile), Christopher Sabine (Estados Unidos de América), Drew Shindell (Estados Unidos de América), Thomas F. Stocker (Suiza), Lynne D. Talley (Estados Unidos de América), David G. Vaughan (Reino Unido), Shang-Ping Xie (Estados Unidos de América)

Autores contribuyentes del equipo de redacción:

Myles R. Allen (Reino Unido), Olivier Boucher (Francia), Don Chambers (Estados Unidos de América), Jens Hesselbjerg Christensen (Dinamarca), Philippe Ciais (Francia), Peter U. Clark (Estados Unidos de América), Matthew Collins (Reino Unido), Josefino C. Comiso (Estados Unidos de América), Viviane Vasconcellos de Menezes (Australia/Brasil), Richard A. Feely (Estados Unidos de América), Thierry Fichefet (Bélgica), Arlene M. Fiore (Estados Unidos de América), Gregory Flato (Canadá), Jan Fuglestedt (Noruega), Gabriele Hegerl (Reino Unido/Alemania), Paul J. Hezel (Bélgica/Estados Unidos de América), Gregory C. Johnson (Estados Unidos de América), Georg Kaser (Austria/Italia), Vladimir Kattsov (Federación de Rusia), John Kennedy (Reino Unido), Albert M.G. Klein Tank (Países Bajos), Corinne Le Quéré (Reino Unido), Gunnar Myhre (Noruega), Timothy Osborn (Reino Unido), Antony J. Payne (Reino Unido), Judith Perlwitz (Estados Unidos de América), Scott Power (Australia), Michael Prather (Estados Unidos de América), Stephen R. Rintoul (Australia), Joeri Rogelj (Suiza/Bélgica), Matilde Rusticucci (Argentina), Michael Schulz (Alemania), Jan Sedláček (Suiza), Peter A. Stott (Reino Unido), Rowan Sutton (Reino Unido), Peter W. Thorne (Estados Unidos de América/Noruega/Reino Unido), Donald Wuebbles (Estados Unidos de América)

Este Resumen para responsables de políticas debe ser citado del siguiente modo:

IPCC, 2013: "Resumen para responsables de políticas. En: *Cambio Climático 2013: Bases físicas. Contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático*" [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex y P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América.

A. Introducción

La contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del IPCC permite estudiar los nuevos datos relativos al cambio climático, sobre la base de numerosos análisis científicos independientes de observaciones del sistema climático, archivos paleoclimáticos, estudios teóricos sobre los procesos climáticos y simulaciones que utilizan modelos climáticos. Tal contribución se basa en la que aportara el Grupo de trabajo I al Cuarto Informe de Evaluación del IPCC e incorpora los posteriores resultados de la investigación. Como componente del quinto ciclo de evaluación, el Informe especial del IPCC sobre la gestión de los riesgos de fenómenos meteorológicos extremos y desastres para mejorar la adaptación al cambio climático sirve de base importante de información sobre los cambios meteorológicos y los fenómenos climáticos extremos.

El Resumen para responsables de políticas (RRP) se estructura en consonancia con el informe del Grupo de trabajo I. El planteamiento se apoya en una serie de conclusiones generales destacadas que, en conjunto, ofrecen un resumen conciso. Las secciones principales llevan una breve introducción con un párrafo en cursiva que resume las bases metodológicas de la evaluación.

El grado de certeza de los resultados principales de la presente evaluación se fundamenta en las evaluaciones realizadas por los equipos de redacción sobre los conocimientos científicos subyacentes y se expresa según un nivel de confianza cualitativo (que va de un nivel *muy bajo* a un nivel *muy alto*) y, cuando es posible, de acuerdo con un grado de probabilidad cuantificado (que va de *excepcionalmente improbable* a *prácticamente seguro*). La confianza en la validez de un resultado se basa en el tipo, la cantidad, la calidad y la coherencia de la evidencia (por ejemplo, los datos, la comprensión mecánica, la teoría, los modelos y el juicio experto) y el nivel de acuerdo¹. Las estimaciones probabilísticas de las mediciones cuantificadas de la incertidumbre de un resultado se basan en análisis estadísticos de las observaciones o en los resultados de modelos, o en ambos, y en el juicio experto². Si procede, los resultados también se expresan en forma de afirmaciones de hechos sin utilizar calificadores de incertidumbre (véanse el capítulo 1 y el recuadro 1 del Resumen técnico (RT) para más información sobre las expresiones específicas que el IPCC emplea para comunicar incertidumbres).

Los fundamentos de los párrafos sustantivos de este Resumen para responsables de políticas figuran en las secciones de los capítulos del informe de base y en el Resumen técnico. Esas referencias figuran entre corchetes.

B. Cambios observados en el sistema climático

Las observaciones del sistema climático se basan en mediciones directas y en la teledetección desde satélites y otras plataformas. Las observaciones de la temperatura y otras variables a escala mundial comenzaron a efectuarse en la era instrumental, a mediados del siglo XIX, y desde 1950 existen conjuntos de observaciones más completos y diversos. Las reconstrucciones paleoclimáticas aportan registros que se remontan a siglos o millones de años. Conjuntamente, proporcionan una visión global de la variabilidad y los cambios a largo plazo en la atmósfera, los océanos, la criosfera y la superficie terrestre.

El calentamiento en el sistema climático es inequívoco y, desde la década de 1950, muchos de los cambios observados no han tenido precedentes en los últimos decenios a milenios. La atmósfera y el océano se han calentado, los volúmenes de nieve y hielo han disminuido, el nivel del mar se ha elevado y las concentraciones de gases de efecto invernadero han aumentado (véanse las figuras RRP.1, RRP.2, RRP.3 y RRP.4). {2.2, 2.4, 3.2, 3.7, 4.2-4.7, 5.2, 5.3, 5.5-5.6, 6.2, 13.2}

¹ En el presente Resumen para responsables de políticas se han utilizado los siguientes términos para describir la evidencia disponible: limitada, media o sólida; y, para referirse al nivel de acuerdo, los términos bajo, medio o alto. El nivel de confianza se expresa mediante cinco calificativos: muy bajo, bajo, medio, alto y muy alto, y en cursiva, por ejemplo, *nivel de confianza medio*. Para una evidencia y un enunciado de acuerdo determinados, se pueden asignar niveles de confianza distintos, pero los mayores niveles de evidencia y de acuerdo se corresponden con mayores niveles de confianza (para más información, véanse el capítulo 1 y el recuadro RT.1).

² En el presente Resumen para responsables de políticas se han utilizado los siguientes términos para indicar el grado de probabilidad de un resultado o consecuencia: prácticamente seguro 99%-100%; muy probable 90%-100%; probable 66%-100%; tan probable como improbable 33%-66%; improbable 0%-33%; muy improbable 0%-10%; excepcionalmente improbable 0%-1%. Si procede, se pueden utilizar otros términos (sumamente probable 95%-100%, más probable que improbable >50%-100%, y sumamente improbable 0%-5%). La probabilidad resultante de la evaluación se expresa en cursiva, por ejemplo, *muy probable* (véanse el capítulo 1 y el recuadro RT.1 para más información).

B.1 La atmósfera

Cada uno de los tres últimos decenios ha sido sucesivamente más cálido en la superficie de la Tierra que cualquier decenio anterior desde 1850 (véase la figura RRP.1). En el hemisferio norte, es probable que el período 1983-2012 haya sido el período de 30 años más cálido de los últimos 1 400 años (nivel de confianza medio). {2.4, 5.3}

- Los datos de temperatura de la superficie terrestre y oceánica, combinados y promediados globalmente, calculados a partir de una tendencia lineal, muestran un calentamiento de 0,85 [0,65 a 1,06] °C³, durante el período 1880-2012, para el que se han producido de forma independiente varios conjuntos de datos. El incremento total entre el promedio del período 1850-1900 y el período 2003-2012 es de 0,78 [0,72 a 0,85] °C y está basado en el conjunto de datos disponible más extenso⁴ (véase la figura RRP.1). {2.4}
- Por lo que respecta al período de tiempo más largo, para el cual el cálculo de las tendencias regionales es suficientemente completo (de 1901 a 2012), casi la totalidad del planeta ha experimentado un aumento de la temperatura de superficie (véase la figura RRP.1). {2.4}
- Además de registrar un calentamiento multidecenal notable, la temperatura media global en superficie muestra una variabilidad decenal e interanual considerable (véase la figura RRP.1). Debido a la variabilidad natural, las tendencias basadas en períodos de registros cortos son muy sensibles a las fechas de inicio y final, y no reflejan en general las tendencias climáticas a largo plazo. Por ejemplo, la tasa de calentamiento durante los últimos 15 años (0,05 [-0,05 a 0,15] °C por decenio, entre 1998 y 2012), que comienza con un fuerte efecto del fenómeno El Niño, es menor que la tasa registrada desde 1951 (0,12 [0,08 a 0,14] °C por decenio, entre 1951 y 2012)⁵. {2.4}
- Las reconstrucciones de la temperatura en superficie a escala continental muestran, con un *nivel de confianza alto*, períodos multidecenales durante la anomalía climática medieval (entre los años 950 y 1250), que en algunas regiones fueron tan cálidos como a finales del siglo XX. El calentamiento en esos períodos cálidos regionales no ocurrió con tanta coherencia entre las regiones como el experimentado a finales del siglo XX (*nivel de confianza alto*). {5.5}
- Es *prácticamente seguro* que la troposfera se haya calentado a nivel global desde mediados del siglo XX. Gracias a observaciones más completas, se tiene un mayor nivel de confianza en las estimaciones de los cambios de temperatura en la troposfera del hemisferio norte extratropical que en las de otros lugares. Existe un *nivel de confianza medio* respecto de la tasa y la estructura vertical del calentamiento en la troposfera extratropical del hemisferio norte y un *nivel de confianza bajo* en otros lugares. {2.4}
- El nivel de confianza en los cambios de las precipitaciones promediadas sobre las zonas terrestres a escala mundial desde 1901 es *bajo*, antes de 1951, y *medio*, a partir de ese año. En promedio, sobre las zonas continentales de latitudes medias del hemisferio norte, las precipitaciones han aumentado desde 1901 (*nivel de confianza medio* antes de 1951, y *alto* después). En otras latitudes, existe un *nivel de confianza bajo* en las tendencias positivas o negativas a largo plazo promediadas por zonas (véase la figura RRP.2). {Elemento temático específico 1 del Resumen Técnico (ETE.1 del RT), figura 2; 2.5}
- Desde 1950, aproximadamente, se han observado cambios en numerosos fenómenos meteorológicos y climáticos extremos (véase el cuadro RRP.1 para más información). Es *muy probable* que el número de días y noches fríos haya disminuido y que el número de días y noches cálidos haya aumentado a escala mundial⁶, y es *probable* que en gran parte de Europa, Asia y Australia haya aumentado la frecuencia de las olas de calor. Es *probable* que existan más regiones en las que haya aumentado el número de sucesos de precipitaciones intensas que en las que haya disminuido, y es *probable* que la frecuencia o intensidad de las precipitaciones intensas haya aumentado en América del Norte y Europa. En otros continentes existe, como máximo, un *nivel de confianza medio* en los cambios ocurridos relativos a los sucesos de precipitaciones intensas. {2.6}

³ En la contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación, la incertidumbre se mide utilizando intervalos de incertidumbre del 90%, salvo que se especifique otra cosa. Los intervalos de incertidumbre del 90%, expresados entre corchetes, tienen previsiblemente un 90% de probabilidad de abarcar el valor estimado. Los intervalos de incertidumbre no son necesariamente simétricos en torno a la mejor estimación correspondiente. Asimismo, se da la mejor estimación de ese valor cuando se dispone de ella.

⁴ Los dos métodos presentados en este apartado también se utilizaron en el Cuarto Informe de Evaluación. Con el primero se calcula la diferencia, utilizando la mejor tendencia lineal ajustada de todos los puntos entre 1880 y 2012. Con el segundo se calcula la diferencia entre promedios durante los dos períodos, 1850-1900 y 2003-2012. Por consiguiente, los valores resultantes y sus intervalos de incertidumbre del 90% no son directamente comparables. {2.4}

⁵ Las tendencias para períodos de 15 años que empiezan en 1995, 1996 y 1997 registran unos 0,13 [0,02 a 0,24] °C por decenio, 0,14 [0,03 a 0,24] °C por decenio, y 0,07 [-0,02 a 0,18] °C por decenio, respectivamente.

⁶ Véase el Glosario para consultar la definición de los siguientes términos: días fríos/noches frías, días cálidos/noches cálidas y olas de calor.

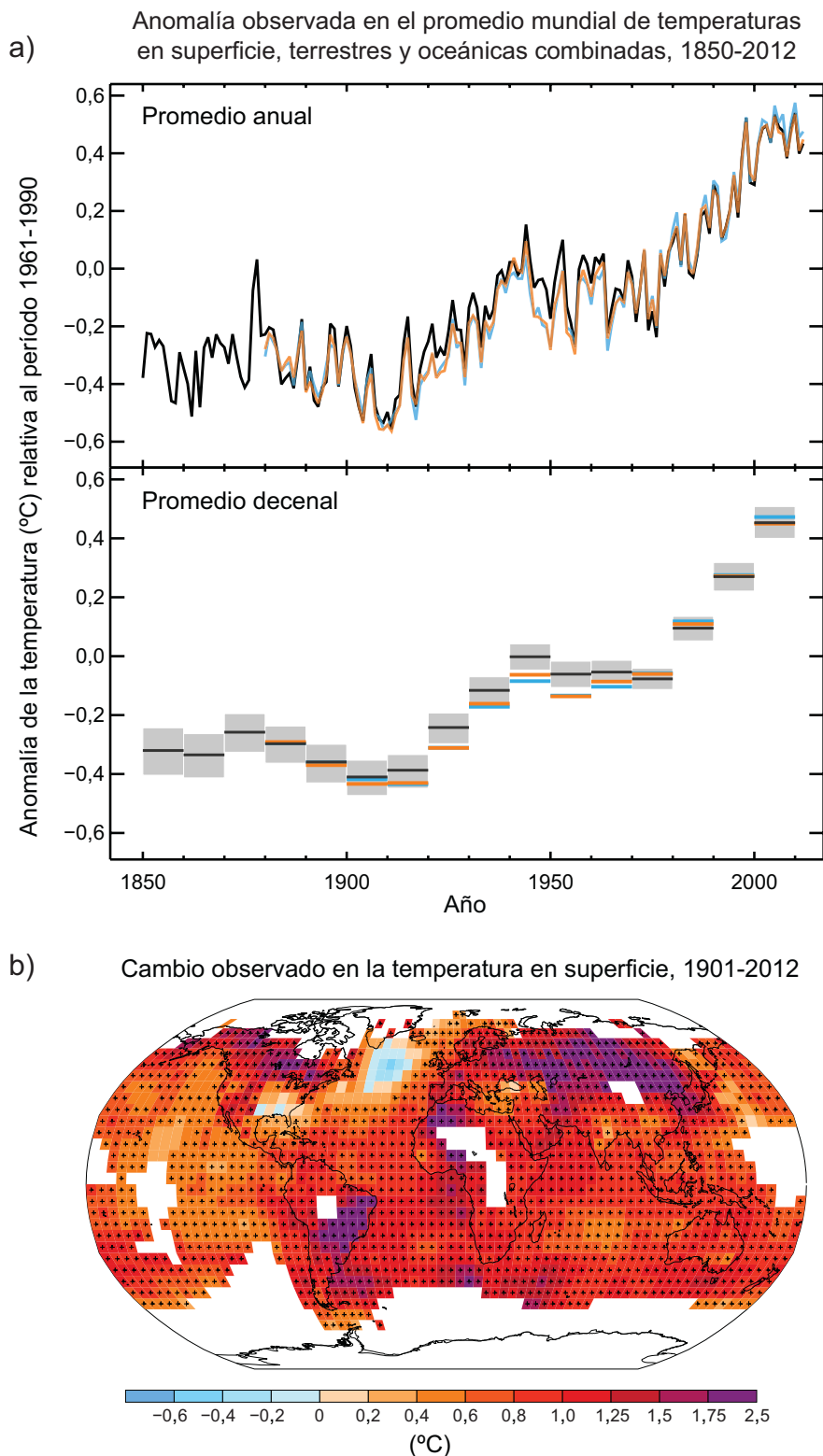


Figura RRP.1 | a) Anomalías observadas en el promedio mundial de temperaturas en superficie, terrestres y oceánicas combinadas, desde 1850 hasta 2012, a partir de tres conjuntos de datos. Imagen superior: valores medios anuales. Imagen inferior: valores medios decenales, incluida la estimación de la incertidumbre para un conjunto de datos (línea negra). Las anomalías son relativas a la media del periodo 1961-1990. b) Mapa de los cambios observados en la temperatura en superficie entre 1901 y 2012, derivado de las tendencias en la temperatura determinadas por regresión lineal de un conjunto de datos (línea naranja en la imagen a)). Se han calculado las tendencias en los casos en que la disponibilidad de datos ha permitido efectuar una estimación fiable (es decir, solo para cuadrículas con más del 70% de registros completos y más del 20% de disponibilidad de datos en el primer y último 10% del período de tiempo). Las demás áreas se muestran con color blanco. Las cuadrículas que muestran que la tendencia es significativa al nivel del 10% se indican con un signo +. Para obtener una lista de los conjuntos de datos y más información técnica, véase el material complementario del Resumen técnico. [figuras 2.19 a 2.21; figura RT.2]

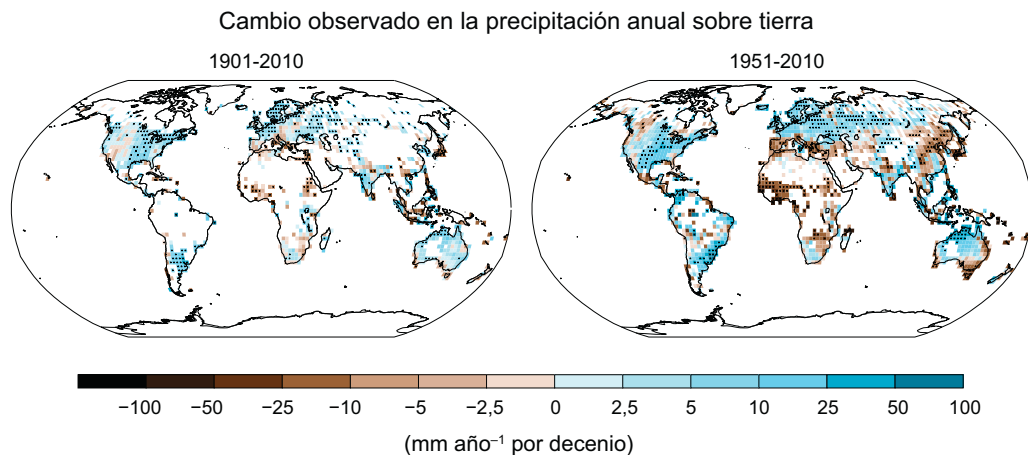


Figura RRP.2 | Mapas de los cambios observados en la precipitación, entre 1901 y 2010, y entre 1951 y 2010 (tendencias en la acumulación anual, calculadas de acuerdo con los mismos criterios empleados en la figura RRP.1), de un conjunto de datos. Para más información técnica, véase el material complementario del Resumen técnico. {ETE.1 del RT, figura 2; figura 2.29}

B.2 Los océanos

El calentamiento del océano domina sobre el incremento de la energía almacenada en el sistema climático y representa más del 90% de la energía acumulada entre 1971 y 2010 (nivel de confianza alto). Es prácticamente seguro que la capa superior del océano (0-700 m) se haya calentado entre 1971 y 2010 (véase la figura RRP.3), y es probable que se haya calentado entre la década de 1870 y 1971. {3.2, recuadro 3.1}

- A escala mundial, el calentamiento del océano es mayor cerca de la superficie. Los 75 m superiores se han calentado en 0,11 [0,09 a 0,13] °C por decenio, durante el período comprendido entre 1971 y 2010. Desde la elaboración del Cuarto Informe de Evaluación, se han identificado errores instrumentales en los registros de temperaturas de las capas superiores de los océanos y se han reducido, aumentando con ello el nivel de confianza en la evaluación del cambio. {3.2}
- Es *probable* que los océanos se hayan calentado entre 700 y 2 000 m, desde 1957 hasta 2009. Existen suficientes observaciones en el período 1992-2005 para realizar una evaluación global del cambio de temperatura por debajo de 2 000 m. Es *probable* que durante ese período no se hayan producido tendencias significativas en la temperatura observada entre 2 000 y 3 000 m. Es *probable* que el océano se haya calentado entre 3 000 m y el fondo marino durante ese período, correspondiendo el mayor calentamiento observado al Océano Austral. {3.2}
- Más del 60% del incremento neto de energía en el sistema climático se ha almacenado en la capa superior del océano (0-700 m) durante el período relativamente bien muestreado de 40 años entre 1971 y 2010, y aproximadamente el 30% se ha almacenado en el océano por debajo de 700 m. Es *probable* que el aumento de contenido de calor en la capa superior del océano durante ese período, estimado a partir de una tendencia lineal, sea de 17 [entre 15 y 19] x 10²² J⁷ (véase la figura RRP.3). {3.2, recuadro 3.1}
- Es *tan probable como improbable* que el contenido de calor del océano de 0 a 700 m haya aumentado más lentamente entre 2003 y 2010 que entre 1993 y 2002 (véase la figura RRP.3). Es *probable* que la incorporación de calor en el océano entre 700 y 2 000 m, donde la variabilidad interanual es menor, haya ocurrido sin interrupción entre 1993 y 2009. {3.2, recuadro 9.2}
- Es *muy probable* que las regiones con alta salinidad, donde predomina la evaporación, se hayan vuelto más salinas, y que las regiones con baja salinidad, donde predominan las precipitaciones, se hayan desalinizado desde la década de 1950. Estas tendencias regionales en la salinidad del océano proporcionan una evidencia indirecta de que la evaporación y la precipitación sobre los océanos han cambiado (*nivel de confianza medio*). {2.5, 3.3, 3.5}
- No se ha observado ninguna evidencia de la existencia de una tendencia en la circulación meridional de retorno del Atlántico, sobre la base de los registros decenales de esta corriente en su totalidad y del historial de registros más extenso de sus componentes individuales. {3.6}

B.3 La criosfera

En los dos últimos decenios, los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártida han ido perdiendo masa, los glaciares han continuado menguando en casi todo el mundo y el hielo del Ártico y el manto de nieve en primavera en el hemisferio norte han seguido reduciéndose en extensión (*nivel de confianza alto*) (véase la figura RRP.3). {4.2–4.7}

- Es *muy probable* que el ritmo de la pérdida de hielo⁸ de los glaciares en todo el mundo, excepto los glaciares situados en la periferia de los mantos de hielo⁹, haya sido en promedio de 226 [91 a 361] Gt año⁻¹ durante el período 1971-2009, y de 275 [140 a 410] Gt año⁻¹ durante el período 1993-2009¹⁰. {4.3}
- Es *muy probable* que, en promedio, el ritmo de la pérdida de hielo del manto de hielo de Groenlandia haya aumentado considerablemente, de 34 [-6 a 74] Gt año⁻¹, durante el período 1992-2001, a 215 [157 a 274] Gt año⁻¹, durante el período 2002-2011. {4.4}
- Es *probable* que, en promedio, el ritmo de la pérdida de hielo del manto de hielo de la Antártida haya aumentado de 30 [-37 a 97] Gt año⁻¹, durante el período 1992-2001, a 147 [72 a 221] Gt año⁻¹, durante el período 2002-2011. Existe un *nivel de confianza muy alto* en cuanto a que esta pérdida corresponde principalmente a la zona norte de la península antártica y al sector del mar de Amundsen de la Antártida occidental. {4.4}
- Es *muy probable* que la superficie media anual del hielo marino del Ártico haya disminuido durante el período 1979-2012 en un rango del 3,5% al 4,1% por decenio (lo cual corresponde a un rango de entre 0,45 y 0,51 millones de km² por decenio), y es *muy probable* que el mínimo estival del hielo marino (hielo marino permanente) haya disminuido en un rango del 9,4% al 13,6% por decenio (lo cual corresponde a un rango de entre 0,73 y 1,07 millones de km² por decenio). En promedio, la disminución registrada en la extensión media decenal del hielo marino del Ártico ha sido más rápida en verano (*nivel de confianza alto*), y la extensión espacial ha disminuido en cada temporada y en cada decenio sucesivo desde 1979 (*nivel de confianza alto*) (véase la figura RRP.3). A partir de las reconstrucciones, existe un *nivel de confianza medio* en que, durante los tres últimos decenios, la regresión estival del hielo marino del Ártico no ha tenido precedentes y en que las temperaturas superficiales del mar han sido excepcionalmente elevadas, al menos en los últimos 1 450 años. {4.2, 5.5}
- Es *muy probable* que la extensión media anual del hielo marino de la Antártida haya aumentado a un ritmo que corresponde a un rango de entre el 1,2% y el 1,8% por decenio (lo cual corresponde a un rango de entre 0,13 y 0,20 millones de km² por decenio), entre 1979 y 2012. Existe un *nivel de confianza alto* en cuanto a que existen marcadas diferencias regionales en ese ritmo anual, con un aumento de la extensión en algunas regiones y una disminución en otras. {4.2}
- Existe un *nivel de confianza muy alto* en cuanto a que, desde mediados del siglo XX, la extensión del manto de nieve del hemisferio norte ha disminuido (véase la figura RRP.3). En el período 1967-2012, dicha extensión disminuyó en un 1,6 [0,8 a 2,4]% por decenio, en los meses de marzo y abril, y un 11,7 [8,8 a 14,6]% por decenio en junio, y no registró ningún aumento estadísticamente significativo en ningún mes. {4.5}
- Existe un *nivel de confianza alto* en cuanto a que las temperaturas del permafrost han aumentado en la mayoría de las regiones desde principios de la década de 1980. El calentamiento observado fue de hasta 3 °C en partes del norte de Alaska (de principios de la década de 1980 a mediados de la década de 2000) y hasta 2 °C en partes del norte de la Rusia europea (de 1971 a 2010). En esta región se ha observado una reducción considerable del grosor y la extensión en superficie del permafrost durante el período de 1975 a 2005 (*nivel de confianza medio*). {4.7}
- Diversas líneas de evidencia indican que, desde mediados del siglo XX, ha habido un calentamiento considerable del Ártico. {recuadro 5.1, 10.3}

⁸ Todas las referencias a la "pérdida de hielo" o "pérdida de masa" indican pérdida neta de hielo, es decir, acumulación menos hielo derretido e icebergs desprendidos.

⁹ Por motivos metodológicos, en esta evaluación de la pérdida de hielo de los mantos de hielo de la Antártida y de Groenlandia se tiene en cuenta el cambio en los glaciares de la periferia. Por tanto, esos glaciares periféricos se excluyen de los valores dados para los glaciares.

¹⁰ 100 Gt año⁻¹ de pérdida de hielo equivale a aproximadamente 0,28 mm año⁻¹ de la elevación media mundial del nivel del mar.

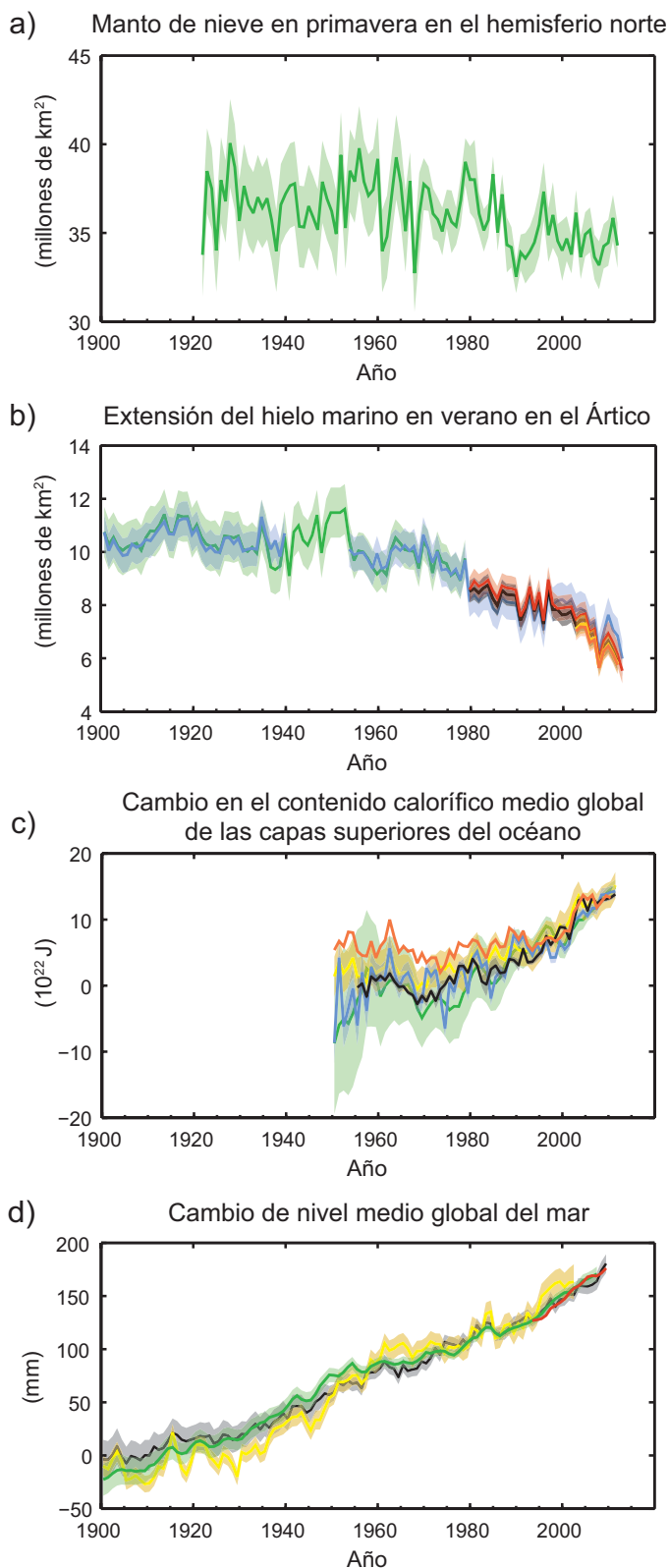


Figura RRP.3 | Distintos indicadores observados de un clima mundial cambiante: a) promedio de la extensión del manto de nieve del hemisferio norte en marzo-abril (primavera); b) promedio de la extensión del hielo marino del Ártico en julio-agosto-septiembre (verano); c) cambio en el contenido calorífico medio global de las capas superiores del océano (0-700 m), ajustado al período 2006-2010, y en relación con el promedio de todos los conjuntos de datos correspondientes a 1970; d) nivel medio global del mar con respecto al promedio del conjunto de datos de más larga duración entre 1900 y 1905, y con todos los conjuntos de datos alineados para tener el mismo valor en 1993, primer año de datos de altimetría por satélite. Todas las series temporales (líneas de color que indican los diferentes conjuntos de datos) muestran valores anuales, y, en los casos en que se han evaluado, las incertidumbres se indican mediante sombreado de color. Véase el material complementario del Resumen técnico para obtener una lista de los conjuntos de datos. {figuras 3.2, 3.13, 4.19 y 4.3; PF 2.1, figura 2; figura RT.1}

B.4 El nivel del mar

Desde mediados del siglo XIX, el ritmo de la elevación del nivel del mar ha sido superior a la media de los dos milenios anteriores (*nivel de confianza alto*). Durante el período 1901-2010, el nivel medio global del mar se elevó 0,19 [0,17 a 0,21] m (véase la figura RRP.3). {3.7, 5.6, 13.2}

- Los datos indirectos e instrumentales del nivel del mar indican que, entre finales del siglo XIX y principios del siglo XX, se produjo una transición de las tasas medias de elevación relativamente bajas registradas en los últimos dos milenios a unas tasas más altas (*nivel de confianza alto*). Es *probable* que la tasa de elevación media mundial del nivel del mar haya seguido aumentando desde principios del siglo XX. {3.7, 5.6, 13.2}
- Es *muy probable* que la tasa media de elevación promediada mundial del nivel del mar haya sido de 1,7 [1,5 a 1,9] mm año⁻¹, entre 1901 y 2010, de 2,0 [1,7 a 2,3] mm año⁻¹, entre 1971 y 2010, y de 3,2 [2,8 a 3,6] mm año⁻¹, entre 1993 y 2010. Los datos recogidos con mareógrafos y altímetros satelitales coinciden en que en este último período la tasa fue más alta. Es *probable* que también se registraran tasas altas entre 1920 y 1950. {3.7}
- Desde principios de la década de 1970, la combinación de la pérdida de masa de los glaciares y la expansión térmica del océano provocada por el calentamiento dan razón de aproximadamente el 75% de la elevación observada del nivel medio global del mar (*nivel de confianza alto*). Durante el período 1993-2010, la elevación media mundial del nivel del mar coincide, con un *nivel de confianza alto*, con la suma de las contribuciones observadas de la expansión térmica del océano debida al calentamiento (1,1 [0,8 a 1,4] mm año⁻¹), y de los cambios en los glaciares (0,76 [0,39 a 1,13] mm año⁻¹), el manto de hielo de Groenlandia (0,33 [0,25 a 0,41] mm año⁻¹), el manto de hielo de la Antártida (0,27 [0,16 a 0,38] mm año⁻¹) y el almacenamiento terrestre de agua (0,38 [0,26 a 0,49] mm año⁻¹). Estas contribuciones suman 2,8 [2,3 a 3,4] mm año⁻¹. {13.3}
- Existe un *nivel de confianza muy alto* en cuanto a que, en el último período interglacial (que se remonta a entre 129 000 y 116 000 años), durante varios miles de años el nivel medio global máximo del mar estuvo por lo menos 5 m por encima del actual; y un *nivel de confianza alto* en que no estuvo más de 10 m por encima de ese nivel. Durante el último período interglacial, es *muy probable* que el manto de hielo de Groenlandia haya contribuido a la elevación media mundial del nivel del mar, entre 1,4 y 4,3 m, lo que implica, con un *nivel de confianza medio*, que el manto de hielo de la Antártida también pudo haber contribuido a esa elevación. Ese cambio de nivel del mar se produjo en el contexto de un forzamiento orbital diferente y con una temperatura en superficie en las latitudes altas, promediada a lo largo de varios miles de años, por lo menos 2° C más cálida que en la actualidad (*nivel de confianza alto*). {5.3, 5.6}

B.5 El ciclo del carbono y otros ciclos biogeoquímicos

En los últimos 800 000 años, las concentraciones atmosféricas de dióxido de carbono, metano y óxido nitroso han aumentado a niveles sin precedentes. Las concentraciones de dióxido de carbono han aumentado en un 40% desde la era preindustrial debido, en primer lugar, a las emisiones derivadas de los combustibles fósiles y, en segundo lugar, a las emisiones netas derivadas del cambio de uso del suelo. Los océanos han absorbido alrededor del 30% del dióxido de carbono antropógeno emitido, provocando su acidificación (véase la figura RRP.4). {2.2, 3.8, 5.2, 6.2, 6.3}

- Las concentraciones atmosféricas de los gases de efecto invernadero dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄) y óxido nitroso (N₂O) han aumentado desde 1750 debido a la actividad humana. En 2011, las concentraciones de estos gases de efecto invernadero eran de 391 ppm¹¹, 1 803 ppmm y 324 ppmm, respectivamente, valores que excedían los niveles preindustriales en aproximadamente el 40%, el 150% y el 20%, respectivamente. {2.2, 5.2, 6.1, 6.2}
- Las concentraciones de CO₂, CH₄ y N₂O superan hoy considerablemente las concentraciones más altas registradas en los núcleos de hielo correspondientes a los últimos 800 000 años. Existe un *nivel de confianza muy alto* en cuanto a que las tasas promedio de aumento de las concentraciones atmosféricas durante el siglo pasado no han tenido precedentes en los últimos 22 000 años. {5.2, 6.1, 6.2}

¹¹ Las unidades de medida "ppm" (partes por millón) o "ppmm" (partes por mil millones) representan la relación que existe entre el número de moléculas de gas y el número total de moléculas de aire seco. Por ejemplo, "300 ppm" significa que hay 300 moléculas de un gas por cada millón de moléculas de aire seco.

- Las emisiones anuales de CO₂ procedentes de la combustión de combustibles fósiles y la producción de cemento fueron de 8,3 [7,6 a 9,0] GtC¹² año⁻¹, promediadas entre 2002 y 2011 (*nivel de confianza alto*), y de 9,5 [8,7 a 10,3] GtC año⁻¹ en 2011, un 54% por encima del nivel correspondiente a 1990. Las emisiones netas anuales de CO₂ antropógenas producidas por el cambio de uso del suelo fueron, en promedio, de 0,9 [0,1 a 1,7] GtC año⁻¹ durante el período de 2002 a 2011 (*nivel de confianza medio*). {6.3}
- De 1750 a 2011, las emisiones de CO₂ procedentes de la combustión de combustibles fósiles y la producción de cemento liberaron 375 [345 a 405] GtC a la atmósfera, y se estima que la deforestación y otros cambios de uso del suelo han liberado 180 [100 a 260] GtC. Esto genera unas emisiones antropógenas acumuladas de 555 [470 a 640] GtC. {6.3}
- De esas emisiones de CO₂ antropógenas acumuladas, se han acumulado 240 [230 a 250] GtC en la atmósfera, 155 [125 a 185] GtC han sido incorporadas al océano y 160 [70 a 250] GtC se han acumulado en ecosistemas terrestres naturales (esto es, el sumidero terrestre residual acumulado). {figura RT.4, 3.8, 6.3}
- La acidificación del océano se cuantifica mediante la disminución del pH¹³. El pH del agua del océano superficial ha disminuido en 0,1 desde el comienzo de la era industrial (*nivel de confianza alto*), lo que corresponde a un aumento del 26% en la concentración de iones de hidrógeno (véase la figura RRP.4). {3.8, recuadro 3.2}

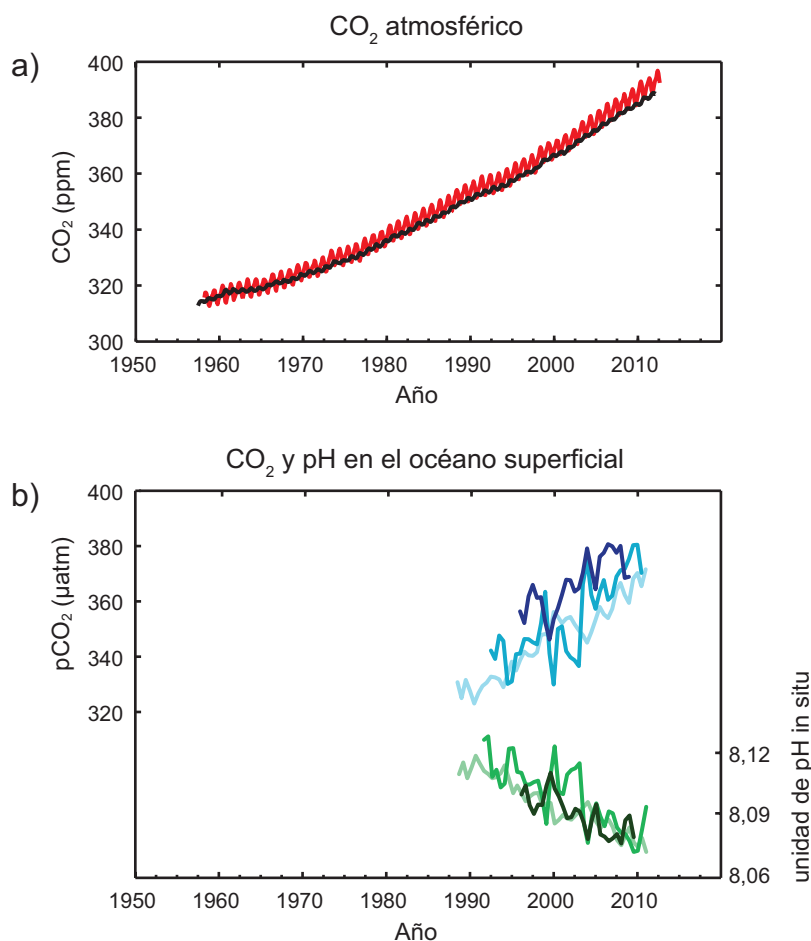


Figura RRP.4 | Distintos indicadores observados de un ciclo del carbono mundial cambiante: a) concentraciones atmosféricas de dióxido de carbono (CO₂) en Mauna Loa (19°32 N, 155°34 W, en rojo) y en el Polo Sur (89°59 S, 24°48 W, en negro), desde 1958; b) presión parcial de CO₂ disuelto en el océano superficial (líneas azules) y pH in situ (líneas verdes), medición de la acidez del agua del océano. Las mediciones proceden de tres estaciones situadas en los océanos Atlántico (29°10 N, 15°30 W, azul oscuro/verde oscuro; 31°40 N, 64°10 W, azul/verde) y Pacífico (22°45 N, 158°00 W, celeste/verde claro). Se puede obtener más información de los conjuntos de datos expuestos en esta figura en el informe de base y en el material complementario del Resumen técnico. {figuras 2.1 y 3.18; figura RT.5}

¹² 1 gigatonelada de carbono = 1 GtC = 10¹⁵ gramos de carbono; equivalente a 3,667 GtCO₂.

¹³ El pH es una medida de la acidez que utiliza una escala logarítmica: una disminución del pH de 1 unidad corresponde a un aumento 10 veces mayor en la concentración de iones de hidrógeno, o lo que es lo mismo, en la acidez.

C. Impulsores del cambio climático

Las sustancias y los procesos naturales y antropógenos que alteran el balance energético de la Tierra son impulsores del cambio climático. El forzamiento radiativo¹⁴ permite cuantificar las modificaciones en los flujos de energía provocados por los cambios producidos en estos impulsores en 2011, en relación con 1750, a menos que se indique otra cosa. Cuando el forzamiento radiativo es positivo, se produce un calentamiento en superficie, y cuando es negativo, un enfriamiento. El forzamiento radiativo se calcula a partir de observaciones obtenidas in situ y por teledetección de las propiedades de los gases de efecto invernadero y los aerosoles y de estimaciones que utilizan modelos numéricos para representar los procesos observados. Algunos de los compuestos emitidos afectan a la concentración atmosférica de otras sustancias. El forzamiento radiativo puede señalarse mediante cambios en la concentración de cada sustancia¹⁵, o también puede señalarse por la emisión de un componente, lo que ofrece una relación más directa con la actividad humana. Este incluye las contribuciones de todas las sustancias afectadas por esa emisión. El forzamiento radiativo antropógeno total de los dos métodos es idéntico cuando se consideran todos los impulsores. Aunque en este Resumen para responsables de políticas se utilizan ambos métodos, se tiene en cuenta principalmente el forzamiento radiativo basado en las emisiones.

El forzamiento radiativo total es positivo y ha dado lugar a la absorción de energía por el sistema climático. La principal contribución al forzamiento radiativo total proviene del aumento en la concentración de CO₂ en la atmósfera que se viene produciendo desde 1750 (véase la figura RRP.5). {3.2, recuadro 3.1, 8.3, 8.5}

- El forzamiento radiativo antropógeno total de 2011, en relación con 1750, es de 2,29 [1,13 a 3,33] W m⁻² (véase la figura RRP.5), y ha aumentado más rápidamente desde 1970 que en decenios anteriores. La mejor estimación del forzamiento radiativo antropógeno total de 2011 es un 43% superior al previsto en el Cuarto Informe de Evaluación para el año 2005. Esto es debido a una combinación del crecimiento continuado en la mayoría de las concentraciones de gases de efecto invernadero y a estimaciones más precisas del forzamiento radiativo por aerosoles, que indican un efecto de enfriamiento neto más débil (forzamiento radiativo negativo). {8.5}
- El forzamiento radiativo provocado por las emisiones de gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados (CO₂, CH₄, N₂O y halocarbonos) de 2011, en relación con 1750, es de 3,00 [2,22 a 3,78] W m⁻² (véase la figura RRP.5). El forzamiento radiativo derivado de cambios en las concentraciones de estos gases es de 2,83 [2,26 a 3,40] W m⁻². {8.5}
- Solo las emisiones de CO₂ han causado un forzamiento radiativo de 1,68 [1,33 a 2,03] W m⁻² (véase la figura RRP.5). Si se incluyen las emisiones de otros gases que contienen carbono, que también contribuyen al aumento de las concentraciones de CO₂, el forzamiento radiativo del CO₂ es de 1,82 [1,46 a 2,18] W m⁻². {8.3, 8.5}
- Solo las emisiones de CH₄ han causado un forzamiento radiativo de 0,97 [0,74 a 1,20] W m⁻² (véase la figura RRP.5), valor muy superior a la estimación basada en la concentración de 0,48 [0,38 a 0,58] W m⁻² (invariable desde el Cuarto Informe de Evaluación). Esta diferencia en las estimaciones se debe a los cambios en las concentraciones de ozono y al vapor de agua en la estratosfera, provocados por las emisiones de CH₄ y otros gases que afectan indirectamente a la concentración de CH₄. {8.3, 8.5}
- Las emisiones de halocarbonos que agotan el ozono estratosférico han provocado un forzamiento radiativo positivo neto de 0,18 [0,01 a 0,35] W m⁻² (véase la figura RRP.5). El propio forzamiento radiativo positivo de estas emisiones es superior al forzamiento radiativo negativo derivado del agotamiento del ozono que han inducido. El forzamiento radiativo positivo, provocado por la suma de todos los halocarbonos, es similar al valor registrado en el Cuarto Informe de Evaluación, con una reducción del forzamiento radiativo provocado por los clorofluorocarbonos (CFC), pero con aumentos derivados de muchos de sus sustitutos. {8.3, 8.5}
- Las emisiones de gases de corta vida contribuyen al total del forzamiento radiativo antropógeno. Es *prácticamente seguro* que las emisiones de monóxido de carbono (CO) hayan inducido un forzamiento radiativo positivo, mientras que es *probable* que las emisiones de óxidos de nitrógeno (NO_x) hayan inducido un forzamiento radiativo negativo neto (véase la figura RRP.5). {8.3, 8.5}

¹⁴ La potencia de los impulsores se cuantifica como forzamiento radiativo en unidades de vatios por metro cuadrado (W m⁻²), como figura en anteriores evaluaciones del IPCC. El forzamiento radiativo es el cambio en el flujo de energía causado por un impulsor y se calcula en la tropopausa o en la parte superior de la atmósfera. En el concepto tradicional de forzamiento radiativo empleado en los anteriores informes del IPCC, todas las condiciones en superficie y en la troposfera permanecen invariables. En los cálculos del presente informe del forzamiento radiativo para los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados y los aerosoles, se permite que las variables físicas, salvo el hielo oceánico y marino, respondan a las perturbaciones con ajustes rápidos. El forzamiento resultante se denomina, en el informe de base, forzamiento radiativo efectivo. Con este cambio se refleja el progreso científico respecto de anteriores evaluaciones y se ofrece así una mejor indicación de la respuesta final de la temperatura para estos impulsores. En cuanto a los impulsores distintos de los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados y los aerosoles, los ajustes rápidos están menos caracterizados y se supone que son reducidos, por lo que se utiliza el forzamiento radiativo tradicional. {8.1}

¹⁵ Este método se utilizó para señalar el forzamiento radiativo en el Resumen para responsables de políticas del Cuarto Informe de Evaluación.

- El forzamiento radiativo por el efecto total de los aerosoles en la atmósfera, que incluye los ajustes de nube debidos a aerosoles, es de $-0,9$ $[-1,9$ a $-0,1]$ $W m^{-2}$ (*nivel de confianza medio*), y es el resultado del forzamiento negativo provocado por la mayoría de los aerosoles y de la contribución positiva del carbono negro por su absorción de la radiación solar. Existe un *nivel de confianza alto* en cuanto a que los aerosoles y sus interacciones con las nubes han compensado, en una proporción considerable, el forzamiento medio global provocado por los gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados, que continúan generando la mayor incertidumbre en la estimación total del forzamiento radiativo. {7.5, 8.3, 8.5}
- El forzamiento provocado por aerosoles volcánicos estratosféricos puede tener un gran impacto en el clima durante los años posteriores a las erupciones volcánicas. Varias erupciones de pequeña intensidad han causado, en el período 2008-2011, un forzamiento radiativo de $-0,11$ $[-0,15$ a $-0,08]$ $W m^{-2}$, valor que prácticamente duplica los valores registrados entre 1999 y 2002. {8.4}
- Se estima que el forzamiento radiativo provocado por los cambios en la irradiación solar es de $0,05$ $[0,00$ a $0,10]$ $W m^{-2}$ (véase la figura RRP.5). Las observaciones satelitales de los cambios en la irradiación solar total de 1978 a 2011 indican que el último mínimo solar fue inferior a los dos anteriores, lo que se traduce en un forzamiento radiativo de $-0,04$ $[-0,08$ a $0,00]$ $W m^{-2}$ entre el mínimo más reciente de 2008 y el mínimo de 1986. {8.4}
- Durante todo el siglo pasado, el forzamiento radiativo natural total provocado por los cambios en la irradiación solar y los aerosoles volcánicos estratosféricos contribuyó poco al forzamiento radiativo neto, excepto en breves períodos posteriores a grandes erupciones volcánicas. {8.5}

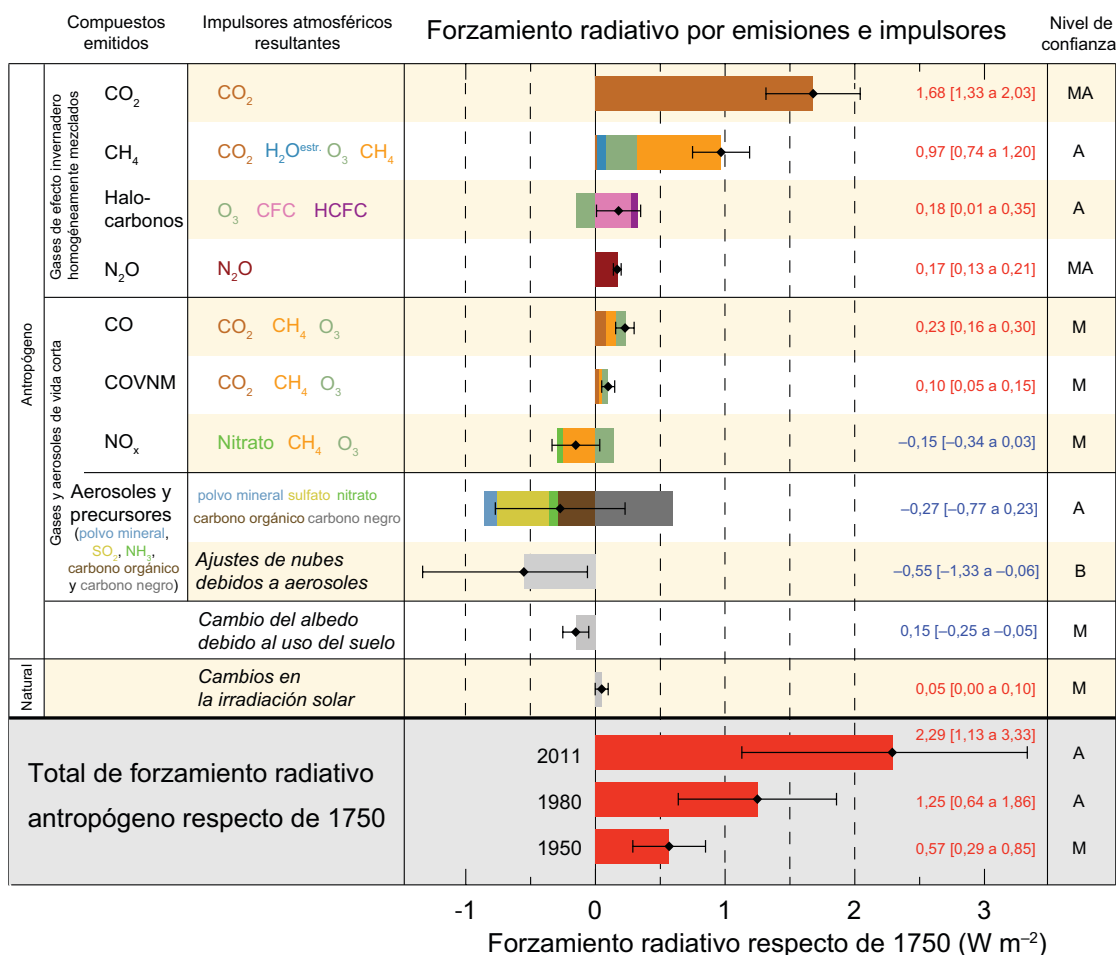


Figura RRP.5 | Estimaciones de forzamiento radiativo en 2011 respecto de 1750, e incertidumbres agregadas de los principales impulsores del cambio climático. Los valores son el forzamiento radiativo medio global¹⁴, dividido de acuerdo con los compuestos emitidos o procesos que resultan en una combinación de impulsores. Las mejores estimaciones del forzamiento radiativo neto se indican mediante rombos negros con los correspondientes intervalos de incertidumbre; los valores numéricos se indican a la derecha de la figura, junto con el nivel de confianza en el forzamiento neto (MA: *muy alto*, A: *alto*, M: *medio*, B: *bajo*, MB: *muy bajo*). El forzamiento por albedo, debido al carbono negro sobre la nieve y el hielo, se incluye en la barra de aerosoles de carbono negro. No se muestran los forzamientos pequeños por estelas de condensación ($0,05 W m^{-2}$, incluidos los cirrus originados por estelas de condensación) y los hidrofluorocarbonos (HFC), los perfluorocarbonos (PFC) y el hexafluoruro de azufre (SF₆) (total de $0,03 W m^{-2}$). Los forzamientos radiativos correspondientes a las distintas concentraciones de gases se pueden obtener sumando las barras del mismo color. El forzamiento volcánico no se incluye, ya que su carácter episódico hace difícil la comparación con otros mecanismos de forzamiento. Se proporciona el forzamiento radiativo antropógeno total para tres años diferentes, en relación con 1750. Para más detalles técnicos, incluidos los rangos de incertidumbre asociados a los componentes y procesos individuales, véase el material complementario del Resumen técnico. {8.5; figuras 8.14 a 8.18; figuras RT.6 y RT.7}

D. Comprensión del sistema climático y sus cambios recientes

La comprensión de los cambios recientes en el sistema climático es el resultado de la combinación de observaciones, estudios de los procesos de retroalimentación y simulaciones de modelos. La evaluación de la capacidad de los modelos climáticos para simular los cambios recientes exige el análisis del estado de todos los componentes del sistema climático de los modelos, al comienzo de la simulación y del forzamiento antropógeno y natural utilizado para propulsar los modelos. Gracias a la mayor extensión y minuciosidad de las observaciones y a la mejora de los modelos climáticos en la actualidad, es posible atribuir a la contribución humana los cambios detectados en más componentes del sistema climático que en el Cuarto Informe de Evaluación.

La influencia humana en el sistema climático es clara. Es evidente a tenor de las crecientes concentraciones de gases de efecto invernadero en la atmósfera, el forzamiento radiativo positivo y el calentamiento observado, y gracias a la comprensión del sistema climático. {2-14}

D.1 Evaluación de los modelos climáticos

Los modelos climáticos han mejorado desde el Cuarto Informe de Evaluación. Los modelos reproducen patrones y tendencias de la temperatura en superficie a escala continental observados a lo largo de muchos decenios, en particular el calentamiento más rápido producido desde mediados del siglo XX y el enfriamiento que se produce inmediatamente tras las grandes erupciones volcánicas (nivel de confianza muy alto). {9.4, 9.6, 9.8}

- Las simulaciones de modelos climáticos a largo plazo muestran una tendencia en la temperatura media global en superficie, entre 1951 y 2012, que coincide con la tendencia observada (*nivel de confianza muy alto*). Sin embargo, existen diferencias entre las tendencias de las simulaciones y las observadas a lo largo de períodos cortos de 10 a 15 años (por ejemplo, de 1998 a 2012). {9.4, recuadro 9.2}
- La reducción observada en la tendencia del calentamiento en superficie durante el período 1998-2012, en comparación con el período 1951-2012, se debe en casi igual proporción a la tendencia decreciente del forzamiento radiativo y al enfriamiento al que contribuye la variabilidad interna natural, que comprende una posible redistribución de calor dentro del océano (*nivel de confianza medio*). La tendencia decreciente en el forzamiento radiativo se debe principalmente a erupciones volcánicas y a la fase descendente en que se encuentra el ciclo solar de 11 años. Sin embargo, existe un *nivel de confianza bajo* en la cuantificación de la función desempeñada por los cambios en el forzamiento radiativo para causar la tendencia decreciente de calentamiento. Existe un *nivel de confianza medio* en cuanto a que la variabilidad decenal interna natural provoca de manera significativa la diferencia entre las observaciones y las simulaciones, en las que no está previsto reproducir la cronología de la variabilidad interna natural. Asimismo, puede haber una contribución derivada de deficiencias de forzamiento y, en algunos modelos, una sobrestimación de la respuesta al aumento de los gases de efecto invernadero y otros forzamientos antropógenos (predominantemente por los efectos de los aerosoles). {9.4, recuadro 9.2, 10.3, recuadro 10.2, 11.3}
- A escala regional, la confianza en la capacidad de los modelos para simular la temperatura en superficie es menor que a escalas mayores. Sin embargo, existe un *nivel de confianza alto* en cuanto a que la temperatura en superficie a escala regional se simula mejor que cuando se elaboró el Cuarto Informe de Evaluación. {9.4, 9.6}
- Ha habido progresos notables en la evaluación de los fenómenos meteorológicos y climáticos extremos desde el Cuarto Informe de Evaluación. Las tendencias del promedio global en la frecuencia de días y noches extremadamente cálidos y fríos de las simulaciones, durante la segunda mitad del siglo XX, son generalmente coherentes con las observaciones. {9.5}
- Ha habido mejoras en la simulación de los patrones a escala continental de las precipitaciones desde el Cuarto Informe de Evaluación. A escala regional, las simulaciones de las precipitaciones no ofrecen tan buenos resultados, y la evaluación se ve dificultada por las incertidumbres relativas a las observaciones. {9.4, 9.6}
- Actualmente, los modelos reproducen mejor algunos fenómenos climáticos importantes. Existe un *nivel de confianza alto* en que las estadísticas de los monzones y de El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), basadas en simulaciones de modelos múltiples, han mejorado desde el Cuarto Informe de Evaluación. {9.5}

- Los modelos climáticos incluyen en la actualidad más procesos de nubes y aerosoles, así como sus interacciones, que cuando se elaboró el Cuarto Informe de Evaluación, pero sigue existiendo un *nivel de confianza bajo* en la representación y cuantificación de estos procesos mediante modelos. {7.3, 7.6, 9.4, 9.7}
- Existen evidencias sólidas de la tendencia decreciente de la extensión estival del hielo marino del Ártico desde 1979 y ahora hay más modelos que la reproducen que cuando se elaboró el Cuarto Informe de Evaluación. Una cuarta parte de los modelos muestra una tendencia igual o mayor que la mostrada por las observaciones, y la mayoría simulan una leve tendencia decreciente en la extensión del hielo marino del Antártico, aunque con una gran dispersión entre los modelos, en contraste con la reducida tendencia creciente observada. {9.4}
- Muchos modelos reproducen los cambios observados en el contenido de calor de la capa superior del océano (0-700 m) de 1961 a 2005 (*nivel de confianza alto*), consiguiendo que la serie temporal promediada de modelos múltiples se sitúe dentro del rango de las estimaciones de observación disponibles para la mayor parte del período. {9.4}
- Los modelos climáticos que incluyen el ciclo del carbono (modelos del sistema Tierra) simulan el patrón global de los flujos de CO₂ océano-atmósfera, con emisión de gases en los trópicos y absorción en las latitudes medias y altas. En la mayoría de estos modelos, el tamaño de los sumideros de carbono terrestres y oceánicos de las simulaciones está dentro del rango de las estimaciones de observación de finales del siglo XX. {9.4}

D.2 Cuantificación de las respuestas del sistema climático

Los estudios basados en observaciones y modelos de cambio de temperaturas, retroalimentaciones climáticas y modificaciones del balance energético de la Tierra combinados generan confianza sobre la magnitud del calentamiento mundial como respuesta al forzamiento pasado y futuro. {recuadro 12.2, recuadro 13.1}

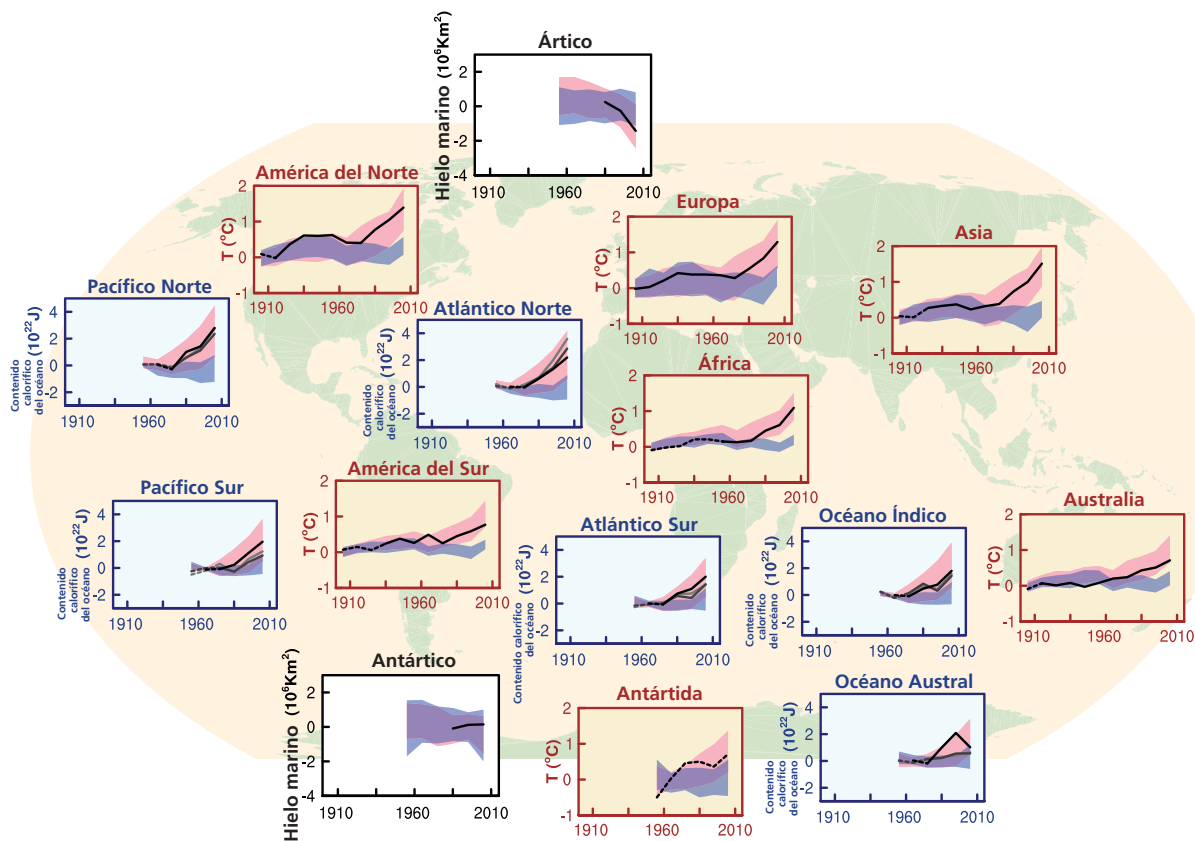
- Es *sumamente probable* que la retroalimentación neta provocada por el efecto combinado de los cambios en el vapor de agua y las diferencias entre el calentamiento de la atmósfera y en superficie sea positiva, y que, por lo tanto, amplifique los cambios en el clima. Asimismo, es *probable* que la retroalimentación radiativa neta debida a todos los tipos de nubes combinados sea positiva. La incertidumbre sobre el signo y la magnitud de la retroalimentación de nube se debe principalmente a las dudas que persisten sobre el impacto del calentamiento en las nubes bajas. {7.2}
- La sensibilidad climática en equilibrio cuantifica la respuesta del sistema climático al forzamiento radiativo constante en escalas temporales que abarcan varios siglos. Se define como el cambio en la temperatura media global en superficie en equilibrio causado cuando se duplica la concentración atmosférica de CO₂. Es *probable* que exista sensibilidad climática en equilibrio en el rango de 1,5 °C a 4,5 °C (*nivel de confianza alto*), *sumamente improbable* por debajo de 1 °C (*nivel de confianza alto*), y *muy improbable* por encima de 6 °C (*nivel de confianza medio*)¹⁶. El límite inferior de temperatura del rango probable resultante de la evaluación es, por lo tanto, inferior a los 2 °C señalado en el Cuarto Informe de Evaluación, pero el límite superior es el mismo. Esta evaluación refleja que se ha mejorado la comprensión, que se ha ampliado el registro de temperaturas en la atmósfera y el océano y que existen nuevas estimaciones del forzamiento radiativo. {ETE.6 del RT, figura 1; recuadro 12.2}
- La velocidad y la magnitud del cambio climático mundial están determinadas por el forzamiento radiativo, las retroalimentaciones climáticas y el almacenamiento de energía por el sistema climático. Las estimaciones de estas cantidades para los últimos decenios son coherentes con la evaluación del rango *probable* de la sensibilidad climática en equilibrio para las incertidumbres en el marco de la evaluación, lo que brinda una evidencia sólida de nuestra comprensión del cambio climático antropógeno. {recuadro 12.2, recuadro 13.1}
- La respuesta climática transitoria cuantifica la respuesta del sistema climático a un creciente forzamiento radiativo en una escala temporal de decenios a siglos. Se define como el cambio en la temperatura media global en superficie en el momento en que la concentración atmosférica de CO₂ se ha duplicado en un escenario de aumento de la concentración de un 1% anual. Es *probable* que la respuesta climática transitoria esté en el rango de 1,0 °C a 2,5 °C (*nivel de confianza alto*), y es *sumamente improbable* que supere los 3 °C. {recuadro 12.2}

- Una magnitud relacionada es la respuesta climática transitoria a las emisiones de CO₂ acumuladas (véase la sección E.8), que se define como el cambio en la temperatura media global en superficie por cada 1 000 GtC emitidas a la atmósfera. Es *probable* que la respuesta transitoria del clima a las emisiones de CO₂ acumuladas esté en el rango de 0,8 °C a 2,5 °C por cada 1 000 GtC, aplicable para las emisiones acumuladas hasta aproximadamente 2 000 GtC hasta el momento en que se alcanzan temperaturas máximas (véase la figura RRP.10). {12.5, recuadro 12.2}
- A los fines de comparar las contribuciones al cambio climático de las emisiones de diferentes sustancias pueden utilizarse varias métricas. La métrica y el horizonte temporal más apropiados dependerán de los aspectos del cambio climático que se consideren más importantes para una aplicación en particular. No existe ninguna métrica que permita comparar con precisión todos los efectos provocados por las diferentes emisiones, y todos tienen limitaciones e incertidumbres. El potencial de calentamiento global se calcula a partir del forzamiento radiativo acumulado en un horizonte temporal determinado, y el potencial de cambio en la temperatura global está basado en el cambio en la temperatura media global en superficie en un momento concreto en el tiempo. En el informe de base pueden consultarse los valores actualizados. {8.7}

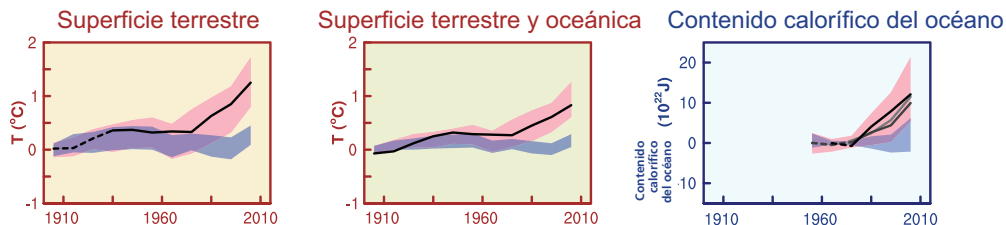
D.3 Detección y atribución del cambio climático

Se ha detectado la influencia humana en el calentamiento de la atmósfera y el océano, en alteraciones en el ciclo global del agua, en reducciones de la cantidad de nieve y hielo, en la elevación media mundial del nivel del mar y en cambios en algunos fenómenos climáticos extremos (véase la figura RRP.6 y el cuadro RRP.1). Esta evidencia de la influencia humana es mayor desde que se elaborara el Cuarto Informe de Evaluación. Es *sumamente probable* que la influencia humana haya sido la causa dominante del calentamiento observado desde mediados del siglo XX. {10.3–10.6, 10.9}

- Es *sumamente probable* que más de la mitad del aumento observado en la temperatura media global en superficie en el período de 1951 a 2010 haya sido causado por la combinación del incremento de las concentraciones de gases de efecto invernadero antropógenos y de otros forzamientos antropógenos. De acuerdo con las mejores estimaciones, la contribución de la actividad humana al calentamiento es similar al calentamiento observado durante el mencionado período. {10.3}
- Es *probable* que los gases de efecto invernadero hayan contribuido al calentamiento medio global en superficie en un rango de 0,5 °C a 1,3 °C durante el período de 1951 a 2010, siendo probable que las contribuciones de otros forzamientos antropógenos, incluido el efecto refrigerante de los aerosoles, se sitúen en un rango de entre –0,6 °C y 0,1 °C. Es *probable* que la contribución de los forzamientos naturales se sitúe en un rango de –0,1 °C a 0,1 °C, y asimismo es *probable* que la variabilidad interna natural se sitúe en un rango de –0,1 °C a 0,1 °C. En conjunto, la evaluación de esas contribuciones es coherente con el calentamiento observado de aproximadamente entre 0,6 °C y 0,7 °C a lo largo del mencionado período. {10.3}
- Es *probable* que en todas las regiones continentales, excepto la Antártida, los forzamientos antropógenos hayan contribuido considerablemente a los aumentos de la temperatura en superficie desde mediados del siglo XX (véase la figura RRP.6). En el caso de la Antártida, debido a la gran incertidumbre relativa a las observaciones, existe un *nivel de confianza bajo* en cuanto a que los forzamientos antropógenos hayan contribuido al calentamiento observado promediado en las estaciones disponibles. Es *probable* que se haya realizado una contribución antropógena al calentamiento muy sustancial del Ártico observado desde mediados del siglo XX. {2.4, 10.3}
- Es *muy probable* que la influencia antropógena, sobre todo de los gases de efecto invernadero y el agotamiento del ozono estratosférico, haya dado lugar a un patrón observado detectable del calentamiento troposférico y al correspondiente enfriamiento en la estratosfera inferior desde 1961. {2.4, 9.4, 10.3}
- Es *muy probable* que los forzamientos antropógenos hayan contribuido significativamente a aumentos en el contenido global de calor en la capa superior del océano (0-700 m), observado desde la década de 1970 (véase la figura RRP.6). Existen evidencias de la influencia humana en algunas cuencas oceánicas particulares. {3.2, 10.4}
- Es *probable* que las influencias antropógenas hayan afectado al ciclo global del agua desde 1960, influencias que han contribuido a los aumentos observados en el contenido de humedad en la atmósfera (*nivel de confianza medio*), a los cambios a escala global en los patrones de precipitación en la superficie terrestre (*nivel de confianza medio*), a la intensificación de precipitaciones fuertes sobre regiones continentales donde se dispone de suficientes datos (*nivel de confianza medio*), y a cambios en la salinidad del océano en su capa superficial y por debajo de ella (*muy probable*). {2.5, 2.6, 3.3, 7.6, 10.3, 10.4}



Promedios globales



Observaciones
 Modelos que utilizan solo forzamientos naturales
 Modelos que utilizan forzamientos naturales y antropógenos

Figura RRP.6 | Comparación del cambio climático observado y simulado, basada en tres indicadores a gran escala en la atmósfera, la criosfera y el océano: cambio en las temperaturas del aire en la superficie terrestre continental (gráficos amarillos), extensión del hielo marino en septiembre en el Ártico y el Antártico (gráficos blancos) y contenido calorífico en las capas superiores del océano de las principales cuencas oceánicas (gráficos azules). También se muestran los cambios en el promedio global. Las anomalías se describen en relación con el período 1880-1919, por lo que respecta a las temperaturas en superficie, con el período 1960-1980, por lo que se refiere al contenido calorífico del océano, y con el período 1979-1999, por lo que respecta al hielo marino. Todas las series temporales se componen de promedios decenales, representados en la mitad del decenio. En los gráficos de temperaturas, las observaciones se señalan con líneas discontinuas cuando la cobertura espacial de las regiones examinadas es inferior al 50%. En los gráficos relativos al contenido calorífico del océano y de hielo marino, la línea continua muestra las zonas donde la cobertura de datos es buena y de mayor calidad y la línea discontinua muestra las zonas donde la cobertura de datos solo es suficiente, en las que, por lo tanto, la incertidumbre es mayor. Los resultados de los modelos mostrados representan gamas de conjuntos para varios modelos de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5), con bandas sombreadas que muestran unos intervalos de confianza de entre el 5% y el 95%. Para más detalles técnicos, incluidas las definiciones de las regiones, véase el material complementario del Resumen técnico. {figura 10.21; figura RT.12}

- Desde el Informe especial sobre la gestión de los riesgos de fenómenos meteorológicos extremos y desastres para mejorar la adaptación al cambio climático se han seguido reforzando las evidencias de la influencia humana en las temperaturas extremas. Ahora es *muy probable* que la influencia humana haya contribuido a los cambios a escala global observados en la frecuencia e intensidad de las temperaturas extremas diarias desde mediados del siglo XX, y es *probable* que la influencia humana haya duplicado con creces la probabilidad de ocurrencia de olas de calor en algunas localidades (véase el cuadro RRP.1). {10.6}
- Es *muy probable* que la influencia antropógena haya contribuido a la pérdida de hielo en el mar Ártico desde 1979. Existe un *nivel de confianza bajo* en relación con el conocimiento científico acerca del ligero aumento observado en la extensión del hielo marino de la Antártida, debido a explicaciones científicas incompletas y contradictorias en relación con las causas de cambio; así como un *nivel de confianza bajo* en las estimaciones de la variabilidad interna natural en esa región (véase la figura RRP.6). {10.5}
- Es *probable* que la influencia antropógena haya contribuido al retroceso de los glaciares desde la década de 1960 y a una mayor pérdida de masa superficial del manto de hielo de Groenlandia desde 1993. Debido al bajo nivel de conocimiento científico, existe un *nivel de confianza bajo* en las causas atribuidas para la pérdida de masa observada del manto de hielo en la Antártida en los últimos dos decenios. {4.3, 10.5}
- Es *probable* que, desde 1970, haya habido una contribución antropógena a las reducciones observadas en el manto de nieve en primavera en el hemisferio norte. {10.5}
- Es *muy probable* que la contribución antropógena a la elevación media mundial del nivel del mar haya sido significativa desde la década de 1970, lo cual halla sustento en el *nivel de confianza alto* que se tiene en la influencia antropógena ejercida en las dos mayores contribuciones a la elevación del nivel del mar, a saber, la expansión térmica y la pérdida de masa de los glaciares. {10.4, 10.5, 13.3}
- Existe un nivel de confianza alto en cuanto a que los cambios en la irradiación solar total no han contribuido al aumento en la temperatura media global en superficie en el período 1986-2008, a tenor de lo que indican las mediciones satelitales directas de la irradiación solar total. Existe un *nivel de confianza medio* en cuanto a que el ciclo de variabilidad solar de 11 años influye en las fluctuaciones decenales del clima en algunas regiones. No se ha determinado ninguna relación sólida entre las alteraciones en los rayos cósmicos y la nubosidad. {7.4, 10.3, recuadro 10.2}

E. El cambio climático mundial y regional en el futuro

Las proyecciones de los cambios en el sistema climático se elaboran empleando una jerarquía de modelos climáticos, que van de modelos climáticos sencillos a otros integrales, pasando por modelos de complejidad intermedia, así como modelos del sistema Tierra. Esos modelos simulan cambios basados en un conjunto de escenarios de forzamientos antropógenos. Para las nuevas simulaciones de modelos climáticos, realizadas en el marco de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5) del Programa Mundial de Investigaciones Climáticas, se ha utilizado un nuevo conjunto de escenarios: las trayectorias de concentración representativas (RCP). En todas las RCP, las concentraciones atmosféricas de CO₂ son más elevadas en 2100 respecto de hoy en día, como resultado de un mayor aumento de las emisiones de CO₂ acumuladas en la atmósfera durante el siglo XXI (véase el recuadro RRP.1). A menos que se indique otra cosa, las proyecciones en el presente Resumen para responsables de políticas son para finales del siglo XXI (2081-2100), en comparación con el período 1986-2005. Para situar esas proyecciones en un contexto histórico, es necesario considerar los cambios observados entre los distintos periodos. Sobre la base del conjunto de datos de la temperatura global en superficie más prolongado del que se dispone, el cambio observado entre el promedio del período 1850-1900 y el del período de referencia del Quinto Informe de Evaluación es de 0,61 [0,55 a 0,67] °C. Sin embargo, se ha producido un calentamiento superior al del promedio del período de referencia del Quinto Informe de Evaluación, con lo que esa cifra no da una estimación del calentamiento histórico hasta el momento actual (véase el capítulo 2).

Las emisiones continuas de gases de efecto invernadero causarán un mayor calentamiento y nuevos cambios en todos los componentes del sistema climático. Para contener el cambio climático, será necesario reducir de forma sustancial y sostenida las emisiones de gases de efecto invernadero. {6, 11-14}

- Las proyecciones para los próximos decenios muestran unos patrones espaciales de cambio climático similares a los proyectados para el final del siglo XXI, aunque de menor magnitud. La variabilidad interna natural continuará ejerciendo una importante influencia en el clima, especialmente a corto plazo y a escala regional. A mediados del siglo XXI, las magnitudes de los cambios proyectados variarán considerablemente según el escenario de emisiones elegido (véase el recuadro RRP.1). {11.3, recuadro 11.1, anexo I}

- El cambio climático proyectado sobre la base de las trayectorias de concentración representativas (RCP) es similar al proyectado en el Cuarto Informe de Evaluación, tanto por lo que respecta a los patrones como a la magnitud, una vez consideradas las diferencias de los escenarios. El margen de variación de las proyecciones para las RCP altas es más reducido que para los escenarios comparables utilizados en el Cuarto Informe de Evaluación, porque, a diferencia de los escenarios de emisión del Informe especial sobre escenarios de emisiones (IE-EE) utilizados en el Cuarto Informe de Evaluación, las RCP utilizadas en el Quinto Informe de Evaluación se definen como trayectorias de concentración y, por tanto, las incertidumbres asociadas al ciclo del carbono que afectan a las concentraciones de CO₂ en la atmósfera no se consideran en las simulaciones determinadas por la concentración de la CMIP5. Las proyecciones de la elevación del nivel del mar son más completas que en el Cuarto Informe de Evaluación, principalmente debido a la mejora de los modelos en relación con las contribuciones del hielo continental {11.3, 12.3, 12.4, 13.4, 13.5}

E.1 La atmósfera: temperaturas

Es probable que, para fines del siglo XXI, la temperatura global en superficie sea superior en 1,5 °C a la del período entre 1850 y 1900 para todos los escenarios considerados de trayectorias de concentración representativas (RCP), excepto para el escenario RCP2,6. Es probable que esa temperatura sea superior en 2 °C para los escenarios RCP6,0 y RCP8,5, y más probable que improbable que sea superior en 2 °C para el escenario RCP4,5. El calentamiento continuará después de 2100 en todos los escenarios RCP, excepto para el RCP2,6. El calentamiento continuará mostrando una variabilidad entre interanual y decenal, y no será uniforme entre las regiones (véanse las figuras RRP.7 y RRP.8). {11.3, 12.3, 12.4, 14.8}

- Es probable que el cambio en la temperatura media global en superficie para el período 2016-2035, en relación con el período 1986-2005, esté en el rango de 0,3° C a 0,7° C (*nivel de confianza medio*). Esa evaluación se basa en varias líneas de evidencia y en el supuesto de que no se producirán erupciones volcánicas importantes ni alteraciones persistentes en la irradiación solar total. En relación con la variabilidad interna natural, se prevé que los aumentos a corto plazo en las temperaturas medias estacionales y anuales serán mayores en los trópicos y subtropicales que en las latitudes medias (*nivel de confianza alto*). {11.3}
- Las proyecciones apuntan a que es probable que el aumento de la temperatura media global en superficie para 2081-2100, en relación con 1986-2005, se sitúe en los rangos derivados de las simulaciones determinadas por la concentración de la CMIP5, esto es, de 0,3 °C a 1,7 °C (RCP2,6), de 1,1 °C a 2,6 °C (RCP4,5), de 1,4 °C a 3,1 °C (RCP6,0), y de 2,6 °C a 4,8 °C (RCP8,5). La región del Ártico se calentará más rápidamente que la media global y el calentamiento medio en las zonas continentales afectará a una mayor extensión que sobre los océanos (*nivel de confianza muy alto*) (véanse las figuras RRP.7 y RRP.8, y el cuadro RRP.2). {12.4, 14.8}
- En relación con el promedio de 1850 a 1900, las proyecciones apuntan a que es probable que, para el final del siglo XXI, la temperatura global en superficie sea superior en 1,5 °C para los escenarios RCP4,5, RCP6,0 y RCP8,5 (*nivel de confianza alto*). Es probable que dicha temperatura sea superior en 2 °C para los escenarios RCP6,0 y RCP8,5 (*nivel de confianza alto*), y más probable que improbable que sea superior en 2 °C para el escenario RCP4,5 (*nivel de confianza alto*), pero es improbable que sea superior en 2 °C para el escenario RCP2,6 (*nivel de confianza medio*). Es improbable que dicha temperatura sea superior en 4 °C para los escenarios RCP2,6, RCP4,5 y RCP6,0 (*nivel de confianza alto*), y es tan probable como improbable que sea superior en 4 °C para el escenario RCP8,5 (*nivel de confianza medio*). {12.4}
- Es prácticamente seguro que se produzcan temperaturas extremas calientes más frecuentes y frías menos frecuentes en la mayoría de las zonas continentales, en escalas temporales diarias y estacionales, conforme vaya aumentando la temperatura media global. Es muy probable que haya olas de calor con mayor frecuencia y más duraderas. Continuarán produciéndose temperaturas frías extremas en invierno de forma ocasional (véase el cuadro RRP.1). {12.4}

E.2 La atmósfera: el ciclo del agua

Los cambios que se producirán en el ciclo global del agua, en respuesta al calentamiento durante el siglo XXI, no serán uniformes. Se acentuará el contraste en las precipitaciones entre las regiones húmedas y secas y entre las estaciones húmedas y secas, si bien podrá haber excepciones regionales (véase la figura RRP.8). {12.4, 14.3}

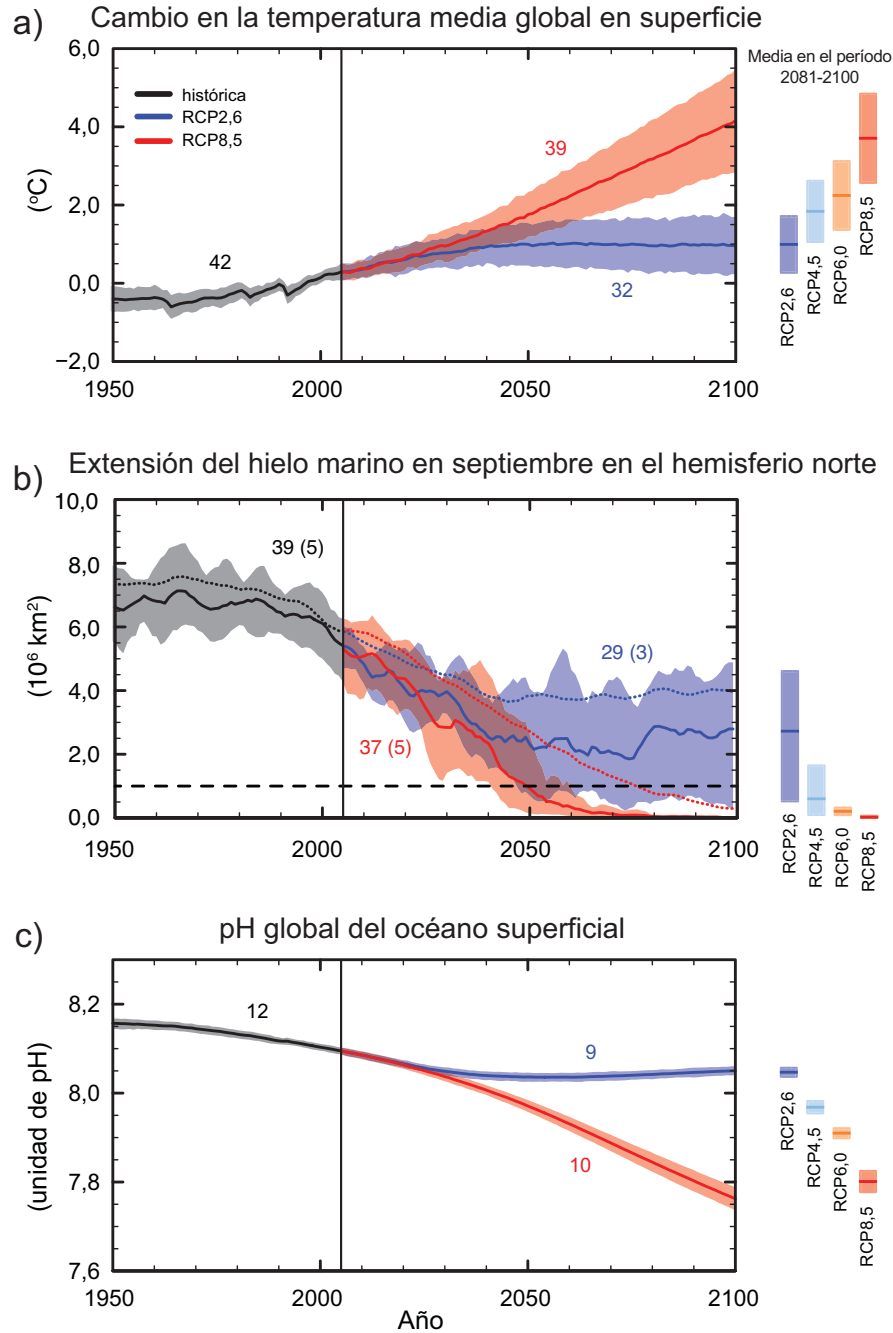


Figura RRP.7 | Series temporales simuladas, basadas en modelos múltiples de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5), entre 1950 y 2100, de: a) el cambio anual en la temperatura media global en superficie respecto de 1986-2005; b) la extensión del hielo marino en septiembre en el hemisferio norte (media móvil quinquenal), y c) el pH medio global del océano superficial. Las series temporales de las proyecciones y la medición de la incertidumbre (sombreado) se muestran en relación con los escenarios RCP2,6 (azul) y RCP8,5 (rojo). El color negro (sombreado gris) representa la evolución histórica en los modelos, utilizando forzamientos históricos reconstruidos. Las incertidumbres medias y asociadas, promediadas entre 2081 y 2100, figuran en todos los escenarios de RCP indicadas con barras verticales de colores. Se indica asimismo el número de modelos de la CMIP5, utilizados para calcular la media de los modelos múltiples. En el caso de la extensión del hielo marino (gráfico b)), se indican (número de modelos entre paréntesis) la media y la incertidumbre de las proyecciones (rango de mínimo a máximo) del subconjunto de modelos que reproducen con mayor fidelidad el estado climatológico medio y la tendencia registrada entre 1979 y 2012 del hielo marino del Ártico. Para completar la información, se indica también la media de los modelos múltiples de la CMIP5 con líneas de puntos. La línea discontinua representa condiciones en las que el océano está casi libre de hielo (esto es, cuando la extensión del hielo marino es inferior a 10^6 km^2 durante al menos cinco años consecutivos). Para más detalles técnicos, véase el material complementario del Resumen técnico. [figuras 6.28, 12.5 y 12.28-12.31; figuras RT.15, RT.17 y RT.20]

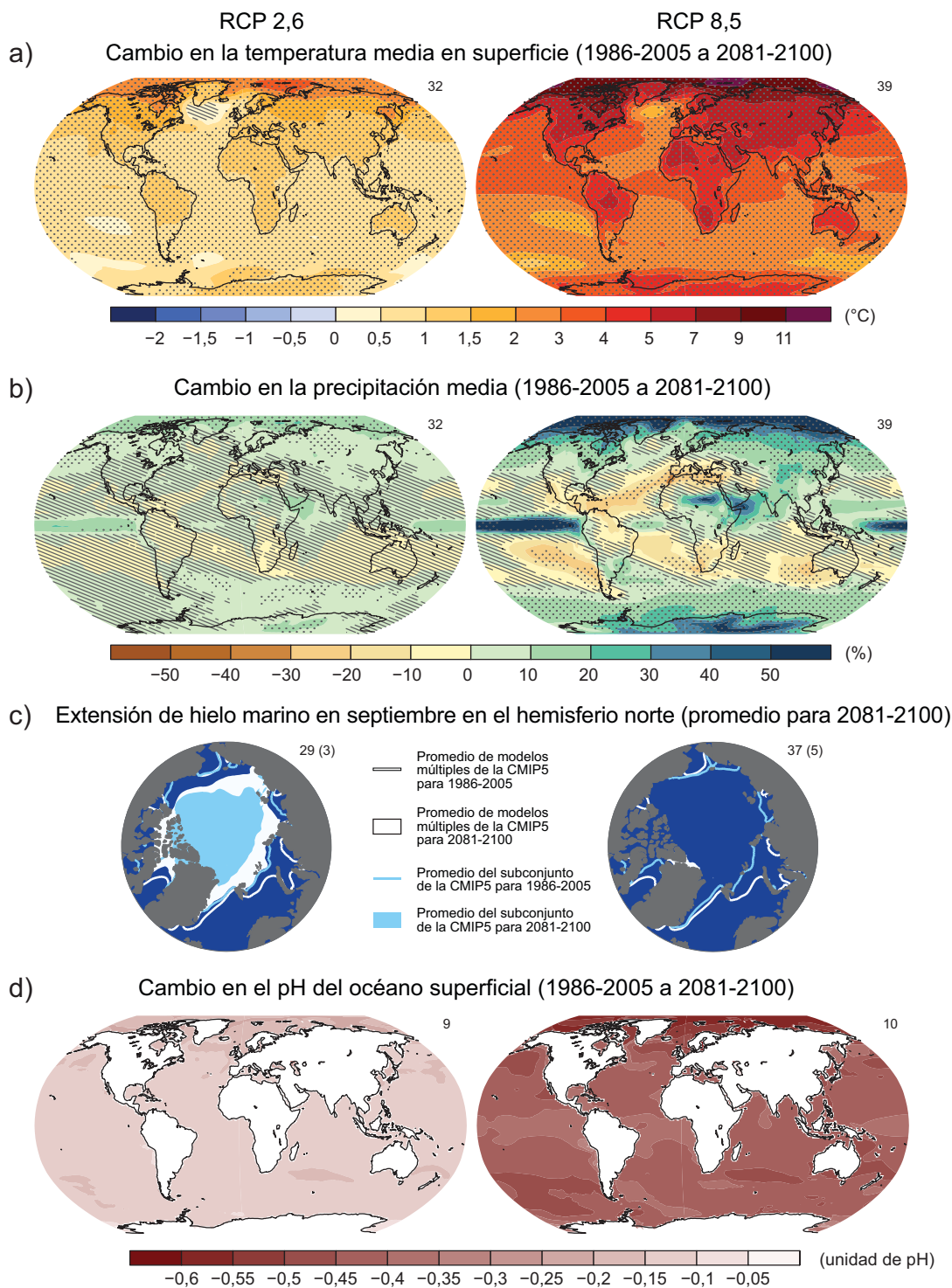


Figura RRP.8 | Mapas de resultados medios de modelos múltiples de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5) de los escenarios RCP2,6 y RCP8,5, correspondientes al período 2081-2100, relativos a: a) el cambio anual en la temperatura media en superficie; b) el cambio de la media porcentual de la precipitación media anual; c) la extensión de hielo marino en septiembre en el hemisferio norte, y d) el cambio en el pH del océano superficial. Los cambios en los mapas a), b) y d) se muestran en relación con el período 1986-2005. El número de modelos de la CMIP5, utilizados para calcular la media de los modelos múltiples, se muestra en la esquina superior derecha de cada mapa. En los mapas a) y b), las tramas sombreadas indican las regiones donde la media de los modelos múltiples es pequeña en comparación con la variabilidad interna natural (esto es, inferior a una desviación típica de la variabilidad interna natural en medias de 20 años). Las tramas punteadas indican las regiones donde la media de los modelos múltiples es grande en comparación con la variabilidad interna natural (esto es, superior a dos desviaciones típicas de la variabilidad interna natural en medias de 20 años) y donde, por lo menos, el 90% de los modelos concuerdan con el signo del cambio (véase el recuadro 12.1). En la imagen c), las líneas son las medias de los modelos para 1986-2005; las áreas rellenas corresponden al final del siglo. Se indica en blanco la media de los modelos múltiples de la CMIP5, y en celeste la proyección de la extensión media del hielo marino de un subconjunto de modelos (número de modelos indicado entre paréntesis), que reproduce con mayor aproximación el estado medio climatológico y la tendencia registrada entre 1979 y 2012 de la extensión de hielo marino del Ártico. Para más detalles técnicos, véase el material complementario del Resumen técnico. [figuras 6.28, 12.11, 12.22 y 12.29; figuras RT.15, RT.16, RT.17 y RT.20]

- Los cambios proyectados en el ciclo del agua para los próximos decenios muestran patrones a gran escala similares a los proyectados para el final de siglo, aunque de menor magnitud. Los cambios a corto plazo y a escala regional estarán sumamente influidos por la variabilidad interna natural y podrán resultar afectados por las emisiones antropógenas. {11.3}
- Es *probable* que para el final de este siglo, en las latitudes altas y en el océano Pacífico ecuatorial se experimente un aumento en la precipitación media anual en el marco del escenario RCP8,5. Es *probable* que, en el marco del escenario RCP8,5, para el final de este siglo la precipitación media disminuya en muchas regiones secas de latitud media y subtropicales, mientras que es *probable* que en muchas regiones húmedas de latitud media la precipitación media aumente (véase la figura RRP.8). {7.6, 12.4, 14.3}
- Es *muy probable* que para el final de este siglo sean más intensos y frecuentes los fenómenos de precipitación extrema en la mayoría de las masas térrreas de latitud media y en las regiones tropicales húmedas, conforme vaya aumentando la temperatura media global en superficie (véase el cuadro RRP.1). {7.6, 12.4}
- A nivel mundial, es *probable* que la extensión abarcada por los sistemas monzónicos aumente a lo largo del siglo XXI. Es *probable* que los vientos monzónicos se debiliten y que la precipitación monzónica se intensifique debido al incremento de humedad en la atmósfera. Es *probable* que las fechas de comienzo de los monzones se adelanten o no cambien mucho. Asimismo es *probable* que las fechas de retirada de los monzones se retrasen, lo que conllevaría una prolongación de la estación monzónica en muchas regiones. {14.2}
- Existe un *nivel de confianza alto* en cuanto a que el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) seguirá siendo el modo dominante de variabilidad interanual en el Pacífico tropical, con efectos que se sentirán a nivel mundial en el siglo XXI. En razón del aumento de humedad existente, es *probable* que a escalas regionales se intensifique la variabilidad en la precipitación conexas al fenómeno ENOS. Las variaciones naturales de la amplitud y el patrón espacial de ese fenómeno son grandes y, por lo tanto, persiste un *nivel de confianza bajo* en cualquier cambio proyectado concreto para el siglo XXI, en relación con el fenómeno ENOS y con los fenómenos regionales conexos. {5.4, 14.4}

Cuadro RRP.2 | Proyección del cambio en la temperatura media global del aire en la superficie y de la elevación media mundial del nivel del mar para mediados y finales del siglo XXI, en relación con el período de referencia 1986-2005. {12.4; cuadro 12.2, cuadro 13.5}

	Escenario	2046–2065		2081–2100	
		Media	Rango <i>probable</i> ^c	Media	Rango <i>probable</i> ^d
Cambio en la temperatura media global del aire en superficie (en °C)^a	RCP2,6	1,0	0,4 a 1,6	1,0	0,3 a 1,7
	RCP4,5	1,4	0,9 a 2,0	1,8	1,1 a 2,6
	RCP6,0	1,3	0,8 a 1,8	2,2	1,4 a 3,1
	RCP8,5	2,0	1,4 a 2,6	3,7	2,6 a 4,8
	Escenario	Media	Rango <i>probable</i> ^c	Media	Rango <i>probable</i> ^d
Elevación media mundial del nivel del mar (en metros)^b	RCP2,6	0,24	0,17 a 0,32	0,40	0,26 a 0,55
	RCP4,5	0,26	0,19 a 0,33	0,47	0,32 a 0,63
	RCP6,0	0,25	0,18 a 0,32	0,48	0,33 a 0,63
	RCP8,5	0,30	0,22 a 0,38	0,63	0,45 a 0,82

Notas:

^a Con base en el conjunto de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5); las anomalías se calculan con respecto al período 1986-2005. Mediante el empleo de HadCRUT4 y su estimación de la incertidumbre (intervalo de confianza de entre el 5% y el 95%), el calentamiento observado para el período de referencia 1986-2005 corresponde a 0,61 [0,55 a 0,67] °C, desde 1850-1900, y a 0,11 [0,09 a 0,13] °C, desde 1980-1999, período de referencia para las proyecciones utilizadas en el Cuarto Informe de Evaluación. Los rangos *probables* no se han evaluado aquí con respecto a anteriores períodos de referencia, ya que generalmente en la bibliografía no se dispone de métodos para combinar las incertidumbres relativas a los modelos y a las observaciones. La adición de los cambios de las proyecciones y de las observaciones no explica los posibles efectos de las desviaciones de los modelos en comparación con las observaciones, ni tampoco la variabilidad interna natural durante el período de referencia de las observaciones. {2.4; 11.2; cuadros 12.2 y 12.3}

^b Basado en 21 modelos de la CMIP5; las anomalías se calculan con respecto al período 1986-2005. En los casos en que no se dispone de los resultados de la CMIP5 para un determinado modelo de circulación general atmósfera-océano (MCGAO) y un escenario, los resultados se han estimado según se explica en el cuadro 13.5 del capítulo 13. Las contribuciones derivadas de un cambio dinámico rápido del manto de hielo y del almacenamiento antropógeno de agua terrestre se tratan como si se comportaran conforme a una distribución de probabilidades uniforme y, en gran medida, con independencia del escenario. Ese trato no implica que las contribuciones correspondientes no dependan de los distintos escenarios; indica más bien que con el estado actual de conocimientos no es posible realizar una evaluación cuantitativa de dicha dependencia. Sobre la base del conocimiento actual, solo en caso de que ocurriera un colapso de sectores marinos del manto de hielo de la Antártida, podría aumentar considerablemente el nivel medio global del mar por encima del rango *probable* durante el siglo XXI. Hay un *nivel de confianza medio* en cuanto a que esa aportación adicional no representaría una elevación del nivel del mar superior a algunos decímetros durante el siglo XXI.

^c Calculado a partir de proyecciones como rangos de los modelos de 5%-95%. Posteriormente, se realiza la evaluación y se obtiene el rango *probable* tras tener en cuenta otras incertidumbres o distintos niveles de confianza de los modelos. Para las proyecciones del cambio de la temperatura media global en superficie en 2046-2065, el *nivel de confianza es medio*, porque la importancia relativa de la variabilidad interna natural y la incertidumbre en el forzamiento debido a gases que no tienen efecto invernadero y la respuesta son mayores que para el período 2081-2100. Los rangos *probables* para 2046-2065 no tienen en cuenta la posible influencia de factores que conducen al rango resultante de la evaluación para el cambio de la temperatura media global en superficie a corto plazo (2016-2035), que es menor que el rango de los modelos de 5%-95%, porque la influencia de esos factores en las proyecciones a un plazo mayor no se han cuantificado en razón de conocimientos científicos insuficientes. {11.3}

^d Calculado a partir de las proyecciones como rangos de los modelos de 5%-95%. Posteriormente, se realiza la evaluación y se obtiene el rango *probable* tras tener en cuenta otras incertidumbres o distintos niveles de confianza de los modelos. Para las proyecciones de la elevación media mundial del nivel del mar, el *nivel de confianza es medio* para ambos horizontes temporales.

E.3 La atmósfera: la calidad del aire

- El rango de proyecciones de la calidad del aire (ozono y partículas PM_{2.5}¹⁷ en el aire cerca de la superficie) viene determinado principalmente por las emisiones (incluido el CH₄) y no por el cambio climático físico (*nivel de confianza medio*). Existe un *nivel de confianza alto* en cuanto a que a nivel mundial el calentamiento hará disminuir el ozono general en superficie. Unos niveles elevados de CH₄ (como en el escenario RCP8,5) pueden compensar ese declive, haciendo que el ozono general en superficie aumente en promedio para el año 2100 en aproximadamente 8 ppmm (un 25% de los niveles actuales) frente a los escenarios que se dan pequeñas variaciones de CH₄ (como en los escenarios RCP4,5 y RCP6,0) (*nivel de confianza alto*). {11.3}
- Los datos de las observaciones y los modelos indican que, a igualdad de las demás condiciones, las mayores temperaturas locales en superficie de las regiones contaminadas desencadenarán retroalimentaciones regionales químicas y emisiones locales que redundarán en un aumento de los niveles pico del ozono y de las partículas PM_{2.5} (*nivel de confianza medio*). En lo concerniente a las partículas PM_{2.5}, el cambio climático puede alterar las fuentes de los aerosoles naturales y su remoción por precipitación, pero no se asigna ningún nivel de confianza al impacto general del cambio climático en las distribuciones de partículas PM_{2.5}. {11.3}

E.4 Los océanos

Los océanos mundiales seguirán calentándose durante el siglo XXI. El calor penetrará desde la superficie hasta las capas profundas de los océanos y afectará a la circulación oceánica. {11.3, 12.4}

- Las proyecciones indican que el calentamiento oceánico más acusado se producirá en la superficie en las regiones tropicales y en las subtropicales del hemisferio norte. El calentamiento más pronunciado a mayor profundidad se producirá en el océano Austral (*nivel de confianza alto*). Las mejores estimaciones indican que, al final del siglo XXI, el calentamiento del océano en los primeros 100 m de profundidad será de aproximadamente entre 0,6 °C (RCP2,6) y 2,0 °C (RCP8,5), y a unos 1 000 m de profundidad, entre 0,3 °C (RCP2,6) y 0,6 °C (RCP8,5). {12.4, 14.3}
- Es *muy probable* que la circulación meridional de retorno del Atlántico se debilite durante el siglo XXI. Las mejores estimaciones y rangos¹⁸ para la reducción son del 11% (1% a 24%) en el escenario RCP2,6 y del 34% (12% a 54%) en el RCP8,5. Es *probable* que cerca del año 2050 se produzca un cierto debilitamiento de la circulación, pero puede que haya algunos decenios en los que la circulación se intensifique debido a la larga variabilidad interna natural. {11.3, 12.4}
- Es *muy improbable* que la circulación meridional de retorno del Atlántico sufra una transición abrupta o caída en el siglo XXI para los escenarios considerados. Existe un *nivel de confianza bajo* en la evaluación de la evolución de esa circulación más allá del siglo XXI, debido al reducido número de análisis realizados y a los resultados equívocos obtenidos. No obstante, no se puede excluir que disminuya la circulación después del siglo XXI en caso de un calentamiento muy sostenido. {12.5}

E.5 La criosfera

Es muy probable que la cubierta de hielo del Ártico siga menguando y haciéndose más delgada, y que el manto de nieve en primavera en el hemisferio norte disminuya a lo largo del siglo XXI a medida que vaya aumentando la temperatura media global en superficie. El volumen global de los glaciares continuará reduciéndose. {12.4, 13.4}

- Las proyecciones del promedio de varios modelos apuntan a que para fines del siglo XXI habrá disminuido la extensión del hielo marino del Ártico durante todo el año. El rango de disminuciones varía desde el 43%, en el caso del escenario RCP2,6, hasta el 94%, en el caso del RCP8,5 en septiembre, y desde el 8%, en el caso del RCP2,6 hasta el 34%, en el caso del RCP8,5 en febrero (*nivel de confianza medio*) (véanse las figuras RRP.7 y RRP.8). {12.4}

¹⁷ PM_{2.5} se refiere a partículas con un diámetro menor de 2,5 micrómetros, una medida de la concentración de aerosoles atmosféricos.

¹⁸ Los rangos en este párrafo indican el margen de variación de los modelos de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5).

- Sobre la base de una evaluación del subconjunto de los modelos que reproducen con mayor rigor el estado climatológico medio y de la tendencia de la extensión del hielo marino del Ártico, registrada entre 1979 y 2012, es *probable* que antes de mediados de siglo, el océano Ártico esté casi libre de hielo¹⁹ en el mes de septiembre, por lo que respecta al escenario RCP8,5 (*nivel de confianza medio*) (véanse las figuras RRP.7 y RRP.8). Para los demás escenarios, no se puede hacer con confianza una proyección de cuándo en el siglo XXI podría estar el Ártico casi libre de hielo en el mes de septiembre. {11.3, 12.4, 12.5}
- En el Antártico, las proyecciones señalan, con un *nivel de confianza bajo*, que para fines del siglo XXI se producirá una disminución de la extensión y del volumen del hielo marino, a medida que aumente la temperatura media global en superficie. {12.4}
- Las proyecciones apuntan a que, para el final del siglo XXI, el volumen global de los glaciares, excluidos los glaciares de la periferia de la Antártida, habrá disminuido entre el 15% y el 55%, en el caso del escenario RCP2,6; y entre el 35% y el 85%, en el caso del escenario RCP8,5 (*nivel de confianza medio*). {13.4, 13.5}
- Las proyecciones del promedio de los modelos apuntan a que, para el final del siglo XXI, la extensión del manto de nieve en primavera en el hemisferio norte habrá disminuido en un 7%, en el caso del escenario RCP2,6, y en un 25%, en el caso del escenario RCP8,5 (*nivel de confianza medio*). {12.4}
- Es *prácticamente seguro* que en latitudes muy septentrionales disminuya la extensión del permafrost cerca de la superficie, conforme aumente la temperatura media global en superficie. Las proyecciones del promedio de los modelos indican que, para el final del siglo XXI, la superficie del permafrost cerca de la superficie (por encima de 3,5 m) habrá disminuido entre el 37% (RCP2,6) y el 81% (RCP8,5) (*nivel de confianza medio*). {12.4}

E.6 El nivel del mar

El nivel medio global del mar seguirá aumentando durante el siglo XXI (véase la figura RRP.9). En todos los escenarios de trayectorias de concentración representativas (RCP), es muy probable que el ritmo de elevación del nivel del mar sea mayor que el observado durante el período 1971-2010, debido al mayor calentamiento de los océanos y a la mayor pérdida de masa de los glaciares y los mantos de hielo. {13.3-13.5}

- Desde el Cuarto Informe de Evaluación, ha aumentado el nivel de confianza en las proyecciones de la elevación media mundial del nivel del mar, debido al mayor conocimiento físico de los componentes del nivel del mar, la mayor correspondencia de los modelos basados en procesos con las observaciones y la incorporación de los cambios dinámicos de los mantos de hielo. {13.3-13.5}
- Es *probable* que la elevación media mundial del nivel del mar para el período 2081-2100, en relación con el período 1986-2005, se sitúe en un rango de 0,26 a 0,55 m para el escenario RCP2,6; de 0,32 a 0,63 m, en el caso del escenario RCP4,5; de 0,33 a 0,63 m, en el caso del escenario RCP6,0; y de 0,45 a 0,82 m, en el caso del escenario RCP8,5 (*nivel de confianza medio*). Respecto del escenario RCP8,5, la elevación para el año 2100 será de 0,52 a 0,98 m, con una tasa de elevación durante el período 2081-2100 de entre 8 y 16 mm anuales (*nivel de confianza medio*). Estos rangos se han calculado a partir de las proyecciones climáticas de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5), en combinación con modelos basados en procesos y la evaluación de la bibliografía sobre las aportaciones de los glaciares y los mantos de hielo (véanse la figura RRP.9 y el cuadro RRP.2). {13.5}
- En las proyecciones de los escenarios RCP para el siglo XXI, la expansión térmica representa entre el 30% y el 55% de la elevación media mundial del nivel del mar; y la aportación de los glaciares, entre el 15% y el 35%. El incremento del derretimiento en superficie del manto de hielo de Groenlandia será mayor que la precipitación en forma de nieve, lo que se traducirá en una aportación positiva para el futuro nivel del mar procedente de los cambios sobrevenidos en el balance de masa en superficie de esta región (*nivel de confianza alto*). Mientras que el derretimiento en superficie seguirá produciéndose en pequeña magnitud, se prevé que la precipitación en forma de nieve sobre el manto de hielo de la Antártida (*nivel de confianza medio*) aumente, con lo que será negativa la aportación al futuro nivel del mar procedente de los cambios sobrevenidos en el balance de masa en superficie de esta región. Es *probable* que los cambios en el aflujo de los dos mantos de hielo combinados representen una contribución al aumento de nivel de entre 0,03 y 0,20 m durante el período 2081-2100 (*nivel de confianza medio*). {13.3-13.5}
- Sobre la base del conocimiento actual, solo en caso de que se iniciara un colapso de sectores marinos del manto de hielo de la Antártida podría aumentar considerablemente el nivel medio global del mar por encima del rango *probable* durante el siglo XXI. No obstante, hay un *nivel de confianza medio* en cuanto a que, durante el siglo XXI, esa aportación adicional no representaría una elevación del nivel del mar superior a algunos decímetros. {13.4, 13.5}

¹⁹ Se entiende que existen condiciones en las que el océano Ártico está casi libre de hielo cuando la extensión del hielo marino es inferior a 10⁶ km² durante un mínimo de cinco años consecutivos.

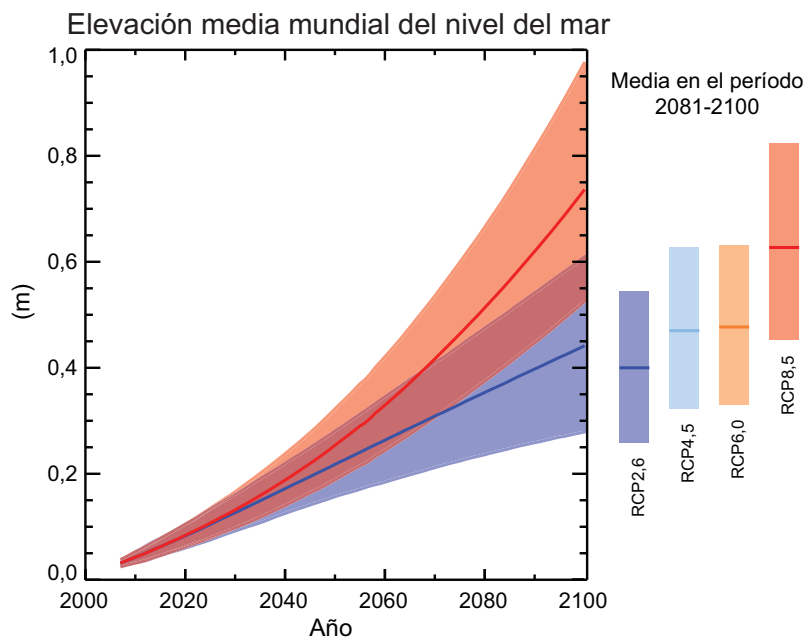


Figura RRP.9 | Proyecciones de la elevación media mundial del nivel del mar durante el siglo XXI, en relación con el período 1986-2005, a partir de una combinación del conjunto de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5) y de los modelos basados en procesos para los escenarios RCP2,6 y RCP8,5. El rango *probable* resultante de la evaluación se indica con una banda sombreada. Los rangos *probables* resultantes de la evaluación para la media, durante el período 2081-2100 para todos los escenarios de RCP, se muestran con barras verticales de colores, y el valor de la mediana correspondiente se indica con una línea horizontal. Para más detalles técnicos, véase el material complementario del Resumen técnico. {cuadro 13.5, figuras 13.10 y 13.11; figuras RT.21 y RT.22}

- Se ha estudiado la base de proyecciones de mayores elevaciones medias mundiales del nivel del mar en el siglo XXI y se ha concluido que actualmente no se dispone de suficientes datos para evaluar la probabilidad de niveles específicos por encima del rango *probable* resultante de la evaluación. Las proyecciones de muchos modelos semiempíricos señalan elevaciones medias mundiales del nivel del mar superiores a las de los modelos basados en procesos (llegan a doblarlas); sin embargo, en la comunidad científica no existe consenso sobre su fiabilidad y, por lo tanto, en esas proyecciones el *nivel de confianza es bajo*. {13.5}
- La elevación del nivel del mar no será uniforme. Es *muy probable* que para fines del siglo XXI el nivel del mar aumente en aproximadamente más del 95% de las zonas ocupadas por los océanos. Las proyecciones señalan que alrededor del 70% de las costas de todo el mundo experimentarán un cambio de nivel del mar de hasta un 20% del cambio del nivel del mar medio mundial. {13.1, 13.6}

E.7 El ciclo del carbono y otros ciclos biogeoquímicos

El cambio climático afectará a los procesos del ciclo del carbono de un modo que agudizará el aumento de CO₂ en la atmósfera (*nivel de confianza alto*). Las nuevas incorporaciones de carbono en los océanos provocarán una mayor acidificación de estos. {6.4}

- Según los cuatro escenarios de trayectorias de concentración representativas (RCP), la incorporación de CO₂ antropógeno en los océanos continuará hasta 2100, conforme a la pauta de mayor incorporación a mayor trayectoria de concentración (*nivel de confianza muy alto*). El grado de certeza, respecto de la evolución que seguirá en el futuro la incorporación de carbono en la tierra, es menor. La mayoría de las proyecciones de los modelos señalan una incorporación continua de carbono en la tierra en todos los escenarios RCP, pero hay modelos que simulan una pérdida de carbono en la tierra debida al efecto combinado del cambio climático y el cambio de uso del suelo. {6.4}
- Sobre la base de los modelos del sistema Tierra, hay un *nivel de confianza alto* en cuanto a que la retroalimentación entre el clima y el ciclo del carbono será positiva en el siglo XXI; es decir, el cambio climático compensará parcialmente los aumentos en los sumideros de carbono terrestres y oceánicos que se produzcan, aumentando el CO₂ en la atmósfera, con lo que quedará retenido en ella una mayor proporción del CO₂ antropógeno emitido. Las observaciones y los modelos paleoclimáticos sustentan la retroalimentación positiva entre el clima y el ciclo del carbono en escalas temporales de siglos a milenios. {6.2, 6.4}

Cuadro RRP.3 | Emisiones de CO₂ acumuladas para el período 2012-2100, compatibles con las concentraciones atmosféricas en las RCP simuladas por los modelos del sistema Tierra de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5). {6.4, cuadro 6.12, figura RT.19}

Escenario	Emisiones de CO ₂ acumuladas para 2012-2100 ^a			
	GtC		GtCO ₂	
	Media	Rango	Media	Rango
RCP2,6	270	140 a 410	990	510 a 1 505
RCP4,5	780	595 a 1 005	2 860	2 180 a 3 690
RCP6,0	1 060	840 a 1 250	3 885	3 080 a 4 585
RCP8,5	1 685	1 415 a 1 910	6 180	5 185 a 7 005

Notas:

^a 1 gigatonelada de carbono = 1 GtC = 10¹⁵ gramos de carbono, equivalente a 3,667 GtCO₂.

- Las proyecciones de los modelos del sistema Tierra apuntan a una mayor acidificación global de los océanos para todos los escenarios de RCP. La correspondiente disminución del pH en el océano superficial para el final del siglo XXI estará en el rango¹⁸ de 0,06 a 0,07, en el caso del escenario RCP2,6; de 0,14 a 0,15, en el caso del RCP4,5; de 0,20 a 0,21, en el caso del RCP6,0, y de 0,30 a 0,32, en el caso del RCP8,5 (véanse las figuras RRP.7 y RRP.8). {6.4}
- Las emisiones de CO₂ acumuladas²⁰ para el período 2012-2100, compatibles con las concentraciones de CO₂ atmosférico, según 15 modelos del sistema Tierra, se sitúan en el rango¹⁸ de 140 a 410 GtC, en el caso del escenario RCP2,6; de 595 a 1 005 GtC, en el caso del RCP4,5; de 840 a 1 250 GtC, en el caso del RCP6,0, y de 1 415 a 1 910 GtC, en el caso del RCP8,5 (véase el cuadro RRP.3). {6.4}
- Para 2050, las emisiones anuales de CO₂, derivadas de los modelos del sistema Tierra que contemplan el escenario RCP2,6, son menores que las emisiones de 1990 (entre el 14% y el 96%). En aproximadamente la mitad de los modelos, se deduce que para fines del siglo XXI, las emisiones tendrán valores ligeramente positivos, mientras que en la otra mitad de modelos se deduce que se producirá una remoción neta de CO₂ de la atmósfera. {6.4, figura RT.19}
- De acuerdo con las evaluaciones, durante el siglo XXI la liberación de CO₂ y CH₄ a la atmósfera, procedente de las reservas de carbono del permafrost que se va deshelando, se situará en el rango de 50 a 250 GtC, en el caso del escenario RCP8,5 (*nivel de confianza bajo*). {6.4}

E.8 Estabilización del clima, inexorabilidad e irreversibilidad del cambio climático

Las emisiones de CO₂ acumuladas determinarán en gran medida el calentamiento medio global en superficie a finales del siglo XXI y posteriormente (véase la figura RRP.10). La mayoría de los aspectos del cambio climático perdurarán durante muchos siglos, incluso aunque pararan las emisiones de CO₂, lo que supone una notable inexorabilidad del cambio climático durante varios siglos, debido a las emisiones de CO₂ pasadas, presentes y futuras. {12.5}

- El total de emisiones de CO₂ acumuladas y la respuesta de la temperatura media global en superficie se relacionan de forma aproximadamente lineal (véase la figura RRP.10). Cualquier nivel dado de calentamiento está asociado a un rango de emisiones de CO₂ acumuladas²¹ y, por lo tanto, a modo de ejemplo, mayores emisiones en decenios pasados implican menores emisiones posteriormente. {12.5}
- Para limitar el calentamiento causado únicamente por las emisiones antropógenas de CO₂ con una probabilidad >33%, >50% y >66% hasta menos de 2° C, a partir del período 1861-1880²², será necesario que desde ese período las emisiones de CO₂ acumuladas de origen antropógeno permanezcan entre 0 y alrededor de 1 570 GtC (equivalente a 5 760 GtCO₂), entre 0 y alrededor de 1 210 GtC (4 440 GtCO₂) y entre 0 y alrededor de 1 000 GtC (3 670 GtCO₂), respectivamente²³. Dichas cantidades superiores se reducen a alrededor de 900 GtC (3 300 GtCO₂), 820 GtC (3 010 GtCO₂) y 790 GtC (2 900 GtCO₂), respectivamente, cuando se consideran otros forzamientos distintos del CO₂ como en el escenario RCP2,6. En 2011, ya se había emitido una cantidad de 515 [445 a 585] GtC (1 890 [1 630 a 2 150] GtCO₂). {12.5}

²⁰ Procedentes de los sectores de los combustibles fósiles, cementero, industrial y de los desechos.

²¹ Para calcular este intervalo de emisiones de CO₂ es preciso considerar impulsores distintos del CO₂.

²² Primer período de 20 años disponible de los modelos.

²³ Esto se basa en la evaluación de la respuesta climática transitoria a las emisiones de carbono acumuladas (Respuesta climática transitoria, véase la sección D.2).

- Para establecer un objetivo de calentamiento menor, o una probabilidad mayor de permanecer por debajo de un objetivo de calentamiento específico, será necesario que las emisiones de CO₂ acumuladas sean menores. La contabilización de los efectos de calentamiento de los aumentos de gases de efecto invernadero distintos del CO₂, las disminuciones de los aerosoles o la liberación de gases de efecto invernadero del permafrost también provocarán una disminución de las emisiones de CO₂ acumuladas para un objetivo de calentamiento específico (véase la figura RRP.10). {12.5}
- Gran parte del cambio climático antropógeno, resultante de las emisiones de CO₂, es irreversible en una escala temporal de entre varios siglos y milenios, excepto en el caso en que se produzca una abundante remoción neta de CO₂ de la atmósfera durante un período de tiempo prolongado. Durante muchos siglos, la temperatura en superficie se mantendrá aproximadamente constante a niveles elevados después de que cesen completamente las emisiones de CO₂ antropógenas netas. Habida cuenta de las dilatadas escalas temporales a las que ocurre la transferencia de calor desde la superficie a las profundidades de los océanos, el calentamiento oceánico continuará durante siglos. Según el escenario considerado, aproximadamente entre el 15% y el 40% del CO₂ emitido permanecerá en la atmósfera por un lapso mayor de 1 000 años. {recuadro 6.1, 12.4, 12.5}
- Es *prácticamente seguro* que después del año 2100 la elevación media mundial del nivel del mar seguirá existiendo, y durante muchos siglos seguirá aumentando el nivel del mar en razón de la expansión térmica. Los escasos resultados de los modelos disponibles más allá de 2100 indican que, para 2300, la elevación media mundial del nivel del mar por encima del nivel preindustrial será inferior a 1 m, por lo que respecta al forzamiento radiativo correspondiente a las concentraciones de CO₂ que alcanzan un máximo y que se reducen hasta permanecer por debajo de 500 ppm, como en el escenario RCP2,6. Para un forzamiento radiativo correspondiente a una concentración de CO₂ por encima de 700 ppm pero por debajo de 1 500 ppm, como en el escenario RCP8,5, la elevación proyectada es de 1 m a más de 3 m (*nivel de confianza medio*). {13.5}

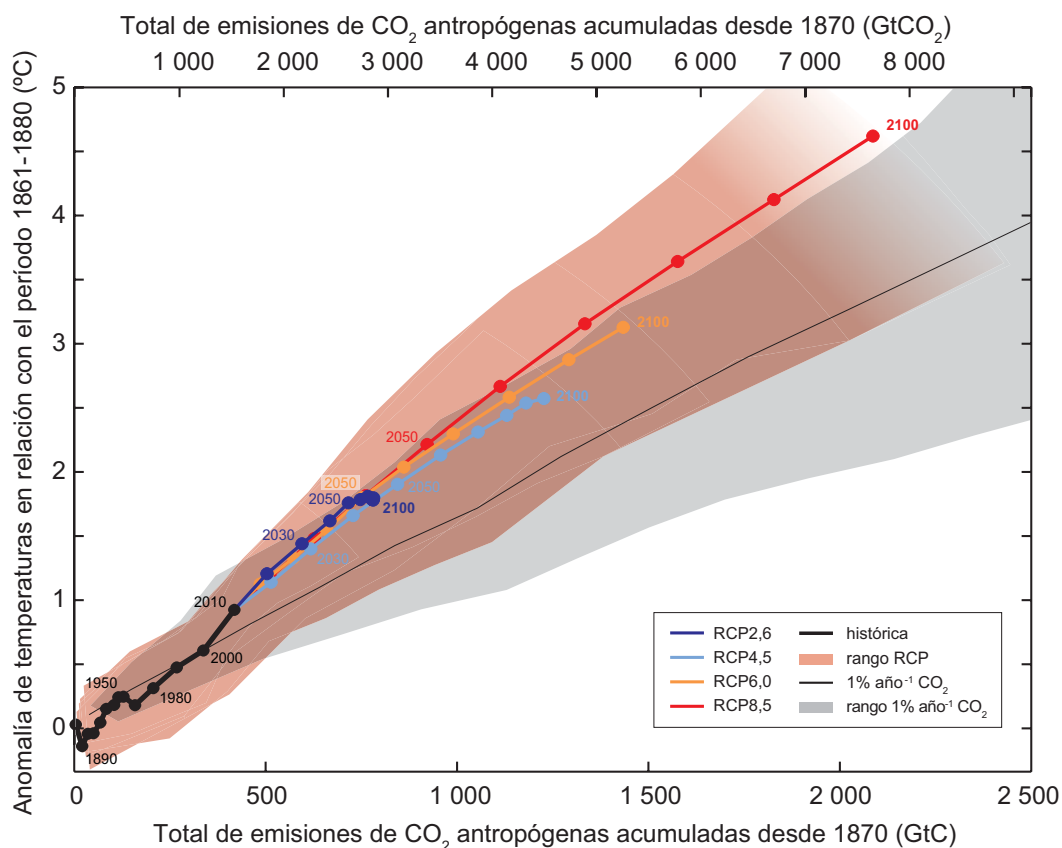


Figura RRP.10 | Aumento de la temperatura media global en superficie, como función del total de las emisiones globales acumuladas de CO₂ a partir de diversas líneas de evidencia. Los resultados de modelos múltiples obtenidos de modelos del ciclo climático y del carbono, de acuerdo con un orden jerárquico para cada trayectoria de concentración representativa (RCP) hasta 2100, se muestran con líneas de colores y puntos (medias decenales). En algunos casos, se indica el año correspondiente a la media decenal para mayor claridad (por ejemplo, el año 2050 indica la década 2040-2049). Los resultados de los modelos para el período histórico (1860 a 2010) se indican en negro. El penacho de color muestra la extensión de los modelos múltiples en los cuatro escenarios de RCP y va diluyéndose con los números decrecientes de los modelos en el escenario RCP8,5. La media de los modelos múltiples y el rango simulado por los modelos de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5), obligados a reflejar un aumento de CO₂ del 1% anual (simulaciones de CO₂ del 1% año⁻¹), se muestran mediante la línea negra delgada y el área gris. Para una cantidad específica de emisiones de CO₂ acumuladas, las simulaciones de CO₂ del 1% anual muestran un calentamiento menor que las que se rigen por escenarios de RCP, que incluyen otros forzamientos no generados por el CO₂. Los valores de la temperatura se dan en relación con el período de base 1861-1880, y las emisiones, en relación con 1870. Los promedios decenales se conectan mediante líneas continuas. Para mayores detalles técnicos, véase el material complementario del Resumen técnico. {figura 12.45; ETE.8 del RT, figura 1}

- La pérdida de masa sostenida de los mantos de hielo causaría una mayor elevación del nivel del mar, y parte de esa pérdida de masa podría ser irreversible. Hay un *nivel de confianza alto* en cuanto a que el calentamiento sostenido por encima de un cierto umbral propiciaría la pérdida casi completa del manto de hielo de Groenlandia durante al menos un milenio, lo que causaría una elevación media mundial del nivel del mar de hasta 7 m. Las estimaciones actuales indican que ese umbral es superior a un 1 °C de calentamiento medio global con respecto al nivel preindustrial (*nivel de confianza bajo*), aunque inferior a 4 °C (*nivel de confianza medio*). La pérdida de hielo abrupta e irreversible, provocada por una posible inestabilidad de sectores marinos del manto de hielo de la Antártida en respuesta al forzamiento climático, es posible, pero los datos y conocimientos actuales son insuficientes para realizar una evaluación cuantitativa. {5.8, 13.4, 13.5}
- Con el propósito de contrarrestar el cambio climático, se han propuesto métodos, denominados métodos de geoingeniería, para alterar deliberadamente el sistema climático. Con los limitados datos disponibles, no es posible realizar una evaluación cuantitativa exhaustiva de la gestión de la radiación solar y la remoción de dióxido de carbono y sus respectivos efectos sobre el sistema climático. Los métodos de remoción de CO₂ tienen limitaciones biogeoquímicas y tecnológicas para expresar todo su potencial a escala global. No se dispone de suficientes conocimientos para cuantificar la cantidad de emisiones de CO₂ que se podrían compensar parcialmente con los métodos de remoción en una escala temporal secular. Los modelos indican que, de aplicarse los métodos de gestión de la radiación solar, estos podrían compensar considerablemente el aumento de la temperatura global pero también modificar el ciclo global del agua, sin que disminuya la acidificación de los océanos. Además, si por alguna razón se dejaran de aplicar los métodos de gestión de la radiación solar, existe un *nivel de confianza alto* en que la temperatura global en superficie aumentaría rápidamente hasta alcanzar valores coherentes con el forzamiento de los gases de efecto invernadero. Los dos métodos señalados tienen efectos colaterales y consecuencias a largo plazo a escala mundial. {6.5, 7.7}

Recuadro RRP.1. Trayectorias de concentración representativas (RCP)

A fin de elaborar las proyecciones del cambio climático en el Grupo de trabajo I del IPCC, se precisa información sobre las futuras emisiones o concentraciones de gases de efecto invernadero, aerosoles y otros impulsores del cambio climático. Esa información generalmente se expresa como un escenario de actividades humanas, las cuales no se evalúan en el presente informe. Los escenarios utilizados en el Grupo de trabajo I se han centrado en las emisiones antropógenas y no incluyen cambios en impulsores naturales, como el forzamiento solar o volcánico o las emisiones naturales, por ejemplo, de CH₄ y N₂O.

Para el Quinto Informe de Evaluación del IPCC, la comunidad científica ha definido un conjunto de cuatro escenarios nuevos, denominados trayectorias de concentración representativas (RCP, por sus siglas en inglés, véase el glosario), que se caracterizan por el cálculo aproximado que hacen del forzamiento radiativo total en el año 2100 en relación con 1750, esto es, 2,6 W m⁻², en el caso del escenario RCP2,6; 4,5 W m⁻², en el caso del escenario RCP4,5; 6,0 W m⁻², en el caso del escenario RCP6,0, y 8,5 W m⁻², en el caso del escenario RCP8,5. En relación con los resultados de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5), los valores indicados deben entenderse únicamente a título indicativo, ya que el forzamiento climático resultante de todos los impulsores varía entre los distintos modelos, debido a las características propias del modelo y al modo específico en que se consideran los elementos de forzamiento climático de corta vida. Los cuatro escenarios de RCP comprenden un escenario de mitigación conducente a un nivel de forzamiento muy bajo (RCP2,6); dos escenarios de estabilización (RCP4,5 y RCP6,0), y un escenario con un nivel muy alto de emisiones de gases de efecto invernadero (RCP8,5). Por consiguiente, los escenarios de RCP pueden representar una variedad de políticas climáticas del siglo XXI, frente a los Escenarios del Informe especial sobre escenarios de emisiones (IE-EE), que no contemplaban políticas climáticas, utilizados en el Tercer y Cuarto Informe de Evaluación. En los escenarios RCP6,0 y RCP8,5, en 2100 el forzamiento radiativo no llegará a su máximo; en el RCP2,6, llega al máximo y disminuye; y en el RCP4,5 está estabilizado. Los cuatro escenarios ofrecen conjuntos de datos de resolución espacial del cambio de uso del suelo y de emisiones sectoriales de contaminantes atmosféricos, y especifican cuáles serán las concentraciones de gases de efecto invernadero y las emisiones antropógenas anuales hasta 2100. Los escenarios de RCP se basan en una combinación de modelos de evaluación integrados, modelos climáticos sencillos, modelos de la química atmosférica y modelos del ciclo global del carbono. Si bien los escenarios de RCP abarcan una amplia gama de valores de forzamiento total, en ellos no se considera todo el abanico de emisiones definidos en la bibliografía, especialmente los aerosoles.

La mayoría de las simulaciones de la CMIP5 y de los modelos del sistema Tierra se han llevado a cabo con concentraciones definidas de CO₂ que, en el año 2100, alcanzarán 421 ppm (RCP2,6), 538 ppm (RCP4,5), 670 ppm (RCP6,0) y 936 ppm (RCP8,5). Teniendo también en cuenta las concentraciones definidas de CH₄ y N₂O, las concentraciones de CO₂ equivalente combinadas corresponden a 475 ppm (RCP2,6), 630 ppm (RCP4,5), 800 ppm (RCP6,0) y 1 313 ppm (RCP8,5). Por lo que respecta al escenario RCP8,5, se han llevado a cabo simulaciones adicionales, integrando la CMIP5 y modelos del sistema Tierra con las emisiones definidas de CO₂ proporcionadas por los modelos de evaluación integrados. Para todos los escenarios de RCP, se han realizado cálculos adicionales con datos y modelos actualizados de la química de la atmósfera (en particular de la química de la atmósfera y el componente climático de la CMIP5), utilizando las emisiones definidas para los escenarios de RCP de los gases químicamente reactivos (CH₄, N₂O, HFC, NO_x, CO, COVNM). Esas simulaciones permiten llevar a cabo investigaciones de incertidumbres en relación con las retroalimentaciones del ciclo del carbono y con la química de la atmósfera.

