

# Preguntas frecuentes



**PF**

## **Preguntas frecuentes**

Esta parte contiene una compilación de las preguntas frecuentes incluidas en los capítulos del informe de base. Cuando se hace referencia a una pregunta frecuente específica, sírvase remitirse al capítulo del informe del que se toma la pregunta (por ejemplo, la PF 3.1 es parte del capítulo 3).

# Índice

## Preguntas frecuentes

PF 1.1	¿Por qué no se ha reducido la gama de proyecciones de la temperatura si ha aumentado la comprensión del sistema climático? .....	121	PF 8.2	¿Tienen las mejoras en la calidad del aire algún efecto sobre el cambio climático? .....	155
PF 2.1	¿Cómo se sabe que se ha producido un calentamiento de la Tierra? .....	123	PF 9.1	¿Están mejorando los modelos climáticos? ¿Cómo se puede saber? .....	157
PF 2.2	¿Ha habido cambios en los valores climáticos extremos? .....	125	PF 10.1	El clima está en constante cambio. ¿Cómo se determinan las causas de los cambios observados? .....	159
PF 3.1	¿Se está calentando el océano? .....	127	PF 10.2	¿Cuándo se harán patentes las influencias de la actividad humana en el clima a escala local? .....	161
PF 3.2	¿Existen evidencias de cambios en el ciclo del agua de la Tierra? .....	129	PF 11.1	Si no se puede predecir el tiempo del mes que viene, ¿cómo se puede predecir el clima del próximo decenio? .....	163
PF 3.3	¿Cómo se relaciona la acidificación del océano antropógena con el cambio climático? .....	131	PF 11.2	¿Cómo influyen las erupciones volcánicas en el clima y en nuestra capacidad para predecir el clima? .....	165
PF 4.1	¿Qué cambios se están produciendo en el hielo marino en el Ártico y el Antártico? .....	133	PF 12.1	¿Por qué se emplean tantos modelos y escenarios para la proyección del cambio climático? .....	167
PF 4.2	¿Están desapareciendo los glaciares de las regiones montañosas? .....	135	PF 12.2	¿Cómo cambiará el ciclo del agua en la Tierra? .....	169
PF 5.1	¿Es el Sol un factor importante de los cambios climáticos recientes? .....	137	PF 12.3	¿Qué ocurriría con el clima futuro si se detuvieran hoy las emisiones? .....	171
PF 5.2	¿Cuán inusual es la tasa actual de cambio del nivel del mar? .....	139	PF 13.1	¿Por qué el cambio del nivel del mar local difiere de la media global? .....	173
PF 6.1	¿Podría la liberación rápida de metano y de dióxido de carbono por el deshielo del permafrost o por el calentamiento de los océanos hacer que el calentamiento aumente significativamente? .....	141	PF 13.2	¿Contribuirán los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártida al cambio del nivel del mar durante el resto del siglo? .....	175
PF 6.2	¿Qué ocurre con el dióxido de carbono una vez que se emite a la atmósfera? .....	143	PF 14.1	¿Cómo está influyendo el cambio climático en los monzones? .....	179
PF 7.1	¿De qué manera influyen las nubes en el clima y el cambio climático? .....	145	PF 14.2	¿De qué manera se relacionan las proyecciones futuras del clima regional con las proyecciones del clima medio global? .....	181
PF 7.2	¿De qué manera influyen los aerosoles en el clima y el cambio climático? .....	147			
PF 7.3	¿Podría la geoingeniería contrarrestar el cambio climático y qué efectos colaterales podría tener su uso? .....	149			
PF 8.1	¿Qué grado de importancia tiene el vapor de agua en el cambio climático? .....	153			

Preguntas frecuentes

**PF 1.1 | ¿Por qué no se ha reducido la gama de proyecciones de la temperatura si ha aumentado la comprensión del sistema climático?**

*Los modelos utilizados para calcular las proyecciones de la temperatura del IPCC coinciden en el rumbo que seguirán los cambios globales en el futuro. Sin embargo, no es posible predecir con precisión la envergadura proyectada de esos cambios. La variedad de trayectorias posibles que las tasas de emisión de gases de efecto invernadero pueden seguir, sumada al conocimiento insuficiente de algunos procesos físicos subyacentes, dificultan su modelización. Esas incertidumbres, combinadas con la variabilidad climática natural interanual, producen un “intervalo de incertidumbre” en las proyecciones de la temperatura.*

*No es materialmente posible reducir el intervalo de incertidumbre vinculado a las proyecciones de las emisiones de los precursores de los gases de efecto invernadero y aerosoles (que dependen de las proyecciones de las condiciones sociales y económicas en el futuro). No obstante, una mejor comprensión y unos modelos climáticos perfeccionados, junto con limitaciones de las observaciones, podrían reducir el intervalo de incertidumbre de algunos factores que repercuten en la respuesta del clima a esos cambios en las emisiones. Con todo, este es un proceso lento, dada la complejidad del sistema climático (PF 1.1, figura 1).*

Desde el último informe de evaluación del IPCC, la climatología ha logrado numerosos avances significativos gracias a las mejoras en las mediciones y los análisis de datos de los sistemas de la criosfera, la atmósfera, la tierra, la biosfera y los océanos. Además, los científicos tienen un mayor conocimiento y disponen de mejores herramientas para modelizar la función de las nubes, el hielo marino, los aerosoles, la mezcla oceánica a pequeña escala y el ciclo del carbono, entre otros procesos. El mayor número de observaciones de que se dispone actualmente permite una evaluación más rigurosa de los modelos y una mejor limitación de las proyecciones. Por ejemplo, a medida que los modelos y los análisis de observaciones han ido mejorando, las proyecciones de la elevación del nivel del mar han ganado precisión, equilibrando el balance de la elevación del nivel del mar actual.

A pesar de estos avances, aún existe una gama de posibles proyecciones del clima global y regional futuro (lo que los científicos denominan “intervalo de incertidumbre”). Estos intervalos de incertidumbre son específicos de la variable considerada (por ejemplo, precipitación o bien temperatura) y de la extensión espacial y temporal (por ejemplo, promedios regionales o bien promedios globales). La incertidumbre en las proyecciones climáticas se deriva de la variabilidad natural y de las tasas de emisión en el futuro y de la respuesta del clima a ellas. También puede derivarse de carencias de exactitud en las representaciones de algunos procesos conocidos y de la exclusión de algunos procesos en los modelos.

Debido a la naturaleza caótica del sistema climático, existen límites fundamentales en relación con la precisión con que se pueden realizar proyecciones de las temperaturas anuales. Asimismo, las proyecciones decenales son sensibles a las condiciones imperantes, como la temperatura de las profundidades del océano, menos conocida. Parte de la variabilidad natural a lo largo de decenios se debe a las interacciones entre el océano, la atmósfera, la tierra, la biosfera y la criosfera, y también está vinculada a fenómenos tales como El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) y la Oscilación del Atlántico Norte (OAN) (para más detalles sobre los patrones e índices de la variabilidad climática, véase el recuadro 2.5).

Las erupciones volcánicas y las variaciones de la radiación solar, aunque están sometidas a forzamientos externos y pueden explicarse, también contribuyen a la variabilidad natural. Esta variabilidad natural puede considerarse como parte del “ruido” presente en el registro climático, que constituye el marco en el que se detecta la “señal” del cambio climático antropógeno.

La variabilidad natural tiene mayor incidencia en la incertidumbre a escala regional y local que a escala continental o global. Es inherente al sistema Tierra y un mayor conocimiento sobre ella no elimina las incertidumbres que acarrea. Aun así, es posible realizar algunos avances, especialmente en las proyecciones para los próximos años, gracias a los desarrollos en el conocimiento de, por ejemplo, el estado y los procesos de la criosfera y el océano. Esta es un área activa de investigación. Cuando las variables climáticas se promedian a lo largo de escalas temporales decenales o más largas, la importancia relativa de la variabilidad interna disminuye. De este modo, las señales a largo plazo se vuelven más evidentes (PF 1.1, figura 1). Esta perspectiva a largo plazo se ajusta a una definición común de clima como un promedio de 30 años.

Una segunda fuente de incertidumbre proviene de las numerosas trayectorias posibles que las futuras tasas de emisión de los precursores de los gases de efecto invernadero y los aerosoles pueden seguir, así como de las tendencias del uso del suelo en el futuro. A pesar de ello, las proyecciones climáticas se realizan sobre la base de datos de estas variables. Para obtener estas estimaciones, los científicos consideran varios escenarios alternativos para la sociedad humana en el futuro en términos de cambios demográficos, económicos y tecnológicos y de elecciones políticas. Luego, calculan las emisiones posibles para cada escenario. El IPCC comparte estas estimaciones con los responsables de políticas y, de este modo, las proyecciones climáticas para diferentes escenarios de emisiones pueden tener utilidad, puesto que muestran las posibles consecuencias climáticas de las diferentes decisiones de políticas. Estos escenarios están concebidos para que sean compatibles con toda la gama de escenarios de emisiones descritos en las publicaciones científicas actuales, con o sin política climática, y, como tales, se han diseñado para mostrar la incertidumbre en escenarios futuros.

*(continúa en la página siguiente)*

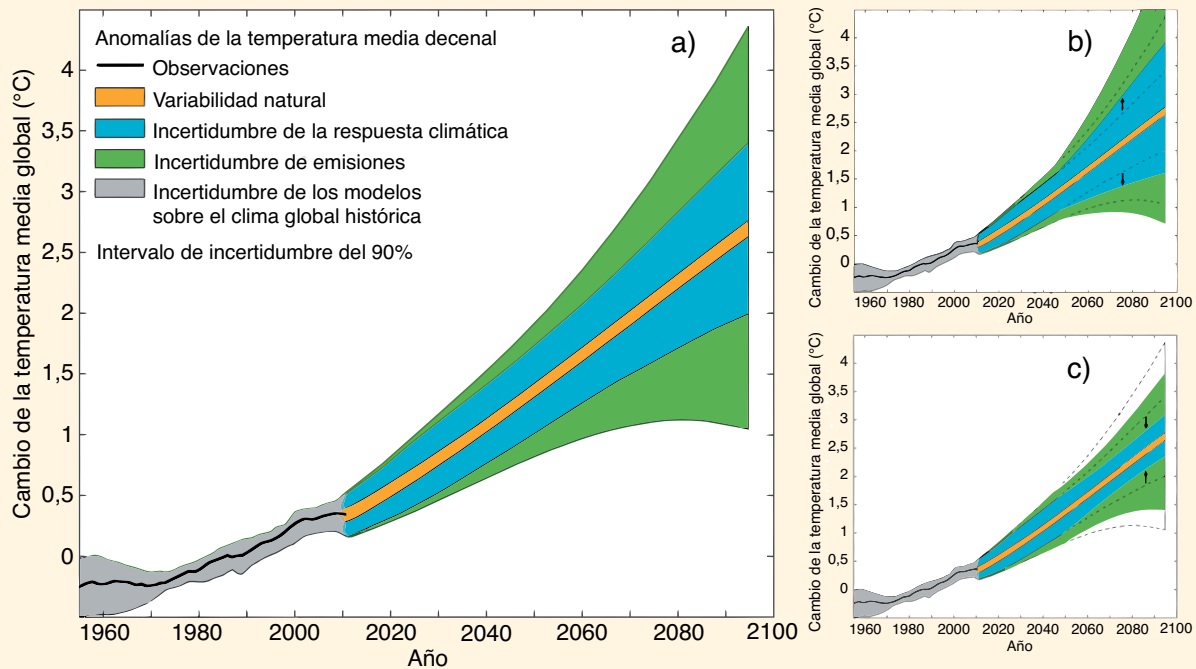
PF 1.1 (continuación)

Las proyecciones para los próximos años y decenios son sensibles a las emisiones de compuestos de corta vida, como los aerosoles y el metano. Por el contrario, las proyecciones para períodos más largos son más sensibles a escenarios alternativos con emisiones de gases de efecto invernadero de larga vida. Aunque se logren progresos en climatología, estas incertidumbres sujetas al escenario no disminuirán; de hecho, constituirán la principal fuente de incertidumbre de las proyecciones a escalas temporales más largas (por ejemplo, para 2100) (PF 1.1, figura 1).

Por último, también contribuye al intervalo de incertidumbre nuestro conocimiento insuficiente sobre la manera en que el clima responderá ante las emisiones antropógenas y el cambio de uso del suelo en el futuro. Para estimar esta respuesta, los científicos se sirven principalmente de modelos informáticos sobre el clima global. Existen varias docenas de modelos sobre el clima global, elaborados por grupos de científicos de todo el mundo. Todos los modelos se basan en los mismos principios físicos, pero el carácter sumamente complejo del sistema climático hace necesario el uso de algunas aproximaciones. Los grupos de científicos eligen aproximaciones ligeramente diferentes para representar procesos específicos en la atmósfera, como las nubes. Así pues, se obtienen diferencias en las proyecciones climáticas creadas con modelos diferentes. Esta contribución al intervalo de incertidumbre se conoce como “incertidumbre de la respuesta” o “incertidumbre del modelo”.

La complejidad del sistema Tierra implica que el clima futuro puede seguir muchos escenarios diferentes sin dejar de ser conforme al conocimiento y a los modelos actuales. A medida que los registros de observaciones se amplíen y los modelos se perfeccionen, los investigadores deberían poder, dentro de los límites de la variabilidad natural, acortar ese intervalo en la temperatura probable de los próximos decenios (PF 1.1, figura 1). También es posible utilizar información sobre el estado actual de los océanos y la criosfera para producir mejores proyecciones para los próximos años.

Los avances científicos permitirán añadir nuevos procesos geofísicos a los modelos climáticos y mejorar las representaciones de los que ya están incluidos. Puede parecer que con estos desarrollos aumentan las estimaciones de la incertidumbre de la respuesta climática obtenidas con modelos, pero tales aumentos simplemente reflejan la cuantificación de las fuentes de incertidumbre que no se habían medido previamente (PF 1.1, figura 1). Cuantos más procesos importantes se añadan, menor será la influencia de los procesos no cuantificados y, por consiguiente, el nivel de confianza en las proyecciones será mayor.



**PF 1.1, figura 1** | Diagrama esquemático que muestra la importancia relativa de diferentes incertidumbres y su evolución en el tiempo. a) Cambio de la temperatura media en superficie decenal (°C) del registro histórico (línea negra), con estimaciones de la incertidumbre obtenidas con modelos climáticos para el período histórico (en gris), junto con las proyecciones climáticas y la incertidumbre futuras. Los valores están normalizados por promedios de 1961 a 1980. La variabilidad natural (en naranja) se obtiene a partir de la variabilidad interanual de los modelos y se supone constante en el tiempo. La incertidumbre de emisiones (en verde) se calcula como la diferencia media de los modelos en las proyecciones de distintos escenarios. La incertidumbre de la respuesta climática (en azul) se basa en la dispersión de los modelos climáticos, junto con las incertidumbres añadidas del ciclo del carbono, así como en estimaciones aproximadas de la incertidumbre adicional derivada de procesos mal modelados. Basado en Hawkins y Sutton (2011) y Huntingford y otros (2009). b) Puede parecer que la incertidumbre de la respuesta climática aumenta cuando se descubre que un proceso nuevo es pertinente, pero tales aumentos reflejan la cuantificación de la incertidumbre que no se ha medido previamente. c) La incertidumbre de la respuesta climática puede disminuir como resultado de mejoras al modelo y limitaciones observacionales adicionales. El intervalo de incertidumbre dado de un 90% implica que se estima con una probabilidad del 90% que la temperatura se encuentra en ese intervalo.

Preguntas frecuentes

**PF 2.1 | ¿Cómo se sabe que se ha producido un calentamiento de la Tierra?**

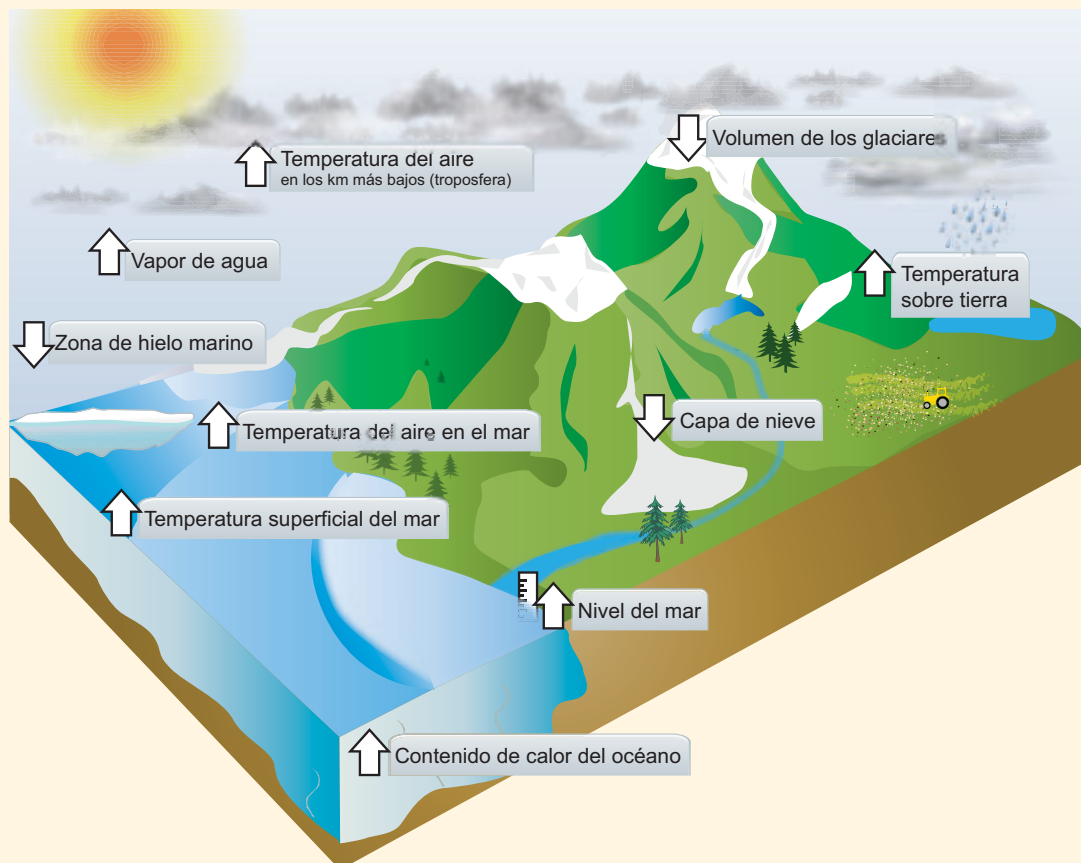
Las evidencias del calentamiento de la Tierra proceden de múltiples indicadores climáticos independientes, desde lo más alto de la atmósfera hasta las mayores profundidades del océano. Cabe mencionar, entre otros, los cambios de las temperaturas en superficie, atmosféricas y oceánicas, así como los cambios en los glaciares, la cubierta de nieve, el hielo marino, el nivel del mar y el vapor de agua atmosférico. Los científicos de todo el mundo han verificado en numerosas ocasiones estas evidencias de forma independiente. No cabe ninguna duda de que se ha producido un calentamiento de la Tierra desde el siglo XIX.

A menudo el debate sobre el calentamiento del clima se centra en los sesgos residuales que podrían contener los registros de temperatura obtenidos en estaciones meteorológicas terrestres. Estos registros son muy importantes, pero solo representan un indicador de los cambios en el sistema climático. Una amplia gama de mediciones físicamente coherentes de muchos otros elementos del sistema climático estrechamente interrelacionados aportan más evidencias del calentamiento de la Tierra (PF 2.1, figura 1).

El aumento de la temperatura media global en superficie es el indicador más conocido del cambio climático. Si bien no siempre cada año e incluso decenio es más cálido que el anterior, las temperaturas globales en superficie han aumentado sustancialmente desde 1900.

El calentamiento de las temperaturas en tierra presenta una estrecha correspondencia con la tendencia de calentamiento observada sobre los océanos. Varios análisis independientes confirman que el calentamiento de las temperaturas del aire oceánico, medido a bordo de buques, y de las temperaturas de la superficie marina también coinciden.

La atmósfera y el océano son cuerpos fluidos. Por ello, el calentamiento en la superficie también debería observarse en la atmósfera inferior y en la parte más profunda de la capa superior de los océanos. Las observaciones confirman que, efectivamente, ese es el caso. Los análisis de las mediciones efectuadas con radiosondas en globos meteorológicos y con satélites coinciden en que se ha producido un calentamiento de la troposfera, la capa de la atmósfera en la que tienen lugar los fenómenos meteorológicos. Más del 90% del exceso de energía que absorbe el sistema climático desde, por lo menos, la década de 1970 se almacena en los océanos, como puede apreciarse en los registros mundiales del contenido de calor del océano desde la década de 1950.

*(continúa en la página siguiente)*

**PF 2.1, figura 1** | Los análisis independientes de muchos componentes del sistema climático que cabría esperar que cambiaran en un planeta más caliente indican tendencias congruentes con un calentamiento (la dirección de las flechas denota el signo del cambio), como puede verse en PF 2.1, figura 2.

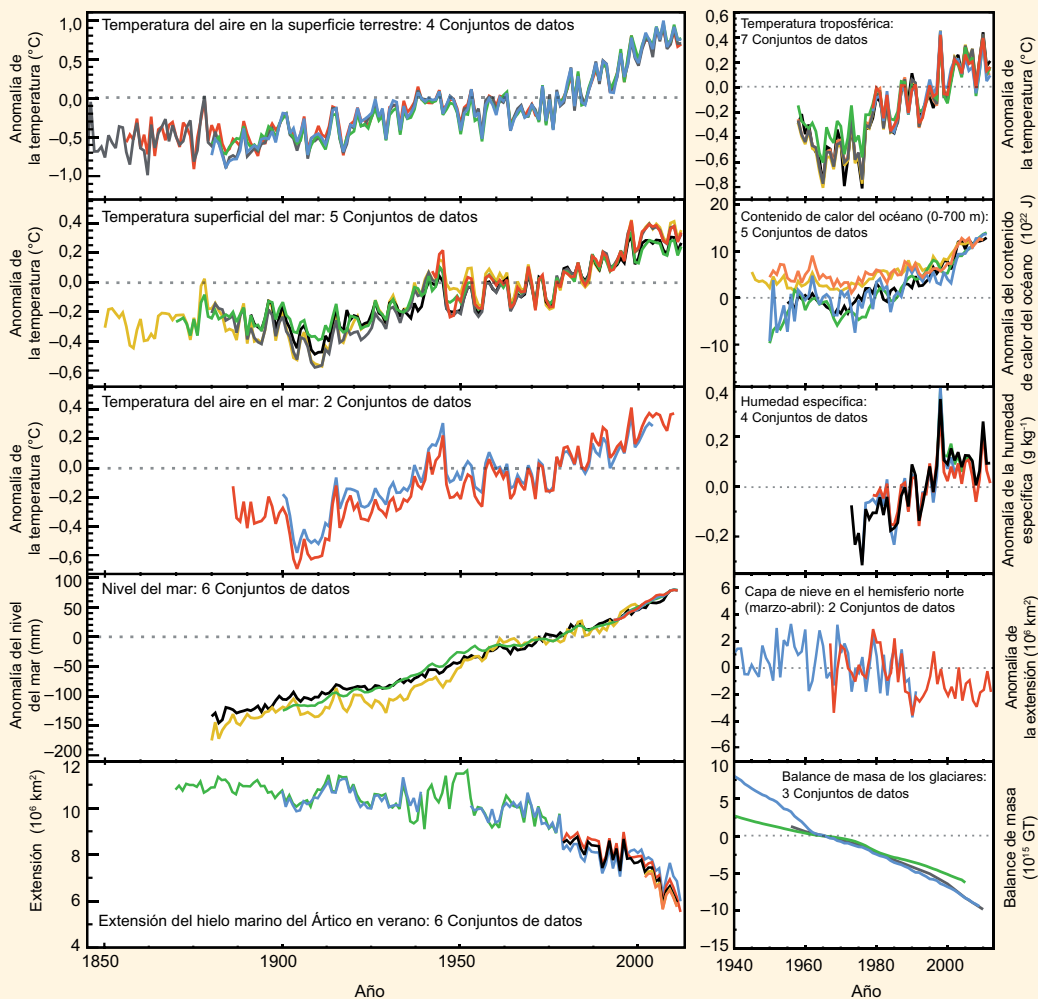
PF 2.1 (continuación)

A medida que aumenta la temperatura de los océanos, el agua se expande. Esta expansión es una de las principales causas de la elevación del nivel del mar observado de forma independiente en el último siglo. Otras causas son la fusión de los glaciares y de los mantos de hielo, así como los cambios en el almacenamiento y el uso del agua en la superficie terrestre.

Un planeta con temperaturas más elevadas es también un planeta con más humedad, ya que el aire, al ser más caliente, puede contener más vapor de agua. Ha quedado demostrado mediante análisis globales que la humedad específica, que mide la cantidad de vapor de agua contenida en la atmósfera, ha aumentado tanto sobre la tierra como sobre los océanos.

Las partes congeladas del planeta, conocidas en su conjunto como criosfera, influyen sobre los cambios locales de la temperatura y, a su vez, están influidas por ellos. La cantidad de hielo contenido en los glaciares de todo el planeta se ha reducido cada año desde hace más de 20 años. Esa pérdida de masa contribuye, en parte, a la elevación del nivel del mar observado. La cubierta de nieve es sensible a los cambios de temperatura, particularmente durante la primavera, cuando la nieve comienza a fundirse. En el hemisferio norte, la capa de nieve durante la primavera ha menguado desde la década de 1950. Se vienen observando pérdidas considerables del hielo marino del Ártico desde que se dispone de registros satelitales, particularmente durante el período de superficie mínima, que tiene lugar en el mes de septiembre y al final de la temporada anual de deshielo. Por el contrario, el aumento de la pérdida del hielo marino del Antártico ha sido menor.

Individualmente, cualquier análisis puede resultar poco convincente, pero el análisis de estos indicadores y de los conjuntos de datos de datos independientes ha llevado a muchos grupos de investigadores independientes a llegar a la misma conclusión. Desde las profundidades de los océanos hasta la cima de la troposfera, las evidencias del calentamiento del aire y los océanos, de la fusión de hielos y de la elevación de los mares indican inequívocamente una cosa: se ha producido un calentamiento de la Tierra desde finales del siglo XIX (PF 2.1, figura 2).



**PF 2.1, figura 2** | Múltiples indicadores independientes del cambio del clima global. Cada línea representa una estimación derivada de forma independiente del cambio de un elemento climático. Los conjuntos de datos de todos los gráficos se han normalizado para un período de registro común. En el material complementario 2.SM.5 se detallan los conjuntos de datos fuente que corresponden a cada gráfico.



Preguntas frecuentes

**PF 2.2 | ¿Ha habido cambios en los valores climáticos extremos?**

Hay evidencias sólidas de que el calentamiento ha provocado cambios en las temperaturas extremas, en particular olas de calor, desde mediados del siglo XX. Es probable que también se haya producido un aumento de los episodios de precipitación intensa en el mismo período, pero de forma diferente según la región. Sin embargo, en lo que respecta a otros valores extremos, como la frecuencia de ciclones tropicales, nuestro grado de certeza es menor, salvo en unas pocas regiones donde se han producido cambios apreciables en el registro observado.

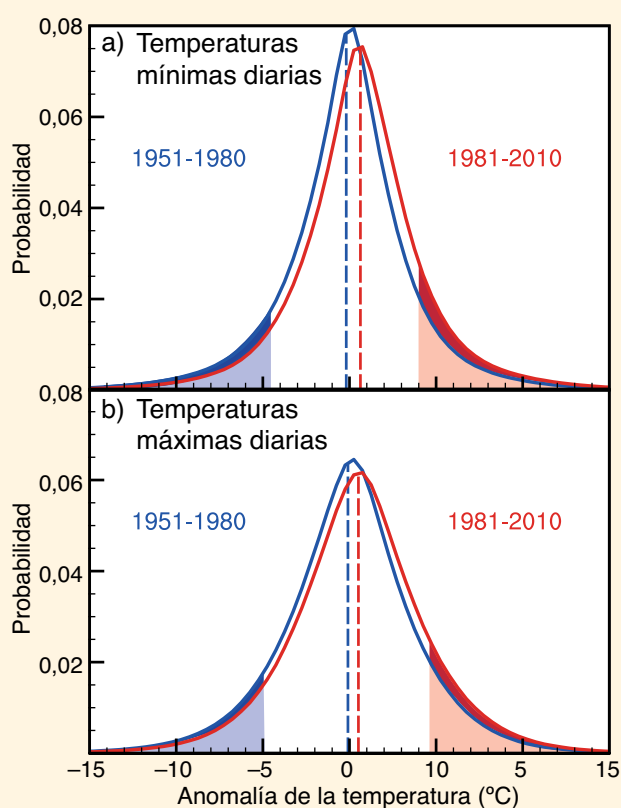
El registro y el análisis de los valores climáticos extremos, como olas de calor y de frío o sequías y lluvias que provocan inundaciones, plantean dificultades únicas no solo porque se trata de episodios raros, sino también porque siempre se producen en conjunción con condiciones disruptivas. Además, no existe una única definición en las publicaciones científicas de lo que constituye un valor climático extremo, lo cual complica las evaluaciones comparativas a nivel mundial.

Aunque, en términos absolutos, un valor climático extremo varíe en función del lugar –por ejemplo, la temperatura en un día caluroso en los trópicos puede ser diferente a la de un día caluroso en las latitudes medias– los esfuerzos internacionales para vigilar los fenómenos climáticos extremos han puesto de relieve algunos cambios globales considerables.

Por ejemplo, si se utilizan definiciones homogéneas de días y noches fríos (<percentil 10°) y calientes (>percentil 90°), los resultados arrojan un mayor número de días y noches calientes y un menor número de días y noches fríos en la mayor parte de las regiones del mundo, con unas pocas excepciones, a saber, América del Norte central y oriental y América del Sur meridional, pero principalmente en el caso de las temperaturas diurnas. Por lo general, estos cambios son más apreciables en las temperaturas extremas mínimas, por ejemplo, para las noches calientes. Las limitaciones de los datos dificultan el establecimiento de una relación causal con los aumentos de las temperaturas medias, pero, como puede observarse en PF 2.2, figura 1, las temperaturas extremas diarias globales efectivamente han cambiado. Se sigue estudiando si estos cambios simplemente están asociados al aumento del promedio de las temperaturas diarias (las líneas discontinuas en PF 2.2, figura 1) o si se han producido otros cambios en la distribución de las temperaturas diurnas y nocturnas.

Las olas de calor, esto es, los períodos en los que se producen días o noches consecutivos de calor extremo, también han sido objeto de evaluación, pero hay menos estudios sobre las características de las olas de calor que estudios que comparan simplemente los cambios de los días o noches calientes. La mayoría de las zonas terrestres de las que se dispone de datos han experimentado más olas de calor desde mediados del siglo XX, salvo en el sureste de Estados Unidos, donde las mediciones de la frecuencia y duración de las olas de calor indican disminuciones. Esto se ha asociado al denominado “agujero de calor” que hay en esta región, donde la precipitación también ha aumentado, debido, posiblemente, a la interacción entre la tierra y la atmósfera y a las variaciones a largo plazo entre los océanos Atlántico y Pacífico. No obstante, en regiones más extensas, particularmente en África y América del Sur, se dispone de poca información sobre los cambios en las olas de calor.

En regiones tales como Europa, que cuentan con reconstrucciones históricas de la temperatura que se remontan a varios cientos de años, los datos indican que algunas zonas han experimentado un número desproporcionado de olas de calor extremas en los últimos decenios.



**PF 2.2, figura 1** | Distribución de las anomalías de las temperaturas mínimas (a) y máximas (b) diarias relativas a la climatología de 1961 a 1990 para dos períodos: 1951 a 1980 (en azul) y 1981 a 2010 (en rojo) mediante el conjunto de datos HadGHCND. Las zonas sombreadas en azul y rojo representan, respectivamente, el 10% de las noches (a) y los días (b) más fríos y más calientes durante el período comprendido entre 1951 y 1980. El sombreado más oscuro indica cuánto ha descendido el número de días y noches más fríos (azul oscuro) y cuánto ha aumentado el número de días y noches más calientes (rojo oscuro) entre 1981 y 2010 en comparación al período entre 1951 y 1980.

(continúa en la página siguiente)

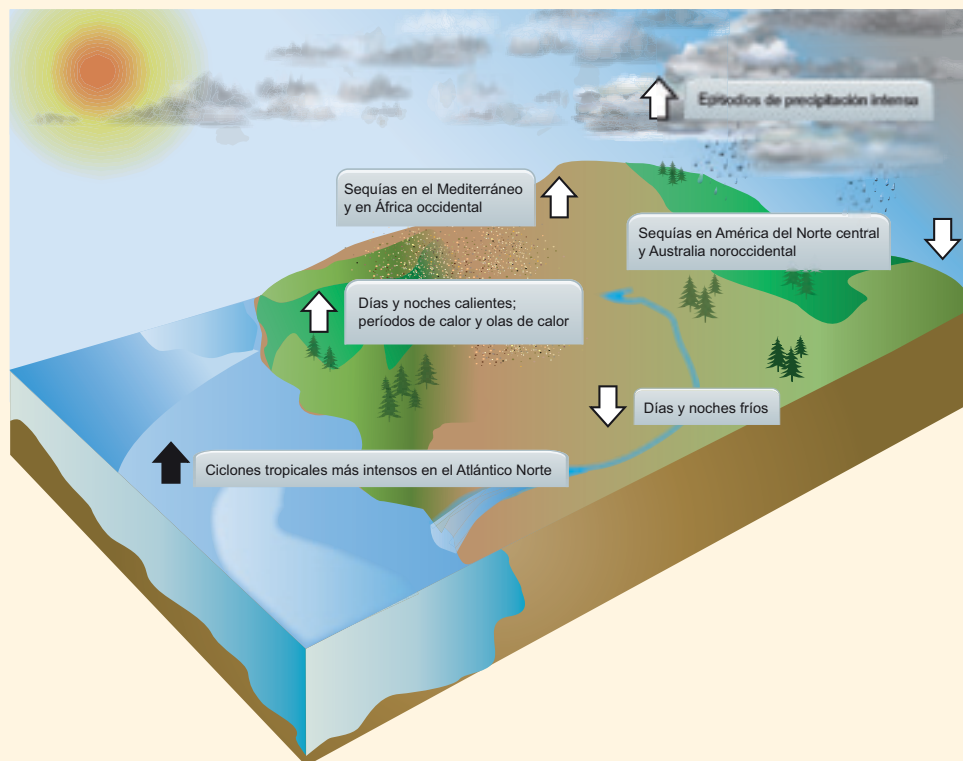
## PF 2.2 (continuación)

Por lo general, las variaciones de los valores extremos de otras variables climáticas son menos uniformes que las observadas en la temperatura debido a las limitaciones de los datos y a incongruencias entre estudios, regiones o temporadas. Sin embargo, los aumentos de episodios de precipitaciones extremas, por ejemplo, son coherentes con el calentamiento del clima. Los análisis de zonas terrestres con datos suficientes indican un aumento de la frecuencia e intensidad de los episodios de precipitaciones extremas en los últimos decenios, pero los resultados varían considerablemente entre regiones y estaciones. Por ejemplo, las evidencias indican claramente un aumento de las precipitaciones intensas en América del Norte y Central y en Europa; por el contrario, en otras regiones, como Australia meridional y Asia occidental, los datos indican un descenso de estos episodios. Asimismo, los estudios sobre sequías no llegan a un acuerdo sobre el sentido de la tendencia mundial, ya que las incoherencias regionales de las tendencias también dependen de la definición de sequía. Sin embargo, hay indicios de un aumento de las sequías en algunas regiones (por ejemplo, el Mediterráneo) y de un descenso en otras (por ejemplo, América del Norte central) desde mediados del siglo XX.

En el caso de otros fenómenos climáticos extremos, como los ciclones tropicales, los últimos estudios muestran que, debido a los problemas con las capacidades de observación en el pasado, resulta difícil hacer declaraciones concluyentes sobre las tendencias a largo plazo. Sin embargo, hay evidencias muy sólidas del aumento del número de tormentas en el Atlántico Norte desde la década de 1970.

Una vez consideradas las incertidumbres presentes en los métodos de observación, las evidencias indican ligeras disminuciones de la frecuencia con que los ciclones tropicales llegan a tierra en el Atlántico Norte y el Pacífico Sur a lo largo de períodos de un siglo o más. No hay evidencias suficientes de una tendencia a más largo plazo en otras cuencas oceánicas. El desplazamiento de los ciclones extratropicales hacia los polos es claro en los dos hemisferios en los últimos 50 años. Por otro lado, hay más evidencias, aunque limitadas, de una disminución de la frecuencia de ventarrones en las latitudes medias. Diversos estudios sugieren un aumento de la intensidad, pero los problemas vinculados al muestreo de datos dificultan estas evaluaciones.

En PF 2.2, figura 2, se ilustran algunos de los cambios observados en los valores climáticos extremos. En general, los cambios globales más importantes se observan en las mediciones de la temperatura diaria y, hasta cierto punto, las olas de calor. Los episodios de precipitaciones extremas parecen ir en aumento, pero la variabilidad espacial es considerable. Las tendencias observadas en las sequías son aún inciertas, salvo en unas pocas regiones. Si bien se ha observado un aumento importante de la frecuencia y actividad de los ciclones tropicales en América del Norte desde la década de 1970, las razones de este incremento siguen siendo objeto de debate. Las evidencias de cambios de los valores extremos asociados a otras variables climáticas desde mediados del siglo XX son escasas.



**PF 2.2, figura 2** | Tendencias de la frecuencia (o intensidad) de varios valores climáticos extremos (la dirección de la flecha denota el sentido del cambio) desde mediados del siglo XX (excepto para las tormentas en el Atlántico Norte, donde el período abarcado comienza en la década de 1970).

Preguntas frecuentes

**PF 3.1 | ¿Se está calentando el océano?**

*Sí, el océano se está calentando en muchas regiones, a varias profundidades y en distintos períodos, pero no en todas partes ni de forma constante. La señal del calentamiento se observa con más claridad cuando se examinan los promedios globales, o incluso los promedios de las cuencas oceánicas, en períodos de un decenio o más largos.*

La temperatura oceánica en un lugar dado puede variar considerablemente con las estaciones. También puede fluctuar sustancialmente de año a año, o incluso de un decenio a otro, debido a las variaciones en las corrientes oceánicas y al intercambio de calor entre el océano y la atmósfera.

Las temperaturas del océano se registran desde hace siglos, pero hasta 1971 aproximadamente las mediciones no fueron lo suficientemente exhaustivas para estimar la temperatura media global de los cientos de metros más superficiales del océano de un año dado. De hecho, antes de 2005, hasta que la red de flotadores perfiladores de temperatura y salinidad Argo alcanzó la cobertura mundial, la temperatura media global de la capa superior del océano de un año dado dependía de la metodología que se hubiera empleado para calcularla.

Las temperaturas medias globales de la capa superior del océano han aumentado a lo largo de escalas temporales decenales desde 1971 a 2010. A pesar de la considerable incertidumbre conexas a la mayoría de las medias anuales, este calentamiento se considera un resultado sólido. En los 75 m más superficiales del océano, la tendencia del calentamiento medio global ha sido de 0,11 [0,09 a 0,13] °C por decenio en el período mencionado. Por lo general, esta tendencia disminuye entre la superficie y las profundidades medias: hasta los 200 m, el aumento de la temperatura ha sido de 0,04 °C por decenio y, hasta los 500 m, de menos de 0,02 °C.

Las anomalías de la temperatura llegan a la subsuperficie de los océanos por corrientes además de por mezcla con aguas de menor profundidad (PF 3.1, figura 1). Las aguas más frías, y por tanto más densas, de las latitudes altas pueden descender desde la superficie y luego desplazarse hacia el ecuador por debajo de aguas más calientes y ligeras en latitudes más bajas. En unos pocos lugares, como el océano Atlántico Norte septentrional y el océano Austral que rodea a la Antártida, el agua oceánica se enfría tanto que desciende a grandes profundidades, incluso hasta el suelo marino. Luego esta agua se desplaza para llenar gran parte del resto de las profundidades del océano. A medida que las aguas superficiales del océano se calientan, las aguas que se hunden también se calientan con el tiempo. De este modo, las temperaturas en el océano interior aumentan más rápidamente de lo que lo harían únicamente con la mezcla descendente del calentamiento superficial.

En el Atlántico Norte, la temperatura de estas aguas profundas varía de decenio a decenio –unas veces se calienta, otras se enfría– en función de los patrones atmosféricos reinantes durante el invierno. Se ha detectado que las aguas del fondo alrededor de la Antártida se han calentado desde 1992 hasta 2005 aproximadamente, debido, quizá, a la intensificación y el desplazamiento hacia el sur de los vientos del oeste en torno al océano Austral en los últimos decenios. Es posible observar esta señal de calentamiento de las aguas más frías y profundas del fondo de los océanos del mundo, aunque se debilita hacia el norte de los océanos Índico, Atlántico y Pacífico. La tasa de calentamiento de las aguas profundas del océano generalmente es menos pronunciada que la de las aguas superficiales (alrededor de 0,03 °C por decenio desde la década de 1990 en las aguas profundas y del fondo en la Antártida, y menores en muchos otros lugares). Sin embargo, se produce sobre un gran volumen, de modo que el calentamiento de las aguas profundas del océano contribuye considerablemente al aumento total del contenido de calor del océano.

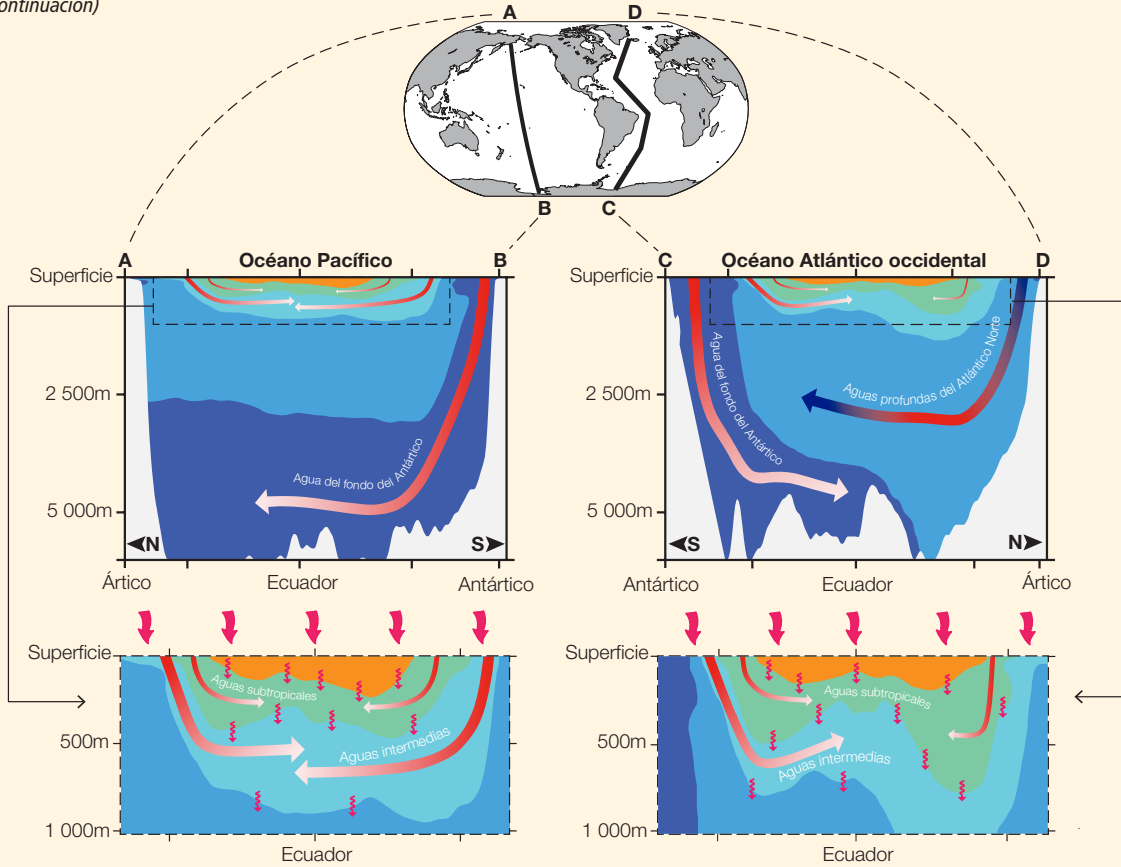
En los últimos años, las estimaciones de los cambios históricos de la temperatura media global oceánica se han vuelto más precisas, en gran medida por el reconocimiento, y la reducción, de errores de medición sistemáticos. Por medio de comparaciones rigurosas de mediciones menos precisas con otras más diseminadas y precisas de emplazamientos adyacentes y a horas similares, se consiguieron reducir algunos desvíos instrumentales parásitos en el registro histórico. Estos avances revelaron que la temperatura media global del océano había aumentado a un ritmo mucho más firme de año en año del que se había registrado antes de 2008. No obstante, la tasa de calentamiento medio global podría no ser uniforme en el tiempo. Hay años en que el océano parece calentarse más rápido que la media y otros en que la tasa de calentamiento parece ser más lenta.

El océano, por su gran masa y alta capacidad calorífica, puede almacenar enormes cantidades de energía (con una capacidad 1 000 veces superior a la de la atmósfera para un aumento equivalente de temperatura). La Tierra absorbe más calor que el que emite al espacio; prácticamente todo este exceso de calor penetra en los océanos y se almacena en ellos. Entre 1971 y 2010, el océano absorbió aproximadamente un 93% del calor combinado almacenado por el aire, el mar y la tierra calentados y el hielo fundido.

Gracias a su enorme capacidad calorífica y su lenta circulación, el océano tiene una inercia térmica significativa. Las temperaturas cerca de la superficie del océano tardan aproximadamente un decenio en ajustarse en respuesta al forzamiento climático (véase la sección 12.5), por ejemplo, a cambios en las concentraciones de gases de efecto invernadero. Por consiguiente, si en el futuro se mantuvieran las concentraciones de gases de efecto invernadero en los niveles actuales, el ritmo de aumento de la temperatura de la superficie de la Tierra comenzaría a ralentizarse en aproximadamente 10 años. Sin embargo, la temperatura de las profundidades del océano continuaría aumentando durante siglos a milenios (véase la sección 12.5) y, en consecuencia, los niveles del mar también continuarían creciendo entre siglos y milenios (véase la sección 13.5).

*(continúa en la página siguiente)*

PF 3.1 (continuación)



**PF 3.1, figura 1** | Trayectorias de la incorporación oceánica de calor. El océano está estratificado, con el agua más fría y densa en las profundidades (ilustraciones superiores: utilícese el mapa superior como orientación). El agua fría del fondo del Antártico (en azul oscuro) desciende alrededor de la Antártida y luego se desplaza en dirección norte por el suelo oceánico hacia el Pacífico central (ilustración superior izquierda: las flechas que cambian de tonalidad entre el rojo y el blanco indican un calentamiento mayor del agua del fondo en contacto reciente con la superficie del océano) y hacia el Atlántico occidental (ilustración superior derecha), así como también hacia el océano Índico (no ilustrado). Las aguas profundas del Atlántico Norte, menos frías y, por tanto, más ligeras (en azul claro) se hunden en el océano Atlántico Norte septentrional (ilustración superior derecha: la flecha que cambia de tonalidad entre el rojo y el azul en las aguas profundas indica el calentamiento y enfriamiento decenal) y luego se desplazan hacia el sur por encima del agua del fondo del Antártico. Análogamente, en la capa superior del océano (la ilustración inferior izquierda muestra un detalle del océano Pacífico, y la inferior derecha, del Atlántico), las frías aguas intermedias (en cian), se hunden en las regiones subpolares (las flechas que cambian de tonalidad entre el rojo y el blanco indican el calentamiento con el tiempo) antes de desplazarse hacia el ecuador por debajo de las más cálidas aguas subtropicales (en verde) que, a su vez, descienden (las flechas que cambian de tonalidad entre el rojo y el blanco indican un calentamiento fuerte de las aguas intermedias y subtropicales en contacto muy reciente con la superficie) y se desplazan hacia el ecuador por debajo de las aguas tropicales (en naranja), que son las más calientes y ligeras de los tres océanos. Los excesos de calor o frío que entran en la superficie del océano (flechas rojas curvadas encima de la superficie) también se mezclan lentamente hacia abajo (flechas rojas onduladas debajo de la superficie).

Preguntas frecuentes

**PF 3.2 | ¿Existen evidencias de cambios en el ciclo del agua de la Tierra?**

*El ciclo del agua de la Tierra engloba la evaporación y la precipitación de la humedad en la superficie de la Tierra. Los cambios en el contenido de vapor de agua de la atmósfera son evidencias sólidas de que el ciclo hidrológico ya ha comenzado a reaccionar ante el calentamiento del clima. También son evidencia de ello los cambios en la distribución de la salinidad oceánica, que, al no haber observaciones a largo plazo de la lluvia y la evaporación sobre los océanos, se ha convertido en un pluviómetro indirecto.*

Se prevé que el ciclo del agua se intensifique con un clima más cálido, pues el aire caliente puede contener más humedad: la atmósfera puede contener aproximadamente un 7% más de vapor de agua por cada grado Celsius de calentamiento. Las observaciones desde la década de 1970 indican un aumento del vapor de agua presente en la superficie terrestre y en la atmósfera inferior (PF 3.2, figura 1a) a una tasa conforme al calentamiento observado. Además, las proyecciones indican que la evaporación y la precipitación se intensificarán con un clima más cálido.

Los cambios registrados en la salinidad oceánica en los últimos 50 años respaldan esas proyecciones. El agua de mar contiene tanto agua salada como agua dulce y su salinidad es una función del peso de las sales disueltas que contiene. Dado que la cantidad total de sal, que proviene de la meteorización de las rocas, no cambia a escalas temporales humanas, la salinidad del agua de mar solo puede verse alterada a lo largo de días o siglos por la adición o sustracción de agua dulce.

La atmósfera conecta las regiones del océano con pérdida neta de agua dulce con las de ganancia mediante el traslado de vapor de agua de un lugar a otro. La distribución de la salinidad en la superficie oceánica refleja en gran medida el patrón espacial de la evaporación menos la precipitación, la escorrentía desde tierra y los procesos del hielo marino. Se han producido algunas alteraciones en los patrones de unos procesos respecto de otros debido a las corrientes oceánicas.

Las aguas subtropicales son altamente salinas porque la evaporación es superior a la precipitación, mientras que el agua del mar en latitudes más altas y en los trópicos, donde cae más lluvia de la que se evapora, es menos salina (PF 3.2, figura 1b, d). El océano Atlántico, la cuenca oceánica con más contenido de sal, pierde más agua dulce por evaporación que la que gana por precipitación. En cambio, el Pacífico es prácticamente neutro (es decir, la ganancia por precipitación es aproximadamente la misma que la pérdida por evaporación) y en el océano Austral (la región alrededor de la Antártida) predominan las precipitaciones.

Los cambios de la salinidad de la superficie y de la capa superior del océano han intensificado el patrón de salinidad medio. Las regiones subtropicales, en las que predomina la evaporación, se han vuelto más salinas y las regiones subpolares y tropicales, en las que predomina la precipitación, se han desalinizado. Un estudio de los cambios en los 500 m superiores del océano arroja un aumento de la salinidad en el Atlántico, donde predomina la evaporación, y una disminución en el Pacífico, prácticamente neutral en la relación precipitación/evaporación, y en el Austral, donde predomina la precipitación (PF 3.2, figura 1c).

La observación directa y a nivel global de los cambios de la precipitación y la evaporación es difícil, ya que la mayoría del intercambio de agua dulce entre la atmósfera y la superficie tiene lugar sobre el 70% de la superficie de la Tierra cubierta por océanos. Se dispone de registros de precipitaciones a largo plazo únicamente sobre la superficie terrestre, pero no de mediciones de la evaporación a largo plazo.

Las observaciones terrestres muestran un aumento de las precipitaciones en algunas regiones y una disminución en otras, lo que dificulta construir una imagen global integrada. También indican un aumento del número de episodios de lluvia extremos, así como de inundaciones asociadas a la fusión de nieve más temprana en latitudes muy septentrionales, pero estas tendencias tienen un carácter regional muy marcado. Hasta ahora, las observaciones en tierra no proporcionan evidencias suficientes de los cambios en las sequías.

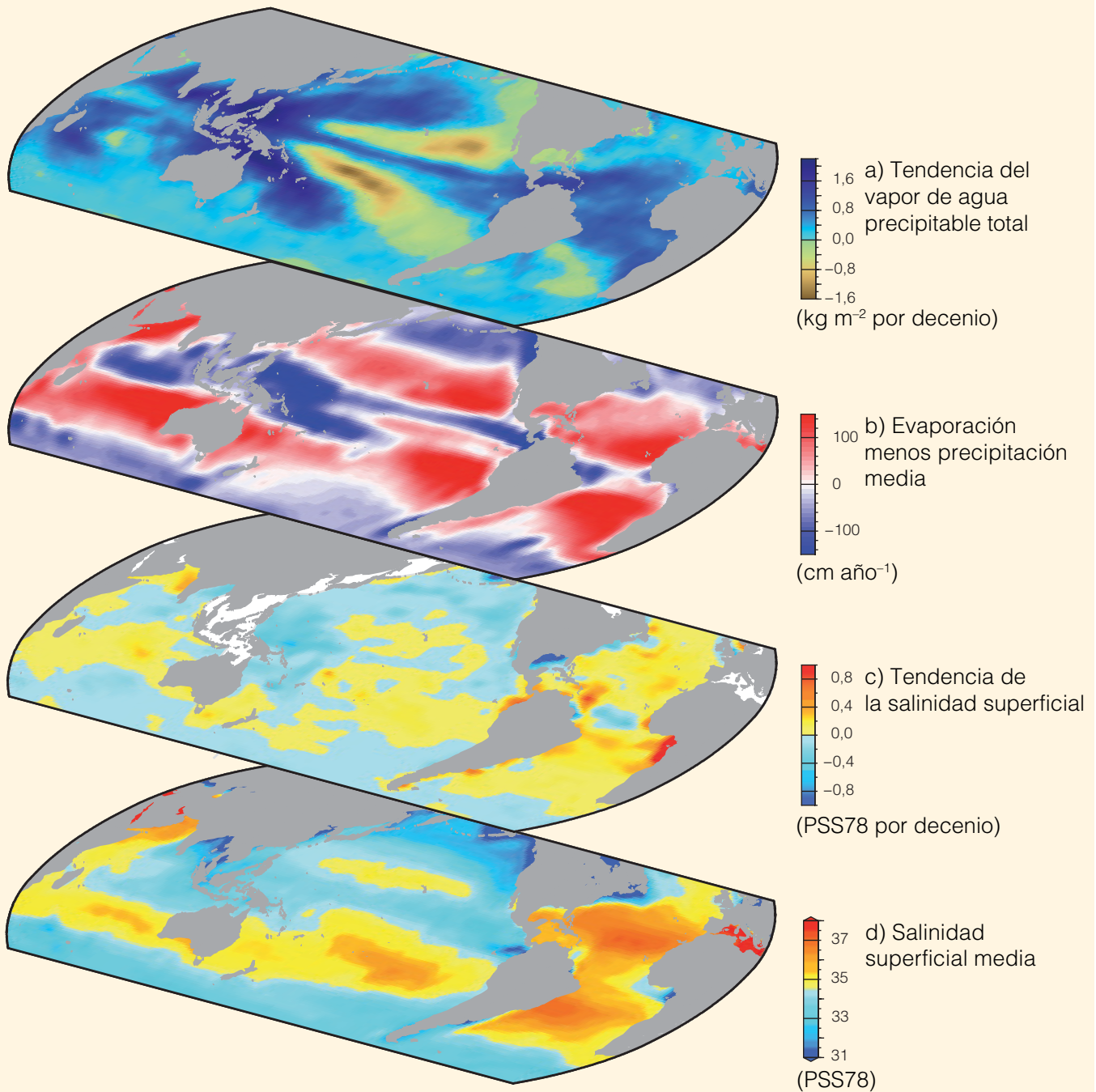
Por otro lado, es posible medir la lluvia sobre el océano de forma efectiva y precisa con la salinidad oceánica, ya que esta refleja y suaviza la diferencia entre el agua que el océano incorpora por precipitación y la que pierde por evaporación, ambas irregulares y episódicas. La salinidad oceánica también se ve afectada por la escorrentía del agua de los continentes y por la fusión y el congelamiento del hielo marino o del hielo glaciar flotante. El agua dulce añadida por la fusión de hielo en tierra modificará la salinidad media global, pero los cambios producidos hasta la fecha son demasiado pequeños como para ser observados.

Los datos de los últimos 50 años revelan cambios generalizados en la salinidad de la capa superior del océano, que indican cambios sistemáticos en la precipitación y escorrentía menos la evaporación, como se ilustra en PF 3.2, figura 1.

Esta pregunta se basa en las observaciones incluidas en los capítulos 2 y 3 y en los análisis de modelos de los capítulos 9 y 12.

*(continúa en la página siguiente)*

PF 3.2 (continuación)



**PF 3.2, figura 1** | Los cambios de la salinidad de la superficie del mar están relacionados con los patrones atmosféricos de evaporación menos precipitación (E – P) y con las tendencias del agua precipitable total: a) Tendencia lineal (1988 a 2010) del agua precipitable total (vapor de agua integrado desde la superficie terrestre a través de toda la atmósfera) (kg m<sup>-2</sup> por decenio) obtenida a partir de observaciones satelitales (reproductor de imágenes con detector especial en microondas) (según Wentz y otros, 2007) (gama de azul: más húmedo; gama de amarillo: más seco); b) La E – P neta media climatológica (cm año<sup>-1</sup>) del período entre 1979 y 2005 obtenida a partir de reanálisis meteorológicos (Centros Nacionales de Predicción del Medio Ambiente/Centro Nacional de Investigaciones Atmosféricas; Kalnay y otros, 1996) (gama de rojo: evaporación neta; gama de azul: precipitación neta); c) Tendencia (1950 a 2000) de la salinidad superficial (PSS78 por 50 años) (según Durack y Wijffels, 2010) (gama de azul: disminución de la salinidad; gamas de amarillo y rojo: aumento de la salinidad). d) Salinidad superficial media climatológica (PSS78) (gama de azul: <35; gamas de amarillo y rojo: >35).

Preguntas frecuentes

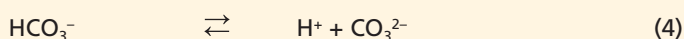
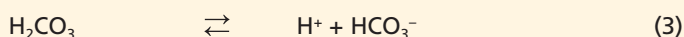
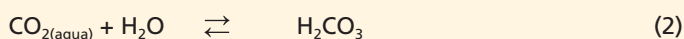
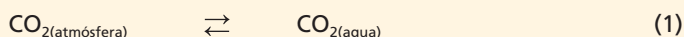
**PF 3.3 | ¿Cómo se relaciona la acidificación del océano antropógena con el cambio climático?**

*Tanto el cambio climático como la acidificación del océano antropógenos se deben al incremento de las concentraciones de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) en la atmósfera. Los mayores niveles de dióxido de carbono, así como de otros gases de efecto invernadero, afectan indirectamente al sistema climático, ya que retienen el calor que emite la superficie de la Tierra. La acidificación del océano antropógena es una consecuencia directa del aumento de las concentraciones de CO<sub>2</sub>, pues actualmente el agua del mar absorbe alrededor del 30% del CO<sub>2</sub> antropógeno presente en la atmósfera.*

La acidificación del océano es la disminución del pH del océano durante un periodo prolongado, normalmente decenios o más, causado principalmente por la incorporación de CO<sub>2</sub> de la atmósfera. El pH es una medida de la acidez adimensional. La acidificación del océano describe la dirección del cambio del pH, no su estado final, es decir, el pH del océano está disminuyendo, pero no se espera que se torne ácido (pH < 7). La acidificación del océano también puede deberse a adiciones o sustracciones químicas del océano que pueden ser de origen natural (por ejemplo, una mayor actividad volcánica, la liberación de metano hídrico o cambios a largo plazo de la respiración neta) o provocadas por el hombre (por ejemplo, la liberación de compuestos de nitrógeno y azufre a la atmósfera). La acidificación del océano antropógena hace referencia a la parte de disminución del pH originado por la actividad humana.

La liberación de CO<sub>2</sub> provocada por las actividades industriales y agrícolas desde aproximadamente 1750 ha producido el aumento de las concentraciones medias globales de CO<sub>2</sub> en la atmósfera, que pasaron de 278 ppm a 390,5 ppm en 2011. La concentración atmosférica de CO<sub>2</sub> actual es la más alta desde, por lo menos, los últimos 800 000 años y se prevé que continúe aumentando por nuestra dependencia de los combustibles fósiles para obtener energía. Hasta la fecha, los océanos han absorbido alrededor de 155 ± 30 PgC de la atmósfera, lo que representa aproximadamente un cuarto de la cantidad total de CO<sub>2</sub> emitido (555 ± 85 PgC) por las actividades humanas desde la era preindustrial. Este proceso de absorción natural ha reducido significativamente los niveles de gases de efecto invernadero en la atmósfera y ha minimizado algunos de los impactos del calentamiento global. No obstante, esta incorporación de CO<sub>2</sub> tiene repercusiones considerables en la química del agua de mar. El pH medio de las aguas superficiales del océano ya ha disminuido unas 0,1 unidades y ha pasado de 8,2 a 8,1 desde el comienzo de la Revolución Industrial. Las estimaciones de las proyecciones de concentraciones de CO<sub>2</sub> en la atmósfera y el océano indican que, hacia finales de este siglo, el pH medio del océano superficial será entre un 0,2 y un 0,4 más bajo que en la actualidad. La escala de pH es logarítmica, de modo que un cambio de una unidad corresponde a un cambio 10 veces mayor en la concentración de iones de hidrógeno.

Cuando se produce el intercambio de CO<sub>2</sub> atmosférico a través de la interfaz aire-mar, el CO<sub>2</sub> reacciona con el agua de mar y se producen cuatro reacciones químicas que aumentan las concentraciones de los compuestos de carbono: dióxido de carbono disuelto (CO<sub>2(agua)</sub>), ácido carbónico (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) y bicarbonato (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>):

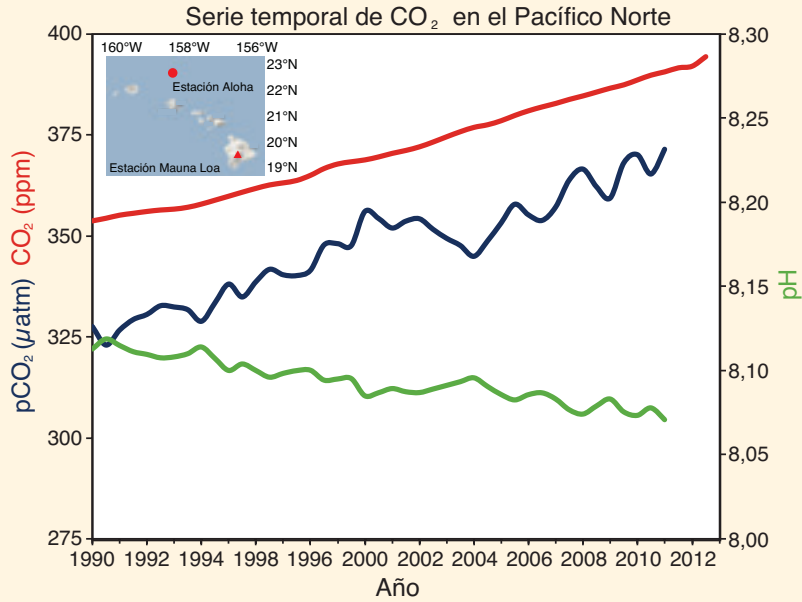


Estas reacciones producen iones de hidrógeno (H<sup>+</sup>). El aumento de la concentración de iones de hidrógeno en el océano se traduce en la reducción del pH o, lo que es lo mismo, en el aumento de la acidez. En condiciones normales, más del 99,99% de los iones de hidrógeno que se producen en el agua de mar se combinan con iones carbonato (CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>) para producir HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> adicional. Por consiguiente, la adición de CO<sub>2</sub> antropógeno a los océanos baja el pH y consume iones carbonato. Estas reacciones son completamente reversibles y la termodinámica básica de estas reacciones en el agua de mar se conoce bien, de forma que con un pH de aproximadamente 8,1, alrededor de un 90% del carbono está en forma de ión bicarbonato, un 9% en forma de ión carbonato y solo alrededor de un 1% en forma de CO<sub>2</sub> disuelto. Los resultados de estudios en laboratorios, sobre el terreno y de modelización, así como los datos del registro geológico, indican claramente que los ecosistemas marinos son altamente sensibles a los aumentos de CO<sub>2</sub> oceánico y a la disminución de pH y de iones carbonato conexas.

El cambio climático y la acidificación del océano antropógena no actúan de forma independiente. Si bien el CO<sub>2</sub> que incorpora el océano no contribuye al calentamiento por efecto invernadero, el calentamiento del océano reduce la solubilidad del CO<sub>2</sub> en el agua de mar, lo que conlleva la reducción de la cantidad de CO<sub>2</sub> que los océanos pueden absorber de la atmósfera. Por ejemplo, con el doble de concentración de CO<sub>2</sub> respecto de la era preindustrial y un incremento de 2 °C de la temperatura, el agua de mar absorbe casi un 10% menos de CO<sub>2</sub> (un 10% menos de carbono total, C<sub>T</sub>) del que absorbería sin el aumento de temperatura (compárense las columnas 4 y 6 del cuadro 1), pero el pH se mantiene prácticamente invariable. Esto significa que, aunque un océano más caliente tenga menos capacidad de remover CO<sub>2</sub> de la atmósfera, no deja de acidificarse. Esto es consecuencia de que, en un océano más caliente, el bicarbonato se convierte en carbonato y libera un ión de hidrógeno, estabilizándose así el pH.

(continúa en la página siguiente)

PF 3.3 (continuación)



**PF 3.3, figura 1** | Serie temporal suavizada de la fracción molar de CO<sub>2</sub> atmosférico (en ppm) en el Observatorio atmosférico de Mauna Loa (línea superior roja), la presión parcial de CO<sub>2</sub> (pCO<sub>2</sub>) en la superficie del océano (línea de en medio azul) y el pH de la superficie del océano (línea inferior verde) en la Estación ALOHA en el Pacífico Norte subtropical al norte de Hawái durante el período comprendido entre 1990 y 2011 (según Doney y otros, 2009; datos extraídos de Dore y otros, 2009). Los resultados indican que la tendencia de la pCO<sub>2</sub> de la superficie del océano suele coincidir con el incremento atmosférico, pero es más variable debido a la variabilidad interanual a gran escala de los procesos oceánicos.

**PF 3.3, cuadro 1** | Variaciones en los parámetros del pH y del sistema de carbono oceánicos en el agua de superficie para una concentración de CO<sub>2</sub> atmosférico dos veces mayor con respecto a la era preindustrial sin y con un aumento de 2 °C de temperatura<sup>a</sup>.

Parámetro	Preindustrial (280 ppmv) 20 °C	Preindustrial x 2 (560 ppmv) 20 °C	(% de variación en comparación con la era preindustrial)	Preindustrial x 2 (560 ppmv) 22 °C	(% de variación en comparación con la era preindustrial)
pH	8,1714	7,9202	–	7,9207	–
H <sup>+</sup> (mol kg <sup>-1</sup> )	6,739e <sup>-9</sup>	1,202e <sup>-8</sup>	(78,4)	1,200e <sup>-8</sup>	(78,1)
CO <sub>2</sub> (agua) (μmol kg <sup>-1</sup> )	9,10	18,10	(98,9)	17,2	(89,0)
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (μmol kg <sup>-1</sup> )	1 723,4	1 932,8	(12,15)	1 910,4	(10,9)
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> (μmol kg <sup>-1</sup> )	228,3	143,6	(-37,1)	152,9	(-33,0)
C <sub>T</sub> (μmol kg <sup>-1</sup> )	1 960,8	2 094,5	(6,82)	2 080,5	(6,10)

Notas:

<sup>a</sup> CO<sub>2</sub>(agua) = CO<sub>2</sub> disuelto, H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> = ácido carbónico, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> = bicarbonato, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> = carbonato, C<sub>T</sub> = carbono total = CO<sub>2</sub>(agua) + HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> + CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>.



Preguntas frecuentes

**PF 4.1 | ¿Qué cambios se están produciendo en el hielo marino en el Ártico y el Antártico?**

*Las cubiertas de hielo del océano Ártico y del océano Austral alrededor de la Antártida tienen características bastante diferentes y, por tanto, experimentan cambios diferentes con el tiempo. En los últimos 34 años (1979 a 2012), la extensión media anual del hielo marino del Ártico se redujo un 3,8% por decenio. El espesor medio en invierno del hielo marino del océano Ártico se redujo en aproximadamente 1,8 m entre 1978 y 2008 y su volumen total (masa) ha mermado durante todas las épocas del año. La reducción más rápida del valor mínimo en verano de la extensión del hielo marino es consecuencia de estas tendencias. Por el contrario, durante el mismo período de 34 años, se ha registrado un ligero aumento de un 1,5% por decenio en la extensión total de hielo marino en el Antártico. No obstante, existen importantes diferencias regionales en los cambios producidos alrededor de la Antártida. Se dispone de mediciones insuficientes del espesor del hielo marino del Antártico para valorar si el volumen total (masa) ha disminuido o aumentado, o si se mantiene estable.*

Una gran parte de la cubierta total de hielo marino del Ártico se encuentra por encima de los 60° N (PF 4.1, figura 1) y está rodeada de tierra al sur con aberturas al archipiélago ártico canadiense y a los mares de Bering, Barents y Groenlandia. Parte del hielo de la cuenca del Ártico perdura durante varias estaciones y aumenta su espesor por la congelación del agua de mar en la base y por deformación (estriamiento y cabalgamiento). El espesor del hielo marino estacional aumenta únicamente unos 2 m, pero el del hielo de más de un año (hielo perenne) puede aumentar varios metros. El hielo marino del Ártico se mueve a la deriva por la cuenca, empujado por el viento y las corrientes oceánicas: el patrón medio de deriva predominante es una circulación en sentido de las agujas del reloj en el Ártico occidental y una corriente transpolar de deriva que lleva el hielo marino siberiano a través del Ártico y lo saca de la cuenca por el estrecho de Fram.

Gracias a los satélites con capacidad para distinguir el hielo de las aguas libres, contamos con una imagen de los cambios producidos en la cubierta de hielo marino. Desde 1979, la extensión media anual de hielo en el Ártico ha disminuido un 3,8% por decenio. La reducción de la extensión al final del verano (final de septiembre) ha sido aún mayor, de un 11% por decenio, y alcanzó un récord mínimo en 2012. La extensión media decenal de la cubierta mínima de hielo del Ártico en septiembre ha disminuido cada decenio desde que se dispone de registros satelitales. Los registros submarinos y satelitales indican que el espesor del hielo del Ártico y, por tanto, su volumen total, también está mermando. Las variaciones de las cantidades relativas de hielo perenne y estacional contribuyen a la reducción del volumen de hielo. En el registro de 34 años, aproximadamente un 17% de este tipo de hielo marino por decenio se ha perdido por fusión y salida de la cuenca desde 1979, y un 40% desde 1999. Aunque la zona de la cubierta de hielo marino del Ártico puede fluctuar de año a año debido a la producción estacional variable, es lento el ritmo de recuperación de la proporción de hielo perenne espeso y el volumen total de hielo marino.

A diferencia del Ártico, la cubierta de hielo alrededor de la Antártida está limitada en las latitudes al norte de los 78°S debido a la presencia de la masa terrestre continental. La cubierta de hielo del Antártico es considerablemente estacional: su espesor medio en el período de extensión máxima en septiembre es de tan solo alrededor de 1 m. Solo una pequeña fracción de la cubierta de hielo subiste al mínimo estival en febrero, y es muy pequeña la que tiene más de dos años. El borde de hielo está expuesto al mar abierto y la cantidad de nieve caída sobre el hielo marino del Antártico es más elevada que sobre el Ártico. Cuando la carga de nieve debida a la nieve caída es suficiente para hundir la superficie de hielo por debajo del nivel del mar, el agua de mar se filtra por la base del banco de nieve y, cuando la nieve enlodada se congela, se forma nieve-hielo. Así pues, la conversión de nieve a hielo (así como la congelación basal en el Ártico) contribuyen al aumento estacional del espesor de hielo y del volumen total de hielo en el Antártico. La formación de nieve-hielo es sensible a los cambios en la precipitación y, por consiguiente, a los cambios del clima regional. La consecuencia de los cambios en la precipitación sobre el espesor y el volumen del hielo marino en el Antártico siguen siendo objeto de investigación.

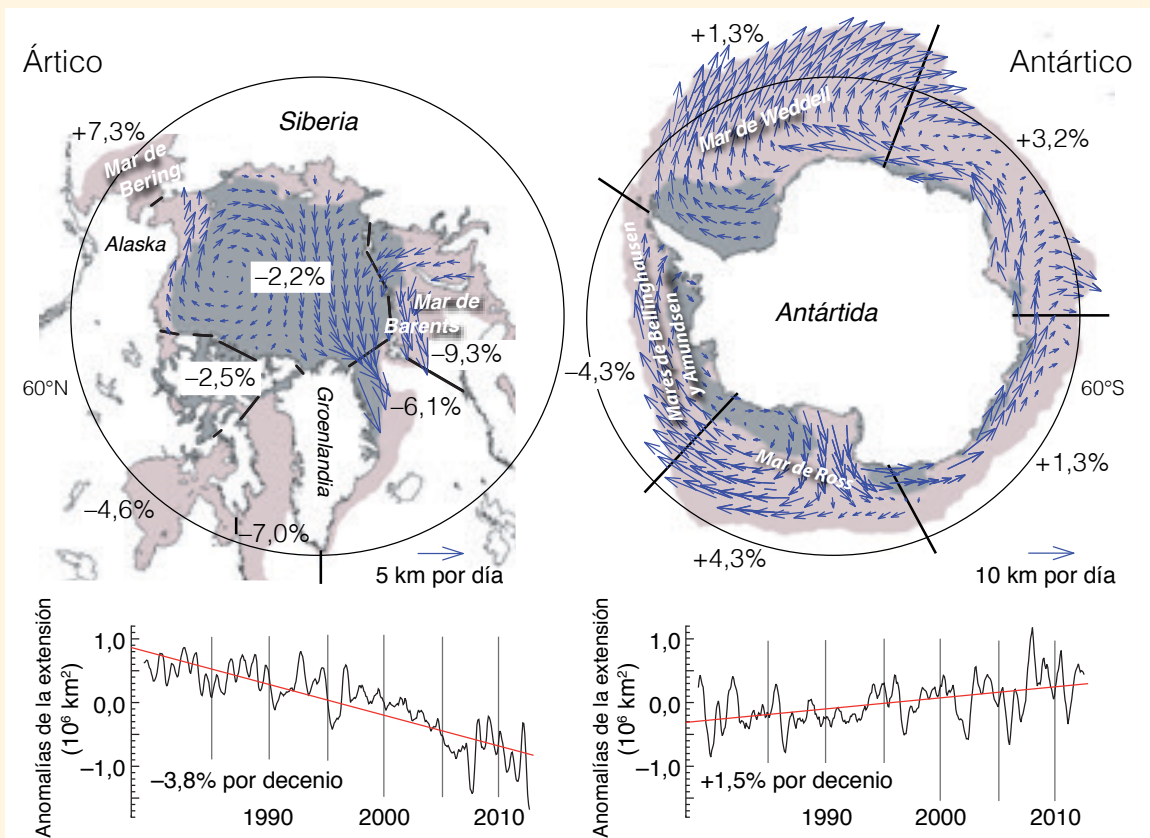
La extensión latitudinal de la capa de hielo marino del Antártico, al no estar limitada por fronteras terrestres, es muy variable. Cerca de la costa antártica, la deriva del hielo marino es predominantemente de este a oeste, pero, más hacia el norte, es de oeste a este y considerablemente divergente. Es posible encontrar patrones bien definidos de circulación en el sentido de las agujas del reloj que transportan hielo hacia el norte en los mares de Weddell y Ross. Al este de la Antártida, en cambio, la circulación es más variable. La extensión de la capa de hielo marino al norte depende, en parte, de la deriva divergente, que en los meses de invierno propicia la formación de hielo nuevo en zonas de mar libre persistente (polinias) a lo largo del litoral. Como resultado, el agua de estas zonas de formación de hielo tiene mayor contenido de sal y es, por tanto, más densa y se convierte en una de las fuentes primarias del agua de las capas más profundas de los océanos del mundo.

Durante el mismo registro satelital de 34 años, la extensión anual de hielo marino del Antártico aumentó aproximadamente un 1,5% por decenio. Sin embargo, hay diferentes tendencias entre las regiones: se han registrado disminuciones en los mares de Bellingshausen y Amundsen, pero un aumento mayor en la extensión de hielo marino del mar de Ross, que es el que más influye en la tendencia general. Se desconoce si este pequeño aumento general de la extensión de hielo del Antártico es significativo como indicador del clima porque la extensión varía considerablemente de año a año y de un lugar a otro en el continente. Los resultados de un estudio reciente sugieren que estas marcadas diferencias de tendencias en la cubierta de hielo podrían deberse a las tendencias de la velocidad del viento y a patrones regionales. Sin mejores estimaciones del espesor y volumen del hielo, es difícil determinar la forma en que la capa de hielo marino del Antártico está respondiendo al cambio climático, o qué parámetros del clima resultan más influyentes. *(continúa en la página siguiente)*

PF

PF 4.1 (continuación)

El entorno y los procesos físicos que afectan al estado de la capa de hielo del Ártico y el Antártico son considerablemente diferentes. Por eso, sus respuestas al cambio climático son dispares. El registro extenso e ininterrumpido de observaciones satelitales ha proporcionado una imagen clara de la disminución de la capa de hielo marino del Ártico, pero se dispone de otras evidencias que nos impiden sacar conclusiones claras sobre los cambios generales producidos en el hielo del Antártico y sus causas.



**PF 4.1, figura 1** | Patrón de circulación medio del hielo marino y tendencias decenales (%) de las anomalías anuales de la extensión de hielo (es decir, tras eliminar el ciclo estacional) en diferentes sectores del Ártico y el Antártico. Las flechas muestran la dirección y magnitud promedio de la deriva de hielo. La capa de hielo media del período comprendido entre 1979 y 2012 obtenida de observaciones satelitales en su extensión máxima (mínima) está representada con el sombreado violáceo (gris).

Preguntas frecuentes

**PF 4.2 | ¿Están desapareciendo los glaciares de las regiones montañosas?**

*Los glaciares de muchas cadenas montañosas del mundo están desapareciendo como consecuencia de los aumentos de la temperatura atmosférica de los últimos decenios. Se ha observado que están desapareciendo glaciares en el Ártico canadiense y las Montañas Rocosas, los Andes, la Patagonia, los Alpes europeos, las montañas Tián, en montañas tropicales de América del Sur, África y Asia, y en otros lugares. En estas regiones han desaparecido más de 600 glaciares en los últimos decenios. Aunque no siguiera aumentando la temperatura, desaparecerían muchos más glaciares. También es probable que algunas cadenas montañosas pierdan la mayoría, si no la totalidad, de sus glaciares.*

En todas las regiones montañosas con glaciares en la actualidad, el volumen glaciar ha mermado considerablemente en los últimos 150 años. En ese período, muchos glaciares pequeños han desaparecido. Con algunas excepciones locales, la retracción de los glaciares (reducción del área y volumen) ya era generalizada en la década de 1940 y particularmente marcada desde la década de 1980. Sin embargo, también hubo períodos de relativa estabilidad durante las décadas de 1890, 1920 y 1970, como se desprende de las mediciones a largo plazo de los cambios de longitud y de la modelización del balance de masa. Las mediciones in situ convencionales, y cada vez más las obtenidas desde aeronaves y satélites, proporcionan sólidas evidencias de que en la mayoría de las regiones con glaciares, la tasa de reducción de la superficie glaciar fue mayor en los dos últimos decenios que en los anteriores, y de que los glaciares continúan retrayéndose. No obstante, en algunas regiones, hay glaciares individuales que presentan un comportamiento diferente y que han avanzado al mismo tiempo que la mayoría se ha retraído (por ejemplo, en las costas de Nueva Zelanda, Noruega y la Patagonia austral (Chile), o en la cordillera del Karakórum en Asia). En general, estos avances de los glaciares son resultado de condiciones topográficas y/o climáticas especiales (como un aumento de la precipitación).

Un glaciar puede tardar varios decenios en ajustar su extensión a un cambio instantáneo del clima, por lo que la mayoría de los glaciares son actualmente más grandes de lo que serían si estuvieran en equilibrio con el clima actual. Dado que el tiempo necesario para que se produzca este ajuste aumenta con el tamaño del glaciar, los glaciares más grandes continuarán retrayéndose en los próximos decenios aunque las temperaturas se estabilizaran. Los más pequeños también seguirían contrayéndose, pero ajustarían su extensión más rápidamente y muchos de ellos terminarían desapareciendo por completo.

Son muchos los factores que influyen en el futuro desarrollo de cada glaciar y que determinarán si este desaparecerá: por ejemplo, el tamaño, la pendiente, la elevación, la distribución de la superficie según la elevación y las características de la superficie (por ejemplo, la capa de detritos). Estos factores varían considerablemente entre regiones y también entre glaciares cercanos. Los factores externos, como la topografía circundante y el régimen climático, también son importantes para la evolución futura del glaciar. En escalas temporales cortas (uno o dos decenios), cada glaciar responde al cambio climático de forma individual y diferenciada en detalle.

En períodos mayores de unos 50 años, la respuesta es más uniforme y menos dependiente de los detalles del entorno local, lo que significa que es posible modelizar bien las tendencias a largo plazo de la evolución de los glaciares. Estos modelos se basan en el conocimiento de principios físicos básicos. Por ejemplo, un aumento de la temperatura media del aire local, sin variaciones de la precipitación, provocará el ascenso de la altitud de la línea de equilibrio (véase el glosario) de unos 150 m por cada grado Celsius de calentamiento de la atmósfera. Dicho ascenso y sus consecuencias para los glaciares de diferente tamaño y elevación se ilustran en PF 4.2, figura 1.

En un principio, todos los glaciares tienen un área de acumulación (en blanco) por encima y un área de ablación (en azul claro) por debajo de la altitud de la línea de equilibrio (PF 4.2, figura 1a). A medida que la altitud de la línea de equilibrio asciende, el área de acumulación se contrae y el de ablación se expande, lo que conlleva el aumento de la superficie sobre la que se pierde hielo por fusión (PF 4.2, figura 1b). Como consecuencia de este desequilibrio, se produce una pérdida general de hielo. Después de varios años, el frente del glaciar se retrae y el área de ablación se reduce hasta que el glaciar haya ajustado su extensión al nuevo clima (PF 4.2, figura 1c). En las zonas donde el cambio climático es lo suficientemente intenso para elevar la altitud de la línea de equilibrio por encima del punto más alto del glaciar (PF 4.2, figura 1b, derecha), el glaciar terminará desapareciendo por completo (PF 4.2, figura 1c, derecha). Los glaciares más elevados, que mantienen sus áreas de acumulación, se reducirán, pero no desaparecerán (PF 4.2, figura 1c, izquierda y centro). Es posible que un gran glaciar de valle pierda una gran parte de su lengua, que probablemente dejaría en su lugar un lago (PF 4.2, figura 1c, izquierda). Además de la temperatura del aire, los cambios en la cantidad y estacionalidad de las precipitaciones también influyen en la variación de la altitud de la línea de equilibrio. La dinámica de los glaciares (por ejemplo, la velocidad de flujo) también contribuye, pero no se tiene en cuenta en este esquema simplificado.

Muchas observaciones confirman que los diferentes tipos de glaciar responden de forma diferente al cambio climático reciente. Por ejemplo, las lenguas llanas y bajas de los grandes glaciares de valle (como en Alaska, Canadá o los Alpes) son actualmente los que más pérdida de masa han experimentado, independientemente del aspecto, la tasa de sombra o la capa de detritos. Este tipo de glaciar ajusta lentamente su extensión a las nuevas condiciones climáticas y su respuesta principal a estas es la disminución del espesor sin una retracción sustancial de los extremos. Por el contrario, los glaciares de montaña más pequeños, con pendientes bastante constantes, se ajustan más rápidamente al nuevo clima: cambian el tamaño de su área de ablación con mayor rapidez (PF 4.2, figura 1c, centro).

*(continúa en la página siguiente)*

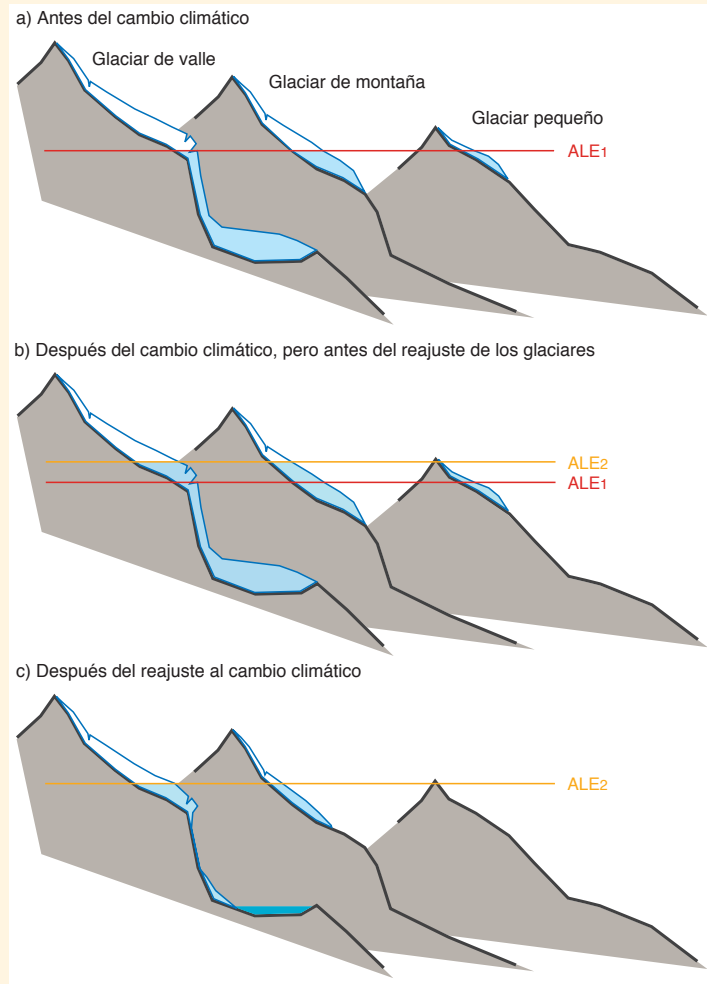
PF

## PF 4.2 (continuación)

La respuesta a largo plazo de la mayoría de los glaciares se puede determinar muy bien con el enfoque ilustrado en PF 4.2, figura 1. Sin embargo, es difícil la modelización de la respuesta a corto plazo de un glaciar, o la respuesta a largo plazo de tipos de glaciares más complejos (tales como los que tienen una capa espesa de detritos, reciben nieve de avalanchas, tienen un área de acumulación desconectada, son de tipo galopante o se desprenden en agua). En estos casos, es necesario conocer en detalle otras características del glaciar, como el balance de masa, la distribución de espesor del hielo y la hidráulica interna. No se dispone de esos datos de la mayoría de glaciares del mundo y, por consiguiente, solo es posible aproximar su respuesta al cambio climático mediante el esquema simplificado de PF 4.2, figura 1.

Por ejemplo, la cordillera del Karakórum-Himalaya tiene una gran variedad de tipos de glaciar y condiciones climáticas, y todavía se conocen mal las características de los glaciares. Por ello, determinar su evolución en el futuro es una tarea particularmente incierta. Ahora bien, se espera que en los próximos años se colmen sustancialmente las lagunas en los conocimientos gracias al mayor uso de los datos satelitales (por ejemplo, para compilar inventarios de glaciares u obtener velocidades de flujo) y a la ampliación de las redes de medición terrestres.

En resumen, el destino de los glaciares variará tanto en función de sus características específicas como de las condiciones climáticas futuras. Desaparecerán más glaciares; otros perderán la mayor parte de sus porciones bajas, y otros pueden que no cambien sustancialmente. Los glaciares cuya la altitud de la línea de equilibrio ya se encuentre por encima de la elevación máxima del glaciar desaparecerán por completo, a menos que el clima se enfríe. Asimismo, desaparecerán todos los glaciares ubicados en regiones donde la altitud de la línea de equilibrio supere su altitud máxima en el futuro.



**PF 4.2, figura 1** | Esquema de tres tipos de glaciares a diferentes alturas y su respuesta a un ascenso de la altitud de la línea de equilibrio (ALE). a) En un clima determinado, la altitud de la línea de equilibrio tiene una altitud específica (ALE1) y todos los glaciares tienen un tamaño específico. b) Debido a un aumento de la temperatura, la altitud de la línea de equilibrio asciende hasta alcanzar una altitud nueva (ALE2), lo que da lugar inicialmente a una reducción del área de acumulación y a un área de ablación mayor en todos los glaciares. c) Una vez que el tamaño del glaciar se ha ajustado a la nueva altitud de la línea de equilibrio, el glaciar de valle (izquierda) ha perdido su lengua de hielo y el glaciar pequeño (derecha) ha desaparecido por completo.

Preguntas frecuentes

**PF 5.1 | ¿Es el Sol un factor importante de los cambios climáticos recientes?**

*La irradiación solar total (IST, capítulo 8) es una medida de la energía total en la parte superior de la atmósfera proveniente del Sol. Varía en una amplia gama de escalas temporales: de miles de millones de años a tan solo unos pocos días. Sin embargo, ha variado relativamente poco en los últimos 140 años. Los cambios en la irradiación solar son un motor importante de la variabilidad climática (capítulo 1, figura 1.1), junto con las emisiones volcánicas y factores antropógenos. Como tal, ayudan a explicar el cambio observado en las temperaturas globales en superficie durante el período instrumental (PF 5.1, figura 1; capítulo 10) y durante el último milenio. Si bien es posible que la variabilidad solar haya contribuido de forma discernible a los cambios producidos en la temperatura global en superficie a principios del siglo XX, esta no puede explicar el aumento observado desde que se comenzó a medir la IST directamente con satélites a finales de la década de 1970 (capítulos 8 y 10).*

El núcleo del Sol es un reactor de fusión nuclear gigante que convierte el hidrógeno en helio. Este proceso genera energía que se irradia a través del sistema solar en forma de radiación electromagnética. La cantidad de energía que llega a la parte superior de la atmósfera de la Tierra varía en función de la generación y emisión de energía electromagnética proveniente del Sol y del recorrido de la órbita de la Tierra alrededor del Sol.

Desde 1978, la IST se mide directamente con instrumentos a bordo de satélites; estas mediciones indican que, en promedio,  $\sim 1361 \text{ W m}^{-2}$  llegan a la parte superior de la atmósfera de la Tierra. Distintas partes de la superficie terrestre, así como la contaminación del aire y las nubes actúan como un espejo y reflejan aproximadamente un 30% de esta energía de vuelta al espacio. Se registran niveles más elevados de IST cuando el Sol es más activo. Las variaciones de la irradiación siguen el ciclo de manchas solares de aproximadamente 11 años: durante los últimos ciclos, los valores de IST fluctuaron una media de alrededor del 0,1%.

Antes de disponer de mediciones satelitales, las variaciones se estimaban a partir del número de manchas solares (desde 1610) o de radioisótopos que se forman en la atmósfera y se conservan en los hielos polares y en los anillos arbóreos. Los períodos diferenciados de entre 50 a 100 años de muy poca actividad solar, como el mínimo de Maunder entre 1645 y 1715, se conocen comúnmente como grandes mínimos solares. La mayoría de las estimaciones de los cambios de IST entre el mínimo de Maunder y la actualidad son del orden de un 0,1%, similar a la amplitud de la variabilidad de 11 años.

¿De qué manera la variabilidad solar puede ayudar a explicar el registro de temperatura global en superficie observado desde 1870? Para responder esta pregunta, es fundamental entender que también participan otros motores climáticos y que cada uno de ellos produce patrones característicos de respuestas climáticas regionales. Sin embargo, es la combinación de todos ellos la que produce el cambio climático observado. La variabilidad solar y las erupciones volcánicas son factores naturales. Por otro lado, los factores antropógenos, esto es, los producidos por el hombre, incluyen cambios en las concentraciones de gases de efecto invernadero y emisiones de contaminantes del aire visibles (aerosoles) y otras sustancias generadas por las actividades humanas. La variabilidad interna es la variación de un sistema climático debida, por ejemplo, a la variabilidad del tiempo o a fenómenos como El Niño-Oscilación del Sur.

Las contribuciones relativas de estos factores naturales y antropógenos cambian con el tiempo. En PF 5.1, figura 1, se ilustran las contribuciones sobre la base de un cálculo muy sencillo, en el que la variación de la temperatura media global en superficie representa la suma de cuatro componentes relacionados linealmente con el forzamiento solar, volcánico y antropógeno y con la variabilidad interna. Entre 1870 y 2010, la temperatura global en superficie ha aumentado en torno a  $0,8 \text{ °C}$  (PF 5.1, figura 1a). Sin embargo, este aumento no ha sido uniforme: a veces los factores que enfrían la superficie terrestre (erupciones volcánicas, una menor actividad solar, la mayoría de las emisiones de aerosoles antropógenos) han compensado los factores que la calientan, como los gases de efecto invernadero, y la variabilidad generada en el sistema climático ha causado nuevas fluctuaciones no relacionadas con influencias externas.

La contribución solar al registro del cambio de temperatura global en superficie se rige por el ciclo solar de 11 años, lo que permite explicar las fluctuaciones de la temperatura global de hasta aproximadamente  $0,1 \text{ °C}$  entre los valores mínimos y máximos (PF 5.1, figura 1 b). Es posible que el aumento de la actividad solar a largo plazo a comienzos del siglo XX haya provocado un aumento del calentamiento registrado durante este intervalo, junto con una mayor variabilidad interna, aumentos de gases de efecto invernadero y una discontinuidad de la actividad volcánica. Sin embargo, ese aumento no puede explicar el calentamiento observado desde finales de la década de 1970, e incluso la tendencia de la IST fue ligeramente a la baja entre 1986 y 2008 (capítulos 8 y 10).

Las erupciones volcánicas contribuyen al cambio de la temperatura global en superficie, ya que episódicamente inyectan aerosoles en la atmósfera que originan un enfriamiento de la superficie de la Tierra (PF 5.1, figura 1c). Las grandes erupciones volcánicas, como la del monte Pinatubo en 1991, pueden generar un enfriamiento de la superficie de entre  $0,1$  y  $0,3 \text{ °C}$  durante los siguientes tres años.

*(continúa en la página siguiente)*

PF 5.1 (continuación)

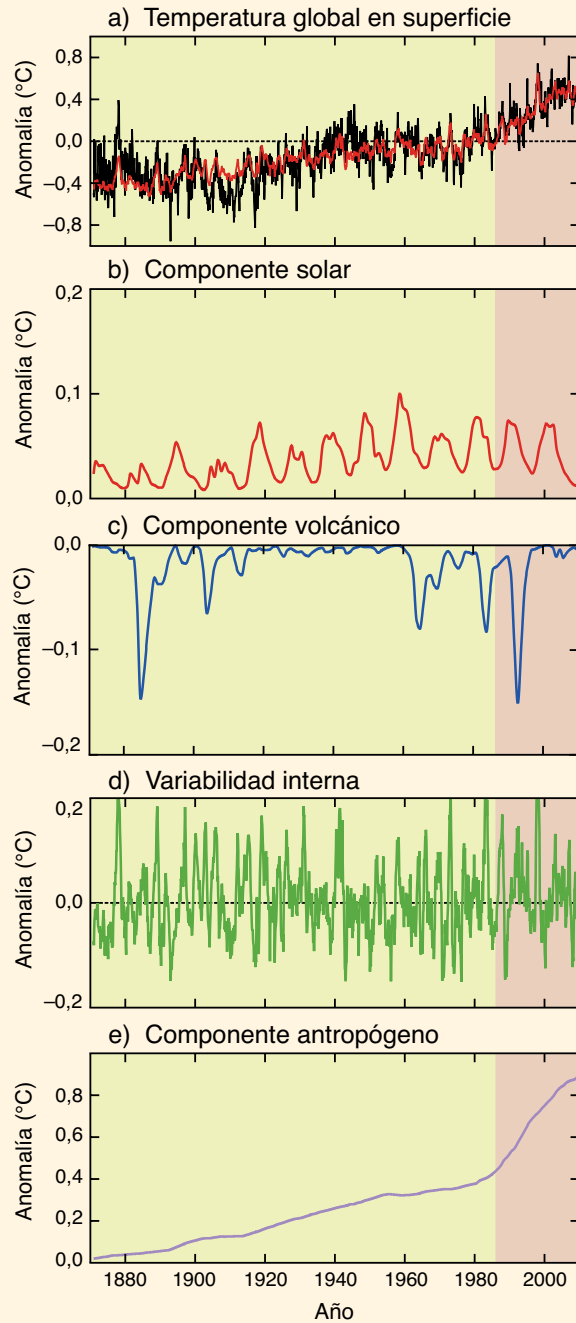
El componente más importante de la variabilidad climática interna es el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur, que tiene un gran efecto en las variaciones interanuales de la temperatura media tropical y global (PF 5.1, figura 1d). Se han registrado temperaturas anuales relativamente elevadas durante episodios de El Niño, como en 1997-1998.

La variabilidad de las temperaturas globales en superficie observadas entre 1870 y 2010 (figura 1a) refleja las influencias combinadas de factores naturales (solares, volcánicos e internos; PF 5.1, figura 1b-d), superpuestas a la tendencia de calentamiento multidecenal provocada por factores antropógenos (PF 5.1, figura 1e).

Antes de 1870, cuando las emisiones antropógenas de gases de efecto invernadero y aerosoles eran menores, los cambios de la actividad solar y volcánica y la variabilidad interna desempeñaban un papel más importante, aunque es menor el grado de certeza de las contribuciones específicas de estos factores a las temperaturas globales en superficie. Con frecuencia los mínimos solares de varios decenios de duración se han asociado con condiciones frías. Sin embargo, estos períodos también suelen verse afectados por erupciones volcánicas, lo que dificulta cuantificar la contribución solar.

A escala regional, los cambios de la actividad solar se han relacionado con los cambios del clima en superficie y de la circulación atmosférica en las zonas del Indopacífico, Asia septentrional y el Atlántico Norte. Los mecanismos que amplifican los efectos regionales de las fluctuaciones relativamente pequeñas de la IST en el ciclo solar de aproximadamente 11 años implican interacciones dinámicas entre la atmósfera superior e inferior, o entre la temperatura superficial del mar y la atmósfera, y tienen poca influencia en las temperaturas medias globales (véase el recuadro 10.2).

Por último, la caída de la actividad solar durante el último mínimo solar hace algunos años (PF 5.1, figura 1b) plantea la cuestión de su influencia sobre el clima en el futuro. A pesar de las incertidumbres respecto de la actividad solar futura, hay un *nivel de confianza alto* en que los efectos de la actividad solar dentro del rango de grandes máximos y mínimos solares será menor que los cambios debidos a los efectos antropógenos.



**PF 5.1, figura 1** | Anomalías de la temperatura global en superficie entre 1870 y 2010 y factores que influyen en ellas naturales (solares, volcánicos e internos) y antropógenos. a) Registro de la temperatura global en superficie (1870 a 2010) en relación con la temperatura media global en superficie entre 1961 y 1990 (línea negra). Un modelo de cambio de la temperatura global en superficie (a: línea roja) creado a partir de la suma de los efectos sobre la temperatura de los factores naturales (b, c, d) y antropógenos (e). b) Respuesta estimada de la temperatura al forzamiento solar. c) Respuesta estimada de la temperatura a las erupciones volcánicas. d) Variabilidad estimada de la temperatura debida a la variabilidad interna, relacionada en este caso con el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur. e) Respuesta estimada de la temperatura al forzamiento antropógeno, que consta de un componente de calentamiento debido a gases de efecto invernadero y de un componente de enfriamiento debido a la mayoría de aerosoles.

Preguntas frecuentes

**PF 5.2 | ¿Cuán inusual es la tasa actual de cambio del nivel del mar?**

*La tasa de cambio del nivel medio global del mar –un promedio de  $1,7 \pm 0,2 \text{ mm año}^{-1}$  para todo el siglo XX y de entre  $2,8$  y  $3,6 \text{ mm año}^{-1}$  desde 1993 (capítulo 13)– es inusual en el contexto de las variaciones a escala secular de los dos últimos milenios. Sin embargo, se han registrado tasas de cambio del nivel del mar mucho más elevadas durante los últimos períodos de rápida desintegración del manto de hielo, como las transiciones entre períodos glaciales e interglaciales. Los efectos tectónicos excepcionales también pueden provocar variaciones locales del nivel del mar muy rápidas, con tasas locales superiores a las tasas de cambio globales actuales.*

Generalmente, se considera que el nivel del mar es el punto en el que el océano se encuentra con la tierra. Los geocientíficos definen el nivel del mar como la medida de la posición de la superficie del mar en relación con la de la tierra, pudiendo estar ambas en movimiento en relación con el centro de la Tierra. Por consiguiente, una medida del nivel del mar refleja una combinación de factores geofísicos y climáticos. Entre los factores geofísicos que afectan al nivel del mar, cabe destacar la subsidencia o el ascenso de la tierra y los ajustes isostáticos glaciales (la respuesta del sistema tierra-océano a las variaciones en la distribución de la masa en la Tierra, específicamente del agua de los océanos y del hielo terrestre).

Las influencias climáticas incluyen variaciones de las temperaturas del océano, que causan que el agua de mar se expanda o contraiga, cambios en el volumen de los glaciares y mantos de hielo y los desplazamientos de las corrientes oceánicas. Los cambios locales y regionales de estos factores climáticos y geofísicos producen desvíos significativos de la estimación global de la tasa media de cambio del nivel del mar. Por ejemplo, el nivel del mar local está bajando a una tasa de aproximadamente  $10 \text{ mm año}^{-1}$  a lo largo de la costa norte de Suecia (golfo de Bothnia) debido al ascenso actual provocado por el hielo continental que se fundió después del último período glacial. En cambio, el nivel del mar local aumentó a una tasa de  $\sim 20 \text{ mm año}^{-1}$  entre 1960 y 2005 al sur de Bangkok, principalmente como respuesta a la subsidencia debida a la extracción de agua subterránea.

Desde hace 150 años aproximadamente, la variación del nivel del mar se registra en estaciones mareográficas; y desde hace 20 años aproximadamente, con altímetros satelitales. Los resultados de estos dos conjuntos de datos son coherentes durante el período de solapación. La tasa media global de elevación del nivel del mar de  $\sim 1,7 \pm 0,2 \text{ mm año}^{-1}$  durante el siglo XX, y aproximadamente el doble durante los dos últimos decenios, puede parecer pequeña en comparación con las observaciones de las oscilaciones de las olas y de las mareas en todo el mundo, que pueden ser de órdenes de magnitud mayores. Sin embargo, si estas tasas se mantienen durante intervalos de tiempo prolongados, la magnitud acarrea consecuencias importantes para las regiones costeras bajas altamente pobladas, donde incluso una pequeña elevación del nivel del mar puede inundar grandes extensiones terrestres.

Antes del período instrumental, las tasas locales de cambio del nivel del mar se calculaban a partir de mediciones indirectas realizadas en registros sedimentarios, fósiles y arqueológicos. Estos registros indirectos están limitados espacialmente y reflejan condiciones locales y globales. Ahora bien, la reconstrucción de una señal global se refuerza cuando los registros indirectos individuales de entornos medioambientales muy diferentes convergen en una señal común. Es importante señalar que, generalmente, la mayoría de los archivos geológicos, en particular aquellos anteriores a unos 20 000 años, únicamente capturan variaciones del nivel del mar a escala milenaria. Así pues, las estimaciones de las tasas de cambio del nivel del mar a escala secular se basan en información a escala milenaria, pero se ha de reconocer que tal información no necesariamente implica tasas de cambio del nivel del mar a escala secular más elevadas.

Las reconstrucciones del nivel del mar de los últimos dos milenios permiten utilizar registros indirectos para solaparlos con el período instrumental y extenderlos más allá. Encontramos un ejemplo reciente en los depósitos de las marismas de agua salada en la costa atlántica de Estados Unidos, combinados con reconstrucciones del nivel del mar a partir de datos de mareógrafos y predicciones de modelos, para documentar una tasa promedio de cambio del nivel del mar desde finales del siglo XIX de  $2,1 \pm 0,2 \text{ mm año}^{-1}$ . Este aumento de un siglo de duración excede cualquier otra tasa de cambio a escala secular en todo el registro de 2 000 años para la misma sección de costa.

A escalas más prolongadas, se han detectado algunas tasas y amplitudes de cambios del nivel del mar mucho mayores. Los ciclos climáticos glaciales-interglaciales durante los últimos 500 000 años dieron lugar a variaciones en el nivel del mar global de hasta entre 120 y 140 m aproximadamente. Gran parte de esta variación se produjo hace entre 10 000 y 15 000 años, durante la transición de un período completamente glacial a uno interglacial, a unas tasas promedio de 10 a 15  $\text{mm año}^{-1}$ . Estas tasas elevadas solo se mantienen cuando la Tierra está saliendo de períodos de extrema glaciación, cuando grandes mantos de hielo entran en contacto con los océanos. Por ejemplo, durante la transición del Último Máximo Glacial (hace unos 21 000 años) hasta el interglacial actual (conocido como Holoceno, que comenzó hace 11 650 años), los depósitos de arrecifes de coral fósiles indican que el nivel global del mar se elevó de forma abrupta entre 14 y 18 m en menos de 500 años. Este episodio, en el que la tasa de elevación del nivel del mar alcanzó más de  $40 \text{ mm año}^{-1}$ , se conoce como pulso de deshielo 1A.

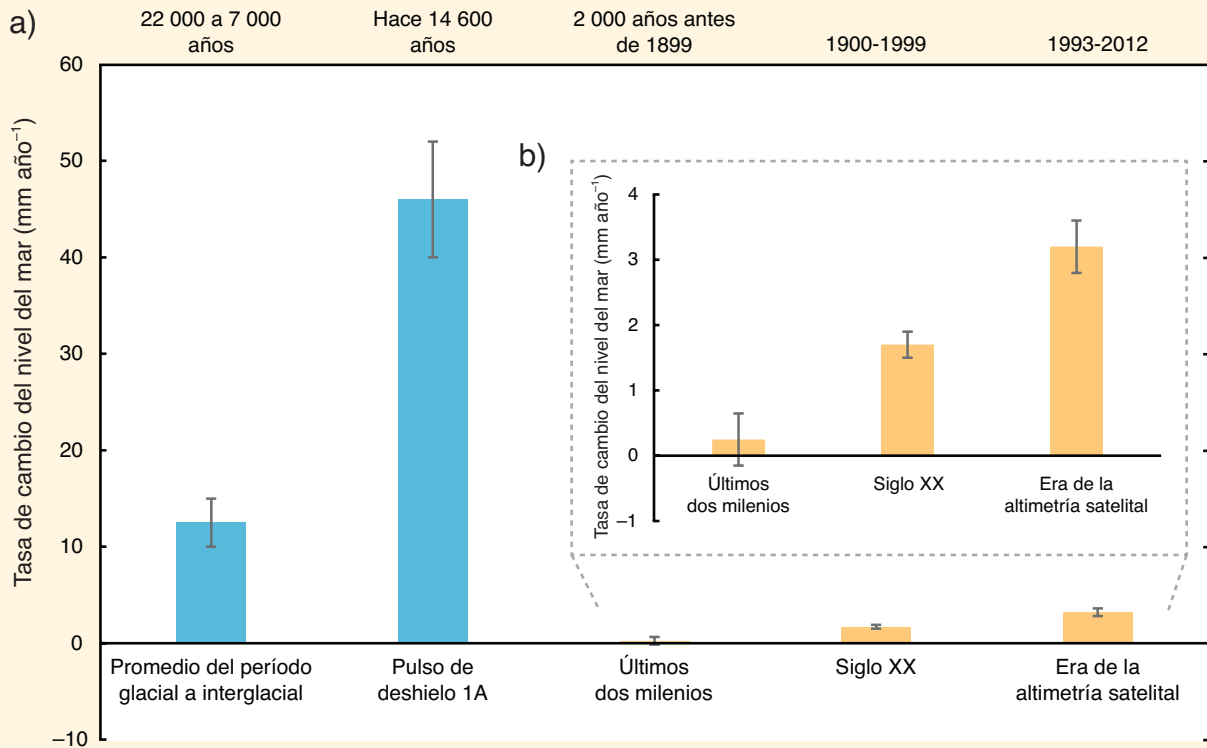
*(continúa en la página siguiente)*

PF

PF 5.2 (continuación)

Estos ejemplos de escalas temporales más prolongadas muestran tasas de cambio del nivel del mar mayores que las observadas hoy en día, pero cabe recordar que todas se produjeron bajo circunstancias especiales: en épocas de transición de condiciones completamente glaciales a interglaciales; en lugares en los que los efectos a largo plazo de estas transiciones siguen produciéndose; en zonas de gran actividad tectónica o en grandes deltas, en los que predomina la subsidencia provocada por la compactación de sedimentos (en ocasiones amplificado por la extracción de fluidos subterráneos).

Los registros instrumentales y geológicos fundamentan la conclusión de que la actual tasa de cambio del nivel medio global del mar es inusual en relación a la observada y/o estimada durante los últimos dos milenios. Se han observado tasas más elevadas en el registro geológico, especialmente en las épocas de transición entre períodos glaciales e interglaciales.



**PF 5.2, figura 1** | a) Estimaciones promedio de la tasa de cambio del nivel medio global del mar (en mm año<sup>-1</sup>) para cinco intervalos de tiempo: última transición glacial-interglacial; pulso de deshielo 1A; últimos dos milenios; siglo XX, y era de altímetros satelitales (1993 a 2012). Las columnas azules denotan los intervalos temporales de transición de un período glacial a uno interglacial, mientras que las columnas naranjas denotan el período interglacial actual. Las barras negras indican la gama de valores posibles del promedio de la tasa de cambio del nivel medio global del mar. Obsérvese que las épocas de transición entre períodos glaciales e interglaciales se caracterizan por tasas de cambio del nivel medio global del mar generalmente más elevadas. b) Vista ampliada de la tasa de cambio del nivel medio global del mar durante tres intervalos temporales del período interglacial actual.



Preguntas frecuentes

## PF 6.1 | ¿Podría la liberación rápida de metano y de dióxido de carbono por el deshielo del permafrost o por el calentamiento de los océanos hacer que el calentamiento aumente significativamente?

El permafrost es el suelo que está permanentemente congelado, que se encuentra principalmente en las latitudes altas del Ártico. El permafrost, en particular el que se encuentra debajo del mar en las plataformas poco profundas del océano Ártico, contiene depósitos de carbono orgánico antiguos. Parte de ellos son depósitos de la última glaciación y contienen al menos el doble de la cantidad de carbono actualmente presente en la atmósfera en forma de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ). Si una porción considerable de este carbono se libera como metano ( $\text{CH}_4$ ) y  $\text{CO}_2$ , las concentraciones atmosféricas de estos aumentarían, lo que daría lugar a temperaturas atmosféricas más elevadas. Esto, a su vez, provocaría más liberación de metano y  $\text{CO}_2$ , creándose así una retroalimentación positiva, lo que ocasionaría una intensificación del calentamiento global.

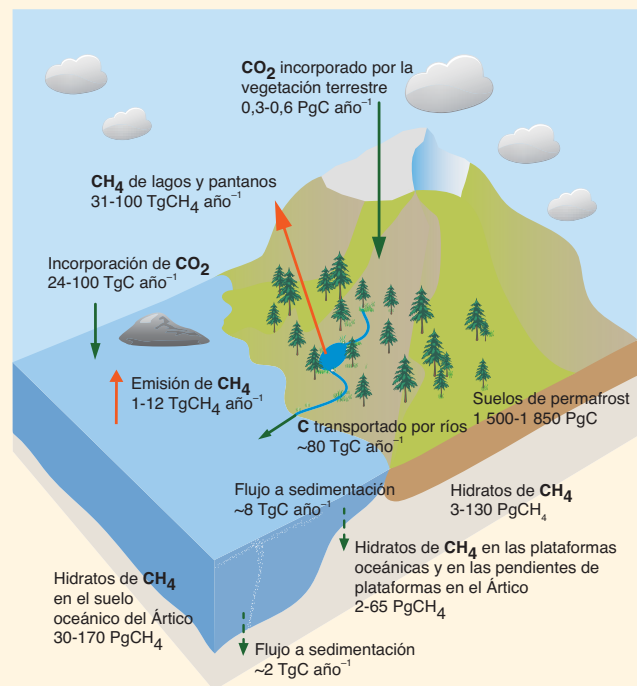
Actualmente el Ártico constituye un sumidero neto de  $\text{CO}_2$  (secuestra alrededor de  $0,4 \pm 0,4 \text{ PgC año}^{-1}$  en la creciente vegetación lo que representa cerca de un 10% del sumidero global terrestre actual). Es también una fuente modesta de  $\text{CH}_4$ ; se emiten entre 15 y 50  $\text{Tg}(\text{CH}_4) \text{ año}^{-1}$  principalmente de humedales deshelados estacionalmente que representan alrededor de un 10% de la fuente global de  $\text{CH}_4$  proveniente de humedales. Hasta la fecha, no se dispone de evidencias claras de que el deshielo contribuya significativamente a los balances globales actuales de estos dos gases de efecto invernadero. Sin embargo, en condiciones de calentamiento sostenido del Ártico, los estudios de modelos y la opinión de los expertos indican con un nivel de acuerdo medio que en torno al año 2100 podría producirse una liberación combinada de hasta 350  $\text{PgC}$  en forma de  $\text{CO}_2$ -equivalente.

Los suelos de permafrost en tierra, así como el permafrost en las plataformas oceánicas, contienen grandes acumulaciones de carbono orgánico, que habrán de deshelarse y descomponerse por la acción de microbios antes de que pueda liberarse ese carbono, principalmente en forma de  $\text{CO}_2$ . Cuando el oxígeno es escaso, como es el caso de los suelos encharcados, algunos microbios también producen  $\text{CH}_4$ .

En tierra, el permafrost está cubierto por una "capa activa" superficial, que está sujeta al deshielo durante el verano y forma parte del ecosistema de tundra. Si aumentara el promedio de las temperaturas durante la primavera y el verano, la capa activa se espesaría y, en consecuencia, quedaría más carbono orgánico expuesto a la descomposición microbiana. Sin embargo, unos veranos más calientes también darían lugar a una mayor absorción de  $\text{CO}_2$  por la vegetación del Ártico mediante la fotosíntesis, lo que significa que el balance neto de carbono del Ártico es un equilibrio delicado entre una mayor incorporación y una mayor liberación de carbono.

También son importantes las condiciones hidrológicas durante el deshielo de verano. La fusión de masas con un exceso de hielo presente en el terreno puede crear condiciones de agua estancada en charcas o lagos, donde la falta de oxígeno induciría la producción de metano. La complejidad de los paisajes del Ártico debida al calentamiento del clima implica que tenemos un *nivel de confianza bajo* respecto de cuál de estos diferentes procesos predominaría a escala regional. La difusión del calor y la fusión del permafrost son procesos lentos—de hecho, el permafrost más profundo del Ártico puede considerarse un vestigio de la última glaciación, que sigue erosionándose lentamente— lo que significa que cualquier pérdida considerable de carbono presente en el suelo de permafrost se producirá en períodos largos.

Con el oxígeno suficiente, la descomposición de la materia orgánica presente en el suelo viene acompañada de la liberación de calor de microbios (similar al compost), que, durante el verano, podría provocar un mayor deshielo del permafrost. En función del contenido de carbono y hielo del permafrost, así como del régimen hidrológico, este mecanismo podría, en condiciones de calentamiento, desencadenar una degradación relativamente rápida del permafrost local.



PF 6.1, figura 1 | Gráfico simplificado de los principales depósitos y flujos de carbono en el Ártico, incluyendo el permafrost en tierra, en plataformas continentales y en el océano. (Adaptación de McGuire y otros, 2009, y Tarnocai y otros, 2009.)  $\text{TgC} = 10^{12} \text{ gC}$  y  $\text{PgC} = 10^{15} \text{ gC}$ .

(continúa en la página siguiente)

## PF 6.1 (continuación)

Los estudios de modelización de la dinámica del permafrost y de emisiones de gases de efecto invernadero indican una retroalimentación positiva relativamente lenta, a escalas temporales de cientos de años. Hasta el año 2100, podrían liberarse hasta 250 PgC en forma de  $\text{CO}_2$  y hasta 5 Pg en forma de  $\text{CH}_4$ . Debido al mayor potencial de calentamiento por efecto invernadero del  $\text{CH}_4$ , eso correspondería a 100 PgC más de  $\text{CO}_2$ -equivalente liberado hasta el año 2100. Estas cantidades tienen una magnitud similar a otras retroalimentaciones biogeoquímicas, por ejemplo, el  $\text{CO}_2$  adicional liberado como consecuencia del calentamiento global de los suelos terrestres. Sin embargo, los modelos actuales no incluyen toda la complejidad de los procesos del Ártico que ocurren cuando se deshiela el permafrost, como la formación de lagos y balsas.

Los hidratos de metano son otra forma de carbono congelado que se producen en suelos de permafrost profundos, plataformas oceánicas, pendientes de plataformas y en los sedimentos de las profundidades abisales del océano. Los hidratos de metano son conglomerados de moléculas de  $\text{CH}_4$  y agua que solo son estables en lugares específicos de temperaturas bajas y presiones altas. En tierra y en el océano, la mayoría de estos hidratos se originan a partir del carbono biogénico marino o terrestre, descompuesto en ausencia de oxígeno y atrapado en un medio acuático en condiciones de temperatura y presión adecuadas.

El calentamiento de los suelos de permafrost, aguas oceánicas y sedimentos y/o la variación de la presión podría desestabilizar estos hidratos, lo que provocaría la liberación de su  $\text{CH}_4$  al océano. Durante episodios de liberaciones más grandes y esporádicas, una fracción de ese  $\text{CH}_4$  también podría emitirse a la atmósfera. Existe una gran acumulación de estos hidratos: solo en el Ártico, la cantidad de  $\text{CH}_4$  almacenado en forma de hidratos podría ser más de 10 veces mayor que el  $\text{CH}_4$  presente en la atmósfera global.

Al igual que el deshielo de permafrost, la liberación de hidratos en tierra es un proceso lento que dura entre decenios y siglos. Las regiones oceánicas más profundas y los sedimentos del fondo tardarán aún más: entre siglos y milenios para calentarse lo suficiente y desestabilizar los hidratos que contienen. Además, el metano liberado en aguas profundas tiene que alcanzar la superficie y la atmósfera antes de que pueda ser activo desde el punto de vista climático, pero, antes de llegar a este punto, lo normal es que los microorganismos consuman la mayoría. Solo el  $\text{CH}_4$  proveniente de hidratos en plataformas poco profundas, como en el océano Ártico al norte de Siberia oriental, podría llegar realmente a la atmósfera y tener un impacto climático.

Diversos estudios recientes han documentado emisiones de  $\text{CH}_4$  localmente significativas en la plataforma siberiana del Ártico y desde los lagos siberianos. Se desconoce qué cantidad de este  $\text{CH}_4$  se origina de la descomposición del carbono orgánico o de la desestabilización de los hidratos. Tampoco se dispone de datos para determinar si estas fuentes se han visto estimuladas por el calentamiento regional reciente o si siempre han existido (es posible que estas fugas de  $\text{CH}_4$  hayan estado presentes desde la última desglaciación). En cualquier caso, esas fuentes representan una contribución muy pequeña al balance de  $\text{CH}_4$  global (menos de un 5%). Esto también se confirma por las observaciones de la concentración de  $\text{CH}_4$  atmosférico, que no muestran ningún aumento sustancial en el Ártico.

Sin embargo, los estudios de modelización y la opinión de los expertos indican que las emisiones de  $\text{CH}_4$  y  $\text{CO}_2$  aumentarán en condiciones de calentamiento del Ártico y que proporcionarán una retroalimentación climática positiva. A lo largo de siglos, esta retroalimentación será moderada, de una magnitud similar a la de otras retroalimentaciones clima-ecosistema terrestre. Sin embargo, a lo largo de milenios y períodos más largos, las liberaciones de  $\text{CO}_2$  y  $\text{CH}_4$  del permafrost y de plataformas y de las pendientes de estas son mucho más importantes como consecuencia de las grandes acumulaciones de hidratos de carbono y metano implicadas.

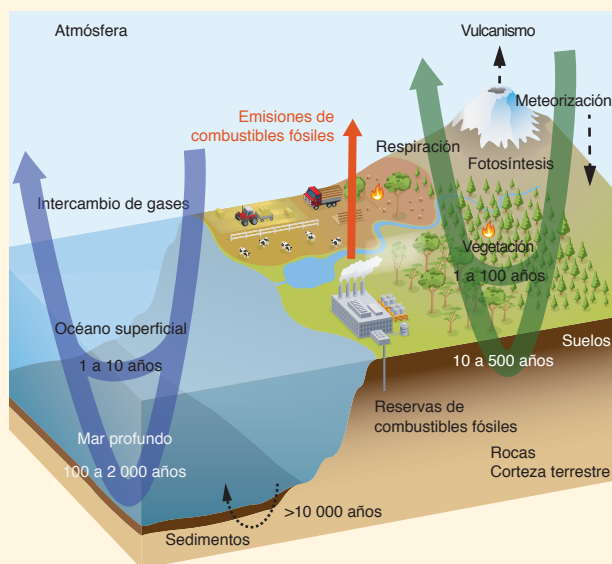
Preguntas frecuentes

**PF 6.2 | ¿Qué ocurre con el dióxido de carbono una vez que se emite a la atmósfera?**

El dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), una vez que se emite a la atmósfera, se distribuye rápidamente entre esta, la capa superior del océano y la vegetación. Posteriormente, el carbono continúa desplazándose entre los diferentes reservorios del ciclo del carbono global, tales como suelos, las profundidades del océano y las rocas. Algunos de estos intercambios se producen de forma muy lenta. En función de la cantidad de  $\text{CO}_2$  liberado, entre un 15% y un 40% permanecerá en la atmósfera hasta 2 000 años, después de lo cual se establecerá un nuevo balance entre la atmósfera, la biosfera terrestre y el océano. Los procesos geológicos precisarán entre decenas y cientos o miles de años, o quizá más, para redistribuir en mayor medida el carbono entre los reservorios geológicos. Así pues, las concentraciones de  $\text{CO}_2$  atmosférico más elevadas, y los impactos climáticos de las emisiones actuales conexos, persistirán mucho tiempo en el futuro.

El  $\text{CO}_2$  es un gas muy poco reactivo, que se distribuye rápidamente por toda la troposfera en menos de un año. A diferencia de los compuestos químicos reactivos presentes en la atmósfera que se eliminan y descomponen por procesos de hundimiento, como el metano, el carbono se redistribuye entre los diferentes reservorios del ciclo del carbono global y, finalmente, vuelve reciclado a la atmósfera en una gran variedad de escalas temporales. En PF 6.2, figura 1, se ofrece un diagrama simplificado del ciclo del carbono global. Las flechas abiertas indican el tiempo que generalmente tardan los átomos de carbono en ser transferidos a través de los diferentes reservorios.

Antes de la era industrial, el ciclo del carbono global estaba prácticamente en equilibrio, como se infiere de las mediciones de los núcleos de hielo, que muestran una concentración atmosférica de  $\text{CO}_2$  casi constante durante los últimos miles de años previos a la era industrial. Sin embargo, las emisiones antropógenas de  $\text{CO}_2$  a la atmósfera han alterado ese equilibrio. A medida que las concentraciones globales de  $\text{CO}_2$  aumentan, los procesos de intercambio entre el  $\text{CO}_2$  y el océano superficial y la vegetación se ven alterados, así como también los intercambios posteriores dentro de los reservorios de carbono terrestres, oceánicos y, en última instancia, de la corteza terrestre, y entre ellos.



**PF 6.2, figura 1** | Esquema simplificado del ciclo del carbono global que muestra las escalas temporales típicas de renovación para las transferencias de carbono a través de los reservorios principales.

mediante disolución y descomposición microbiana. Una pequeña fracción llega al suelo marino y se incorpora a los sedimentos.

El carbono adicional proveniente de las emisiones antropógenas tiene el efecto de aumentar la presión parcial de  $\text{CO}_2$  en la atmósfera, aumentando con ello el traspaso de moléculas de  $\text{CO}_2$  del aire al mar. En la superficie del océano, la química del carbono incorpora rápidamente ese  $\text{CO}_2$  adicional. Como resultado, las aguas superficiales poco profundas del océano alcanzan un equilibrio con la atmósfera al cabo de uno o dos años. El paso del carbono desde la superficie a las aguas de profundidades medias y grandes lleva más tiempo (entre decenios y muchos siglos). A escalas de tiempo aún mayores, la acidificación provocada por el aumento de  $\text{CO}_2$  disuelve los sedimentos de carbonato del suelo marino, lo que produce una mayor incorporación en el océano. Sin embargo, el conocimiento actual sugiere que, a menos que la circulación oceánica varíe sustancialmente, el crecimiento de plancton permanece prácticamente invariable porque, al depender principalmente de factores medioambientales, como los nutrientes y la luz, y no de la disponibilidad de carbono inorgánico, no contribuye de forma significativa a la incorporación de  $\text{CO}_2$  antropógeno en los océanos.

(continúa en la página siguiente)

PF 6.2 (continuación)

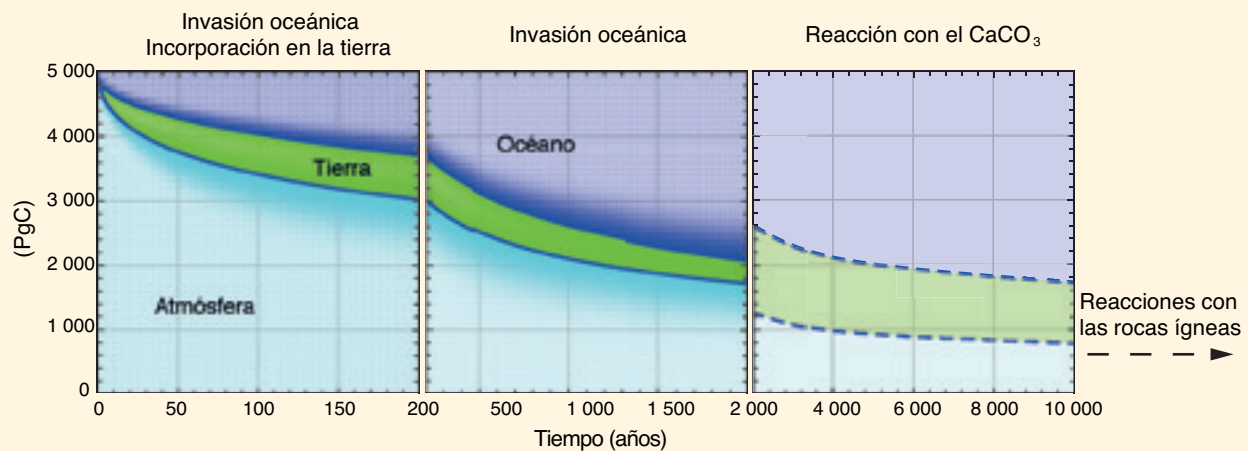
Sobre la superficie terrestre, la vegetación absorbe CO<sub>2</sub> por fotosíntesis y lo convierte en materia orgánica. Una parte de este carbono se devuelve de forma inmediata a la atmósfera en forma de CO<sub>2</sub> por la respiración de las plantas; el resto lo utilizan estas para su crecimiento. El material vegetal muerto se incorpora a los suelos, donde finalmente los microorganismos lo descomponen. Posteriormente, vuelve a la atmósfera en forma de CO<sub>2</sub> mediante la respiración. Además, el carbono en los suelos también se vuelve a transformar en CO<sub>2</sub> por medio de incendios, insectos y animales herbívoros, así como de las cosechas y su consumo por el ganado o el ser humano. Parte del carbono orgánico además es conducido al océano por los arroyos y ríos.

Un aumento de CO<sub>2</sub> en la atmósfera intensifica la fotosíntesis y, por consiguiente, la incorporación de carbono. Además, las concentraciones elevadas de CO<sub>2</sub> ayudan a las plantas en zonas secas a utilizar el agua subterránea de forma más eficaz. A su vez, esto aumenta la biomasa en la vegetación y en los suelos y, por tanto, favorece la formación de un sumidero de carbono en la superficie terrestre. Ahora bien, el tamaño de este sumidero también depende, en gran medida, de otros factores tales como la disponibilidad de agua y nutrientes.

Los modelos climáticos acoplados del ciclo del carbono indican que el océano y la tierra incorporan menos carbono a medida que el clima se calienta, lo que constituye una retroalimentación climática positiva. Este efecto es consecuencia de muchos factores distintos: por ejemplo, a mayor temperatura del agua marina, menor solubilidad del CO<sub>2</sub>, por lo que la alteración de las reacciones químicas del carbono da lugar a una menor incorporación al océano del exceso de CO<sub>2</sub> atmosférico. En tierra, unas temperaturas más elevadas favorecen períodos de crecimiento estacional más prolongados en latitudes templadas y altas, pero también una respiración más rápida del carbono edáfico.

El tiempo que lleva alcanzar un nuevo equilibrio de la distribución de carbono depende de los períodos de transferencia de carbono a través de los diferentes reservorios, y tiene lugar en una multitud de escalas temporales. Primero, el carbono se intercambia entre los reservorios de carbono "rápidos", como la atmósfera, el océano superficial, la vegetación terrestre y los suelos, por períodos de hasta varios miles de años. En escalas temporales más largas, revisten más importancia procesos geológicos secundarios muy lentos, como la disolución de sedimentos carbonatados y el enterramiento de sedimentos en la corteza terrestre.

En PF 6.2, figura 2, se ilustra el decaimiento de una gran cantidad en exceso de CO<sub>2</sub> (5 000 PgC o, lo que es lo mismo, unas 10 veces el CO<sub>2</sub> acumulado emitido desde principios de la era industrial) emitido a la atmósfera y la forma en que se redistribuye en la tierra y en el océano a lo largo del tiempo. Durante los primeros 200 años, el océano y la tierra incorporan cantidades similares de carbono. En escalas temporales mayores, predomina la incorporación oceánica, principalmente debido a que es un reservorio más grande (~38 000 PgC) que la superficie terrestre (~4 000 PgC) y la atmósfera (589 PgC hasta la era industrial). La química oceánica hace que el tamaño de la aportación inicial sea importante: unas emisiones mayores implican que una fracción más grande de CO<sub>2</sub> permanece en la atmósfera. Después de 2 000 años, la atmósfera sigue conteniendo entre un 15% y un 40% de esas emisiones de CO<sub>2</sub> iniciales. Para que se produzca una mayor reducción por disolución de sedimentos carbonatados y reacciones con rocas ígneas, como meteorización de silicato y enterramiento de sedimentos, se necesitan entre decenas y cientos de miles de años, o incluso más.



**PF 6.2, figura 2** | Decaimiento de un incremento de CO<sub>2</sub> de 5 000 PgC emitidos a la atmósfera desde el momento cero de emisión y su redistribución posterior en la tierra y el océano como una función del tiempo, calculada mediante modelos climáticos acoplados del ciclo del carbono. El tamaño de las bandas de colores indica la incorporación del carbono por el reservorio respectivo. Los dos primeros gráficos muestran la media multimodelos obtenida de un proyecto de intercomparación de modelos (Joos y otros, 2013). El último gráfico muestra el período de redistribución más largo que incluye la disolución oceánica de sedimentos carbonáceos de acuerdo con los cálculos obtenidos del Modelo del sistema Tierra de complejidad intermedia (según Archer y otros, 2009b).

Preguntas frecuentes

**PF 7.1 | ¿De qué manera influyen las nubes en el clima y el cambio climático?**

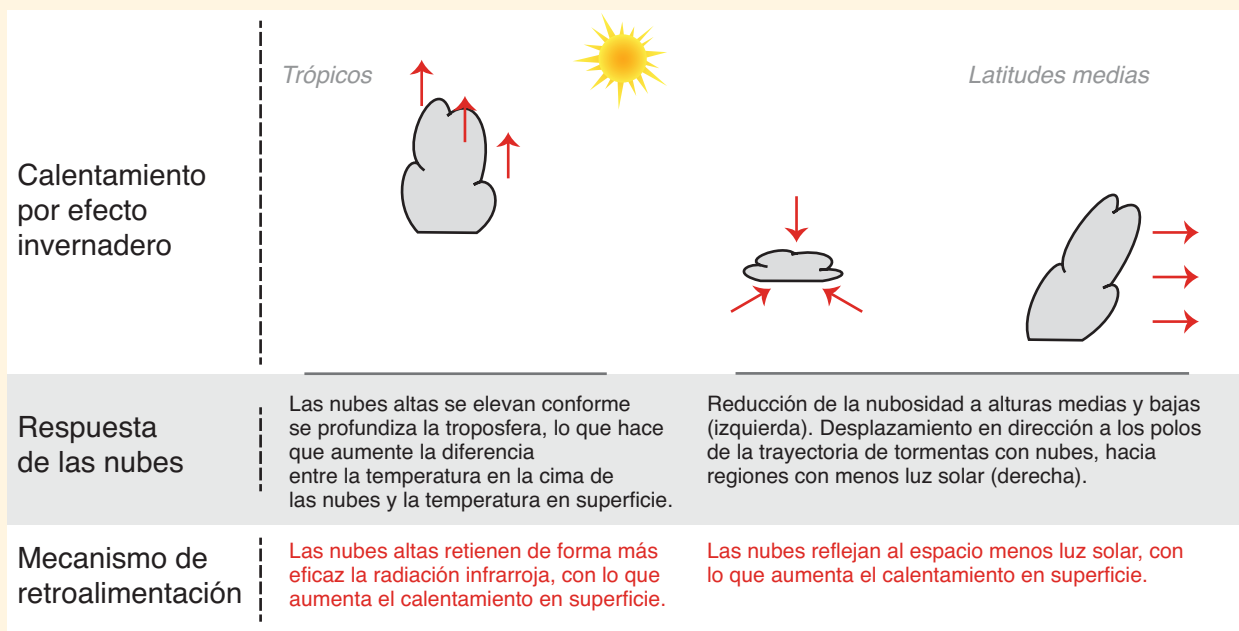
Las nubes tienen una gran influencia en el clima actual. Sin embargo, las observaciones por sí solas todavía no nos dejan inferir la manera en que las nubes influirán en el clima futuro más caliente. Para efectuar una predicción exhaustiva de las variaciones en la nubosidad es necesario un modelo climático global. Estos modelos simulan campos de nubes que se parecen a grandes rasgos a los observados, pero contienen errores e incertidumbres considerables. Los distintos modelos climáticos producen proyecciones diferentes de la forma en que las nubes cambiarán con un clima más caliente. Sobre la base de todas las evidencias disponibles, parece probable que la retroalimentación neta de las nubes y el clima amplifica el calentamiento global. De ser así, se desconoce la intensidad de esta amplificación.

Desde la década de 1970, los científicos reconocen la importancia crucial de las nubes para el sistema climático y para el cambio climático. Las nubes influyen en el sistema climático de diversas maneras. Producen precipitaciones (de lluvia y nieve), necesarias para la mayor parte de la vida sobre tierra. Calientan la atmósfera al condensarse el vapor de agua. Si bien parte del agua condensada se vuelve a evaporar, la precipitación que llega a la superficie representa un calentamiento neto del aire. Las nubes influyen considerablemente en los flujos a través de la atmósfera tanto de la luz solar (que calienta el planeta) como de la luz infrarroja (que enfría el planeta puesto que se irradia al espacio). Por último, las nubes contienen potentes corrientes ascendentes que pueden transportar rápidamente aire desde cerca de la superficie hasta grandes alturas. Estas corrientes ascendentes transportan energía, humedad, cantidad de movimiento, oligogases y partículas de aerosoles. Durante decenios, los climatólogos se han valido de observaciones y modelos para estudiar las variaciones de las nubes con el tiempo diario, el ciclo estacional y los cambios de año a año, tales como los asociados a El Niño.

Todos los procesos de las nubes pueden cambiar a medida que el estado del clima cambia. Las retroalimentaciones de nube revisten un interés particular en el contexto del cambio climático. Cualquier cambio en un proceso en una nube provocado por el cambio climático, y que a su vez influye en el clima, representa una retroalimentación nube-clima. Debido a la gran interacción de las nubes con la luz solar e infrarroja, una pequeña variación de la nubosidad podría tener un efecto importante en el sistema climático.

Se han sugerido muchos tipos posibles de retroalimentación nube-clima relativos a variaciones en la nubosidad, la altura de la cima de las nubes y/o la reflectividad de las nubes (véase PF 7.1, figura 1). Los estudios coinciden en que las nubes altas intensifican el calentamiento global, ya que interactúan con la luz infrarroja emitida por la atmósfera y la superficie. Sin embargo, el nivel de incertidumbre sobre las retroalimentaciones asociadas a nubes a baja altitud y sobre las retroalimentaciones de nube vinculadas a la nubosidad y reflectividad en general es mayor.

(continúa en la página siguiente)



PF 7.1, figura 1 | Esquema de los mecanismos de retroalimentación de nube importantes.

PF 7.1 (continuación)

Las nubes gruesas altas reflejan la luz solar de forma eficaz y tanto las nubes gruesas como las finas altas reducen considerablemente la cantidad de luz infrarroja que la atmósfera y la superficie emiten al espacio. La compensación entre estos dos efectos hace que la temperatura en superficie sea un poco menos sensible a los cambios en la cantidad de nubes altas que a los cambios en las bajas. Esta compensación puede alterarse si se produce un desplazamiento sistemático desde las nubes gruesas altas a las nubes Cirrus finas, o viceversa. Si bien esta posibilidad no se puede descartar, no se dispone de evidencias hasta la fecha que la respalden. Por otro lado, las variaciones en la altitud de las nubes altas (para una nubosidad alta dada) pueden influir significativamente en la temperatura en superficie. Un desplazamiento ascendente de las nubes altas reduce la luz infrarroja que la superficie y la atmósfera emiten al espacio, pero influye poco sobre la luz solar reflejada. Hay evidencias sólidas de ese desplazamiento en un clima más caliente. Esto incrementa el calentamiento global, ya que evita que parte de la luz infrarroja adicional emitida por la atmósfera y la superficie abandone el sistema climático.

Las nubes bajas reflejan una buena parte de la luz solar de vuelta al espacio, pero, para un estado de la atmósfera y la superficie dado, solo tienen un efecto débil en la luz infrarroja emitida al espacio desde la Tierra. Como resultado, producen un efecto neto de enfriamiento en el clima actual. En menor medida, ocurre lo mismo con las nubes medias. En un clima futuro calentado como consecuencia del aumento de los gases de efecto invernadero, la mayoría de los modelos climáticos evaluados por el IPCC simulan una disminución de la nubosidad baja y media, que haría que aumentara la absorción de luz solar y, por tanto, aumentara el calentamiento. Ahora bien, el grado de esta disminución depende bastante del modelo.

Un clima más caliente también puede producir otros cambios en las nubes. La variación de los patrones del viento y las trayectorias de las tormentas podría alterar los patrones regionales y estacionales de nubosidad y precipitación. Algunos estudios sugieren que ya es detectable en el registro observacional la señal de una de esas tendencias observadas en los modelos climáticos (una migración hacia los polos de las nubes asociadas con trayectorias de tormentas en latitudes medias). El desplazamiento de las nubes hacia regiones que reciben menos luz solar también podría hacer que se intensificara el calentamiento global. Es posible que se formen más nubes por gotas líquidas, que son pequeñas pero numerosas y reflejan más luz solar al espacio que una nube compuesta de la misma masa de grandes cristales de hielo. Las nubes Cirrus finas, que ejercen un efecto de calentamiento neto y son muy difíciles de simular mediante modelos climáticos, podrían cambiar de maneras que no se han simulado con los modelos, si bien no existen evidencias de ello. Otros procesos pueden resultar importantes a nivel regional; por ejemplo, las interacciones entre las nubes y la superficie pueden variar sobre el océano, en las zonas donde el hielo marino se funde, y sobre la tierra, en las zonas donde la transpiración vegetal es menor.

Actualmente no existe ninguna manera ampliamente aceptada de deducir las retroalimentaciones de nube globales a partir de las observaciones de las tendencias de las nubes a largo plazo o de la variabilidad a corto plazo. No obstante, todos los modelos empleados para la presente evaluación (y para las dos evaluaciones anteriores del IPCC) producen retroalimentaciones de nube netas que, o bien aumentan el calentamiento por los gases de efecto invernadero antropógenos, o bien tienen poco efecto general. Las retroalimentaciones no se "introducen" en los modelos, pero aparecen a raíz del funcionamiento de las nubes en la atmósfera simulada y por sus efectos en los flujos y transformaciones de energía en el sistema climático. Las diferencias en la magnitud de las retroalimentaciones de nube arrojadas por los diversos modelos reflejan en gran medida los diferentes grados de sensibilidad de los modelos a los cambios en las concentraciones de los gases de efecto invernadero.

Preguntas frecuentes

**PF 7.2 | ¿De qué manera influyen los aerosoles en el clima y el cambio climático?**

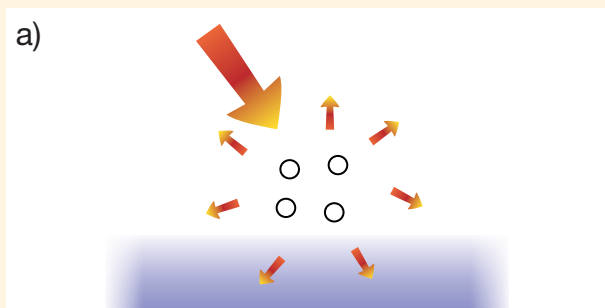
Los aerosoles atmosféricos se componen de pequeñas partículas líquidas o sólidas suspendidas en la atmósfera, distintas de las grandes partículas de las nubes y las precipitaciones. Pueden ser de origen natural o antropógeno y pueden influir en el clima en formas múltiples y complejas al interactuar con la radiación y las nubes. En general, los modelos y las observaciones indican que los aerosoles antropógenos han producido un efecto de enfriamiento en la Tierra desde la era preindustrial que ha enmascarado parte del calentamiento medio global provocado por los gases de efecto invernadero que se hubiese producido en su ausencia. Se prevé que las emisiones de aerosoles antropógenos se reduzcan en el futuro en respuesta a las políticas de calidad del aire y, en consecuencia, este calentamiento se manifestaría.

El período de vida normal de los aerosoles atmosféricos oscila entre un día y dos semanas en la troposfera y es de aproximadamente un año en la estratosfera. Su tamaño, composición química y forma varían considerablemente. Algunos aerosoles, como el polvo y los rociones marinos, son mayoritaria o totalmente de origen natural, mientras que otros aerosoles, como los sulfatos y el humo, son al mismo tiempo de origen natural y antropógeno.

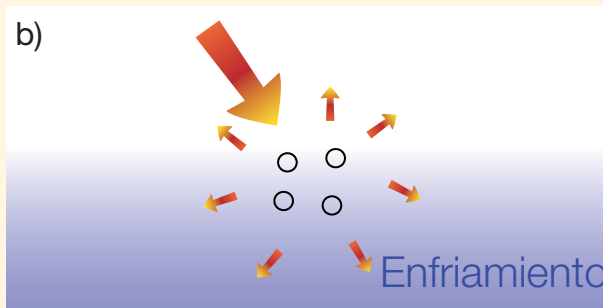
Los aerosoles influyen en el clima de muchas maneras. En primer lugar, dispersan y absorben la luz solar, modificando así el balance radiativo de la Tierra (véase PF 7.2, figura 1). En general, la dispersión que provocan hace que el planeta sea más reflectante y contribuye a enfriar el clima, mientras que la absorción tiene el efecto contrario y contribuye a calentarlo. El equilibrio entre el enfriamiento y el calentamiento depende de las propiedades de los aerosoles y de las condiciones medioambientales. Muchos estudios observacionales han cuantificado los efectos radiativos locales de los aerosoles antropógenos y naturales, pero, para determinar su impacto global, hacen falta datos y modelos satelitales. Una de las incertidumbres que siguen existiendo se deriva del carbono negro, un aerosol que absorbe radiación solar que no solo es más difícil de medir que aquellos que la dispersan, sino que también ocasiona una respuesta complicada de las nubes. Sin embargo, la mayoría de los estudios coinciden en que el efecto radiativo general provocado por los aerosoles antropógenos es de enfriamiento del planeta.

*(continúa en la página siguiente)*

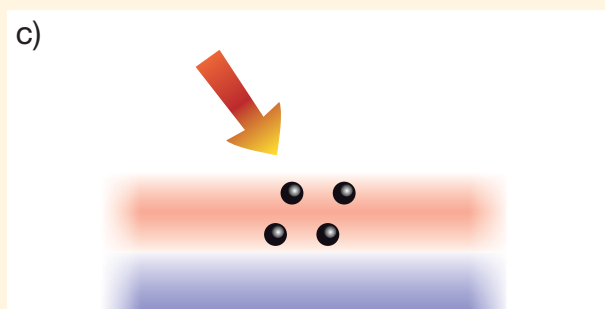
PF

**Interacciones aerosol-radiación****Aerosoles dispersantes**

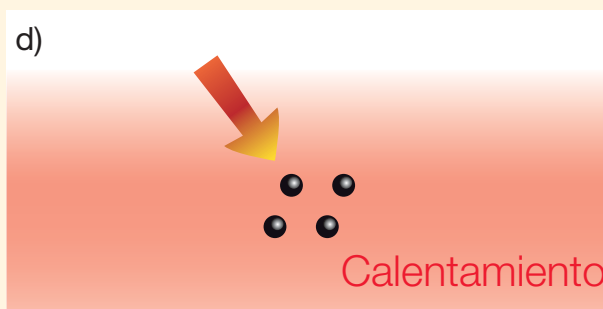
Los aerosoles dispersan la radiación solar. Así, llega menos radiación solar a la superficie y se produce un enfriamiento localizado.



La circulación atmosférica y los procesos de mezcla dispersan el enfriamiento regionalmente y en la vertical.

**Aerosoles absorbentes**

Los aerosoles absorben la radiación solar. Así, la capa de aerosoles se calienta, pero la superficie, que recibe menos radiación solar, puede enfriarse localmente.



A escalas más grandes se produce un calentamiento neto de la superficie y la atmósfera porque la circulación atmosférica y los procesos de mezcla redistribuyen la energía térmica.

**PF 7.2, figura 1** | Sinopsis de las interacciones entre los aerosoles y la radiación solar y su impacto en el clima. Las ilustraciones de la izquierda muestran los efectos radiativos instantáneos de los aerosoles, mientras que las de derecha muestran su impacto general después de que el sistema climático haya respondido a sus efectos radiativos.

PF 7.2 (continuación)

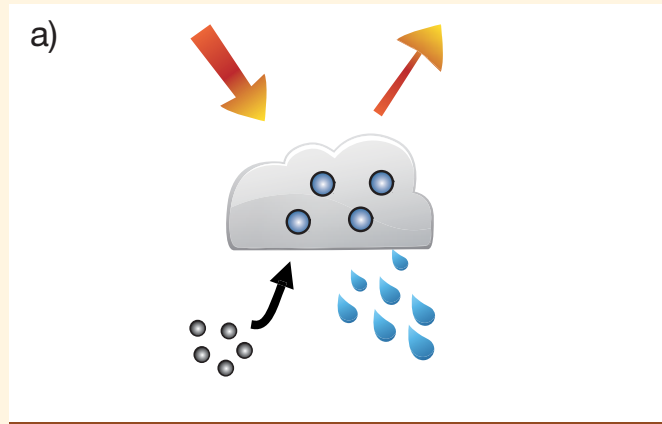
Los aerosoles también actúan como focos de condensación y nucleación de hielo en los que se pueden formar gotitas de lluvia y partículas de hielo (véase PF 7.2, figura 2). Cuando hay una mayor presencia de partículas de aerosol, las nubes de gotitas de agua líquida tienden a tener más gotitas de agua, pero de menor tamaño, lo que provoca que estas nubes reflejen más radiación solar. Ahora bien, hay muchas otras formas de interacciones aerosol-nube, en particular en las nubes de hielo, o de agua líquida y hielo, en las que los cambios de fase entre agua líquida y helada son sensibles a las concentraciones de aerosoles y a las propiedades de estos. La opinión inicial de que un aumento de la concentración de aerosoles también haría que aumentara la cantidad de nubes bajas se ha puesto en entredicho porque hay una serie de procesos que contrarrestan este efecto. Lógicamente, cuantificar el impacto general de los aerosoles en la cantidad y las propiedades de las nubes resulta difícil. Los estudios disponibles, basados en modelos climáticos y observaciones satelitales, generalmente indican que el efecto neto de los aerosoles antropógenos sobre las nubes es de enfriamiento del sistema climático.

Debido a su distribución irregular en la atmósfera, los aerosoles pueden calentar y enfriar el sistema climático con arreglo a patrones que pueden impulsar cambios meteorológicos. Estos efectos son complejos y difíciles de simular con los modelos actuales, pero varios estudios sugieren efectos considerables en las precipitaciones en algunas regiones.

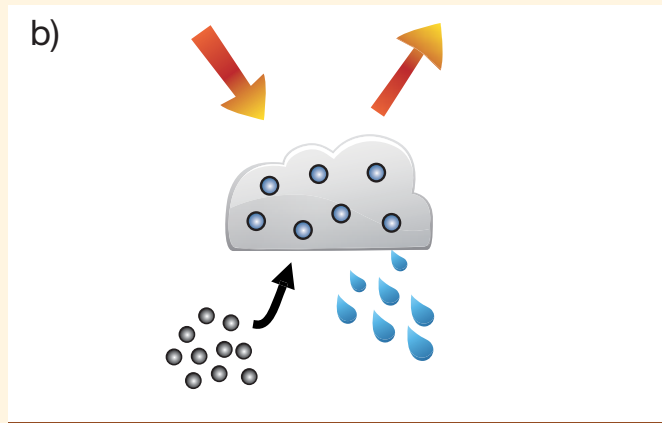
Debido a su corto período de vida, la abundancia de aerosoles, y sus efectos climáticos, han variado a lo largo del tiempo, en términos generales en sintonía con las emisiones antropógenas de aerosoles y sus precursores en la fase gaseosa, como el dióxido de azufre ( $\text{SO}_2$ ) y algunos compuestos orgánicos volátiles. Puesto que las emisiones antropógenas de aerosoles han aumentado considerablemente durante el período industrial, se ha contrarrestado parte del calentamiento que, de lo contrario, se hubiese producido debido al incremento de las concentraciones de gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados. Los aerosoles originados por grandes erupciones volcánicas que alcanzaron la estratosfera, como los emitidos en El Chichón y Pinatubo, también han causado períodos de enfriamiento que generalmente duran entre uno y dos años.

Durante los últimos dos decenios, las emisiones de aerosoles antropógenos han disminuido en algunos países desarrollados, mientras que en muchos países en desarrollo han aumentado. Por ello, se considera que el impacto de los aerosoles en la temperatura media global en superficie durante este período es pequeño. No obstante, según las proyecciones, las emisiones de aerosoles antropógenos finalmente disminuirán en respuesta a las políticas de calidad del aire, con lo que se interrumpirá su efecto refrigerante de la superficie terrestre y, por consiguiente, se producirá un aumento del calentamiento.

## Interacciones aerosol-nube



Los aerosoles actúan como núcleos de condensación de nube en los que se pueden formar gotitas de líquido.



Una mayor presencia de aerosoles da lugar a una mayor concentración de pequeñas gotitas, lo que conlleva nubes más brillantes. Sin embargo, hay muchos otros procesos aerosol-nube-precipitación posibles que pueden amplificar o atenuar este efecto.

**PF 7.2, figura 2** | Sinopsis de las interacciones aerosol-nube y su impacto en el clima. Las ilustraciones a) y b) representan una nube baja limpia y una contaminada, respectivamente.



Preguntas frecuentes

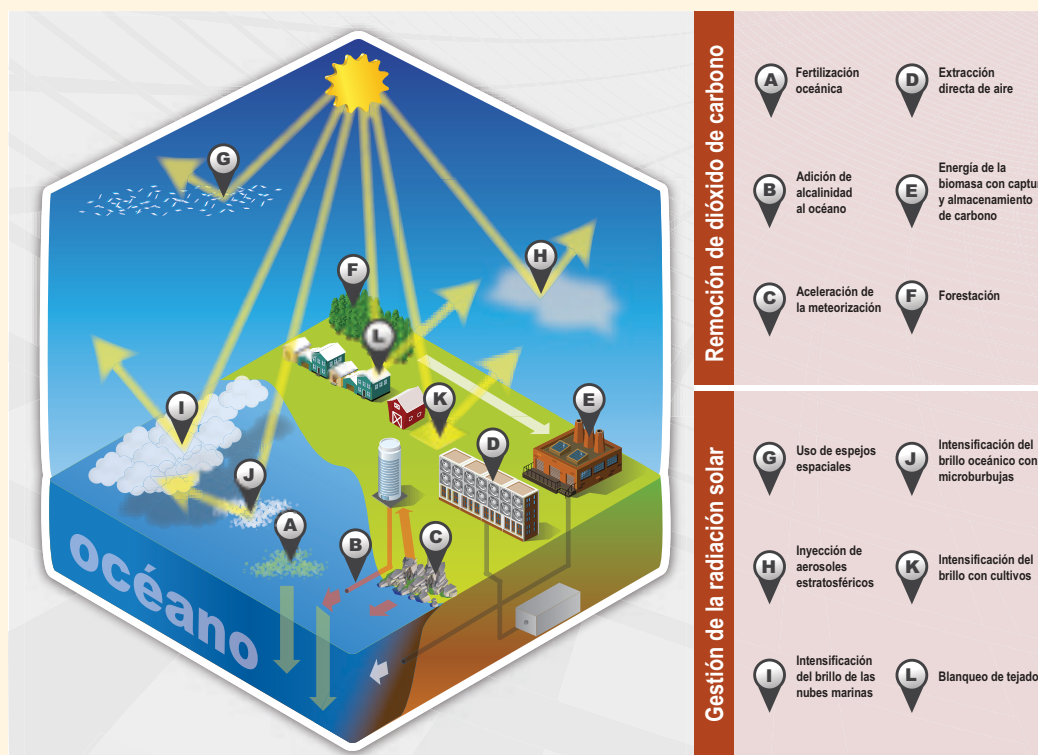
### PF 7.3 | ¿Podría la geoingeniería contrarrestar el cambio climático y qué efectos colaterales podría tener su uso?

La geoingeniería, también llamada ingeniería climática, se define como un vasto conjunto de métodos y tecnologías que tienen por objeto alterar deliberadamente el sistema climático a fin de aliviar los impactos del cambio climático. Generalmente se distinguen dos categorías de métodos de geoingeniería: la gestión de la radiación solar (evaluada en la sección 7.7), cuyo objetivo es compensar el calentamiento provocado por los gases de efecto invernadero antropógenos, para lo que se hace al planeta más reflectante; y la remoción de dióxido de carbono (evaluada en la sección 6.5), cuyo objetivo es reducir la concentración de CO<sub>2</sub> atmosférico. Las dos categorías funcionan con principios físicos diferentes y a escalas temporales distintas. Los modelos sugieren que, si los métodos de gestión de la radiación solar fueran factibles, serían efectivos para contrarrestar el aumento de temperaturas, y algo menos efectivos, aunque aún en cierta medida, para contrarrestar otros cambios climáticos. La gestión de la radiación solar no contrarrestaría todos los efectos del cambio climático. Además, todos los métodos de geoingeniería propuestos también conllevan riesgos y efectos colaterales. Todavía no es posible anticipar otras consecuencias, ya que es bajo el nivel de conocimiento científico de la gestión de la radiación solar y de la remoción de dióxido de carbono. Hay también otras muchas cuestiones (de carácter político, ético y práctico) relacionadas con la geoingeniería que están fuera del ámbito de este informe.

#### Métodos de remoción de dióxido de carbono

El objetivo de los métodos de remoción del dióxido de carbono es remover CO<sub>2</sub> de la atmósfera mediante la modificación deliberada de los procesos del ciclo del carbono o por métodos industriales (por ejemplo, químicos). El carbono extraído de la atmósfera se almacenaría luego en reservorios terrestres, oceánicos o geológicos. Algunos métodos de remoción de dióxido de carbono se basan en procesos biológicos, como la forestación/reforestación a gran escala, el secuestro de carbono en suelos con carbón biológico, la bioenergía con captación y almacenamiento de carbono y la fertilización del océano. Otros

(continúa en la página siguiente)



**PF 7.3, figura 1** | Sinopsis de algunos métodos de geoingeniería que se han propuesto. Métodos de remoción de dióxido de carbono (véase la sección 6.5 para más detalles): A) adición de nutrientes al océano (fertilización oceánica), lo que aumenta la productividad oceánica en la superficie del océano y transporta hacia el fondo una fracción del carbono biogénico resultante; B) aumento de la alcalinidad del océano mediante la adición de minerales sólidos, lo que causa mayor disolución de CO<sub>2</sub> atmosférico en el océano; C) aumento de la tasa de meteorización de las rocas silicatadas y transporte de minerales carbonatados disueltos hacia el océano; D) captura química de CO<sub>2</sub> atmosférico y almacenamiento bajo tierra o en el océano; E) quema de biomasa en plantas de energía eléctrica con captura de carbono, y almacenamiento del CO<sub>2</sub> capturado bajo tierra o en el océano; y F) captura de CO<sub>2</sub> por forestación y reforestación, y almacenamiento en ecosistemas terrestres. Métodos de gestión de la radiación solar (véase la sección 7.7 para más detalles): G) instalación de reflectores en el espacio para reflejar la radiación solar; H) inyección de aerosoles en la estratosfera; I) siembra de nubes marinas para ganar reflectancia; J) producción de microburbujas en la superficie del océano para hacerlo más reflectante; K) plantación de cultivos más reflectantes, y L) blanqueo de tejados y otras estructuras.

PF

## PF 7.3 (continuación)

métodos se basan en procesos geológicos, como la meteorización acelerada de rocas silicatadas y carbonatadas, tanto en tierra como en el océano (véase PF 7.3, figura 1). Posteriormente, el CO<sub>2</sub> removido de la atmósfera se almacenaría en forma orgánica en reservorios terrestres, o en forma inorgánica en reservorios oceánicos y geológicos, en los que tendría que almacenarse durante al menos varios cientos de años para que la remoción de dióxido de carbono fuese efectiva.

Los métodos de remoción de dióxido de carbono reducirían el forzamiento radiativo del CO<sub>2</sub> en la medida en que fueran efectivos en remover el CO<sub>2</sub> de la atmósfera y mantenerlo apartado de ella. Algunos métodos también reducirían la acidificación oceánica (véase PF 3.2), pero otros métodos que implicaran el almacenamiento oceánico podrían hacer que aumentara la acidificación si el carbono se secuestrara en forma de CO<sub>2</sub> disuelto. Una incertidumbre importante relacionada con la efectividad de los métodos de remoción de dióxido de carbono es la capacidad de almacenamiento y la permanencia del carbono almacenado. La remoción y el almacenamiento permanentes de carbono mediante la remoción de dióxido de carbono harían disminuir el calentamiento del clima a largo plazo. Sin embargo, las estrategias de almacenamiento no permanentes permitirían que el CO<sub>2</sub> volviese a la atmósfera, donde de nuevo contribuye al calentamiento. Si la concentración de CO<sub>2</sub> atmosférico se redujera, la remoción intencional de CO<sub>2</sub> mediante métodos de remoción de dióxido de carbono se vería parcialmente compensada por la respuesta de los reservorios oceánicos y terrestres, pues algunos de estos reservorios emitirían a la atmósfera el CO<sub>2</sub> antropógeno que se había almacenado previamente. Para compensar completamente las emisiones de CO<sub>2</sub> antropógenas del pasado, las técnicas de remoción de dióxido de carbono tendrían que remover no solo el CO<sub>2</sub> que se ha acumulado en la atmósfera desde la era preindustrial, sino también el carbono antropógeno incorporado por la biosfera terrestre y el océano.

Los métodos de remoción de dióxido de carbono por meteorización biológica y la mayoría los métodos de remoción de dióxido de carbono por meteorización química no pueden ampliarse indefinidamente y están necesariamente limitados por varias restricciones físicas o medioambientales, como las demandas competitivas del suelo. Si suponemos una tasa de secuestro máxima de remoción de dióxido de carbono de 200 PgC por siglo a partir de una combinación de métodos de remoción de dióxido de carbono, llevaría alrededor de 150 años remover el CO<sub>2</sub> emitido en los últimos 50 años, lo que dificulta, incluso para un conjunto de métodos de remoción de dióxido de carbono suplementarios, la mitigación rápida del cambio climático. En principio, los métodos de extracción directa del aire podrían funcionar mucho más rápido, pero pueden verse limitados por la aplicación a gran escala, en particular por el uso de energía y las restricciones medioambientales.

La remoción de dióxido de carbono también podría tener efectos colaterales climáticos y medioambientales. Por ejemplo, el aumento de la productividad de la vegetación podría hacer que se incrementaran las emisiones de N<sub>2</sub>O, que es un gas de efecto invernadero más potente que el CO<sub>2</sub>. Un gran aumento de la cubierta de vegetación, por ejemplo, por forestación o cultivos energéticos, podría alterar las características de la superficie, como la reflectancia de la superficie y los flujos turbulentos. Algunos estudios de modelos han indicado que la forestación en regiones boreales estacionalmente cubiertas de nieve podría acelerar de hecho el calentamiento global, mientras que en los trópicos podría resultar más eficaz para reducir el calentamiento global. Los métodos oceánicos de remoción de dióxido de carbono que se basan en la producción biológica (como la fertilización del océano) tendrían muchos efectos colaterales en los ecosistemas oceánicos y la acidez del océano y podrían producir emisiones de otros gases de efecto invernadero distintos del CO<sub>2</sub>.

### Métodos de gestión de la radiación solar

La temperatura media global en superficie del planeta está muy influenciada por la cantidad de luz solar absorbida por la atmósfera y la superficie de la Tierra, que calienta el planeta, y por el efecto invernadero, el proceso por el que los gases de efecto invernadero y las nubes afectan a la manera en que la energía se emite de vuelta al espacio. Un aumento del efecto invernadero conlleva un aumento de la temperatura en superficie hasta que se alcanza un nuevo equilibrio. Si se absorbe menos luz solar entrante porque el planeta se ha tornado más reflectante, o si la energía puede emitirse al espacio más eficazmente debido a una reducción del efecto invernadero, la temperatura media global en superficie disminuirá.

Los métodos de geoingeniería propuestos cuyo objetivo es gestionar los flujos de energía entrantes y salientes de la Tierra se basan en este principio físico fundamental. La mayoría de estos métodos proponen o bien reducir la luz solar que llega a la Tierra o bien aumentar la reflectancia del planeta. Para ello, se hace que la atmósfera, las nubes o la superficie sean más brillantes (véase PF 7.3, figura 1). Otra técnica propone suprimir las nubes muy altas llamadas Cirrus, ya que tienen un fuerte efecto invernadero. De acuerdo con la física elemental, si uno de estos métodos modifica los flujos de energía de la forma prevista, el planeta se enfría. Sin embargo, es un escenario complicado porque son muchos y complejos los procesos físicos que rigen las interacciones entre el flujo de energía, la circulación atmosférica, el tiempo y el clima resultante.

Si bien la temperatura media global en superficie del planeta responde a un cambio en la cantidad de luz solar que llega a la superficie o a un cambio en el efecto invernadero, la temperatura en cualquier lugar y momento dado depende de muchos otros factores y la cantidad de enfriamiento conseguido por la gestión de la radiación solar en general no consigue igualar la cantidad de calentamiento causado por los gases de efecto invernadero. Por ejemplo, la gestión de la radiación solar solamente cambia las tasas de calentamiento diurnas, pero un aumento de los gases de efecto invernadero puede modificar las temperaturas tanto diurnas como nocturnas. La compensación inexacta puede influir en el ciclo diurno de la temperatura en superficie, incluso si

*(continúa en la página siguiente)*

## PF 7.3 (continuación)

la temperatura media en superficie no se altera. Otro ejemplo es que los cálculos de modelos sugieren que un descenso uniforme de la luz solar que llega a la superficie podría compensar el calentamiento global inducido por el CO<sub>2</sub>, pero algunas regiones se enfriarían menos que otras. Los modelos sugieren que si el calentamiento producido por el efecto invernadero de origen antropógeno se compensara completamente con aerosoles estratosféricos, las regiones polares mantendrían un pequeño calentamiento residual, mientras que las regiones tropicales se volverían un poco menos frías que en la era preindustrial.

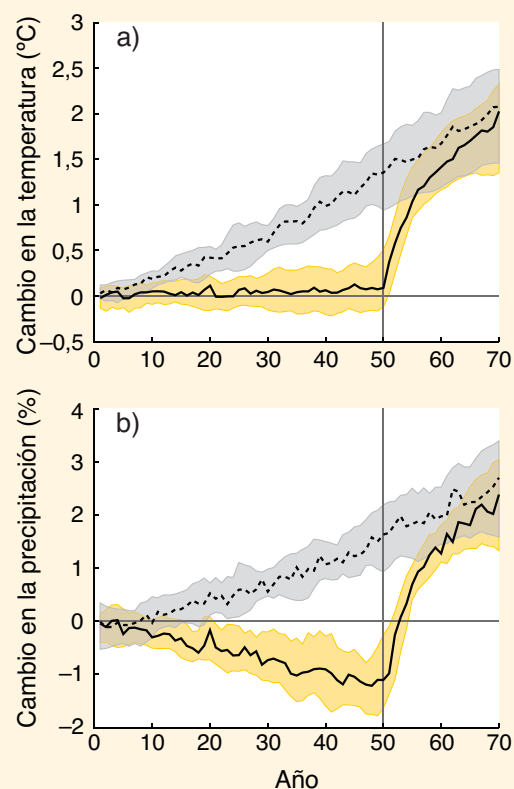
En teoría, la gestión de la radiación solar podría contrarrestar rápidamente el cambio climático antropógeno: en uno o dos decenios podría enfriar el planeta hasta alcanzar niveles preindustriales. Esto se sabe no solo a partir de los modelos climáticos sino también de los registros climáticos de grandes erupciones volcánicas. La erupción bien observada del monte Pinatubo en 1991 causó un aumento temporal de los aerosoles estratosféricos y una caída rápida de la temperatura en superficie de unos 0,5 °C.

Además de la temperatura en superficie, el clima está formado por muchos factores. Las consecuencias de otras características climáticas, tales como la lluvia, la humedad del suelo, el flujo fluvial, los bancos de nieve y el hielo marino y los ecosistemas también pueden ser importantes. Tanto los modelos como la teoría indican que compensar un aumento del efecto invernadero con la gestión de la radiación solar a fin de estabilizar la temperatura en superficie en alguna medida reduciría la lluvia media global (véase PF 7.3, figura 2, para un resultado de los modelos idealizado), y también podría producir cambios a nivel regional. Dado que la compensación en los patrones climáticos regionales y globales es tan imprecisa, es improbable que la gestión de la radiación solar produzca un clima futuro que sea "exactamente igual" al que tenemos ahora o al que hayamos tenido en el pasado. Sin embargo, los modelos climáticos actuales indican que un clima modificado mediante geoingeniería con la gestión de la radiación solar y niveles de CO<sub>2</sub> elevados sería más parecido al clima del siglo XX que a un clima futuro con concentraciones de CO<sub>2</sub> elevadas y sin gestión de la radiación solar.

Las técnicas de gestión de la radiación solar probablemente tendrían otros efectos colaterales. Por ejemplo, la teoría, la observación y los modelos sugieren que los aerosoles de sulfatos estratosféricos liberados por erupciones volcánicas y emisiones naturales agotan el ozono estratosférico, especialmente mientras el cloro proveniente de las emisiones de los clorofluorocarbonos permanece en la atmósfera. Se espera que los aerosoles estratosféricos introducidos para gestionar la radiación solar tengan el mismo efecto. El agotamiento del ozono provocaría un aumento de la cantidad de luz ultravioleta que llega a la superficie y dañaría los ecosistemas terrestres y marinos. Los aerosoles estratosféricos también generarían un aumento del coeficiente de luz solar directa y difusa que llega a la superficie, lo que generalmente aumenta la productividad de las plantas. Preocupa que la gestión de la radiación solar mediante inserción de aerosoles de sulfatos produzca un aumento de lluvia ácida, pero los estudios de los modelos sugieren que probablemente la lluvia ácida no sería un motivo de preocupación principal, ya que la tasa de producción de lluvia ácida con la gestión de la radiación solar mediante inserción de aerosoles de sulfatos sería de menor valor que los valores actuales producidos por las fuentes de contaminación. La gestión de la radiación solar tampoco corregiría la acidificación oceánica vinculada al aumento de las concentraciones de CO<sub>2</sub> atmosférico ni sus impactos en los ecosistemas marinos.

Sin esfuerzos de mitigación convencional o métodos posibles de gestión de la radiación solar, las concentraciones de CO<sub>2</sub> altas debidas a emisiones antropógenas persistirán en la atmósfera durante unos 1 000 años, y la gestión de la radiación solar tendría que mantenerse mientras que las concentraciones de CO<sub>2</sub> fueran elevadas. Si se interrumpiese la gestión de la radiación solar mientras que las concentraciones de CO<sub>2</sub> continúan en niveles altos, se produciría un calentamiento muy rápido en uno o dos decenios (véase PF 7.3, figura 2). Eso ejercería una gran presión de adaptación en los ecosistemas y los humanos.

Si se utilizara la gestión de la radiación solar para evitar algunas consecuencias del aumento de las concentraciones de CO<sub>2</sub>, los riesgos, los efectos colaterales y las deficiencias aumentarían claramente con el aumento de la escala de la gestión de la radiación solar. Se han propuesto métodos para utilizar la gestión de la radiación solar durante un tiempo limitado junto con estrategias agresivas para reducir las concentraciones de CO<sub>2</sub> y ayudar a evitar transiciones entre umbrales climáticos o puntos críticos que, de lo contrario, serían inevitables; la evaluación de tales métodos requeriría un análisis muy minucioso de los riesgos y beneficios que va más allá del ámbito de este informe.



**PF 7.3, figura 2** | Cambio de a) la temperatura (°C) y b) la precipitación (%) medias globales en dos experimentos idealizados. Las líneas continuas se emplean para las simulaciones que utilizan la gestión de la radiación solar para equilibrar un aumento de un 1% año<sup>-1</sup> en la concentración de CO<sub>2</sub> hasta el año 50, tras lo cual se para la gestión de la radiación solar. Las líneas discontinuas indican simulaciones con un aumento de un 1% año<sup>-1</sup> en la concentración de CO<sub>2</sub> sin gestión de la radiación solar. Las envolturas amarilla y gris de las líneas muestran los percentiles 25º a 75º de ocho modelos diferentes.



Preguntas frecuentes

**PF 8.1 | ¿Qué grado de importancia tiene el vapor de agua en el cambio climático?**

*Al ser el principal contribuyente al efecto invernadero natural, el vapor de agua tiene una función esencial en el clima de la Tierra. Sin embargo, es principalmente la temperatura del aire más que las emisiones la que controla la cantidad de vapor de agua presente en la atmósfera. Por ello, los científicos consideran al vapor de agua como un agente de retroalimentación más que como un agente de forzamiento del cambio climático. Las emisiones antropógenas de vapor de agua por la irrigación o la refrigeración de las plantas eléctricas tienen un impacto insignificante en el clima global.*

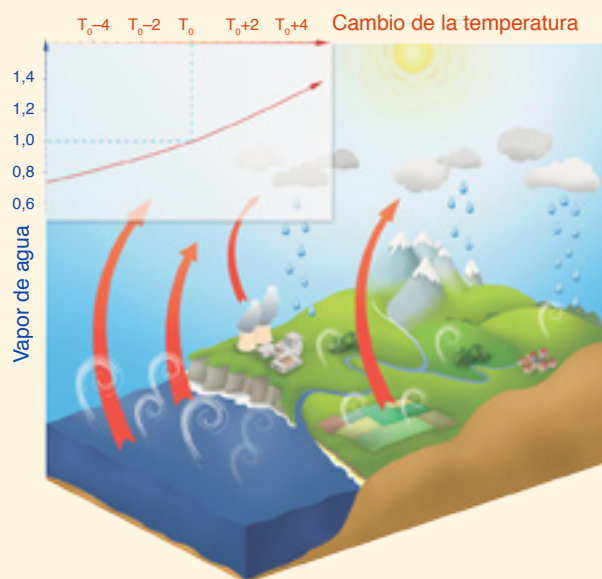
El vapor de agua es el principal gas de efecto invernadero de la atmósfera terrestre. La contribución del vapor de agua al efecto invernadero natural en relación con la del dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) depende del método de contabilización empleado, pero se puede considerar que es aproximadamente entre dos y tres veces mayor. La atmósfera recibe vapor de agua adicional de las actividades antropógenas, principalmente del aumento de evaporación de los cultivos de regadío, pero también de la refrigeración de las plantas eléctricas y, en menor medida, de la combustión de combustibles fósiles. Así pues, resulta lógico preguntarse por qué se pone toda la atención en el  $\text{CO}_2$  y no en el vapor de agua como agente de forzamiento del cambio climático.

Hay una diferencia fundamental entre el comportamiento del  $\text{CO}_2$  y del vapor de agua: este último se puede condensar y precipitarse. Cuando el aire con mucha humedad se enfría, parte del vapor se condensa en forma de gotitas de agua o partículas de hielo y precipita. El tiempo de permanencia normal del vapor de agua en la atmósfera es de 10 días. El flujo de entrada de vapor de agua a la atmósfera proveniente de fuentes antropógenas es considerablemente menor que el proveniente de la evaporación "natural". Por ello, el impacto que tiene sobre las concentraciones generales es insignificante y su contribución al efecto invernadero a largo plazo no es considerable. Esta es la razón principal por la que el vapor de agua troposférico (generalmente por debajo de los 10 km de altitud) no se considera un gas antropógeno que contribuye al forzamiento radiativo.

Por el contrario, las emisiones antropógenas tienen un impacto notable en el vapor de agua presente en la estratosfera, la parte de la atmósfera por encima de los 10 km. El aumento de las concentraciones de metano ( $\text{CH}_4$ ) debido a las actividades humanas genera, por oxidación, una fuente de agua adicional, que explica parcialmente los cambios observados en esa capa de la atmósfera. La variación de agua en la estratosfera tiene un impacto radiativo, se considera un forzamiento y puede evaluarse. Las concentraciones de agua en la estratosfera han variado de forma considerable en los últimos decenios. No se conoce bien el alcance de estas variaciones y es probable que no sea tanto un forzamiento como un proceso de retroalimentación añadido a la variabilidad natural. La contribución del vapor de agua estratosférico al calentamiento, tanto forzamiento como retroalimentación, es mucho menor que la del  $\text{CH}_4$  o el  $\text{CO}_2$ .

La temperatura controla la cantidad máxima de vapor de agua contenida en el aire. Una columna típica de aire desde la superficie hasta la estratosfera en las regiones polares puede contener solamente unos pocos kilogramos de vapor de agua por metro cuadrado, mientras que una columna de aire de las mismas características en los trópicos puede contener hasta 70 kg. Con cada grado adicional de temperatura del aire, la atmósfera puede retener en torno a un 7% más de vapor de agua (véase el gráfico insertado en la parte superior izquierda de PF 8.1, figura 1). Este aumento de la concentración intensifica el efecto invernadero y, por tanto, aumenta el calentamiento. Este proceso, conocido como retroalimentación del vapor de agua, se conoce bien y está bien cuantificado. Se produce en todos los modelos empleados para estimar el cambio climático, en los que su intensidad concuerda con las observaciones. Aunque se ha observado un aumento del vapor de agua atmosférico, esta variación se considera una retroalimentación climática (del aumento de la temperatura atmosférica) y no debe interpretarse como un forzamiento radiativo producido por emisiones antropógenas.

(continúa en la página siguiente)



**PF 8.1, figura 1** | Ilustración del ciclo del agua y su interacción con el efecto invernadero. El gráfico insertado en la parte superior izquierda indica el aumento relativo del contenido potencial de vapor de agua en el aire con un aumento de la temperatura (casi un 7% por grado). Los rizos blancos denotan la evaporación, compensada por la precipitación para cerrar el balance hídrico. Las flechas rojas ilustran la radiación infrarroja saliente que es parcialmente absorbida por el vapor de agua y otros gases, un proceso que es uno de los componentes del efecto invernadero. No se han incluido los procesos de la estratosfera.

PF

### PF 8.1 (continuación)

Actualmente, el vapor de agua tiene el mayor efecto invernadero en la atmósfera de la Tierra. Sin embargo, otros gases de efecto invernadero, principalmente el  $\text{CO}_2$ , son necesarios para mantener la presencia del vapor de agua en la atmósfera. De hecho, si estos otros gases se removiesen de la atmósfera, la temperatura de esta caería lo suficiente como para producir un descenso del vapor de agua, conduciendo a una caída descontrolada del efecto invernadero que llevaría al planeta a un estado de congelación. Así pues, los otros gases de efecto invernadero proporcionan la estructura de temperatura que mantiene los niveles actuales de vapor de agua atmosférico. Por consiguiente, aunque el  $\text{CO}_2$  sea el principal agente antropógeno que regula el cambio del clima, el vapor de agua produce una retroalimentación fuerte y rápida que amplifica cualquier forzamiento inicial por un factor típico de entre dos y tres. El vapor de agua no origina un forzamiento inicial significativo, pero aun así es un agente fundamental del cambio climático.

Preguntas frecuentes

**PF 8.2 | ¿Tienen las mejoras en la calidad del aire algún efecto sobre el cambio climático?**

*Si que tienen efectos, pero, en función del contaminante o de los contaminantes que se limiten, el clima se enfriará o calentará. Por ejemplo, mientras que una reducción de las emisiones de dióxido de azufre (SO<sub>2</sub>) provocaría un calentamiento mayor, el control de las emisiones de óxidos de nitrógeno (NO<sub>x</sub>) tiene tanto un efecto de enfriamiento (porque reduce el ozono troposférico) como de calentamiento (debido a su impacto en el período de vida del metano y en la producción de aerosoles). La contaminación del aire también afecta a los patrones de precipitación.*

La calidad del aire es nominalmente una medida de los contaminantes de superficie en el aire, como el ozono, el monóxido de carbono, los NO<sub>x</sub> y los aerosoles (partículas en suspensión sólidas o líquidas). La exposición a esos contaminantes agrava las enfermedades respiratorias y cardiovasculares, perjudica a las plantas y daña los edificios. Por ello, la mayoría de los grandes centros urbanos intentan controlar las descargas de contaminantes que son transportados por el aire.

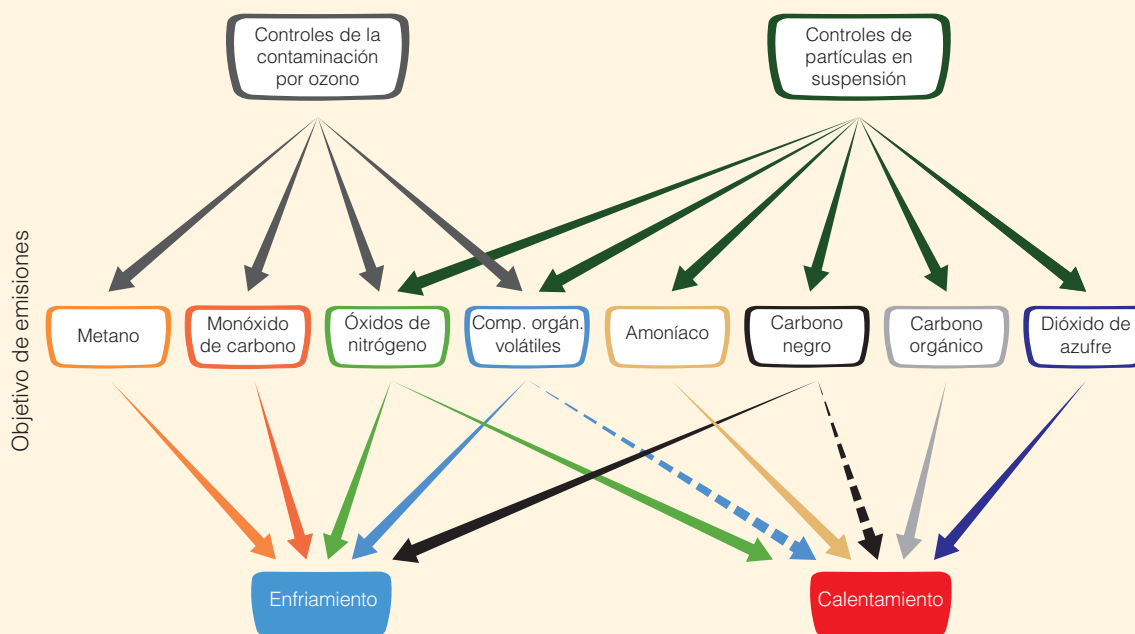
A diferencia del dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) y de otros gases de efecto invernadero homogéneamente mezclados, el ozono y los aerosoles troposféricos pueden permanecer en la atmósfera solo entre unos pocos días y unas semanas, aunque los acoplamientos indirectos dentro del sistema Tierra pueden prolongar su impacto. Estos contaminantes suelen ser más potentes cerca de su zona de emisión o formación, en la que pueden producir perturbaciones locales o regionales en el clima, incluso si su efecto medio global es pequeño.

Los contaminantes del aire influyen en el clima de forma diferente en función de sus características físicas y químicas. Los gases de efecto invernadero generados por contaminación impactarán en el clima principalmente mediante radiación de onda corta y larga, mientras que los aerosoles, además, pueden afectar al clima mediante interacciones nube-aerosol.

Se ha señalado que los controles de las emisiones antropógenas de metano (PF 8.2, figura 1) para reducir el ozono superficial crean situaciones de "beneficio para todos". Las consecuencias del control de otros precursores del ozono no siempre son tan claras. Por ejemplo, cabría esperar un efecto de enfriamiento derivado de los controles de las emisiones de NO<sub>x</sub>, ya que se reduce el ozono troposférico; sin embargo, es más probable que, por el contrario, su impacto en el período de vida del CH<sub>4</sub> y en la formación de aerosoles provoque un calentamiento general.

Mediante observaciones satelitales se ha advertido un aumento durante los últimos decenios de las concentraciones atmosféricas de SO<sub>2</sub> (el principal precursor de los aerosoles de sulfatos que dispersan la radiación) proveniente de las centrales eléctricas de carbón del este de Asia. Las centrales eléctricas más nuevas utilizan depuradores para reducir esas emisiones (aunque no las emisiones de CO<sub>2</sub> concurrentes y asociadas al calentamiento del clima a largo plazo). Esto

(continúa en la página siguiente)



**PF 8.2, figura 1** | Diagrama esquemático del impacto de los controles de contaminación sobre emisiones específicas y el impacto climático. La línea negra continua muestra el impacto conocido; la discontinua, el incierto.

PF 8.2 (continuación)

mejora la calidad del aire, pero también reduce el efecto de enfriamiento de los aerosoles de sulfatos y, por tanto, intensifica el calentamiento. El enfriamiento por los aerosoles se produce por las interacciones aerosol-radiación y aerosol-nube y se calcula que es de  $-0,9 \text{ W m}^{-2}$  (todos los aerosoles combinados, sección 8.3.4.3) desde la era preindustrial. Esta cifra ha aumentado especialmente durante la segunda mitad del siglo XX, cuando se dispararon las emisiones antropógenas.

Por otro lado, el carbono negro u hollín absorbe calor en la atmósfera (que produce un forzamiento radiativo de  $0,4 \text{ W m}^{-2}$  por las emisiones antropógenas de los combustibles fósiles y los biocombustibles) y, cuando se deposita en la nieve, reduce su albedo, es decir, su capacidad de reflejar la luz solar. Por tanto, reducir las emisiones de carbono negro puede tener un efecto de enfriamiento, pero la interacción adicional del carbono negro con las nubes es incierta y podría producirse algún efecto opuesto de calentamiento.

Los controles de la calidad del aire también podrían dirigirse a un sector de actividad humana específico, como el transporte o la producción de energía. En ese caso, las especies emitidas conjuntamente por el sector específico generarán una mezcla compleja de perturbaciones químicas y climáticas. Por ejemplo, el humo de la combustión de biocombustibles contiene una mezcla de partículas que absorben y dispersan la radiación, así como de precursores de ozono, cuyo impacto climático combinado puede ser difícil de determinar.

Por ello, los controles de la calidad del aire en superficie tendrán algunas consecuencias en el clima. Todavía no se tiene un buen conocimiento de algunos acoplamientos entre las emisiones objetivo y el clima, o no se han determinado, en particular los efectos de los contaminantes del aire en los patrones de precipitación, lo que dificulta la cuantificación total de sus consecuencias. Existe también un giro importante en el posible efecto del cambio climático en la calidad del aire. En particular, la correlación que se ha observado entre el ozono y la temperatura superficiales en regiones contaminadas indica que solo las temperaturas más altas inducidas por el cambio climático podrían empeorar la contaminación durante el verano, imponiendo una "sanción climática". Esta sanción implica la realización de unos controles más estrictos del ozono en superficie para conseguir un objetivo específico. Además, los cambios proyectados en la frecuencia y duración de los sucesos de estancamiento podrían repercutir en las condiciones de la calidad del aire. Estas características variarán regionalmente y serán difíciles de evaluar, pero una comprensión, cuantificación y modelización mejores de estos procesos clarificará la interacción general entre los contaminantes del aire y el clima.



Preguntas frecuentes

**PF 9.1 | ¿Están mejorando los modelos climáticos? ¿Cómo se puede saber?**

Los modelos climáticos son programas informáticos sumamente sofisticados que reúnen nuestro conocimiento sobre el sistema climático y simulan, con la mayor fidelidad posible en la actualidad, las complejas interacciones entre la atmósfera, el océano, la superficie terrestre, la nieve y el hielo, el ecosistema global y una variedad de procesos químicos y biológicos.

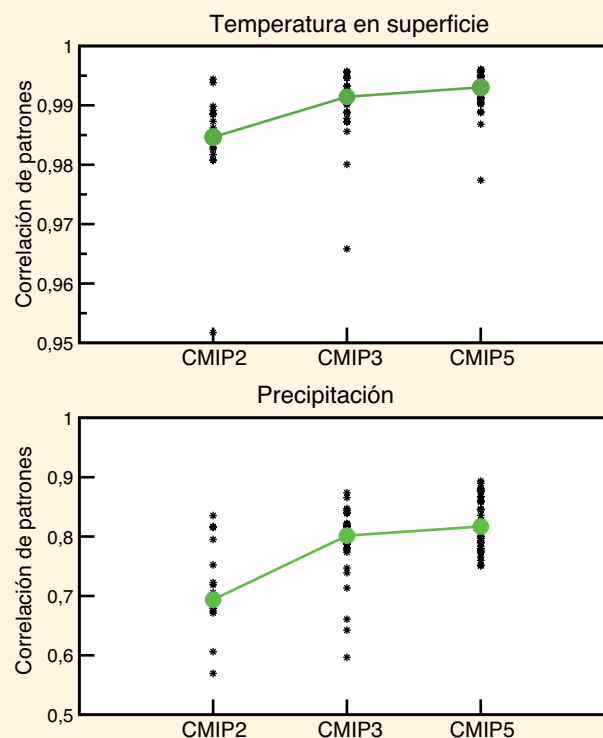
La complejidad de los modelos climáticos –la representación de los procesos físicos, como las nubes, y las interacciones de la superficie terrestre y la representación de los ciclos del carbono y azufre globales en muchos modelos– ha aumentado considerablemente desde el Primer Informe de Evaluación del IPCC en 1990, por lo que en este sentido, los modelos del sistema Tierra actuales son notablemente “mejores” que los modelos de aquel entonces. Esta evolución ha continuado desde el Cuarto Informe y otros factores también han contribuido a mejorar los modelos. Ahora hay supercomputadoras más potentes que permiten que los modelos actuales puedan mostrar detalles espaciales con más precisión. Estos modelos también reflejan la mejor comprensión del funcionamiento de los procesos climáticos. Este conocimiento se ha conseguido gracias a la investigación y el análisis constantes, sumado a las observaciones nuevas y perfeccionadas.

En principio, los modelos climáticos de hoy son mejores que los anteriores. Sin embargo, cada vez que se añade complejidad para mejorar determinados aspectos del clima simulado, también se añaden nuevas fuentes de errores posibles (por ejemplo, por medio de parámetros inciertos), así como nuevas interacciones entre los componentes del modelo que podrían, aunque solo temporalmente, empeorar la simulación de otros aspectos del sistema climático. Además, a pesar de los progresos realizados, sigue habiendo incertidumbre sobre los detalles de muchos procesos.

Es importante tener en cuenta que la eficacia de los modelos puede evaluarse únicamente en relación con las observaciones previas y tomando en consideración la variabilidad interna natural. Para tener confianza en las proyecciones futuras de tales modelos, el clima histórico, así como su variabilidad y cambio, deben simularse bien. El alcance de la evaluación de modelos, en términos del tipo y la cantidad de las observaciones disponibles, la disponibilidad de experimentos de modelos mejor coordinados y el uso ampliado de varias métricas de la fiabilidad, han proporcionado mucha más información cuantitativa sobre el rendimiento de los modelos. Sin embargo, puede que esto solo no sea suficiente. Mientras que las predicciones meteorológicas y climáticas estacionales pueden verificarse regularmente, no ocurre lo mismo con las proyecciones climáticas que abarcan un siglo o más. Este es particularmente el caso, ya que el forzamiento antropógeno está llevando al sistema climático a condiciones jamás observadas en el registro instrumental, y eso siempre será una limitación.

La cuantificación de la fiabilidad de los modelos es un tema que se ha abordado en todos los informes del Grupo de trabajo I del IPCC. Una lectura de las evaluaciones anteriores ofrece un panorama general de los progresos realizados. Los informes anteriores generalmente contienen estudios bastante amplios de la fiabilidad de los modelos, que muestran las diferencias entre las versiones calculadas por los modelos de varias cantidades climáticas y sus correspondientes estimaciones observacionales.

Inevitablemente, algunos modelos resultan más fiables que otros para algunas variables climáticas, pero no hay ninguno que claramente sea “el mejor”. Recientemente se han logrado avances en el cálculo de varias métricas de fiabilidad, que sintetizan la fiabilidad de los modelos en relación a la variedad de distintas observaciones conforme a una puntuación numérica simple. Claro está que la definición de esa puntuación, la forma en que se calcula, las observaciones utilizadas (que tienen su propia incertidumbre) y la manera en que se combinan varias puntuaciones son importantes e influyen en el resultado final. No obstante, si la métrica  
(continúa en la página siguiente)



**PF 9.1, figura 1** | Capacidad de los modelos para simular los patrones de temperatura y precipitación medias anuales según los resultados de las últimas tres fases del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP2, modelos del año 2000; CMIP3, modelos del año 2005, y CMIP5, generación actual de modelos). La figura muestra la correlación (una medida de la similitud de los patrones) entre la temperatura (gráfico superior) y la precipitación (gráfico inferior) observadas y modelizadas. Los valores más altos indican una mejor correspondencia entre los patrones espaciales modelizados y observados. Los símbolos en negro indican el coeficiente de correlación de los modelos individuales y los símbolos grandes en verde indican el valor de la mediana (es decir, la mitad de los resultados de los modelos están por encima y la otra mitad por debajo de este valor). La mejora de la fiabilidad de los modelos es evidente a juzgar por el aumento de la correlación en las generaciones de modelos sucesivas.

PF

*PF (continuación)*

se analiza con coherencia, es posible comparar generaciones diferentes de modelos. Los resultados de estas comparaciones generalmente muestran que, aunque la fiabilidad varíe en cada generación, el índice medio de fiabilidad del modelo ha mejorado de forma constante entre una generación y otra. En PF 9.1, figura 1, se muestra un ejemplo de los cambios en la fiabilidad de los modelos a lo largo del tiempo y se ilustra la mejora continua, aunque modesta. Es interesante observar que tanto los modelos más fiables como los menos fiables muestran mejoras, y que la mejora ocurre en paralelo con el aumento de la complejidad de los modelos y la eliminación de ajustes artificiales a los acoplamientos de la atmósfera y el océano (denominados “ajuste de flujo”). Entre los motivos de esta mejora, se incluyen el mayor conocimiento de varios procesos climáticos y la mejor representación de estos en los modelos climáticos. Las observaciones de la Tierra más exhaustivas también dan lugar a mejoras.

Así que, efectivamente, los modelos climáticos se están perfeccionando y podemos demostrarlo con métricas cuantitativas de fiabilidad basadas en las observaciones históricas. Aunque no sea posible evaluar de forma directa las proyecciones del clima futuro, los modelos climáticos se basan en gran medida en principios físicos verificables y son capaces de reproducir muchos aspectos importantes de la respuesta al forzamiento externo en el pasado. De esta forma, proporcionan una previsión científicamente sólida de la respuesta del clima a diferentes escenarios de forzamiento antropógeno.

Preguntas frecuentes

## PF 10.1 | El clima está en constante cambio. ¿Cómo se determinan las causas de los cambios observados?

*Las causas de los cambios a largo plazo observados en el clima (a escalas de más de un decenio) se evalúan determinando si las "huellas" previstas de diferentes causas del cambio climático están presentes en el registro histórico. Estas huellas se obtienen a partir de simulaciones realizadas con modelos informáticos de los diferentes patrones del cambio climático causado por los diferentes forzamientos climáticos. A escalas multidecenales, estos forzamientos incluyen procesos tales como los aumentos de los gases de efecto invernadero o los cambios de la luminosidad solar. La comparación de los patrones de las huellas simulados con los cambios observados en el clima permite determinar si los cambios observados se explican mejor con esos patrones de huellas o con la variabilidad natural, que se produce sin ningún forzamiento.*

*La huella de los aumentos de gases de efecto invernadero causados por el ser humano es claramente visible en el patrón del cambio climático observado en el siglo XX. De otro modo, no es posible explicar el cambio observado con las huellas de los forzamientos naturales o la variabilidad natural simulados con los modelos climáticos. Por ello, los estudios de atribución respaldan la conclusión de que "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 las actividades humanas".*

El clima de la Tierra está en constante cambio. Ello se puede deber a muchas razones. Para determinar las causas principales de los cambios observados, en primer lugar hay que constatar que un cambio observado en el clima no sea una fluctuación producida sin intervención de forzamiento alguno. La variabilidad climática sin forzamiento, denominada variabilidad interna, es consecuencia de los procesos que ocurren en el sistema climático. La variabilidad oceánica a gran escala, como las fluctuaciones de El Niño-Oscilación del Sur en el océano Pacífico, es la fuente principal de variabilidad climática interna a escalas temporales entre decenales y seculares.

El cambio climático también puede ser resultado de forzamientos naturales externos aplicados al sistema climático, por ejemplo, erupciones volcánicas o cambios en la luminosidad del sol. Estos forzamientos son responsables de los enormes cambios en el clima claramente documentados en el registro geológico. Los forzamientos de origen humano incluyen las emisiones de gases de efecto invernadero y la contaminación atmosférica por partículas. Cualquiera de estos forzamientos, de origen natural o humano, podría influir en la variabilidad interna y provocar un cambio en el clima medio. El objetivo de los estudios de atribución es determinar las causas de los cambios detectados en el clima observado. Sabemos que durante el último siglo la temperatura media global aumentó. Por tanto, si el cambio observado es forzado, el forzamiento principal debe ser uno que provoque calentamiento, no enfriamiento.

Los estudios de atribución formales del cambio climático se llevan a cabo mediante experimentos controlados con modelos climáticos. Las respuestas a forzamientos climáticos específicos simuladas con los modelos se denominan a menudo las huellas de esos forzamientos. Un modelo climático debe simular con fiabilidad los patrones de las huellas asociados a forzamientos concretos, así como los patrones de la variabilidad interna no forzada, para producir una evaluación significativa de las atribuciones del cambio climático. Ningún modelo es capaz de reproducir a la perfección todas las características del clima, pero muchos estudios detallados indican que las simulaciones con los modelos actuales son realmente lo suficientemente fiables como para realizar evaluaciones de atribución.

En PF 10.1, figura 1, se ilustra parte de una evaluación de la huella del cambio de la temperatura global en superficie a finales del siglo XX. El cambio observado en la segunda mitad del siglo XX, representado con la serie temporal en negro en los gráficos de la izquierda, es mayor que lo que cabría esperar con solo la variabilidad interna. Las simulaciones con forzamientos naturales únicamente (líneas amarillas y azules en el gráfico superior izquierdo) no consiguen reproducir el calentamiento global en superficie de finales del siglo XX con un patrón espacial de cambio (gráfico superior derecho) completamente diferente del patrón de cambio observado (gráfico central derecho). Las simulaciones con forzamientos de origen natural y humano representan mucho mejor la tasa del tiempo del cambio (gráfico inferior izquierdo) y el patrón espacial (gráfico inferior derecho) del cambio de la temperatura en superficie observado.

Los dos gráficos de la izquierda muestran que los modelos informáticos reproducen el enfriamiento en superficie forzado naturalmente observado durante un año o dos tras grandes erupciones volcánicas, como las ocurridas en 1982 y 1991. Las simulaciones de forzamientos naturales contemplan los cambios de temperatura de corta duración después de erupciones, pero solo las simulaciones de forzamientos combinados de origen natural y humano simulan las tendencias de calentamiento de larga duración.

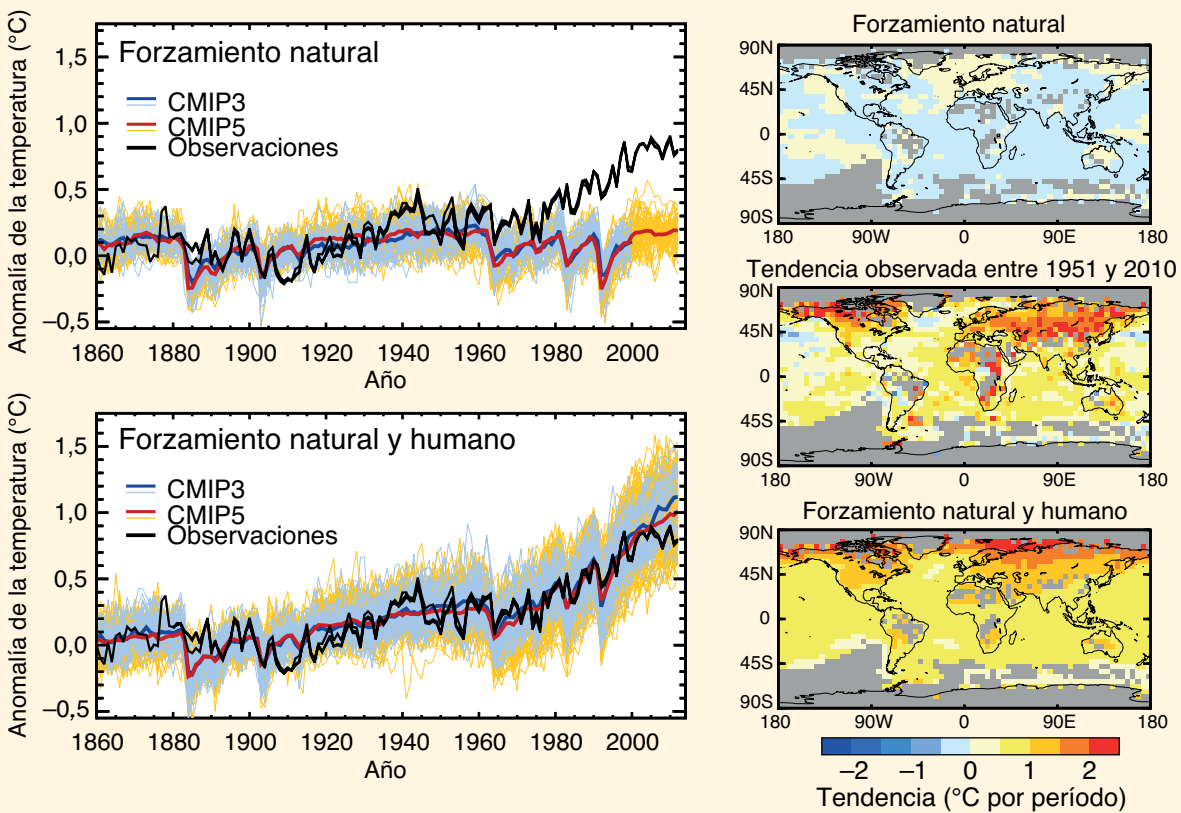
*(continúa en la página siguiente)*

PF

PF 10.1 (continuación)

Una evaluación de las atribuciones más completa examinaría la temperatura por encima de la superficie y posiblemente otras variables climáticas, además de los resultados de la temperatura en superficie ilustrados en PF 10.1, figura 1. Los patrones de huella asociados a forzamientos particulares son más fáciles de definir cuando se examinan más variables en la evaluación.

En general, en PF 10.1, figura 1, se muestra que el patrón del cambio en la temperatura observado es significativamente diferente del patrón de la respuesta a forzamientos naturales solamente. La respuesta simulada a todos los forzamientos, en particular a los forzamientos de origen humano, se ajusta bien a los cambios observados en la superficie. No es posible simular correctamente el cambio climático observado recientemente sin incluir la respuesta a los forzamientos de origen humano, como los gases de efecto invernadero, el ozono estratosférico y los aerosoles. Las causas naturales del cambio siguen en marcha en el sistema climático, pero las tendencias recientes de la temperatura se pueden atribuir en gran medida al forzamiento humano.



**PF 10.1, figura 1** | (Parte izquierda) Series temporales del cambio de la temperatura media anual global en superficie entre 1869 y 2010. El gráfico superior izquierdo muestra los resultados de dos ensambles de modelos climáticos regidos solamente con forzamientos naturales, representados con las líneas finas de color azul y amarillo; los cambios de la temperatura media de los ensambles están representados por las líneas gruesas de color azul y rojo. Las líneas negras denotan tres estimaciones diferentes observadas. El gráfico inferior izquierdo muestra simulaciones de los mismos modelos, pero regidas tanto por forzamientos naturales como por cambios inducidos por el ser humano en los gases de efecto invernadero y los aerosoles. (Parte derecha) Patrones espaciales de las tendencias de la temperatura en superficie local entre 1951 y 2010. El gráfico superior muestra el patrón de las tendencias de un gran ensamble de simulaciones de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5) regidas solo por forzamientos naturales. El gráfico inferior muestra las tendencias del ensamble correspondiente de simulaciones regidas por forzamientos de origen natural y humano. El gráfico del medio muestra el patrón de las tendencias observadas a partir del conjunto 4 de datos reticulares de la temperatura en superficie del Centro Hadley/Unidad de investigación climática (HadCRUT4) entre 1951 y 2010.

Preguntas frecuentes

**PF 10.2 | ¿Cuándo se harán patentes las influencias de la actividad humana en el clima a escala local?**

*El calentamiento inducido por el ser humano ya se está haciendo patente en tierra a nivel local en algunas regiones tropicales, especialmente durante la temporada caliente del año. En las latitudes medias, el calentamiento normalmente se manifestará, primero durante el verano, en los próximos decenios. Se prevé que en dichas latitudes la tendencia se manifestará más lentamente, especialmente durante el invierno, porque la variabilidad climática natural aumenta cuanto mayor es la distancia al ecuador y durante la estación fría. Las tendencias de la temperatura detectadas en muchas regiones se han atribuido a la influencia humana. También se han detectado tendencias atribuibles a la influencia humana en variables climáticas sensibles a la temperatura, como el hielo marino del Ártico.*

Las tendencias de calentamiento asociadas al cambio global suelen ser más evidentes en los promedios de temperatura global que en las series temporales de temperatura local (en este contexto, se entiende por “local” las ubicaciones individuales o promedios regionales reducidos). Esto se debe a que la mayor parte de la variabilidad local del clima local se promedia por separado en la media global. Se considera que las tendencias de calentamiento detectadas a escala multidecenal en muchas regiones no forman parte del conjunto de tendencias que cabría esperar que se produjeran por la variabilidad interna natural del sistema climático. Sin embargo, estas tendencias solo se harán patentes cuando el clima medio local se deje de manifestar como parte del “ruido” de la variabilidad interanual. La rapidez con que esto ocurra dependerá tanto de la tasa de la tendencia del calentamiento como de la cantidad de variabilidad local. Dado que no es posible predecir con precisión las tendencias del calentamiento del futuro, sobre todo a escala local, tampoco se puede predecir con precisión el momento en que se manifestará en el futuro una tendencia de calentamiento.

En algunas regiones tropicales, la tendencia de calentamiento ya se manifiesta en contraste con la variabilidad local (PF 10.2, figura 1). Esto se produce más rápidamente en los trópicos porque la variabilidad de la temperatura es allí menor que en otras partes del mundo. Puede que no se note el contraste en el calentamiento proyectado en las latitudes medias hasta mediados del siglo XXI, incluso aunque allí las tendencias del calentamiento sean mayores, porque la variabilidad de la temperatura local es sustancialmente mayor que en los trópicos. En función de las estaciones, la variabilidad de la temperatura local tiende a ser menor en verano que en invierno. Por tanto, el calentamiento tiende a manifestarse primero en la parte cálida del año, incluso en las regiones en las que la tendencia del calentamiento es mayor en invierno, como en Eurasia central (PF 10.2, figura 1).

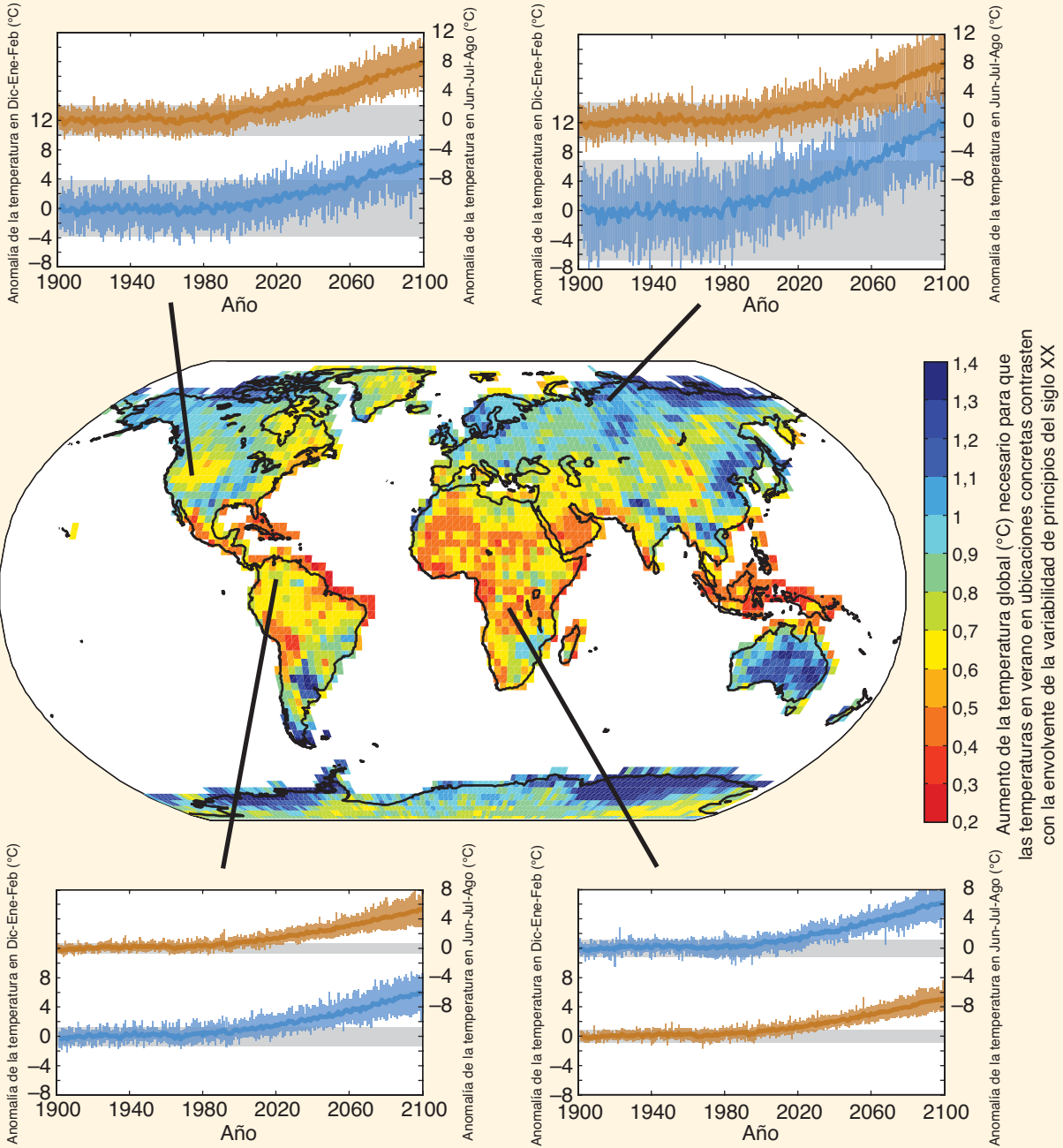
Además de la temperatura de la superficie terrestre, incluidas algunas regiones oceánicas, otras variables también presentan tasas de cambio a largo plazo distintas de la variabilidad natural. Por ejemplo, la extensión del hielo marino del Ártico está disminuyendo muy rápidamente y ya hay indicios de que es consecuencia de la influencia humana. Por otro lado, es muy difícil detectar las tendencias de la precipitación local, porque en la mayor parte de lugares la precipitación presenta una gran variabilidad. La probabilidad de alcanzar temperaturas calientes récord durante el verano ha aumentado en gran parte del hemisferio norte. Las proyecciones indican que en los próximos decenios las temperaturas altas que actualmente se consideran extremas se acercarán más a la norma. Las probabilidades de que se produzcan otros fenómenos extremos, como olas de frío, han disminuido.

En el clima actual, no se pueden atribuir inequívocamente al cambio climático los episodios meteorológicos extremos particulares, pues estos también podrían haberse producido en un clima inalterado. Sin embargo, la probabilidad de que ocurran podría haber cambiado significativamente en zonas concretas. Se calcula que los aumentos de gases de efecto invernadero causados por el ser humano han contribuido considerablemente a la probabilidad de algunas olas de calor. Asimismo, los estudios de los modelos climáticos sugieren que la mayor cantidad de gases de efecto invernadero ha contribuido a la intensificación de los episodios de precipitación fuerte observados en algunas zonas del hemisferio norte. Sin embargo, la probabilidad de muchos otros fenómenos meteorológicos extremos puede no haber cambiado notablemente. Por tanto, es incorrecto atribuir cada nuevo registro meteorológico al cambio climático.

La fecha en que se manifestarán las tendencias del calentamiento proyectadas también depende de la variabilidad climática local, que puede hacer que aumenten o disminuyan las temperaturas de forma temporal. Además, las curvas de la temperatura local proyectadas que figuran en PF 10.2, figura 1, se basan en varias simulaciones de modelos climáticos forzados por el mismo escenario hipotético de emisiones futuras. Una tasa diferente de acumulación de gases de efecto invernadero presentes en la atmósfera causaría una tendencia de calentamiento distinta. Por lo tanto, la gradación de las proyecciones de calentamiento obtenidas con modelos (sombra coloreada en PF 10.2, figura 1) sería mayor si la figura incluyera una gradación de escenarios de emisiones de gases de efecto invernadero. El aumento necesario para que el cambio de la temperatura en verano se manifieste en contraste con la variabilidad local del siglo XX (independientemente de la tasa de cambio) está representado en el mapa central de PF 10.2, figura 1.

Una respuesta completa a la pregunta de cuándo se hará patente la influencia del ser humano en el clima a nivel local depende de la solidez de las evidencias que se considere suficiente para que algo sea “patente”. Las evidencias científicas más convincentes sobre el efecto del cambio climático a escala local provienen del análisis del panorama global y de la gran cantidad de evidencias de que se dispone de todo el sistema climático que vinculan muchos de los cambios observados con la influencia del ser humano.

PF 10.2 (continuación)



**PF 10.2, figura 1** | Series temporales del cambio de temperatura proyectado en cuatro ubicaciones representativas en verano (las curvas rojas representan los meses de junio, julio y agosto en puntos de los trópicos y el hemisferio norte, o diciembre, enero y febrero en el hemisferio sur) y en invierno (curvas azules). Cada serie temporal está rodeada por una envoltura de cambios proyectados (rosa para la estación cálida local y azul para la estación fría local) obtenida a partir de 24 simulaciones de modelos diferentes, que contrasta con la envoltura (en gris) de la variabilidad natural local simulada con los modelos utilizando las condiciones de principios del siglo XX. Las señales de calentamiento se manifiestan primero en los trópicos durante el verano. El mapa central muestra el aumento de la temperatura global (°C) necesario para que las temperaturas en verano en ubicaciones concretas se manifiesten en contraste con la envoltura de la variabilidad de principios del siglo XX. Obsérvese que los colores cálidos denotan el menor aumento de temperatura necesario y, por ende, el tiempo de manifestación más corto. Todos los cálculos se basan en las simulaciones de modelos climáticos globales de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5) regidas por el forzamiento del escenario de emisiones de la trayectoria de concentración representativa 8,5 (RCP8,5). Las envolturas del cambio proyectado y la variabilidad natural se definen como  $\pm 2$  desviaciones típicas. (Adaptado y actualizado de Mahlstein y otros, 2011.)

Preguntas frecuentes

**PF 11.1 | Si no se puede predecir el tiempo del mes que viene, ¿cómo se puede predecir el clima del próximo decenio?**

*Aunque el tiempo y el clima estén estrechamente relacionados, son, en realidad, cosas diferentes. El tiempo se define como el estado atmosférico en un momento y lugar dados, que puede variar de una hora a otra y de un día a otro. El clima, en cambio, se refiere generalmente a las estadísticas de las condiciones meteorológicas durante un decenio o un período más largo.*

*La competencia para predecir el clima futuro sin necesidad de predecir con precisión el tiempo es más común de lo que pudiera parecer a simple vista. Por ejemplo, al final de la primavera, se puede predecir con precisión que es muy probable que la temperatura media del aire durante el verano que viene, por poner un caso en Melbourne, sea más alta que la temperatura media durante la primavera que termina (aunque el tiempo de cada día durante el verano que llega no se pueda predecir con precisión más allá de una semana aproximadamente). Este sencillo ejemplo sirve para ilustrar que existen factores –en este caso, el ciclo estacional de la radiación solar que alcanza el hemisferio sur– que pueden sustentar el acierto para predecir cambios en el clima en un período próximo que no dependen de la precisión de las predicciones meteorológicas para el mismo período.*

Entre las estadísticas de las condiciones meteorológicas empleadas para definir el clima figuran las medias a largo plazo de la temperatura del aire y de la lluvia, así como estadísticas de su variabilidad, como la desviación típica de la variabilidad interanual de la lluvia a partir de la media a largo plazo, o la frecuencia de días por debajo de los 5 °C. Las medias de las variables climáticas de períodos largos se llaman medias climatológicas. Pueden ser de meses concretos, estaciones o del año entero. Una predicción climática plantea preguntas como: “¿cuál es el grado de probabilidad de que la temperatura media durante el próximo verano sea más elevada que la media a largo plazo de los últimos veranos?” o “¿cuál es el grado de probabilidad de que el próximo decenio sea más caliente que los pasados?”.

Más concretamente, una predicción climática podría dar respuesta a la siguiente pregunta: “¿cuál es el grado de probabilidad de que la temperatura (en China, por ejemplo) promediada a lo largo de los próximos 10 años sea mayor que la temperatura en China promediada durante los últimos 30 años?”. Las predicciones climáticas no proporcionan predicciones de la evolución detallada diaria del tiempo en el futuro, sino probabilidades de los cambios a largo plazo en las estadísticas de las variables climáticas en el futuro.

En cambio, las predicciones meteorológicas ofrecen predicciones del tiempo de cada día para momentos específicos del futuro, predicciones que permiten responder a preguntas tales como: “¿lloverá mañana?”. En ocasiones, las predicciones meteorológicas se ofrecen en términos de probabilidad. Por ejemplo, la predicción meteorológica podría afirmar que “la probabilidad de lluvias en Apia mañana es de un 75%”.

Para producir predicciones meteorológicas precisas, los predictores necesitan disponer de información muy detallada sobre el estado actual de la atmósfera. Debido a la naturaleza caótica de la atmósfera, incluso el más mínimo error en la representación de las “condiciones iniciales” suele producir predicciones imprecisas más allá de una semana aproximadamente. Este es el llamado “efecto mariposa”.

Los climatólogos no pretenden predecir la futura evolución detallada del tiempo durante las próximas estaciones, años o decenios, ni afirman que pueden hacerlo. Por otro lado, a pesar del efecto mariposa, existe una base científica sólida para suponer que es posible predecir, aunque de forma imprecisa, distintos aspectos del clima. Por ejemplo, la tendencia de los aumentos de las concentraciones de gases de efecto invernadero de larga vida es a hacer que aumente la temperatura en superficie en los decenios futuros. Por lo tanto, la información del pasado puede ayudar, y de hecho ayuda, a predecir el clima futuro.

Algunos tipos de la denominada variabilidad “interna”, producida de forma natural, pueden, al menos en teoría, hacer que mejore la capacidad para predecir el clima futuro. La variabilidad climática interna se debe a las inestabilidades naturales del sistema climático. Si esta variabilidad incluye o causa anomalías importantes de larga vida en la temperatura de la capa superior del océano, se impulsarán cambios en la atmósfera suprayacente tanto en ese lugar como en lugares distanciados. El fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) es probablemente el ejemplo más famoso de este tipo de variabilidad interna. La variabilidad asociada a ese fenómeno se produce en una forma parcialmente predecible. El efecto mariposa está presente, pero tarda más en influir intensamente en parte de la variabilidad asociada al fenómeno ENOS.

Los servicios meteorológicos y otros organismos han aprovechado esto y han desarrollado sistemas de predicción entre estacionales e interanuales que les permiten predecir regularmente las anomalías climáticas estacionales con un grado de acierto demostrable. El grado de acierto varía marcadamente en función del lugar y de la variable. Suele disminuir cuanto más se alejan las predicciones en el futuro. En algunos lugares, el grado de acierto es nulo. El término “grado de acierto” se emplea en este contexto en su sentido técnico: es una medida del nivel de precisión de una predicción por encima de la realizada con algún método de predicción generalmente simple como, por ejemplo, suponer que las anomalías recientes persistirán durante el período objeto de la predicción.

*(continúa en la página siguiente)*

PF

### PF 11.1 (continuación)

Los sistemas de predicción meteorológicos entre estacionales e interanuales y decenales son similares en muchos aspectos (por ejemplo, todos incorporan las mismas ecuaciones matemáticas para la atmósfera, en todos hay que especificar las condiciones iniciales como punto de partida de las predicciones y todos están sujetos a límites en la precisión de las predicciones impuestas por el efecto mariposa). Sin embargo, la predicción decenal, a diferencia de la meteorológica y la estacional a interanual, todavía es muy incipiente. Aun así, los sistemas de predicción decenales muestran un grado de acierto en el *retroanálisis* de la temperatura cerca de la superficie en gran parte del planeta de hasta por lo menos nueve años. Un "retroanálisis" es una predicción de un suceso pasado que se realiza introduciendo únicamente en el sistema de predicción observaciones de antes del fenómeno. Se considera que la mayor parte de este grado de acierto se deriva del forzamiento externo. Los climatólogos utilizan el término "forzamiento externo" para referirse a un agente de forzamiento externo al sistema climático que induce un cambio en este, como, por ejemplo, los aumentos de la concentración de gases de efecto invernadero de larga vida.

Teóricamente, el grado de acierto de las predicciones decenales de la precipitación debería ser menor que el de la temperatura en superficie. La eficacia de los retroanálisis se ajusta a esta expectativa.

El objetivo de las investigaciones actuales es perfeccionar los sistemas de predicción decenal y mejorar el conocimiento de las razones del grado de acierto aparente. Es fundamental determinar en qué medida la información adicional sobre la variabilidad interna se traduce realmente en un mayor grado de acierto. Aunque se prevea una mejora de los sistemas de predicción en los decenios venideros, la naturaleza caótica del sistema climático, y el consiguiente efecto mariposa, siempre impondrán límites inevitables al grado de acierto de las predicciones. También existen otras fuentes de incertidumbre. Por ejemplo, puesto que las erupciones volcánicas pueden influir en el clima, pero no se puede predecir cuándo ocurrirán ni su magnitud, son otra más de las fuentes de incertidumbre. Además, la brevedad del período con suficientes datos oceánicos para inicializar y evaluar predicciones decenales representa una dificultad importante.

Por último, cabe señalar que los sistemas de predicción decenales están concebidos para explotar las fuentes de predictibilidad tanto forzadas externamente como generadas internamente. Los climatólogos distinguen entre predicciones decenales y proyecciones decenales. Las proyecciones explotan únicamente la capacidad predictiva que se desprende del forzamiento externo. Mientras que los informes de evaluación del IPCC anteriores se centraban exclusivamente en las proyecciones, este informe también evalúa la investigación sobre la predicción decenal y su base científica.



Preguntas frecuentes

## PF 11.2 | ¿Cómo influyen las erupciones volcánicas en el clima y en nuestra capacidad para predecir el clima?

Las grandes erupciones volcánicas influyen en el clima porque inyectan gas de dióxido de azufre ( $SO_2$ ) a la atmósfera alta (también denominada estratosfera), que reacciona con el agua y forma nubes de gotitas de ácido sulfúrico. Estas nubes reflejan la radiación solar hacia el espacio. De esta manera, la energía de la radiación no alcanza la superficie de la Tierra que, en consecuencia, se enfría, al igual que también se enfría la atmósfera baja. Estas nubes de ácido sulfúrico presentes en la atmósfera alta también absorben localmente energía de Sol, la Tierra y la atmósfera baja, lo que calienta la atmósfera alta (véase PF 11.2, figura 1). Por ejemplo, en términos de enfriamiento en superficie, la erupción en 1991 del monte Pinatubo en Filipinas inyectó unos 20 millones de toneladas de  $SO_2$  a la estratosfera, lo que produjo un enfriamiento de la Tierra de unos 0,5 °C durante un año. Globalmente, las erupciones también reducen la precipitación, porque la menor cantidad de radiación de onda corta entrante, en la superficie se compensa por una reducción del calor latente (por ejemplo, de evaporación y, por tanto, lluvia).

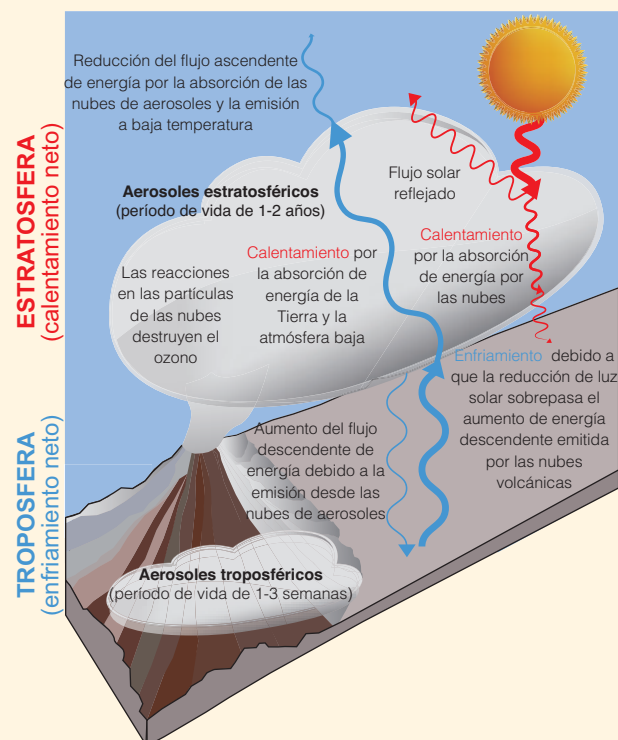
A los efectos de predicción del clima, cabe esperar que se produzcan erupciones que provocan un enfriamiento global de la superficie y un calentamiento de la atmósfera alta significativos por un plazo de un año aproximadamente. El problema es que, si bien es posible detectar que un volcán registra más actividad, no se puede detectar el momento preciso de una erupción o la cantidad de  $SO_2$  que inyectará a la atmósfera alta y la forma en que ese  $SO_2$  se dispersará. Esta es una fuente de incertidumbre de las predicciones climáticas.

Las grandes erupciones volcánicas producen muchas partículas llamadas ceniza o tefra. Sin embargo, estas partículas se precipitan de la atmósfera rápidamente, al cabo de unos días o semanas, por lo que no afectan al clima global. Por ejemplo, en 1980 la erupción del monte Santa Helena afectó a las temperaturas en superficie del noroeste de Estados Unidos durante varios días, pero, como emitió poca cantidad de  $SO_2$  a la estratosfera, no causó un impacto climático detectable a nivel global. Cuando las grandes erupciones en latitudes altas inyectan azufre a la estratosfera, producen un efecto solamente en el hemisferio en el que se producen que dura únicamente un año como máximo, pues la nube estratosférica que producen tiene un período de vida de tan solo unos meses.

Los volcanes tropicales o subtropicales producen un enfriamiento global mayor en la superficie o la troposfera. Esto se debe a que las nubes de ácido sulfúrico que se forman en la atmósfera alta duran entre uno o dos años y pueden cubrir gran parte del planeta. Sin embargo, resulta difícil predecir sus impactos climáticos a nivel regional, pues la dispersión de los aerosoles de sulfatos estratosféricos depende en gran medida de las condiciones de viento atmosféricas en el momento de la erupción. Asimismo, el efecto de enfriamiento en superficie no suele ser uniforme: como los continentes se enfrían más que el océano, el monzón de verano puede debilitarse, reduciéndose así la lluvia en Asia y África. La respuesta climática se complica aún más por el hecho de que las nubes formadas en la atmósfera alta tras erupciones volcánicas también absorben luz solar y calor de la Tierra. En consecuencia, la atmósfera alta se calienta más en los trópicos que en las latitudes altas.

Las erupciones volcánicas más grandes de los últimos 250 años impulsaron los estudios científicos. Tras la erupción de la fisura Laki en 1783 en Islandia, se registraron temperaturas cálidas récord en Europa en verano, al que siguió un invierno muy frío. Dos grandes erupciones, una sin identificar en 1809 y la del volcán Tambora en 1815, causaron el "Año sin verano" en 1816. Las malas cosechas en Europa y Estados Unidos ese año provocaron escasez de alimentos, hambruna y disturbios.

La mayor erupción en más de 50 años, la del monte Agung en 1963, dio lugar a muchos estudios modernos, entre ellos observaciones y cálculos de modelos climáticos. Las erupciones consecutivas del volcán El Chichón en 1982 y el monte Pinatubo en 1991 inspiraron el trabajo que permitió nuestro conocimiento actual de los efectos de las erupciones volcánicas sobre el clima. *(continúa en la página siguiente)*



PF 11.2, figura 1 | Esquema de la forma en que los grandes volcanes tropicales o subtropicales repercuten en las temperaturas de la atmósfera alta (estratosfera) y de la atmósfera baja (troposfera).

PF 11.2 (continuación)

Las nubes volcánicas permanecen en la estratosfera solo durante un par de años; por eso, su impacto en el clima es de corta duración. Ahora bien, el impacto de grandes erupciones consecutivas puede durar más: por ejemplo, a finales del siglo XIII se produjeron cuatro grandes erupciones, una cada diez años. La primera, en 1258 EC, fue la más grande en 1 000 años. Esa secuencia de erupciones enfrió el océano Atlántico Norte y el hielo marino del Ártico. También resulta de interés el período de tres erupciones grandes, y varias de menor magnitud, entre 1963 y 1991 (consúltense el capítulo 8 para la forma en que estas erupciones afectaron a la composición atmosférica y redujeron la radiación de onda corta en la superficie).

Los vulcanólogos pueden detectar el momento en que un volcán se vuelve más activo, pero no pueden predecir si entrará en erupción y, si lo hace, la cantidad de azufre que podría emitir a la atmósfera. No obstante, los volcanes afectan a la capacidad de predecir el clima de tres maneras. En primer lugar, si una erupción violenta inyecta volúmenes considerables de dióxido de azufre a la estratosfera, este efecto puede incluirse en las predicciones climáticas. Ello conlleva complicaciones importantes, así como considerables fuentes de incertidumbre, por ejemplo, la recopilación de buenas observaciones de la nube volcánica y el cálculo del modo en que se moverá y variará durante su período de vida. Aun así, basándose en observaciones y en la modelización con éxito de erupciones recientes, parte de los efectos de las grandes erupciones pueden incluirse en las predicciones.

En segundo lugar, las erupciones volcánicas son una fuente potencial de incertidumbre en las predicciones. No es posible predecir con antelación las erupciones, pero ocurren y provocan impactos climáticos a corto plazo a escala tanto local como global. En principio, es posible contabilizar esta incertidumbre potencial. Para ello, hay que incluir erupciones aleatorias o basadas en algún escenario en las predicciones climáticas de los ensambles a corto plazo. Esta área de investigación necesita más estudio. Las proyecciones futuras del presente informe no incluyen erupciones volcánicas en el futuro.

En tercer lugar, el registro climático histórico se puede utilizar, junto con las estimaciones de los aerosoles de sulfatos observados, para evaluar la fidelidad de las simulaciones climáticas. Si bien la respuesta climática a las erupciones volcánicas explosivas presenta una semejanza útil respecto de otros forzamientos climáticos, existen limitaciones. Por ejemplo, una buena simulación del impacto de una erupción puede ayudar a validar modelos utilizados para predicciones estacionales e interanuales. Pero no es posible validar de esta manera todos los mecanismos implicados en el calentamiento mundial a lo largo del próximo siglo, pues incluyen retroalimentaciones oceánicas a largo plazo, que tienen una escala temporal mayor que la respuesta a las erupciones volcánicas individuales.

Preguntas frecuentes

**PF 12.1 | ¿Por qué se emplean tantos modelos y escenarios para la proyección del cambio climático?**

*El clima futuro depende en parte de la magnitud de las emisiones futuras de gases de efecto invernadero y aerosoles y de otros forzamientos de origen natural y humano. Estos forzamientos son externos al sistema climático, pero modifican su comportamiento. El clima futuro se conformará según la respuesta de la Tierra a estos forzamientos, así como por la variabilidad interna inherente al sistema climático. Una serie de supuestos sobre la magnitud y el ritmo de las emisiones futuras ayudan a los científicos a elaborar diferentes escenarios de emisiones, sobre los que se basan las proyecciones de los modelos climáticos. Por otro lado, los diferentes modelos climáticos proporcionan representaciones alternativas de la respuesta de la Tierra a esos forzamientos y de la variabilidad climática natural. Juntos, los ensambles de modelos, que simulan la respuesta a varios escenarios diferentes, determinan una gama de futuros posibles y nos ayudan a comprender sus incertidumbres.*

Predecir el desarrollo socioeconómico es probablemente más difícil que predecir la evolución de un sistema físico, porque implica predecir el comportamiento humano, las elecciones de políticas, los avances tecnológicos, la competencia internacional y la cooperación internacional. El método común consiste en utilizar escenarios de desarrollo socioeconómico futuro plausible, de los cuales se deducen las emisiones futuras de gases de efecto invernadero y otros agentes de forzamiento. En general, no es posible asignar grados de probabilidad a los distintos escenarios de forzamiento. En su lugar, se utiliza un conjunto de alternativas para abarcar la horquilla de posibilidades. Los resultados de los diferentes escenarios de forzamientos ofrecen a los responsables de políticas alternativas y una gama de posibles futuros que considerar.

Las interacciones entre componentes del sistema climático tales como la atmósfera y el océano generan espontáneamente fluctuaciones internas en el clima, fluctuaciones que, en caso de cambio climático a corto plazo, pueden eclipsar el efecto de las perturbaciones externas, como aumentos de los gases de efecto invernadero (véase el capítulo 11). Por el contrario, a más largo plazo, es previsible que predomine el efecto de los forzamientos externos. Las simulaciones de los modelos climáticos proyectan que, tras unos decenios, los diferentes escenarios de gases de efecto invernadero antropógenos futuros y otros agentes de forzamiento, así como la respuesta a ellos del sistema climático, influirán de forma diferente en el cambio de la temperatura media global (PF 12.1, figura 1, gráfico de la izquierda). Por lo tanto, evaluar las consecuencias de esos diversos escenarios y respuestas es de suma importancia, especialmente cuando se consideran las decisiones de políticas.

Los modelos climáticos se basan en los principios físicos que rigen el sistema climático y en el conocimiento empírico y representan los procesos de interacción complejos necesarios para simular el clima y el cambio climático presentes y futuros. Las analogías con observaciones pasadas, o las extrapolaciones de tendencias recientes, son métodos inadecuados para producir proyecciones, pues el futuro no será necesariamente una simple continuación de lo que se ha observado hasta el presente.

Si bien es posible formular las ecuaciones del movimiento de fluidos que determinan el comportamiento de la atmósfera y el océano, es imposible resolverlas sin emplear algoritmos numéricos con simulaciones de modelos informáticos, al igual que la ingeniería aeronáutica se sirve de simulaciones numéricas de tipos de ecuaciones similares. Asimismo, estas ecuaciones no permiten describir muchos procesos físicos, biológicos y químicos a pequeña escala, como los procesos de las nubes, ya sea porque no tenemos la capacidad informática para describir el sistema a una resolución suficientemente fina para simular directamente estos procesos o porque todavía es insuficiente nuestro conocimiento científico de los mecanismos que impulsan estos procesos. En su lugar, para su descripción es necesario realizar aproximaciones mediante las denominadas parametrizaciones dentro de los modelos climáticos, con las que se establece una relación matemática entre las cantidades directamente simuladas y las aproximadas, a menudo sobre la base del comportamiento observado.

Habida cuenta de las limitaciones informáticas y observacionales, existen varias representaciones, soluciones y aproximaciones numéricas alternativas e igualmente plausibles para modelizar el sistema climático. Esta diversidad se considera un aspecto saludable de la comunidad de modelización del clima y, como resultado de ella, se dispone de una variedad de proyecciones del cambio climático plausibles a escalas global y regional. Esta gama proporciona la base para cuantificar la incertidumbre de las proyecciones, pero, dado que el número de modelos es relativamente pequeño y que la contribución del resultado de los modelos a los archivos públicos es voluntaria, el muestreo de futuros posibles no es ni sistemático ni exhaustivo. Además, persisten algunas deficiencias que son comunes a todos los modelos. Los modelos tienen diferentes virtudes y carencias. Todavía no está claro qué aspectos de la calidad de las simulaciones que pueden evaluarse mediante observaciones debería guiar nuestra evaluación de futuras simulaciones de modelos.

*(continúa en la página siguiente)*

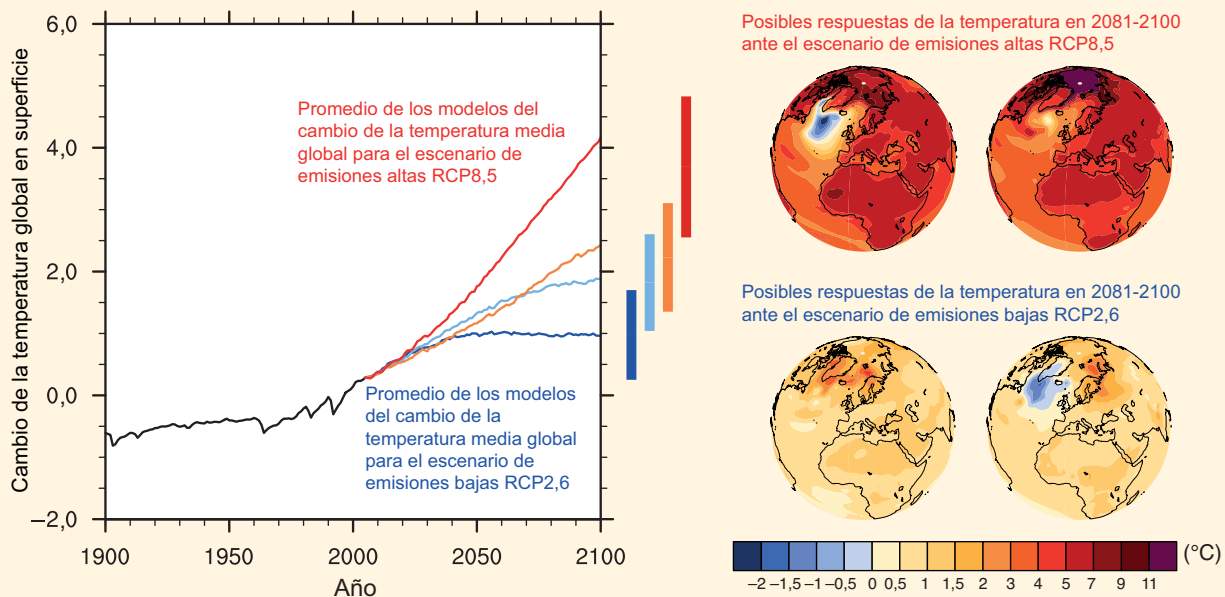
PF 12.1 (continuación)

Habitualmente se utilizan modelos de distintos niveles de complejidad para diferentes problemas relacionados con las proyecciones. Un modelo más rápido con menor resolución, o una descripción simplificada de determinados procesos climáticos, podría utilizarse en casos en que se necesitan simulaciones multiseculares largas, o en que hacen falta varias realizaciones. Los modelos simplificados permiten representar de forma adecuada cantidades medias a gran escala, como por ejemplo, la temperatura media global. Sin embargo, con modelos complejos únicamente es posible simular detalles más precisos, como la precipitación regional.

La comunidad científica ha redoblado sus esfuerzos dirigidos a la coordinación de los experimentos de los modelos y sus resultados por grupos, como el Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP), el Programa Mundial de Investigaciones Climáticas y su Grupo de trabajo sobre modelización del clima, a fin de evaluar la capacidad de los modelos para simular el clima pasado y presente y comparar las proyecciones del cambio climático futuro. El enfoque "multimodelos" ya es una técnica normalizada utilizada por la comunidad climatológica para evaluar las proyecciones de variables climáticas específicas.

Los mapas de la derecha de PF 12.1, figura 1, ilustran la respuesta de la temperatura hacia finales del siglo XXI según dos modelos ilustrativos con los escenarios de trayectorias de concentración representativas más altas y más bajas. Los modelos concuerdan en patrones a gran a escala del calentamiento en superficie similares; por ejemplo, coinciden en que la tierra se va a calentar más rápido que el océano, y que el Ártico se calentará más rápido que los trópicos. Sin embargo, difieren tanto en la magnitud de su respuesta global para el mismo escenario como en los aspectos a pequeña escala regionales de la misma. Por ejemplo, la magnitud de la amplificación del Ártico varía según el modelo, y un subconjunto de modelos arroja un calentamiento o ligero enfriamiento en el Atlántico Norte como resultado de la reducción en la formación de aguas profundas y cambios en las corrientes oceánicas.

Hay incertidumbres inevitables en los forzamientos externos futuros, así como en la respuesta del sistema climático a estos, que se complican aún más con la variabilidad generada internamente. Es habitual utilizar múltiples escenarios y modelos para evaluar y caracterizar estas incertidumbres. Esto nos permite describir un abanico amplio de posibles evoluciones del clima de la Tierra en el futuro.



**Pregunta frecuente 12.1, figura 1** | Cambio de la temperatura media global promediado con todos los modelos de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5) (media en relación con el período 1986-2005) para los cuatro escenarios de trayectorias de concentración representativas (RCP): RCP2,6 (azul oscuro), RCP4,5 (azul claro), RCP6,0 (naranja) y RCP8,5 (rojo); se utilizaron 32, 42, 25 y 39 modelos, respectivamente, para estos cuatro escenarios. Las barras verticales indican las gamas probables del cambio de la temperatura global a finales del siglo XXI. Obsérvese que estas gamas se aplican a la diferencia entre las dos medias de 20 años, es decir del período 2081-2100 en relación con el período 1986-2005, que representan las barras centradas en un valor más pequeño que al final de las trayectorias anuales. Se muestran mapas ilustrativos del cambio de la temperatura en superficie al final del siglo XXI (2081-2100) en relación con el período 1986-2005 obtenidos a partir de dos modelos de la CMIP5 con los escenarios de RCP más alta (RCP8,5) y más baja (RCP2,6). Se eligen estos modelos para mostrar una gama de respuesta bastante amplia, pero este conjunto concreto no es representativo de ninguna medida de la incertidumbre de las respuestas de los modelos.

Preguntas frecuentes

**PF 12.2 | ¿Cómo cambiará el ciclo del agua en la Tierra?**

*El flujo y el almacenamiento de agua en el sistema climático de la Tierra son altamente variables, pero se prevén cambios ajenos a los causados por la variabilidad natural hacia finales del siglo XXI. En un planeta más caliente, se producirá un aumento neto de la lluvia, la evaporación en superficie y la transpiración de las plantas. Sin embargo, estos cambios variarán considerablemente en función del lugar. Algunas zonas experimentarán más precipitación y una acumulación de agua en tierra. En otras, la cantidad de agua disminuirá debido a sequías regionales y a la pérdida del manto de nieve y hielo.*

El ciclo del agua consta del agua almacenada en la Tierra en todos sus estados, junto con el agua en movimiento por el sistema climático del planeta. En la atmósfera, el agua se encuentra principalmente en estado gaseoso, en forma de vapor de agua, pero también se encuentra en forma de hielo y en estado líquido en las nubes. Por supuesto, el océano contiene principalmente agua líquida, pero en las regiones polares también está parcialmente cubierto de hielo. En tierra, el agua se presenta en estado líquido como agua superficial –por ejemplo, lagos y ríos– humedad del suelo y agua subterránea. En tierra también encontramos agua en estado sólido en mantos de hielo, glaciares, nieve y hielo en la superficie y el permafrost y en los suelos estacionalmente congelados.

A veces, cuando se habla del clima futuro, se dice que el ciclo del agua se acelerará, pero esto puede malinterpretarse, porque, estrictamente hablando, eso significaría que, con el paso del tiempo, el ciclo del agua ocurriría cada vez más rápido en todas partes. Efectivamente, en algunas partes del mundo se intensificará el ciclo del agua: se transportarán más cantidades de agua y los movimientos de entrada y salida del agua en los reservorios de almacenamiento serán más rápidos. Sin embargo, en otras partes del sistema climático se experimentará una disminución considerable de agua y, por tanto, habrá menos movimiento de esta. Es posible que incluso desaparezcan algunos acuíferos.

A medida que se caliente la Tierra, se irán produciendo algunas características generales del cambio simplemente en respuesta a un clima más cálido. Estos cambios están gobernados por la cantidad de energía que el calentamiento global añade al sistema climático. El hielo en todas sus formas se fundirá más rápido y tendrá menos extensión. Por ejemplo, según algunas simulaciones evaluadas en este informe, el hielo marino del Ártico en verano desaparecerá antes de mediados de este siglo. La atmósfera tendrá más vapor de agua; de hecho, las observaciones y los resultados de los modelos indican que esto ya ocurre. Hacia finales del siglo XXI, la cantidad media de vapor de agua en la atmósfera podría aumentar entre un 5% y un 25%, dependiendo de la cantidad de emisiones humanas de gases de efecto invernadero y de partículas radiativamente activas, como el humo. El agua se evaporará más rápido de la superficie y el nivel del mar aumentará debido a la expansión de las aguas oceánicas calientes y del hielo terrestre que se va fundiendo y fluye hacia el océano (véase PF 13.2).

La complejidad del sistema climático modifica estos cambios generales, de modo que no cabría esperar que se produjeran por igual en todos sitios o al mismo ritmo. Por ejemplo, la circulación de agua en la atmósfera, la tierra y el océano puede cambiar a la par del clima y concentrarse agua en algunas zonas y agotarse en otras. Estos cambios también pueden variar a lo largo del año: tendencia de algunas estaciones a ser más húmedas que otras. Así, las simulaciones de modelos evaluadas en este informe arrojan un posible aumento de la precipitación en invierno en el norte de Asia de más de un 50%. En cambio, según las proyecciones, las precipitaciones apenas cambiarán en verano. El ser humano también interviene directamente en el ciclo del agua mediante la gestión del agua y los cambios de uso del suelo. Los cambios en la distribución de la población y las prácticas hídricas pueden producir más cambios en el ciclo del agua.

Los procesos del ciclo del agua pueden ocurrir en minutos, horas, días o más tiempo y en distancias que oscilan entre metros a kilómetros y más. La variabilidad a estas escalas suele ser mayor que para la temperatura. Por eso, es más difícil discernir los cambios climáticos en la precipitación. A pesar de esta complejidad, las proyecciones del clima futuro indican cambios comunes a varios modelos y escenarios de forzamiento climático distintos. Se informó de cambios similares en el Cuarto Informe de Evaluación. Estos resultados colectivamente sugieren que se tiene un buen conocimiento de los mecanismos de cambio, incluso si las magnitudes varían según el modelo y el forzamiento. Nos centramos aquí en los cambios en la tierra, donde los cambios en el ciclo del agua tienen mayor impacto en los sistemas humanos y naturales.

Los cambios climáticos proyectados a partir de las simulaciones evaluadas en este informe (ilustradas esquemáticamente en PF 12.2, figura 1) generalmente muestran un aumento de la precipitación en partes de los trópicos profundos y en latitudes polares que podría ser superior en un 50% al final del siglo XXI con el escenario de emisiones extremas. En cambio, en grandes regiones subtropicales la precipitación podría descender un 30% o más. En las regiones tropicales, parece que estos cambios están sujetos a los aumentos del vapor de agua atmosférico y los cambios de la circulación atmosférica que producen una mayor concentración de vapor de agua en los trópicos y, por tanto, generan más lluvias tropicales. En las regiones subtropicales, a pesar del calentamiento experimentado, estos cambios en la circulación simultáneamente hacen que disminuyan las lluvias. Dado que en las regiones subtropicales se encuentran la mayoría de los desiertos del planeta, estos cambios suponen un aumento de la aridez en zonas que ya son secas y, posiblemente, la expansión de los desiertos.

*(continúa en la página siguiente)*

## PF 12.2 (continuación)

Los aumentos en latitudes altas son consecuencia de las temperaturas más calientes, que permiten que haya más agua en la atmósfera y, por tanto, más agua que puede precipitar. Un clima más caliente también permite que los sistemas de tormentas en las regiones extratropicales transporten más vapor de agua hacia las latitudes altas sin necesidad de cambios sustanciales en la intensidad del viento típica. Como se indicó anteriormente, los cambios en las latitudes altas son más pronunciados durante las estaciones más frías.

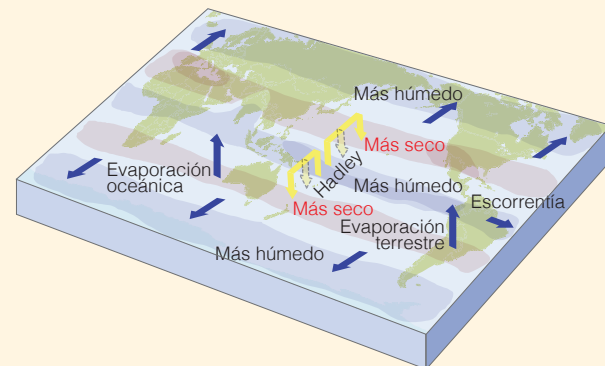
Que la tierra se vuelva más seca o más húmeda depende no solo de los cambios en la precipitación, sino también de los cambios en la evaporación en superficie y de la transpiración de las plantas (denominadas en conjunto evapotranspiración). Dado que una atmósfera más caliente puede contener más vapor de agua, puede inducir una mayor evapotranspiración si existe suficiente agua terrestre. Sin embargo, el aumento de dióxido de carbono en la atmósfera reduce la tendencia de las plantas a transpirar, contrarrestándose así parcialmente el efecto de calentamiento.

En las regiones tropicales, una mayor evapotranspiración suele compensar los efectos del aumento de precipitación en la humedad del suelo, mientras que, en las regiones subtropicales, las cantidades ya de por sí bajas de humedad del suelo apenas permiten cambios en la evapotranspiración. A latitudes más altas, el aumento de precipitaciones suele compensar el aumento de evapotranspiración en los climas proyectados, que arrojan una escorrentía media anual más alta, pero cambios combinados en la humedad del suelo. Tal y como se desprende de los cambios en la circulación ilustrados en PF 12.2, figura 1, los límites de las regiones de humedad alta o baja también pueden variar.

Un factor que añade más complejidad es el carácter de la lluvia. Las proyecciones de los modelos sugieren lluvias más intensas, en parte debido a la mayor presencia de humedad en la atmósfera. Por tanto, de acuerdo con las simulaciones evaluadas en este informe, en gran parte de la superficie, los episodios de precipitación de un día que actualmente ocurren en promedio cada 20 años, a fines del siglo XXI podrían producirse cada 10 años o incluso con más frecuencia. Al mismo tiempo, las proyecciones también indican que, en general, los episodios de precipitación tenderán a producirse con menos frecuencia. Estos cambios producen dos efectos aparentemente contradictorios: aguaceros más intensos, que generan más crecidas, y, sin embargo, períodos secos más prolongados entre episodios de lluvia, que generan más sequías.

En latitudes altas y a gran altura se producen más cambios a causa de la pérdida de agua congelada. Algunos de estos cambios se observan con la generación actual de modelos sobre el clima global; otros pueden inferirse porque implican elementos como los glaciares, que normalmente no se resuelven en los modelos o no se incluyen en estos. Un clima más caliente implica una tendencia a que se retrase el comienzo de la acumulación de nieve para más tarde en el otoño y una fundición más temprana en la primavera. Las simulaciones evaluadas en este informe indican que, según las proyecciones, el manto de nieve en el hemisferio norte en marzo y abril disminuirá entre un 10% y un 30% en promedio hacia finales de este siglo, dependiendo del escenario de gases de efecto invernadero. El adelanto de la fusión de nieve en primavera altera el momento de flujo primaveral máximo de los ríos que reciben nieve fundida. Como resultado, los caudales se reducirán posteriormente y posiblemente influirán en la gestión de recursos hídricos. Estos aspectos pueden verse en las simulaciones de los modelos sobre el clima global.

La pérdida de permafrost permitirá que la humedad se infiltre más profundamente en el suelo. Asimismo, permitirá que el suelo se caliente, lo que podría aumentar la evapotranspiración. Sin embargo, la mayoría de los modelos sobre el clima global no incluyen todos los procesos necesarios para simular correctamente los cambios del permafrost. Los estudios que analizan la congelación de los suelos o utilizan el resultado de modelos sobre el clima global para impulsar modelos terrestres más detallados sugieren una pérdida considerable de permafrost hacia finales del siglo XXI. Además, aunque los modelos sobre el clima global actuales no incluyan explícitamente la evolución de los glaciares, se prevé que estos continuarán contrayéndose y que el volumen de agua que aportan a los ríos en verano podría disminuir en algunos puntos a medida que desaparecen. La pérdida de glaciares también contribuirá a una reducción del flujo fluvial en primavera. Sin embargo, si la precipitación media anual, tanto de nieve como de lluvia, aumenta, estos resultados no necesariamente significan que el flujo fluvial medio anual vaya a descender.



**PF 12.2, figura 1** | Diagrama esquemático de los cambios proyectados en los componentes principales del ciclo del agua. Las flechas azules indican los principales tipos de cambios de movimiento del agua por el sistema climático de la Tierra: el transporte de agua por los vientos extratropicales hacia los polos, la evaporación desde la superficie y la escorrentía desde la tierra a los océanos. Las regiones sombreadas denotan áreas con más probabilidades de desecarse o humedecerse. Las flechas amarillas indican un cambio importante de la circulación atmosférica debido a la circulación de Hadley, cuyos movimientos ascendentes favorecen lluvias tropicales y las impiden en las regiones subtropicales. Las proyecciones de los modelos indican que la circulación de Hadley desplazará su rama descendente hacia los polos en los dos hemisferios, lo que acarreará las consiguientes sequías. Se proyectan condiciones más húmedas en las latitudes altas, ya que una atmósfera más caliente favorecerá una mayor precipitación, haciendo que sea mayor el movimiento de agua en estas regiones.

Preguntas frecuentes

**PF 12.3 | ¿Qué ocurriría con el clima futuro si se detuvieran hoy las emisiones?**

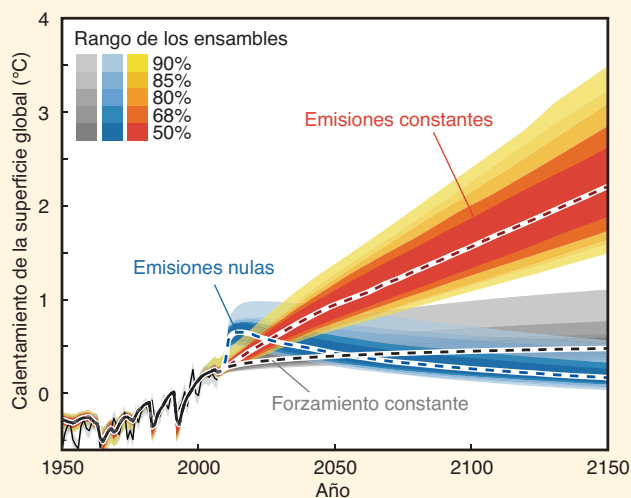
No es concebible un escenario en el que se detengan hoy las emisiones, pero es uno de los varios casos idealizados que proporcionan información sobre la respuesta del sistema climático y el ciclo del carbono. Como resultado de las múltiples escalas temporales del sistema climático, la relación entre el cambio en las emisiones y la respuesta climática es bastante compleja, pues algunos cambios siguen ocurriendo una vez que han cesado las emisiones. Según muestra la comprensión de los modelos y los procesos, como resultado de la gran inercia oceánica y el prolongado período de vida de muchos gases de efecto invernadero, principalmente el dióxido de carbono, gran parte del calentamiento persistiría durante siglos una vez que se hubieran detenido las emisiones de gases de efecto invernadero.

Cuando se emiten a la atmósfera, los gases de efecto invernadero se remueven mediante reacciones químicas con otros componentes reactivos o, como es el caso del dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), se intercambian con el océano y la tierra. Estos procesos caracterizan el período de vida del gas en la atmósfera, definido como el tiempo que lleva a un incremento de concentración disminuir por un factor de e ( $e = 2,71$ ). El tiempo que los gases de efecto invernadero y aerosoles persisten en la atmósfera varía en un amplio intervalo, de días a miles de años. Por ejemplo, el período de vida de los aerosoles es de semanas; el del metano ( $\text{CH}_4$ ), de unos 10 años; el del óxido nitroso ( $\text{N}_2\text{O}$ ), de unos 100 años; y el del hexafluoroetano ( $\text{C}_2\text{F}_6$ ), de unos 10 000 años. El caso del  $\text{CO}_2$  es más complicado porque se remueve de la atmósfera mediante múltiples procesos físicos y biogeoquímicos en el océano y en la tierra, todos ellos a diferentes escalas temporales. De un incremento de emisión de unos 1 000 PgC, aproximadamente la mitad se elimina al cabo de unos pocos decenios, pero la fracción restante permanece en la atmósfera durante mucho más tiempo. Entre el 15% y el 40% del incremento de dióxido de carbono permanece en la atmósfera después de 1 000 años.

Como resultado de los considerables períodos de vida de los principales gases de efecto invernadero antropógenos, el aumento de la concentración atmosférica debida a las emisiones en el pasado persistirá mucho tiempo después de que las emisiones se hayan detenido. Si las emisiones cesaran, la concentración de gases de efecto invernadero no volvería inmediatamente a sus niveles preindustriales. La concentración de  $\text{CH}_4$  volvería a valores cercanos al nivel preindustrial al cabo de unos 50 años, la de  $\text{N}_2\text{O}$  al cabo de varios siglos, mientras que la de  $\text{CO}_2$  básicamente nunca volvería a niveles preindustriales a escalas temporales pertinentes para nuestra sociedad. Por el contrario, los cambios en las emisiones de especies de corta vida, como los aerosoles, experimentarían cambios prácticamente instantáneos en sus concentraciones.

La respuesta del sistema climático al forzamiento de los gases de efecto invernadero y de los aerosoles se caracteriza por una inercia, impulsada principalmente por el océano. El océano tiene una enorme capacidad de absorción de calor y un coeficiente de mezcla lento entre su capa superficial y las aguas profundas. Esto significa que el conjunto del océano tardará varios siglos en calentarse y llegar a un equilibrio con el forzamiento radiativo alterado. El océano superficial (y, por tanto, los continentes) continuará calentándose hasta alcanzar una temperatura superficial en equilibrio con este nuevo forzamiento radiativo. En el Cuarto Informe de Evaluación se indicó que si la concentración de gases de efecto invernadero se mantenía al nivel actual, la superficie de la Tierra aún se calentaría unos 0,6 °C durante el siglo XXI en relación con el año 2000. Este es el clima asegurado resultante con las concentraciones actuales (o composición constante asegurada), ilustrado en gris en PF 12.3, figura 1. Si se mantienen las emisiones a los niveles actuales, la concentración atmosférica aumentaría aún más, lo que daría lugar a un calentamiento mucho mayor al observado hasta la fecha (PF 12.3, figura 1, líneas rojas).

(continúa en la página siguiente)



**PF 12.3, figura 1** | Proyecciones basadas en los modelos del balance energético del ciclo del carbono del Modelo para la evaluación del cambio climático inducido por los gases de efecto invernadero (MAGICC), para una composición atmosférica constante (forzamiento constante, en gris), emisiones constantes (en rojo) y emisiones futuras nulas (en azul) desde 2010, con estimaciones de la incertidumbre. Figura adaptada de Hare y Meinshausen (2006), basada en la calibración de un modelo climático sencillo del ciclo del carbono a todos los modelos de la tercera fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP3) y del Proyecto de comparación de modelos climáticos acoplados del ciclo del carbono (C4MIP) (Meinshausen y otros, 2011a; Meinshausen y otros, 2011b). Los resultados se basan en una simulación transitoria completa desde la era preindustrial utilizando todos los componentes de forzamiento radiativo. La línea negra fina y el sombreado denotan el calentamiento observado y la incertidumbre.

PF 12.3 (continuación)

Incluso aunque ahora se detuvieran las emisiones de gases de efecto invernadero, el forzamiento radiativo debido a las concentraciones de estos gases de larga vida recién comenzaría a disminuir lentamente en el futuro a un ritmo determinado por el período de vida del gas (especificado anteriormente). Además, la respuesta climática del sistema Tierra a ese forzamiento radiativo sería aún más lenta. La temperatura global no respondería rápidamente a los cambios en las concentraciones de gases de efecto invernadero. La eliminación de únicamente las emisiones de CO<sub>2</sub> daría lugar a temperaturas prácticamente constantes durante varios siglos. La eliminación al mismo tiempo de forzamientos negativos de corta vida originados por aerosoles de sulfatos (por ejemplo, por medidas de reducción de la contaminación del aire) causaría un calentamiento temporal de unas pocas décimas de grado, como puede verse en azul en PF 12.3, figura 1. Así pues, fijar todas las emisiones a cero llevaría al clima, tras un pequeño calentamiento, a un estado de casi estabilización durante varios siglos. Esto se denomina clima asegurado por las emisiones pasadas (o clima asegurado con emisiones futuras nulas). La concentración de los gases de efecto invernadero caería y, con ella, el forzamiento radiativo, pero la inercia del sistema climático retrasaría la respuesta de la temperatura.

Como consecuencia de la gran inercia del clima y el ciclo del carbono, la temperatura global a largo plazo depende en gran medida de las emisiones totales de CO<sub>2</sub> que se han acumulado a lo largo del tiempo, independientemente del momento en que se emitieron. Por eso, limitar el calentamiento global por debajo de un nivel determinado (por ejemplo, 2 °C por encima del nivel preindustrial) implica un balance de CO<sub>2</sub> determinado, es decir, mayores emisiones en el pasado implican reducciones sustanciales en el futuro. Un objetivo climático por encima permite una concentración máxima de CO<sub>2</sub> más alta y, por consiguiente, más emisiones de CO<sub>2</sub> acumuladas (que permiten, por ejemplo, un retraso en la reducción de emisiones necesaria).

La temperatura global es un parámetro total útil para describir la magnitud del cambio climático, pero no todos los cambios guardarán una proporción lineal con la temperatura. Los cambios del ciclo del agua, por ejemplo, también dependen del tipo de forzamiento (por ejemplo, los gases de efecto invernadero, los aerosoles y el cambio de uso del suelo). Los componentes más lentos del sistema Tierra, como la elevación del nivel del mar y los mantos de hielo, tardarán mucho más en responder y podría haber umbrales críticos o cambios abruptos o irreversibles en el sistema climático.



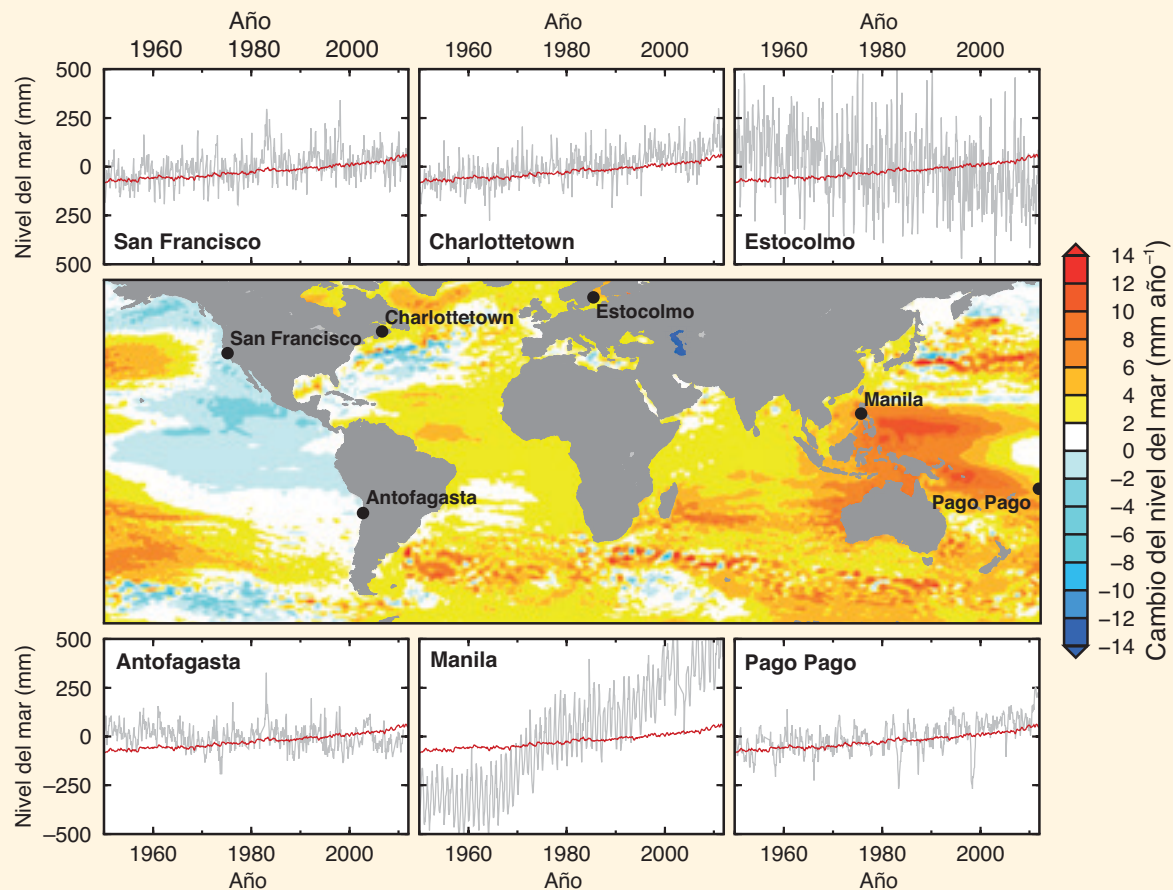
Preguntas frecuentes

**PF 13.1 | ¿Por qué el cambio del nivel del mar local difiere de la media global?**

Los cambios de los vientos de superficie, la expansión debida al calentamiento del agua de los océanos y la adición de hielo fundido pueden alterar las corrientes oceánicas, lo que, a su vez, produce cambios en el nivel del mar que varían en función del lugar. Las variaciones pasadas y presentes de la distribución del hielo terrestre influyen en la forma y el cambio gravitatorio de la Tierra, que también causan fluctuaciones del nivel del mar. La influencia de procesos más localizados, como la compactación de sedimentos y los procesos tectónicos, también provocan variaciones en el nivel del mar.

A lo largo de todas las costas, el movimiento vertical del mar o de la superficie terrestre puede provocar cambios en el nivel del mar respecto de la tierra (conocido como nivel del mar relativo). Por ejemplo, un cambio local puede ser consecuencia de un aumento de la altura de la superficie del mar o de un descenso de la altura de la tierra. Durante períodos de tiempo relativamente cortos (entre horas y años), las mareas, las tormentas y la variabilidad climática, como El Niño, son los factores que más influyen en las variaciones del nivel del mar. También pueden influir los terremotos y los deslizamientos de tierra, cuando provocan cambios en la altura de la tierra, y, en ocasiones, los tsunamis. Durante períodos de tiempo más largos (entre decenios y siglos), la influencia del cambio climático, con los consiguientes cambios en el volumen del agua oceánica y el hielo terrestre, es la principal causa del cambio del nivel del mar en la mayoría de regiones. A estas escalas temporales más largas, otros procesos también pueden provocar el movimiento vertical de la superficie terrestre, que pueden dar lugar a cambios sustanciales del nivel del mar relativo.

Desde finales del siglo XX, las mediciones por satélite de la altura de la superficie oceánica respecto del centro de la Tierra (denominada nivel del mar geocéntrico) arrojan tasas diferentes de cambio del nivel del mar geocéntrico alrededor del mundo (véase PF 13.1, figura 1). Por ejemplo, en el océano Pacífico occidental, las tasas eran unas tres veces mayores que el valor medio global de aproximadamente  $3 \text{ mm año}^{-1}$  entre 1993 y 2012. En cambio, las del Pacífico oriental eran menores que el valor medio global, y en gran parte de la costa occidental de América la altura de la superficie del mar disminuyó durante ese mismo período. *(continúa en la página siguiente)*



**PF 13.1, figura 1** | Mapa de las tasas de cambio de la altura de la superficie del mar (nivel del mar geocéntrico) durante el período 1993-2012 obtenidas mediante altimetría satelital. Se incluyen también los cambios del nivel del mar relativo (líneas grises) de determinadas estaciones mareográficas durante el período 1950-2012. A efectos de comparación, también se muestra una estimación del cambio medio global del nivel del mar (líneas rojas) con la serie temporal de cada mareógrafo. Las oscilaciones a corto plazo relativamente grandes registradas en el nivel del mar local (líneas grises) se deben a la variabilidad climática natural descrita en el texto principal. Por ejemplo, las grandes desviaciones regulares en Pago Pago están asociadas al fenómeno El Niño-Oscilación del Sur.

## PF 13.1 (continuación)

Gran parte de la variación espacial ilustrada en PF 13.1, figura 1, se debe a la variabilidad climática natural –como los fenómenos El Niño y la Oscilación decenal del Pacífico– durante escalas temporales de entre un año y varios decenios. Estas variaciones climáticas alteran los vientos de superficie, las corrientes oceánicas, la temperatura y la salinidad, y, por tanto, afectan al nivel del mar. La influencia de estos procesos continuará durante el siglo XXI y se superpondrá al patrón espacial del cambio del nivel del mar asociado al cambio climático a largo plazo, que también se produce por los cambios en los vientos de superficie, las corrientes oceánicas, la temperatura y la salinidad, así como el volumen oceánico. Sin embargo, a diferencia de la variabilidad natural, las tendencias a largo plazo se acumulan a lo largo del tiempo y, por ello, está previsto que predominen durante el siglo XXI. En consecuencia, las tasas de cambio del nivel del mar geocéntrico resultantes durante este período más extenso podrían mostrar un patrón muy diferente del que se muestra en PF 13.1, figura 1.

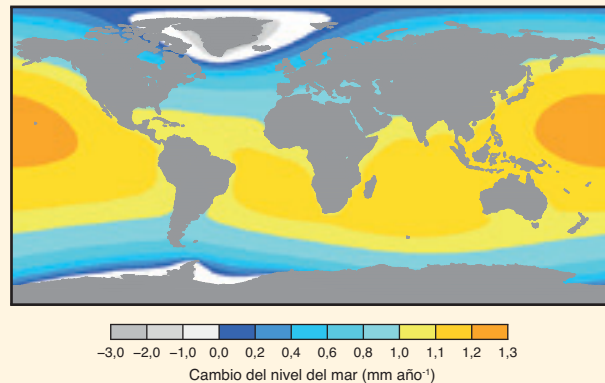
Los mareógrafos miden el nivel del mar relativo, de modo que incluyen los cambios causados por el movimiento vertical tanto de la tierra como de la superficie del mar. En muchas regiones costeras, el movimiento vertical de la tierra es leve, por lo que la tasa a largo plazo del cambio del nivel del mar registrada en los mareógrafos costeros e insulares es similar al valor medio global (véanse los registros en San Francisco y Pago Pago en PF 13.1, figura 1). En algunas regiones, el movimiento vertical de la tierra ha influido notablemente. Por ejemplo, la disminución constante del nivel del mar registrada en Estocolmo (PF 13.1, figura 1) se debe a la elevación de esta región después de la fusión de un manto de hielo continental de gran tamaño (>1 km de espesor) al final de la última edad de hielo, hace aproximadamente entre 20 000 y 9 000 años. Esta continua deformación de la tierra como respuesta a la fusión de mantos de hielo antiguos contribuye significativamente a los cambios regionales del nivel del mar en América del Norte y Eurasia noroccidental, regiones que estuvieron cubiertas por grandes mantos de hielo durante el momento más álgido de la última edad de hielo.

En otras regiones, este proceso también puede causar subsidencia del terreno, lo que hace que se eleve el nivel del mar relativo, como en Charlottetown, donde se ha observado un aumento relativamente grande en comparación a la tasa media global (PF 13.1, figura 1). El movimiento vertical de la tierra como consecuencia del movimiento de las placas tectónicas de la Tierra también puede causar valores diferentes a la tendencia media global del nivel del mar en algunas zonas (especialmente en aquellas ubicadas cerca de zonas de subducción activas, donde una placa tectónica se hunde por debajo de otra). En el caso de Antofagasta (PF 13.1, figura 1), esto parece causar una elevación constante de la tierra y, en consecuencia, un descenso relativo del nivel del mar.

Además de las influencias regionales del movimiento vertical de la tierra sobre el cambio del nivel de mar, algunos procesos provocan movimientos de la tierra rápidos pero muy localizados. Por ejemplo, la mayor tasa de aumento respecto de la media global en Manila (PF 13.1, figura 1) se debe a la subsidencia del suelo causada por un bombeo intensivo de agua subterránea. La subsidencia del suelo debida a procesos naturales y antropógenos, como la extracción de agua subterránea o de hidrocarburos, es común en muchas regiones costeras, particularmente en grandes deltas fluviales.

Generalmente, se cree que el hielo fundido de los glaciares o de los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártida causaría un aumento uniforme del nivel del mar a escala mundial, muy parecido a lo que ocurre cuando se llena una bañera de agua. De hecho, ese hielo fundido provoca variaciones regionales en el nivel del mar debido a una variedad de procesos, tales como cambios en las corrientes oceánicas, los vientos, el campo de gravedad de la Tierra y la altura del terreno. Por ejemplo, los modelos informáticos que simulan estos últimos dos procesos predicen un descenso regional del nivel del mar relativo alrededor de los mantos de hielo en fusión, pues la atracción gravitatoria entre el hielo y el agua oceánica se reduce, y la tierra tiende a elevarse a medida que el hielo se funde (PF 13.1, figura 2). Sin embargo, lejos de donde se produce la fusión de los mantos de hielo, domina la elevación del nivel del mar respecto del valor medio global.

En resumen, una variedad de procesos impulsa cambios en la altura de la superficie y el suelo oceánicos que dan lugar a patrones espaciales diferentes del cambio del nivel del mar a escalas locales y regionales. La combinación de estos procesos produce un patrón complejo del cambio total del nivel del mar que varía con el paso del tiempo a medida que la contribución relativa de cada proceso cambia. El cambio medio global es un valor singular útil que refleja la contribución de procesos climáticos (por ejemplo, la fusión de hielo terrestre y el calentamiento oceánico) y constituye una buena estimación del cambio del nivel del mar en muchas ubicaciones costeras. Sin embargo, allí donde los procesos regionales producen una señal fuerte pueden darse al mismo tiempo diferencias importantes con respecto al valor medio global.



**PF 13.1, figura 2** | Resultado de un modelo que muestra el cambio del nivel del mar relativo debido a la fusión de los mantos de hielo de Groenlandia y de la Antártida occidental a una tasa de 0,5 mm año<sup>-1</sup> (con un valor medio global de la elevación del nivel del mar de 1 mm año<sup>-1</sup>). Los cambios del nivel del mar modelizados son menores que el valor medio global en zonas próximas a la zona de fusión de hielos pero mayores a medida que nos alejamos de estas. (Adaptado de Milne y otros, 2009.)

Preguntas frecuentes

**PF 13.2 | ¿Contribuirán los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártida al cambio del nivel del mar durante el resto del siglo?**

*Los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártida occidental y oriental son los reservorios de agua dulce más grandes del planeta y, como tales, han contribuido al cambio del nivel del mar durante tiempos geológicos y recientemente. Ganan masa por acumulación (nieve caída) y la pierden por ablación superficial (principalmente fusión de hielo) y aflujo en sus límites marinos, ya sea hacia una plataforma de hielo flotante o directamente al océano por desprendimiento de icebergs. Como consecuencia del aumento de la acumulación, el nivel medio global del mar desciende, mientras que el incremento de la ablación superficial y el aflujo hacen que se eleve. Las fluctuaciones de estos flujos de masa dependen de una variedad de procesos, tanto dentro del manto de hielo como fuera, en la atmósfera y los océanos. Sin embargo, en el transcurso de este siglo, la pérdida de masa parece superar a la ganancia, de modo que cabe esperar una continua contribución positiva al nivel global del mar. En esta pregunta se resume la investigación actual sobre el tema y se proporcionan magnitudes indicativas de las diversas contribuciones al nivel del mar para finales de este siglo (2081-2100 con respecto a 1986-2005) de toda la evaluación, que se presentan con un nivel de probabilidad de dos sobre tres en todos los escenarios de emisiones.*

Durante milenios, el lento flujo horizontal de un manto de hielo transporta masa de áreas de acumulación neta (generalmente, en zonas interiores de gran elevación) a áreas de pérdida neta (generalmente, la periferia de poca elevación y el perímetro costero). Actualmente, Groenlandia pierde prácticamente una mitad de su hielo acumulado por ablación superficial y la otra, por desprendimiento. La Antártida, en cambio, pierde prácticamente toda su acumulación por desprendimiento y fusión submarina de sus plataformas de hielo periféricas. Las plataformas de hielo flotan, por lo que su pérdida tiene un efecto directo despreciable en el nivel del mar, pero pueden afectarlo de forma indirecta, ya que alteran el balance de masa de su manto de hielo de origen (véase más adelante).

En la Antártida oriental, algunos estudios realizados con altimetría radar satelital indican que ha aumentado la precipitación de nieve, pero las mediciones recientes de los cambios en la gravedad obtenidas con modelos atmosféricos y satélites no arrojan un aumento significativo. Esta discrepancia aparente podría deberse a que la fuerte variabilidad interanual de la precipitación de nieve oculta las relativamente pequeñas tendencias a largo plazo. Las proyecciones apuntan a un aumento importante de la precipitación de nieve en la Antártida en el siglo XXI, principalmente como consecuencia del calentamiento de la atmósfera, que permitirá que se introduzca más humedad en las regiones polares. Los cambios regionales en la circulación atmosférica probablemente desempeñan un papel secundario. En la totalidad del manto de hielo de la Antártida, se proyecta que este proceso contribuya entre 0 y 70 mm al descenso del nivel del mar.

Actualmente, las temperaturas del aire en torno a la Antártida son demasiado frías para producir una ablación superficial sustancial. Sin embargo, las observaciones sobre el terreno y desde satélites indican un mayor aflujo –manifestado en una reducción de la superficie de hielo– en unas pocas regiones costeras localizadas. Estas zonas (los glaciares Pine Island y Thwaites en la Antártida occidental y los glaciares Totten y Cook en la Antártida oriental) se encuentran sobre las vaguadas rocosas de 1 000 m de profundidad que se extienden hacia el borde de la plataforma continental de la Antártida. Se cree que este aumento del aflujo se ha desencadenado por los cambios regionales en la circulación oceánica, que han transportado agua más caliente poniéndola en contacto con las plataformas de hielo flotantes.

Se dispone de registros bien documentados del colapso de plataformas de hielo en la parte más septentrional de la península antártica, que parecen guardar relación con el aumento de la fusión superficial causado por el calentamiento atmosférico durante los últimos decenios. El consiguiente adelgazamiento de los glaciares que nutren estas plataformas de hielo tiene un efecto positivo, aunque menor, en el nivel del mar, así como también lo tendrá cualquier otro episodio similar posterior en la península. Las proyecciones regionales del cambio de temperatura atmosférica del siglo XXI sugieren que este proceso probablemente no afectará a la estabilidad de las grandes plataformas de hielo de la Antártida occidental y oriental, pero estas plataformas de hielo podrían verse amenazadas por el futuro cambio oceánico (véase más adelante).

Las estimaciones de la contribución de los mantos de hielo de la Antártida al nivel del mar durante los últimos decenios varían considerablemente, pero recientemente se han conseguido avances importantes que permiten conciliar las observaciones. Hay fuertes indicios de que el mayor aflujo (principalmente en la Antártida occidental) compensa en la actualidad los aumentos de acumulación de nieve (principalmente en la Antártida oriental), lo que implica una tendencia de elevación del nivel del mar. Antes de que se puedan realizar proyecciones fiables del aflujo durante el siglo XXI con un nivel de confianza mayor, los modelos que simulan el flujo de los hielos han de mejorarse, especialmente de los cambios de la línea de contacto que separa el hielo flotante del que se encuentra sobre el lecho rocoso y de las interacciones entre las plataformas de hielo y el océano. El concepto de “inestabilidad del manto de hielo marino” se basa en la idea de que el aflujo de un manto de hielo que se encuentra sobre el lecho rocoso por debajo del nivel del mar aumenta si el hielo en la línea de contacto es más espeso y, por tanto, fluye más rápido. Sobre lechos rocosos con pendientes hacia el interior de los mantos de hielo, esto crea un ciclo vicioso de aumento de aflujo, que causa que el hielo en la línea de contacto pierda espesor y flote. Posteriormente, la línea de contacto retrocede pendiente abajo hacia hielo de mayor espesor, lo que, a su vez, causa un mayor aumento del aflujo. Esta retroalimentación podría dar lugar a una pérdida rápida de partes del manto de hielo, pues las líneas de contacto retroceden sobre vaguadas y cuencas que se hundían hacia el interior de los mantos de hielo. El forzamiento climático futuro podría desencadenar un colapso inestable, que luego continuaría

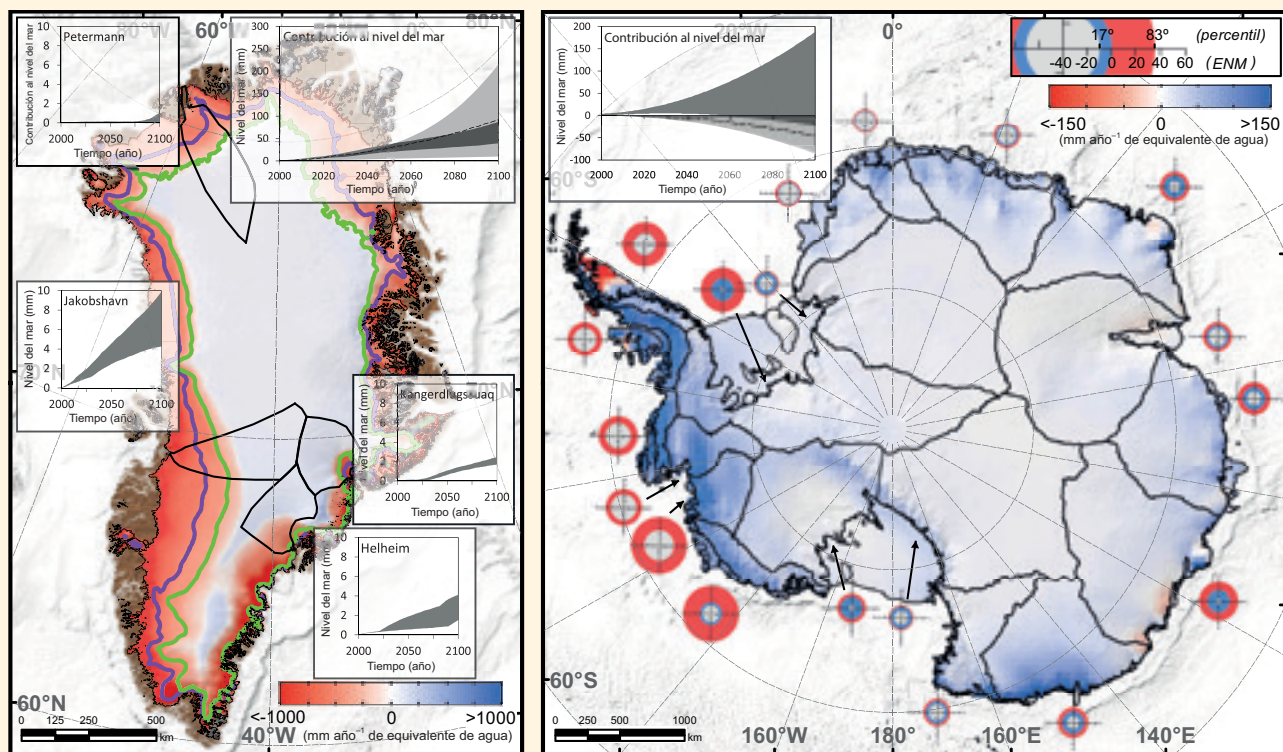
*(continúa en la página siguiente)*

PF 13.2 (continuación)

independientemente del clima. Este posible colapso podría producirse durante siglos en algunas vaguadas rocosas de la Antártida occidental y en algunos sectores de la Antártida oriental. Muchas investigaciones se ocupan de estudiar el grado de importancia de este concepto teórico para esos mantos de hielo. El nivel del mar podría aumentar si los efectos de la inestabilidad marina se tornasen importantes, pero hasta la fecha no se dispone de evidencias suficientes para determinar inequívocamente al precursor de esta regresión inestable. Se proyecta que la contribución del cambio del aflujo a la elevación del nivel del mar en 2100 será de entre -20 mm (es decir, descenso) y 185 mm, aunque es posible que el impacto incierto de la inestabilidad de los mantos de hielo marinos haga que aumente esta cifra en varias décimas de metro. En general, el aumento de precipitación de nieve parece que únicamente compensaría parcialmente la elevación del nivel del mar causada por un mayor aflujo.

En Groenlandia, la pérdida de masa por más ablación superficial y aflujo domina sobre una posible tendencia reciente al aumento de acumulación en el interior. La pérdida de masa estimada debida a ablación superficial se ha duplicado desde principios de la década de 1990. Se prevé que esta tendencia continúe durante el próximo siglo, ya que una mayor parte del manto de hielo experimentará ablación superficial durante períodos más largos. De hecho, las proyecciones para el siglo XXI sugieren que predominará una mayor pérdida de masa sobre un aumento leve de la acumulación. El recongelamiento del agua fundida en los bancos de nieve en la parte alta del manto de hielo produce un intenso (aunque quizá temporalmente) efecto atenuador en la relación entre el calentamiento atmosférico y la pérdida de masa.

(continúa en la página siguiente)



**PF 13.2, figura 1 |** Síntesis ilustrativa de los cambios en el balance de masa superficial y el aflujo proyectados para 2100 en los mantos de hielo de a) Groenlandia y b) la Antártida. Los colores de los mapas indican el cambio en el balance de masa superficial proyectado entre el principio y el final del siglo XXI, calculado a partir del modelo climático atmosférico regional RACMO2 bajo los escenarios de calentamiento futuro A1B (Antártida) y RCP4,5 (Groenlandia). Las situaciones de las líneas de equilibrio promedio de Groenlandia durante los dos períodos considerados figuran en violeta y verde, respectivamente. Los márgenes de los mantos de hielo y las líneas de contacto están ilustradas con líneas negras, así como también los sectores de los mantos de hielo. En Groenlandia, los resultados de la modelización de las líneas de flujo de los cuatro principales glaciares de aflujo se muestran en los cuatro gráficos insertados. En el mapa de la Antártida, las anillas coloreadas reflejan el cambio proyectado en el aflujo calculado sobre la base de una extrapolación probabilística de tendencias observadas. Los radios externo e interno de cada anilla indican los extremos superiores e inferiores del rango de dos tercios de probabilidad de la contribución, respectivamente (véase la escala en la esquina superior derecha): el rojo denota pérdida de masa (elevación del nivel del mar (ENM)) y el azul, acumulación de masa (descenso del nivel del mar). Por último, también se muestra la contribución al nivel del mar de cada manto de hielo (gráfico en la parte superior de ambos mapas); el gris claro indica el balance de masa superficial (el experimento de los modelos utilizado para generar el mapa del balance de masa superficial se muestra con una línea discontinua), y el gris oscuro, el aflujo. Todas las proyecciones se refieren al rango de probabilidad de dos tercios en todos los escenarios.

*PF 13.2 (continuación)*

Aunque la respuesta observada en los glaciares de aflujo sea compleja y altamente variable, el desprendimiento de icebergs de muchos de los principales glaciares de aflujo de Groenlandia ha aumentado sustancialmente durante el último decenio y constituye una apreciable pérdida de masa adicional. Esto parece estar relacionado con la intrusión de agua caliente en los mares costeros alrededor de Groenlandia, pero no está claro si este fenómeno guarda relación con la variabilidad interdecenal, como la Oscilación del Atlántico Norte, o con una tendencia a más largo plazo asociada al calentamiento inducido por los gases de efecto invernadero. Por ello, proyectar su efecto en el aflujo del siglo XXI es difícil, pero pone de manifiesto la aparente sensibilidad del aflujo al calentamiento del océano. Los efectos de más agua superficial fundida en la lubricación del lecho del manto de hielo, así como la capacidad del hielo más caliente de deformarse más fácilmente, podrían hacer que aumenten las tasas de flujo, pero no está claro cuál es el vínculo con los aumentos de aflujo recientes. Se proyecta que la contribución del cambio en la diferencia neta entre la ablación y la acumulación superficial a la elevación del nivel del mar sea de entre 10 y 160 mm entre 2081 y 2100 (respecto del período de 1986 a 2005), mientras que la contribución del aumento de aflujo sea de otros 10 a 70 mm (cuadro 13.5).

El manto de hielo de Groenlandia ha contribuido a la elevación del nivel medio global del mar durante los últimos decenios y se espera que esta tendencia se intensifique durante este siglo. A diferencia de la Antártida, en Groenlandia no se tiene constancia de inestabilidades a gran escala que pudieran generar un aumento abrupto del nivel del mar durante el siglo XXI. Sin embargo, puede que exista un umbral de no retorno, de modo que la retracción continua pudiera volverse irreversible a escalas temporales de varios siglos, incluso aunque el clima tuviera que volver a un estado preindustrial en escalas temporales seculares. Si bien es posible que la pérdida de masa por desprendimiento de icebergs aumente en los próximos decenios, este proceso terminará finalmente cuando los márgenes de hielo retrocedan en los lechos de roca por encima del nivel del mar donde se encuentra la mayor parte de los mantos de hielo.



Preguntas frecuentes

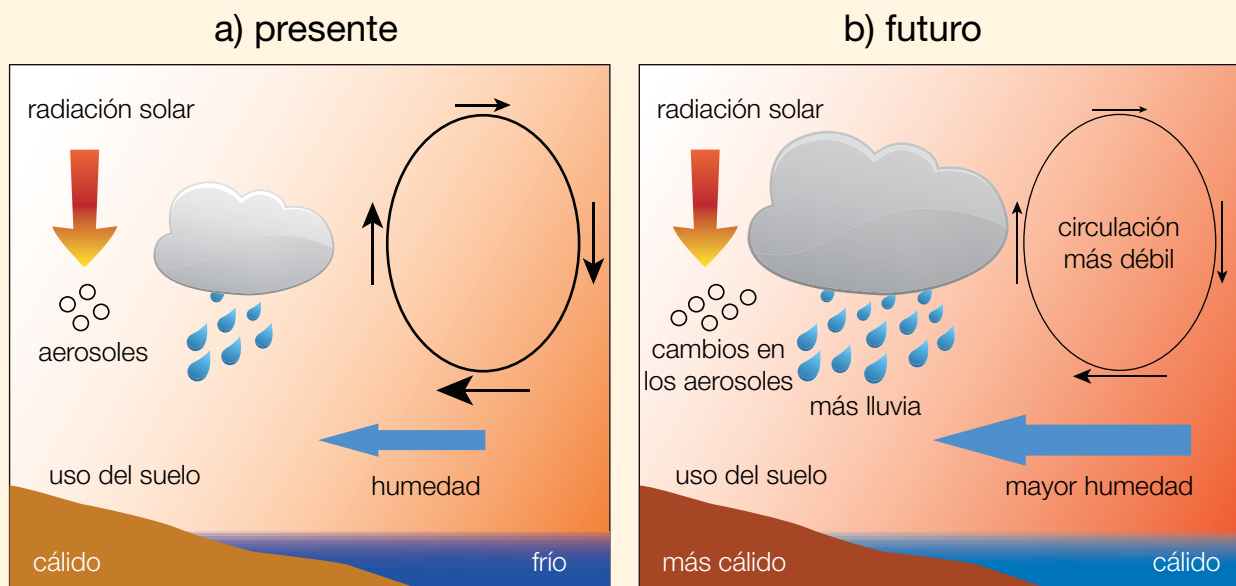
**PF 14.1 | ¿Cómo está influyendo el cambio climático en los monzones?**

Los monzones son el modo de variación climática estacional más importante en los trópicos, y son responsables de una gran parte de las lluvias anuales en muchas regiones. Su intensidad y calendario están relacionados con el contenido de humedad de la atmósfera, el contraste de temperatura entre la tierra y el mar, la cubierta del suelo y su uso y las cargas de aerosoles atmosféricos, entre otros factores. En general, las proyecciones indican que las lluvias monzónicas se intensificarán en el futuro y afectarán a áreas más extensas como consecuencia del aumento del contenido de humedad en la atmósfera causado por las mayores temperaturas. Sin embargo, los efectos localizados del cambio climático sobre la intensidad y variabilidad de los monzones a nivel regional son complejos y más inciertos.

Todos los continentes tropicales reciben lluvias monzónicas, a saber, Asia, Australia, América y África. El motor de la circulación monzónica es la diferencia de temperatura entre la tierra y el mar, que varía estacionalmente con la distribución del calentamiento solar. La duración y la cantidad de lluvia dependen del contenido de humedad del aire, así como de la configuración y la intensidad de la circulación atmosférica. También influyen la distribución regional de la tierra y el océano junto con la topografía. Por ejemplo, la meseta tibetana, por las variaciones en su capa de nieve y el calentamiento de su superficie, modula la intensidad de los complejos sistemas monzónicos asiáticos. En los lugares donde los vientos húmedos se levantan adentrándose en tierra por encima de las montañas, como en el suroeste de India, las lluvias monzónicas se intensifican. En cambio, a sotavento de esas montañas, las lluvias se debilitan.

Como consecuencia de los cambios en la circulación atmosférica, el monzón de verano de Asia oriental se debilita desde finales de la década de 1970 y ya no llega tan al norte como lo hacía antes. A su vez, esto ha provocado, por un lado, más sequías en el norte de China y, por otro, crecidas en el valle del río Yangtze más al sur. En cambio, desde mediados del siglo XX no se detectan tendencias coherentes en los sistemas monzónicos indoafricanos y del Pacífico occidental, si bien están modulados en gran medida por el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENOS). De igual modo, los cambios observados en el sistema monzónico de América del Sur durante los últimos decenios están estrechamente relacionados con la variabilidad del fenómeno ENOS. Es limitada la evidencia de las tendencias en el sistema monzónico de América del Norte, pero se ha observado una tendencia a lluvias más intensas en la parte septentrional de la principal región monzónica. No se han observado tendencias sistemáticas a largo plazo en el comportamiento de los monzones de India ni de África.

(continúa en la página siguiente)



**PF 14.1, figura 1 |** Diagrama esquemático que ilustra las principales maneras en que la actividad humana influye en las lluvias monzónicas. A medida que el clima se calienta, aumenta el transporte del creciente vapor de agua desde el océano hacia tierra, ya que el aire más cálido contiene más vapor de agua. En consecuencia, también aumenta la posibilidad de lluvias más intensas. Los cambios relacionados con el calentamiento en la circulación a gran escala influyen en la intensidad y la extensión de la circulación monzónica general. El cambio de uso del suelo y la carga de aerosoles atmosféricos también pueden influir en la cantidad de radiación solar que se absorbe en la atmósfera y en la tierra, con un efecto moderador de la diferencia de temperatura entre la tierra y el mar.

PF 14.1 (continuación)

La superficie terrestre se calienta más rápido que la de los océanos. Por ello, en la mayor parte de regiones el contraste de la temperatura superficial está en aumento. Sin embargo, la circulación atmosférica tropical de retorno se ralentiza en promedio a medida que el clima se calienta debido a las limitaciones del presupuesto energético en la atmósfera tropical. Estos cambios en la circulación atmosférica provocan cambios regionales en la intensidad de los monzones, así como del lugar y el momento en que se producen. Hay otros efectos que el cambio climático puede tener en los monzones. El calentamiento de la superficie varía con la intensidad de la absorción de radiación solar, que a su vez está afectada por los cambios en los usos del suelo que alteran la reflectividad (albedo) de la superficie terrestre. Además, los cambios de las cargas de aerosoles en la atmósfera, por ejemplo la contaminación del aire, influyen en la cantidad de radiación solar que llega al suelo, lo que puede hacer que cambie la circulación monzónica, al alterar el calentamiento solar de la superficie terrestre en verano. Por otro lado, los aerosoles, al absorber radiación solar, calientan la atmósfera y modifican la distribución del calor en la atmósfera.

El mayor efecto del cambio climático en los monzones es el aumento de humedad presente en la atmósfera asociada con el calentamiento de esta, que da lugar a un aumento de las lluvias monzónicas totales incluso si la intensidad de la circulación monzónica se debilita o no cambia.

Las proyecciones de los modelos climáticos durante el siglo XXI indican un aumento de las lluvias monzónicas totales, debido en gran parte al incremento del contenido de humedad de la atmósfera. Según las proyecciones, la superficie total afectada por los monzones se extenderá y las regiones tropicales se expandirán hacia los polos. Los modelos climáticos proyectan un aumento de entre un 5% y aproximadamente un 15% de las lluvias monzónicas globales según los distintos escenarios. Aunque aumenten las lluvias monzónicas tropicales totales, algunas zonas recibirán menos lluvia monzónica debido al debilitamiento de las circulaciones de los vientos tropicales. Es *probable* que las fechas de comienzo de los monzones se adelanten o no cambien mucho, y que las fechas de retirada de los monzones se retrasen, lo que conllevaría una prolongación de la estación monzónica.

Las futuras tendencias regionales de la intensidad de los monzones y de su calendario siguen siendo inciertas en muchas partes del mundo. Las variaciones interanuales de los monzones en muchas regiones tropicales se ven afectadas por el fenómeno ENOS, cuyo cambio en el futuro es aún incierto, así como también lo es la forma en que cambiarán sus efectos sobre los monzones. Sin embargo, el aumento general de las lluvias monzónicas proyectado indica un aumento correspondiente en el riesgo de episodios de lluvia extremos en la mayoría de las regiones.



Preguntas frecuentes

## PF 14.2 | ¿De qué manera se relacionan las proyecciones futuras del clima regional con las proyecciones del clima medio global?

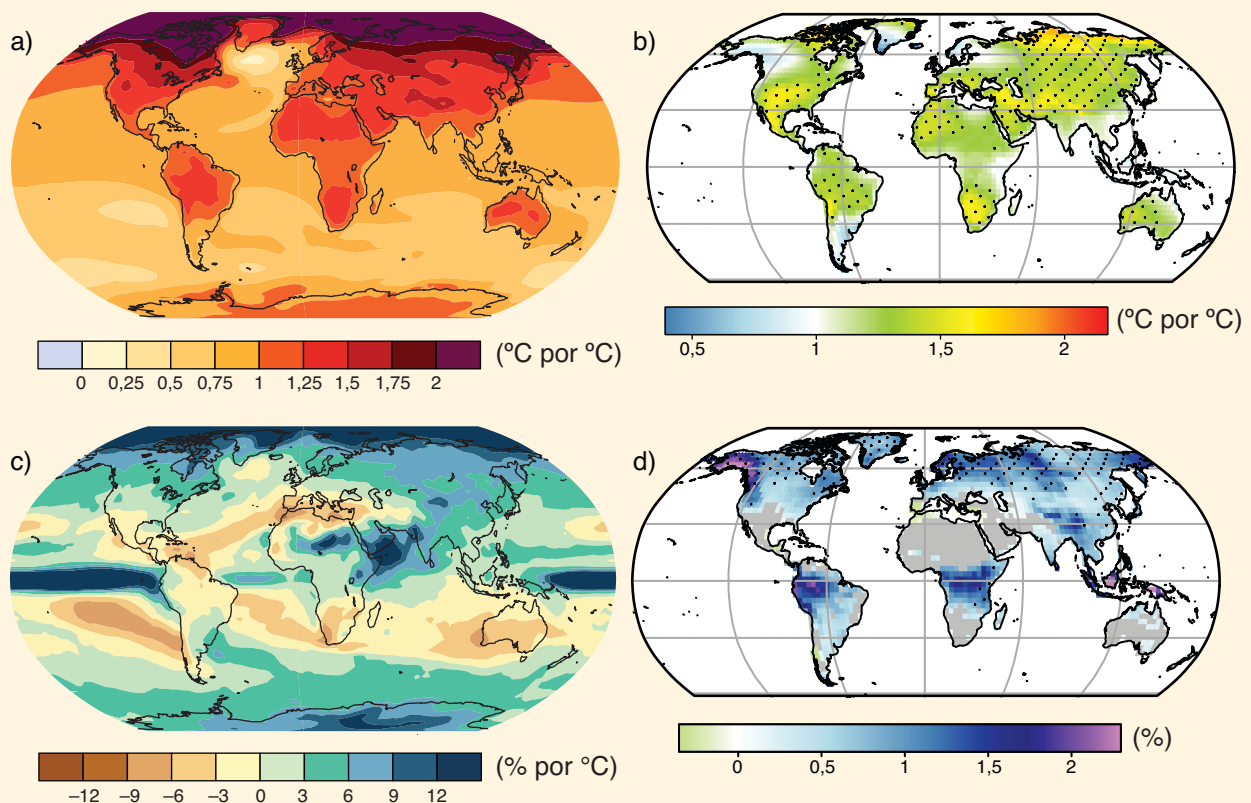
La relación entre el cambio climático regional y el cambio climático medio global es compleja. Los climas regionales varían considerablemente en función del lugar y, en consecuencia, responden de forma diferente a los cambios en las influencias a escala global. En efecto, el cambio medio global constituye un resumen conveniente de las múltiples respuestas climáticas regionales.

El calor y la humedad, así como sus cambios, no se distribuyen de forma uniforme en todo el planeta por varias razones:

- Los forzamientos externos varían espacialmente (por ejemplo, la radiación solar depende de la latitud, las emisiones de aerosoles tienen fuentes locales, el uso de los suelos cambia según la región, etc.).
- Las condiciones superficiales varían espacialmente (por ejemplo, el contraste entre la tierra y el mar, la topografía, las temperaturas superficiales del mar y el contenido de humedad del suelo).
- Los sistemas meteorológicos y las corrientes oceánicas redistribuyen el calor y la humedad de una región a otra.

Los sistemas meteorológicos están asociados a fenómenos climáticos regionales importantes tales como monzones, zonas de convergencia tropical, trayectorias de tormentas y formas importantes de variabilidad climática (como El Niño-Oscilación del Sur, la Oscilación del Atlántico Norte, el Modo Anular del Sur, etc.). Además de modular el calentamiento regional, también se ha proyectado que algunos fenómenos climáticos cambiarán en el futuro, lo que podría conllevar más impactos en los climas regionales (véase el cuadro 14.3).

(continúa en la página siguiente)



**PF 14.2, figura 1** | Cambios durante el siglo XXI proyectados en las medias anuales y en los extremos anuales (en tierra) de la temperatura del aire en superficie y la precipitación: a) temperatura media en superficie por grado centígrado de cambio medio global; b) percentil 90° de temperatura máxima diaria por grado centígrado de temperatura media global máxima; c) precipitación media (en % por grado centígrado de cambio de la temperatura media global), y d) fracción de días con precipitación que supera el percentil 95°. Fuentes: los mapas a) y c) proyectan los cambios de las medias entre 1986 y 2005 y entre 2081 y 2100 obtenidos a partir de simulaciones de la CMIP5 bajo el escenario RCP4,5 (véase capítulo 12, figura 12.41); los mapas b) y d) proyectan los cambios de los extremos en tierra entre 1980 y 1999 y entre 2081 y 2100 (adaptados de las figuras 7 a 12 de Orłowsky y Seneviratne, 2012).

*PF 14.2 (continuación)*

Las proyecciones del cambio de la temperatura en superficie y la precipitación arrojan importantes variaciones regionales (PF 14.2, figura 1). Se proyecta que aumentará el calentamiento en superficie en las regiones continentales de latitudes altas, así como en el océano Ártico. En cambio, en otros océanos y a latitudes más bajas, las variaciones son más próximas al valor medio global (PF 14.2, figura 1a). Por ejemplo, se proyecta que el calentamiento cerca de la zona de los Grandes Lagos en América del Norte será aproximadamente un 50% mayor que el calentamiento medio global. También se observan variaciones regionales importantes en los cambios proyectados de las temperaturas más extremas (PF 14.2, figura 1b). Los cambios de la precipitación proyectados son incluso más variables a escala regional que los de la temperatura (PF 14.2, figura 1c, d) debido a la modulación de fenómenos climáticos tales como los monzones y las zonas de convergencia tropical. En las latitudes cerca del ecuador, se proyecta que la precipitación media aumentará, mientras que en los límites hacia los polos de las latitudes subtropicales, descenderá. En las regiones de latitudes altas se proyecta un aumento de la precipitación media y, en particular, más precipitación extrema debida a ciclones extratropicales.

Las regiones polares ilustran la complejidad de los procesos implicados en el cambio climático regional. Se proyecta que el calentamiento en el Ártico aumentará por encima de la media global, principalmente por la retroalimentación regional generada por la fusión de hielo y nieve, que favorece la absorción de más calor procedente del Sol. Esto da lugar a más calentamiento, lo que promueve mayor fusión de hielo y nieve. Sin embargo, el calentamiento proyectado en el continente antártico y en los océanos que lo rodean es menos pronunciado, en parte por una tendencia positiva más intensa del Modo Anular del Sur. Los vientos del oeste sobre los océanos meridionales en latitudes medias han aumentado durante los últimos decenios como consecuencia del efecto combinado de la pérdida de ozono estratosférico sobre la Antártida y de los cambios en la estructura térmica de la atmósfera vinculados al aumento de las concentraciones de gases de efecto invernadero. Los modelos climáticos describen bien este cambio en el Modo Anular del Sur, que tiene el efecto de reducir el transporte de calor atmosférico al continente antártico. No obstante, la Península Antártica sigue calentándose a un ritmo rápido porque se extiende lo suficiente hacia el norte como para verse afectada por las masas de aire caliente del cinturón de los vientos del oeste.