

Cambio climático 2001: Informe de síntesis

Resúmenes de los Grupos de trabajo

Resúmenes de los Grupos de trabajo para responsables de políticas y resúmenes técnicos

Grupo de Trabajo I : La base científica

Grupo de Trabajo II : Impactos, adaptación y vulnerabilidad

Grupo de Trabajo III : Mitigación

Cambio climático 2001: La base científica

Resúmenes del Grupo de Trabajo I

Resumen para responsables de políticas

Informe del Grupo de Trabajo I del IPCC

Resumen técnico

Informe aceptado por el Grupo de Trabajo I del IPCC pero no aprobado en detalle

Parte de la contribución del Grupo de Trabajo I al Tercer Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático

Resumen para responsables de políticas	I-1
Referencias del Resumen para responsables de políticas	I-15
Resumen técnico	I-17
A. Introducción	I-19
A.1 El IPCC y sus grupos de trabajo	I-19
A.2 El Primer y el Segundo Informes de Evaluación del Grupo de Trabajo I	I-19
A.3 El Tercer Informe de Evaluación: este Resumen técnico	I-19
B. Los cambios observados en el sistema climático	I-22
B.1 Cambios observados en la temperatura	I-22
B.2 Cambios observados en las precipitaciones y en la humedad de la atmósfera	I-25
B.3 Cambios observados en la extensión de la capa de nieve y del hielo terrestre y marino	I-26
B.4 Cambios observados en el nivel del mar	I-27
B.5 Cambios observados en las pautas de circulación atmosférica y oceánica	I-27
B.6 Cambios observados en la variabilidad del clima y en los fenómenos meteorológicos y climáticos extremos	I-28
B.7 La visión de conjunto: un mundo en fase de calentamiento y otros cambios en el sistema climático	I-28
C. Los agentes de forzamiento que provocan el cambio climático	I-30
C.1 Cambios observados en las concentraciones y el forzamiento radiativo de gases de efecto invernadero (GEI) mezclados de forma homogénea en todo el planeta	I-32
C.2 Cambios observados en otros gases radiativamente importantes	I-36
C.3 Cambios observados y modelizados en los aerosoles	I-37
C.4 Cambios observados en otros agentes de forzamiento antropógenos	I-38
C.5 Cambios observados y modelizados en la actividad solar y volcánica	I-38
C.6 Potenciales de calentamiento de la Tierra	I-38
D. La simulación del sistema climático y sus cambios	I-40
D.1 Los procesos climáticos y los efectos de retroacción	I-40
D.2 Los sistemas acoplados	I-44
D.3 Técnicas de regionalización	I-45
D.4 Evaluación general de la capacidad de simulación	I-45
E. La detección de la influencia humana en el cambio climático	I-47
E.1 El significado de los términos detección y atribución	I-47
E.2 Un registro de observaciones más prolongado y analizado en mayor detalle	I-47
E.3 Estimaciones de la variabilidad interna según los nuevos modelos	I-47
E.4 Nuevas estimaciones de las respuestas al forzamiento natural	I-48
E.5 Sensibilidad a las estimaciones de las señales de cambios climáticos	I-48
E.6 Una mayor variedad de técnicas de detección	I-48
E.7 Incertidumbres que aún subsisten en la detección y la atribución	I-51
E.8 Sinopsis	I-51

	<i>página</i>
F. Proyecciones del clima futuro de la Tierra	I-52
F.1 El informe especial del IPCC sobre escenarios de emisiones (IE-EE)	I-52
F.2 Proyecciones de los cambios futuros en los gases de efecto invernadero y los aerosoles	I-54
F.3 Proyecciones de los cambios futuros en la temperatura	I-56
F.4 Proyecciones de los cambios futuros en las precipitaciones	I-60
F.5 Proyecciones de los cambios futuros en los fenómenos extremos	I-60
F.6 Proyecciones de los cambios futuros en la circulación termohalina	I-62
F.7 Proyecciones de los cambios futuros en las formas de variabilidad natural	I-62
F.8 Proyecciones de los cambios futuros en el hielo terrestre (glaciares, casquetes y capas de hielo), el hielo marino y la capa de nieve	I-62
F.9 Proyecciones de los cambios futuros en el nivel del mar	I-62
F.10 Proyecciones de los cambios futuros en la respuesta a los perfiles de estabilización de la concentración del CO ₂	I-64
G. Hacia una mayor comprensión	I-66
G.1 Datos	I-66
G.2 Los procesos climáticos y la modelización	I-66
G.3 Aspectos relacionados con el ser humano	I-67
G.4 El marco internacional	I-67
Referencias del presente Resumen técnico	I-68
Glosario del Informe del Grupo de Trabajo I	I-72

RESUMEN PARA RESPONSABLES DE POLÍTICAS

CAMBIO CLIMÁTICO 2001: LA BASE CIENTÍFICA

Informe del Grupo de trabajo I del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático

Basado en un borrador preparado por:

Daniel L. Albritton, Myles R. Allen, Alfons P.M. Baede, John A. Church, Ulrich Cubasch, Dai Xiaosu, Ding Yihui, Dieter H. Ehhalt, Christopher K. Folland, Filippo Giorgi, Jonathan M. Gregory, David J. Griggs, Jim M. Haywood, Bruce Hewitson, John T. Houghton, Joanna I. House, Michael Hulme, Ivar Isaksen, Victor J. Jaramillo, Achuthan Jayaraman, Catherine A. Johnson, Fortunat Joos, Sylvie Joussaume, Thomas Karl, David J. Karoly, Haroon S. Khashgi, Corrine Le Quééré, Kathy Maskell, Luis J. Mata, Bryant J. McAvaney, Mack McFarland, Linda O. Mearns, Gerald A. Meehl, L. Gylvan Meira-Filho, Valentin P. Meleshko, John F.B. Mitchell, Berrien Moore, Richard K. Mugara, María Noguera, Buruhani S. Nyenzi, Michael Oppenheimer, Joyce E. Penner, Steven Pollonais, Michael Prather, I. Colin Prentice, Venkatchala Ramaswamy, Armando Ramírez Rojas, Sarah C. B. Raper, M. Jim Salinger, Robert J. Scholes, Susan Solomon, Thomas F. Stocker, John M. R. Stone, Ronald J. Stouffer, Kevin E. Trenberth, Ming-Xing Wang, Robert T. Watson, Kok S. Yap, John Zillman, con la colaboración de numerosos autores y revisores.

El Tercer Informe de Evaluación (TIE) del Grupo de trabajo I del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) reúne las evaluaciones anteriores e incorpora nuevos resultados procedentes de las investigaciones sobre el cambio climático¹ de los últimos cinco años. En su preparación y revisión han participado muchos centenares de científicos² de numerosos países.

Este Resumen para responsables de políticas (RRP), que fue aprobado por los Gobiernos miembros del IPCC en enero de 2001³ en Shanghai, describe el estado actual de los conocimientos sobre el sistema climático y facilita cálculos de su evolución futura prevista y de sus aspectos inciertos. Puede encontrarse más información en el informe en el que se basa y las referencias anexas remiten a los capítulos del informe.

Un conjunto de observaciones cada vez mayor describe la imagen global de un mundo en fase de calentamiento y de otros cambios en el sistema climático.

Desde la publicación del Segundo Informe de Evaluación (SIE⁴) ha sido posible mejorar nuestros conocimientos del cambio climático gracias a nuevos datos procedentes de nuevos estudios sobre el clima actual y los paleoclimas, mejores análisis de series de datos, evaluaciones más rigurosas de su calidad, así como comparaciones de datos de fuentes diferentes.

La temperatura media mundial de la superficie ha aumentado de 0,6°C aproximadamente en el siglo XX.

- La temperatura media mundial de la superficie (es decir, el promedio de la temperatura del aire cerca de la superficie de la tierra y de la temperatura de la superficie del mar) ha subido desde 1861. Durante el siglo XX, el aumento ha sido de $0,6 \pm 0,2^\circ\text{C}$ ^{5,6} (véase la Figura 1a). Este valor es superior en $0,15^\circ\text{C}$ a la previsión del SIE para el período que iba hasta el año 1994, debido a las temperaturas relativamente altas de los años restantes del siglo (1995 a 2000) y a la mejora de los métodos de tratamiento de los datos. Estas cifras tienen en cuenta varios ajustes, como los efectos de las islas de calor urbanas. El registro muestra una gran variabilidad. Por ejemplo, la mayor parte del calentamiento que se produjo en el siglo XX tuvo lugar en dos períodos: de 1910 a 1945 y de 1976 a 2000.
- Mundialmente, es muy probable⁷ que los años noventa hayan sido el decenio más cálido y 1998 el año más cálido en el registro instrumental desde 1861 (véase la Figura 1a).

- Los nuevos análisis de datos indirectos del hemisferio norte indican que el aumento de la temperatura en el siglo XX probablemente⁷ haya sido el mayor de todos los siglos en los últimos mil años. También es probable⁷ que, en el hemisferio norte, los años noventa hayan sido el decenio más cálido y 1998 el año más cálido (Figura 1b). Al disponer de menos datos, también sabemos menos acerca de las medias anuales anteriores a los últimos mil años, así como de las condiciones reinantes en la mayoría del hemisferio sur antes de 1861.
- Entre 1950 y 1993, las temperaturas diarias mínimas del aire por la noche sobre el suelo aumentaron un promedio de $0,2^\circ\text{C}$ por decenio, lo cual equivale al doble del ritmo de aumento de las temperaturas diarias máximas del aire durante el día ($0,1^\circ\text{C}$ por decenio). Esto ha alargado la estación sin heladas en muchas regiones de latitudes medias y altas. El aumento de la temperatura en la superficie del mar a lo largo de este período es aproximadamente la mitad de la temperatura media del aire en la superficie de la tierra.

Las temperaturas han aumentado durante los cuatro últimos decenios en los 8 kilómetros inferiores de la atmósfera.

- Desde finales de los años cincuenta, época en la que se efectúan observaciones adecuadas mediante globos meteorológicos, el aumento de la temperatura mundial general en los 8 kilómetros inferiores de la atmósfera y en la temperatura de la superficie ha sido similar a $0,1^\circ\text{C}$ por decenio.
- Desde el inicio de los registros por satélite en 1979, las mediciones efectuadas por los satélites y por los globos meteorológicos muestran que la temperatura mundial general en los 8 kilómetros inferiores de la atmósfera ha cambiado en $+0,05 \pm 0,10^\circ\text{C}$ por decenio, pero la temperatura mundial general de la superficie ha aumentado considerablemente $+0,15 \pm 0,05^\circ\text{C}$ por decenio. La diferencia en los ritmos de calentamiento es estadísticamente significativa. Esta diferencia se produce principalmente en las regiones tropicales y subtropicales.
- Los 8 kilómetros inferiores de la atmósfera y la superficie están influidos de manera distinta por factores como el agotamiento del ozono estratosférico, los aerosoles atmosféricos y el fenómeno El Niño. Por lo tanto, físicamente es verosímil esperar que en un corto período de tiempo (por ejemplo, 20 años) pueda haber diferencias en las tendencias térmicas. Además, las técnicas de muestreo espacial también pueden explicar ciertas diferencias en las tendencias, pero estas diferencias no están totalmente aclaradas.

1 La expresión *cambio climático* para el IPCC se refiere a cualquier cambio del clima a lo largo del tiempo, ya sea debido a la variabilidad natural o como consecuencia de la actividad humana. Esta acepción es distinta de la que se da en la Convención Marco sobre el Cambio Climático, donde *cambio climático* se refiere a un cambio del clima directa o indirectamente debido a la actividad humana que altera la composición de la atmósfera mundial y que se suma a la variabilidad natural del clima que se observa en períodos de tiempo comparables.

2 En total, 122 coordinadores y autores principales, 516 colaboradores, 21 redactores y 337 revisores expertos.

3 En el octavo período de sesiones del Grupo de trabajo I, que se celebró en Shanghai del 17 al 20 de enero de 2001, participaron delegaciones de 99 países miembros del IPCC.

4 El Segundo Informe de Evaluación del IPCC se menciona en este Resumen para responsables de políticas como SIE.

5 Las tendencias de las temperaturas generalmente se redondean al $0,05^\circ\text{C}$ más próximo por unidad de tiempo. Los períodos a menudo están limitados por la disponibilidad de datos.

6 En general se utiliza un nivel de significación estadística del 5 % y un nivel de confianza del 95 %.

7 En este Resumen para responsables de políticas y en el Resumen técnico se han utilizado las siguientes expresiones para indicar cálculos de confianza basados en apreciaciones: *prácticamente seguro* (más del 99 % de probabilidades de que el resultado sea verdad); *muy probable* (90 a 99 % de probabilidades); *probable* (66 a 90 % de probabilidades); *probabilidad media* (33 a 66 % de probabilidades); *improbable* (10 a 33 % de probabilidades); *muy improbable* (1 a 10 % de probabilidades); *excepcionalmente improbable* (menos del 1 % de probabilidades). Se aconseja al lector remitirse a cada capítulo para mayor información.

Figura 1: Variaciones de la temperatura de la superficie de la Tierra en los últimos 140 años y en el último milenio.

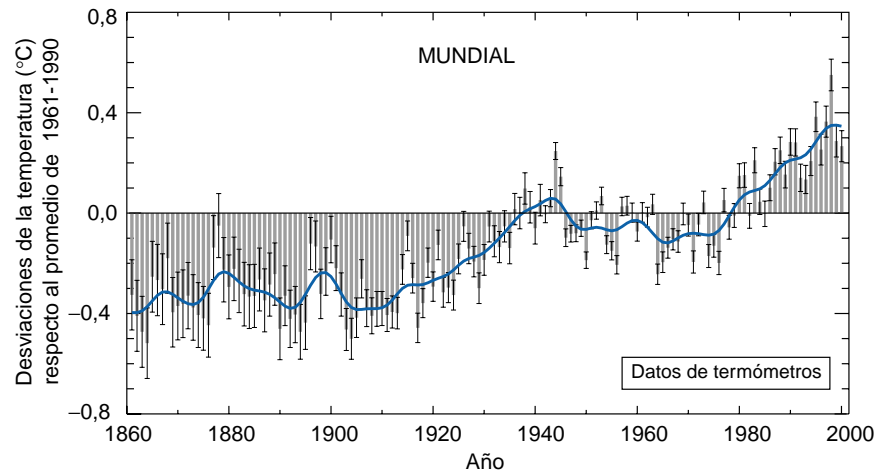
a) La temperatura de la superficie de la Tierra se expone anualmente (barras grises) y aproximadamente por decenio (línea azul, curva anual filtrada que suprime las fluctuaciones por debajo de las escalas temporales próximas). Hay incertidumbres en los datos anuales (las barras negras muy finas representan el intervalo de confianza del 95 %) debido a las lagunas de datos, a las incertidumbres y errores instrumentales aleatorios, a las incertidumbres en las correcciones de distorsiones en los datos de la temperatura de la superficie del océano y también en los ajustes por la urbanización. En los últimos 140 y 100 años, la mejor estimación indica que la temperatura promedio mundial de la superficie ha aumentado $0,6 \pm 0,2^\circ\text{C}$.

b) Asimismo, las variaciones anuales (curva gris oscuro) y las variaciones promedio en 50 años (curva azul) de la temperatura promedio de la superficie en el hemisferio norte durante los últimos 1.000 años se han reconstruido a partir de datos indirectos calibrados con respecto a los datos del termómetro (véase la lista de los principales datos indirectos en el diagrama). El intervalo de confianza del 95 % en los datos anuales se representa por medio de la zona gris clara. Estas incertidumbres aumentan en tiempos más distantes y siempre son mucho mayores que en el registro instrumental debido al uso de datos indirectos relativamente dispersos. A pesar de ello, el ritmo y la duración del calentamiento en el siglo XX han sido mucho mayores que en cualquiera de los nueve siglos anteriores. También es probable⁷ que los años noventa y el año 1998 hayan sido respectivamente el decenio y el año más calurosos del milenio.

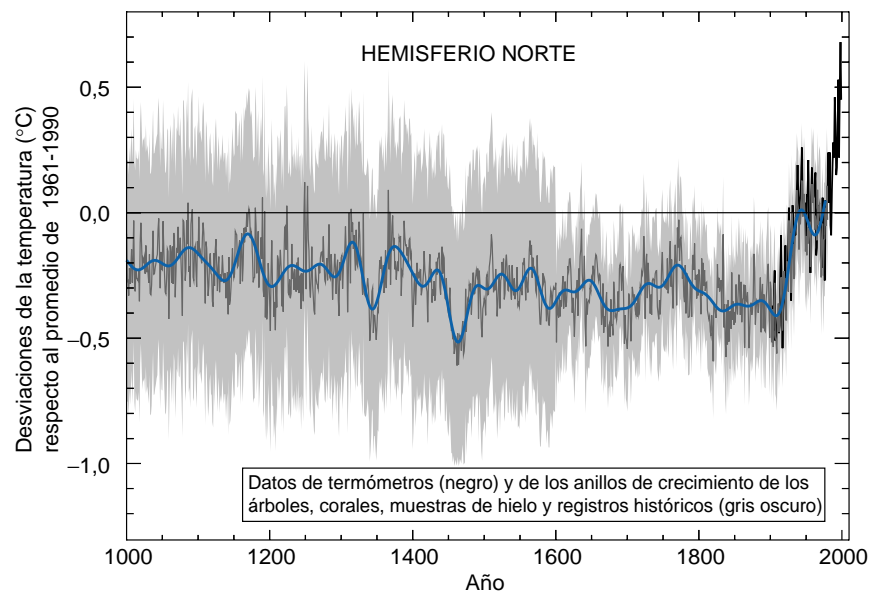
[Basado en: a) capítulo 2, Figura 2.7c y b) capítulo 2, Figura 2.20]

Variaciones de la temperatura de la superficie de la Tierra en:

a) los últimos 140 años



b) los últimos 1.000 años



La extensión del hielo y de la capa de nieve ha disminuido.

- Los datos de los satélites muestran que es muy probable⁷ que haya habido disminuciones de un 10 % en la extensión de la capa de nieve desde finales de los años 60, y las observaciones en tierra muestran que es muy probable⁷ que haya habido una reducción de unas dos semanas en la duración anual de la capa de hielo en lagos y ríos en latitudes medias y altas del hemisferio norte durante el siglo XX.
- Ha habido una recesión generalizada de los glaciares de montaña en las regiones no polares durante el siglo XX.
- La extensión del hielo marino en primavera y verano en el hemisferio norte ha disminuido de 10 a 15 % desde los años cincuenta. Es probable⁷ que haya habido una disminución del 40 % en el espesor del hielo marino en el Ártico desde finales del verano hasta principios del otoño en los últimos decenios y una disminución considerablemente más lenta en el espesor del hielo marino en invierno.

El nivel medio del mar en todo el mundo ha subido y el contenido de calor de los océanos ha aumentado.

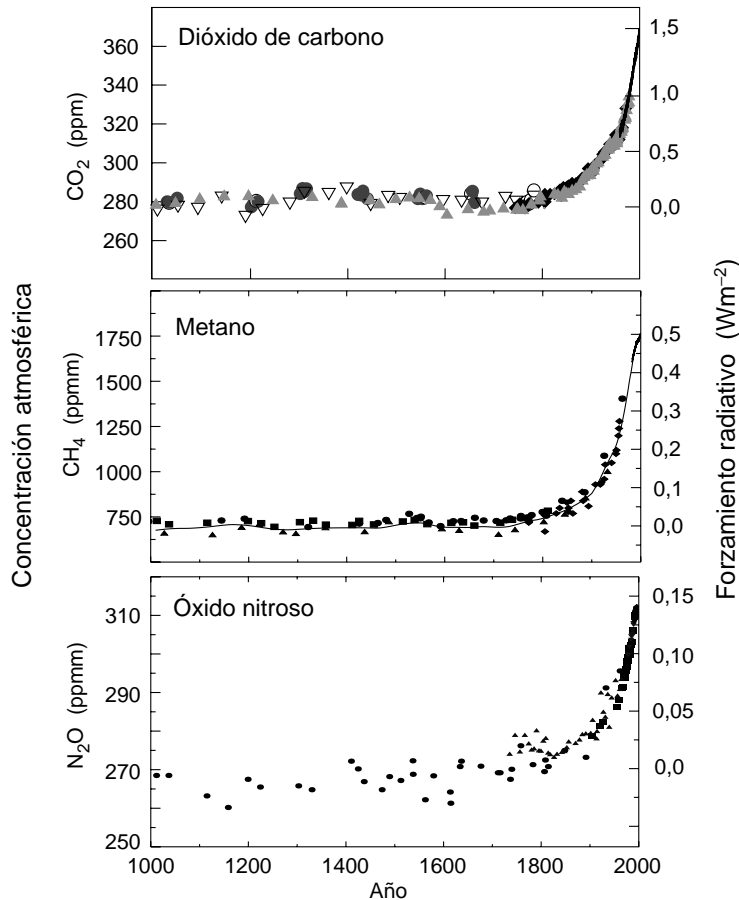
- Los datos de los mareógrafos muestran que el nivel medio del mar en el mundo subió entre 0,1 y 0,2 metros durante el siglo XX.
- El contenido de calor mundial de los océanos ha aumentado desde finales de los años cincuenta, período para el que se dispone de observaciones adecuadas de las temperaturas submarinas.

También se han producido cambios en otros aspectos importantes del clima.

- Es muy probable⁷ que las precipitaciones hayan aumentado de 0,5 a 1 % por decenio en el siglo XX en la mayoría de las latitudes medias y altas de los continentes del hemisferio norte y es probable⁷ que la cantidad de lluvia haya aumentado de 0,2 a 0,3 % por decenio en las regiones tropicales (de 10°N a 10°S). Los aumentos en los trópicos no son obvios en los últimos decenios.

Indicadores de la influencia humana en la atmósfera durante la era industrial

a) Concentraciones atmosféricas mundiales de tres gases de efecto invernadero (GEI) bien mezclados



b) Aerosoles de sulfatos depositados en el hielo de Groenlandia

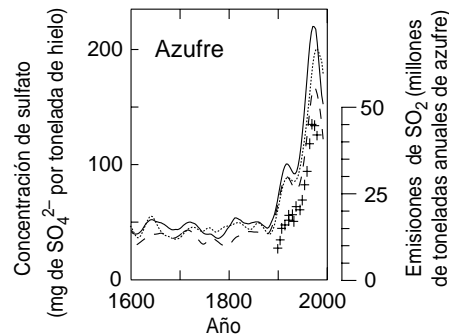


Figura 2: Los extensos registros de los cambios pasados en la composición atmosférica proporcionan el contexto para apreciar la influencia de las emisiones antropógenas.

a) muestra los cambios en las concentraciones atmosféricas de dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄), y óxido nitroso (N₂O) en los últimos 1 000 años. Los datos de las muestras de hielo y de las nevezas en diversos sitios de la Antártida y de Groenlandia (se utilizan símbolos diferentes), se suplementan con datos de las muestras atmosféricas directas de los últimos decenios (se indican por medio de la línea para el CO₂ e incorporados en la curva que representa el promedio mundial de CH₄). El forzamiento radiativo positivo calculado del sistema climático de estos gases se indica en la escala de la derecha. Dado que estos gases tienen un período de vida atmosférica de un decenio o más, están bien mezclados y sus concentraciones reflejan las emisiones de fuentes de todo el globo. Los tres registros muestran los efectos del gran incremento creciente de las emisiones antropógenas durante la era industrial.

b) ilustra la influencia de las emisiones industriales en las concentraciones atmosféricas de sulfato, que produce un forzamiento radiativo negativo. Se muestra el diagrama evolutivo de las concentraciones de sulfato, no en la atmósfera sino en las muestras de hielo en Groenlandia (se indican mediante líneas; se han eliminado los efectos episódicos de las erupciones volcánicas). Estos datos indican la deposición local de aerosoles de sulfatos en el lugar, lo cual refleja las emisiones de anhídrido sulfuroso (SO₂) en las latitudes medias del hemisferio norte. Este registro, a pesar de ser de un ámbito más regional que el de los gases de efecto invernadero (GEI) mezclados a escala mundial, demuestra el gran crecimiento de las emisiones antropógenas de SO₂ durante la era industrial. Los signos + indican las emisiones regionales importantes de SO₂ calculadas (escala de la derecha).

[Basado en: (a) capítulo 3, Figura 3.2b (CO₂); capítulo 4, Figura 4.1a y b (CH₄) y capítulo 4, Figura 4.2 (N₂O) y (b) capítulo 5, Figura 5.4a]

También es probable⁷ que la cantidad de lluvia haya disminuido en un 0,3% por decenio en gran parte de las zonas subtropicales (de 10°N a 30°N) del hemisferio norte durante el siglo XX. Contrariamente al hemisferio norte, no se han detectado cambios sistemáticos comparables en los promedios latitudinales amplios del hemisferio sur. No hay datos suficientes para establecer las tendencias de las precipitaciones en los océanos.

- En las latitudes medias y altas del hemisferio norte es probable⁷ que en la segunda mitad del siglo XX haya habido un

aumento del 2 al 4 % en la frecuencia de las precipitaciones fuertes. El aumento de estas precipitaciones puede deberse a diversas causas, como los cambios en la humedad atmosférica, las tormentas y las tempestades a gran escala.

- Es probable⁷ que haya habido un aumento de la nubosidad del 2 % en las zonas de latitud media y alta durante el siglo XX. En la mayoría de las zonas las tendencias corresponden bien a la disminución observada de la amplitud de la variación de las temperaturas diarias.

- Desde 1950 es muy probable⁷ que haya habido una reducción de la frecuencia de las temperaturas muy bajas y un menor aumento de la frecuencia de las temperaturas muy altas.
- Los episodios de calor del fenómeno El Niño-Oscilación Austral (ENOA) (que frecuentemente influye en las variaciones regionales de precipitaciones y temperaturas en muchas zonas de los trópicos, de los subtropicos y en algunas zonas de latitud media) han sido más frecuentes, persistentes e intensos desde mediados de los años 70 en comparación con los cien años anteriores.
- En el siglo XX (de 1900 a 1995) ha habido aumentos relativamente pequeños en las zonas terrestres con fuertes sequías o fuerte humedad. En muchas regiones, estos cambios están dominados por una variabilidad climática interdecenal y multidecenal, como el cambio en el ENOA hacia fases más cálidas.
- En algunas regiones, como en zonas de Asia y África, se ha observado un aumento de la frecuencia y de la intensidad de las sequías en los últimos decenios.

Algunos aspectos importantes del clima parecen no haber cambiado.

- Algunas zonas del globo no se han calentado en los últimos decenios, principalmente ciertas partes de los océanos del hemisferio sur y partes de la Antártida.
- No parece haber tendencias significativas en la extensión del hielo marino del Antártico desde 1978, período para el que se dispone de medidas por satélite fiables.
- Los cambios mundiales en la intensidad y frecuencia de las tempestades tropicales y extratropicales están dominados por las variaciones interdecenales y multidecenales y no hay tendencias significativas claras en el siglo XX. Los análisis contradictorios hacen difícil llegar a conclusiones definitivas acerca de la actividad de las tempestades, especialmente en las zonas extratropicales.
- No hay cambios sistemáticos en la frecuencia de los tornados, días de tormenta o granizadas en las zonas analizadas.

Las emisiones de gases de efecto invernadero (GEI) y de aerosoles debidas a las actividades humanas siguen modificando la atmósfera de diversas formas que se prevé que afectarán al clima.

Los cambios en el clima se producen como consecuencia de la variabilidad interna dentro del sistema climático y de factores externos (tanto naturales como antropógenos). La influencia de diversos factores externos en el clima permite ampliar comparaciones mediante el concepto de forzamiento radiativo⁸. Un forzamiento radiativo positivo, como el que se produce por las crecientes concentraciones de gases de efecto invernadero, tiende a calentar la superficie. Un forzamiento radiativo negativo, que puede deberse a un aumento de ciertos tipos de aerosoles (partículas microscópicas suspendidas en el aire), tiende a enfriar la superficie. Los factores naturales, como los cambios en las emisiones

solares o la actividad volcánica explosiva, también pueden producir un forzamiento radiativo. Es necesario caracterizar estos agentes de forzamiento climático y sus cambios con el tiempo (véase la Figura 2), con el fin de comprender los cambios climáticos pasados en el contexto de las variaciones naturales y para proyectar los cambios climáticos que podría depararnos el futuro. La Figura 3, muestra las previsiones actuales de forzamiento radiativo debidas a mayores concentraciones de componentes atmosféricos y a otros mecanismos.

Las concentraciones de gases atmosféricos de efecto invernadero y su forzamiento radiativo siguen aumentando como consecuencia de las actividades humanas.

- La concentración atmosférica de dióxido de carbono (CO_2) ha aumentado en un 31 % desde 1750. La concentración actual de CO_2 no se había superado en los últimos 420.000 años y es probable⁷ que tampoco en los últimos 20 millones de años. El ritmo actual de crecimiento no tiene precedentes, al menos en los últimos 20.000 años.
- Unas tres cuartas partes de las emisiones antropógenas de CO_2 en la atmósfera durante los últimos 20 años se deben a la quema de combustibles de origen fósil. El resto se debe principalmente a cambios en el uso de la tierra, especialmente la deforestación.
- Los océanos y la tierra actualmente captan juntos la mitad de las emisiones antropógenas de CO_2 . En la tierra, la absorción de CO_2 antropógeno muy probablemente⁷ superó las emisiones de CO_2 a causa de la deforestación en los años noventa.
- El ritmo de aumento de la concentración del CO_2 atmosférico fue de 1,5 ppm⁹ (0,4 %) por año en los dos últimos decenios. En los años noventa, el aumento anual varió de 0,9 ppm (0,2 %) a 2,8 ppm (0,8 %). Una gran parte de estas variaciones se debe al efecto de la variabilidad climática (por ejemplo, los fenómenos ENOA) en la absorción y emisión de CO_2 por parte de tierras y océanos.
- La concentración del metano (CH_4) en la atmósfera ha aumentado en 1.060 ppm⁹ (151 %) desde 1750 y sigue aumentando. La concentración de CH_4 no se había superado en los últimos 420.000 años. El crecimiento anual de la concentración de CH_4 fue más lento y se hizo más variable en los años noventa en comparación con los ochenta. Un poco más de la mitad de las emisiones de CH_4 actuales son antropógenas (por ejemplo, utilización de combustibles de origen fósil, ganadería, cultivo del arroz y vertederos). Además, recientemente se ha establecido que las emisiones de monóxido de carbono (CO) son una de las causas del aumento de la concentración del CH_4 .
- La concentración de óxido nitroso (N_2O) en la atmósfera ha aumentado en 46 ppm⁹ (17 %) desde 1750 y sigue aumentando. La concentración actual de N_2O no se ha superado al menos durante los últimos mil años. Un tercio aproximadamente de las emisiones de N_2O actuales son antropógenas (por ejemplo, tierras agrícolas, corrales de engorde de ganado e industrias químicas).
- Desde 1995 las concentraciones atmosféricas de muchos de estos gases de halocarbonos que agotan la capa de ozono y

8 El forzamiento radiativo es una medida de la influencia que un factor ejerce en la modificación del equilibrio entre la energía entrante y saliente en el sistema Tierra-atmósfera, y es un índice de la importancia del factor como mecanismo potencial de cambio climático. Se expresa en vatios por metro cuadrado (Wm^{-2}).

9 ppm (partes por millón) o ppm⁹ (partes por mil millones) es la proporción entre el número de moléculas de GEI y el número total de moléculas de aire seco. Por ejemplo, 300 ppm significa 300 moléculas de GEI por millón de moléculas de aire seco.

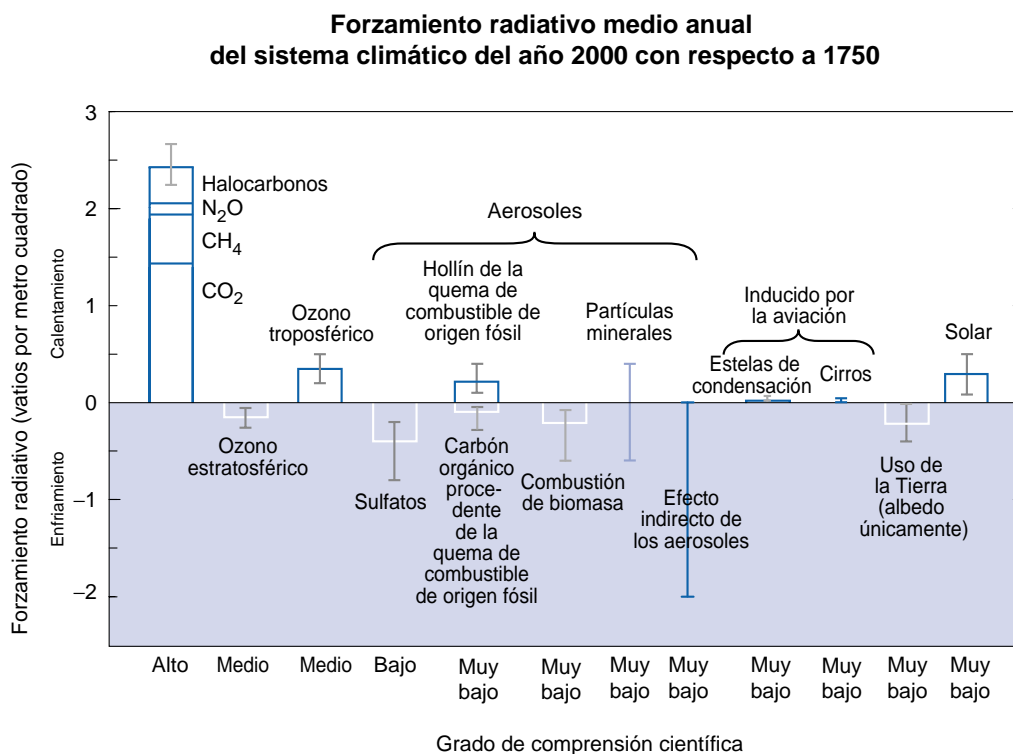


Figura 3: Muchos factores externos fuerzan el cambio climático.

Estos forzamientos radiativos se deben a los cambios en la composición atmosférica, a la alteración de la reflectancia superficial por el uso de la tierra y a la variación en las emisiones del Sol. Con excepción de la variación solar, hay alguna forma de actividad humana ligada a cada forzamiento. Las barras rectangulares representan los cálculos de las contribuciones de estos forzamientos —algunos de los cuales producen calentamiento, y otros enfriamiento—. No se muestra el forzamiento debido a los fenómenos episódicos volcánicos, que llevan a un forzamiento negativo que dura sólo unos años. El efecto indirecto de los aerosoles que se muestra es su efecto en el tamaño y número de gotas de las nubes. No se muestra un segundo efecto indirecto de los aerosoles en las nubes, es decir, su efecto en el período de vida de las nubes, que podría ocasionar también un forzamiento negativo. Los efectos de la aviación en los gases de efecto invernadero (GEI) se incluyen en las barras individuales. La línea vertical sobre las barras rectangulares indica el rango de estimaciones, calculado a partir de la dispersión de los valores publicados y de la comprensión del proceso físico. Algunos de los forzamientos tienen mayor grado de certidumbre que otros. Una línea vertical sin barra rectangular indica un forzamiento para el que no pueden darse mejores cálculos debido a grandes incertidumbres. El nivel general de comprensión científica de cada forzamiento varía considerablemente, como puede verse. Algunos de los agentes de forzamiento radiativo están bien mezclados en todo el globo, como ocurre con el CO₂, y perturban por ello el balance térmico mundial. Otros representan perturbaciones con características regionales más fuertes dada su distribución espacial, como es el caso de los aerosoles. Por esta y por otras razones, no puede esperarse que una simple suma de barras positivas y negativas denote el efecto neto en el sistema climático. Las simulaciones de este informe de evaluación (la Figura 5, por ejemplo) indican que el efecto neto calculado de estas perturbaciones es el calentamiento del clima mundial desde 1750. [Basado en el capítulo 6, Figura 6.6]

tienen un efecto invernadero (por ejemplo, CFCl₃ y CF₂Cl₂) están aumentando más lentamente o disminuyendo, en ambos casos como consecuencia de la reducción de las emisiones con motivo de la reglamentación del Protocolo de Montreal y de sus Enmiendas. Sus componentes substitutivos (por ejemplo, CHF₂Cl y CF₃CH₂F) y otros componentes sintéticos (por ejemplo, los perfluorocarbonos (PFC) y el hexafluoruro de azufre (SF₆)) son también gases de efecto invernadero y sus concentraciones están aumentando actualmente.

- Se calcula que el forzamiento radiativo debido al aumento de los GEI bien mezclados desde 1750 a 2000 es de 2,43 Wm⁻²: 1,46 Wm⁻² debido al CO₂; 0,48 Wm⁻² debido al CH₄; 0,34 Wm⁻² debido a los halocarbonos; y 0,15 Wm⁻² debido al N₂O (véase la Figura 3 donde también se ilustran las incertidumbres).
- Se calcula que el agotamiento observado de la capa de ozono estratosférico (O₃) desde 1979 a 2000 ha causado un forzamiento radiativo negativo (−0,15 Wm⁻²). Suponiendo que se cumpla toda la reglamentación actual sobre los halocarbonos, el forzamiento

positivo de los halocarbonos se reducirá, como se reducirá la magnitud del forzamiento negativo por el agotamiento del ozono estratosférico cuando la capa de ozono se recupere en el siglo XXI.

- Se calcula que la cantidad total de O₃ en la troposfera ha aumentado un 36 % desde 1750, principalmente a causa de las emisiones antropógenas de diversos gases que forman el O₃. Esto corresponde a un forzamiento radiativo positivo de 0,35 Wm⁻². El forzamiento del O₃ varía considerablemente de región en región y responde mucho más rápidamente a los cambios en las emisiones que los GEI de larga duración, como el CO₂.

Los aerosoles antropógenos son efímeros y producen principalmente un forzamiento radiativo negativo.

- La fuente más importante de aerosoles antropógenos es la quema de combustibles de origen fósil y de biomasa. Estas fuentes también están relacionadas con la degradación de la calidad del aire y la deposición de ácidos.

- Desde el Segundo Informe de Evaluación (SIE), se han logrado avances significativos en la caracterización de los papeles radiativos directos de diferentes tipos de aerosoles. Se calcula que el forzamiento radiativo directo es de $-0,4 \text{ Wm}^{-2}$ para los sulfatos, $-0,2 \text{ Wm}^{-2}$ para los aerosoles originados en la combustión de biomasa, $-0,1 \text{ Wm}^{-2}$ para el carbono orgánico de combustibles de origen fósil y de $+0,2 \text{ Wm}^{-2}$ para los aerosoles de hollín de combustibles de origen fósil. Se tiene mucha menos confianza en la capacidad de cuantificar el efecto directo total de los aerosoles y su evolución en el tiempo que en los gases citados anteriormente. Los aerosoles también varían considerablemente de región en región y responden rápidamente a los cambios en las emisiones.
- Además de su forzamiento radiativo directo, los aerosoles tienen un forzamiento radiativo indirecto por sus efectos en las nubes. Actualmente existe mayor certeza con respecto a este efecto indirecto, que es negativo, aunque de una magnitud muy incierta.
- Las simulaciones que incluyen cálculos del forzamiento antropógeno y natural reproducen los cambios a gran escala observados en la temperatura de la superficie durante el siglo XX (véase la Figura 4). Sin embargo, es posible que no se hubiesen incluido en los modelos los aportes de algunos forzamientos y procesos adicionales. A pesar de ello, la coherencia a gran escala entre los modelos y las observaciones puede emplearse para proporcionar una verificación independiente de los ritmos de calentamiento proyectados para los próximos decenios de acuerdo con un escenario de emisiones dado.
- Se han mejorado algunos aspectos de las simulaciones con modelos del ENOA, de los monzones y de la Oscilación del Atlántico Norte, así como de determinados períodos del clima pasado.

Los factores naturales han intervenido poco en el forzamiento radiativo del siglo pasado.

- Se ha calculado que el forzamiento radiativo debido a los cambios en la irradiancia solar desde 1750 es aproximadamente de $+0,3 \text{ Wm}^{-2}$, y la mayor parte de él se produjo en la primera mitad del siglo XX. Desde finales de los años 70, los instrumentos de los satélites han observado pequeñas oscilaciones debidas al ciclo solar de 11 años. Se han propuesto mecanismos para la amplificación de los efectos solares en el clima, pero actualmente falta una base teórica y observaciones rigurosas.
- Los aerosoles estratosféricos procedentes de erupciones volcánicas explosivas producen un forzamiento negativo que dura varios años. En los períodos que van de 1880 a 1920 y de 1960 a 1991 ha habido varias erupciones importantes.
- Se calcula que el cambio combinado en el forzamiento radiativo de los dos fenómenos naturales más importantes (la variación solar y los aerosoles volcánicos) fue negativo en los dos últimos decenios y posiblemente en los cuatro últimos.

La confianza en la capacidad de los modelos para proyectar el clima futuro ha aumentado.

Se necesitan modelos climáticos complejos basados en la física para lograr cálculos detallados de las retroacciones y de las características regionales. Estos modelos todavía no pueden simular todos los aspectos del clima (por ejemplo, aún no pueden dar cuenta totalmente de la tendencia observada en la diferencia de temperaturas de la superficie y de la troposfera desde 1979) y, además, existen determinadas incertidumbres con respecto a las nubes y a su interacción con la radiación y los aerosoles. No obstante, se ha mejorado la confianza en la capacidad de estos modelos para facilitar proyecciones útiles del clima futuro debido a los buenos resultados que han mostrado en un intervalo de escalas espaciales y temporales.

- Ha mejorado el conocimiento de los procesos climáticos y su incorporación a los modelos climáticos, incluyendo el vapor del agua, la dinámica del hielo marino y el transporte del calor del océano.
- Algunos modelos recientes producen simulaciones satisfactorias del clima actual sin tener que efectuar ajustes no físicos del calor y de los flujos de agua en la interfaz océano-atmósfera utilizada en los modelos anteriores.

Hay nuevas pruebas más fehacientes de que la mayor parte del calentamiento observado en los últimos 50 años se debe a las actividades humanas.

El Segundo informe de evaluación (SIE) concluye lo siguiente: “El balance de las pruebas indica una influencia humana apreciable en el clima mundial”. Este informe también advierte que las señales antropógenas estaban todavía surgiendo del fondo de la variabilidad climática natural. Desde la publicación del SIE ha habido avances en la reducción de la incertidumbre, especialmente con respecto a la distinción y cuantificación de la magnitud de las respuestas a distintas influencias externas. Aunque muchas de las fuentes de incertidumbre que establece el SIE siguen existiendo hasta cierto punto, las nuevas pruebas y la mejora de los conocimientos favorecen una conclusión actualizada.

- Existe un registro de temperaturas mayor y mejor estudiado y nuevos cálculos de la variabilidad mediante modelos. Es muy improbable⁷ que el calentamiento en los últimos cien años se deba únicamente a una variabilidad interna, como apuntan los modelos actuales. La reconstrucción de los datos climáticos de los últimos mil años (Figura 1b) también indica que este calentamiento era inhabitual y es improbable⁷ que sea totalmente de origen natural.
- Hay nuevos cálculos de la respuesta climática al forzamiento natural y antropógeno, y se han aplicado nuevas técnicas de detección. Los estudios de detección y atribución encuentran pruebas fundamentadas de una señal antropógena en el registro climático en los últimos 35 a 50 años.
- Las simulaciones de la respuesta a los forzamientos naturales únicamente (por ejemplo, la respuesta a la variabilidad en la irradiancia solar y en las erupciones volcánicas) no explican el calentamiento en la segunda mitad del siglo XX (véase, por ejemplo, la Figura 4a). No obstante, las simulaciones indican que los forzamientos naturales pueden haber contribuido al calentamiento observado en la primera mitad del siglo XX.
- El calentamiento en los últimos 50 años debido a los gases antropógenos de efecto invernadero puede identificarse a pesar de las incertidumbres en el forzamiento debido a los sulfatos antropógenos en aerosol y a factores naturales (volcanes e irradiancia solar). El forzamiento de los sulfatos antropógenos en aerosol, aunque incierto, es negativo en este período y, por consiguiente, no puede explicar el calentamiento. Se ha calculado también que los cambios en el forzamiento natural durante la mayor parte de este período son negativos y es improbable⁷ que puedan explicar el calentamiento.

Temperaturas medias mundiales anuales simuladas

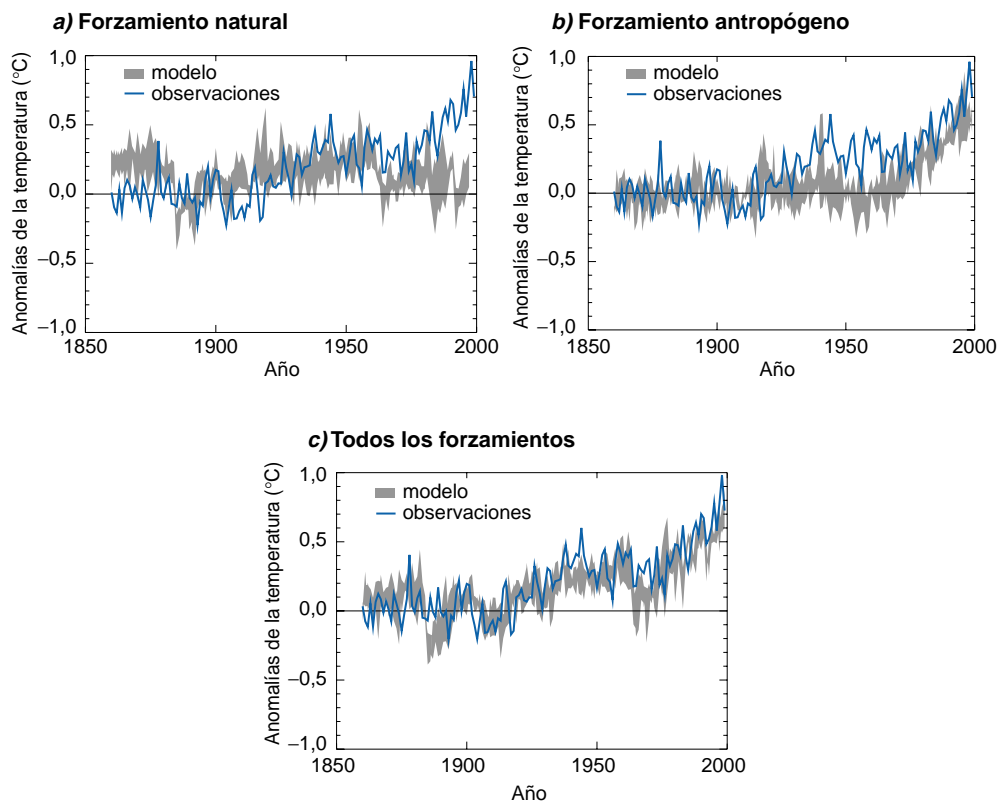


Figura 4: La simulación de las variaciones de la temperatura de la Tierra y la comparación de los resultados con los cambios medidos puede facilitar una mejor idea de las causas subyacentes de los cambios importantes.

Un modelo climático puede utilizarse para simular los cambios de temperatura que se producen por causas naturales y antropógenas. Las simulaciones que representa la banda en *a*) se hicieron sólo con forzamientos naturales (variación solar y actividad volcánica). Las simulaciones de la banda en *b*) se hicieron con forzamientos antropógenos (gases de efecto invernadero (GEI) y una estimación de los aerosoles de sulfatos) y las simulaciones que recoge la banda en *c*) se efectuaron con forzamientos naturales y antropógenos. En *b*) puede verse que la inclusión de forzamientos antropógenos proporciona una explicación verosímil de una parte importante de los cambios de temperatura observados en el último siglo, pero la mejor correspondencia con las observaciones se logra en *c*), al incluir tanto los factores naturales como los antropógenos. Estos resultados muestran que los forzamientos incluidos son suficientes para explicar los cambios observados, pero no excluyen la posibilidad de que hayan intervenido también otros forzamientos. Las bandas de los resultados de los modelos que se presentan aquí corresponden a cuatro ejecuciones del mismo modelo. En otros modelos con forzamiento antropógeno se logran resultados similares a los de *b*).

[Basado en el capítulo 12, Figura 12.7]

- Los estudios de detección y atribución en los que se comparan los cambios simulados en los modelos con los registros observados, pueden tener en cuenta ahora la incertidumbre en la magnitud de la respuesta modelada al forzamiento externo, en particular el debido a la incertidumbre referente a la sensibilidad del clima.
- La mayoría de estos estudios considera que, en los últimos 50 años, el ritmo y la magnitud de calentamiento calculados debidos únicamente a las concentraciones crecientes de GEI son comparables o mayores que el calentamiento observado. Además, la mayoría de los cálculos con los modelos que tienen en cuenta tanto los GEI como los aerosoles de sulfatos son coherentes con las observaciones hechas durante este período.
- La mejor concordancia entre las simulaciones con modelos y las observaciones en los últimos 140 años se hallan cuando se combinan todos los factores anteriores de forzamiento, naturales y antropógenos, como se ilustra en la Figura 4c. Estos resultados

muestran que los forzamientos incluidos son suficientes para explicar los cambios observados, pero no excluyen la posibilidad de que puedan haber intervenido otros forzamientos.

A la luz de las nuevas pruebas y teniendo en cuenta las incertidumbres que quedan, es probable⁷ que la mayoría del calentamiento observado en los últimos 50 años se deba al aumento de las concentraciones de gases de efecto invernadero.

Asimismo, es muy probable⁷ que el calentamiento del siglo XX haya influido de manera significativa en el aumento del nivel del mar observado, mediante la expansión térmica del agua del mar y la pérdida generalizada del hielo terrestre. Dentro de las incertidumbres actuales, las observaciones y modelos son coherentes con una falta de aceleración significativa del aumento del nivel del mar durante el siglo XX.

La influencia humana seguirá cambiando la composición atmosférica durante el siglo XXI.

Se han utilizado modelos para hacer proyecciones de las concentraciones atmosféricas de los GEI y de los aerosoles y, por lo tanto, del clima futuro, basándose en los escenarios de emisiones del Informe especial sobre escenarios de emisiones (IE-EE) del IPCC (Figura 5). Estos escenarios se elaboraron para actualizar las series IS92 que se emplearon en el SIE y que se muestran a título comparativo aquí en algunos casos.

Gases de efecto invernadero (GEI)

- Es prácticamente seguro⁷ que las emisiones de CO₂ debidas a la quema de combustible de origen fósil constituirán la influencia dominante en las tendencias de concentración atmosférica de CO₂ durante el siglo XXI.
- Al aumentar las concentraciones de CO₂ en la atmósfera, tierras y océanos absorberán una parte cada vez menor de las emisiones antropógenas de CO₂. El efecto neto de las retroacciones climáticas de tierras y océanos, según indican los modelos, es aumentar más las concentraciones atmosféricas de CO₂ previstas al disminuir la absorción de CO₂, tanto de los océanos como de las tierras.
- Hacia 2100, los modelos del ciclo del carbono prevén concentraciones atmosféricas de CO₂ de 540 a 970 ppm para los escenarios ilustrativos del IE-EE (de 90 a 250 % por encima de las concentraciones de 280 ppm del año 1750) (Figura 5b). Estas proyecciones comprenden las retroacciones climáticas de tierras y océanos. Las incluyen, especialmente las relativas a la magnitud de la retroacción climática desde la biosfera terrestre, producen una variación entre -10 y +30 % en cada escenario. El intervalo total se sitúa entre 490 y 1.260 ppm (entre 75 y 350 % por encima de la concentración de 1750).
- Los cambios en el uso de la tierra influyen en la concentración atmosférica del CO₂. Hipotéticamente, si todo el carbono emitido por los cambios de uso de la tierra que se han producido a lo largo de la historia pudiera devolverse a la biosfera terrestre durante el siglo (por ejemplo, mediante la reforestación), la concentración de CO₂ disminuiría entre 40 y 70 ppm.
- Los cálculos por modelo de las concentraciones de GEI distintos al CO₂ en el año 2100 varían considerablemente a lo largo de los escenarios ilustrativos del IE-EE: cambios en el CH₄ de -190 a +1.970 ppmm (la concentración actual es de 1.760 ppmm), cambios en el N₂O de +38 a +144 ppmm (la concentración actual es de 316 ppmm), cambios en el O₃ troposférico de -12 a +62 %, y un amplio intervalo de cambios en las concentraciones de HFC, PFC y SF₆, todos ellos con respecto al año 2000. En algunos escenarios, el O₃ troposférico total se convertiría en un agente de forzamiento radiativo tan importante como el CH₄ y, en gran parte del hemisferio norte, amenazaría el logro de los objetivos actuales de calidad del aire.
- Las reducciones en las emisiones de GEI y de los gases que controlan su concentración serían necesarias para estabilizar el forzamiento radiativo. Por ejemplo, para la mayoría de gases antropógenos importantes de efecto invernadero, los modelos del ciclo del carbono indican que la estabilización de las concentraciones atmosféricas de CO₂ en 450, 650 ó 1.000 ppm exigiría que las emisiones antropógenas mundiales de CO₂ bajasen por debajo de los niveles de 1990 en unos decenios, en un siglo o en dos

siglos, respectivamente, y siguiesen disminuyendo constantemente después. A la larga, las emisiones de CO₂ tendrían que disminuir y alcanzar el nivel de una pequeña fracción de las emisiones actuales.

Aerosoles

- Los escenarios del IE-EE incluyen la posibilidad de aumentos y disminuciones en los aerosoles antropógenos (por ejemplo, aerosoles de sulfatos en (Figura 5c), aerosoles de biomasa, aerosoles de hollín y de carbón orgánico) según la amplitud con que se utilice el combustible de origen fósil y las políticas para disminuir las emisiones contaminantes. Además, se prevé que los aerosoles naturales (por ejemplo, la sal marina, el polvo y las emisiones de la producción de aerosoles de sulfatos y aerosoles de carbono) aumentarán como consecuencia de los cambios en el clima.

El forzamiento radiativo en el siglo XXI

- Conforme a los escenarios ilustrativos del IE-EE relativos al año 2000, el forzamiento radiativo medio mundial debido a los GEI seguirá aumentando en el siglo XXI y la parte atribuible al CO₂ pasará de un poco más de la mitad a las tres cuartas partes. Se prevé que el cambio en el forzamiento radiativo directo e indirecto de los aerosoles sea de una magnitud menor a la del CO₂.

Se prevé que la temperatura media y el nivel del mar mundiales suban de acuerdo con los escenarios del IE-EE del IPCC.

Con el fin de hacer proyecciones del clima futuro, los modelos tienen en cuenta las emisiones pasadas y futuras de gases de efecto invernadero y de aerosoles. Por consiguiente, incluyen estimaciones del calentamiento hasta la fecha y la contribución de las emisiones del pasado al calentamiento futuro.

Temperatura

- Se prevé que la temperatura media mundial de la superficie aumente de 1,4 a 5,8°C (Figura 5d) durante el período 1990-2100. Estos son los resultados para el intervalo completo de los 35 escenarios del IE-EE basados en varios modelos climáticos^{10,11}.
- Se prevé que los aumentos de temperaturas sean mayores que los del SIE, que se situaban entre 1 y 3,5°C de acuerdo con los seis escenarios IS92. Las mayores temperaturas previstas y el mayor intervalo se deben principalmente a las emisiones de anhídrido sulfuroso más bajas en los escenarios del IE-EE con respecto a los escenarios IS92.

¹⁰ Los modelos climáticos complejos basados en la física son la principal herramienta para proyectar el cambio climático futuro. Con el fin de estudiar el intervalo completo de escenarios, éstos se complementan con modelos climáticos simples calibrados para producir una respuesta equivalente en la temperatura y en el nivel del mar a la de los modelos climáticos complejos. Estas proyecciones se obtienen por medio de un modelo climático simple cuya sensibilidad climática y absorción térmica del océano se calibran de acuerdo con los siete modelos climáticos complejos. La sensibilidad climática que se emplea en el modelo simple se sitúa entre 1,7 y 4,2°C, comparable con el intervalo normalmente aceptado de 1,5 a 4,5°C.

¹¹ Este intervalo no incluye las incertidumbres en la modelización del forzamiento radiativo (por ejemplo, las incertidumbres debidas al forzamiento de los aerosoles). Se incluye una pequeña retroacción climática de un ciclo del carbono.

Clima mundial del siglo XIX

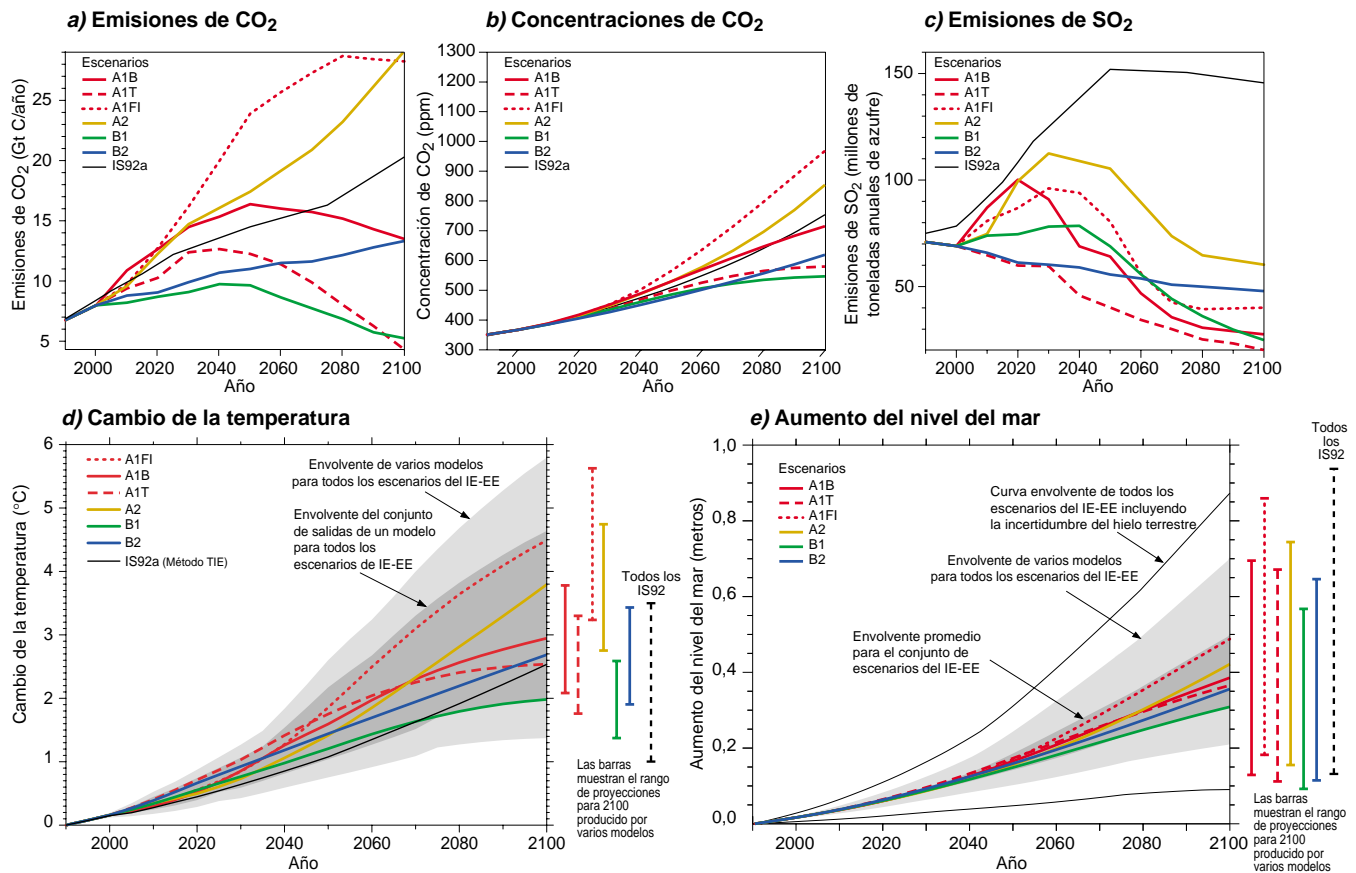


Figura 5: El clima mundial del siglo XXI dependerá de los cambios naturales y de la respuesta del sistema climático a las actividades humanas.

Los modelos climáticos proyectan la respuesta de muchas variables climáticas —como el aumento de la temperatura de la superficie y del nivel del mar mundiales— ante varios escenarios de gases de efecto invernadero y otras emisiones relacionadas con el hombre. a) muestra las emisiones de CO₂ de los seis escenarios ilustrativos del IE-EE, que se resumen en el recuadro de la página 19, junto con IS92a a efectos de comparación con el SIE. b) muestra las concentraciones proyectadas de CO₂. c) muestra las emisiones antropógenas de SO₂. No se muestran en esta figura las emisiones de otros gases y aerosoles, aunque se incluyen en el modelo. d) y e) muestran respectivamente las respuestas proyectadas de la temperatura y del nivel del mar. La mención “Envolvente de varios modelos para todos los escenarios del IE-EE” de d) y e) muestra respectivamente la subida de la temperatura y del nivel del mar en un modelo simple cuando se sintoniza con un número de modelos complejos con un intervalo de sensibilidades climáticas. Todas las curvas envolventes del IE-EE se refieren al intervalo completo de 35 escenarios del IE-EE. La mención “Envolvente promedio para el conjunto de escenarios del IE-EE” muestra el promedio de estos modelos para un intervalo de escenarios. Debe advertirse que el calentamiento y la subida del nivel del mar debidos a estas emisiones podrían continuar más allá del año 2100. También hay que indicar que este intervalo no tiene en cuenta la incertidumbre relativa a los cambios en la dinámica de los hielos en la capa de hielo del oeste del Antártico, ni explica las incertidumbres al proyectar las concentraciones de los aerosoles que no sean sulfatos y de los gases de efecto invernadero (GEI). [Basado en: a) capítulo 3, Figura 3.12, b) capítulo 3, Figura 3.12, c) capítulo 5, Figura 5.13, d) capítulo 9, Figura 9.14, e) capítulo 11, Figura 11.12, apéndice II].

- El ritmo de calentamiento previsto es mucho mayor que los cambios observados durante el siglo XX y es muy probable⁷ que sea algo sin precedente durante al menos los últimos 10.000 años, de acuerdo con los datos paleoclimáticos.
- En el año 2100 el rango en la respuesta de la temperatura de la superficie en el grupo de modelos climáticos ejecutados con un escenario dado es comparable al que se obtiene de un modelo sencillo ejecutado con los diferentes escenarios del IE-EE.
- En la escala de tiempo de varias decenas, el ritmo de calentamiento actual observado puede utilizarse para forzar la respuesta proyectada a un determinado escenario de emisiones a pesar de la incertidumbre en la sensibilidad climática. Este método indica que el calentamiento antropógeno se situará probablemente⁷ en el intervalo de 0,1 a 0,2°C por decenio durante los próximos decenios
- según el escenario IS92a, similar al rango de proyecciones correspondiente del modelo simplificado utilizado en la Figura 5d.
- Conforme a las recientes simulaciones mundiales modelizadas, es muy probable⁷ que casi todas las zonas terrestres se calentarán más rápidamente que la media mundial, especialmente las situadas en latitudes septentrionales altas en la estación fría. Entre los casos más destacados se encuentra el calentamiento en las regiones septentrionales de Norteamérica y en Asia central y del norte, zona que supera el calentamiento mundial medio en cada modelo en más del 40 %. En cambio, el calentamiento es inferior al cambio medio mundial en el sur y sureste de Asia en verano y en la región austral de Sudamérica en invierno.
- En muchos modelos se prevé que continuarán las recientes tendencias de la temperatura de la superficie asemejándose a las de

El Niño en el Pacífico tropical, con un calentamiento mayor en el Pacífico tropical oriental que en el occidental, lo cual supone un desplazamiento hacia el este de las precipitaciones correspondientes.

Precipitaciones

- Durante el siglo XXI se prevé un aumento de la concentración de vapor de agua y de las precipitaciones mundiales medias, de acuerdo con las simulaciones mundiales con modelos y para un amplio rango de modelos. Es probable⁷ que en la segunda mitad del siglo aumenten las precipitaciones en latitudes septentrionales medias y altas y en la Antártida en invierno. En latitudes bajas habrá aumentos y disminuciones regionales en las zonas terrestres. Es muy probable⁷ que se den grandes variaciones anuales de precipitaciones en la mayoría de las zonas donde se ha previsto un aumento de las precipitaciones medias.

Fenómenos extremos

En el cuadro 1 se describe una evaluación de confianza en los cambios observados en el clima y en el tiempo extremos durante la segunda mitad del siglo XX (columna de la izquierda) y en los cambios proyectados para el siglo XXI (columna de la derecha)^a. Esta evaluación se ha hecho a partir de estudios de observación y de modelización, así como de la verosimilitud física de las proyecciones futuras con

respecto a todos los escenarios habitualmente utilizados y se basa en los criterios de expertos⁷.

- En lo que se refiere a otros fenómenos extremos, muchos de los cuales ejercen un impacto importante en el medio ambiente y en la sociedad, actualmente no hay suficiente información para evaluar las tendencias recientes, y los modelos climáticos carecen de la precisión espacial necesaria para hacer proyecciones fiables. Por ejemplo, los fenómenos a escala muy pequeña, como las tormentas, los tornados, las granizadas y las descargas eléctricas, no se simulan en los modelos climáticos.

El Niño

- El grado de confianza en las proyecciones de los cambios en la frecuencia, amplitud y configuración espacial futuros de los fenómenos de El Niño en el Pacífico tropical se ve disminuido por algunas deficiencias acerca de la precisión con que los modelos complejos simulan El Niño. Las proyecciones actuales muestran poco cambio o un ligero aumento en la amplitud de los fenómenos de El Niño en los próximos cien años.
- Incluso sin cambios o con pocos cambios en la amplitud de El Niño, es probable⁷ que el calentamiento mundial produzca mayores extremos en la desecación y en las fuertes cantidades de lluvia y un aumento del riesgo de sequías y crecidas asociadas al fenómeno El Niño.

Cuadro 1: Evaluaciones del grado de confianza en los cambios observados y proyectados en fenómenos climáticos y de tiempo extremos

Grado de confianza en los cambios observados (segunda mitad del siglo XX)	Cambios en el fenómeno	Grado de confianza en los cambios proyectados (durante el siglo XXI)
Probable ⁷	Temperaturas máximas más elevadas y más calor en casi todas las zonas terrestres	Muy probable ⁷
Muy probable ⁷	Temperaturas mínimas más elevadas, menos días de frío y de heladas en casi todas las zonas terrestres	Muy probable ⁷
Muy probable ⁷	Menor amplitud del margen de variación de la temperatura diurna en la mayoría de las zonas terrestres	Muy probable ⁷
Probable ⁷ en muchas zonas	Aumento del índice de calor ¹² en las zonas terrestres	Muy probable ⁷ en la mayoría de las zonas
Probable ⁷ en muchas zonas terrestres de latitudes medias y altas del hemisferio norte	Más episodios ^b de precipitación intensa	Muy probable ⁷ en muchas zonas
Probable ⁷ en algunas zonas	Mayor desecación continental estival y riesgo asociado de sequía	Probable ⁷ en la mayoría de las zonas continentales interiores de latitud media (faltan proyecciones coherentes en las otras zonas)
No se observa en los pocos análisis disponibles	Aumento de las intensidades ^c máximas de los vientos de los ciclones tropicales	Probable ⁷ en algunas zonas
Datos insuficientes para efectuar una evaluación	Aumento de las intensidades ^c máximas y medias de las precipitaciones de los ciclones tropicales	Probable ⁷ en algunas zonas

^a Para mayor información, véanse los capítulos 2 (observaciones), 9 y 10 (proyecciones).

^b Para las otras zonas, no hay datos suficientes o los análisis son contradictorios.

^c Los cambios pasados y futuros en la ubicación y frecuencia de los ciclones tropicales no son seguros.

Monzones

- Es probable⁷ que el calentamiento asociado con mayores concentraciones de GEI produzca un aumento de la variabilidad de las precipitaciones monzónicas estivales en Asia. Los cambios en la duración y fuerza media de los monzones dependen de los detalles del escenario de emisión. La confianza en tales proyecciones también está limitada por la precisión con que los modelos climáticos simulan la evolución estacional detallada de los monzones.

Circulación termohalina

- La mayoría de modelos muestra un debilitamiento de la circulación termohalina de los océanos que ocasiona una reducción del transporte del calor hacia las latitudes altas del hemisferio norte. No obstante, incluso en los modelos en los que la circulación termohalina disminuye, existe todavía un calentamiento en Europa debido a la mayor cantidad de GEI. Las proyecciones actuales que utilizan modelos climáticos no sugieren que se detendrá la circulación termohalina hacia el año 2100. Más allá del año 2100 la circulación termohalina podría parar completamente, y posiblemente de manera irreversible, en cualquiera de los hemisferios si el cambio en el forzamiento radiativo es suficientemente grande y duradero.

Nieve y hielo

- Se prevé que la extensión de la capa de nieve y del hielo marino disminuirá más.
- Se prevé que los glaciares y los casquetes de hielo prosigan su retirada generalizada durante el siglo XXI.
- Es probable⁷ que la capa de hielo del Antártico crezca debido a las mayores precipitaciones, mientras que la capa de hielo de Groenlandia probablemente⁷ pierda masa debido a que el aumento de las escorrentías será superior al aumento de las precipitaciones.
- Se han manifestado inquietudes acerca de la estabilidad de la capa de hielo del oeste del Antártico, ya que está asentada debajo del nivel del mar. No obstante, actualmente se acepta generalmente que es muy improbable⁷ que la pérdida del hielo asentado en tierra produzca una subida importante del nivel del mar durante el siglo XXI, aunque su dinámica todavía no se comprende muy bien, especialmente para proyecciones en escalas temporales mayores.

Nivel del mar

- Se prevé que el nivel mundial medio del mar subirá entre 0,09 y 0,88 metros entre 1990 y 2100 para el intervalo completo de escenarios del IE-EE. Ello se debe principalmente a la expansión térmica y a la pérdida de masa de los glaciares y de los casquetes de hielo (Figura 5e). El intervalo de aumento del nivel del mar que se presentaba en el SIE era de 0,13 a 0,94 metros en función de los escenarios IS92. A pesar de las proyecciones de cambios de temperatura mayores en esta evaluación, las proyecciones para el nivel del mar son ligeramente inferiores, principalmente a causa de las mejoras en los modelos, que atribuyen una contribución menor de los glaciares y de las capas de hielo.

El cambio climático antropógeno perdurará muchos siglos.

- Las emisiones de GEI muy persistentes (por ejemplo, CO₂, N₂O, PFC, SF₆) tienen un efecto duradero en la composición

atmosférica, en el forzamiento radiativo y en el clima. Por ejemplo, varios siglos después de que se produjeran emisiones de CO₂, seguiría en la atmósfera una cuarta parte del aumento en la concentración de CO₂ causada por dichas emisiones.

- Una vez que se hayan estabilizado las concentraciones de GEI, las temperaturas promedio mundiales de la superficie subirían a un ritmo de sólo unas décimas de grado por siglo, en vez de varios grados por siglo como se proyectaba para el siglo XXI sin estabilización. Cuanto menor sea el nivel al que se estabilicen las concentraciones, menor será el cambio total de las temperaturas.
- Se prevé que la subida de la temperatura media mundial de la superficie y la subida del nivel del mar debida a la expansión térmica del océano continuarán durante cientos de años tras la estabilización de las concentraciones de los GEI (incluso a los niveles actuales), debido a la larga escala temporal con que se ajustan las profundidades del océano a los cambios climáticos.
- Las capas de hielo seguirán reaccionando ante el calentamiento climático y contribuirán a la subida del nivel del mar durante cientos de años una vez que se estabilice el clima. Los modelos climáticos indican que probablemente⁷ el calentamiento local sobre Groenlandia será de una a tres veces el del promedio mundial. Los modelos sobre la capa de hielo prevén que un calentamiento local superior a 3°C, de ser constante durante milenios, entrañaría la fusión casi completa de la capa de hielo de Groenlandia, lo que provocaría que el nivel del mar subiría unos 7 metros. Un calentamiento local de 5.5°C, de ser constante durante 1.000 años, probablemente⁷ supondría una subida del nivel del mar de 3 metros debida a la aportación de Groenlandia.
- Los modelos actuales sobre la dinámica de los hielos indican que la capa de hielo del oeste del Antártico podría producir una subida de 3 metros en el nivel del mar en los próximos mil años, pero estos resultados dependen mucho de las hipótesis de los modelos con respecto a los escenarios de cambio climático, la dinámica de los hielos y otros factores.

Se necesitan más medidas para tratar las lagunas de información y de comprensión.

Se necesita más investigación para mejorar la capacidad de detectar, asignar y comprender el cambio climático, reducir las incertidumbres y proyectar los cambios climáticos futuros. En particular, se necesitan más observaciones constantes y sistemáticas, así como estudios de procesos y de modelización. La disminución de las redes de observación constituye un problema serio. A continuación presentamos los campos que requieren intervenciones de manera prioritaria.

- Observaciones y reconstrucciones sistemáticas:
 - Invertir la disminución de las redes de observación en muchas partes del mundo.
 - Mantener y ampliar la base de observaciones para los estudios climáticos suministrando datos coherentes, a largo plazo y precisos que comprendan la aplicación de una estrategia para las observaciones mundiales integradas.
 - Mejorar la elaboración de reconstrucciones de los períodos climáticos pasados.

- Mejorar las observaciones de la distribución espacial de gases de efecto invernadero y aerosoles.
- Estudios de los procesos y de modelización:
 - Mejorar la comprensión de los mecanismos y factores que llevan a los cambios en el forzamiento radiativo.
 - Comprender y caracterizar los importantes procesos y retroacciones aún no resueltos, físicos y biogeoquímicos, en el sistema climático.
 - Mejorar los métodos para cuantificar las incertidumbres de las proyecciones y escenarios climáticos, incluyendo en ello las simulaciones de conjunto a largo plazo mediante modelos complejos.
 - Mejorar la estructura jerárquica integrada de los modelos climáticos mundiales y regionales haciendo hincapié en la simulación de la variabilidad climática, los cambios climáticos regionales y los fenómenos extremos.
- Establecer una relación más eficaz entre los modelos de clima físico y el sistema biogeoquímico y, al mismo tiempo, mejorar la combinación con las descripciones de las actividades humanas.

Íntimamente ligadas con estos puntos fundamentales, hay necesidades asociadas con el fortalecimiento de la coordinación y cooperación internacionales para utilizar mejor los recursos científicos, informáticos y los derivados de las observaciones. Ello exigiría que también se fomentase el libre intercambio de datos entre los científicos. Es necesario especialmente incrementar la capacidad de observación y de investigación en muchas regiones, sobre todo en los países en desarrollo. Por último, existe el imperativo constante de comunicar los avances de las investigaciones en términos que sean pertinentes para tomar decisiones, meta fundamental de esta evaluación.

Escenarios de emisiones del Informe especial sobre escenarios de emisiones (IE-EE)

A1. La familia de escenarios y línea evolutiva A1 describe un mundo futuro de crecimiento económico muy rápido; la población mundial alcanza su nivel más alto a mitad del siglo y disminuye posteriormente, produciéndose una rápida introducción de nuevas tecnologías más eficaces. Las cuestiones importantes subyacentes son la convergencia entre las regiones, la capacitación y mayores interacciones culturales y sociales, con una importante reducción de las diferencias regionales en los ingresos per cápita. La familia de escenarios A1 se divide en tres grupos que describen las distintas direcciones del cambio tecnológico en el sistema energético. Los tres grupos A1 se distinguen por su énfasis tecnológico: fuentes de energía intensivas de origen fósil (A1FI), de origen no fósil (A1T) o un equilibrio entre todas las fuentes (A1B) (el equilibrio se define como la no dependencia excesiva de una fuente de energía concreta, suponiendo que se apliquen ritmos similares de mejoras en todas las formas de aprovisionamiento energético y en las tecnologías de uso final).

A2. La familia de escenarios y línea evolutiva A2 describe un mundo muy heterogéneo. La cuestión subyacente es la autosuficiencia y preservación de las identidades locales. Los perfiles de fertilidad en las distintas regiones tienden a converger muy lentamente, lo cual acarrea un aumento continuo constante de la población. El desarrollo económico tiene una orientación principalmente regional y el crecimiento económico per cápita y el cambio tecnológico están más fragmentados y son más lentos que en otras líneas evolutivas.

B1. La familia de escenarios y línea evolutiva B1 describe un mundo convergente, con la misma población mundial, que alcanza su nivel más alto a mediados del siglo para disminuir posteriormente, como en la línea evolutiva A1 pero con cambios rápidos en las estructuras económicas hacia una economía de la información y de los servicios, con reducciones en el consumo de materiales e introducción de tecnologías limpias y de recursos eficaces. En esta línea evolutiva se hace hincapié en las soluciones mundiales a la sostenibilidad económica, social y ambiental, lo que comprende una mejora de la equidad, pero sin iniciativas climáticas adicionales.

B2. La familia de escenarios y línea evolutiva B2 describe un mundo en el que se hace hincapié en las soluciones locales a la sostenibilidad económica, social y ambiental. Se trata de un mundo cuya población mundial crece continuamente, a un ritmo menor al de la línea evolutiva A2, con niveles medios de desarrollo económico y cambios tecnológicos menos rápidos y más variados que en las líneas evolutivas B1 y A1. Aunque el escenario también está orientado hacia la protección ambiental y la equidad social, se centra en los niveles local y regional.

Se ha escogido un escenario ilustrativo de cada uno de los seis grupos de escenarios A1B, A1FI, A1T, A2, B1 y B2. Todos deben considerarse igualmente adecuados.

Los escenarios del IE-EE no incluyen otras iniciativas climáticas, lo cual significa que no se incluyen los escenarios que suponen explícitamente la aplicación de la Convención Marco sobre el Cambio Climático, de las Naciones Unidas, o los objetivos de emisiones del Protocolo de Kioto.

REFERENCIAS DEL RESUMEN PARA RESPONSABLES DE POLÍTICAS (RRP)

En este apéndice se presentan las referencias que remiten los temas tratados en el Resumen para responsables de políticas (página y tema en cada punto) a las secciones correspondientes de los capítulos del informe completo que contienen información más amplia acerca del tema.

Un conjunto de observaciones cada vez mayor describe la imagen global de un mundo en fase de calentamiento y de otros cambios en el sistema climático.

<i>Página del RRP</i>	<i>Referencia: Tema del RRP — Capítulo y sección</i>
3	<i>La temperatura media mundial de la superficie ha aumentado de 0,6°C aproximadamente en el siglo XX</i> • Capítulo 2.2.2 • Capítulo 2.2.2 • Capítulo 2.3 • Capítulo 2.2.2
3	<i>Las temperaturas han aumentado durante los cuatro últimos decenios en los 8 kilómetros inferiores de la atmósfera</i> • Capítulo 2.2.3 y 2.2.4 • Capítulo 2.2.3 y 2.2.4 • Capítulo 2.2.3, 2.2.4 y • Capítulo 12.3.2
4	<i>La extensión del hielo y de la capa de nieve ha disminuido</i> • Para los tres puntos: Capítulo 2.2.5 y 2.2.6
4	<i>El nivel medio del mar en todo el mundo ha subido y el contenido de calor de los océanos ha aumentado</i> • Capítulo 11.3.2 • Capítulo 2.2.2 y • Capítulo 11.2.1
4	<i>También se han producido cambios en otros aspectos importantes del clima</i> • Capítulo 2.5.2 • Capítulo 2.7.2 • Capítulo 2.2.2 y 2.5.5 • Capítulo 2.7.2 • Capítulo 2.6.2 y 2.6.3 • Capítulo 2.7.3 • Capítulo 2.7.3
6	<i>Algunos aspectos importantes del clima parecen no haber cambiado</i> • Capítulo 2.2.2 • Capítulo 2.2.5 • Capítulo 2.7.3 • Capítulo 2.7.3

Las emisiones de gases de efecto invernadero y de aerosoles debidas a las actividades humanas siguen modificando la atmósfera de diversas formas que se prevé que afectarán al clima.

<i>Página del RRP</i>	<i>Referencia: Tema del RRP — Capítulo y sección</i>
6	Párrafo: “Los cambios en el clima se producen ...” Capítulo 1, Capítulo 3.1, Capítulo 4.1, Capítulo 5.1, Capítulo 6.1, 6.2, 6.9, 6.11 y 6.13
6	<i>Las concentraciones de gases atmosféricos de efecto invernadero y su forzamiento radiativo siguen aumentando como consecuencia de las actividades humanas.</i> Dióxido de carbono: • Capítulos 3.3.1, 3.3.2, 3.3.3 y 3.5.1 • Capítulo 3.5.1 • Capítulo 3.2.2, 3.2.3, 3.5.1 y Cuadro 3.1 • Capítulo 3.5.1 y 3.5.2 Metano: • Capítulo 4.2.1 Óxido nítrico: • Capítulo 4.2.1 Halocarbonos: • Capítulo 4.2.2 Forzamiento radiativo de gases uniformemente/mezclados • Capítulo 4.2.1 y Capítulo 6.3 Ozono estratosférico: • Capítulo 4.2.2 y Capítulo 6.4 Ozono troposférico: • Capítulo 4.2.4 y Capítulo 6.5
7	<i>Los aerosoles antropógenos son efímeros y producen principalmente un forzamiento radiativo negativo.</i> — • Capítulo 5.2 y 5.5.4 • Capítulo 5.1, 5.2 y Capítulo 6.7 • Capítulo 5.3.2, 5.4.3 y Capítulo 6.8
8	<i>Los factores naturales han intervenido poco en el forzamiento radiativo del siglo pasado.</i> — • Capítulo 6.11 y 6.15.1 • Capítulo 6.9 y 6.15.1 • Capítulo 6.15.1

La confianza en la capacidad de los modelos para proyectar el clima futuro ha aumentado

<i>Página del RRP</i>	<i>Referencia: Tema del RRP — Capítulo y sección</i>
8	Párrafo: “Se necesitan modelos climáticos ...” Capítulo 8.3.2, 8.5.1, 8.6.1, 8.10.3 y Capítulo 12.3.2
8	• Capítulo 7.2.1, 7.5.2 y 7.6.1 • Capítulo 8.4.2 • Capítulo 8.6.3 y Capítulo 12.3.2 • Capítulo 8.5.5, 8.7.1 y 8.7.5

Hay nuevas pruebas más fehacientes de que la mayor parte del calentamiento observado en los últimos 50 años se debe a las actividades humanas

<i>Página del RRP</i>	<i>Referencia: Tema del RRP — Capítulo y sección</i>
8	Párrafo: “El Segundo informe de evaluación (SIE) ...” Capítulo 12.1.2 y 12.6
8–9	• Capítulo 12.2.2, 12.4.3 y 12.6 • Capítulo 12.4.1, 12.4.2, 12.4.3 y 12.6 • Capítulo 12.2.3, 12.4.1, 12.4.2, 12.4.3 y 12.6 • Capítulo 12.4.3 y 12.6 • Capítulo 12.6
9	“A la luz de las nuevas pruebas ...” Capítulo 12.4 y 12.6
9	“Asimismo, es muy probable ...” Capítulo 11.4

La influencia humana seguirá cambiando la composición atmosférica durante el siglo XXI.

<i>Página del RRP</i>	<i>Referencia: Tema del RRP — Capítulo y sección</i>
10	Párrafo: “Se han utilizado modelos para hacer ...” Capítulo 4.4.5 y Apéndice II
10	<i>Gases de efecto invernadero</i> • Capítulo 3.7.3 y Apéndice II • Capítulo 3.7.1, 3.7.2, 3.7.3 y Apéndice II • Capítulo 3.7.3 y Apéndice II • Capítulo 3.2.2 y Apéndice II • Capítulo 4.4.5, 4.5, 4.6 y Apéndice II • Capítulo 3.7.3
10	<i>Aerosoles</i> • Capítulo 5.5.2, 5.5.3 y Apéndice II
10	<i>El forzamiento radiativo en el siglo XXI</i> • Capítulo 6.15.2 y Apéndice II

Se prevé que la temperatura media y el nivel del mar mundiales suban de acuerdo con los escenarios del IE-EE del IPCC

<i>Página del RRP</i>	<i>Referencia: Tema del RRP — Capítulo y sección</i>
10	<i>Temperatura</i> • Capítulo 9.3.3 • Capítulo 9.3.3 • Capítulo 2.2.2, 2.3.2 y 2.4 • Capítulo 9.3.3 y Capítulo 10.3.2 • Capítulo 8.6.1, Capítulo 12.4.3, Capítulo 13.5.1 y 13.5.2 • Capítulo 10.3.2 y Recuadro 10.1 • Capítulo 9.3.2
12	<i>Precipitaciones</i> • Capítulo 9.3.1, 9.3.6, Capítulo 10.3.2 y Recuadro 10.1
12	<i>Fenómenos extremos</i> Cuadro 1: Capítulo 2.1, 2.2, 2.5, 2.7.2, 2.7.3, Capítulo 9.3.6 y Capítulo 10.3.2 • Capítulo 2.7.3 y Capítulo 9.3.6

Se prevé que la temperatura media y el nivel del mar mundiales suban de acuerdo con los escenarios del IE-EE del IPCC (cont.)

Página del RRP Referencia: Tema del RRP — Capítulo y sección

12	<i>El Niño</i> • Capítulo 9.3.5 • Capítulo 9.3.5
13	<i>Monzones</i> • Capítulo 9.3.5
13	<i>Circulación termohalina</i> • Capítulo 9.3.4
13	<i>Nieve y hielo</i> • Capítulo 9.3.2 • Capítulo 11.5.1 • Capítulo 11.5.1 • Capítulo 11.5.4
13	<i>Nivel del mar</i> • Capítulo 11.5.1

El cambio climático antropógeno perdurará muchos siglos.

Página del RRP Referencia: Tema del RRP — Capítulo y sección

13	• Capítulo 3.2.3, Capítulo 4.4 y Capítulo 6.15 • Capítulo 9.3.3 y 9.3.4 • Capítulo 11.5.4 • Capítulo 11.5.4 • Capítulo 11.5.4
----	---

Se necesitan más medidas para tratar las lagunas de información y de comprensión

Página del RRP Referencia: Tema del RRP — Capítulo y sección

13-14	Para todos los puntos: Capítulo 14, Resumen ejecutivo
-------	---

RESUMEN TÉCNICO

CAMBIO CLIMÁTICO 2001 — LA BASE CIENTÍFICA

Informe especial del Grupo de trabajo I del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático

La “aceptación” de los informes del IPCC en un período de sesiones del grupo de trabajo o del grupo de expertos significa que el texto no ha sido sometido a examen y consenso párrafo por párrafo, pero no obstante presenta una visión amplia, objetiva y equilibrada del asunto en cuestión.

Coordinadores principales

D.L. Albritton (EE.UU.), L.G. Meira Filho (Brasil)

Autores principales

U. Cubasch (Alemania), X. Dai (China), Y. Ding (China), D.J. Griggs (Reino Unido), B. Hewitson (Sudáfrica), J.T. Houghton (Reino Unido), I. Isaksen (Noruega), T. Karl (EE.UU.), M. McFarland (EE.UU.), V.P. Meleshko (Federación de Rusia), J.F.B. Mitchell (Reino Unido), M. Noguer (Reino Unido), B.S. Nyenzi (Tanzanía), M. Oppenheimer (EE.UU.), J.E. Penner (EE.UU.), S. Pollonais (Trinidad y Tabago), T. Stocker (Suiza), K.E. Trenberth (EE.UU.)

Colaboradores

M.R. Allen, (Reino Unido), A.P.M. Baede (Países Bajos), J.A. Church (Australia), D.H. Ehhalt (Alemania), C.K. Folland (Reino Unido), F. Giorgi (Italia), J.M. Gregory (Reino Unido), J.M. Haywood (Reino Unido), J.I. House (Alemania), M. Hulme (Reino Unido), V.J. Jaramillo (México), A. Jayaraman (India), C.A. Johnson (Reino Unido), S. Joussaume (Francia), D.J. Karoly (Australia), H. Kheshgi (EE.UU.), C. Le Quéré (Francia), L.J. Mata (Alemania), B.J. McAvaney (Australia), L.O. Mearns (EE.UU.), G.A. Meehl (EE.UU.), B. Moore III (EE.UU.), R.K. Mugara (Zambia), M. Prather (EE.UU.), C. Prentice (Alemania), V. Ramaswamy (EE.UU.), S.C.B. Raper (Reino Unido), M.J. Salinger (Nueva Zelanda), R. Scholes (Sudáfrica), S. Solomon (EE.UU.), R. Stouffer (EE.UU.), M-X. Wang (China), R.T. Watson (EE.UU.), K-S. Yap (Malasia)

Redactores

F. Joos (Suiza), A. Ramirez-Rojas (Venezuela), J.M.R. Stone (Canadá), J. Zillman (Australia)

A. Introducción

A.1 El IPCC y sus grupos de trabajo

El Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) fue creado por la Organización Meteorológica Mundial (OMM) y el programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA) en 1988. El objetivo era y sigue siendo proporcionar una evaluación de la comprensión de todos los aspectos del cambio climático¹, incluso cómo las actividades humanas pueden provocar esos cambios y sufrir sus consecuencias. Se había reconocido ampliamente que las emisiones de gases de efecto invernadero (GEI) en las que influyen los seres humanos pueden alterar el sistema climático (véase el recuadro 1), con posibles efectos perniciosos o benéficos. También se reconocía que para afrontar esas cuestiones planetarias era necesaria una organización a escala mundial, y una la evaluación de la y una del asunto por las comunidades de expertos del mundo entero.

En su primer período de sesiones, el IPCC se organizó en tres grupos de trabajo. Las tareas actuales de los grupos de trabajo son: para el Grupo de trabajo I, los aspectos científicos del sistema climático y del cambio climático; para el Grupo de trabajo II, los impactos y las adaptaciones al cambio climático, y para el Grupo de trabajo III, las opciones para atenuar el cambio climático. El IPCC presentó su Primer Informe de Evaluación (PIE) importante en 1990 y su Segundo Informe de Evaluación (SIE) importante en 1996.

Los informes del IPCC (i) son descripciones actualizadas de lo que se sabe y lo que no se sabe acerca del sistema climático y sus factores conexos, (ii) están basados en los conocimientos de las comunidades de expertos internacionales, (iii) se producen mediante un procedimiento profesional abierto y examinado entre pares, y (iv) están basados en publicaciones científicas cuyos resultados se resumen en términos útiles para los responsables de tomar decisiones. Aunque la información evaluada es pertinente para adoptar políticas, el IPCC no establece una política pública general, ni aboga por ninguna en especial.

El alcance de las evaluaciones del Grupo de trabajo I incluye observaciones de los cambios y tendencias actuales en el sistema climático, una reconstrucción de los cambios y tendencias históricos, una comprensión de los procesos involucrados en tales cambios y la incorporación de este conocimiento a modelos que puedan atribuir las causas de los cambios, así como proporcionar la simulación de cambios futuros naturales y provocados por los seres humanos en el sistema climático.

A.2 El Primer y el Segundo Informes de Evaluación del Grupo de trabajo I

En su Primer Informe de Evaluación en 1990, el Grupo de trabajo I describió en términos generales el estado de la comprensión del sistema

climático y del cambio climático que se había logrado en los decenios precedentes de investigación. Se destacaron varios aspectos importantes. El efecto invernadero es una característica natural del planeta y se comprende sus fundamentos físicos. La concentración de GEI en la atmósfera estaba aumentando, debido en gran medida a las actividades humanas. Se predijo que un continuo incremento de las emisiones de GEI en el futuro provocaría considerables aumentos en la temperatura media de la superficie del planeta, que excederían la variación natural de los últimos varios milenios y que sólo podría revertirse lentamente. El siglo pasado había experimentado, para esa fecha, un calentamiento en la superficie de casi 0,5°C, claramente coherente con los incrementos que predecían los modelos climáticos en los GEI, pero también era comparable a lo que se sabía entonces acerca de la variación natural. Por último, se señaló que el nivel actual de comprensión en ese momento y las capacidades existentes de los modelos climáticos limitaban la predicción de los cambios del clima en regiones específicas.

Basándose en los resultados de nuevas investigaciones y en los informes especiales producidos en el ínterin, el Grupo de trabajo I del IPCC evaluó el nuevo estado de la comprensión en su Segundo Informe de Evaluación (SIE²) en 1996. En ese informe se recalzó que la concentración de gases de efecto invernadero seguía aumentando en la atmósfera y que sería necesario reducir muy sustancialmente las emisiones para estabilizar las concentraciones de gases de efecto invernadero en la atmósfera (que es el objetivo último del Artículo 2 de la Convención Marco sobre el Cambio Climático, de las Naciones Unidas). Además, la temperatura mundial continuó aumentando en general y los últimos años fueron los más cálidos por lo menos desde 1860. La capacidad de los modelos climáticos para simular hechos y tendencias observados había mejorado, en particular con la inclusión de los sulfatos en aerosol y el ozono estratosférico como agentes de forzamiento radiativo en los modelos climáticos.

Utilizando esta capacidad de simulación para comparar las pautas observadas en los cambios regionales de temperatura, en ese informe se llegó a la conclusión de que la capacidad de cuantificar la influencia humana sobre el clima mundial era limitada. Las limitaciones surgían porque la señal prevista todavía estaba surgiendo del ruido de la variabilidad natural y debido a la incertidumbre sobre otros factores clave. Sin embargo, el informe llegó también a la conclusión de que “el saldo de la evidencia sugiere una discernible influencia humana sobre el clima mundial”. Por último, a partir de una serie de escenarios hipotéticos sobre la abundancia de GEI, se simuló un conjunto de respuestas del sistema climático.

A.3 El Tercer Informe de Evaluación: este Resumen Técnico

El Tercer Informe de Evaluación importante del Grupo de trabajo I del IPCC se cimenta en esas evaluaciones anteriores e incorpora los resultados de los últimos cinco años de investigación sobre el clima. Este

1 En el uso del IPCC, cambio climático se refiere a todo cambio en el clima a través del tiempo, ya sea debido a la variabilidad natural o como resultado de actividades humanas. Este uso difiere del que se hace en el Convención Marco sobre el Cambio Climático, donde cambio climático se refiere a un cambio en el clima atribuido directa o indirectamente a actividades humanas que alteran la composición de la atmósfera mundial y que se suman a la variabilidad natural del clima observada durante períodos comparables. Véase la definición de los términos científicos y técnicos en el Glosario del Apéndice I.

2 En este Resumen técnico se hace referencia al Segundo Informe de Evaluación del IPCC como SIE.

Recuadro 1: ¿Qué es lo que produce cambios en el clima?

La Tierra absorbe la radiación del Sol, sobre todo en la superficie. Esta energía es redistribuida luego por las circulaciones atmosférica y oceánica, y es irradiada nuevamente al espacio en longitudes de onda más largas (infrarrojas). Para la media anual y para la Tierra en su conjunto, la energía de la radiación solar que ingresa se equilibra aproximadamente con la radiación terrestre saliente. Cualquier factor que altere la radiación recibida del Sol o perdida en el espacio, o que altere la redistribución de energía dentro de la atmósfera y entre atmósfera, tierra y océano, puede afectar el clima. Un cambio en la energía radiativa neta disponible para el sistema mundial de Tierra-atmósfera se denomina aquí, y en los informes anteriores del IPCC, forzamiento radiativo. Los forzamientos radiativos positivos tienden a calentar la superficie de la Tierra y la atmósfera inferior. Los forzamientos radiativos negativos tienden a enfriarlas.

Los aumentos en las concentraciones de gases de efecto invernadero (GEI) reducirán la eficiencia con la cual la superficie de la Tierra irradia energía al espacio. La atmósfera absorbe más radiación terrestre que se desprende de la superficie y vuelve a emitirla en altitudes superiores y temperaturas más bajas. Así se produce un forzamiento radiativo positivo que tiende a calentar la atmósfera inferior y la superficie. Como se desprende menos calor hacia el espacio, se refuerza el efecto invernadero, es decir que se intensifica un efecto que ha ocurrido en la atmósfera de la Tierra durante miles de millones de años, debido a la presencia de GEI que se producen naturalmente: vapor de agua, dióxido de carbono, ozono, metano y óxido nitroso. La cantidad de forzamiento radiativo depende de la magnitud del aumento en la concentración de cada GEI, de las propiedades radiativas de los gases en cuestión y de las concentraciones de otros GEI ya presentes en la atmósfera. Además, muchos GEI permanecen en la atmósfera durante siglos después de haber sido emitidos, introduciendo así un compromiso a largo plazo de forzamiento radiativo positivo.

Los aerosoles (partículas o gotitas microscópicas en el aire) antropógenos en la troposfera, como los que se derivan de los combustibles de origen fósil y de la combustión de biomasa, pueden reflejar la radiación solar, lo cual provoca una tendencia al enfriamiento en el sistema climático. Así como puede absorber la radiación solar, los aerosoles de hollín tienden a calentar el sistema climático. Además, los cambios en las concentraciones de aerosoles pueden alterar la nubosidad y la reflectividad de las nubes, por su efecto sobre las propiedades y duración de las nubes. En la mayoría de los casos, los aerosoles troposféricos tienden a producir un forzamiento radiativo negativo y a enfriar el clima. Tienen una duración mucho más breve (de días a semanas) que la mayor parte de los GEI (de decenios a siglos) y, como

resultado, sus concentraciones responden mucho más rápidamente a los cambios en las emisiones.

La actividad volcánica puede inyectar en la estratosfera grandes cantidades de gases azufrosos (sobre todo, anhídrido sulfuroso), que se transforman en aerosoles de sulfatos. Las erupciones individuales pueden producir un gran forzamiento radiativo negativo, aunque transitorio, tendiente a enfriar la superficie de la Tierra y la atmósfera inferior por períodos de unos pocos años.

La generación de energía del Sol varía en pequeñas cantidades (0,1%) en un ciclo de actividad de once años y además pueden producirse variaciones por períodos más prolongados. En escalas temporales de decenas a miles de años, las lentas variaciones en la órbita de la Tierra, que se conocen bien, han ocasionado cambios en la distribución estacional y latitudinal de la radiación solar. Esos cambios han desempeñado un importante papel al controlar las variaciones del clima en el pasado remoto, como en los ciclos glaciales e interglaciales.

Cuando cambian los forzamientos radiativos, el sistema climático responde en diversas escalas temporales. Las más prolongadas se deben a la gran capacidad de almacenamiento de calor de las profundidades de los océanos y al ajuste dinámico de los mantos de hielo. Esto significa que la respuesta transitoria a un cambio (positivo o negativo) puede durar miles de años. Todo cambio en el equilibrio radiativo de la Tierra, incluso los debidos a un incremento en los GEI o en los aerosoles, alterará el ciclo hidrológico mundial y la circulación atmosférica y oceánica, afectando por lo tanto las pautas meteorológicas y las temperaturas y precipitaciones regionales.

Todo cambio en el clima inducido por los seres humanos se añadirá a las variaciones climáticas naturales que se producen en toda una gama de escalas temporales y espaciales. La variabilidad climática puede generarse como resultado de cambios naturales en el forzamiento del sistema climático, por ejemplo variaciones de intensidad de la radiación solar entrante y cambios en las concentraciones de aerosoles producidos por erupciones volcánicas. También pueden producirse variaciones climáticas naturales sin que exista un cambio en el forzamiento externo, como resultado de complejas interacciones entre los componentes del sistema climático, como en el acoplamiento entre la atmósfera y los océanos. El fenómeno El Niño-Oscilación Austral (ENOA) es un ejemplo de esa variabilidad natural “interna” en escalas temporales interanuales. Para distinguir los cambios climáticos antropógenos de las variaciones naturales, es necesario identificar la “señal” antropógena distinta del “ruido” de fondo de la variabilidad climática natural.

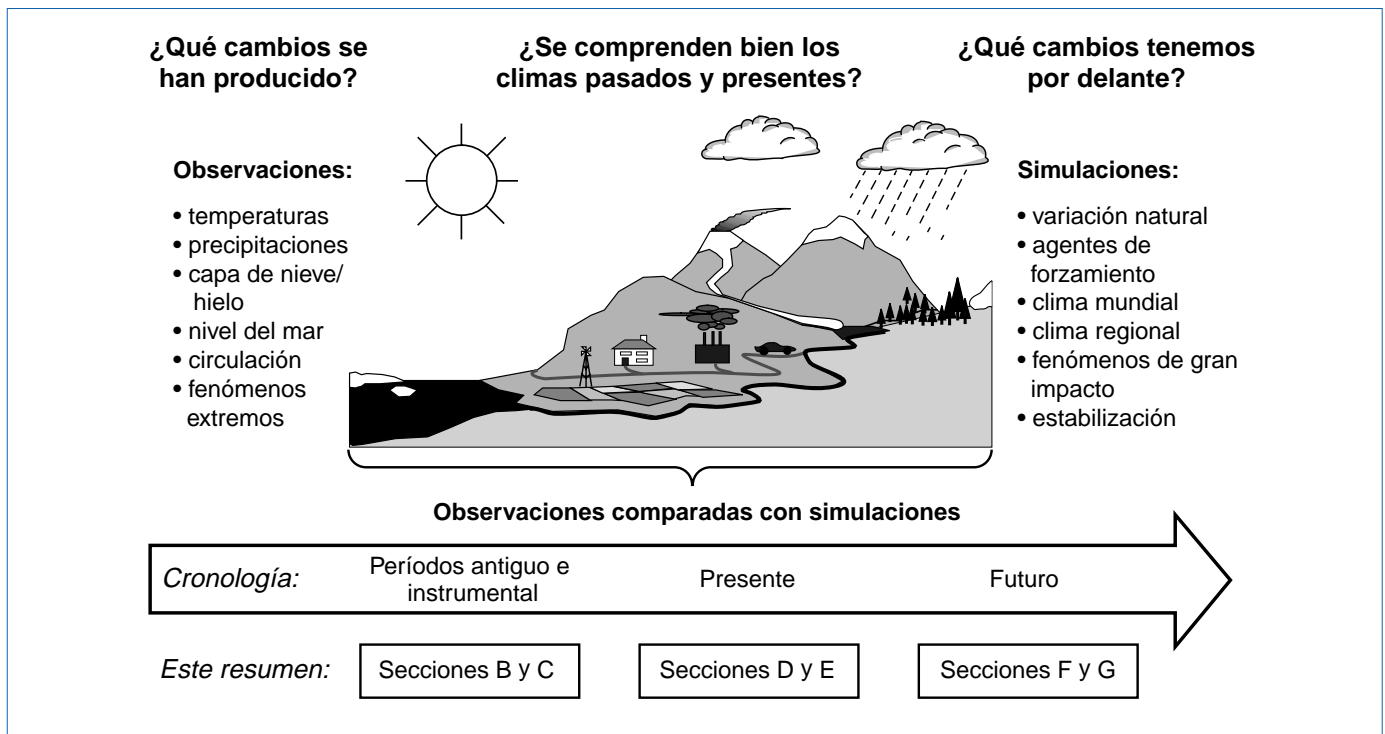


Figura 1: Preguntas clave acerca del sistema climático y su relación con la humanidad. Este Resumen Técnico, que se basa en la información fundamental que figura en los capítulos, es un informe de situación sobre las respuestas presentadas en la estructura indicada.

Resumen técnico se basa en la información fundamental contenida en los capítulos, a la que se remite en las Referencias que figuran como apéndice. El presente Resumen intenta describir los principales rasgos (véase la Figura 1) de la comprensión del sistema climático y del cambio climático en los albores del siglo XXI. Concretamente:

- ¿Qué muestra el registro de las observaciones con respecto a los cambios climáticos históricos, tanto a escala mundial como regional, y tanto en promedio como en los extremos? (Sección B)
- ¿En qué medida existe una comprensión cuantitativa de los agentes modificadores del clima, incluyendo tanto los fenómenos naturales (p.ej., la variación solar) como los relacionados con los seres humanos (por ejemplo, los gases de efecto invernadero)? (Sección C)
- ¿Qué capacidad existe actualmente para simular las respuestas del sistema climático ante esos agentes de forzamiento? En particular, ¿hasta qué punto están bien descritos los procesos físicos y biogeoquímicos clave en los actuales modelos climáticos mundiales? (Sección D)

- Sobre la base de los datos actuales derivados de observaciones y de las capacidades predictivas actuales acerca del clima, ¿qué muestra la comparación con respecto a una influencia humana sobre el clima actual? (Sección E)
- Además, usando los instrumentos predictivos actuales, ¿cuál podría ser el futuro clima posible? Es decir, en un amplio espectro de proyecciones para varios agentes de forzamiento del clima ¿qué proyecciones permite la comprensión actual de las temperaturas mundiales, los regímenes regionales de precipitaciones, los niveles del mar y los cambios en los fenómenos extremos? (Sección F)

Por último, ¿cuáles son las actividades de investigación más urgentes que es necesario encarar para mejorar nuestra comprensión del sistema climático y reducir nuestra incertidumbre acerca de los futuros cambios climáticos?

El Tercer Informe de Evaluación del Grupo de trabajo I del IPCC es el producto del trabajo de centenares de científicos del mundo desarrollado y en desarrollo, que han contribuido a su elaboración y examen. Lo que sigue es un resumen de su comprensión del sistema climático.

B. Los cambios observados en el sistema climático

¿Está cambiando el clima de la Tierra? Inequívocamente, la respuesta es “Sí”. Una serie de observaciones respalda esta conclusión y ofrece una clara perspectiva sobre la rapidez de esos cambios. Estos datos son también la base sobre la cual puede elaborarse la respuesta a la pregunta más difícil: “¿Por qué está cambiando?”, que se trata en secciones posteriores.

En esta sección, se ofrece un resumen actualizado de las observaciones que delinean cómo ha cambiado el sistema climático en el pasado. Muchas de las variables del sistema climático han sido medidas directamente, o sea, constituyen el “registro instrumental”. Por ejemplo, a mediados del siglo XIX se iniciaron amplias mediciones directas de la temperatura superficial. Durante un centenar de años, se han estado haciendo observaciones casi mundiales de otras variables “meteorológicas” en la superficie, como las precipitaciones y los vientos. En algunos lugares, se han registrado mediciones del nivel del mar por más de cien años, pero la red de mareógrafos con registros prolongados sólo aporta una limitada cobertura mundial. Las observaciones en la atmósfera superior sólo se han hecho sistemáticamente desde fines de los años cuarenta. Hay también largos registros de observaciones oceánicas en la superficie, hechos desde buques a partir de mediados del siglo XIX y mediante boyas especiales con ese objeto desde fines de los años setenta. Se cuenta ahora con mediciones de la temperatura oceánica bajo la superficie, con cobertura casi mundial, desde fines de los años cuarenta. Desde fines de los setenta, se han usado otros datos provenientes de satélites de observación de la Tierra, que suministran una amplia gama de observaciones mundiales de diversos componentes del sistema climático. Además, un conjunto creciente de datos paleoclimáticos, p.ej., a partir de árboles, corales, sedimentos y hielo, ofrece información sobre el clima de la Tierra desde siglos y milenios atrás.

En esta sección se insiste especialmente en el conocimiento actual de los cambios históricos en variables climáticas clave: temperatura, precipitaciones y humedad de la atmósfera, la capa de nieve, la extensión del hielo terrestre y marino, el nivel del mar, las pautas de la circulación atmosférica y oceánica, los fenómenos extremos en las condiciones meteorológicas y el clima, y los rasgos generales de la variabilidad

climática. En la parte final de esta sección, se comparan las tendencias observadas en esos diversos indicadores del clima, para verificar si surge un cuadro colectivo. El grado de esta coherencia interna es un factor crítico para evaluar el nivel de confianza en la comprensión actual del sistema climático.

B.1 Cambios observados en la temperatura

Las temperaturas en el registro instrumental para las tierras y los océanos

La temperatura media mundial en la superficie ha aumentado $0,6 \pm 0,2^\circ\text{C}^3$ desde fines del siglo XIX. Es muy probable que los años noventa hayan sido el decenio más cálido y 1998 el año más cálido, según los registros instrumentales, desde 1861 (véase la Figura 2). La causa principal del aumento estimado del calentamiento mundial, de $0,15^\circ\text{C}$ desde el SIE, está vinculada con el récord de calor de los seis años de datos adicionales (1995 a 2000). Una segunda razón se relaciona con los mejores métodos para calcular el cambio. El actual margen de incertidumbre, levemente superior ($\pm 0,2^\circ\text{C}$, intervalo de confianza del 95%) también tiene fundamentos más objetivos. Además, la base científica para confiar en los cálculos del aumento de la temperatura mundial desde fines del siglo XIX se ha visto fortalecida desde el SIE. Esto se debe a las mejoras derivadas de varios nuevos estudios. Entre ellos figura una prueba independiente de las correcciones empleadas para las desviaciones dependientes del tiempo en los datos sobre la temperatura en la superficie del mar y nuevos análisis acerca del efecto de las “islas de calor” urbanas sobre las tendencias mundiales en la temperatura en tierra. Como se indica en la Figura 2, la mayor parte del aumento de la temperatura mundial desde fines del siglo XIX se ha producido en dos períodos distintos: 1910 a 1945 y a partir de 1976. El ritmo de aumento de la temperatura para ambos períodos es de unos $0,15^\circ\text{C}/\text{decenio}$. El calentamiento reciente ha sido mayor en tierra que en los océanos; el aumento de la temperatura en la superficie del mar durante el período 1950–1993 es aproximadamente la mitad del experimentado por la temperatura media del aire en la superficie del suelo. La elevada temperatura mundial asociada con el fenómeno El Niño de 1997 a 1998 se destaca como un fenómeno extremo, aun tomando en cuenta el ritmo reciente de calentamiento.

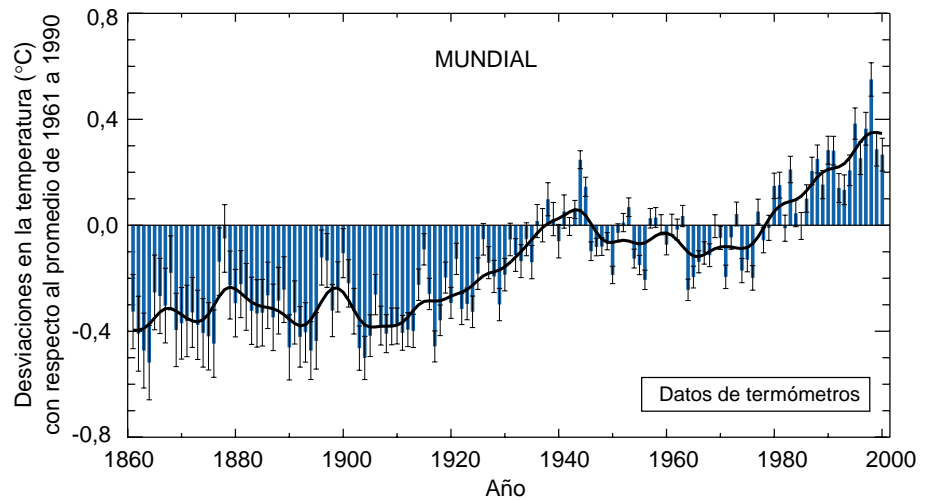
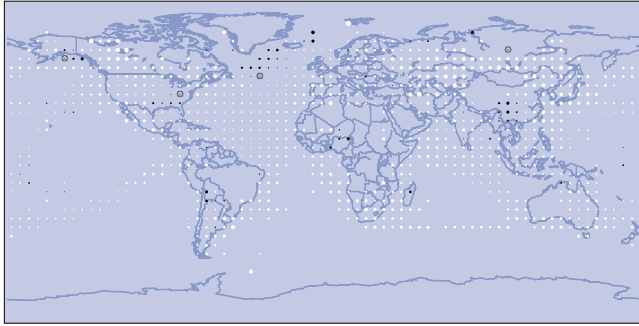


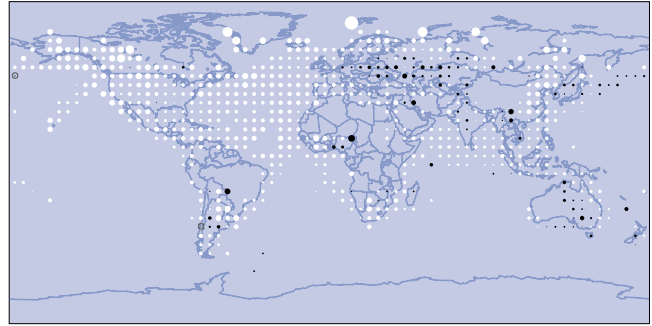
Figura 2: Anomalías en la temperatura anual combinada del aire en la superficie terrestre y en la superficie del mar ($^\circ\text{C}$) en el período de 1861 a 2000, en relación con el período de 1961 a 1990. Se muestran dos incertidumbres por error tabular como barras sobre la cifra del año. [Basada en la Figura 2.7c]

3 En general, las tendencias de la temperatura se redondean al $0,05^\circ\text{C}$ más próximo por unidad de tiempo, y los períodos suelen estar limitados por la disponibilidad de datos.

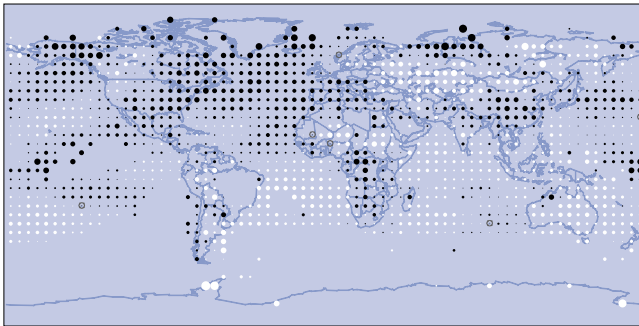
a) Tendencias de la temperatura anual, 1901 a 2000



b) Tendencias de la temperatura anual, 1910 a 1945



c) Tendencias de la temperatura anual, 1946 a 1975



d) Tendencias de la temperatura anual, 1976 a 2000

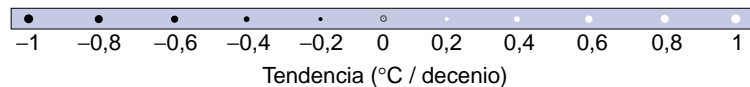
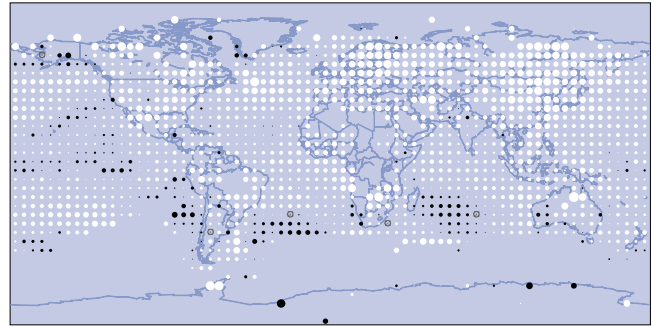


Figura 3: Tendencias de la temperatura anual en los períodos 1901 a 1999, 1910 a 1945, 1946 a 1975 y 1976 a 1999, respectivamente. Las tendencias están representadas por la superficie del círculo; el blanco representa los aumentos, el negro las reducciones y el gris poco o ningún cambio. Las tendencias se calcularon a partir de la anomalías para cada retícula promediadas anualmente, con el requisito de que el cálculo de las anomalías anuales incluya 10 meses de datos, como mínimo. Para el período 1901 a 1999, sólo se calcularon las tendencias para las casillas de la cuadrícula que contengan anomalías anuales en por lo menos 66 de los 100 años. La cantidad mínima de años requeridos para los períodos más breves (1910 a 1945, 1946 a 1975 y 1976 a 1999) fue de 24, 20 y 16 años, respectivamente. [Basado en la Figura 2.9]

La pautas regionales del calentamiento que se produjo en la primera parte del siglo XX fueron diferentes de las que se presentaron en la última parte del mismo siglo. En la Figura 3 se muestran las pautas regionales del calentamiento que se ha producido a lo largo de todo el siglo XX, así como tres períodos componentes temporales. El período más reciente de calentamiento (1976 a 1999) ha sido casi mundial, pero los mayores aumentos de temperatura se produjeron en las latitudes altas y medias de los continentes del hemisferio norte. El enfriamiento durante todo el año es evidente en el noroeste del océano Atlántico Norte y en el centro del Pacífico Norte, pero recientemente se ha invertido la tendencia refrigerante del Atlántico Norte. Se ha demostrado que las pautas regionales recientes del cambio de temperatura se vinculan, en parte, con diversas etapas de las oscilaciones atmosférico-oceánicas, como la Oscilación del Atlántico Norte-Ártica y posiblemente la Oscilación decenal del Pacífico. Por lo tanto, las tendencias de la temperatura regional a través de unos pocos decenios pueden verse fuertemente influenciadas por la variabilidad regional en el sistema climático y pueden apartarse apreciablemente del promedio mundial. El calentamiento de 1910 a 1945 estuvo concentrado inicialmente en el Atlántico Norte. En cambio, el período de 1946 a 1975 mostró un importante enfriamiento en el Atlántico Norte, así como en gran parte del hemisferio norte, y un calentamiento en gran parte del hemisferio sur.

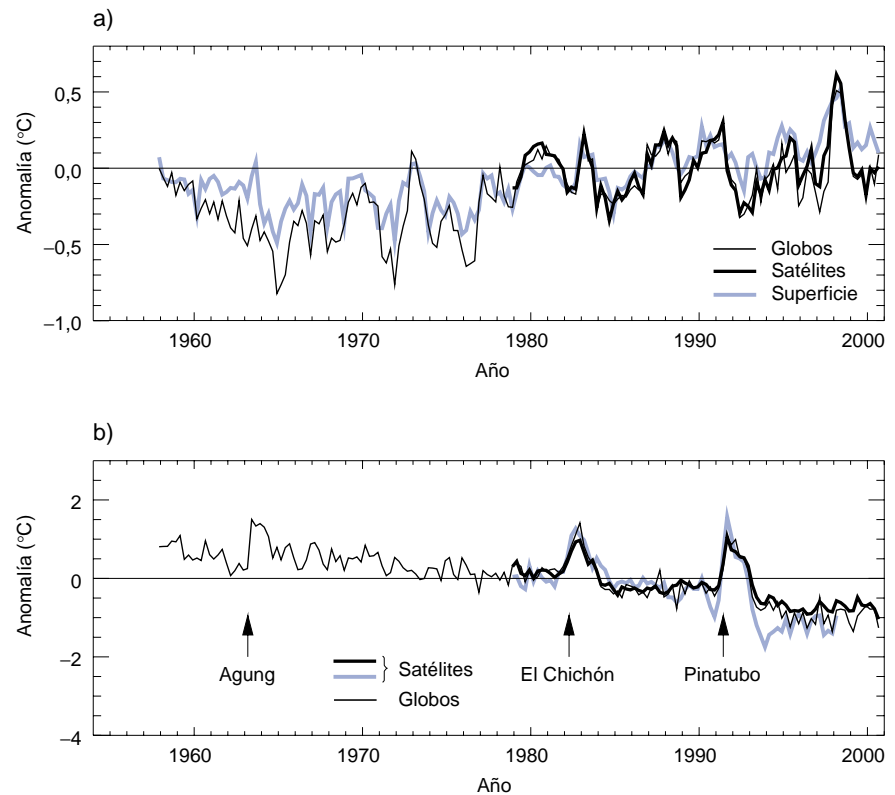
Nuevos análisis indican que el contenido de calor de los océanos a escala mundial ha aumentado considerablemente desde fines de los años cincuenta. Más de la mitad del aumento en el contenido de calor se ha producido en los 300 m superiores de los océanos, equivalente a un índice de aumento de temperatura en esa capa de un 0,04°C/decenio.

Nuevos análisis de las temperaturas diarias máximas y mínimas en la superficie terrestre de 1950 a 1993 continúan mostrando que esta medición del margen de variación de la temperatura diaria está disminuyendo muy ampliamente, aunque no en todas partes. En promedio, las temperaturas mínimas están aumentando casi al doble del ritmo de las temperaturas máximas (0,2 comparado con 0,1°C/decenio).

Las temperaturas sobre la capa de superficie en registros desde satélites y globos meteorológicos

Las mediciones de la temperatura en la superficie y desde globos y satélites muestran que la troposfera y la superficie de la Tierra se han calentado y que la estratosfera se ha enfriado. Durante el período más breve en que han habido datos satelitales y de globos meteorológicos (desde 1979), los registros de los globos y satélites muestran un calentamiento en la troposfera inferior considerablemente menor que el

Figura 4: a) Series temporales de anomalías en las temperaturas estacionales de la troposfera, basadas en globos y satélites, además de las superficiales.
 b) Series temporales de anomalías en las temperaturas estacionales de la estratosfera inferior, basadas en globos y satélites.
 [Basada en la Figura 2.12]



observado en la superficie. Los análisis de las tendencias en la temperatura desde 1958 para los 8 km más bajos de la atmósfera y en la superficie coinciden, como se muestra en la Figura 4a, con un calentamiento de alrededor de $0,1^{\circ}\text{C}$ por decenio. Sin embargo, desde el comienzo de los registros por satélite en 1979, los datos de temperatura, tanto satelitales como desde globos meteorológicos, muestran un calentamiento en la troposfera mundial de media a inferior, con un índice de aproximadamente $0,05 \pm 0,10^{\circ}\text{C}$ por decenio. La temperatura media mundial en la superficie ha aumentado considerablemente, en $0,15 \pm 0,05^{\circ}\text{C}$ /decenio. La diferencia en los ritmos de calentamiento es estadísticamente significativa. En cambio, durante el período 1958–1978, las tendencias en la temperatura de la superficie estaban cerca de cero, mientras que las tendencias en los 8 km inferiores de la atmósfera eran de cerca de $0,2^{\circ}\text{C}$ /decenio. Alrededor de la mitad de la diferencia observada en el calentamiento desde 1979 se debe probablemente⁴ a la combinación de las diferencias en la cobertura espacial de las observaciones en la superficie y en la troposfera y a los efectos físicos de la serie de erupciones volcánicas y a un intenso episodio de El Niño (véase en el recuadro 4 una descripción general de ENOA) que se produjo en ese lapso. Muy probablemente, la diferencia restante es real y no simple influencia de la observación. Surge principalmente debido a variaciones en el ritmo de cambio de temperatura en las regiones tropical y subtropical, que fueron más rápidas en los 8 km más bajos de la atmósfera antes de 1979, pero que han sido más lentas desde entonces. No hay ninguna diferencia importante en los

índices de calentamiento en las regiones continentales en las latitudes medias del hemisferio norte. En la troposfera superior, no se ha detectado ninguna tendencia importante en la temperatura mundial desde principios de los años sesenta. En la estratosfera, como se muestra en la Figura 4b, tanto los satélites como los globos muestran un considerable enfriamiento, puntuado por intensos episodios de calentamiento de uno a dos años de duración, debidos a erupciones volcánicas.

LAS TEMPERATURAS EN LA SUPERFICIE

DURANTE EL PERÍODO PREINSTRUMENTAL, SEGÚN REGISTROS INDIRECTOS

Es probable que el índice y la duración del calentamiento en el siglo XX sea más amplio que en cualquier otro período durante el último milenio. Los años noventa parecen haber sido el decenio más cálido del milenio en el hemisferio norte y probablemente 1998 fue el año más cálido. Se ha avanzado considerablemente en la comprensión del cambio de temperatura que se produjo en el último milenio, especialmente a partir de la síntesis de reconstrucciones individuales de la temperatura. Este nuevo registro detallado de la temperatura para el hemisferio norte se muestra en la Figura 5. Los datos revelan un período relativamente cálido asociado con los siglos XI a XIV y un período relativamente fresco asociado con los siglos XV a XIX en el hemisferio norte. Sin embargo, no hay pruebas de que este “medievo cálido” y esta “pequeña edad de hielo”, respectivamente, hayan sido mundialmente sincrónicos. Como lo indica

⁴ En este Resumen técnico y en el Resumen para los responsables de políticas, se han empleado las siguientes expresiones para indicar apreciaciones aproximadas del grado de confianza: *virtualmente seguro* (más del 99% de probabilidades de que el resultado sea verdadero); *muy probable* (90-99% de probabilidades); *probable* (66-90% de probabilidades); *medianamente probable* (33-66% de probabilidades); *improbable* (10-33% de probabilidades); *muy improbable* (1-10% de probabilidades); *excepcionalmente improbable* (menos de 1% de probabilidades). Para mayores detalles, se remite al lector a cada uno de los capítulos.

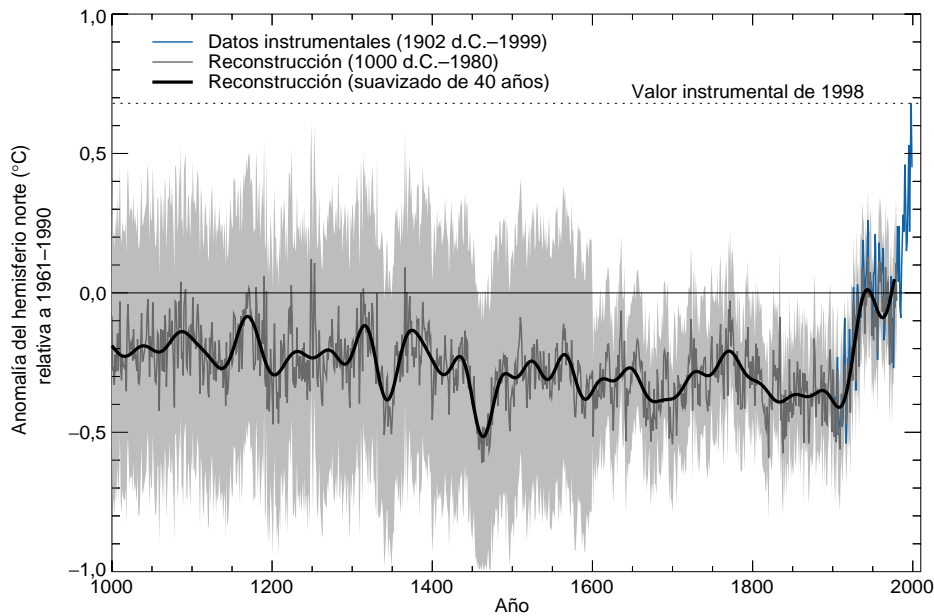


Figura 5: Reconstrucción de la temperatura del hemisferio norte (HN) en el milenio (gris oscuro – anillos de crecimiento de árboles, corales, muestras de hielo y registros históricos) y datos instrumentales (azul) desde 1000 d.C hasta 1999. Se muestran una versión suavizada de la serie HN (negro) y dos límites de error tabular (gris claro). [Basado en la Figura 2.20]

la Figura 5, el ritmo y la duración del calentamiento en el hemisferio norte en el siglo XX parecen no haber tenido precedentes durante el milenio, y no pueden ser considerados simplemente como una recuperación de la “pequeña edad de hielo” de los siglos XV a XIX. Estos análisis se complementan mediante análisis de sensibilidad de la representatividad espacial de los datos paleoclimáticos disponibles, que indican que el calor del último decenio excede el intervalo de confianza del 95% de la incertidumbre en la temperatura, incluso durante los períodos más cálidos del último milenio. Más aún, se han completado ahora varios análisis diferentes que sugieren que las temperaturas del hemisferio norte en el último decenio han sido más cálidas que en cualquier otro período de los últimos seis a diez siglos. Este es el lapso en el cual pueden calcularse las temperaturas descomponiéndolas anualmente gracias a los anillos de crecimiento de árboles, muestras de hielo, corales y otros datos indirectos de descomposición anual a escala hemisférica. Como hay menos datos accesibles, se sabe menos acerca de las medias anuales antes de los mil años previos al presente y sobre las condiciones predominantes en la mayor parte del hemisferio sur antes de 1861.

Es probable que se hayan producido grandes cambios rápidos decenales en la temperatura durante el último máximo glacial y su deglaciación (entre unos 100.000 y 10.000 años atrás), particularmente en las altas latitudes del hemisferio norte. En unos pocos lugares durante la deglaciación, es probable que se hayan producido aumentos locales en la temperatura de 5 a 10°C, en apenas unos pocos decenios. Durante los últimos 10.000 años, hay cada vez más pruebas de rápidos y significativos cambios regionales de temperatura, que forman parte de la variabilidad natural del clima.

B.2 Cambios observados en las precipitaciones y en la humedad de la atmósfera

Desde la época del SIE, las precipitaciones anuales en tierra han seguido aumentando en las latitudes medias y altas del hemisferio norte (muy probablemente, serán de 0,5 a 1%/decenio), excepto en Asia oriental. En los subtropicos (10°N a 30°N), la lluvia en la superficie

terrestre ha disminuido en promedio (probablemente a un ritmo de un 0,3%/decenio), aunque esto ha mostrado signos de recuperación en los últimos años. Las mediciones de las precipitaciones en la superficie en las tierras tropicales indican que probablemente las precipitaciones hayan aumentado en un 0,2 a 0,3%/decenio durante el siglo XX, pero los aumentos no son evidentes en los últimos decenios y la superficie de las tierras tropicales en las latitudes de 10°N a 10°S es relativamente pequeña con relación a los océanos. Sin embargo, las mediciones directas de las precipitaciones y los análisis modelizados de las precipitaciones inferidas indican que la lluvia también ha aumentado en grandes zonas de los océanos tropicales. Donde y cuando existen, los cambios en el caudal de las corrientes anuales suelen coincidir con los cambios en las precipitaciones totales. Los aumentos de las precipitaciones en las zonas terrestres en las latitudes medias y altas en el hemisferio norte se correlacionan firmemente con los aumentos a largo plazo en la nubosidad total. En contraste con el hemisferio norte, no se han detectado cambios sistemáticos comparables de las precipitaciones en amplios promedios latitudinales en el hemisferio sur.

*Es probable que el vapor de agua total en la atmósfera haya aumentado en varios puntos porcentuales por decenio en muchas regiones del hemisferio norte. Se han analizado en algunas regiones los cambios en el vapor de agua durante los últimos 25 años aproximadamente, usando observaciones *in situ* en la superficie, así como mediciones en la troposfera inferior desde satélites y globos meteorológicos. De la mayoría de los conjuntos de datos más fiables, surge un cuadro de aumentos generales en el vapor de agua en la superficie y en la troposfera inferior durante los últimos decenios, aunque probablemente haya desviaciones según la hora de los datos y variaciones regionales en las tendencias. También es probable que haya aumentado el vapor de agua en la estratosfera inferior en un 10% por decenio, desde que se inició el registro de observaciones (1980).*

Los cambios en la nubosidad total sobre las regiones continentales en las latitudes media y alta del hemisferio norte indican un probable aumento en la capa de nubes, de un 2% desde principios del siglo XX, que ahora se ha demostrado que se correlaciona positivamente con

disminuciones en el margen de variación de la temperatura diurna. Se han demostrado cambios semejantes en Australia, el único continente del hemisferio sur en que se ha completado este tipo de análisis. Los cambios en la nubosidad total son inciertos en las zonas terrestres subtropical y tropical, así como en los océanos.

B.3 Cambios observados en la extensión de la capa de nieve y del hielo terrestre y marino

La reducción en la extensión de la capa de nieve y del hielo terrestre se mantiene correlacionada positivamente con el aumento de las temperaturas en la superficie terrestre. Los datos satelitales muestran que es muy probable que haya habido reducciones de un 10% en la extensión de la capa de nieve desde fines de los años sesenta. Existe una correlación muy importante entre los aumentos de las temperaturas terrestres en el hemisferio norte y esas reducciones. Ahora existen amplias pruebas que explican una recesión importante de los glaciares alpinos y continentales en respuesta al calentamiento del siglo XX. En algunas pocas regiones marítimas, los aumentos de las precipitaciones debidos a cambios regionales en la circulación atmosférica han sido más importantes que los aumentos de temperatura en

los últimos dos decenios, y los glaciares han vuelto a avanzar. En los últimos 100 a 150 años, las observaciones en tierra demuestran que es muy probable que haya habido una reducción de aproximadamente dos semanas en la duración anual del hielo de los lagos y ríos en las latitudes medias a altas en el hemisferio norte.

Las cantidades de hielo marino en el hemisferio norte están disminuyendo, pero no resulta evidente ninguna tendencia significativa en la extensión del hielo marino en el Antártico. Una retracción de la extensión del hielo marino en la primavera y verano del Ártico del 10 al 15% desde los años cincuenta coincide con un aumento de las temperaturas primaverales y, en menor grado, de las temperaturas estivales en las altas latitudes. Hay pocos indicios de que se haya reducido la extensión del hielo marino en el Ártico durante el invierno, cuando las temperaturas han aumentado en la región circundante. En cambio, no hay ninguna relación fácilmente evidente entre los cambios decenales en las temperaturas antárticas y la extensión del hielo marino desde 1973. Después de una reducción inicial a mediados de los años setenta, la extensión del hielo marino en el Antártico se ha mantenido estable, o incluso ha aumentado ligeramente.

Recuadro 2: ¿Qué es lo que modifica el nivel del mar?

El nivel del mar en la línea costera está determinado por muchos factores en el medio ambiente mundial que funcionan con un gran margen de escalas temporales, desde horas (las mareas) hasta millones de años (los cambios en las cuencas oceánicas debidos a la tectónica y a la sedimentación). En la escala temporal de los decenios a los siglos, algunas de las mayores influencias sobre los niveles medios del mar se vinculan con el clima y los procesos de cambio climático.

En primer término, cuando el agua del océano se calienta, se expande. A partir de observaciones de las temperaturas oceánicas y resultados modelizados, se cree que la expansión térmica es uno de los principales contribuyentes a los cambios históricos en el nivel del mar. Además, se prevé que la expansión térmica aportará el mayor componente al aumento del nivel del mar en los próximos cien años. Las temperaturas de las profundidades de los océanos cambian muy lentamente; por lo tanto, la expansión térmica continuaría por muchos siglos, aunque se estabilizasen las concentraciones de GEI en la atmósfera.

La cantidad de calentamiento y la profundidad del agua afectada varían según el lugar. Además, el agua más cálida se expande más que el agua más fría para un determinado cambio de temperatura. La distribución geográfica del cambio en el nivel del mar es resultado de la variación geográfica de la expansión térmica, los cambios en la salinidad, los vientos y la circulación de los océanos. La gama de variación regional es considerable, comparada con el aumento medio del nivel del mar en el mundo.

El nivel del mar cambia también cuando la masa de agua oceánica aumenta o disminuye. Esto ocurre cuando el agua oceánica es intercambiada con el agua acumulada en tierra. El principal acopio en tierra es de agua congelada en los glaciares o en las capas de hielo. En realidad, la principal razón de que el nivel del mar hubiese des-

cendido durante el último período glacial fue la cantidad de agua acumulada en la gran extensión de las capas de hielo sobre los continentes del hemisferio norte. Después de la expansión térmica, se prevé que la fusión de los glaciares de montaña y de los casquetes de hielo constituirá el principal aporte al aumento del nivel del mar en los próximos cien años. Esos glaciares y casquetes de hielo representan sólo un escaso porcentaje de la superficie de hielos continentales en el mundo, pero son más sensibles al cambio climático que las capas de hielo más vastas en Groenlandia y en la Antártida, porque las capas de hielo están en climas más fríos, con menos precipitaciones y bajos índices de fusión. En consecuencia, se prevé que las grandes capas de hielo sólo harán un reducido aporte al cambio de nivel del mar en los próximos decenios.

El nivel del mar también recibe la influencia de procesos que no están explícitamente relacionados con el cambio climático. El almacenamiento de agua terrestre (y por ende, el nivel del mar) puede ser alterado por la extracción de agua subterránea, la construcción de embalses, los cambios en la escorrentía superficial y la infiltración a acuíferos más profundos desde los embalses y la irrigación. Quizás estos factores compensen una fracción importante de la aceleración prevista en el aumento del nivel del mar por la expansión térmica y la fusión de los glaciares. Además, la subsidencia de la costa en las regiones con deltas fluviales puede influir también sobre el nivel local del mar. Los movimientos verticales en tierra firme provocados por procesos geológicos naturales, como los lentos movimientos del manto terrestre y los desplazamientos tectónicos de la corteza, pueden tener efectos sobre el nivel local del mar comparables a los impactos vinculados con el clima. Por último, en las escalas temporales estacional, interanual y decenal, el nivel del mar responde a cambios en la dinámica de la atmósfera y el océano, de los cuales el ejemplo más notable es el que se produce durante los episodios El Niño.

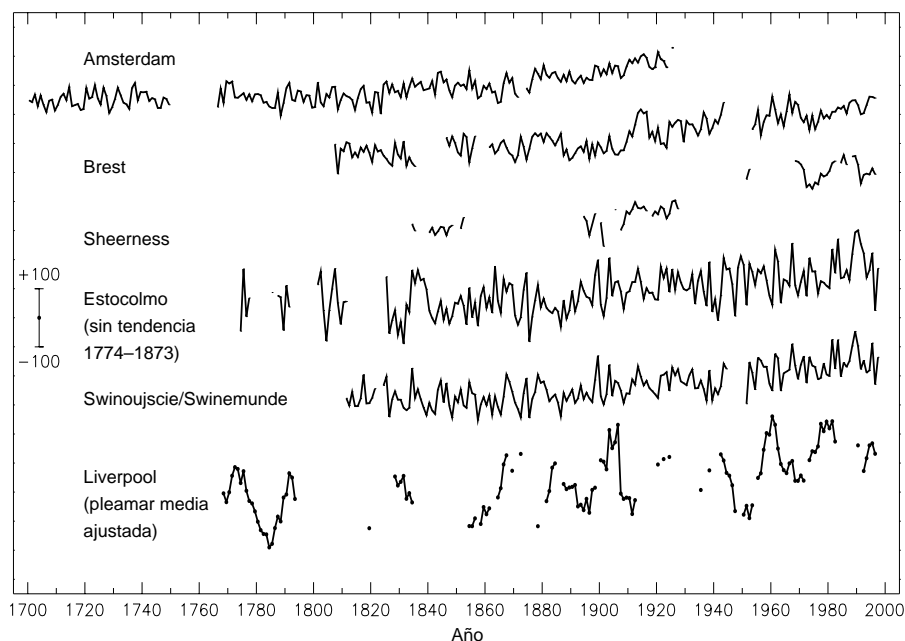


Figura 6: Serie temporal del nivel relativo del mar en los últimos 300 años en Europa septentrional: Amsterdam, Países Bajos; Brest, Francia; Sheerness, Reino Unido; Estocolmo, Suecia (sin tendencia en el período 1774–1873 para eliminar hasta el primer orden la contribución del levantamiento isostático postglacial); Swinoujscie, Polonia (antes Swinemunde, Alemania) y Liverpool, Reino Unido. Los datos de esta última son de la “pleamar media ajustada” en vez del nivel medio del mar e incluyen un término nodal (18,6 años). La barra de escala indica ± 100 mm. [Basado en la Figura 11.7]

Nuevos datos indican que probablemente ha habido una disminución de aproximadamente un 40% en el espesor del hielo marino en el Ártico, entre el fin del verano y el comienzo del otoño, entre el período 1958–1976 y mediados de los años noventa, y una disminución considerablemente menor en invierno. La longitud relativamente breve de los registros y las muestras incompletas limitan la interpretación de estos datos. La variabilidad interanual y la variabilidad interdecenal podrían influir en estos cambios.

B.4 Cambios observados en el nivel del mar

CAMBIOS DURANTE EL REGISTRO INSTRUMENTAL

Según los datos aportados por los mareógrafos, el ritmo de aumento del nivel medio del mar en todo el mundo durante el siglo XX varía entre 1,0 y 2,0 mm/año, con un valor central de 1,5 mm/año (el valor central no debería interpretarse como la mejor estimación) (véanse en el Recuadro 2 los factores que influyen sobre el nivel del mar). Como lo indica la Figura 6, los registros instrumentales más prolongados (dos o tres siglos, como máximo) del nivel del mar local provienen de mareógrafos. Según los muy escasos registros prolongados de mareógrafos, el ritmo medio de aumento del nivel del mar ha sido más amplio durante el siglo XX que durante el XIX. No se ha detectado ninguna aceleración importante en el ritmo de aumento del nivel del mar durante el siglo XX. Esto no es incongruente con los resultados del modelo, debido a la posibilidad de factores de compensación y a lo limitado de los datos.

CAMBIOS PREVIOS AL PERÍODO DE REGISTRO INSTRUMENTAL

Desde la última glaciación (último máximo glacial) hace unos 20.000 años, el nivel del mar en lugares alejados de las actuales y antiguas capas de hielo ha subido más de 120 m, como resultado de una pérdida de masa de esas capas de hielo. Todavía se están produciendo movimientos verticales en zonas terrestres, tanto ascendentes como descendentes, en respuesta a esas grandes transferencias de masa de las capas de hielo a los océanos. El aumento más rápido en el nivel mundial del mar ocurrió hace unos 15.000 a 6.000 años, con un

ritmo medio de unos 10 mm/año. Según datos geológicos, el nivel del mar eustático (o sea, correspondiente a un cambio en el volumen de los océanos) puede haber subido con un ritmo medio de 0,5 mm/año en los últimos 6.000 años y con un ritmo medio de 0,1 a 0,2 mm/año en los últimos 3.000 años. Este ritmo es de alrededor de un décimo de lo que se produjo durante el siglo XX. En los últimos 3.000 a 5.000 años, es probable que las oscilaciones en el nivel mundial del mar en escalas temporales de 100 a 1.000 años, no hayan excedido de 0,3 a 0,5 m.

B.5 Cambios observados en las pautas de circulación atmosférica y oceánica

El comportamiento del ENOA (véase una descripción general en el recuadro 4) ha sido atípico desde mediados de los años setenta, comparado con los cien años precedentes; los fenómenos ENOA en la fase cálida son relativamente más frecuentes, persistentes e intensos que la fase fría opuesta. Este comportamiento reciente del ENOA se refleja en variaciones en las precipitaciones y la temperatura en gran parte de las zonas tropicales y subtropicales del globo. Es probable que el efecto general haya sido una pequeña contribución al aumento en las temperaturas mundiales durante los últimos decenios. La Oscilación interdecenal del Pacífico y la Oscilación decenal del Pacífico están asociadas con la variabilidad climática decenal a multidecenal en la cuenca del Pacífico. Es probable que esas oscilaciones modulen la variabilidad del clima relacionada con el ENOA.

Se están caracterizando otros factores de circulación importantes que afectan el clima en grandes regiones del globo. La Oscilación del Atlántico Norte (OAN) se vincula con la intensidad de los vientos del oeste sobre el Atlántico y en Eurasia extratropical. Durante el invierno, la OAN muestra oscilaciones irregulares en escalas temporales de interanuales a multidecenales. Desde los años setenta, la OAN invernal ha estado con frecuencia en una fase que aporta vientos del oeste más fuertes, que se correlacionan con el calentamiento de la estación fría en Eurasia. Nuevas pruebas indican que probablemente la OAN y los cambios en el hielo marino en el Ártico estén estrechamente ligados.

Ahora se cree que la OAN forma parte de una oscilación ártica atmosférica de mayor escala que afecta gran parte del hemisferio norte extratropical. Ha habido una oscilación antártica semejante en una fase positiva acrecentada durante los últimos 15 años, con vientos del oeste más fuertes sobre los océanos meridionales.

B.6 Cambios observados en la variabilidad del clima y en los episodios meteorológicos y climáticos extremos

Nuevos análisis muestran que en las regiones en que la precipitación total ha aumentado, es muy probable que haya habido aumentos más pronunciados aún en episodios de precipitaciones intensas y extremas. También ocurre lo contrario. En algunas regiones, sin embargo, los episodios intensos y extremos (o sea, definidos como los que están dentro de los percentiles diez, superiores o inferiores) han aumentado a pesar de que las precipitaciones totales han disminuido o se mantienen constantes. Esto se atribuye a una disminución en la frecuencia de los fenómenos de precipitación. En general, es probable que para muchas zonas en las latitudes medias y altas, principalmente en el hemisferio norte, se hayan producido aumentos estadísticamente significativos en la proporción de precipitaciones anuales totales que corresponde a episodios de precipitaciones intensas y extremas; es probable que haya habido un aumento del 2 al 4% en la frecuencia de los episodios de precipitaciones intensas en la última mitad del siglo XX. En todo el siglo XX (de 1900 a 1995), hubo aumentos relativamente reducidos en las áreas terrestres del mundo que experimentaron graves sequías o graves excesos de humedad. En algunas regiones, como en partes de Asia y África, se ha observado que la frecuencia e intensidad de las sequías ha aumentado en los últimos decenios. En muchas regiones, esos cambios están dominados por una variabilidad climática interdecenal y multidecenal, como el cambio en el ENOA hacia episodios más cálidos. En muchas regiones, la variabilidad interdiaria de la temperatura ha disminuido, y aumentos en la temperatura mínima diaria están prolongando el período sin heladas en la mayoría de las regiones de latitudes medias y altas. Desde 1950, es muy probable que haya habido una importante reducción en la frecuencia de temperaturas medias muy inferiores a la normal de la estación en gran parte del globo, pero ha habido un aumento menor en la frecuencia de temperaturas muy superiores a la normal.

No hay ninguna prueba categórica que indique que han cambiado las características de las tormentas tropicales y extratropicales. Los cambios en la intensidad y frecuencia de las tormentas tropicales están dominados por variaciones interdecenales a multidecenales, que pueden ser considerables, p.ej., en el Atlántico septentrional tropical. Debido a los datos incompletos y a análisis limitados y contradictorios, no es seguro que se hubiese dado algún aumento a largo plazo y en gran escala de la intensidad y frecuencia de los ciclones extratropicales en el hemisferio norte. Se han detectado aumentos regionales en el Pacífico Norte, partes de América del Norte y Europa en los últimos decenios. En el hemisferio sur, se han completado menos análisis, pero sugieren una reducción de la actividad de ciclones extratropicales desde los años setenta. Análisis recientes de los cambios en condiciones meteorológicas locales extremas (p.ej., tornados, tormentas y granizo) en unas cuantas regiones escogidas no ofrecen pruebas categóricas que sugieran cambios a largo plazo. En general, las tendencias en las condiciones meteorológicas extremas son notoriamente difíciles de detectar, por su aparición relativamente rara y su gran variabilidad espacial.

B.7 La visión de conjunto: Un mundo en fase de calentamiento y otros cambios en el sistema climático

Como se ha resumido, ahora está bien documentada una sucesión de cambios climáticos, en particular en los últimos decenios del siglo, con su serie creciente de mediciones directas. En la Figura 7 se muestran esas tendencias en los indicadores de temperatura (Figura 7a) y en los indicadores hidrológicos y relativos a las tormentas (Figura 7b), y también se indica la certeza de esos cambios.

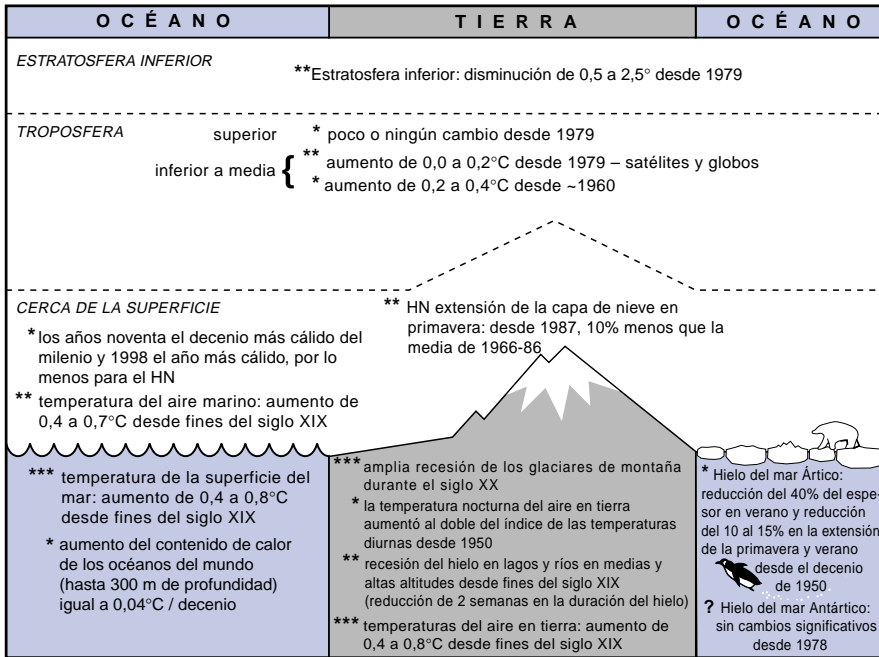
EN CONJUNTO, ESTAS TENDENCIAS ILUSTRAN LA IMAGEN COMPLETA DE UN PERÍODO DE CALENTAMIENTO:

- Se han medido y ajustado independientemente registros de la temperatura en la superficie de las tierras y los océanos (con dos estimaciones separadas en este último caso). Todos los conjuntos de datos muestran tendencias mundiales en ascenso bastante semejantes, con dos períodos principales de calentamiento en todo el mundo: de 1910 a 1945 y desde 1976. Aparece una creciente tendencia a que las temperaturas de la atmósfera en la superficie terrestre, en todo el mundo, aumenten más rápido que las temperaturas en la superficie oceánica en general.
- Las mediciones con globos meteorológicos muestran que las temperaturas en la troposfera inferior han estado aumentando desde 1958, aunque sólo levemente desde 1979. A partir de 1979, se cuenta con datos satelitales, que muestran tendencias similares a los datos recogidos por globos.
- La reducción del margen de variación de la temperatura diurna en los continentes coincide con los aumentos en la nubosidad, las precipitaciones y los aumentos en el vapor de agua total.
- La disminución casi mundial en la extensión de los glaciares de montaña y de la masa de hielo coincide con los aumentos de la temperatura en la superficie, en el mundo entero. Unas pocas excepciones recientes en las regiones costeras son coherentes con las variaciones en la circulación atmosférica y los correspondientes aumentos en las precipitaciones.
- Las reducciones en la capa de nieve y el acortamiento de las temporadas de congelación en lagos y ríos se relacionan bien con los aumentos de temperatura en la superficie terrestre, en el hemisferio norte.
- La reducción sistemática de la extensión del hielo marino en primavera y verano y de su espesor en el Ártico es coherente con los aumentos de temperatura en la mayoría de las tierras y océanos adyacentes.
- El contenido de calor de los océanos se ha incrementado y ha subido el nivel medio del mar en todo el mundo.
- Los aumentos en el vapor de agua total en la troposfera en los últimos 25 años son cualitativamente coherentes con los aumentos de las temperaturas en la troposfera y con un ciclo hidrológico aumentado, que provoca precipitaciones más extremas y más intensas en muchas áreas donde cada vez son mayores las precipitaciones, p.ej., en las latitudes medias y altas del hemisferio norte.

ALGUNOS ASPECTOS IMPORTANTES DEL CLIMA NO PARECEN HABER CAMBIADO

- Unas cuantas zonas del globo no se han calentado en los últimos decenios, principalmente en algunas partes de los océanos del hemisferio sur y en partes de la Antártida.
- No hay tendencias significativas claras en la extensión del hielo marino en la Antártida durante el período en que se han registrado mediciones sistemáticas por satélite (desde 1978).

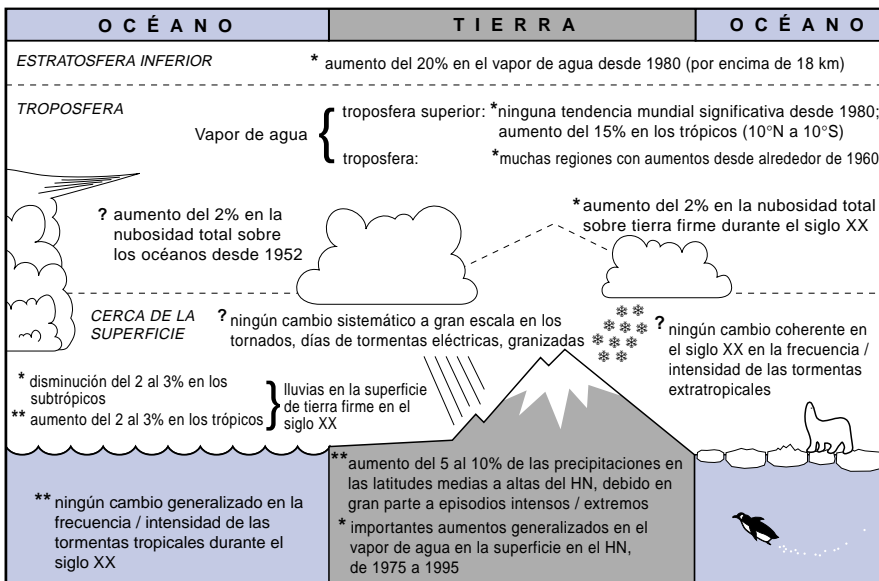
a) Indicadores de temperatura



Probabilidades: ******* Virtualmente seguro (probabilidad > 99%)
****** Muy probable (probabilidad ≥ 90% pero ≤ 99%)
***** Probable (probabilidad > 66% pero < 90%)
? Mediana probabilidad (probabilidad > 33% pero ≤ 66%)

Figura 7a: Esquema de las variaciones observadas en los indicadores de temperatura [Basado en la Figura 2.39a]

b) Indicadores hidrológicos y vinculados con las tormentas



Probabilidades: ******* Virtualmente seguro (probabilidad > 99%)
****** Muy probable (probabilidad ≥ 90% pero ≤ 99%)
***** Probable (probabilidad > 66% pero < 90%)
? Mediana probabilidad (probabilidad > 33% pero ≤ 66%)

Figura 7b: Esquema de las variaciones observadas en los indicadores hidrológicos y relativos a las tormentas. [Basado en la Figura 2.39b]

- Sobre la base de datos limitados, las variaciones observadas en la intensidad y frecuencia de los ciclones tropicales y extratropicales y de las tormentas locales intensas no muestran tendencias claras en la última mitad del siglo XX, aunque a veces se advierten fluctuaciones multidecenales.

Las variaciones y tendencias en los indicadores examinados implican que es prácticamente seguro que hubo una tendencia generalmente creciente de la temperatura de la superficie del planeta durante el siglo XX, aunque se producen desviaciones de corto plazo y regionales con respecto a esta tendencia.

C. Los agentes de forzamiento que provocan el cambio climático

Además de las variaciones y cambios ocurridos en el pasado en el clima de la Tierra, también las observaciones han documentado los cambios producidos en los agentes que pueden provocar el cambio climático. Los más notables han sido los aumentos en las concentraciones atmosféricas de gases de efecto invernadero (GEI) y de aerosoles (partículas o gotitas microscópicas en suspensión en el aire) y las variaciones en la actividad solar, que pueden ambas alterar el balance de radiación de la Tierra y por lo tanto el clima. Esos registros de observaciones de los agentes de forzamiento del clima forman parte de la información necesaria para comprender los cambios climáticos en el pasado que se han observado en la sección anterior, y para predecir, lo cual es muy importante, qué cambios climáticos podríamos tener por delante (véase la Sección F).

Como el registro de los cambios climáticos en el pasado, los conjuntos de datos sobre los agentes de forzamiento son de diversa extensión y calidad. Sólo existen mediciones directas de la irradiancia solar para unos dos decenios. La supervisión directa constante de las concentraciones de dióxido de carbono (CO_2) en la atmósfera comenzó a mediados del siglo XX y se extendió en los últimos años a otros gases bien mezclados muy persistentes, como el metano. Los datos paleo-atmosféricos a partir de muestras de hielo revelan los cambios en la concentración de algunos GEI producidos en milenios anteriores. En cambio, las mediciones temporales de los agentes de forzamiento que tienen tiempos de residencia relativamente breves en la atmósfera (p.ej., los aerosoles) son más recientes y mucho menos completas, porque son más difíciles de medir y espacialmente heterogéneas. Los conjuntos de datos actuales muestran la influencia humana sobre las concentraciones atmosféricas, tanto de GEI muy persistentes como de agentes de forzamiento de corta vida durante la última parte del milenio pasado. En la Figura 8 se ilustran los efectos del gran aumento en la era industrial de las emisiones antropógenas de GEI y anhídrido sulfuroso, este último precursor de aerosoles.

Un cambio en la energía disponible para el sistema Tierra-atmósfera mundial debido a los cambios en esos agentes de forzamiento se denomina forzamiento radiativo (Wm^{-2}) del sistema climático (véase el recuadro 1). Definido de este modo, el forzamiento radiativo del cambio climático constituye un índice de los impactos medios mundiales relativos sobre el sistema superficie-troposfera, debido a diferentes causas naturales y antropógenas. En esta sección se actualiza el conocimiento del forzamiento radiativo del cambio climático, que se ha producido desde los tiempos preindustriales hasta el presente. En la Figura 9 se muestran los forzamientos radiativos estimados desde el comienzo de la Era Industrial (1750) hasta 1999, para los agentes de forzamiento naturales y antropógenos cuantificables. Aunque no están incluidas en la figura por su carácter episódico, las erupciones volcánicas son fuente de otro forzamiento natural importante. En las subsecciones siguientes se resume la información sobre cada agente de forzamiento.

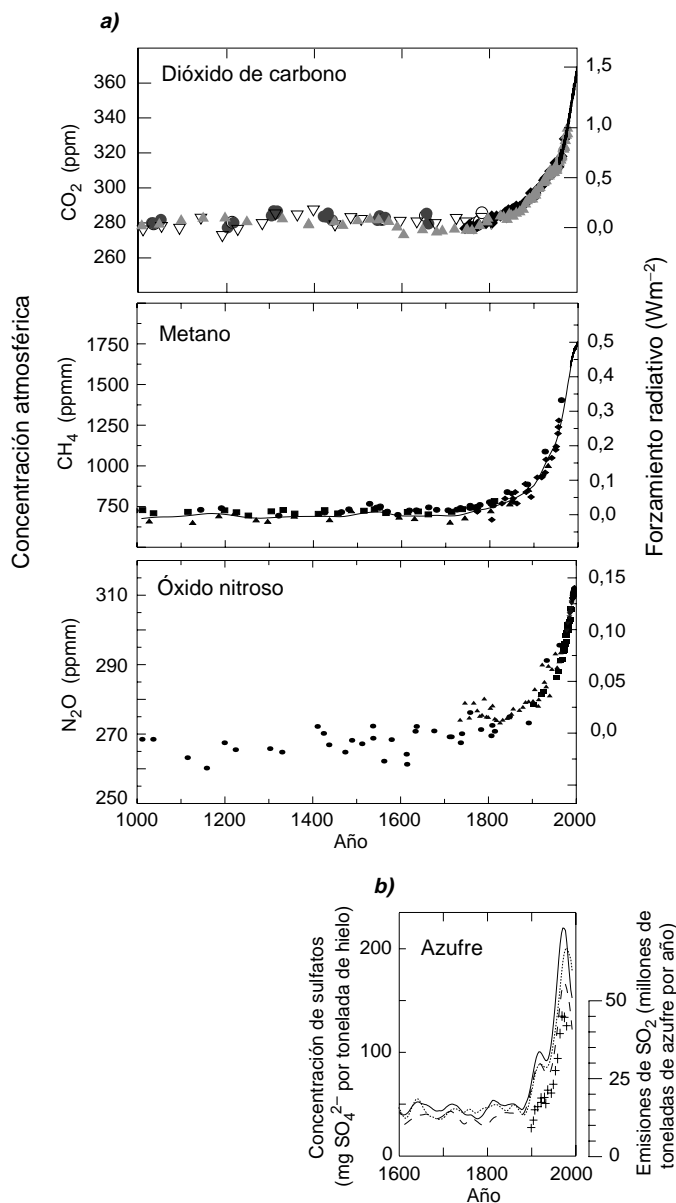


Figura 8: Registros de los cambios en la composición de la atmósfera. a) Concentraciones atmosféricas de CO_2 , CH_4 y N_2O en los últimos 1.000 años. Los datos de muestras de hielo y nevi-za en varios emplazamientos en la Antártida y Groenlandia (indicados con símbolos diferentes) se complementan con los datos de muestras atmosféricas directas en los últimos decenios (indicados mediante la línea del CO_2 e incorporados a la curva que representa el promedio mundial de CH_4). El forzamiento radiativo estimado de esos gases se indica en la escala a la derecha. b) Concentración de sulfatos en varias muestras de hielo de Groenlandia, después de eliminar los efectos episódicos de las erupciones volcánicas (líneas) y emisiones totales de SO_2 procedentes de fuentes en Estados Unidos y Europa (cruces). [Basado en a) la Figura 3.2b (CO_2), la Figura 4.1a y b (CH_4) y la Figura 4.2 (N_2O) y b) en la Figura 5.4a]

Los agentes de forzamiento incluidos en la Figura 9 difieren considerablemente en su forma, magnitud y distribución espacial. Algunos de los GEI son emitidos directamente a la atmósfera; algunos son productos químicos de otras emisiones. Ciertos GEI tienen prolongados tiempos de residencia en la atmósfera y, como resultado, están bien mezclados en toda la atmósfera. Otros son de corta vida y tienen

concentraciones regionales heterogéneas. La mayoría de los gases se originan en fuentes tanto naturales como antropógenas. Por último, como se muestra en la Figura 9, los forzamientos radiativos de los distintos agentes pueden ser positivos (o sea, una tendencia a calentar la superficie de la Tierra) o negativos (o sea, una tendencia a enfriar la superficie de la Tierra).

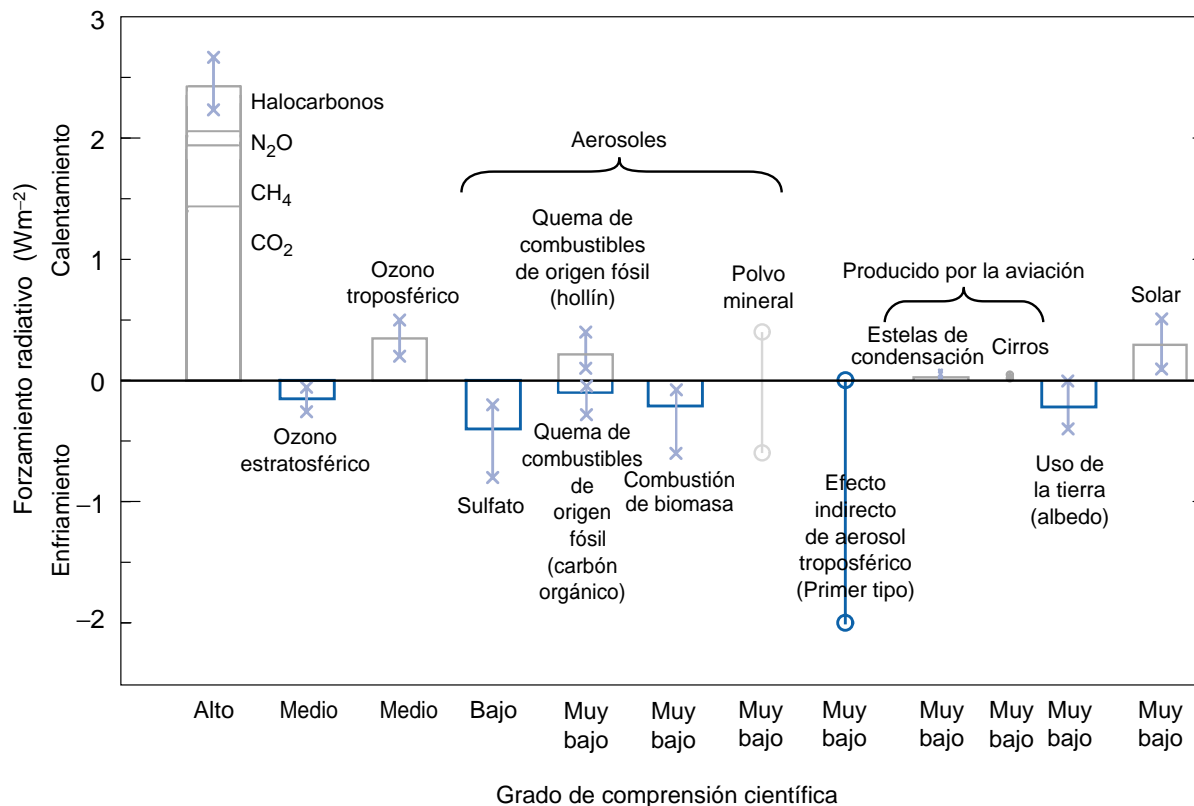


Figura 9: Forzamientos radiativos (Wm^{-2}) medios anuales mundiales debidos a varios agentes en el período desde la era preindustrial (1750) hasta el presente (finales de los años noventa; alrededor de 2000) (las valores numéricos se enumeran también en el Cuadro 6.11 del Capítulo 6). Véanse explicaciones detalladas en el Capítulo 6.13. La altura de la barra rectangular denota un valor central o la mejor estimación, en tanto que su ausencia denota que no es posible calcular una mejor estimación. Las líneas verticales situadas sobre las barras rectangulares con delimitadores "x" indican una estimación del margen de incertidumbre, provocado en su mayor parte por la dispersión en los valores publicados del forzamiento. Una línea vertical sin barra rectangular y con delimitadores "o" denota un forzamiento para el cual no puede darse ninguna estimación central, debido a grandes incertidumbres. El margen de incertidumbre especificado aquí no tiene fundamentación estadística y difiere, por lo tanto, del empleo del término en otras partes de este documento. Se otorga un índice de "grado de comprensión científica" a cada forzamiento, con niveles alto, medio, bajo y muy bajo, respectivamente. Esto representa el juicio subjetivo acerca de la fiabilidad del cálculo del forzamiento, que implica factores tales como los supuestos necesarios para evaluar el forzamiento, el grado de conocimiento de los mecanismos físicos/químicos que determinan el forzamiento y las incertidumbres que rodean el cálculo cuantitativo del forzamiento (véase el Cuadro 6.12). Los gases de efecto invernadero (GEI) bien mezclados se agrupan juntos en una sola barra rectangular, mostrando las contribuciones medias individuales debidas al CO_2 , el CH_4 , el N_2O y los halocarbonos (véanse los Cuadros 6.1 y 6.11). La quema de combustibles de origen fósil se divide en componentes "hollín" y "carbón orgánico", con su mejor estimación y alcance separados. El signo de los efectos debidos al polvo mineral es una incertidumbre. El forzamiento indirecto debido a los aerosoles troposféricos no se comprende bien. Lo mismo ocurre con el forzamiento debido a la aviación, por sus efectos sobre las estelas de condensación y las nubes cirros. Sólo se tiene en cuenta aquí el "primer" tipo de efecto indirecto debido a los aerosoles, como aplicable en el contexto de las nubes líquidas. El "segundo" tipo de efecto es conceptualmente importante, pero los cálculos cuantitativos simulados inspiran muy poca confianza. El forzamiento vinculado a los aerosoles estratosféricos procedentes de erupciones volcánicas es muy variable a lo largo del período y no se tiene en cuenta para este diagrama (sin embargo, véase la Figura 6.8). Todos los forzamientos que se indican tienen distintas características espaciales y estacionales (Figura 6.7), de modo que las medias anuales mundiales que aparecen en el diagrama no brindan un cuadro completo de la perturbación radiativa. Sólo pretenden dar, en un sentido relativo, una perspectiva de primer orden en una escala media anual mundial y no pueden emplearse fácilmente para obtener la respuesta climática a los forzamientos totales, naturales y/o antropógenos. Al igual que en el SIE, se insiste en que los forzamientos medios mundiales positivos y negativos no pueden ser sumados y considerados *a priori* como compensaciones en términos del impacto completo en el clima mundial. [Basado en la Figura 6.6]

Cuadro 1: Ejemplos de gases de efecto invernadero en los que influyen las actividades humanas (basado en el Capítulo 3 y en el Cuadro 4.1)

	CO ₂ (Dióxido de carbono)	CH ₄ (Metano)	N ₂ O (Óxido nítrico)	CFC-11 (Clorofluorocarbono-11)	HFC-23 (Hidrofluorocarbono-23)	CF ₄ (Perfluorometano)
Concentración preindustrial	unas 280 ppm	unas 700 ppmm	unas 270 ppmm	cero	cero	40 ppb
Concentración en 1998	365 ppm	1 745 ppmm	314 ppmm	268 ppb	14 ppb	80 ppb
Ritmo del cambio de concentración ^b	1,5 ppm/año ^a	7,0 ppmm/año ^a	0,8 ppmm/año	-1,4 ppb/año	0,55 ppb/año	1 ppb/año
Tiempo de vida en la atmósfera	5 a 200 años ^c	12 años ^d	114 años ^d	45 años	260 años	>50 000 años

a El ritmo ha fluctuado entre 0,9 ppm/año y 2,8 ppm/año para el CO₂ y entre 0 y 13 ppmm/año para el CH₄ en el período 1990–1999.

b El ritmo se calcula para el período 1990–1999.

c No puede definirse un solo período de vida para el CO₂, dados los diferentes índices de absorción por diferentes procesos de eliminación

d Este período de vida ha sido definido como un “tiempo de ajuste” que tiene en cuenta el efecto indirecto del gas en su propio tiempo de residencia.

C.1 Cambios observados en las concentraciones y el forzamiento radiativo de gases de efecto invernadero (GEI) mezclados de forma homogénea en todo el planeta

Durante el milenio anterior a la Era Industrial, las concentraciones de GEI en la atmósfera se mantuvieron relativamente constantes. Sin embargo, desde entonces las concentraciones de muchos de esos gases han aumentado directa o indirectamente, debido a las actividades humanas.

En el Cuadro 1 se presentan ejemplos de varios GEI y se resumen sus concentraciones en 1750 y 1998, sus modificaciones en los años noventa y sus períodos de vida en la atmósfera. La contribución de un elemento o de un compuesto al forzamiento radiativo del cambio climático depende de las propiedades radiativas moleculares del gas, de la magnitud del aumento de su concentración en la atmósfera y del tiempo de residencia de dicho elemento en la atmósfera, una vez emitido. *Este último factor — el tiempo de residencia del GEI — es una característica muy pertinente para la adopción de políticas. Es decir, que las emisiones de un GEI que tenga un prolongado tiempo de residencia en la atmósfera comprometen casi irreversiblemente el forzamiento radiativo sostenido a través de decenios, siglos o milenios, antes de que los procesos naturales puedan eliminar las cantidades emitidas.*

DIÓXIDO DE CARBONO (CO₂)

La concentración de CO₂ en la atmósfera ha aumentado de 280 ppm⁵ en 1750 a 367 ppm en 1999 (31%, Cuadro 1). La concentración actual de CO₂ no ha sido superada en los últimos 420.000 años y probablemente tampoco en los últimos 20 millones de años. La tasa de aumento en el siglo pasado no tiene precedentes, por lo menos durante los últimos 20.000 años (Figura 10). La composición isotópica del CO₂ y la disminución observada en el oxígeno (O₂) demuestran que

el aumento observado en CO₂ se debe predominantemente a la oxidación de carbono orgánico por la quema de combustibles de origen fósil y la deforestación. Un conjunto creciente de datos paleoatmosféricos obtenidos en aire atrapado en el hielo durante centenares de milenios ofrece un contexto para el aumento en las concentraciones de CO₂ durante la Era Industrial (Figura 10). Comparado con las concentraciones relativamente estables de CO₂ (280 ± 10 ppm) de los varios milenios precedentes, el aumento durante la Era Industrial es espectacular. El ritmo medio de aumento desde 1980 es de 0,4%/año. El aumento es consecuencia de las emisiones de CO₂. La mayoría de las emisiones durante los últimos 20 años se deben a la quema de combustibles de origen fósil; el resto (del 10 al 30%) se debe predominantemente a los cambios en el uso de la tierra, especialmente por la deforestación. Como se muestra en la Figura 9, el CO₂ es el gas dominante de efecto invernadero por influencia humana, con un forzamiento radiativo actual de 1,46 Wm⁻², que representa el 60% del total de los cambios en las concentraciones de todos los GEI muy resistentes mezclados de forma homogénea en todo el planeta.

Las mediciones directas en la atmósfera de las concentraciones de CO₂ hechas en los últimos 40 años muestran grandes fluctuaciones de un año a otro en el ritmo de aumento de CO₂ en la atmósfera. En los años noventa, los ritmos anuales de aumento de CO₂ en la atmósfera variaron de 0,9 a 2,8 ppm/año, lo que equivale a 1,9 a 6,0 PgC/año. Esos cambios anuales pueden vincularse estadísticamente con la variabilidad del clima a corto plazo, que altera el ritmo en que el CO₂ atmosférico es absorbido y liberado por los océanos y la tierra. Los índices superiores de aumento de CO₂ en la atmósfera se han dado típicamente en años de intensa corriente El Niño (Recuadro 4). Esos ritmos superiores de aumento pueden explicarse verosímelmente por una reducción de la absorción terrestre (o exhalación terrestre) de CO₂ durante los años de El Niño, contrarrestando la tendencia de los océanos a captar más CO₂ que de costumbre.

5 Las abundancias de gases traza en la atmósfera se indican aquí como la fracción molar (proporción de mezcla molar) del gas en relación con el aire seco (ppm = 10⁻⁶, ppmm = 10⁻⁹, ppb = 10⁻¹²). La carga atmosférica se indica como la masa total del gas (p.ej., Mt = Tg = 10¹² g). El ciclo mundial del carbono se expresa en PgC = GtC.

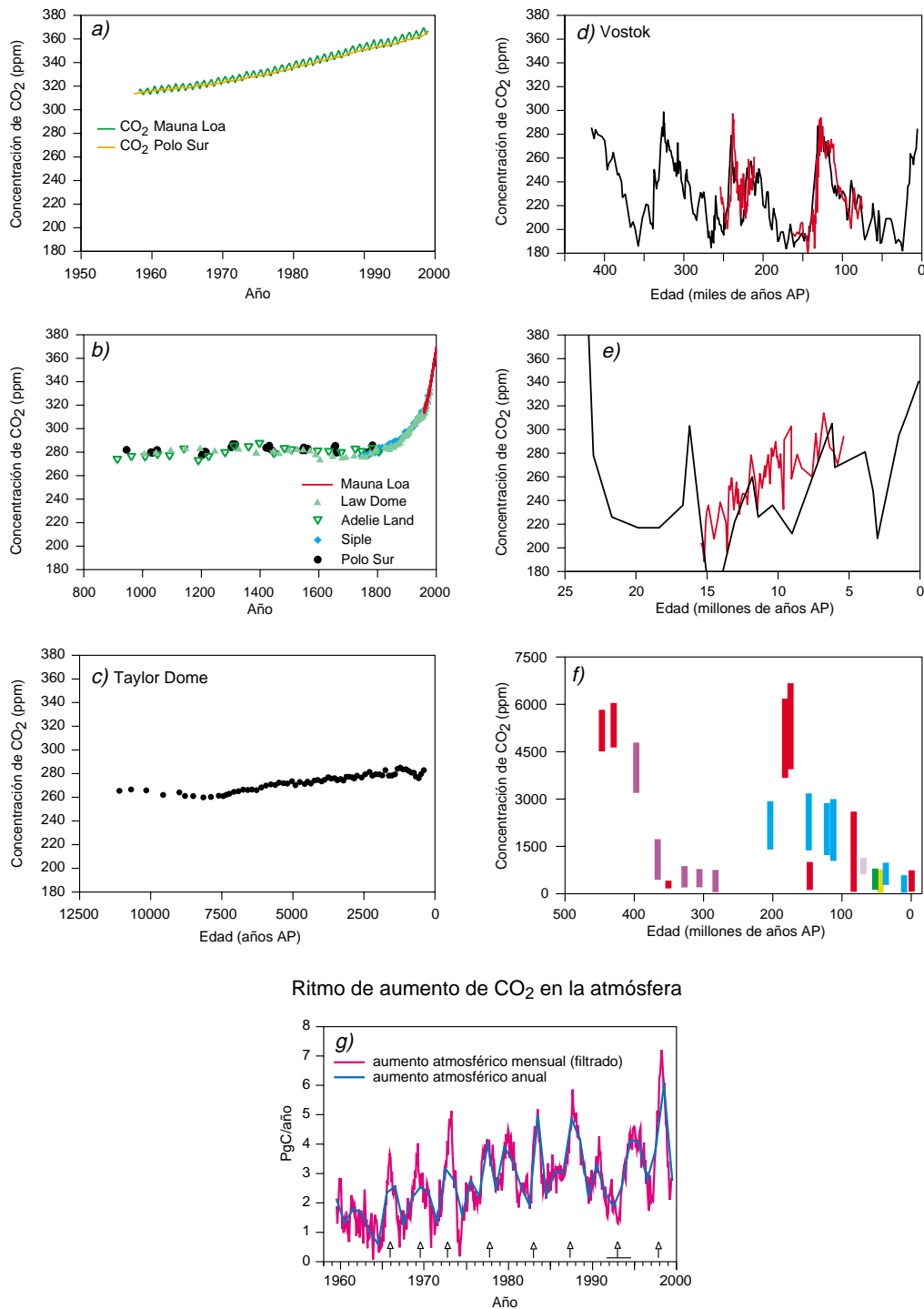
Variaciones de la concentración atmosférica de CO₂ en diferentes escalas temporales

Figura 10: Variaciones en la concentración atmosférica de CO₂ en diferentes escalas temporales.

a) Mediciones directas del CO₂ en la atmósfera.

b) Concentración de CO₂ en las muestras de hielo antártico en el último milenio. Se muestran, a título comparativo, mediciones atmosféricas recientes (Mauna Loa).

c) Concentración de CO₂ en muestras de hielo antártico en Taylor Dome.

d) Concentración de CO₂ en muestras de hielo antártico en Vostok. (Los diferentes colores representan resultados de diferentes estudios.)

e) y f) Concentraciones de CO₂ inferidas geoquímicamente. (Las barras y líneas de colores representan diferentes estudios publicados.)

g) Aumentos anuales de CO₂ en la atmósfera. Los aumentos mensuales en la atmósfera han sido filtrados para eliminar el ciclo estacional. Las flechas verticales denotan episodios El Niño. Una línea horizontal define el prolongado episodio El Niño de 1991 a 1994.

[Basado en las Figuras 3.2 y 3.3]

Cuadro 2: Los balances mundiales de CO_2 (en PgC/año) se basan en mediciones del CO_2 y el O_2 en la atmósfera. Los valores positivos son flujos hacia la atmósfera; los valores negativos representan la absorción en la atmósfera. [Basado en los Cuadros 3.1 y 3.3]

	SIE ^{a,b}	Este informe ^a	
	1980 a 1989	1980 a 1989	1990 a 1999
Aumento en la atmósfera	$3,3 \pm 0,1$	$3,3 \pm 0,1$	$3,2 \pm 0,1$
Emisiones (combustible de origen fósil, cemento) ^c	$5,5 \pm 0,3$	$5,4 \pm 0,3$	$6,3 \pm 0,4$
Flujo océano–atmósfera	$-2,0 \pm 0,5$	$-1,9 \pm 0,6$	$-1,7 \pm 0,5$
Flujo tierra–atmósfera ^d	$-0,2 \pm 0,6$	$-0,2 \pm 0,7$	$-1,4 \pm 0,7$

a Adviértase que las incertidumbres citadas en este cuadro son de un error estándar de ± 1 . Las incertidumbres citadas en el SIE eran de errores estándar de $\pm 1,6$ (o sea, aproximadamente un intervalo de confianza del 90%). Las incertidumbres citadas en el SIE se ajustaban al error estándar de ± 1 . Las barras de error denotan incertidumbre, no variabilidad interanual, que es sustancialmente superior.

b En los balances de carbono anteriores del IPCC se calculaba la absorción oceánica a partir de modelos y el flujo tierra-atmósfera se infería por la diferencia

c El término de las emisiones de combustibles de origen fósil para los años ochenta ha sido revisado con una leve reducción desde el SIE.

d El flujo tierra-atmósfera representa el balance de un término positivo debido a los cambios en el uso de la tierra y a una absorción terrestre residual. Los dos términos no pueden separarse basándose en las mediciones atmosféricas actuales. Usando análisis independientes para estimar el componente de cambios en el uso de la tierra para 1980 a 1989, puede inferirse la absorción terrestre residual del modo siguiente: Cambios en el uso de la tierra $1,7 \text{ PgC/a}$. ($0,6$ a $2,5$); Absorción terrestre residual $-1,9 \text{ PgC/a}$. ($-3,8$ a $0,3$). Todavía no se cuenta con datos comparables para los años noventa.

Ahora puede calcularse la repartición del CO_2 antropógeno entre los aumentos en la atmósfera y la absorción terrestre y oceánica en los últimos dos decenios, a partir de observaciones de la atmósfera. En el Cuadro 2 se presenta un balance mundial del CO_2 para los años ochenta (que resulta ser semejante al construido con ayuda de los resultados de un modelo oceánico en el SIE) y para los años noventa. En la construcción de estos nuevos balances se emplearon mediciones de la reducción del oxígeno (O_2) y del aumento del CO_2 en la atmósfera. Los resultados de este enfoque son coherentes con otros análisis basados en la composición isotópica del CO_2 atmosférico y con cálculos independientes basados en mediciones del CO_2 y el $^{13}\text{CO}_2$ en el agua de mar. El balance de los años noventa se basa en mediciones accesibles recientemente y actualiza el balance para 1989 a 1998, que se sacó usando la metodología del SIE para el *Informe especial del IPCC — uso de la tierra, cambios de uso de la tierra y silvicultura* (2000). La biosfera terrestre en su conjunto ha ganado carbono durante los años ochenta y noventa; o sea que el CO_2 liberado por los cambios en el uso de la tierra (sobre todo, la deforestación tropical) fue más que compensado por otras zonas de absorción terrestre, probablemente situadas tanto fuera de los trópicos en el hemisferio norte como en los trópicos. Sigue habiendo grandes incertidumbres relacionadas con el cálculo del CO_2 liberado debido a los cambios en el uso de la tierra (y, por lo tanto, con la magnitud de la absorción terrestre residual).

La modelización basada en procesos (modelos del carbono terrestre y oceánico) ha permitido una cuantificación preliminar de los mecanismos del ciclo mundial del carbono. Los resultados del modelo terrestre indican que el mayor crecimiento de los vegetales debido al aumento de CO_2 (fertilización por CO_2) y la deposición antropógena de nitrógeno, contribuyen significativamente a la absorción de CO_2 , o sea que son potencialmente responsables de la absorción terrestre residual antes descrita, junto con otros mecanismos propuestos, como los cambios en las prácticas de gestión de la tierra. Los efectos modelizados del cambio climático durante los años noventa sobre la absorción terrestre son escasos y de signo incierto.

METANO (CH_4)

Las concentraciones de metano (CH_4) en la atmósfera han aumentado en un 150% ($1,060 \text{ ppm}$) desde 1750. La concentración actual de CH_4 no ha sido superada durante los últimos 420.000 años. El metano (CH_4) es un gas de efecto invernadero (GEI) que procede de fuentes tanto naturales (p.ej., los humedales) como influidas por el ser humano (p.ej., agricultura, actividades de gas natural y vertederos). Poco más de la mitad de las emisiones actuales de CH_4 son antropógenas. El gas es eliminado de la atmósfera por reacciones químicas. Como lo muestra la Figura 11, desde 1983 se han hecho mediciones sistemáticas y representativas de la situación mundial de la concentración de CH_4 en la atmósfera, y el registro de las concentraciones en la atmósfera se ha extendido a épocas anteriores a partir del aire extraído de muestras de hielo y capas de neviza. El forzamiento radiativo directo actual del CH_4 de $0,48 \text{ Wm}^{-2}$ representa un 20% del total de todos los GEI muy persistentes y mundialmente bien mezclados (véase la Figura 9).

La abundancia de CH_4 en la atmósfera sigue aumentando, desde unas 1.610 ppm en 1983 a 1.745 ppm en 1998, pero el incremento anual observado ha disminuido durante este período. El aumento fue muy variable en los años noventa, fue casi nulo en 1992 y ascendió a 13 ppm durante 1998. No existe una explicación cuantitativa clara para esta variabilidad. Desde el SIE, ha mejorado la cuantificación de algunas fuentes antropógenas del CH_4 , como la producción de arroz.

El índice de aumento en el CH_4 atmosférico se debe a un leve desequilibrio entre fuentes y vertederos caracterizados de forma insatisfactoria, por lo que la predicción de concentraciones futuras resulta problemática. Aunque parecen haberse identificado los principales contribuyentes al balance mundial del CH_4 , la mayoría de ellos son bastante inciertos cuantitativamente, por la dificultad de evaluar los índices de emisión de fuentes muy variables en la biosfera. Las limitaciones de la intensidad de fuentes de CH_4 mal cuantificadas y caracterizadas impiden la predicción de futuras concentraciones de CH_4 en

la atmósfera (y, por lo tanto, su contribución al forzamiento radiativo) para cualquier escenario dado de emisiones antropógenas, en particular porque tanto las emisiones naturales como la eliminación del CH_4 pueden resultar influidas sustancialmente por el cambio climático.

ÓXIDO NITROSO (N_2O)

La concentración del óxido nitroso (N_2O) en la atmósfera ha aumentado constantemente durante la Era Industrial y ahora es un 16% (46 ppmm) mayor que en 1750. La concentración actual del N_2O no ha sido superada durante los últimos mil años, por lo menos. El óxido nitroso es otro gas de efecto invernadero (GEI) con fuentes tanto naturales como antropógenas y es eliminado de la atmósfera por reacciones químicas. Las concentraciones atmosféricas del N_2O siguen aumentando a un ritmo del 0,25%/año (1980 a 1998). Se observan importantes variaciones interanuales en la tendencia ascendente de las concentraciones de N_2O , p.ej. una reducción del 50% del ritmo de crecimiento anual de 1991 a 1993. Se han sugerido múltiples causas: una reducción en el uso de abonos a base de nitrógeno, menores emisiones biogénicas y mayores fugas hacia la estratosfera, debidas a cambios en la circulación provocados por la actividad volcánica. Desde 1993, el aumento en las concentraciones de N_2O ha vuelto a ritmos más próximos a los observados durante los años ochenta. Aunque estas variaciones observadas a través de varios años han ofrecido cierta posible comprensión acerca de cuáles son los procesos que controlan el comportamiento del N_2O en la atmósfera, las tendencias a través de varios años de este GEI se mantienen en gran medida sin explicación.

El balance mundial del óxido nitroso está mejor que en el SIE, pero aún son bastante considerables las incertidumbres en cuanto a las emisiones de fuentes individuales. Se estima que las fuentes naturales del N_2O proporcionan aproximadamente 10 TgN/año (1990); los suelos serían un 65% de las fuentes y los océanos un 30%. Nuevos cálculos más elevados de las emisiones de fuentes antropógenas (agricultura, combustión de biomasa, actividades industriales y ganadería) de aproximadamente 7 TgN/año, han equilibrado más los cálculos de fuente/sumidero, en comparación con el SIE. Sin embargo, la comprensión predictiva, asociada con este importante GEI muy persistente, no ha mejorado significativamente desde la última evaluación. El forzamiento radiativo se estima en $0,15 \text{ Wm}^{-2}$, que es el 6% del total de todos los GEI muy persistentes y mezclados mundialmente (véase la Figura 9).

HALOCARBONOS Y COMPUESTOS RELACIONADOS

Las concentraciones atmosféricas de muchos de esos gases, que son a la vez destructores de la capa de ozono y de efecto invernadero, están disminuyendo (CFC-11, CFC-113, CH_3CCl_3 y CCl_4) o aumentando más lentamente (CFC-12), en respuesta a la reducción de emisiones en virtud de la reglamentación del Protocolo de Montreal y sus enmiendas. Muchos de esos halocarbonos son también gases de efecto invernadero muy persistentes con efecto radiativo. Los halocarbonos son compuestos de carbono que contienen flúor, cloro, bromo o yodo. La mayoría de esos compuestos tienen como única fuente las actividades humanas. Los halocarbonos que contienen cloro (p.ej., los clorofluorocarbonos - CFC) y bromo (p.ej., los halones) producen la eliminación de la capa de ozono estratosférica y están controlados en virtud del Protocolo de Montreal. La abundancia troposférica combinada de gases destructores de la capa

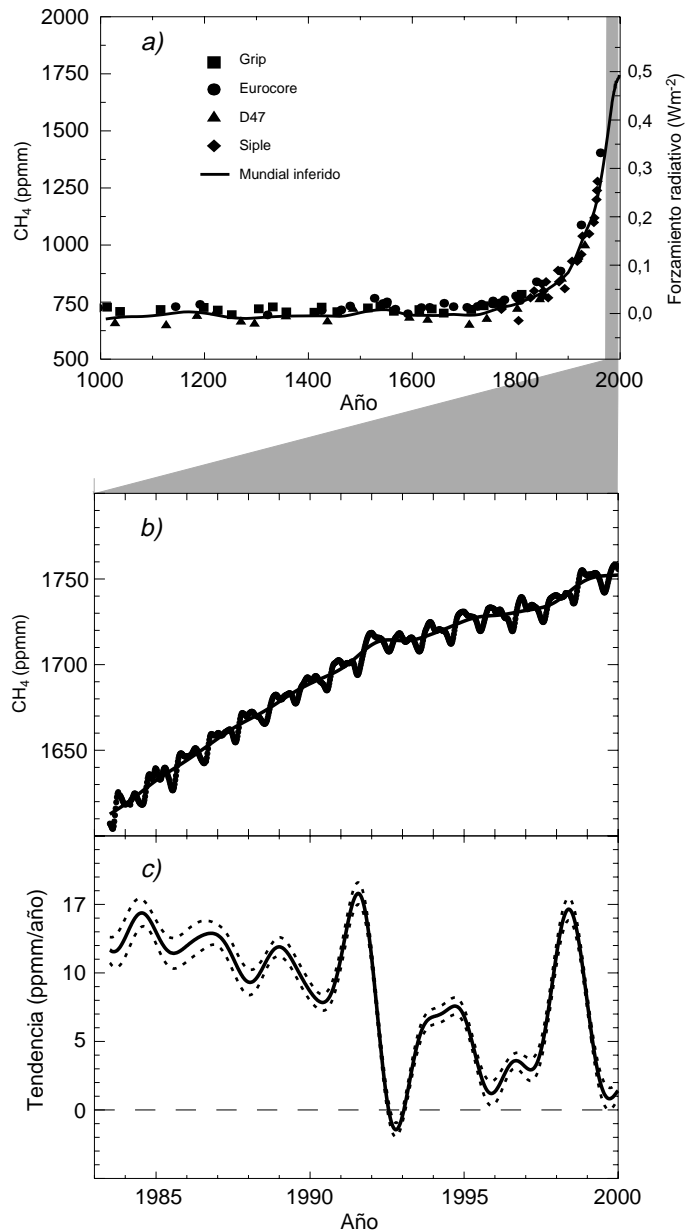


Figura 11
 a) Cambios en la abundancia de CH_4 (fracción molar en ppmm = 10^{-9}) determinados a partir de muestras de hielo, neviza y muestras de aire completo proyectadas para los últimos mil años. El forzamiento radiativo, aproximado mediante una escala lineal desde la era preindustrial, se proyecta en el eje de la derecha.
 b) Abundancia promediada mundialmente de CH_4 (con variaciones mensuales) y de CH_4 desestacionalizado (línea nivelada) representada para 1983 a 1999.
 c) Ritmo de incremento anual instantáneo (ppmm/año) en la abundancia de CH_4 atmosférico mundial desde 1983 a 1999, calculado como derivado de la curva de tendencia desestacionalizada anterior. Las incertidumbres (líneas de puntos) son una desviación normal de ± 1 . [Basado en la Figura 4.1]

de ozono llegó a su máximo en 1994 y está disminuyendo lentamente. Las abundancias de algunos de los principales halocarbonos de efecto invernadero en la atmósfera han alcanzado la cima, como se

muestra para el CFC-11 en la Figura 12. Las concentraciones de CFC y clorocarbonos en la troposfera son coherentes con las emisiones notificadas. Los halocarbonos aportan un forzamiento radiativo de $0,34 \text{ Wm}^{-2}$, que es el 14% del forzamiento radiativo de todos los GEI mezclados mundialmente (Figura 9).

Las concentraciones atmosféricas observadas de los sustitutos de los CFC están aumentando, y algunos de esos compuestos son gases de efecto invernadero. Las abundancias de los hidroclorofluorocarbonos (HCFC) y de los hidrofluorocarbonos (HFC) están aumentando, como resultado de la continuidad de usos anteriores y de su utilización como sustitutos de los CFC. Por ejemplo, la concentración del HFC-23 ha aumentado más de tres veces entre 1978 y 1995. Como las concentraciones actuales son relativamente bajas, la contribución actual de los HFC al forzamiento radiativo es relativamente modesta. La contribución actual de los HCFC al forzamiento radiativo también es relativamente modesta, y las emisiones futuras de esos gases están limitadas por el Protocolo de Montreal.

Los perfluorocarbonos (PFC, p.ej. el CF_4 y el C_2F_6) y el hexafluoruro de azufre (SF_6) proceden de fuentes antropógenas, tienen tiempos de residencia en la atmósfera extremadamente largos y absorben gran cantidad de radiación infrarroja. Por lo tanto, estos compuestos, aun con emisiones relativamente reducidas, tienen la posibilidad de influir sobre el clima hasta un futuro muy lejano. El perfluorometano (CF_4) permanece en la atmósfera unos 50.000 años, como mínimo. Tiene fuentes naturales, pero las emisiones antropógenas actuales superan a las naturales por un factor de mil o más, y son responsables del aumento observado. El hexafluoruro de azufre (SF_6) es un GEI 22.200 veces más eficaz que el CO_2 , calculando por kg. Las concentraciones actuales en la atmósfera son muy escasas (4,2 ppb), pero tienen un ritmo de crecimiento importante (0,24 ppb/año). Hay concordancia entre el ritmo observado de aumento del SF_6 en la atmósfera y las emisiones basadas en datos revisados de ventas y almacenamiento.

C.2 Cambios observados en otros gases radiativamente importantes

OZONO ATMOSFÉRICO (O_3)

El ozono (O_3) es un importante gas de efecto invernadero, presente en la estratosfera y en la troposfera. La función del ozono en el balance de la radiación atmosférica depende en gran medida de la altitud a la cual se producen cambios en las concentraciones del ozono. Los cambios en las concentraciones del ozono también son variables en el espacio. Además, el ozono no es un elemento emitido directamente, sino que se forma en la atmósfera a partir de procesos fotoquímicos en que intervienen especies precursoras, tanto naturales como influidas por el ser humano. Una vez formado, el tiempo de residencia del ozono en la atmósfera es relativamente breve, variando de semanas a meses. Como resultado, la estimación de la función radiativa del ozono es más compleja y mucho menos segura que para los GEI muy resistentes y bien mezclados en todo el mundo citados anteriormente.

Las pérdidas observadas en la capa de ozono estratosférica en los últimos dos decenios han provocado un forzamiento negativo de $0,15 \pm 0,1 \text{ Wm}^{-2}$ (o sea, una tendencia al enfriamiento) del sistema

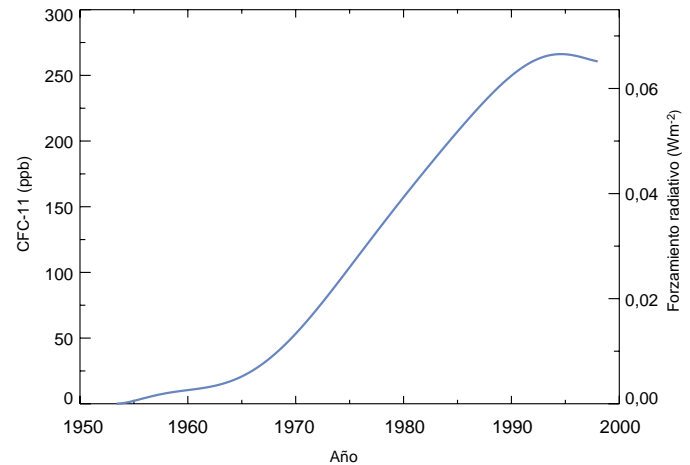


Figura 12: Abundancia troposférica (ppb) media mundial de CFC-11 (CFCl_3) desde 1950 hasta 1998, basada en mediciones niveladas y modelos de emisiones. El forzamiento radiativo del CFC-11 se muestra en el eje de la derecha. [Basado en la Figura 4.6]

superficie-troposfera. En *Cambio climático 1992: Informe suplementario a la evaluación científica del IPCC*, se informó que el agotamiento de la capa de ozono provocado por los halocarbonos antropógenos introduce un forzamiento radiativo negativo. El cálculo que se muestra en la Figura 9 es de una magnitud levemente superior al indicado en el SIE, debido al agotamiento del ozono, que ha continuado en los últimos cinco años y que, como resultado de una mayor cantidad de estudios de modelización es más confiable. Los estudios con modelos de circulación general indican que, a pesar de la falta de homogeneidad en la pérdida de ozono (o sea, en la estratosfera inferior en altas latitudes), ese forzamiento negativo se vincula con una disminución de la temperatura en la superficie, proporcional a la magnitud del forzamiento negativo. Por lo tanto, este forzamiento negativo en los últimos dos decenios ha contrarrestado parte del forzamiento positivo producido por los GEI muy persistentes y mundialmente bien mezclados (Figura 9). Una fuente importante de incertidumbre en el cálculo del forzamiento negativo se debe al conocimiento incompleto del agotamiento del ozono cerca de la tropopausa. Los cálculos modelizados indican que la creciente penetración de radiación ultravioleta en la troposfera, como resultado del agotamiento del ozono estratosférico, lleva al aumento de las tasas de eliminación de gases como el CH_4 , amplificando así el forzamiento negativo debido al agotamiento del ozono. A medida que la capa de ozono se recupere en los futuros decenios por los efectos del Protocolo de Montreal, en relación con la actual, se proyecta que el futuro forzamiento radiativo asociado con el ozono estratosférico se tornará positivo.

Se estima que el forzamiento radiativo medio mundial debido a los incrementos del ozono troposférico desde la época preindustrial ha aumentado el forzamiento de los gases de efecto invernadero antropógenos en $0,35 \pm 0,2 \text{ Wm}^{-2}$. Esto convierte al ozono troposférico en el tercer GEI en importancia, después del CO_2 y del CH_4 . El ozono se forma por reacciones fotoquímicas y sus cambios futuros estarán determinados, entre otras cosas, por las emisiones de CH_4 y contaminantes (como se observa más adelante). Las concentraciones

de ozono responden relativamente rápido a los cambios en las emisiones de contaminantes. A base de limitadas observaciones y varios estudios de modelización, se estima que el ozono troposférico ha aumentado en un 35% desde la era preindustrial y que algunas regiones experimentan más aumentos y otras menos. Ha habido pocos incrementos observados en las concentraciones del ozono en la troposfera mundial desde mediados de los años ochenta, en la mayoría de las pocas localidades distantes en que se mide regularmente. La falta de aumentos observados sobre América del Norte y Europa se vincula con la falta de un aumento sostenido en las emisiones precursoras del ozono en esos continentes. Sin embargo, algunas estaciones asiáticas indican un posible aumento del ozono troposférico, que podría estar relacionado con el aumento de las emisiones en Asia oriental. Como resultado de más estudios de modelización que antes, existe ahora cada vez más confianza en las estimaciones del forzamiento del ozono troposférico. Sin embargo, esa confianza es muy inferior a la que se otorga a los GEI bien mezclados, pero superior a la concedida al forzamiento por aerosoles. Las incertidumbres surgen por la limitada información sobre las distribuciones preindustriales del ozono y la limitada información para evaluar las tendencias mundiales modelizadas en la época contemporánea (o sea, después de 1960).

GASES CON INFLUENCIAS RADIATIVAS SÓLO INDIRECTAS

Varios gases químicamente reactivos, comprendidas los compuestos reactivos del nitrógeno (NO_x), el monóxido de carbono (CO) y los compuestos orgánicos volátiles (COV), controlan, en parte, la capacidad oxidante de la troposfera, así como la abundancia del ozono. Estos contaminantes actúan como GEI indirecto, por su influencia no sólo sobre el ozono, sino también sobre los períodos de vida del CH_4 y otros GEI. Las emisiones de NO_x y CO están dominadas por las actividades humanas.

Se identifica al monóxido de carbono como un importante gas de efecto invernadero indirecto. Los cálculos modelizados indican que la emisión de 100 Mt de CO es equivalente, en términos de perturbaciones que provocan los GEI, a la emisión de alrededor de 5 Mt de CH_4 . La abundancia del CO en el hemisferio norte es alrededor del doble que en el hemisferio sur y ha aumentado en la segunda mitad del siglo XX, junto con la industrialización y la población.

Los compuestos reactivos del nitrógeno NO y NO_2 , (cuya suma se denota como NO_x) son compuestos clave en la química de la troposfera, pero su impacto radiativo general sigue siendo difícil de cuantificar. La importancia de los NO_x en el balance de la radiación se debe a que los aumentos en las concentraciones de NO_x perturban a varios GEI; por ejemplo, reducciones en el metano y los HFC y aumentos en el ozono troposférico. La deposición de los productos de reacción de los NO_x fertiliza la biosfera, reduciendo de ese modo el CO_2 atmosférico. Aunque son difíciles de cuantificar, los aumentos en NO_x que se proyectan hasta el año 2100 provocarían cambios importantes en los GEI.

C.3 Cambios observados y modelizados en los aerosoles

Se sabe que los aerosoles (diminutas partículas y gotitas en suspensión en el aire) influyen significativamente sobre el balance radiativo de la Tierra/atmósfera. Los efectos radiativos de los aerosoles se

producen de dos maneras distintas: i) el efecto directo, por el cual los propios aerosoles dispersan y absorben radiación infrarroja solar y térmica, y ii) el efecto indirecto, por el cual los aerosoles modifican las propiedades microfísicas y por lo tanto las radiativas y la nubosidad. Los aerosoles son producidos por diversos procesos, tanto naturales (comprendidas las tormentas de polvo y la actividad volcánica) como antropógenas (comprendidas la quema de combustibles de origen fósil y la combustión de biomasa). Se cree que las concentraciones atmosféricas de aerosoles troposféricos han aumentado en los últimos años, debido al incremento de las emisiones antropógenas de partículas y de sus gases precursores, aumentando de ese modo el forzamiento radiativo. La mayoría de los aerosoles se encuentran en la troposfera inferior (por debajo de unos pocos kilómetros), pero el efecto radiativo de muchos aerosoles es sensible a la distribución vertical. Los aerosoles experimentan cambios químicos y físicos mientras están en la atmósfera, sobre todo dentro de las nubes, y son eliminados en gran medida y relativamente rápido por las precipitaciones (típicamente, en el lapso de una semana). Debido a este breve tiempo de residencia y a la falta de homogeneidad de las fuentes, los aerosoles se distribuyen de modo heterogéneo en la troposfera, con sus máximos cerca de las fuentes. El forzamiento radiativo debido a los aerosoles depende no sólo de esas distribuciones espaciales, sino también del tamaño, la forma y la composición química de las partículas y también de diversos aspectos del ciclo hidrológico (p.ej., la formación de nubes). Como resultado de todos estos factores, ha sido un verdadero desafío obtener estimaciones exactas de este forzamiento, tanto desde el punto de vista de las observaciones como desde el teórico.

Sin embargo, se han logrado sustanciales progresos para definir mejor el efecto directo de un conjunto más vasto de diferentes aerosoles. En el SIE sólo se consideraban los efectos directos de tres especies de aerosoles antropógenos: los aerosoles de sulfatos, los aerosoles producto de la combustión de biomasa y el hollín de combustibles de origen fósil (o hulla). Las observaciones han demostrado ahora la importancia de las materias orgánicas, tanto en los aerosoles de carbono de combustibles de origen fósil como en los de carbono por combustión de biomasa. Desde el SIE, la inclusión de cálculos sobre la abundancia de aerosoles de carbono orgánico en combustibles de origen fósil ha llevado a aumentar la profundidad óptica total pronosticada (y el consiguiente forzamiento negativo) asociada con los aerosoles industriales. Los adelantos en las observaciones y en los modelos de aerosoles y radiativos han permitido cálculos cuantitativos de esos componentes separados, así como una estimación del alcance del forzamiento radiativo asociado con el polvo mineral, como se muestra en la Figura 9. Se estima que el forzamiento radiativo directo es de $-0,4 \text{ Wm}^{-2}$ para los aerosoles de sulfatos, $-0,2 \text{ Wm}^{-2}$ para los aerosoles de combustión de biomasa, $-0,1 \text{ Wm}^{-2}$ para los de carbón orgánico combustible de origen fósil y $+0,2 \text{ Wm}^{-2}$ para los de hollín de combustibles fósiles. Sin embargo, las incertidumbres siguen siendo relativamente grandes. Surgen de las dificultades para determinar la concentración y las características radiativas de los aerosoles atmosféricos y la fracción de los aerosoles que son de origen antropógeno, en particular el conocimiento de las fuentes de los aerosoles carbonáceos. Esto genera considerables diferencias (o sea, un margen de factores de dos a tres) en la carga y diferencias sustanciales en la distribución vertical (factor de diez). El aerosol en polvo antropógeno también está mal cuantificado.

Las observaciones satelitales, combinadas con cálculos modelizados, permiten identificar la marca espacial del efecto radiativo total de los aerosoles en cielo despejado; sin embargo, el monto cuantitativo todavía es incierto.

Las estimaciones del forzamiento radiativo indirecto debido a los aerosoles antropógenos siguen siendo problemáticas, aunque la evidencia observacional apunta a un forzamiento indirecto negativo inducido por aerosoles en las nubes cálidas. Existen dos enfoques diferentes para estimar el efecto indirecto de los aerosoles: métodos empíricos y métodos mecánicos. Los primeros se han aplicado para estimar los efectos de los aerosoles industriales, mientras que los últimos se han aplicado para estimar los efectos de los sulfatos en aerosol y de los aerosoles carbonáceos de combustibles de origen fósil y los originados en la biomasa. Además, se han usado modelos para el efecto indirecto, con el fin de estimar los efectos del cambio inicial en el tamaño y las concentraciones de las gotas (un primer efecto indirecto), así como los efectos del cambio subsiguiente en la eficiencia de las precipitaciones (un segundo efecto indirecto). Los estudios representados en la Figura 9 ofrecen el dictamen de un experto para el conjunto de los primeros; el margen de variación es ahora ligeramente más amplio que en el SIE; la perturbación radiativa asociada con el segundo efecto indirecto es del mismo signo y podría ser de similar magnitud comparada con el primer efecto.

Ahora se comprende que el efecto radiativo indirecto de los aerosoles también abarca efectos sobre las nubes de hielo y de fase mixta, pero no se conoce la magnitud de tal efecto indirecto, aunque es probable que sea positivo. Por ahora, no es posible estimar la cantidad de núcleos de hielo antropógenos. Excepto en las temperaturas frías (por debajo de -45°C), donde se espera que domine la nucleación homogénea, no se conocen todavía los mecanismos de formación de hielo en esas nubes.

C.4 Cambios observados en otros agentes de forzamiento antropógenos

CAMBIOS EN EL USO DE LA TIERRA (ALBEDO)

Los cambios en el uso de la tierra, cuyo principal factor es la deforestación, parecen haber producido un forzamiento radiativo negativo de $-0,2 \pm 0,2 \text{ Wm}^{-2}$ (Figura 8). Se estima que el mayor efecto se encuentra en las altas latitudes. Esto se debe a que la deforestación ha hecho que los bosques cubiertos de nieve, con un albedo relativamente bajo, sean sustituidos por superficies abiertas cubiertas de nieve con un albedo superior. El cálculo indicado más arriba se basa en simulaciones en las cuales la vegetación preindustrial es sustituida por los modos actuales en el uso de la tierra. Sin embargo, el nivel de comprensión de este forzamiento es muy escaso y ha habido muchas menos investigaciones del mismo, en comparación con investigaciones de otros factores considerados en este informe.

C.5 Cambios observados y modelizados en la actividad solar y volcánica

Se estima que el forzamiento radiativo del sistema climático debido a los cambios en la irradiancia solar es de $0,3 \pm 0,2 \text{ Wm}^{-2}$ en el período desde 1750 hasta la actualidad (Figura 8), y se calcula que

la mayoría de los cambios se produjeron durante la primera mitad del siglo XX. La fuente fundamental de toda energía en el sistema climático de la Tierra es la radiación del Sol. Por lo tanto, la variación en la energía solar es un agente de forzamiento radiativo. El valor absoluto de la irradiancia solar total (IST) espectralmente integrada que incide sobre la Tierra no excede, que se sepa, de unos 4 Wm^{-2} , pero las observaciones satelitales desde fines de los años setenta muestran relativas variaciones en los últimos dos ciclos de 11 años de actividad solar de alrededor del 0,1%, lo cual es equivalente a una variación en el forzamiento radiativo de alrededor de $0,2 \text{ Wm}^{-2}$. Antes de esas observaciones satelitales, no se disponía de mediciones directas fidedignas de la irradiancia solar. Las variaciones en períodos más largos pueden haber sido más amplias, pero las técnicas empleadas para reconstruir los valores históricos de la IST a partir de observaciones indirectas (p.ej., las manchas solares) no han sido suficientemente verificadas. La variación solar se produce mucho más sustancialmente en la región ultravioleta, y los estudios con modelos climáticos sugieren que la inclusión de variaciones en la irradiancia solar resueltas espectralmente y los cambios en el ozono estratosférico inducidos por el sol pueden mejorar el realismo de las simulaciones modelizadas del impacto de la variabilidad solar sobre el clima. Se han propuesto otros mecanismos de amplificación de los efectos solares sobre el clima, pero no tienen un fundamento teórico u observacional riguroso.

Los aerosoles estratosféricos generados por erupciones volcánicas explosivas provocan un forzamiento negativo que dura algunos años. En los períodos 1880–1920 y 1960–1991 se produjeron varias erupciones explosivas, y desde 1991 no ha habido ninguna erupción explosiva. El mayor contenido de aerosoles estratosféricos debido a las erupciones volcánicas, sumado a las reducidas variaciones en la irradiancia solar, determinan un forzamiento radiativo natural negativo neto en los últimos dos decenios, y posiblemente aun en los últimos cuatro.

C.6 Potenciales de calentamiento de la Tierra

En el Cuadro 3 se presentan los forzamientos radiativos y los Potenciales de Calentamiento de la Tierra (PCT) para un conjunto ampliado de gases. Los PCT son una medida del efecto radiativo relativo de una sustancia dada en comparación con el CO_2 , integrado en un período de tiempo elegido. Entre las nuevas categorías de gases en el Cuadro 3 se cuentan las moléculas orgánicas fluoradas, muchas de las cuales son éteres que han sido propuestos como sustitutos de los halocarbonos. Algunos de los PCT presentan más incertidumbres que otros, en particular los gases sobre cuyos períodos de vida no se dispone todavía de datos de laboratorio detallados. Los PCT directos han sido calculados en relación con el CO_2 usando un cálculo mejorado del forzamiento radiativo del CO_2 , la función de respuesta del SIE para un pulso de CO_2 y nuevos valores para el forzamiento radiativo y los períodos de vida de varios halocarbonos. También se han estimado para algunos nuevos gases, entre ellos el monóxido de carbono, los PCT indirectos, resultantes de efectos de forzamiento radiativo indirectos. Se estima que los PCT directos para esos compuestos cuyos tiempos de vida están bien caracterizados son exactos dentro de un margen de $\pm 35\%$, pero los PCT indirectos son menos seguros.

Cuadro 3: Potenciales de Calentamiento de la Tierra (PCT) directos en relación con el dióxido de carbono (para gases cuyos períodos de vida han sido suficientemente caracterizados). Los PCT son un índice para calcular la contribución al calentamiento mundial relativo debido a la emisión en la atmósfera de un kg de un gas determinado de efecto invernadero, comparado con la emisión de un kg de dióxido de carbono. Los PCT calculados para diferentes horizontes temporales muestran los efectos de los períodos de vida en la atmósfera de los diferentes gases. [Basado en el Cuadro 6.7]

Gas		Período de vida (años)	Potencial de calentamiento de la Tierra (Horizonte temporal en años)		
			20 años	100 años	500 años
Dióxido de carbono	CO ₂		1	1	1
Metano ^a	CH ₄	12,0 ^b	62	23	7
Óxido nitroso	N ₂ O	114 ^b	275	296	156
Hidrofluorocarbonos					
HFC-23	CHF ₃	260	9.400	12.000	10.000
HFC-32	CH ₂ F ₂	5,0	1.800	550	170
HFC-41	CH ₃ F	2,6	330	97	30
HFC-125	CHF ₂ CF ₃	29	5.900	3.400	1.100
HFC-134	CHF ₂ CHF ₂	9,6	3.200	1.100	330
HFC-134a	CH ₂ FCF ₃	13,8	3.300	1.300	400
HFC-143	CHF ₂ CH ₂ F	3,4	1.100	330	100
HFC-143a	CF ₃ CH ₃	52	5.500	4.300	1.600
HFC-152	CH ₂ FCH ₂ F	0,5	140	43	13
HFC-152a	CH ₃ CHF ₂	1,4	410	120	37
HFC-161	CH ₃ CH ₂ F	0,3	40	12	4
HFC-227ea	CF ₃ CHF ₂ CF ₃	33	5.600	3.500	1.100
HFC-236cb	CH ₂ FCF ₂ CF ₃	13,2	3.300	1.300	390
HFC-236ea	CHF ₂ CHF ₂ CF ₃	10	3.600	1.200	390
HFC-236fa	CF ₃ CH ₂ CF ₃	220	7.500	9.400	7.100
HFC-245ca	CH ₂ FCF ₂ CHF ₂	5,9	2.100	640	200
HFC-245fa	CHF ₂ CH ₂ CF ₃	7,2	3.000	950	300
HFC-365mfc	CF ₃ CH ₂ CF ₂ CH ₃	9,9	2.600	890	280
HFC-43-10mee	CF ₃ CHF ₂ CHF ₂ CF ₃	15	3.700	1.500	470
Compuestos totalmente fluorados					
SF ₆		3.200	15.100	22.200	32.400
CF ₄		50.000	3.900	5.700	8.900
C ₂ F ₆		10.000	8.000	11.900	18.000
C ₃ F ₈		2.600	5.900	8.600	12.400
C ₄ F ₁₀		2.600	5.900	8.600	12.400
C ₄ F ₈		3.200	6.800	10.000	14.500
C ₅ F ₁₂		4.100	6.000	8.900	13.200
C ₆ F ₁₄		3.200	6.100	9.000	13.200
Éteres y éteres halogenados					
CH ₃ OCH ₃		0,015	1	1	<<1
HFE-125	CF ₃ OCHF ₂	150	12.900	14.900	9.200
HFE-134	CHF ₂ OCHF ₂	26,2	10.500	6.100	2.000
HFE-143a	CH ₃ OCHF ₃	4,4	2.500	750	230
HCFE-235da2	CF ₃ CHClOCHF ₂	2,6	1.100	340	110
HFE-245fa2	CF ₃ CH ₂ OCHF ₂	4,4	1.900	570	180
HFE-254cb2	CHF ₂ CF ₂ OCH ₃	0,22	99	30	9
HFE-7100	C ₄ F ₉ OCH ₃	5,0	1.300	390	120
HFE-7200	C ₄ F ₉ OC ₂ H ₅	0,77	190	55	17
H-Galden 1040x	CHF ₂ OCF ₂ OC ₂ F ₄ OCHF ₂	6,3	5.900	1.800	560
HG-10	CHF ₂ OCF ₂ OCHF ₂	12,1	7.500	2.700	850
HG-01	CHF ₂ OCF ₂ CF ₂ OCHF ₂	6,2	4.700	1.500	450

a Los PCT del metano incluyen una contribución indirecta de la producción de H₂O y O₃ estratosféricos.

b Los valores para el metano y el óxido nitroso son tiempos de ajuste, que incorporan los efectos indirectos de la emisión de cada gas en su propio período de vida.

D. La simulación del sistema climático y sus cambios

En las dos secciones anteriores se analizó el clima desde épocas remotas hasta el presente, a la luz de las observaciones de las variables climáticas y los agentes de forzamiento que causan el cambio climático. En esta sección se tiende un puente hacia el clima del futuro, mediante la descripción del único instrumento que permite hacer estimaciones cuantitativas de los cambios climáticos futuros, a saber, los modelos numéricos. Una comprensión básica del balance energético de la Tierra permite concluir que es posible estimar cuantitativamente y en forma general los valores medios mundiales de algunas variables con modelos bastante sencillos, pero que para poder obtener estimaciones más precisas de las retroacciones y los detalles regionales es preciso utilizar modelos climáticos más elaborados. La complejidad de los procesos que forman parte del sistema climático no permite recurrir a la extrapolación de tendencias anteriores o a la aplicación de técnicas estadísticas u otras técnicas puramente empíricas para hacer proyecciones. Los modelos climáticos pueden utilizarse para simular las respuestas del clima a distintos escenarios de influencia de los agentes de forzamiento futuros (Sección F). De manera similar, para poder proyectar el destino del CO₂ emitido (es decir, el secuestro relativo por los distintos reservorios) y de otros GEI, es necesario comprender los procesos biogeoquímicos que intervienen e incorporarlos en un modelo numérico del ciclo del carbono.

Un modelo climático es una representación matemática simplificada del sistema climático de la Tierra (véase el Recuadro 3). La capacidad del modelo para simular las respuestas del sistema climático depende en gran medida del grado de comprensión de los procesos físicos, geofísicos, químicos y biológicos que rigen el sistema climático. Desde el SIE, los investigadores han logrado mejorar considerablemente la simulación del sistema climático de la Tierra mediante modelos. En esta sección se resume en primer lugar el grado de comprensión actual de algunos de los procesos más importantes que rigen el sistema climático y el grado de precisión con que los modelos climáticos actuales los representan. Posteriormente se hace una evaluación de la capacidad general de los modelos actuales para hacer proyecciones útiles del clima futuro.

D.1 Los procesos climáticos y los efectos de retroacción

Los procesos que rigen el sistema climático determinan la variabilidad natural del sistema climático y su respuesta a perturbaciones como el aumento de la concentración de GEI en la atmósfera. Hay muchos procesos climáticos básicos de importancia que son bien conocidos y que se modelizan sumamente bien. Los procesos de retroacción amplifican (retroacción positiva) o reducen (retroacción negativa) los cambios que se producen en respuesta a una perturbación inicial y son por lo tanto muy importantes para poder simular con exactitud la evolución del clima.

VAPOR DE AGUA

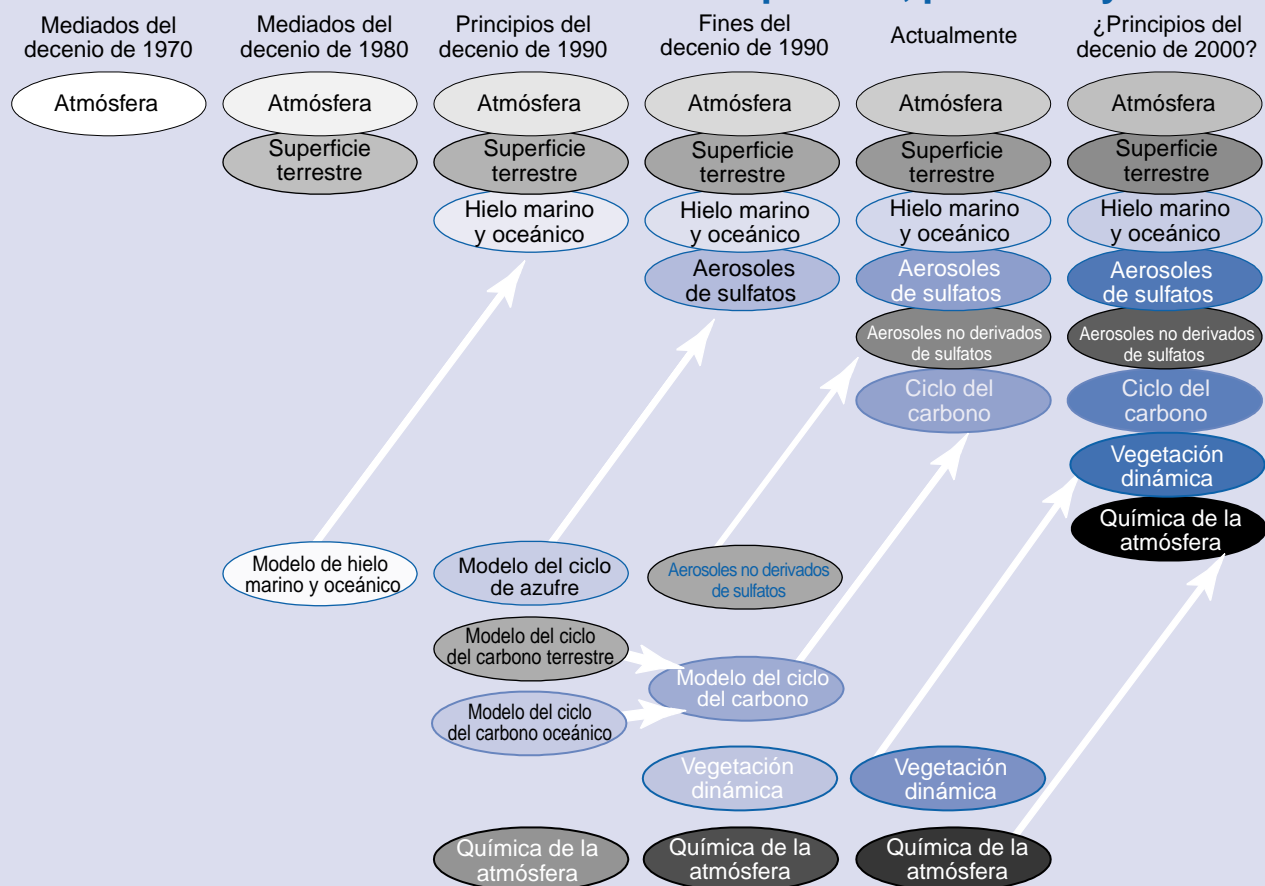
Uno de los principales efectos de retroacción a los que puede atribuirse el gran calentamiento proyectado por los modelos climáticos en respuesta a un incremento del CO₂ es el aumento del vapor de agua en la atmósfera. Cuando se eleva la temperatura de la atmósfera, ésta aumenta su capacidad de retención de agua; sin embargo, como la mayor parte de la atmósfera no está totalmente saturada, esto no

Recuadro 3: Los modelos climáticos ¿cómo se construyen y cómo se aplican?

Los modelos climáticos generales se basan en leyes de la física representadas por ecuaciones matemáticas que se resuelven utilizando una rejilla tridimensional sobre el globo terráqueo. A fin de simular el clima, los principales componentes del sistema climático deben representarse en submodelos (la atmósfera, los océanos, la superficie terrestre, la criosfera y la biosfera), junto con los procesos que ocurren entre ellos y dentro de cada uno de ellos. La mayoría de los resultados que se presentan en este informe se basan en los resultados de algunos modelos en los que en cierta medida están representados todos estos componentes. Los modelos climáticos mundiales en los que se han acoplado los componentes atmosféricos y oceánicos se conocen también con el nombre de Modelos de la Circulación General Atmósfera–Océano (MCGAO). En el módulo atmosférico, por ejemplo, se resuelven ecuaciones que describen la evolución a gran escala del impulso, el calor y la humedad. Se resuelven ecuaciones similares con respecto a los océanos. Actualmente, la resolución de la parte atmosférica de un modelo típico es de aproximadamente 250 km en línea horizontal y de alrededor de 1 km en línea vertical por encima de la capa límite. La resolución de un modelo oceánico corriente oscila aproximadamente entre 200 y 400 m en línea vertical, con una resolución horizontal de entre 125 y 250 km. Las ecuaciones se resuelven generalmente para cada período de media hora de un modelo integrado. Muchos procesos físicos, como los que están relacionados con las nubes o la convección oceánica, ocurren en escalas espaciales mucho más pequeñas que la rejilla de los modelos y en consecuencia no pueden modelarse y resolverse en forma explícita. Sus efectos medios se incluyen en forma aproximada con un método simple, aprovechando sus relaciones basadas en la física con las variables a mayor escala. Esta técnica se conoce con el nombre de parametrización.

Para poder hacer proyecciones cuantitativas del cambio climático futuro, es necesario utilizar modelos climáticos que simulen todos los procesos importantes que rigen la evolución futura del clima. Los modelos climáticos se han perfeccionado en los últimos decenios gracias al desarrollo de las computadoras. Durante ese período se crearon modelos separados de cada uno de los componentes principales, la atmósfera, la superficie terrestre, los océanos y el hielo marino, que luego se fueron integrando gradualmente. El acoplamiento de los distintos componentes es un proceso difícil. Recientemente se han incorporado componentes del ciclo del azufre para representar las emisiones de azufre y la forma en que éstas se oxidan para formar partículas de aerosoles. Actualmente se está tratando de acoplar, en unos pocos modelos, el ciclo del carbono terrestre con el del carbono oceánico. El componente de química atmosférica se está incorporando en un modelo separado del modelo climático principal. El objetivo final es, por supuesto, incluir en el modelo la mayor parte posible del sistema climático de la Tierra, para que todos los componentes puedan interactuar y para que de esa manera las predicciones del cambio climático puedan siempre tener en cuenta el efecto de las retroacciones entre los distintos componentes. En la Figura 1 que aparece en este recuadro puede verse la evolución de los modelos climáticos en el pasado y el presente, y su posible evolución en el futuro.

La elaboración de modelos climáticos: pasado, presente y futuro



Recuadro 3, Figura 1: La elaboración de modelos climáticos en los últimos 25 años se caracterizó en un principio por el desarrollo separado de los distintos componentes, que luego se fueron acoplando en modelos climáticos integrales.

Algunos modelos corrigen los errores y los desequilibrios en los flujos en la superficie mediante “ajustes de flujo”, que son ajustes sistemáticos determinados empíricamente en la interfaz atmósfera-oceano que se mantienen fijos en el tiempo para aproximar el clima simulado al estado observado. Se ha diseñado una estrategia para realizar experimentos climáticos, que elimina gran parte de los efectos que algunos errores de los modelos tienen en los resultados. A menudo se hace en primer lugar una “pasada de control” de la simulación climática con el modelo. Después se ejecuta la simulación del experimento de cambio climático, por ejemplo con un aumento del CO₂ en la atmósfera del modelo. Por último, se toma la diferencia para obtener una estimación del cambio sufrido por el clima a causa de la perturbación. La técnica de diferenciación elimina la mayor parte de los efectos de cualquier ajuste artificial en el modelo, así como los errores sistemáticos que son comunes a ambas formas de ejecución del modelo. Sin embargo, la comparación de los resultados diferentes de los modelos demuestra que hay cierta clase de errores que siguen influyendo en los resultados.

Muchos aspectos del sistema climático de la Tierra son caóticos — su evolución es sensible a pequeñas perturbaciones de las condiciones iniciales. Esta sensibilidad limita la posibilidad de predecir

la evolución detallada del tiempo más allá de un lapso de aproximadamente dos semanas. No obstante, la posibilidad de predecir el clima no está tan limitada por las influencias sistemáticas en la atmósfera de los componentes del sistema climático que varían más lentamente. Sin embargo, para poder hacer pronósticos fiables, teniendo en cuenta tanto las incertidumbres en las condiciones iniciales como las debidas a los modelos, es conveniente repetir la predicción muchas veces a partir de distintos estados de perturbación iniciales y utilizando modelos mundiales diferentes. Estos conjuntos de predicciones son la base de los pronósticos de probabilidad del estado del tiempo.

Los MCGAO son muy complejos y se requieren computadoras muy potentes para poder ejecutarlos. Con frecuencia se utilizan también modelos más sencillos para investigar en mayor profundidad distintos escenarios de emisión de gases de efecto invernadero y los efectos de ciertas hipótesis o aproximaciones en los parámetros del modelo. Las simplificaciones pueden consistir en una menor resolución y en procesos dinámicos y físicos simplificados. Juntos, los modelos simples, intermedios e integrales forman una “jerarquía de modelos climáticos”, todos ellos necesarios para analizar las opciones elegidas en las parametrizaciones y evaluar la magnitud de los cambios climáticos.

significa automáticamente que el vapor de agua tenga que aumentar. Dentro de la capa límite atmosférica (la capa inferior de la atmósfera, de aproximadamente 1 a 2 kilómetros de altura), el vapor de agua aumenta a medida que sube la temperatura. En la troposfera libre, por encima de la capa límite, donde el efecto invernadero del vapor de agua es más importante, la situación es más difícil de cuantificar. Según indican los modelos actuales, la retroacción del vapor de agua tiene por efecto duplicar, aproximadamente, el nivel de calentamiento que se produciría únicamente por la acción del vapor de agua fijo. Desde el SIE se han hecho importantes avances en cuanto a la forma de encarar el vapor de agua en los modelos, aunque la descarga de humedad de las nubes sigue siendo un factor bastante incierto y existen divergencias entre la distribución del vapor de agua que indican los modelos y la que se observa en la realidad. Los modelos son capaces de simular las regiones húmedas y muy secas que se observan en las zonas tropicales y subtropicales y la forma en que éstas evolucionan a lo largo de las estaciones y de un año a otro. Si bien esto da mayor confianza, no permite comprobar las retroacciones, aunque el resto de las pruebas parecen inclinarse a favor de un efecto de retroacción positivo del vapor de agua en cielos despejados, de una magnitud comparable a la indicada por las simulaciones.

NUBES

Las nubes y sus interacciones con la radiación son probablemente los factores que generan la mayor incertidumbre en las proyecciones del clima futuro, situación que ha permanecido invariable desde que se publicó el Primer Informe de Evaluación del IPCC, en 1990. Las nubes pueden absorber y también reflejar la radiación solar (enfriando la superficie), así como absorber y emitir radiación de onda larga (calentando de esa manera la superficie). El balance entre estos efectos depende de la altura, el espesor y las propiedades radiativas de las nubes. Las propiedades radiativas y la evolución de las nubes dependen de la distribución del vapor de agua atmosférico, las gotas de agua, las partículas de hielo, los aerosoles atmosféricos y el espesor de las nubes. La base física de las parametrizaciones de las nubes mejora considerablemente en los modelos si se incluye una representación general de las propiedades microfísicas de las nubes en una ecuación del balance de agua de las nubes, aunque subsiste una incertidumbre considerable. Las nubes representan una fuente importante de posibles errores en las simulaciones del clima. La posibilidad de que los modelos subestimen sistemáticamente la absorción de radiación solar por las nubes sigue siendo objeto de controversia. El signo de la retroacción neta de las nubes es todavía incierto y los distintos modelos muestran un margen de variación muy amplio. Hay otras incertidumbres relacionadas con los procesos de las precipitaciones y con la dificultad para simular correctamente el ciclo diurno y el volumen y la frecuencia de las precipitaciones.

ESTRATOSFERA

Se ha tomado mayor conciencia de la importancia de la estratosfera en el sistema climático debido a los cambios en su estructura, y se ha reconocido el papel fundamental que desempeñan tanto los procesos radiativos como los procesos dinámicos. El perfil vertical del cambio de la temperatura en la atmósfera, incluida la estratosfera, es un indicador importante en los estudios de detección y atribución. Los descensos observados en las temperaturas de la capa inferior de la estratosfera se han debido en su mayor parte a la disminución del

ozono —fenómeno en el que se incluye el “agujero de ozono” sobre la Antártida—, más que al aumento de las concentraciones de CO₂. Las ondas generadas en la troposfera pueden propagarse hacia la estratosfera donde son absorbidas. Como consecuencia de ello, los cambios estratosféricos alteran el lugar y la forma en que esas ondas son absorbidas y sus efectos pueden extenderse en sentido descendente hacia la troposfera. Los cambios en la irradiancia solar, principalmente en la radiación ultravioleta (UV), determinan cambios en el ozono que son inducidos fotoquímicamente y que, a su vez, modifican los ritmos de calentamiento de la estratosfera, lo que puede alterar la circulación troposférica. Las limitaciones existentes en cuanto al grado de resolución y la representación relativamente imprecisa de algunos procesos estratosféricos añade incertidumbre a los resultados de los modelos.

OCÉANOS

Se han logrado importantes avances en la modelización de los procesos oceánicos, en particular del transporte de calor. Estos avances, unidos a un aumento en el grado de resolución, han sido importantes para reducir la necesidad de hacer un ajuste de flujo en los modelos y para producir simulaciones realistas de los modos de la circulación natural a gran escala y mejorar la simulación de El Niño (véase el Recuadro 4). Las corrientes oceánicas transportan calor desde los trópicos a latitudes más altas. Los océanos intercambian calor, agua (a través de la evaporación y la precipitación) y CO₂ con la atmósfera. Debido a su enorme masa y su gran capacidad de almacenamiento de calor, los océanos tornan más lento el cambio climático e influyen en la escala temporal de la variabilidad del sistema océano-atmósfera. Se han hecho progresos considerables en la comprensión de los procesos oceánicos que guardan relación con el cambio climático. El aumento de la resolución, así como una mejor representación (parametrización) de procesos importantes a escala subreticular (p.ej., vórtices de mesoescala) han aumentado el realismo de las simulaciones. Sigue habiendo grandes incertidumbres en torno a la representación de los procesos a pequeña escala, como los desbordamientos (flujo por canales estrechos, como por ejemplo entre Groenlandia e Islandia), las corrientes occidentales de contorno (es decir, corrientes angostas a gran escala a lo largo de la línea de la costa) y los fenómenos de convección y mezcla. Las corrientes de contorno en las simulaciones climáticas son más débiles y anchas que en la naturaleza, si bien las consecuencias de ello para el clima no son claras.

CRIOSFERA

La representación de los procesos del hielo marino continúa mejorando, y hay actualmente varios modelos climáticos que incorporan métodos basados en la física para representar la dinámica de los hielos. La representación de los procesos del hielo terrestre en los modelos climáticos mundiales sigue siendo rudimentaria. La criosfera está compuesta por aquellas regiones de la Tierra que están cubiertas, estacionalmente o permanentemente, de nieve y hielo. El hielo marino es importante porque refleja más radiación solar incidente que la superficie del mar (es decir que tiene un albedo mayor) y protege al mar de la pérdida de calor durante el invierno. Por lo tanto, la reducción del hielo marino tiene un efecto de retroacción positivo sobre el calentamiento del clima en las latitudes altas. Además, debido a que el hielo marino contiene menos sal que el agua del mar, cuando se forma el hielo marino el contenido de sal (salinidad) y la densidad de la capa superficial del océano aumentan. Esto promueve un

Recuadro 4: El Niño/Oscilación Austral (ENOA)

La fluctuación natural más intensa del clima a escala temporal interanual es el fenómeno El Niño/Oscilación Austral (ENOA). El término “El Niño” se aplicaba originalmente a una débil corriente oceánica que todos los años, cerca de las Navidades, pasaba a lo largo de la costa del Perú en dirección al sur, y fue sólo más tarde que comenzó a asociarse con un nivel de calentamiento inusualmente alto. Sin embargo, el calentamiento en las zonas costeras se asocia con frecuencia a un calentamiento anómalo y mucho más extenso del océano, hasta la Línea internacional de cambio de fecha, y es a este fenómeno, presente en toda la cuenca del Pacífico, al que se asocian modos climáticos anómalos a nivel mundial. El componente atmosférico vinculado a “El Niño” se ha denominado “Oscilación Austral”. Los científicos suelen designar este fenómeno, en el que la atmósfera y el océano colaboran entre sí, con el nombre de ENOA (El Niño/Oscilación Austral).

El ENOA es un fenómeno natural, y hay abundantes pruebas, encontradas en muestras de corales y de hielo de los glaciares de los Andes, que indican que ha venido ocurriendo desde hace milenios. Las condiciones oceánicas y atmosféricas imperantes en la zona tropical del Pacífico son raramente uniformes, sino que fluctúan con cierta irregularidad entre los episodios de El Niño y su fase opuesta, “La Niña”, que consiste en un enfriamiento en toda la cuenta del Pacífico tropical durante un período que por lo general abarca de tres a seis años. La fase más intensa de cada fenómeno habitualmente dura un año.

Hay un patrón característico de las temperaturas de la superficie del mar en el Océano Pacífico que anuncia el comienzo de los episodios del ENOA. Algunas características fundamentales son la “piscina de agua caliente” en la zona tropical del Pacífico occidental, donde se encuentran las aguas oceánicas más cálidas del mundo; aguas mucho más frías en el Pacífico oriental, y una lengua de agua fría a lo largo del ecuador, que es más pronunciada en octubre y menos marcada en marzo. Los alisios atmosféricos del este en los trópicos amontonan las aguas cálidas en el oeste, produciendo una pendiente ascendente en el nivel del mar a lo largo del ecuador de 0,60 m de este a oeste. Los vientos impulsan las corrientes marinas superficiales, lo que determina el lugar donde fluyen y se separan las

aguas superficiales. Entonces, las aguas más frías y ricas en nutrientes afloran desde abajo a lo largo del ecuador y de la costa occidental del continente americano, favoreciendo el desarrollo del fitoplancton, el zooplancton y, por lo tanto, de los peces. Como la convección y las tormentas eléctricas ocurren principalmente en aguas más cálidas, la configuración de las temperaturas de la superficie del mar determina la distribución de las lluvias en los trópicos, y esto a su vez determina las tendencias de calentamiento de la atmósfera mediante la liberación de calor latente. El calentamiento impulsa las circulaciones de tipo monzónico en gran escala en los trópicos, y por ende determina los vientos. Este estrecho acoplamiento de la atmósfera y el océano en los trópicos da origen al fenómeno de El Niño.

Durante El Niño, las aguas cálidas del Pacífico occidental tropical migran hacia el este a medida que los alisios amainan, desviando la trayectoria de los temporales de lluvias tropicales, atenuando aún más la fuerza de los alisios y acentuando así los cambios en las temperaturas del mar. A medida que las aguas cálidas avanzan hacia el este a lo largo del ecuador, el nivel del mar baja en el oeste, pero se eleva en el este hasta 0,25 m. Ahora bien, los cambios en la circulación atmosférica no se limitan a los trópicos, sino que se extienden por todo el planeta y repercuten en las corrientes en chorro y en la trayectoria de las tormentas en las latitudes medias. Durante La Niña – la fase opuesta del fenómeno – se observan configuraciones aproximadamente inversas.

Los cambios asociados al ENOA producen grandes variaciones meteorológicas y climáticas en todo el mundo de un año a otro. Esto tiene a menudo profundas repercusiones en la humanidad y en la sociedad, a causa de las sequías, las inundaciones, las olas de calor y demás cambios asociados a este fenómeno, que pueden tener consecuencias muy perjudiciales para la agricultura, la pesca, el medio ambiente, la salud, la demanda de energía, la calidad del aire, y modificar además los riesgos de incendios. El ENOA desempeña también un papel preponderante en la modulación del intercambio de CO₂ con la atmósfera. El afloramiento normal de aguas frías ricas en nutrientes y en CO₂ en el Pacífico tropical desaparece durante el episodio El Niño.

intercambio de agua con las capas más profundas del océano, que afecta la circulación oceánica. La formación de icebergs y la fusión de las barreras de hielo devuelve agua dulce de los continentes a los océanos, de tal manera que los cambios en el ritmo de estos procesos podría afectar la circulación oceánica al modificar la salinidad en la superficie. La nieve tiene un albedo mayor que la superficie terrestre; en consecuencia, la disminución de la capa de nieve produce un efecto de retroacción positivo en el albedo, aunque menor que el del hielo marino. En algunos modelos climáticos se están introduciendo esquemas de nieve cada vez más complejos así como de la variabilidad a escala subreticular de la capa de hielo y su espesor, lo que puede influir considerablemente en el albedo y en los intercambios entre la atmósfera y el océano.

SUPERFICIE TERRESTRE

Las investigaciones realizadas con modelos que contienen las representaciones más recientes de la superficie terrestre indican que los efectos directos del aumento del CO₂ en la fisiología de las plantas podrían conducir a una disminución relativa de la evapotranspiración en los continentes tropicales, junto con un calentamiento regional y una desecación superiores a los pronosticados convencionalmente como efectos de calentamiento de los GEI. Los cambios en la superficie terrestre producen importantes efectos de retroacción, ya que los cambios climáticos antropógenos (como el aumento de la temperatura, los cambios en las precipitaciones, las alteraciones en el calentamiento radiativo neto y los efectos directos del CO₂) influyen en el estado de la superficie terrestre (p.ej., la humedad del suelo, el albedo, la rugosidad y la vegetación). Los intercambios de energía,

impulso, agua, calor y carbono entre la superficie terrestre y la atmósfera pueden definirse en los modelos como funciones del tipo y la densidad de la vegetación local y de la profundidad y las características físicas del suelo, todo ello de acuerdo con bases de datos sobre la superficie terrestre que han podido mejorarse merced al uso de observaciones mediante satélites. Los adelantos logrados en la comprensión de la fotosíntesis de la vegetación y el uso del agua se han utilizado para combinar los ciclos de la energía terrestre, del agua y del carbono dentro de una nueva generación de parametrizaciones de la superficie terrestre, que se han verificado mediante su comparación con las observaciones sobre el terreno y se han aplicado en algunos MCG. Eso ha permitido mejorar en forma comprobable la simulación de los intercambios entre la superficie terrestre y la atmósfera. Sin embargo, aún quedan por resolver problemas importantes en lo que respecta a los procesos de humedad del suelo, la predicción del escurrimiento, los cambios en el uso de la tierra y los procedimientos aplicables a la nieve y la heterogeneidad a escala subreticular.

Los cambios en la cubierta vegetal de la superficie terrestre pueden afectar el clima mundial de varias maneras. La deforestación a gran escala en las zonas tropicales húmedas (p.ej., en América del Sur, África y Asia Sudoriental) ha sido señalada como el proceso más importante que está ocurriendo actualmente en relación con la superficie terrestre, porque reduce la evaporación y aumenta la temperatura en la superficie. Estos efectos son reproducidos cualitativamente por la mayoría de los modelos. Sin embargo, siguen habiendo grandes incertidumbres en cuanto al impacto cuantitativo de la deforestación a gran escala sobre el ciclo hidrológico, particularmente en la Amazonia.

CICLO DEL CARBONO

En vista de las mejoras introducidas recientemente en los modelos basados en los procesos del ciclo terrestre y oceánico del carbono, y de las evaluaciones realizadas en función de las observaciones, hoy se tiene mayor confianza en el uso de estos modelos para el estudio de escenarios futuros. El CO₂ tiene un ciclo natural rápido entre la atmósfera, los océanos y la superficie terrestre. En cambio, para que desaparezca la perturbación causada en el CO₂ por las actividades humanas se requiere mucho más tiempo. Esto se debe a los procesos que limitan la velocidad con que pueden aumentar las reservas oceánicas y terrestres de carbono. El CO₂ antropógeno es absorbido por los océanos debido a su alta solubilidad (que se debe a la naturaleza de la química de los carbonatos), pero el ritmo de absorción está limitado por la velocidad finita de la mezcla vertical. El CO₂ antropógeno es absorbido por los ecosistemas terrestres por varios mecanismos posibles, por ejemplo, la gestión de las tierras, la fertilización por CO₂ (intensificación del crecimiento vegetal por efecto de una mayor concentración de CO₂ en la atmósfera) y un mayor suministro antropógeno de nitrógeno. Esta absorción está limitada por la proporción relativamente pequeña de carbono vegetal que puede almacenarse por períodos prolongados (en la madera y el humus). Se prevé que la proporción del CO₂ emitido que puede ser absorbida por los océanos y la superficie terrestre irá disminuyendo a medida que aumenten las concentraciones de CO₂. Se han elaborado modelos basados en los procesos de los ciclos oceánicos y terrestres del carbono (que incluyen representaciones de los procesos físicos, químicos y biológicos) y se han evaluado mediante su comparación con las mediciones pertinentes del ciclo natural del carbono. Estos modelos se han utilizado también para simular la perturbación humana del ciclo del carbono y han podido generar series temporales de la absorción de carbono por los

océanos y la superficie terrestre que en general coinciden con las tendencias observadas a nivel mundial. Todavía hay diferencias considerables entre los distintos modelos, especialmente en cuanto a la forma en que encaran la circulación física de los océanos y a las respuestas regionales de los procesos del ecosistema terrestre al clima. Sin embargo, los modelos actuales indican de manera uniforme que, cuando se consideran los efectos del cambio climático, la absorción de CO₂ por los océanos y la superficie terrestre disminuye.

D. 2 Los sistemas acoplados

Como se señaló en la Sección D.1, muchos efectos de retroacción se producen dentro de los distintos componentes individuales del sistema climático (atmósfera, océanos, criosfera y superficie terrestre). Sin embargo, hay muchos procesos y retroacciones importantes que ocurren cuando se acoplan los distintos componentes del sistema climático. Su representación es importante para predecir reacciones a gran escala.

FORMAS DE VARIABILIDAD NATURAL

Hay un reconocimiento cada vez mayor de que las formas de circulación natural, como el fenómeno ENOA y la OAN, desempeñan un papel fundamental en el clima mundial y en su variabilidad interanual y a más largo plazo. La mayor fluctuación natural del clima a escala interanual es el fenómeno ENOA (Véase el Recuadro 4). Es una modalidad intrínsecamente acoplada atmósfera-océano que tiene su principal actividad en la zona tropical del Pacífico, pero que produce importantes impactos climáticos regionales en todo el mundo. Los modelos climáticos mundiales están apenas comenzando a señalar una variabilidad en la zona tropical del Pacífico que es similar al ENOA, principalmente debido al aumento de la resolución meridional en el ecuador. Hay características de la temperatura de la superficie del mar y de la circulación atmosférica similares a las que se observan a escala interanual durante el ENOA que también se registran a intervalos decenales y a escalas temporales más prolongadas.

La Oscilación del Atlántico Norte (OAN) es la modalidad predominante de variabilidad de la circulación atmosférica en el hemisferio norte durante el invierno y se está simulando de una forma cada vez más realista. La OAN está estrechamente relacionada con la Oscilación del Ártico (OA), que tiene un componente anular adicional en torno al Océano Ártico. Hay claros indicios de que la OAN se deriva principalmente de procesos atmosféricos internos que abarcan todo el sistema troposfera-estratosfera. Las fluctuaciones de la temperatura de la superficie del mar en el Océano Atlántico están relacionadas con la intensidad de la OAN y existe una modesta interacción en ambos sentidos entre la OAN y el Océano Atlántico que determina una variabilidad decenal y que se está convirtiendo en un elemento importante para la proyección del cambio climático.

El cambio climático puede manifestarse como un medio de transformación y también como una preferencia de cambio de determinados regímenes climáticos, como lo demuestra la tendencia hacia valores positivos observada en el índice de la OAN durante los últimos 30 años y el “desplazamiento” del clima en la zona tropical del Pacífico alrededor de 1976. Si bien los modelos acoplados simulan características de la variabilidad climática natural observada, como la OAN y el ENOA, lo que sugiere que muchos de los procesos pertinentes están

incluidos en los modelos, es necesario seguir avanzando para poder describir estas modalidades naturales con exactitud. Además, como el ENOA y la OAN tienen una importancia clave como factores determinantes del cambio climático regional y pueden quizás provocar cambios abruptos y contrarios a lo que intuitivamente cabría esperar, ha aumentado la incertidumbre en torno a los aspectos del cambio climático que dependen fundamentalmente de los cambios regionales.

LA CIRCULACIÓN TERMOHALINA

La circulación termohalina es responsable de la mayor parte del transporte meridional de calor en el Océano Atlántico. La circulación termohalina es una inversión de las aguas a escala mundial que se produce en los océanos como consecuencia de diferencias de densidad derivadas de la temperatura y la salinidad. En el Atlántico, el calor es transportado por las aguas cálidas de la superficie que fluyen hacia el Norte y las aguas salinas frías del Atlántico Norte que regresan a mayor profundidad. La circulación termohalina del Atlántico puede sufrir un reordenamiento como consecuencia de perturbaciones en la flotabilidad superficial, en la que influyen las precipitaciones, la evaporación, el escurrimiento continental, la formación de hielo marino y el intercambio de calor, procesos todos ellos que podrían cambiar con consecuencias para el clima regional y mundial. Es probable también que las interacciones entre la atmósfera y el océano sean de importancia considerable en un período decenal y a escalas temporales más amplias, cuando está en juego la circulación termohalina. La interacción entre el forzamiento atmosférico a gran escala, con calentamiento y evaporación en las latitudes bajas y un enfriamiento y un aumento de las precipitaciones en las latitudes altas, constituyen la base de una inestabilidad potencial de la circulación termohalina actual en el Atlántico. El ENOA también puede influir en la circulación termohalina del Océano Atlántico al alterar el balance de agua dulce en la zona tropical del Atlántico, proporcionando así un acoplamiento entre las latitudes bajas y altas. Las incertidumbres en la representación de corrientes a pequeña escala sobre los fondos y a través de estrechos angostos y de la convección oceánica limitan la capacidad de los modelos para simular situaciones caracterizadas por cambios fundamentales de la circulación termohalina. Debido a la menor salinidad del Pacífico Norte, no existe una circulación termohalina profunda en el Pacífico.

LOS FENÓMENOS NO LINEALES Y EL CAMBIO CLIMÁTICO RÁPIDO

Existe la posibilidad de que se produzcan cambios rápidos e irreversibles en el sistema climático, pero hay un alto grado de incertidumbre en torno a los mecanismos que están en juego y por ende también en cuanto a la probabilidad o la escala temporal de esas transiciones. El sistema climático abarca muchos procesos y retroacciones que interactúan en formas no lineales complejas. Esta interacción puede crear umbrales en el sistema climático que pueden ser traspasados si el sistema es suficientemente perturbado. Hay muestras extraídas de los núcleos de hielo polar que sugieren que los regímenes atmosféricos podrían cambiar en el lapso de unos pocos años y que los cambios hemisféricos a gran escala pueden evolucionar en tan sólo unos pocos decenios. Por ejemplo, la posibilidad de que exista un umbral de transición rápida de la circulación termohalina del Atlántico hacia un estado de colapso se ha demostrado con una jerarquía de modelos. Aún no se sabe exactamente cuál es ese umbral y cuál es el grado de probabilidad de que las actividades humanas lleven a que se traspase ese umbral (véase la Sección F.6). La circulación atmosférica puede caracterizarse por distintas modalidades predominantes; por ejemplo, puede

derivarse del ENOA y de la OAN/OA, y puede cambiar de fase rápidamente. La teoría básica y los modelos sugieren que el cambio climático puede manifestarse en primer lugar mediante cambios en la frecuencia de ocurrencia de estas modalidades. Los cambios en la vegetación, ya sea debido a la deforestación antropógena directa o a causa del calentamiento de la Tierra, podrían ocurrir rápidamente e inducir un nuevo cambio climático. Se supone que la rápida creación del Sahara hace alrededor de 5.500 años representa un ejemplo de ese cambio no lineal en la cubierta terrestre.

D. 3 Técnicas de regionalización

En el SIE, la información climática regional se encaró solo hasta cierto punto. Las técnicas utilizadas para aumentar el grado de detalle a nivel regional han mejorado considerablemente desde el SIE y se están aplicando a un nivel más general. Estas técnicas pueden clasificarse en tres categorías: MCGAO de resolución alta y variable; modelos climáticos regionales (MCR) (o de una zona inclusiva limitada); y métodos empíricos/estadísticos y estadísticos/dinámicos. Las técnicas tienen distintas virtudes y defectos, y su uso a escala continental depende en gran medida de las necesidades de cada aplicación en particular.

Los MCGAO de baja resolución en general simulan bien las características de la circulación atmosférica general. A escala regional, los modelos muestran desviaciones medias por zona que varían enormemente de una región a otra y de un modelo a otro, y las desviaciones de los valores medios por zona de la temperatura estacional a nivel subcontinental son normalmente de $\pm 4^{\circ}\text{C}$, y las desviaciones de las precipitaciones son de entre -40% y +80%. Esto representa un avance importante en comparación con los MCGAO evaluados en el SIE.

La evolución de los Modelos de la circulación general de la atmósfera (MCGA) de alta resolución y de resolución variable desde el SIE muestra en general que la dinámica y las corrientes en gran escala representadas en los modelos mejoran a medida que aumenta la resolución. Sin embargo, en algunos casos, los errores sistemáticos son más graves que en los modelos de resolución más baja, aunque se han documentado solamente unos pocos resultados.

Los MCR de alta resolución han madurado considerablemente desde el SIE. En todos los modelos regionales se ha mejorado de manera coherente el grado de detalle espacial del clima simulado, en comparación con los MCGA. Los MCR que se basan en las condiciones de contorno observadas muestran desviaciones de las temperaturas cuyo promedio por zona (escalas regionales de 10^5 a 10^6 km²) es en general menor de 2°C , mientras que las desviaciones de las precipitaciones son inferiores al 50%. La labor de regionalización indica que, a escalas más finas, la magnitud o el signo de los cambios pueden ser muy diferentes de los de los valores medios de zonas más extensas. Existe un margen de variación relativamente amplio entre los modelos, pero no se sabe exactamente a qué causa debe atribuirse.

D. 4 Evaluación general de la capacidad de simulación

Los modelos acoplados han evolucionado y mejorado considerablemente desde el SIE. En general, permiten hacer simulaciones creíbles

del clima, por lo menos a escala subcontinental y en escalas temporales que van desde lo estacional a lo decenal. Los modelos acoplados, como categoría, se consideran instrumentos apropiados para hacer proyecciones útiles de climas futuros. Estos modelos no pueden aún simular todos los aspectos del clima (p.ej., todavía no pueden explicar plenamente la tendencia observada en las diferencias de temperatura entre la superficie del planeta y la troposfera desde 1979). Las nubes y la humedad siguen generando mucha incertidumbre, pero la simulación de esas magnitudes ha ido mejorando gradualmente. No hay ningún modelo que pueda considerarse “el mejor”, sino que es importante utilizar los resultados de una serie de modelos acoplados cuidadosamente evaluados para analizar los efectos de las distintas formulaciones. Los fundamentos que explican esa mayor confianza que inspiran actualmente los modelos son los resultados obtenidos por los modelos en los aspectos que se indican a continuación.

AJUSTE DE FLUJO

La confianza general en las proyecciones de los modelos ha aumentado al mejorar los resultados de varios modelos que no aplican el ajuste de flujo. Estos modelos utilizan actualmente simulaciones estables del clima en la superficie del planeta a lo largo de varios siglos que son consideradas de suficiente calidad como para poder ser utilizadas a fin de proyectar los cambios climáticos. Los cambios que han permitido que muchos modelos puedan actualmente ejecutarse sin ajustes de flujo han surgido como consecuencia de los progresos alcanzados tanto en los componentes atmosférico como oceánico. En el modelo atmosférico, los avances más notables se han logrado en lo que respecta a la convección, la capa límite, las nubes y los flujos de calor latentes en la superficie. En el modelo oceánico, se han mejorado los aspectos relativos a la resolución, la mezcla en la capa límite y la representación de los remolinos. Los resultados de los estudios del cambio climático realizados con modelos que utilizan el ajuste de flujo y con modelos que no lo usan coinciden en términos generales; sin embargo, el diseño de modelos estables que no utilizan el ajuste de flujo aumenta la confianza en su capacidad para simular climas futuros.

EL CLIMA DEL SIGLO XX

La confianza en la capacidad de los modelos para proyectar climas futuros ha aumentado gracias a la capacidad de varios modelos para reproducir las tendencias de aumento de la temperatura del aire en la superficie durante el siglo XX como consecuencia de la mayor concentración de gases de efecto invernadero y aerosoles de sulfatos. Esto se ilustra en la Figura 13. Sin embargo, solamente se han utilizado escenarios hipotéticos de aerosoles de sulfatos y es posible que no se hayan incluido en los modelos las contribuciones de algunos otros procesos y forzamientos. Algunos estudios de modelización sugieren que, si se incluyen otros forzamientos como la variabilidad solar y los aerosoles de origen volcánico, es posible mejorar algunos aspectos de la simulación de la variabilidad del clima del siglo XX.

FENÓMENOS EXTREMOS

El análisis de los fenómenos extremos simulados por los modelos climáticos y la confianza en dichas simulaciones están aún en una etapa incipiente, particularmente en lo que respecta a la trayectoria y la frecuencia de las tormentas. Los modelos climáticos están simulando vórtices similares a los ciclones tropicales, pero su interpretación es todavía muy incierta, por lo que es preciso ser cauto con respecto a las proyecciones de los cambios en los ciclones tropicales. No obstante, el

análisis de los fenómenos extremos en ambas observaciones (véase la Sección B.6) y en los modelos acoplados no está en general plenamente desarrollado.

VARIABILIDAD INTERANUAL

La capacidad de los modelos acoplados para simular el ENOA ha mejorado; sin embargo, su variabilidad se desplaza hacia el oeste y su potencial es en general subestimado. Algunos modelos acoplados, cuando se les incorpora datos adecuados sobre los vientos superficiales y la capa subsuperficial de los océanos, han tenido cierto grado de éxito en predecir fenómenos de ENOA.

COMPARACIONES ENTRE MODELOS

La frecuencia cada vez mayor con que se hacen comparaciones sistemáticas entre modelos es la más clara demostración del aumento de la capacidad de los modelos climáticos. Por ejemplo, el Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP) permite evaluar y comparar de manera más amplia y sistemática modelos acoplados ejecutados con una configuración estandarizada y que responden a un forzamiento estandarizado. Actualmente se ha demostrado que es posible cuantificar en cierta medida las mejoras obtenidas con respecto a los resultados de los modelos acoplados. El Proyecto de comparación de modelos paleoclimáticos (PMIP) compara modelos del clima de mediados del período Holoceno (hace 6.000 años) y el Último Máximo Glacial (hace 21.000 años). La capacidad de estos modelos para simular algunos aspectos de los paleoclimas, comparados con una serie de datos paleoclimáticos indirectos, otorga confiabilidad a los modelos (por lo menos en cuanto al componente atmosférico) con respecto a una serie de forzamientos diferentes.

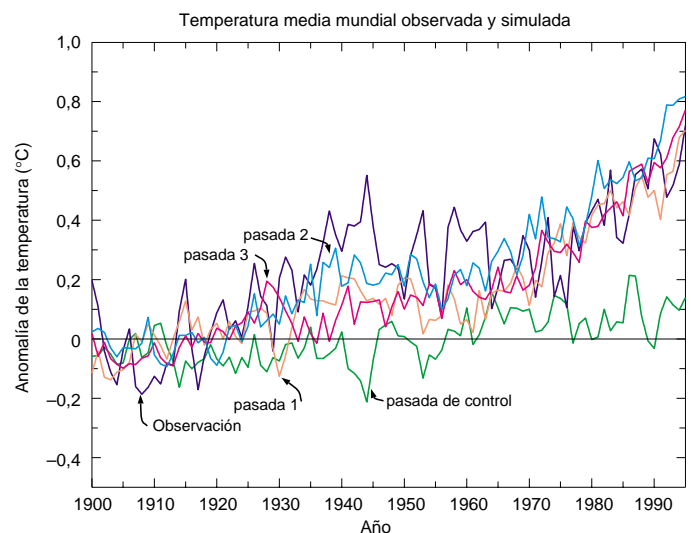


Figura 13: Anomalías (°C) observadas y simuladas mediante modelos de la temperatura media anual a nivel mundial, en relación con el promedio de las observaciones del período comprendido entre 1900 y 1930. Puede verse la simulación de control y las tres simulaciones independientes realizadas por un MCGAO utilizando el mismo forzamiento de gases de efecto invernadero (GEI) y aerosoles, en condiciones iniciales ligeramente diferentes. Las tres simulaciones realizadas incluyendo GEI y aerosoles se identifican como ‘pasada 1’, ‘pasada 2’ y ‘pasada 3’ respectivamente. [Basado en la Figura 8.15]

E. La detección de la influencia humana en el cambio climático

En las Secciones B y C se describieron los cambios observados en el pasado en el clima y en los agentes de forzamiento respectivamente. En la sección D se examinó la capacidad de los modelos climáticos para predecir la respuesta del sistema climático a esos cambios en el forzamiento. En esta Sección se utiliza esa información para analizar la cuestión de si es posible detectar una influencia humana en el cambio climático ocurrido hasta el presente.

Es importante examinar este aspecto. En el SIE se llegó a la conclusión de que “el balance de las pruebas sugiere que existe una influencia humana perceptible en el clima mundial”. Allí se señaló que la detección y la atribución de las señales antropógenas de cambio climático se lograrían mediante una progresiva acumulación de pruebas. En el SIE también se señalaron las incertidumbres existentes con respecto a una serie de factores, entre ellos la variabilidad interna y la magnitud y las características del forzamiento y de la respuesta, lo que les impidió llegar a una conclusión más firme.

E.1 El significado de los términos detección y atribución

La **detección** es el proceso de demostrar que un cambio observado es muy diferente (desde el punto de vista estadístico) de lo que podría considerarse un efecto de la variabilidad natural. La **atribución** es el proceso de establecer las relaciones de causa y efecto con cierto grado definido de confianza, incluida la evaluación de hipótesis concurrentes. La respuesta a los cambios antropógenos en el forzamiento climático se produce en un entorno de variabilidad climática natural sometida a forzamientos internos y externos. La variabilidad climática interna, es decir, la variabilidad climática no forzada por agentes externos, ocurre en todas las escalas temporales, desde semanas hasta siglos e incluso milenios. Los componentes lentos del clima, como los océanos, desempeñan funciones de particular importancia en las escalas temporales decenales y seculares porque forman parte de la variabilidad meteorológica. Por lo tanto, el clima es capaz de producir variaciones de magnitud considerable en escalas temporales prolongadas, a pesar de no recibir influencias externas. Las variaciones (señales) climáticas determinadas por fuerzas externas pueden deberse a cambios en los agentes de forzamiento natural, como la radiación solar o los aerosoles de origen volcánico, o a cambios en los agentes de forzamiento antropógenos, como un aumento de las concentraciones de GEI o aerosoles. La presencia de esta variabilidad natural del clima natural significa que la detección y la atribución de los cambios climáticos antropógenos es un problema estadístico de distinguir la “señal” del “ruido”. Los estudios de *detección* demuestran si un cambio observado es o no muy raro desde el punto de vista estadístico, pero ello no significa necesariamente que comprendamos sus causas. La *atribución* del cambio climático a causas antropógenas requiere un análisis estadístico y la evaluación cuidadosa de un sinnúmero de pruebas diferentes para demostrar, dentro de un margen de error predeterminado, que los cambios observados:

- es improbable que sean causados íntegramente por la variabilidad interna;
- son congruentes con las respuestas estimadas a una determinada combinación de forzamientos antropógenos y naturales; y
- no concuerdan con otras explicaciones físicamente factibles del cambio climático reciente que excluyen elementos importantes de la combinación de forzamientos en cuestión.

E.2 Un registro de observaciones más prolongado y analizado en mayor detalle

De acuerdo con el registro instrumental, tres de los últimos cinco años (1995, 1997 y 1998) fueron los más cálidos a nivel mundial. Se ha estimado la incidencia de los errores en el muestreo de las observaciones incluidas en el registro de temperaturas medias a nivel mundial y hemisférico. También se ha logrado comprender mejor los errores y las incertidumbres del registro de temperaturas obtenidas mediante satélites (equipo de sondeo de microondas (MSU)). La mayor parte de las discrepancias entre los datos obtenidos con los equipos de sondeo de microondas y la información de radiosondas ya han sido resueltas, aunque aún no se ha encontrado una explicación cabal y completa de la tendencia observada en la diferencia de temperatura entre la superficie del planeta y la capa inferior de la troposfera (véase la Sección B). Se han hecho nuevas reconstrucciones de las temperaturas de los últimos 1.000 años que indican que los cambios de temperatura en los últimos 100 años probablemente no sean de origen natural en su totalidad, incluso teniendo en cuenta las grandes incertidumbres en las reconstrucciones de los paleoclimas (véase la Sección B).

E.3 Estimaciones de la variabilidad interna según los nuevos modelos

De acuerdo con las estimaciones de los modelos actuales, es muy improbable que el calentamiento registrado en los últimos 100 años se deba exclusivamente a la variabilidad interna. El registro instrumental data de épocas recientes y abarca el período de influencia humana y los registros paleoclimáticos incluyen variaciones forzadas de forma natural, como las debidas a los cambios en la irradiancia solar y la frecuencia de erupciones volcánicas de gran magnitud. Estas limitaciones dejan pocas alternativas, aparte del uso de simulaciones con modelos acoplados, para estimar la variabilidad climática interna. Desde el SIE se han utilizado más modelos para estimar la magnitud de la variabilidad climática

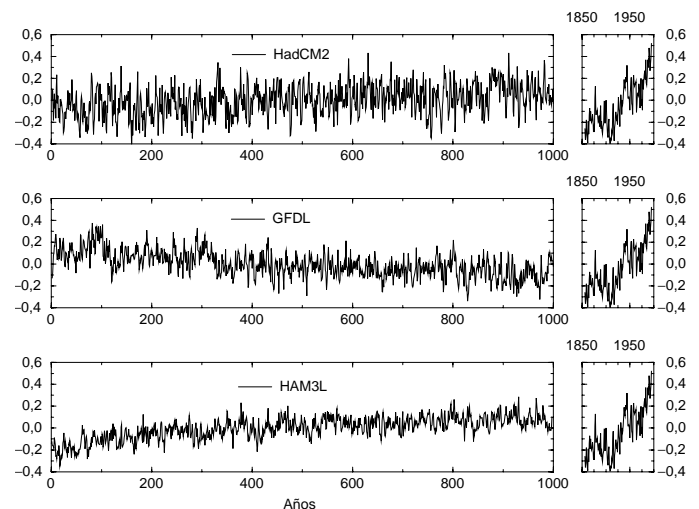


Figura 14: Anomalías en la temperatura media del aire en la superficie mundial, según simulaciones de control realizadas respecto de un período de 1000 años con tres modelos climáticos diferentes – *Hadley*, *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* y *Hamburgo* –, comparadas con el registro instrumental reciente. Ninguna de las simulaciones de control realizadas con estos modelos muestra una tendencia en la temperatura del aire en la superficie tan pronunciada como la tendencia observada. Si la variabilidad interna es correcta en estos modelos, es probable que el calentamiento observado últimamente no se deba a la variabilidad producida dentro del sistema climático por sí solo. [Basado en la Figura 12.1]

interna, y en la Figura 14 se da un ejemplo representativo de ello. Como puede verse, la variabilidad interna a escala mundial muestra un amplio margen de variación en esos modelos. Las estimaciones de la variabilidad a escalas temporales más prolongadas que tienen importancia para los estudios de detección y atribución son inciertas, pero a escalas temporales interanuales y decenales algunos modelos muestran una variabilidad similar o mayor que la observada, aunque los modelos no incluyen una varianza de las fuentes externas. Las conclusiones sobre la detección de una señal antropógena son independientes del modelo utilizado para estimar la variabilidad interna, y los cambios recientes no pueden atribuirse a una variabilidad puramente interna, aun cuando la amplitud de las variaciones internas simuladas se multiplique por dos o por un factor quizás mayor. Los estudios más recientes de detección y atribución no han encontrado pruebas de que la variabilidad interna en la superficie estimada por los modelos sea incongruente con la variabilidad residual que queda en las observaciones después de eliminar las señales antropógenas estimadas en las escalas espaciales y temporales amplias utilizadas en los estudios de detección y atribución. Sin embargo, debe tenerse presente que la capacidad para detectar incongruencias es limitada. Como se indica en la Figura 14, ninguna simulación de control realizada por un modelo muestra una tendencia en la temperatura del aire en la superficie tan marcada como la tendencia observada en los últimos 1.000 años.

E.4 Nuevas estimaciones de las respuestas al forzamiento natural

Las evaluaciones basadas en los principios de la física y las simulaciones de los modelos indican que es improbable que el forzamiento natural pueda por sí solo explicar el calentamiento de la Tierra observado recientemente o los cambios observados en la estructura vertical de la temperatura de la atmósfera. Los modelos océano-atmósfera plenamente acoplados han utilizado reconstrucciones de los forzamientos solar y volcánico en los últimos uno a tres siglos para estimar la contribución del forzamiento natural a la variabilidad y el cambio climáticos. Si bien la reconstrucción de los forzamientos naturales es incierta, la inclusión de sus efectos provoca un aumento en la varianza a escalas temporales más prolongadas (de varios decenios). Esto determina que la variabilidad de baja frecuencia sea más similar a la que se deduce de las reconstrucciones paleoclimáticas. Es probable que el forzamiento natural neto (es decir, solar más volcánico) haya sido negativo en los últimos dos decenios, y tal vez incluso en los últimos cuatro decenios. Las evaluaciones estadísticas confirman que es improbable que la variabilidad natural simulada, sometida a forzamientos tanto internos como naturales, pueda explicar el calentamiento observado en la segunda mitad del siglo XX (véase la Figura 15). Sin embargo, hay pruebas de una influencia volcánica detectable en el clima, e indicios de que ha habido una influencia solar detectable, especialmente en los primeros años del siglo XX. Aun cuando los modelos pudieran subestimar la magnitud de la respuesta al forzamiento solar o volcánico, las características espaciales y son tan particulares que esos efectos no pueden explicar por sí solos los cambios de temperatura observados a lo largo del siglo XX.

E.5 Sensibilidad a las estimaciones de las señales de cambios climáticos

Hay una amplia gama de pruebas de la concordancia cualitativa entre los cambios climáticos observados y las respuestas de los

modelos al forzamiento antropógeno. Los modelos y las observaciones muestran un aumento de la temperatura a nivel mundial, un mayor contraste entre la temperatura de la superficie terrestre y los océanos, una disminución de la extensión del hielo marino, una recesión de los glaciares y un aumento de las precipitaciones en las latitudes altas del hemisferio norte. Sigue habiendo algunas incongruencias cualitativas, entre ellas el hecho de que los modelos predicen un ritmo de calentamiento más rápido en las capas medias a superiores de la troposfera que lo que se observa en los registros de temperatura troposférica obtenidos mediante satélites o radiosondas.

Todas las simulaciones con gases de efecto invernadero y aerosoles de sulfatos que se han utilizado en los estudios de detección han descubierto que se requiere una contribución antropógena considerable para explicar las tendencias observadas en la superficie del planeta y en la troposfera durante por lo menos los últimos 30 años. Desde el SIE se han realizado más simulaciones con aumentos en los GEI y cierto grado de representación de los efectos de los aerosoles. Varios estudios han incluido una representación explícita de los GEI (en lugar de un aumento equivalente en el CO₂). Algunos también han incluido cambios en el ozono troposférico, un ciclo interactivo del azufre, un tratamiento radiativo explícito de la dispersión de los aerosoles de sulfatos y estimaciones más precisas de los cambios en el ozono estratosférico. En términos generales, si bien la detección de la respuesta climática a esos otros factores antropógenos es a menudo ambigua, la detección de la influencia de los GEI en los cambios de la temperatura de la superficie en los últimos 50 años es indiscutible. En algunos casos se han hecho conjuntos de simulaciones para reducir el ruido de fondo en las estimaciones de la respuesta dependiente de la escala temporal. Algunos estudios han evaluado la variación estacional de la respuesta. A causa de las incertidumbres en las estimaciones de las señales del cambio climático, ha sido difícil atribuir el cambio climático observado a una determinada combinación de influencias antropógenas y naturales, pero todos los estudios han llegado a la conclusión de que se requiere una contribución antropógena considerable para explicar las tendencias observadas en la superficie del planeta y la troposfera durante por lo menos los últimos 30 años.

E.6 Una mayor variedad de técnicas de detección

TEMPERATURA

La influencia humana en el clima puede demostrarse con una gama mucho más amplia de técnicas de detección. Uno de los avances más importantes que se han logrado desde el SIE es el uso de una mayor variedad de técnicas y la evaluación del grado de independencia entre los resultados y las hipótesis de trabajo que se utilizan al aplicar esas técnicas. Algunos estudios han utilizado correlaciones entre configuraciones, y hay estudios de detección óptima que han utilizado una o más configuraciones fijas y configuraciones que varían con el tiempo y algunas otras técnicas. El mayor número de estudios realizados, la amplia gama de técnicas utilizadas, el mayor rigor con que se evalúa el papel del forzamiento antropógeno en el clima y la solidez de los resultados a la luz de las hipótesis utilizadas al aplicar esas técnicas han reforzado la confianza en estos aspectos de la detección y la atribución.

Los resultados dependen de la magnitud de las escalas temporales y espaciales que se consideren. Se necesitan datos de varios decenios para

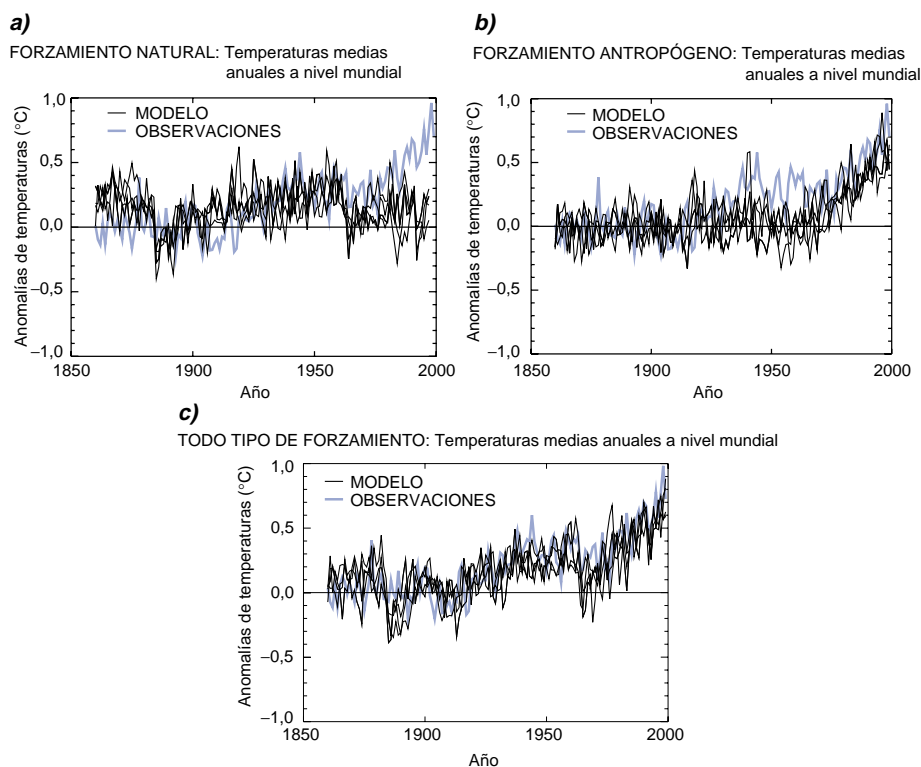


Figura 15: Anomalías en las temperaturas medias de la superficie mundial con respecto al promedio del período comprendido entre 1880 y 1920 de acuerdo con el registro instrumental, comparadas con conjuntos de cuatro simulaciones realizadas con un modelo climático acoplado océano-atmósfera, forzado con: a) fuerzas solares y volcánicas únicamente; b) fuerzas antropógenas, entre ellas gases de efecto invernadero (GEI) bien mezclados, cambios en el ozono estratosférico y troposférico y los efectos directos e indirectos de los aerosoles de sulfatos, y c) con todos los tipos de forzamiento, tanto naturales como antropógenos. La línea gruesa muestra los datos instrumentales, mientras que las líneas finas indican las distintas simulaciones de cada conjunto de cuatro. Debe tenerse presente que los datos corresponden a promedios anuales. Los datos del modelo son solamente muestras tomadas de los valores registrados en los lugares en que se realizan observaciones. Los cambios en los aerosoles de sulfatos se calcularon en forma interactiva, y los cambios en el ozono troposférico se calcularon aparte, utilizando un modelo de transporte de sustancias químicas. Los cambios en el brillo de las nubes (el primer efecto indirecto de los aerosoles de sulfatos) se calcularon mediante una simulación aparte y se incluyeron en el modelo. Los cambios señalados en el ozono estratosférico son resultado de las observaciones. El forzamiento volcánico y solar se calculó sobre la base de combinaciones publicadas de datos medidos e indirectos. El forzamiento antropógeno neto en 1990 fue de $1,0 \text{ Wm}^{-2}$, incluido un enfriamiento neto de $1,0 \text{ Wm}^{-2}$ debido a los aerosoles de sulfatos. El forzamiento natural neto en 1990 fue de $0,5 \text{ Wm}^{-2}$ en comparación con 1860, y en 1992 hubo un enfriamiento neto de $2,0 \text{ Wm}^{-2}$ a causa del Monte Pinatubo. Otros modelos forzados con fuerzas antropógenas generaron resultados similares a los indicados en la figura b).

[Basado en la Figura 12.7]

separar las señales forzadas de la variabilidad interna. Se ha demostrado mediante estudios basados en hipótesis que los cambios de temperatura en la superficie del planeta sólo pueden detectarse a escalas del orden de 5.000 km. Esos estudios indican que el grado de concordancia entre las simulaciones y las observaciones que han descubierto los estudios de correlación de tendencias es similar al que cabría esperar en teoría.

La mayoría de los estudios de atribución han llegado a la conclusión de que, en los últimos 50 años, la velocidad y la magnitud estimadas del calentamiento de la Tierra causado únicamente por el aumento de la concentración de los gases de efecto invernadero son similares o superiores a la velocidad y la magnitud del calentamiento observado. Los estudios de atribución tratan de resolver la cuestión de “si la magnitud de la respuesta simulada a un determinado forzamiento concuerda con las observaciones”. El uso de técnicas de señales múltiples ha permitido hacer estudios que pueden diferenciar los

efectos de distintos factores sobre el clima. La inclusión de la dependencia temporal de las señales ha ayudado a distinguir los forzamientos naturales de los antropógenos. A medida que se van incluyendo tipos diferentes de respuestas, se plantea inevitablemente el problema de la degeneración (distintas combinaciones de características que dan resultados casi idénticos a las observaciones). Sin embargo, aunque se incluyan en el análisis todas las respuestas más importantes, los GEI siguen emitiendo una señal clara y perceptible. Por otra parte, la mayoría de las estimaciones de los modelos que tienen en cuenta tanto los GEI como los aerosoles de sulfatos concuerdan con las observaciones correspondientes a ese período. La máxima concordancia entre las simulaciones de los modelos y las observaciones de los últimos 140 años se produce cuando se incluyen tanto los factores antropógenos como los naturales (véase la Figura 15). Estos resultados indican que los forzamientos incluidos son suficientes para explicar los cambios observados, pero no excluye la posibilidad de que hayan contribuido además otros forzamientos.

En términos generales, la magnitud de la respuesta de la temperatura al aumento de las concentraciones de los GEI es congruente con las observaciones en las escalas consideradas (véase la Figura 16),

pero sigue habiendo discrepancias entre la respuesta que muestran los modelos y la respuesta observada ante otros factores naturales y antropógenos.

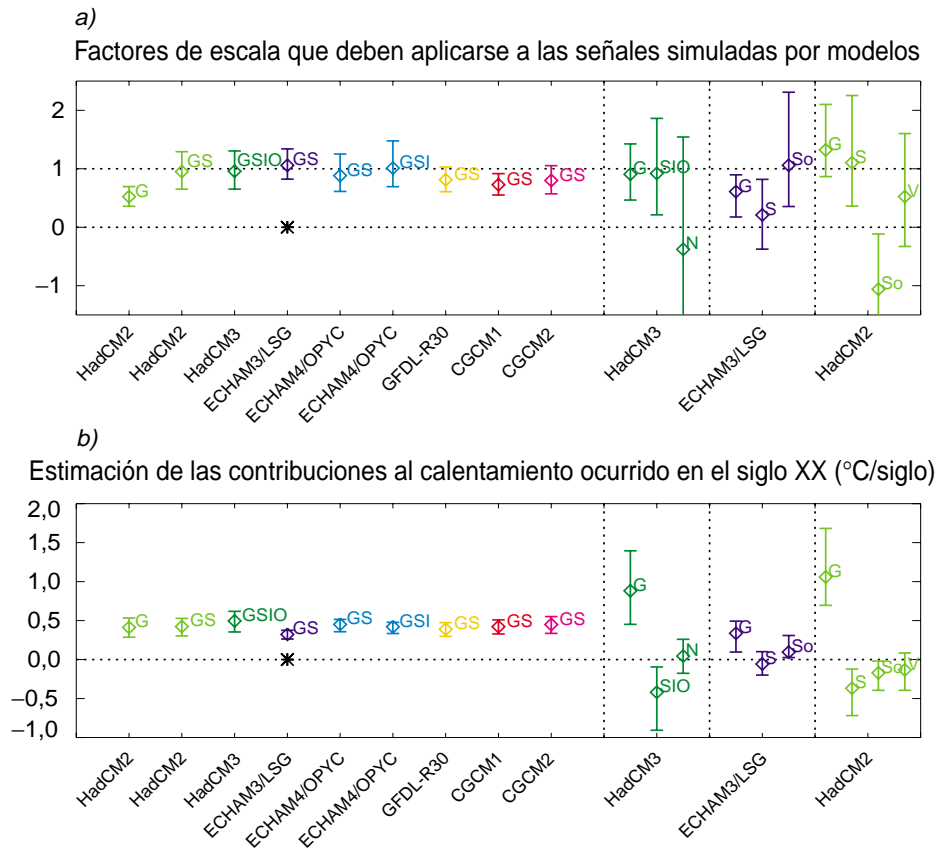


Figura 16: a) Estimaciones de los “factores de escala” por los cuales debe multiplicarse la amplitud de varias señales simuladas mediante modelos a fin de reproducir los cambios correspondientes en el registro de observaciones. Las barras verticales indican el intervalo o margen de incertidumbre de entre 5 y 95% que se debe a la variabilidad interna. Si un intervalo abarca la unidad, ello significa que esa combinación de amplitud de forzamiento y respuesta simulada por el modelo concuerda con el cambio respectivo observado, mientras que, si un intervalo abarca el cero, ello significa que la señal simulada por ese modelo no es detectable. Las señales se definen como la respuesta media conjunta al forzamiento externo expresada en temperaturas a gran escala (>5 000 km) cercanas a la superficie durante el período comprendido entre 1946 y 1996, en comparación con el promedio correspondiente al período 1896-1996. El primer asiento (G) muestra el factor de escala y el intervalo de confianza de entre 5 y 95% obtenido a partir de la hipótesis de que las observaciones reflejan solamente una respuesta a los gases de efecto invernadero (GEI) más la variabilidad interna. El intervalo es muy inferior a uno (en consonancia con los resultados de otros modelos), lo que significa que los modelos forzados únicamente con GEI predicen en forma por demás excesiva la señal de calentamiento observada. Los ocho asientos siguientes muestran los factores de escala correspondientes a las respuestas simuladas por modelos al forzamiento causado por GEI y sulfatos (GS); en dos casos se incluye el forzamiento indirecto de sulfatos y ozono troposférico y en uno de ellos, además, el agotamiento del ozono estratosférico (GSI y GSIO, respectivamente). Todos los intervalos, salvo uno (CGCM1), son congruentes con la unidad. Por lo tanto, hay pocas pruebas de que los modelos pronostican sistemáticamente en forma insuficiente o excesiva la amplitud de la respuesta observada cuando parten de la hipótesis de que las señales GS y la variabilidad interna simuladas por modelos son una representación adecuada (en otras palabras, que el forzamiento natural tuvo un efecto neto reducido en este diagnóstico). La variabilidad residual observada concuerda con esta hipótesis en todos los casos excepto en uno (ECHAM3, señalado con un asterisco). Uno se ve obligado a utilizar esta hipótesis para poder incluir modelos para los cuales se dispone únicamente de una simulación de la respuesta antropógena, pero las estimaciones de la incertidumbre en estos casos de una sola señal son incompletas, ya que no tienen en cuenta la incertidumbre en la respuesta inducida por forzamientos naturales. Estos intervalos indican, sin embargo, la gran confianza con que puede descartarse la variabilidad interna, tal como la simulan estos diversos modelos, como forma de explicar los cambios recientes en la temperatura cercana a la superficie. Los tres asientos siguientes – que permiten hacer un análisis más completo de la incertidumbre – muestran los factores de escala aplicados a las señales individuales de los GEI (G), los sulfatos (S), la combinación de fuerzas solares y volcánicas (N), el forzamiento solar por sí solo (So) y el forzamiento volcánico por sí solo (V), en los casos en que se han realizado las simulaciones pertinentes. En esos casos se calculan muchos factores simultáneamente, para tener en cuenta la incertidumbre en cuanto a la amplitud de la respuesta inducida por forzamientos naturales. La incertidumbre aumenta pero la señal de los GEI sigue detectándose de manera constante. En un caso (ECHAM3) el modelo parece asignar un valor excesivo a la respuesta correspondiente a los GEI (el intervalo del factor de escala de la señal G no abarca la unidad), pero este resultado depende en parte del componente de la simulación de control que se utilice para definir el espacio de detección. Tampoco se sabe cuál sería la respuesta si se incluyera una señal volcánica. En los casos en que se incluye tanto el forzamiento solar como el volcánico (HadCM2 y HadCM3), las señales G y S siguen siendo detectables y congruentes con la unidad, con independencia de que las señales naturales se calculen en forma conjunta o separada (lo que hace que surjan errores diferentes en las respuestas S y V).

b) Estimaciones de las contribuciones al calentamiento medio mundial durante el siglo XX, sobre la base de los resultados indicados en a), con intervalos de confianza de entre 5 y 95%. A pesar de que las estimaciones varían de acuerdo con la señal del modelo y la hipótesis de forzamiento considerada, y son más inciertas cuando se estima más de una señal, todas indican una contribución importante del cambio climático antropógeno al calentamiento observado durante el siglo XX. [Basado en la Figura 12.12]

Las incertidumbres en cuanto a otros forzamientos incluidos no impiden detectar el efecto de los gases de efecto invernadero antropógenos en los últimos 50 años. El forzamiento producido por los sulfatos, aunque incierto, fue negativo durante ese período. Se estima que los cambios en el forzamiento natural durante la mayor parte de ese período también fueron negativos. En consecuencia, la detección de la influencia de los GEI antropógenos no puede descartarse debido a la incertidumbre en cuanto al forzamiento de los aerosoles de sulfatos, o porque el forzamiento natural no se incluyó en todas las simulaciones de los modelos. Los estudios que diferencian y separan las respuestas a los GEI, a los aerosoles de sulfatos y al forzamiento natural dan lugar a estimaciones dudosas de la amplitud de las señales de los aerosoles de sulfatos y el forzamiento natural, pese a lo cual casi todos los estudios pueden detectar la presencia de la señal de los GEI antropógenos en los registros climáticos recientes.

Los métodos de detección y atribución utilizados deberían ser invulnerables a los errores en la amplitud de la respuesta media mundial a los distintos forzamientos. De acuerdo con los métodos de estimación de señales utilizados en este informe, la amplitud de la señal se calcula sobre la base de las observaciones y no de la amplitud de la respuesta simulada. En consecuencia, las estimaciones son independientes de los factores que determinan la amplitud simulada de la respuesta, como la sensibilidad del clima del modelo utilizado. Además, si la señal que emite un forzamiento determinado se calcula en forma individual, la amplitud es en gran parte independiente de la magnitud del forzamiento utilizado para obtener la respuesta. La incertidumbre en cuanto a la amplitud del forzamiento solar y del forzamiento indirecto de los aerosoles de sulfatos no debería afectar la magnitud de la señal estimada.

NIVEL DEL MAR

Es muy probable que el calentamiento ocurrido durante el siglo XX haya contribuido considerablemente al aumento observado en el nivel del mar, debido a la expansión térmica del agua del mar y a una disminución generalizada del hielo terrestre. Habida cuenta de las incertidumbres actuales, tanto las observaciones como los modelos coinciden en indicar que la elevación del nivel del mar no registró una aceleración significativa durante el siglo XX.

E.7 Incertidumbres que aún subsisten en la detección y la atribución

Se han hecho algunos progresos en cuanto a reducir la incertidumbre, aunque aún subsisten muchas de las causas de incertidumbre señaladas en el SIE. Entre ellas cabe mencionar:

- Discrepancias en el perfil vertical del cambio de temperatura en la troposfera que indican las observaciones y los modelos. Si bien estas discrepancias aún no se han resuelto por completo, se han

reducido a medida que en los modelos se han ido introduciendo los forzamientos y su evolución de forma más realista. Además, las simulaciones de los modelos no pueden reproducir íntegramente la diferencia entre las tendencias observadas en los últimos dos decenios en la superficie del planeta y en las capas inferiores de la troposfera.

- *Grandes incertidumbres en las estimaciones de la variabilidad climática interna derivadas de los modelos y las observaciones.* Como ya se señaló, es improbable (rayando en lo muy improbable) estas incertidumbres sean lo suficientemente grandes como para poder desechar por completo la tesis de que ha ocurrido un cambio climático perceptible.
- *Una incertidumbre considerable en la reconstrucción de los forzamientos solar y volcánico realizada sobre la base de datos indirectos o limitados de las observaciones correspondientes a todos los decenios (salvo los dos últimos).* La detección de la influencia de los GEI en el clima parece ser lo suficientemente firme como para permitir una amplificación del forzamiento solar por la interacción entre el ozono y el Sol o entre el Sol y las nubes, siempre que dicha interacción no altere las características o la dependencia temporal de la respuesta al forzamiento solar. La amplificación de la señal solar mediante estos procesos, que no están incluidos aún en los modelos, sigue teniendo un carácter especulativo.
- *Grandes incertidumbres en el forzamiento antropógeno vinculadas a los efectos de los aerosoles.* Los efectos de algunos factores antropógenos, como el carbono orgánico, el hollín, los aerosoles derivados de biomasa y los cambios en el uso de la tierra, no se han incluido en los estudios de detección y atribución. Las estimaciones de la magnitud y la distribución geográfica de los efectos de estos forzamientos varían considerablemente, pero se estima que, considerados individualmente, sus efectos a nivel mundial son relativamente pequeños.
- *Diferencias importantes en las respuestas de los distintos modelos a los mismos forzamientos.* Estas diferencias, que a menudo son mayores que las diferencias en las respuestas simuladas por un mismo modelo con y sin los efectos de los aerosoles, ponen de relieve las grandes incertidumbres que rodean la predicción del cambio climático y la necesidad de cuantificar la incertidumbre y reducirla mediante la obtención de datos más precisos de las observaciones y el mejoramiento de los modelos.

E.8 Sinopsis

A la luz de las nuevas pruebas disponibles y teniendo en cuenta las incertidumbres que aún subsisten, es probable que el calentamiento observado en los últimos 50 años se haya debido en su mayor parte al aumento de las concentraciones de los gases de efecto invernadero (GEI).

F. Proyecciones del clima futuro de la Tierra

Los instrumentos de los modelos climáticos se aplican a escenarios futuros de los agentes de forzamiento (entre ellos los GEI y los aerosoles) con el fin de elaborar una serie de proyecciones de los cambios climáticos que den una idea de lo que podría ocurrir en el futuro. En la Sección F.1 se describen los escenarios futuros de los agentes de forzamiento definidos en el Informe especial del IPCC sobre escenarios de emisiones (IE-EE), en los que se basan, en la medida de lo posible, los cambios futuros presentados en esta sección. En las Secciones F.2 a F.9 se presentan las proyecciones de los cambios que sufrirá el clima en el futuro de acuerdo con esos escenarios. Por último, en la Sección F.10 se indican los resultados de las proyecciones basadas en escenarios que suponen un futuro en el cual las concentraciones de los GEI se habrán estabilizado.

F.1 El Informe especial del IPCC sobre escenarios de emisiones (IE-EE)

En 1996, el IPCC comenzó a desarrollar un nuevo conjunto de escenarios de emisiones con el fin de actualizar y reemplazar los ya conocidos escenarios IS92. El nuevo conjunto de escenarios aprobados se describe en el *Informe especial del IPCC sobre escenarios de emisiones (IE-EE)*. A fin de describir de manera coherente las relaciones entre las fuerzas determinantes de las emisiones y su evolución, y para añadir un contexto a la cuantificación de los escenarios, se desarrollaron cuatro líneas evolutivas diferentes. Los 40 escenarios resultantes (35 de los cuales

contienen datos sobre toda la gama de gases necesarios para forzar los modelos climáticos) abarcan las principales fuerzas demográficas, económicas y tecnológicas que determinarán las emisiones futuras de GEI y azufre. Cada escenario representa una interpretación cuantitativa específica de una de las cuatro líneas evolutivas. El conjunto de escenarios basados en una misma línea evolutiva constituye una “familia” de escenarios (véase el Recuadro 5, que describe brevemente las principales características de las cuatro líneas evolutivas y familias de escenarios del IE-EE). Los escenarios del IE-EE no incluyen otras iniciativas relacionadas con el clima, lo que significa que ninguno de ellos se basa explícitamente en la hipótesis de cumplimiento de la Convención Marco sobre el Cambio Climático o de los objetivos de emisiones del Protocolo de Kioto. Sin embargo, las políticas no vinculadas al cambio climático que apuntan a muchos otros fines (p.ej., la calidad del aire) influyen directamente en las emisiones de GEI. Por otra parte, las políticas de los gobiernos pueden repercutir, en distinta medida, en los factores determinantes de las emisiones, como el cambio demográfico, el desarrollo social y económico, el cambio tecnológico, el uso de los recursos o la gestión de la contaminación. Esta influencia se refleja ampliamente en las líneas evolutivas y escenarios resultantes.

Debido a que el IE-EE no fue aprobado hasta el 15 de marzo de 2000, se hizo demasiado tarde para que los expertos en modelización incorporaran en sus modelos los escenarios definitivos aprobados y tuvieran los resultados listos a tiempo para incluirlos en este Tercer Informe de Evaluación. No obstante, se facilitaron escenarios preliminares a los modelizadores del clima para que éstos pudieran aportar su

Recuadro 5: Los escenarios de emisiones del Informe especial sobre escenarios de emisiones (IE-EE)

A1. La línea evolutiva y familia de escenarios A1 describe un mundo futuro con un rápido crecimiento económico, una población mundial que alcanza su valor máximo hacia mediados del siglo y disminuye posteriormente, y una rápida introducción de tecnologías nuevas y más eficientes. Sus características distintivas más importantes son la convergencia entre regiones, la creación de capacidad y el aumento de las interacciones culturales y sociales, acompañadas de una notable reducción de las diferencias regionales en cuanto a ingresos por habitante. La familia de escenarios A1 se desarrolla en tres grupos que describen direcciones alternativas del cambio tecnológico en el sistema de energía. Los tres grupos A1 se diferencian en su orientación tecnológica: utilización intensiva de combustibles de origen fósil (A1FI), utilización de fuentes de energía no de origen fósil (A1T), o utilización equilibrada de todo tipo de fuentes (A1B) (entendiéndose por “equilibrada” la situación en la que no se dependerá excesivamente de un tipo de fuente de energía, en el supuesto de que todas las fuentes de suministro de energía y todas las tecnologías de uso final experimenten mejoras similares).

A2. La línea evolutiva y familia de escenarios A2 describe un mundo muy heterogéneo. Sus características más distintivas son la autosuficiencia y la conservación de las identidades locales. El índice de natalidad en el conjunto de las regiones convergen muy lentamente, con lo que se obtiene una población en continuo crecimiento. El desarrollo económico está orientado básicamente a las regiones, y

el crecimiento económico por habitante así como el cambio tecnológico están más fragmentados y son más lentos que en otras líneas evolutivas.

B1. La línea evolutiva y familia de escenarios B1 describe un mundo convergente con una misma población mundial que alcanza su valor máximo hacia mediados del siglo y desciende posteriormente, como en la línea evolutiva A1, pero con rápidos cambios en las estructuras económicas orientados a una economía de servicios y de información, acompañados de una utilización menos intensiva de los materiales y la introducción de tecnologías limpias con un aprovechamiento eficaz de los recursos. En ella se da preponderancia a las soluciones de orden mundial encaminadas a la sostenibilidad económica, social y ambiental, así como a una mayor igualdad, pero en ausencia de iniciativas adicionales en relación con el clima.

B2. La línea evolutiva y familia de escenarios B2 describe un mundo en el que predominan las soluciones locales a la sostenibilidad económica, social y ambiental. Es un mundo cuya población aumenta progresivamente a un ritmo menor que en A2, con unos niveles de desarrollo económico intermedios, y con un cambio tecnológico menos rápido y más diverso que en las líneas evolutivas A1 y B1. Aunque este escenario está también orientado a la protección del medio ambiente y a la igualdad social, se centra principalmente en los niveles local y regional.

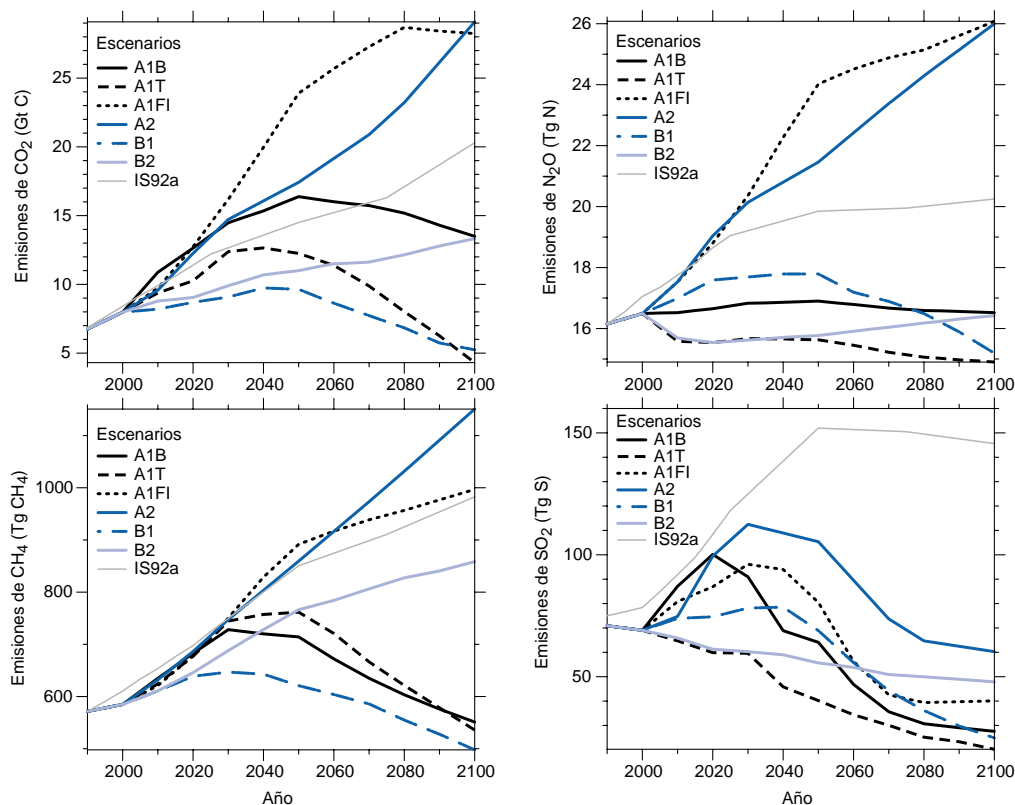


Figura 17: Emisiones antropógenas de CO_2 , CH_4 , N_2O y dióxido de azufre en los seis escenarios ilustrativos del IE-EE: A1B, A2, B1 y B2, A1FI y A1T. También se muestra, con fines de comparación, el escenario IS92a. [Basado en el Informe especial del IPCC sobre escenarios de emisiones.]

contribución al Tercer Informe de Evaluación, de conformidad con una decisión adoptada en 1998 por la Mesa del IPCC. En ese momento se eligió un escenario de referencia de cada uno de los cuatro grupos de escenarios, sobre la base de sus líneas evolutivas (A1B, A2, B1 y B2). A los efectos de la elección de los escenarios de referencia se tuvo en cuenta la cuantificación inicial que mejor reflejaba la línea evolutiva y las características de los distintos modelos. Los escenarios de referencia no son ni más ni menos probables que cualquier otro escenario, pero se consideran representativos de una línea evolutiva dada. Posteriormente se eligieron también escenarios para ilustrar los otros dos grupos de escenarios (A1FI y A1T) de la familia A1, que exploran concretamente otros adelantos de la tecnología, manteniendo constantes las demás fuerzas determinantes. En consecuencia, hay un escenario ilustrativo de cada uno de los seis grupos de escenarios, y todos ellos son igualmente probables. Dado que los dos últimos escenarios ilustrativos se seleccionaron en una etapa posterior del proceso, los resultados de la modelización con MCGAO que figuran en este informe utilizan únicamente dos de los cuatro escenarios de referencia preliminares. Actualmente, sólo los escenarios A2 y B2 han sido incorporados en más de un MCGAO. A los resultados de los MCGAO se les ha sumado los resultados de modelos climáticos simples que abarcan los seis escenarios ilustrativos. En algunos casos se presenta también el escenario IS92a, para poder hacer una comparación directa con los resultados expuestos en el SIE.

Los cuatro escenarios de referencia definitivos que figuran en el IE-EE difieren en mínimos detalles de los escenarios preliminares utilizados

en los experimentos con MCGAO descritos en el presente informe. A fin de esclarecer los efectos probables de las diferencias entre los escenarios preliminares y los escenarios definitivos del IE-EE, se estudió cada uno de los cuatro escenarios de referencia preliminares y definitivos utilizando un modelo climático simple. En tres de los cuatro escenarios de referencia (A1B, A2 y B2), el cambio de temperatura en los escenarios de referencia preliminares fue muy similar al de los escenarios definitivos. La diferencia principal es un cambio hacia los valores normalizados del período comprendido entre 1990 y 2000, un rasgo común a todos estos escenarios. Esto determina un mayor forzamiento en la primera parte del período. Hay además unas pequeñas diferencias en el forzamiento neto, pero van disminuyendo hasta que, en el año 2100, las diferencias en el cambio de temperatura entre ambas versiones de los escenarios son de entre el 1 y el 2%. Sin embargo, en el escenario B1, el cambio de temperatura es considerablemente menor en la versión definitiva, lo que genera una diferencia de casi el 20% en el cambio de temperatura para el año 2100, como consecuencia de una disminución más o menos general de las emisiones de todos los GEI.

En la Figura 17 pueden verse las emisiones antropógenas de los tres GEI más importantes — CO_2 , CH_4 y N_2O —, junto con las emisiones antropógenas de dióxido de azufre, en los seis escenarios ilustrativos del IE-EE. Es evidente que estos escenarios abarcan una amplia gama de emisiones. También se indican, con fines de comparación, las emisiones del escenario IS92a. Cabe destacar en particular que el nivel de las emisiones de dióxido de azufre en los seis escenarios del IE-EE es

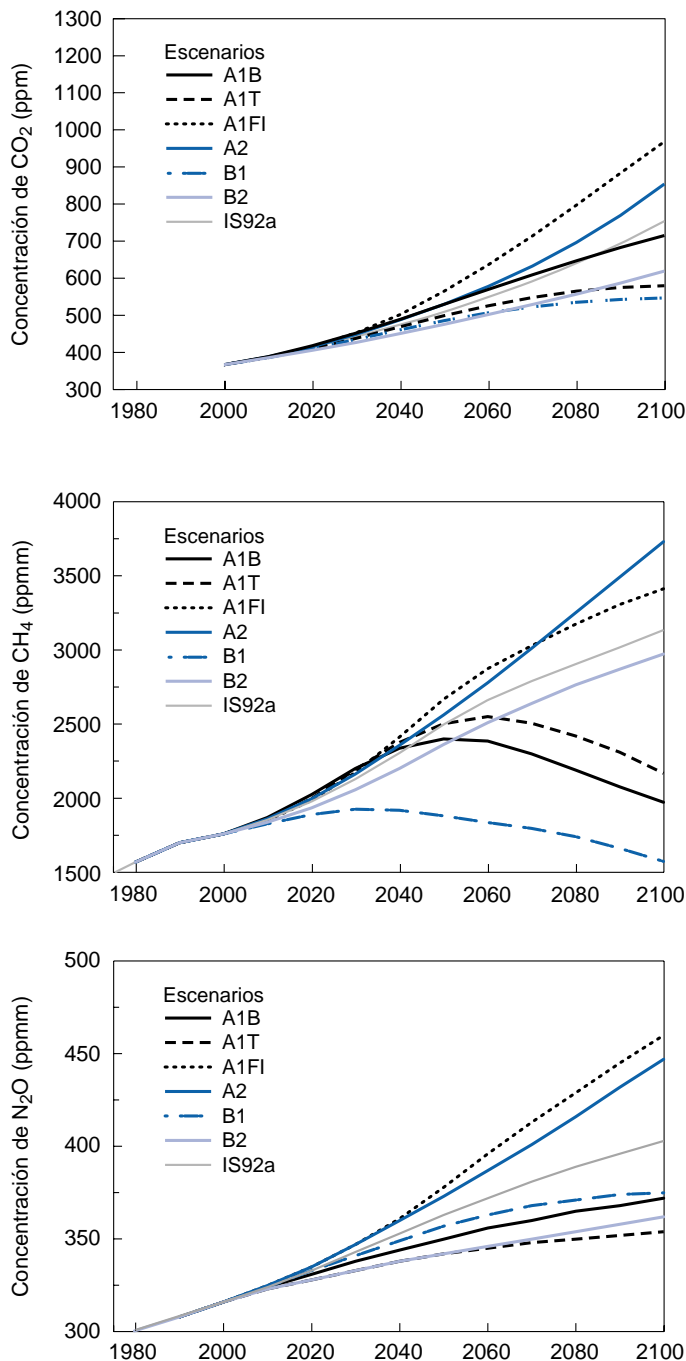


Figura 18: Concentraciones atmosféricas de CO_2 , CH_4 y N_2O resultantes de los seis escenarios del IE-EE y del escenario IS92a, calculadas de acuerdo con la metodología actual. [Basado en las Figuras 3.12 y 4.14]

muy inferior al nivel de los escenarios IS92, debido a cambios estructurales en el sistema de energía y a la preocupación por la contaminación del aire en el ámbito local y regional.

F.2 Proyecciones de los cambios futuros en los gases de efecto invernadero y los aerosoles

Los modelos indican que los escenarios ilustrativos del IE-EE dan lugar a trayectorias muy diferentes de la concentración de CO_2

(véase la Figura 18). Para el año 2100, los modelos del ciclo del carbono proyectan concentraciones atmosféricas de CO_2 de entre 540 y 970 ppm para los escenarios ilustrativos del IE-EE (entre 90% y 250% mayor que la concentración de 280 ppm en 1750). El efecto neto de las retroacciones climáticas terrestres y oceánicas, según indican los modelos, es un aumento aún mayor de las concentraciones atmosféricas proyectadas de CO_2 que se produce como consecuencia de una menor absorción de CO_2 tanto por los océanos como por los continentes. Estas proyecciones tienen en cuenta las retroacciones climáticas terrestres y oceánicas. Las incertidumbres, especialmente en cuanto a la magnitud de la retroacción climática causada por la biosfera terrestre, producen una variación de entre -10% y +30% en cada escenario, aproximadamente. El margen de variación total es de 490 a 1260 ppm (75% a 350% mayor que la concentración de 1750).

Las medidas destinadas a estimular el almacenamiento de carbono en los ecosistemas terrestres podría influir en la concentración atmosférica de CO_2 , pero el límite superior de la reducción de la concentración de CO_2 con ese método es de 40 a 70 ppm. Si todo el carbono liberado a raíz de los cambios históricos en el uso de la tierra pudiera ser reabsorbido por la biosfera terrestre en el transcurso de este siglo (por ejemplo mediante la reforestación), la concentración de CO_2 se reduciría en 40 a 70 ppm. Por lo tanto, es prácticamente seguro que las emisiones de CO_2 procedentes de los combustibles de origen fósil seguirán siendo el factor dominante de las tendencias que regirán la concentración atmosférica de CO_2 durante este siglo.

Los cálculos que hacen los modelos de la concentración de gases de efecto invernadero primarios distintos del CO_2 para el año 2100 varían considerablemente entre los seis escenarios ilustrativos del IE-EE. En general, los escenarios A1B, A1T y B1 muestran los incrementos menores, mientras que los escenarios A1FI y A2 registran los mayores aumentos. Los cambios en la concentración de CH_4 entre 1998 y 2100 oscilan entre -90 y +1970 ppmm (-11% a +112%), y los aumentos de N_2O varían de +38 a +144 ppmm (+12% a +46%) (véanse las Figuras 17b y c). Los HFC (134a, 143a y 125) alcanzan concentraciones que van de unos pocos cientos a unos miles de ppb, a diferencia de los niveles insignificantes de hoy en día. Se proyecta que el PFC CF_4 aumentará hasta alcanzar valores de entre 200 y 400 ppb, y que el SF_6 aumentará hasta llegar a un nivel de entre 35 y 65 ppb.

En los seis escenarios ilustrativos del IE-EE se proyecta que las emisiones de gases de efecto invernadero indirectos (NO_x , CO , VOC), junto con los cambios en el CH_4 , modificarán la concentración mundial del radical hidroxilo (OH) troposférico en -20% a +6% durante el próximo siglo. Debido a la importancia del OH en la química de la troposfera, se producirán cambios análogos, aunque de signo opuesto, en el tiempo de vida en la atmósfera de los GEI CH_4 y los HFC. Este impacto depende en gran parte de la magnitud de las emisiones de NO_x y CO y del equilibrio entre ellas. Se calcula que entre 2000 y 2100, el nivel de O_3 troposférico se modificará entre -12% y +62%. El aumento más importante que se pronostica para el siglo XXI corresponde a los escenarios A1FI y A2 y sería superior al doble del aumento registrado desde la era preindustrial. Ese aumento del O_3 puede atribuirse al fuerte crecimiento simultáneo de las emisiones antropógenas de NO_x y CH_4 .

El gran aumento de las emisiones de gases de efecto invernadero y otros contaminantes que se proyecta en algunos de los seis escenarios ilustrativos del IE-EE para el siglo XXI degradará el medio ambiente mundial en formas que van más allá del cambio climático. Los cambios proyectados en los escenarios A2 y A1FI del IE-EE provocarían una degradación de la calidad del aire en gran parte del planeta, al aumentar los niveles de la concentración de fondo de O_3 . Durante el verano, en las latitudes medias del hemisferio norte, el aumento del O_3 cerca de la superficie alcanza un promedio zonal de aproximadamente 30 ppmm o más, elevando los niveles de la concentración de fondo a alrededor de 80 ppmm, tornando difícil el cumplimiento de las normas actuales de calidad del aire en la mayoría de las zonas metropolitanas e incluso en las zonas rurales y poniendo en peligro la productividad de los cultivos y los bosques. Este problema trasciende los límites de los continentes y se junta a las emisiones de NO_x a escala hemisférica.

Con excepción de los sulfatos y el hollín, los modelos indican que la concentración de aerosoles depende de las emisiones en forma aproximadamente lineal. Los procesos que determinan la tasa de eliminación del hollín varían considerablemente de un modelo a otro, lo que genera una gran incertidumbre en las proyecciones futuras del hollín. Las emisiones de aerosoles naturales como la sal marina, el polvo y los precursores en estado gaseoso de los aerosoles, como el terpeno, el dióxido de azufre (SO_2) y la oxidación del sulfuro de dimetilo pueden aumentar como consecuencia de los cambios ocurridos en el clima y en la química atmosférica.

Los seis escenarios ilustrativos del IE-EE abarcan casi todos los tipos de forzamiento previstos en el conjunto de escenarios del IE-EE. En la Figura 19 puede verse el forzamiento radiativo antropógeno histórico hasta el año 2000, seguido del forzamiento radiativo correspondiente a los seis escenarios ilustrativos del IE-EE. El sector sombreado muestra el área envolvente del forzamiento que abarca todo el conjunto de 35 escenarios del IE-EE. El método de cálculo es muy similar al explicado en los capítulos respectivos. Los valores se basan en el forzamiento radiativo inducido por una duplicación de la concentración de CO_2 utilizado en siete MCGAO. Se muestra también el forzamiento correspondiente a los escenarios IS92a, IS92c y IS92e, calculado con arreglo al mismo método. [Basado en la Figura 9.13a]

posibilidad de que aumenten o disminuyan los aerosoles antropógenos (como los aerosoles de sulfatos, los aerosoles de biomasa y los aerosoles de carbón orgánico y de hollín), dependiendo del grado de utilización de combustibles de origen fósil y de las políticas destinadas a reducir las emisiones contaminantes. Los escenarios del IE-EE no incluyen estimaciones de las emisiones de aerosoles no derivados de sulfatos. En este informe se consideraron dos métodos para proyectar estas emisiones: el primero ajusta proporcionalmente las emisiones de aerosoles de combustibles de origen fósil y biomasa con el CO_2 , mientras que el segundo ajusta proporcionalmente las emisiones con el SO_2 y la deforestación. Para las proyecciones del clima se empleó únicamente el segundo método. Con fines de comparación, también se indica el forzamiento radiativo correspondiente al escenario IS92a. Es evidente que el margen de variación en los nuevos escenarios del IE-EE es más amplio que en los escenarios IS92. Ello se debe principalmente a que las emisiones futuras de SO_2 en los escenarios del IE-EE son menores que las de los escenarios IS92, pero también a que algunos escenarios del IE-EE prevén emisiones acumulativas de carbono ligeramente mayores.

En casi todos los escenarios del IE-EE, el forzamiento radiativo causado por el CO_2 , el CH_4 , el N_2O y el O_3 troposférico continúa aumentando y se proyecta que la fracción del forzamiento radiativo total atribuible al CO_2 aumentará de poco más de la mitad hasta alrededor de las tres cuartas partes del total. El forzamiento radiativo causado por los gases que agotan el O_3 disminuye debido a los controles impuestos a las emisiones con el fin de detener el agotamiento del ozono estratosférico. El forzamiento radiativo directo (evaluado en relación con el momento actual, 2000) derivado de los aerosoles (considerando en conjunto los componentes de sulfatos, hollín y carbono orgánico) cambia de signo en los diversos escenarios. Se proyecta que la magnitud de los efectos directos más los efectos indirectos de los aerosoles será menor que la de los efectos del CO_2 . No se hacen estimaciones respecto de los aspectos espaciales de los forzamientos futuros. El efecto indirecto de los aerosoles en las nubes se incluye en los cálculos de los modelos climáticos simples y se ajusta proporcionalmente en forma no lineal con las emisiones de SO_2 , suponiendo un valor actual de $-0,8 \text{ Wm}^{-2}$, como en el SIE.

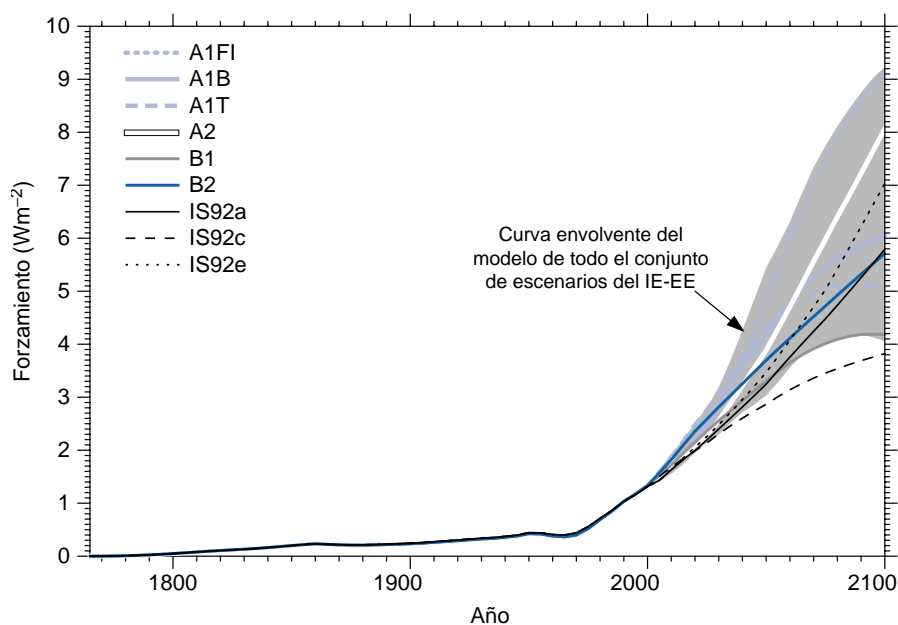


Figura 19: Resultados obtenidos con un modelo simple: estimación del forzamiento radiativo antropógeno histórico hasta el año 2000, seguido del forzamiento radiativo correspondiente a los seis escenarios ilustrativos del IE-EE. El sector sombreado muestra el área envolvente del forzamiento que abarca todo el conjunto de 35 escenarios del IE-EE. El método de cálculo es muy similar al explicado en los capítulos respectivos. Los valores se basan en el forzamiento radiativo inducido por una duplicación de la concentración de CO_2 utilizado en siete MCGAO. Se muestra también el forzamiento correspondiente a los escenarios IS92a, IS92c y IS92e, calculado con arreglo al mismo método. [Basado en la Figura 9.13a]

F.3 Proyecciones de los cambios futuros en la temperatura

RESULTADOS DE LOS MCGAO

Es probable que la sensibilidad del clima sea de entre 1,5 y 4,5°C. Esta estimación no ha variado desde el Primer Informe de Evaluación (PIE) del IPCC ni desde el SIE. La sensibilidad del clima es la respuesta de equilibrio de la temperatura de la superficie mundial a una duplicación de la concentración de CO₂ equivalente. El margen de variación de las estimaciones se debe a las incertidumbres inherentes a los modelos climáticos y a sus retroacciones internas, en particular las relacionadas con las nubes y los procesos conexos. Un elemento que se utiliza por primera vez en este informe del IPCC es la respuesta climática transitoria (RCT). La RCT se define como el promedio mundial de cambio de la temperatura del aire en la superficie cuando se duplica la concentración de CO₂, en un experimento que supone un incremento del CO₂ del 1% anual. Se parte del supuesto de que este índice de aumento del CO₂ representa el forzamiento radiativo causado por todos los GEI. La RCT combina elementos de sensibilidad de los modelos con factores que influyen en la respuesta (p.ej., la absorción de calor por los océanos). En los MCGAO actuales, la RCT oscila entre 1,1 y 3,1°C.

Cuando se tienen en cuenta los efectos directos de los aerosoles de sulfatos, disminuye el valor medio del calentamiento mundial proyectado para mediados del siglo XXI. La configuración de la respuesta de la temperatura del aire en la superficie en un modelo determinado, con y sin aerosoles de sulfatos, muestra una semejanza mayor que la que se observa cuando se comparan los perfiles de dos modelos que utilizan el mismo forzamiento.

Los modelos proyectan los cambios en función de una serie de variables climáticas a gran escala. A medida que cambia el forzamiento radiativo del sistema climático, los continentes se calientan más rápido y en mayor grado que los océanos, y el calentamiento es relativamente mayor en las latitudes altas. Los modelos proyectan que el aumento de la temperatura del aire en la superficie en el Atlántico norte y en las regiones circumpolares del Océano Antártico será inferior al promedio mundial. Se proyecta que habrá una menor variación de la temperatura diurna en muchas regiones, y que la temperatura mínima durante la noche subirá más que la temperatura máxima durante el día. Algunos modelos muestran una reducción general de la variabilidad diaria de la temperatura del aire en la superficie durante el invierno y un aumento de la variabilidad diaria durante el verano en las zonas de tierra firme del hemisferio norte. A medida que el clima se torna más cálido, las proyecciones indican una disminución de la capa de nieve y la extensión del hielo marino en el hemisferio norte. Como se señaló en la Sección B, muchos de estos cambios concuerdan con las últimas tendencias detectadas por las observaciones.

Se están utilizando conjuntos de simulaciones de varios modelos MCGAO respecto de una serie de escenarios para cuantificar el cambio climático medio y el grado de incertidumbre sobre la base de los diversos resultados de los modelos. Para fines del siglo XXI (2071 a 2100), el cambio de la temperatura media del aire en la superficie mundial, en relación con el período comprendido entre 1961 y 1990, será de 3,0°C como promedio (con un margen de variación de entre 1,3 y 4,5°C) en el escenario de referencia preliminar A2, y de 2,2°C (con un margen de variación de entre 0,9 y 3,4°C) en el escenario

de referencia preliminar B2. En el escenario B2 se produce un calentamiento más leve, acorde con su menor ritmo de aumento de la concentración de CO₂.

En escalas temporales de unos pocos decenios, el ritmo de calentamiento que se observa actualmente puede utilizarse para limitar la respuesta proyectada para un determinado escenario de emisiones, a pesar de la incertidumbre en cuanto a la sensibilidad del clima. El análisis de modelos simples y la comparación de las respuestas de los MCGAO en escenarios de forzamiento hipotéticos sugieren que en la mayoría de los escenarios, en los próximos decenios, es probable que los errores en las proyecciones a gran escala de las temperaturas aumenten en forma proporcional a la magnitud de la respuesta general. La magnitud estimada de los ritmos de calentamiento atribuibles a la influencia humana que se observan actualmente y la incertidumbre que los rodea permiten por lo tanto estimar, con relativa independencia de los modelos, el grado de incertidumbre de las proyecciones que abarcan varios decenios y respecto de la mayoría de los escenarios. Si se tienen en cuenta las observaciones recientes, es probable que el calentamiento antropógeno oscile entre 0,1 y 0,2°C por decenio durante los próximos decenios en el escenario IS92a. Estos valores son similares a las diversas respuestas obtenidas en este escenario con las siete versiones del modelo simple utilizado en la Figura 22.

La mayor parte de las características de la respuesta geográfica observada en los experimentos con los escenarios IE-EE son similares en distintos escenarios (véase la Figura 20), y se asemejan a las características observadas en los experimentos que incluyen incrementos hipotéticos del CO₂ del 1%. La mayor diferencia entre los experimentos que suponen un incremento del CO₂ del 1% y no incluyen aerosoles de sulfatos, y los experimentos del IE-EE, es la moderación regional del calentamiento en las zonas industrializadas que muestran los experimentos del IE-EE, en los que es mayor el forzamiento negativo de los aerosoles de sulfatos. Este efecto regional se observó en el SIE solamente en el caso de dos modelos, pero actualmente se ha demostrado que esta respuesta se repite en la mayoría de los modelos más recientes.

Es muy probable que en casi toda la superficie terrestre, el calentamiento sea más rápido que el promedio mundial, sobre todo en las altas latitudes del hemisferio norte durante la estación fría. Los resultados (véase la Figura 21) de las últimas simulaciones de MCGAO forzadas con escenarios de emisiones A2 y B2 del IE-EE indican que, en el invierno, el calentamiento en todas las regiones septentrionales de latitudes altas supera en más de un 40% el índice medio de calentamiento mundial en cada uno de los modelos (que es de 1,3 a 6,3°C en toda la gama de modelos y escenarios considerados). En verano, el calentamiento supera en más de un 40% la variación media mundial en el centro y el norte de Asia. Solamente en el sur de Asia y en la región meridional de América del Sur durante los meses de junio, julio y agosto, y en Asia sudoriental en ambas estaciones, los modelos coinciden en señalar un calentamiento inferior al promedio mundial.

RESULTADOS DE LOS MODELOS CLIMÁTICOS SIMPLES

Debido al costo informático, los MCGAO sólo pueden ejecutarse para un número reducido de escenarios. Es posible calibrar un modelo simple para representar las respuestas medias mundiales de los MCGAO y ejecutarlo para un número mucho mayor de escenarios.

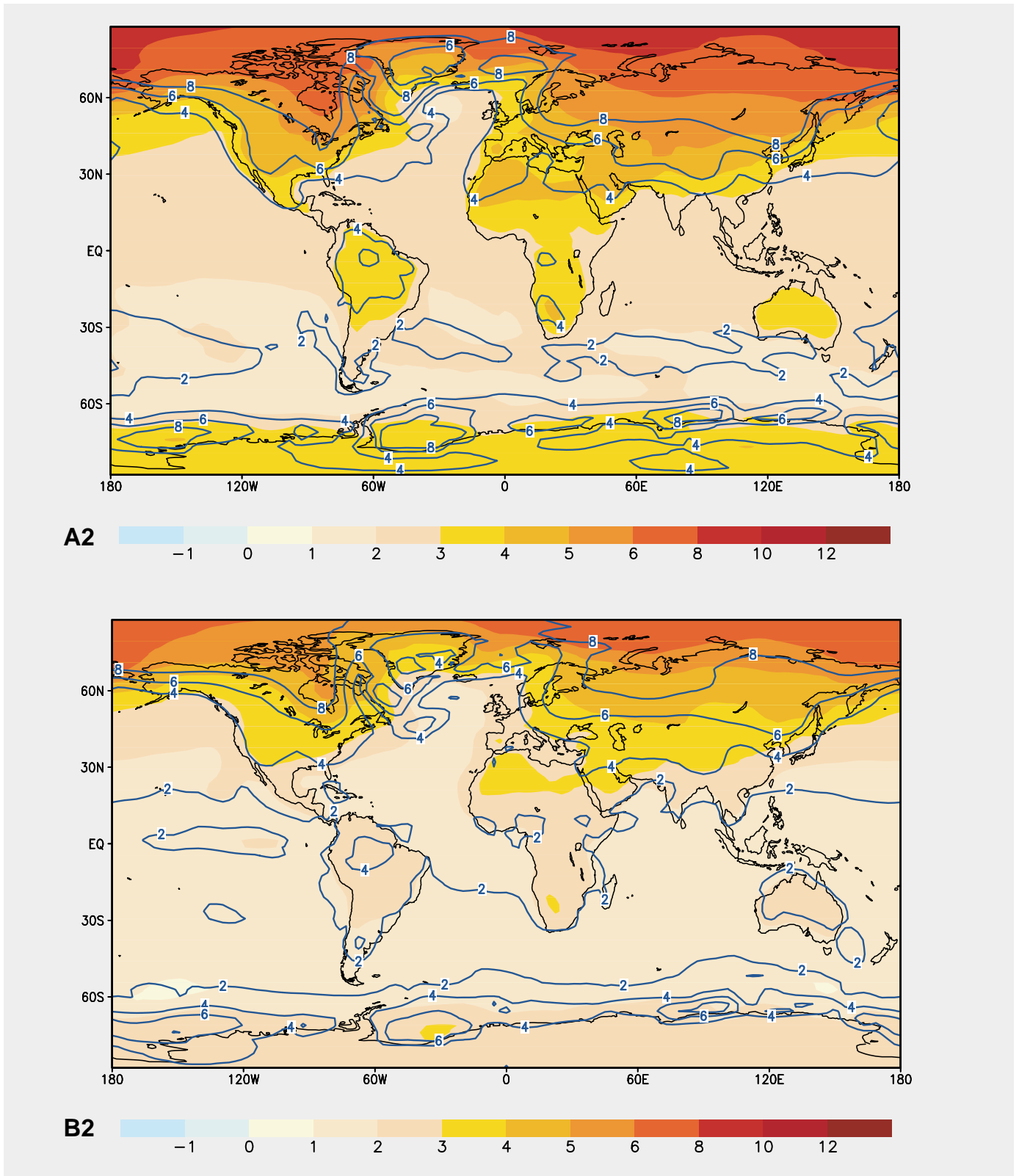


Figura 20: Cambio anual medio de la temperatura (sombreado en colores) y su margen de variación (isolíneas) (Unidad: °C) en el escenario A2 del IE-EE (recuadro superior) y en el escenario B2 del IE-EE (recuadro inferior). Ambos escenarios comparan el período 2071-2100 con el período 1961-1990 y se simularon con MCGAO. [Basado en las Figuras 9.10d y 9.10e]

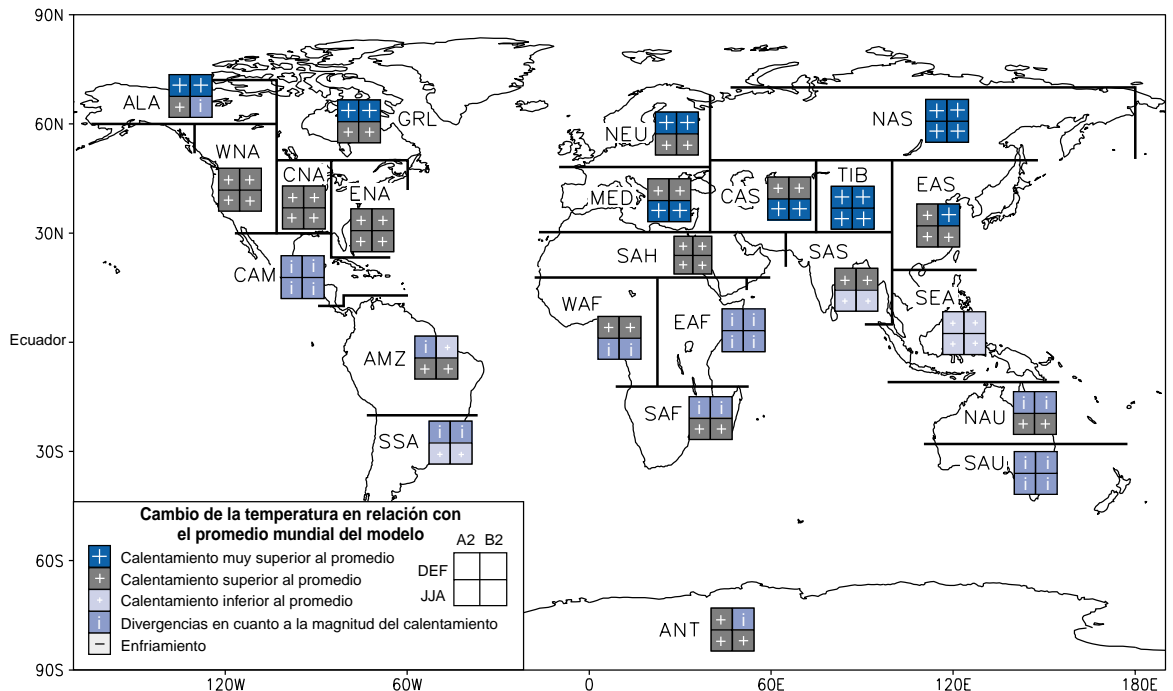


Figura 21: Análisis del grado de concordancia entre los resultados de distintos modelos en lo que respecta al calentamiento regional relativo (comparado con el calentamiento medio mundial indicado por cada modelo). Las regiones se clasifican en las siguientes categorías: las que muestran resultados que coinciden en señalar un calentamiento de más del 40% por encima del promedio mundial ('calentamiento muy superior al promedio'); las que muestran resultados que coinciden en señalar un calentamiento por encima del promedio ('calentamiento superior al promedio'); las que muestran resultados que coinciden en señalar un calentamiento por debajo del promedio ('calentamiento inferior al promedio'); o las que muestran divergencias entre los modelos en cuanto a la magnitud del calentamiento regional relativo ('divergencias en cuanto a la magnitud del calentamiento'). También existe una categoría de regiones en las que se coincide en señalar un enfriamiento (que nunca ocurre). Para que se considere que existe concordancia entre los modelos, es necesario que coincidan los resultados de por lo menos siete de los nueve modelos. El calentamiento medio anual a nivel mundial indicado por los modelos mostró un margen de variación de entre 1,2 y 4,5°C para el escenario A2 y de entre 0,9 y 3,4°C para el escenario B2, de tal modo que una amplificación regional del 40% representa un margen de variación de entre 1,7 y 6,3°C para el escenario A2, y de entre 1,3 y 4,7°C para el escenario B2. [Basado en el Capítulo 10, Recuadro 1, Figura 1]

Se proyecta que la temperatura media de la superficie mundial aumentará entre 1,4 y 5,8°C (Figura 22a) en el período comprendido entre 1990 y 2100. Estos resultados, obtenidos con varios modelos climáticos^{6,7}, corresponden a los 35 escenarios del IE-EE sin excepción. Se proyecta que los aumentos de temperatura serán mayores que los indicados en el SIE, que oscilaban aproximadamente entre 1,0 y 3,5°C en seis escenarios IS92. El valor más alto y el margen de variación más amplio de las temperaturas proyectadas se deben principalmente al menor nivel de las emisiones de SO₂ previsto en los escenarios del IE-EE, en comparación con los escenarios IS92. El ritmo de calentamiento proyectado es muy superior a los cambios observados durante el siglo XX y es muy probable que alcance

valores sin precedentes si se le compara como mínimo con los últimos 10.000 años, de acuerdo con los datos paleoclimáticos.

La clasificación entre los escenarios del IE-EE en lo que se refiere a la temperatura media mundial varía con el tiempo. En particular, en los escenarios que prevén un uso más intenso de combustibles de origen fósil (y por ende mayores emisiones de dióxido de carbono, como el escenario A2), las emisiones de SO₂ también registran valores más altos. En el corto plazo (hasta el año 2050 aproximadamente), el efecto de enfriamiento de las emisiones más abundantes de dióxido de azufre disminuirá considerablemente el calentamiento causado por el aumento de las emisiones de GEI en escenarios como

6 Los modelos climáticos complejos basados en la física son el principal instrumento para proyectar el cambio climático futuro. A fin de explorar los distintos escenarios, estos modelos se complementan con modelos climáticos simples que se calibran para generar una respuesta equivalente a la que se obtiene con los modelos climáticos complejos en la temperatura y el nivel del mar. Estas proyecciones se obtienen utilizando un modelo climático simple cuya sensibilidad del clima y absorción de calor por los océanos se calibran para adecuarlos a cada uno de los siete modelos climáticos complejos. La sensibilidad del clima utilizada en el modelo simple oscila entre 1,7 y 4,2°C, valores comparables al margen de variación comúnmente aceptado de 1,5 a 4,5°C.

7 Este margen de variación no tiene en cuenta las incertidumbres en la modelización del forzamiento radiativo, como las relacionadas con el forzamiento de los aerosoles, aunque sí prevé una pequeña retroacción climática del ciclo del carbono.

el A2. El efecto contrario se advierte en los escenarios B1 y B2, en que las emisiones de combustibles de origen fósil y de SO_2 son menores y dan lugar a un mayor calentamiento en el corto plazo. Sin embargo, a más largo plazo, el nivel de las emisiones de GEI con un período de vida más prolongado, como el CO_2 y el N_2O , se convierten en las principales fuerzas determinantes de los cambios climáticos resultantes.

Para el año 2100, las diferencias en las emisiones previstas en los escenarios del IE-EE y las distintas respuestas de los modelos climáticos añaden una incertidumbre similar al margen de variación de la temperatura mundial. Surgen además otras dudas debido a la incertidumbre que existe en el forzamiento radiativo. La mayor incertidumbre en lo que se refiere a los forzamientos es la que se deriva de los aerosoles de sulfatos.

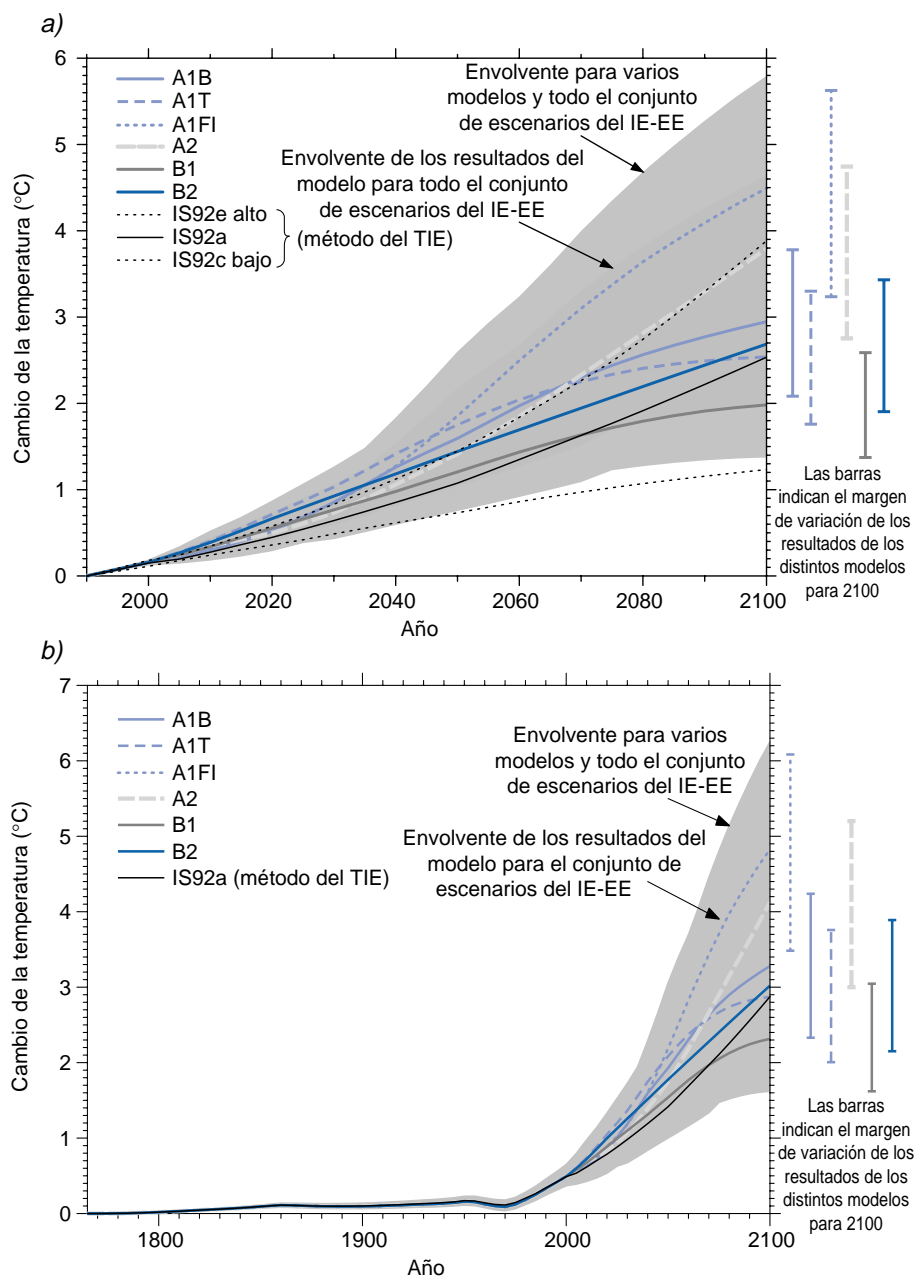


Figura 22: Resultados obtenidos con un modelo simple: a) proyecciones de la temperatura media a nivel mundial en los seis escenarios ilustrativos del IE-EE, utilizando un modelo climático simple adaptado a una serie de modelos complejos con distintos niveles de sensibilidad del clima. También se indican, con fines de comparación, los resultados obtenidos con el mismo método respecto del escenario IS92A. La parte sombreada de color oscuro representa el área envolvente de todo el conjunto de 35 escenarios del IE-EE, que se obtiene utilizando el promedio de los resultados del modelo (con una sensibilidad media del clima de 2,8°C). La parte sombreada en un tono más claro es el área envolvente que se obtiene sobre la base de las proyecciones de los siete modelos (con una sensibilidad media del clima de entre 1,7 y 4,2°C). Las barras muestran, para cada uno de los seis escenarios ilustrativos del IE-EE, el margen de variación de los resultados del modelo simple para el año 2100, en sus versiones adaptadas a siete MCGAO. b) Igual a a), pero en este caso se representa también el forzamiento antropogénico histórico estimado. [Basado en las Figuras 9.14 y 9.13b]

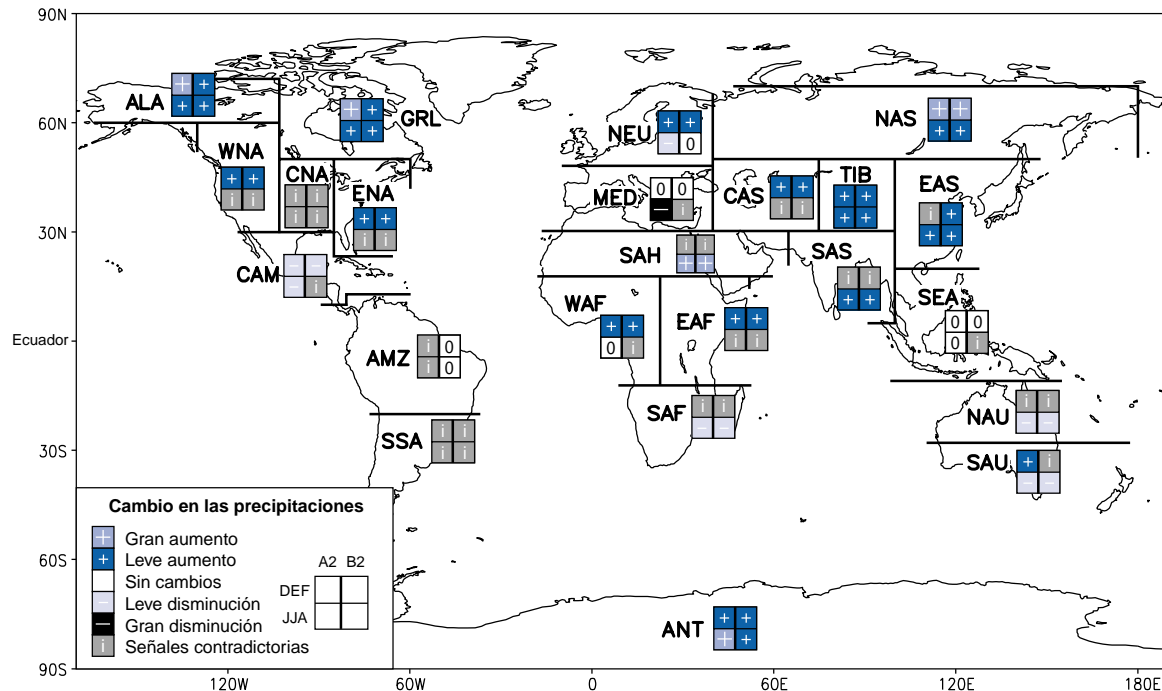


Figura 23: Análisis del grado de concordancia entre los resultados de distintos modelos en lo que respecta al cambio en las precipitaciones a nivel regional. Las regiones se clasifican en las siguientes categorías: las que muestran resultados que coinciden en señalar un cambio medio superior al 20% ('gran aumento'); las que muestran resultados que coinciden en señalar un cambio medio de entre 5 y 20% ('leve aumento'); las que muestran resultados que coinciden en señalar un cambio de entre -5 y +5%, o un cambio medio de entre -5 y +5% ('sin cambios'); las que muestran resultados que coinciden en señalar un cambio medio de entre -5 y -20% ('leve disminución'); las que muestran resultados que coinciden en señalar un cambio medio de menos de -20% ('gran disminución'); o las que muestran divergencias ('señales contradictorias'). Para que se considere que existe concordancia entre los modelos, es necesario que coincidan los resultados de por lo menos siete de los nueve modelos. [Basado en el Capítulo 10, Recuadro 1, Figura 2]

F.4 Proyecciones de los cambios futuros en las precipitaciones

Se proyecta que habrá un aumento de los promedios mundiales de vapor de agua, evaporación y precipitaciones. A escala regional se observan tanto aumentos como disminuciones. Los resultados (véase la Figura 23) de simulaciones realizadas recientemente con MCGAO, forzadas con escenarios de emisiones A2 y B2 del IE-EE, indican una probabilidad de aumento de las precipitaciones tanto en verano como en invierno en las latitudes altas. Durante el invierno también se observan aumentos en las latitudes medias del hemisferio norte, en las zonas tropicales de África y en la Antártida, y durante el verano en el sur y el este de Asia. En Australia, América Central y el África meridional se registra una disminución constante de las lluvias durante el invierno.

De acuerdo con las tendencias observadas en un número reducido de estudios realizados con MCGAO actuales y MCG más antiguos, y de estudios de regionalización, existe una estrecha correlación entre la variabilidad interanual de las precipitaciones y el promedio de las precipitaciones. Es probable que si el promedio de las precipitaciones aumenta en el futuro, también aumente la variabilidad. A la inversa, es probable que la variabilidad de las precipitaciones disminuya únicamente en las zonas en las que descienda el promedio de las precipitaciones.

F.5 Proyecciones de los cambios futuros en los fenómenos extremos

Hace poco tiempo que se comenzó a comparar los cambios en los fenómenos climáticos y meteorológicos extremos observados hasta la fecha, con los cambios proyectados por los modelos (Cuadro 4). Es muy probable que aumente el número de días calurosos y las olas de calor en casi toda la superficie terrestre. Se proyecta que estos aumentos serán más acentuados sobre todo en las zonas en las que disminuya la humedad del suelo. Se prevé que la temperatura mínima diaria aumentará en casi toda la superficie terrestre y que el ascenso será por lo general mayor en los lugares en que se retraiga la nieve y el hielo. Es muy probable que disminuya el número de días de heladas y las olas de frío. Se proyecta que los cambios en la temperatura del aire en la superficie y en la humedad absoluta en la superficie provocarán un aumento del índice de calor (medida que refleja los efectos combinados de la temperatura y la humedad). También se proyecta que el ascenso de la temperatura del aire en la superficie determinará un aumento en el número de grados-día de refrigeración (medida que indica el nivel de enfriamiento necesario en un día determinado después de que la temperatura supera un determinado umbral) y una reducción en el número de grados-día de calefacción. Se prevé que las precipitaciones extremas aumentarán hasta alcanzar valores superiores al promedio y que también aumentará la intensidad de los fenómenos de precipitaciones. Se proyecta que la frecuencia de las precipitaciones

Cuadro 4: Estimaciones de la confianza en los cambios observados y proyectados en los fenómenos meteorológicos y climáticos extremos. En este cuadro se presenta una evaluación del grado de confianza en los cambios observados en los fenómenos meteorológicos y climáticos extremos durante la segunda mitad del siglo XX (columna de la izquierda) y en los cambios proyectados para el siglo XXI (columna de la derecha)^a. Esta evaluación, se ha realizado basándose en estudios sobre observaciones y modelización, así como en la justificación física que tienen las proyecciones futuras en todos los escenarios comúnmente utilizados, y se basa también en la opinión de expertos (véase la nota de pie de página 4). [Basado en el Cuadro 9.6]

Confianza en los cambios observados (segunda mitad del siglo XX)	Cambios en los fenómenos	Confianza en los cambios proyectados (para el siglo XXI)
Probable	Aumento de las temperaturas máximas y de la cantidad de días calurosos en casi todas las zonas terrestres	Muy probable
Muy probable	Aumento de las temperaturas mínimas y disminución de la cantidad de días fríos y días de heladas en casi todas las zonas terrestres	Muy probable
Muy probable	Reducción del rango de variación de la temperatura diurna en la mayoría de las zonas terrestres	Muy probable
Probable, en muchas zonas	Aumento del índice de calor⁸ en las zonas terrestres	Muy probable, en la mayoría de las zonas
Probable, en muchas zonas terrestres de latitudes medias a altas del Hemisferio Norte	Más episodios de precipitaciones intensas^b	Muy probable, en muchas las zonas
Probable, en unas pocas zonas	Aumento de la desecación continental durante el verano y riesgo consiguiente de sequía	Probable, en la mayoría de las latitudes continentales interiores de las latitudes medias (ausencia de proyecciones uniformes respecto de otras zonas)
No se observa en los pocos análisis disponibles	Aumento de la intensidad máxima de los vientos de los ciclones tropicales^c	Probable, en algunas zonas
No hay datos suficientes para hacer una evaluación	Aumento de la intensidad media y máxima de las precipitaciones de los ciclones tropicales^c	Probable, en algunas zonas

^a Para conocer más detalles vea el Capítulo 2 (observaciones) y los Capítulos 9 y 10 (proyecciones).

^b Con respecto a otras zonas, no hay datos suficientes o existen discrepancias entre los análisis disponibles.

^c Los cambios pasados y futuros en la ubicación y la frecuencia de los ciclones tropicales son inciertos.

extremas se incrementará en casi todo el mundo. Las proyecciones indican una desecación general de la superficie continental en las latitudes medias durante el verano. Esto se atribuye a una combinación de temperaturas más altas con una mayor evaporación potencial, no compensada por un aumento en las precipitaciones. Hay pocas coincidencias aún entre los modelos en cuanto a los cambios futuros en la intensidad, la frecuencia y la variabilidad de las tormentas en las latitudes medias. Hay pocas pruebas coherentes que muestren cambios en la frecuencia proyectada de los ciclones tropicales y las zonas de formación. No obstante, algunas mediciones de la intensidad indican

aumentos en las proyecciones, y algunos estudios teóricos y de modelización sugieren que el límite superior de esa intensidad podría subir. Es probable que la intensidad media y máxima de las precipitaciones causadas por los ciclones tropicales aumente visiblemente.

Con respecto a otros fenómenos extremos, muchos de los cuales pueden tener consecuencias importantes para el medio ambiente y la sociedad, la información de que se dispone actualmente no es suficiente para evaluar las tendencias más recientes, y la confianza en los modelos y el grado de comprensión de éstos no son suficientes para hacer

⁸ Índice de calor: Combinación de la temperatura y la humedad que mide los efectos en el grado de bienestar humano.

proyecciones firmes. Existen en particular algunos fenómenos a muy pequeña escala, como las tormentas eléctricas, los tornados, el granizo y los relámpagos, que no se simulan en los modelos mundiales. Tampoco se ha hecho un análisis suficiente de la posibilidad de que se produzcan cambios en los ciclones extratropicales.

F.6 Proyecciones de los cambios futuros en la circulación termohalina

La mayoría de los modelos muestran un debilitamiento de la circulación termohalina (CTH) en el hemisferio norte, que contribuye a una disminución del calentamiento de la superficie del mar en la parte más septentrional del Atlántico Norte. Incluso en los modelos en que se debilita la CTH, las proyecciones indican de todas maneras un calentamiento en Europa debido al aumento de los GEI. En los experimentos en que la concentración de gases de efecto invernadero en la atmósfera se estabiliza en el doble de su valor actual, se proyecta que la CTH del Atlántico norte superará esa etapa de debilitamiento inicial en el lapso de uno o varios siglos. La CTH podría desaparecer por completo en cualquiera de los dos hemisferios si el ritmo de variación del forzamiento radiativo es lo suficientemente alto y se aplica durante el tiempo suficiente. Los modelos indican que cuando la CTH disminuye, también se reduce su capacidad de recuperarse ante una perturbación; en otras palabras, una CTH que se ha debilitado parece ser menos estable, y su desaparición puede tornarse más probable. Sin embargo, aún es muy pronto para afirmar con confianza si es probable o no que la CTH desaparezca en forma irreversible, o predecir el umbral en el que podría desaparecer, y cuáles podrían ser los efectos de su desaparición en el clima. Ninguna de las proyecciones actuales obtenidas con modelos acoplados muestran una desaparición total de la CTH para el año 2100. Si bien la CTH del Atlántico norte se debilita en la mayoría de los modelos, la importancia relativa de los flujos de calor en la superficie y de agua dulce varía de un modelo a otro. Aparentemente, los cambios en la fuerza del viento tienen una influencia muy reducida en la respuesta transitoria.

F.7 Proyecciones de los cambios futuros en las formas de variabilidad natural

Muchos modelos muestran una respuesta media similar al fenómeno El Niño en la zona tropical del Pacífico, con proyecciones que indican que el ascenso de las temperaturas en la superficie del mar en la región ecuatorial del Pacífico central y oriental va a ser mayor que en la región ecuatorial del Pacífico occidental, y traerá aparejado un desvío de las precipitaciones medias hacia el este. Aunque muchos modelos muestran un cambio similar al de El Niño en los valores medios de las temperaturas en la superficie del mar en la zona tropical del Pacífico, las causas son inciertas; si bien se ha vinculado a los cambios en el forzamiento radiativo de las nubes, o al amortiguamiento por evaporación del gradiente este-oeste de la temperatura de la superficie del mar en algunos modelos, o a ambos procesos. La confianza en las proyecciones de los cambios futuros de frecuencia, amplitud y configuración espacial de los episodios El Niño en la zona tropical del Pacífico se ha visto menoscabada por algunas deficiencias en la simulación de El Niño en los modelos complejos. Las proyecciones actuales muestran poco cambio o un leve aumento en la amplitud de los episodios El Niño en los próximos 100 años. Sin embargo, aunque la amplitud de El Niño no cambie, o cambie muy poco, es probable que el calentamiento de

la Tierra dé lugar a fenómenos más extremos de desecación y lluvias intensas y a un mayor riesgo de que se produzcan sequías e inundaciones a raíz de los episodios El Niño en muchas regiones. También es probable que el calentamiento vinculado al aumento de la concentración de GEI acentúe la variabilidad de las precipitaciones monzónicas estivales en Asia. Los cambios en la duración y en la intensidad medias de los monzones dependen de las particularidades del escenario de emisiones. La confianza en estas proyecciones se ve limitada por la precisión con que los modelos climáticos simulan la evolución estacional detallada de los monzones. No hay un acuerdo claro en cuanto a los cambios que podrían producirse en la frecuencia o la estructura de las formas de variabilidad natural, como la Oscilación del Atlántico Norte, lo que significa que la magnitud y la índole de los cambios varían según el modelo.

F.8 Proyecciones de los cambios futuros en el hielo terrestre (glaciares, casquetes y capas de hielo), el hielo marino y la capa de nieve

La recesión general de los glaciares y los casquetes de hielo continuará durante el siglo XXI y se proyecta que la capa de nieve y el hielo marino del hemisferio norte seguirán disminuyendo. Recientemente se han ideado métodos para calcular la fusión de los glaciares sobre la base de distintas pautas de variación de la temperatura del aire en la superficie que dependen de la estación y la ubicación geográfica, extraídas de los experimentos realizados con MCGAO. Los estudios de modelización sugieren que la evolución de la masa glacial se rige principalmente por los cambios en la temperatura más que por los cambios en las precipitaciones, calculados en valores medios a nivel mundial.

Es probable que la capa de hielo de la Antártida adquiera mayor masa debido al aumento de las precipitaciones, y que la capa de hielo de Groenlandia pierda masa debido a que el volumen de escurrimiento será mayor que el de las precipitaciones. La capa de hielo de la Antártida occidental ha atraído especial atención porque contiene suficiente hielo como para hacer elevar el nivel del mar en 6 m, y porque se ha sugerido que la inestabilidad que le confiere el hecho de estar asentada sobre tierra por debajo del nivel del mar podría dar lugar a un rápido deshielo cuando se debiliten las barreras de hielo que la rodean. Sin embargo, hoy en día hay un amplio consenso en cuanto a que es muy improbable que durante el siglo XXI ocurra una pérdida de hielo unido a tierra que determine un aumento importante del nivel del mar por esta causa, aunque aún no se tiene una comprensión suficiente de la dinámica de esta masa de hielo, que permita en especial hacer proyecciones a escalas temporales más prolongadas.

F.9 Proyecciones de los cambios futuros en el nivel del mar

Las proyecciones de la elevación media del nivel del mar a escala mundial entre 1990 y 2100, obtenidas con una serie de MCGAO respecto del escenario IS92a (teniendo en cuenta el efecto directo de las emisiones de aerosoles de sulfatos), oscilan entre 0,11 y 0,77 m. Este margen de variación refleja la incertidumbre sistemática que caracteriza la elaboración de modelos. Los principales factores que contribuyen al aumento del nivel del mar son:

- una expansión térmica de entre 0,11 y 0,43 m, que se acelera a lo largo del siglo XXI;
- los glaciares, con una contribución de entre 0,01 y 0,23 m;

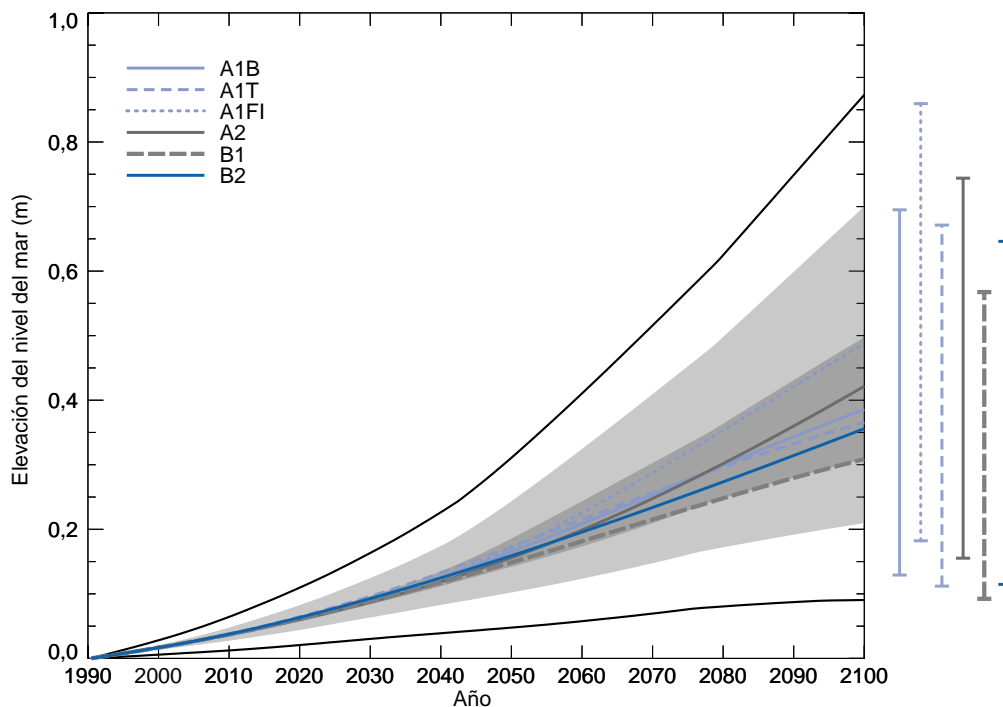


Figura 24: Elevación media del nivel del mar a escala mundial entre 1990 y 2100 en los escenarios del IE-EE. La expansión térmica y los cambios en el hielo terrestre se calcularon utilizando un modelo climático simple, calibrado individualmente para cada uno de los siete MCGAO, y se incorporaron las contribuciones derivadas de los cambios en la capa de permafrost, el efecto del depósito de sedimentos y la adaptación a largo plazo de las capas de hielo a los cambios climáticos anteriores. Cada una de las seis líneas que aparecen indicadas con su significado dentro de la figura representa el promedio de los resultados de los MCGAO para cada uno de los seis escenarios ilustrativos. El sector sombreado de color oscuro muestra el margen de variación del valor medio proyectado por los MCGAO para los 35 escenarios del IE-EE. La parte sombreada en un tono más claro muestra el margen de variación de todos los MCGAO respecto de los 35 escenarios. El sector delimitado por las líneas exteriores muestra el margen de variación de todos los MCGAO y los escenarios que tienen en cuenta la incertidumbre relacionada con los cambios en el hielo terrestre y en la capa de permafrost y el depósito de sedimentos. Téngase presente que este margen de variación no tiene en cuenta las incertidumbres relativas a los cambios en la dinámica de la capa de hielo de la Antártida occidental. [Basado en la Figura 11.12]

- Groenlandia, con una contribución de $-0,02$ a $0,09$ m; y
- la Antártida, con una contribución de $-0,17$ a $+0,02$ m.

A efectos de calcular el cambio total, también se tienen en cuenta otros factores que contribuyen en menor medida, como el deshielo de la capa de permafrost, el depósito de sedimentos, y la constante contribución de las capas de hielo como consecuencia de los cambios climáticos que han venido ocurriendo desde el Último Máximo Glacial. A fin de establecer el margen de variación en la elevación del nivel del mar que se obtiene al elegir los distintos escenarios del IE-EE, se utilizan los resultados relativos a la expansión térmica y los cambios en el hielo terrestre que generan los modelos simples adaptados a varios MCGAO (como se señaló en la Sección F.3 en relación con la temperatura).

En todos los escenarios del IE-EE se proyecta un aumento del nivel del mar de entre $0,09$ y $0,88$ m en el período comprendido entre 1990 y 2100 (véase la Figura 24), fundamentalmente a causa de la expansión térmica y la pérdida de masa de los glaciares y los casquetes de hielo. El valor central del intervalo es de $0,48$ m, lo que corresponde a una tasa media dos a cuatro veces mayor, aproximadamente, que la tasa registrada en el transcurso del siglo XX. El margen de variación del aumento del nivel del mar indicado en el SIE era de entre $0,13$ y $0,94$ m basándose en los escenarios IS92. A pesar de que en esta evaluación se proyecta un cambio más pronunciado en las temperaturas, las

proyecciones del nivel del mar son algo menores, principalmente debido al uso de modelos mejorados que atribuyen una contribución menor a los glaciares y las capas de hielo. Si el almacenamiento en la superficie terrestre continúa al ritmo actual, las proyecciones podrían sufrir una modificación de entre $-0,21$ y $0,11$ m. Para el promedio de los MCGAO, los escenarios del IE-EE dan resultados que difieren en $0,02$ m o menos respecto de la primera mitad del siglo XXI. Para el año 2100, la variación en torno al valor central del intervalo es de alrededor del 50%. Después del siglo XXI, el aumento del nivel del mar dependerá en gran medida del escenario de emisiones.

Los modelos coinciden en la conclusión cualitativa de que el margen de variación del nivel del mar a escala regional es muy amplio en comparación con el aumento medio del nivel del mar a escala mundial. Sin embargo, la confianza en la distribución regional de la variación del nivel del mar que indican los MCGAO es escasa porque se observan pocas similitudes entre los modelos, aunque casi todos proyectan un aumento superior al promedio en el Océano Ártico, y un aumento inferior al promedio en el Océano Antártico. Además, los movimientos de las masas continentales, tanto isostáticos como tectónicos, continuarán durante el siglo XXI a un ritmo que no depende del cambio climático. Se prevé que, para el año 2100, muchas regiones que actualmente registran un descenso relativo del nivel del mar experimentarán en cambio un aumento relativo del nivel del mar.

Figura 25: Emisiones de CO₂ proyectadas que permiten estabilizar las concentraciones atmosféricas de CO₂ en distintos valores finales.

El recuadro a) muestra las trayectorias hipotéticas de la concentración de CO₂ (escenarios WRE) y los recuadros b) y c) muestran las emisiones de CO₂ proyectadas por dos modelos de ciclo rápido del carbono: el Bern-CC y el ISAM. Para calcular el margen de variación del modelo en el escenario ISAM, se calibró el modelo de manera de aproximar el margen de variación de las respuestas al CO₂ y al clima obtenidas mediante una comparación entre los modelos. Este método genera un menor nivel de incertidumbre en la respuesta del ciclo del carbono. Los márgenes de variación del modelo en el escenario Bern-CC se obtuvieron mediante la combinación de distintas hipótesis de valores mínimos y máximos con respecto al comportamiento del efecto de fertilización por CO₂, la respuesta de la respiración heterotrófica a la temperatura y el tiempo de renovación de los océanos, lo que dio como resultado un mayor nivel de incertidumbre en la respuesta del ciclo del carbono. El borde superior y el borde inferior del sector sombreado indican el valor máximo y el valor mínimo correspondientes a cada modelo. A su vez, los valores mínimos (donde quedan ocultos) se indican con una línea fina discontinua en un tono más claro.

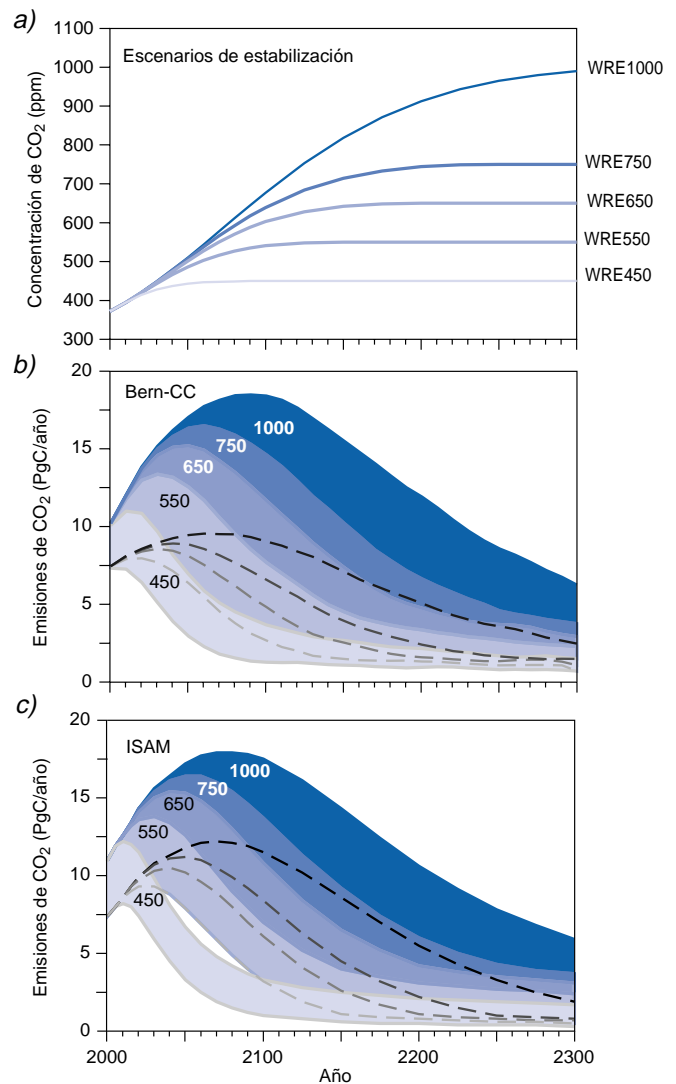
[Basado en la Figura 3.13]

Por último, será cada vez más frecuente que la línea de pleamar suba a niveles extremos como consecuencia de la elevación del nivel medio del mar. La frecuencia de este fenómeno puede aumentar aún más si las tormentas se hacen más frecuentes o intensas como resultado de los cambios climáticos.

F.10 Proyecciones de los cambios futuros en la respuesta a los perfiles de estabilización de la concentración del CO₂

GASES DE EFECTO INVERNADERO Y AEROSOLES

Todos los perfiles de estabilización estudiados exigen que las emisiones de CO₂ se reduzcan en última instancia a niveles muy inferiores a los actuales. De los perfiles de CO₂ previstos se dedujeron tasas de emisión de CO₂ antropógeno que alcanzan niveles estables de concentración del CO₂ de entre 450 y 1.000 ppm (Figura 25a). Los resultados (Figura 25b) no son muy diferentes de los presentados en el SIE, pero el margen de variación es mayor, principalmente debido a las diferencias en cuanto al nivel futuro de absorción terrestre de carbono, que surgen como consecuencia de las distintas hipótesis que se utilizan en los modelos. Para que la concentración se establezca en 450, 650 o 1.000 ppm, sería necesario que las emisiones antropógenas mundiales disminuyeran a niveles inferiores a los de 1990 en el lapso de unos pocos decenios, alrededor de un siglo, o alrededor de dos siglos, respectivamente, y que en adelante siguieran disminuyendo en forma constante. A pesar de que los océanos tienen una capacidad de absorción suficiente para captar entre el 70 y el 80% de las emisiones antropógenas previsibles de CO₂ a la atmósfera, este proceso tarda siglos debido a la velocidad de mezcla en los océanos. Como consecuencia de ello, incluso varios siglos después de producidas las emisiones, aproximadamente la cuarta parte del aumento en la concentración causado por esas emisiones seguirá presente en la atmósfera. Para que la concentración de CO₂ permanezca constante más allá del año 2300 es preciso que las emisiones disminuyan hasta alcanzar la tasa de absorción de los sumideros de carbono que existan en ese momento. Los sumideros terrestres y oceánicos naturales, capaces de perdurar durante cientos o miles de años, son pequeños (<0,2 PgC/año).

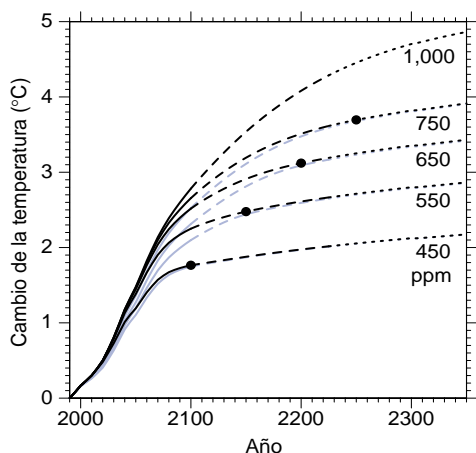


TEMPERATURA

Debido a las extensas escalas temporales del océano, la temperatura media mundial seguirá aumentando durante cientos de años a un ritmo de unas pocas décimas de grado por siglo después de que las concentraciones de CO₂ se hayan estabilizado. Los efectos en la temperatura de las pautas de concentración del CO₂ destinadas a lograr una estabilización en el entorno de las 450 ppm a las 1.000 ppm se estudiaron utilizando un modelo climático simple adaptado a siete MCGAO, con una sensibilidad media del clima de 2,8°C. En todas las líneas evolutivas dirigidas a la estabilización, el sistema climático muestra un calentamiento considerable durante el siglo XXI y posteriormente (véase la Figura 26). Cuanto menor sea el nivel en el que se establezcan las concentraciones, menor será el cambio total de la temperatura.

NIVEL DEL MAR

Si las concentraciones de los gases de efecto invernadero se estabilizaran (incluso en sus valores actuales), el nivel del mar seguiría de todos modos aumentando durante cientos de años. Al cabo de 500 años, la elevación del nivel del mar como consecuencia de la expansión térmica podría haber llegado solamente a la mitad de su nivel definitivo, que según los modelos podría ser de entre 0,5 y



2,0 m, o de entre 1 y 4 m, si los niveles de concentración del CO₂ fueran dos o cuatro veces mayores que los de la era preindustrial, respectivamente. Esta larga escala temporal es resultado de la escasa difusión y la lenta circulación de los procesos que transportan el calor hacia la profundidad de los océanos.

Es probable que se pierda una parte importante de la masa total de glaciares. Existe una gran probabilidad de que el hielo desaparezca totalmente de las zonas actualmente cubiertas de glaciares en forma marginal.

Las capas de hielo seguirán reaccionando ante el cambio climático durante varios miles de años más, aunque el clima se estabilice. Las capas de hielo de la Antártida y de Groenlandia contienen en conjunto un volumen de agua suficiente como para elevar el nivel del mar en casi 70 m si se deshelaran, de manera que hasta un pequeño cambio parcial en su volumen podría tener efectos considerables.

Los modelos proyectan que si el aumento de la temperatura a nivel local superara en promedio los 3°C por año y continuara al mismo ritmo durante milenios, se produciría una fusión prácticamente total de la capa de hielo de Groenlandia, lo que haría elevar el nivel del mar en unos 7 m. Las temperaturas proyectadas para Groenlandia de acuerdo con los distintos modelos utilizados en el Capítulo 11 superan en general el promedio mundial de temperaturas entre 1,2 y 3,1 veces. Si el calentamiento de Groenlandia fuera de 5,5°C, de acuerdo con los escenarios de estabilización intermedios (véase la Figura 26), es probable que la capa de hielo de Groenlandia contribuyera al ascenso del nivel del mar en una proporción de aproximadamente 3 m en un lapso de 1.000 años. Si el calentamiento fuera de 8°C, la contribución sería de alrededor de 6 m y la mayor parte de la capa de hielo desaparecería. En caso de aumentos más reducidos de la temperatura, la disminución de la capa de hielo sería considerablemente menor (véase la Figura 27).

Los modelos actuales de la dinámica de los hielos proyectan que la capa de hielo de la Antártida occidental contribuirá a la elevación del nivel del mar en no más de 3 mm por año durante los próximos 1.000 años, aunque ocurran cambios importantes en las barreras de hielo. Estos resultados dependen en gran medida de las hipótesis de los modelos en cuanto a los posibles cambios climáticos, la dinámica de los hielos y otros factores. Aparte de una posible inestabilidad interna de la dinámica de los hielos, el deshielo a nivel de la superficie

Figura 26: Resultados obtenidos con un modelo simple: cambios proyectados de la temperatura media a nivel mundial cuando la concentración de CO₂ se establezca de acuerdo con los perfiles WRE (véase el Capítulo 9, Sección 9.3.3). También se indican en color verde, con fines de comparación, los resultados obtenidos para los perfiles S en el SIE (no se tiene datos del S1000). Los resultados son el promedio generado por un modelo climático simple calibrado con respecto a siete MCGAO. El escenario de base es el escenario A1B, y esto está indicado en forma específica solamente hasta el año 2100. Después de 2100, la hipótesis considerada es que las emisiones de gases distintos del CO₂ se mantienen constantes en los valores A1B de 2100. Las proyecciones se rotulan de acuerdo con el nivel de estabilización del CO₂. Las líneas discontinuas después de 2100 indican un mayor grado de incertidumbre en los resultados del modelo climático simple más allá del año 2100. Los puntos negros indican el momento en el tiempo en que se logra la estabilización del CO₂. El año de estabilización en el caso del perfil WRE 1000 es 2375. [Basado en la Figura 9.16]

afectará la viabilidad a largo plazo de la capa de hielo de la Antártida. En caso de que la temperatura suba más de 10°C, los modelos de escorrentía simples vaticinan que se creará una zona de pérdida de masa neta en la superficie de la capa de hielo. Ello daría lugar a una desintegración irreversible de la capa de hielo de la Antártida occidental porque dicha capa no puede retroceder hacia tierras más altas una vez que sus márgenes empiezan a deshelarse en la superficie y empiezan a retraerse. Esta desintegración tardaría por lo menos varios milenios. Los umbrales que determinarían la desintegración total de la capa de hielo de la Antártida oriental como consecuencia del deshielo a nivel de la superficie suponen aumentos de temperatura superiores a los 20°C, situación que no ha ocurrido por lo menos en los últimos 15 millones de años y que es mucho más de lo que prevé cualquier escenario de cambio climático actualmente en estudio.

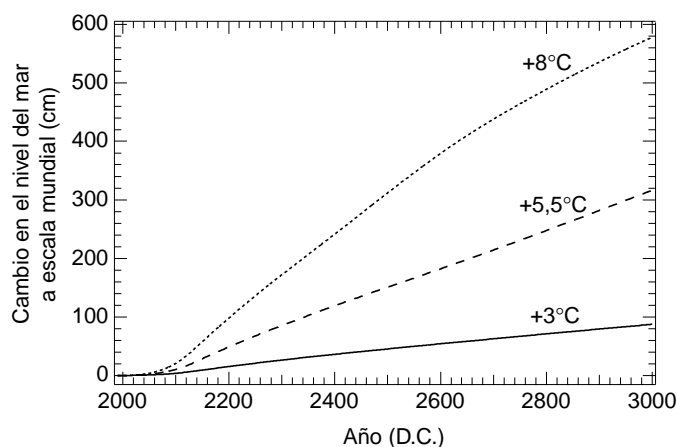


Figura 27: Respuesta de la capa de hielo de Groenlandia en tres escenarios de calentamiento climático durante el tercer milenio, expresada en cambios equivalentes en el nivel del mar a escala mundial. Los valores asignados a las curvas corresponden al aumento de la temperatura media anual en Groenlandia para el año 3000 D.C., de acuerdo con las predicciones de un modelo climático y oceánico bidimensional forzado con aumentos en la concentración de GEI hasta el año 2130 D.C., la que se mantiene constante después de esa fecha. Véase que las temperaturas proyectadas para Groenlandia son en general de 1,2 a 3,1 veces superiores al promedio de las temperaturas a nivel mundial, de acuerdo con los diversos modelos utilizados en el Capítulo 11. [Basado en la Figura 11.16]

G. Hacia una mayor comprensión

En las secciones anteriores se describió el estado actual de los conocimientos sobre el clima del pasado y el presente, el grado de comprensión actual de los agentes de forzamiento y los procesos del sistema climático, y la exactitud con que pueden representarse en los modelos climáticos. A la luz de los conocimientos que se poseen hoy en día, se hizo la mejor evaluación posible de la cuestión relativa a si el cambio climático puede detectarse y si ese cambio puede atribuirse a la influencia humana. Con los mejores instrumentos de que se dispone actualmente, se hicieron proyecciones de la forma en que podría cambiar el clima en el futuro, de acuerdo con distintos escenarios de emisiones de gases de efecto invernadero (GEI).

Esta Sección encara el futuro desde una perspectiva diferente. Hay incertidumbres en todos los eslabones de la cadena, desde las emisiones de GEI y aerosoles, hasta los efectos que éstos producen en el sistema climático y en la sociedad (véase la Figura 28). Son muchos los factores que continúan limitando la capacidad de detectar, atribuir y comprender el cambio climático actual y proyectar los cambios climáticos que podrían ocurrir en el futuro. Es necesario seguir trabajando en nueve aspectos generales.

G.1 Datos

Es preciso evitar que las redes de observación sigan decayendo en muchas partes del mundo. Si no se mejoran sustancialmente las redes, puede ser difícil o imposible detectar cambios climáticos en muchas zonas del planeta.

Se debe ampliar la base de observación de los estudios del clima para obtener datos exactos y a largo plazo, con un alcance temporal

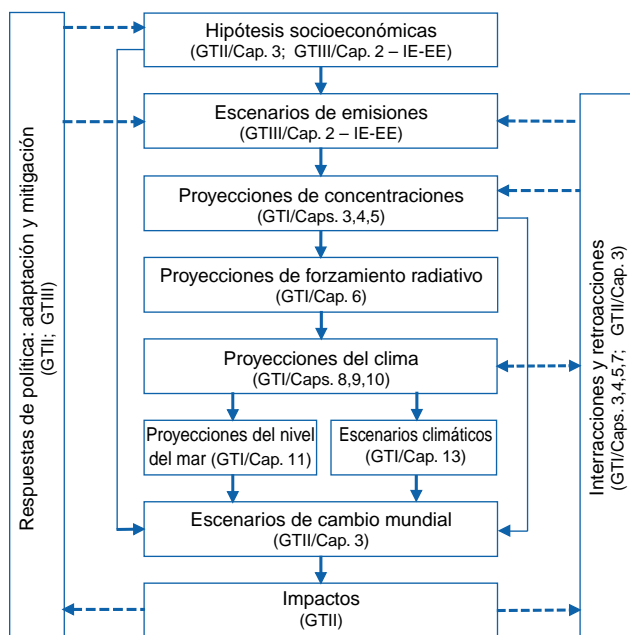


Figura 28: La cascada de incertidumbres en las proyecciones que debe tenerse en cuenta al diseñar escenarios climáticos y otros escenarios conexos con el fin de evaluar el impacto de los cambios climáticos, la adaptación a esos cambios y su mitigación. [Basado en la Figura 13.2]

y espacial más amplio. Dada la complejidad del sistema climático y la escala temporal multidecenal inherente a éste, es necesario disponer de datos coherentes y a largo plazo, en apoyo de las investigaciones y proyecciones sobre el cambio climático y ambiental. Se requieren datos del presente y del pasado reciente, así como datos de los últimos siglos y de los últimos milenios que guarden relación con el clima. Hay una particular escasez de información sobre las regiones polares, y de datos que permitan hacer evaluaciones cuantitativas de los fenómenos extremos a nivel mundial.

G.2 Los procesos climáticos y la modelización

Es necesario mejorar las estimaciones de las emisiones y concentraciones futuras de gases de efecto invernadero y aerosoles. Es particularmente importante que se perfeccione el cálculo de las concentraciones mediante su derivación de las emisiones de gases y en especial de aerosoles; que se encare de manera más eficaz la cuestión del secuestro de carbono y su ciclo biogeoquímico, y concretamente que se hagan progresos para determinar la distribución espacial y temporal de las fuentes y sumideros de CO₂, actualmente y en el futuro.

Es preciso comprender y describir de manera más completa los procesos dominantes (como la mezcla en los océanos) y las retroacciones (p.ej., de las nubes y el hielo marino) en la atmósfera, la biota, la superficie de los continentes y los océanos, y las profundidades de los océanos. Estos subsistemas, fenómenos y procesos son importantes y merecen ser objeto de mayor atención para mejorar la capacidad de diagnóstico a nivel general. La combinación de la observación con los modelos será la clave del progreso. La rápida imposición de un sistema no lineal tiene grandes posibilidades de generar sorpresas.

Debe hacerse un análisis más completo de los modelos de la variabilidad del clima a largo plazo. Este tema se plantea tanto en los cálculos de los modelos en relación con el sistema climático. Es necesario aclarar mejor, en las simulaciones, la cuestión de las desviaciones climáticas dentro de los cálculos de los modelos, en parte porque esto aumenta la dificultad que existe para distinguir la señal del ruido. Con respecto a la variabilidad natural a largo plazo del sistema climático per se, es importante comprender esta variabilidad y ampliar la capacidad incipiente de predecir pautas de variabilidad organizada, como la del ENOA.

Es necesario analizar en mayor profundidad el carácter probabilístico de los estados climáticos futuros mediante la preparación de múltiples conjuntos de cálculos de modelos. El sistema climático es un sistema caótico no lineal acoplado, que por ende no permite predecir con exactitud y a largo plazo los estados futuros del clima. En consecuencia, se debe centrar la atención en la predicción de la distribución probable de los posibles estados futuros del sistema mediante la generación de conjuntos de soluciones derivadas de los modelos.

Es preciso mejorar la integración jerárquica de modelos climáticos mundiales y regionales, poniendo el énfasis en mejorar la simulación de los impactos regionales y los fenómenos meteorológicos extremos. Para ello será necesario mejorar la comprensión del acoplamiento entre los sistemas atmosféricos, oceánicos y terrestres más importantes, y hacer amplios estudios de diagnóstico con modelos y observaciones

para evaluar las simulaciones y mejorar sus resultados. Es particularmente importante disponer del volumen suficiente de datos necesarios para abordar la cuestión de los cambios en los fenómenos extremos.

G.3 Aspectos relacionados con el ser humano

Es necesario establecer vínculos más estructurados entre los modelos climáticos físicos y biogeoquímicos y los modelos del sistema humano, y de esa manera sentar las bases de un estudio más amplio de las posibles relaciones causa-efecto-causa que unen a los componentes humanos y no humanos del sistema de la Tierra. Actualmente, la influencia humana en general se tiene en cuenta solamente en los escenarios de emisiones que ejercen forzamientos externos sobre el sistema climático. En el futuro será preciso contar con modelos más completos, en los que las actividades humanas deberán comenzar a interactuar con la dinámica de los subsistemas físicos, químicos y biológicos a través de una diversa gama de actividades, retroacciones y respuestas coadyuvantes.

G.4 El marco internacional

Es preciso acelerar los progresos en la comprensión del cambio climático en el plano internacional mediante el fortalecimiento del marco internacional necesario para coordinar los esfuerzos nacionales e institucionales, a fin de que los recursos existentes en materia de investigación, informática y observación puedan utilizarse en beneficio del más amplio interés general. Forman parte de este marco los programas internacionales auspiciados por el Consejo Internacional de Uniones Científicas (CIUC), la Organización Meteorológica Mundial (OMM), el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA) y la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO). Existe además una necesidad paralela de reforzar la cooperación con la comunidad de investigación internacional, ampliar la capacidad de investigación en muchas regiones y, al igual que el objetivo de la presente evaluación, describir eficazmente los adelantos de la investigación en términos que resulten adecuados para la adopción de decisiones.

REFERENCIAS AL RESUMEN TÉCNICO (RT)

En este apéndice se presentan las referencias que remiten los temas tratados en el Resumen técnico (página y sección) a las secciones correspondientes de los capítulos del informe completo que contienen información más amplia acerca del tema.

Sección A: Introducción

<i>Página del RT</i>	<i>Sección y tema del Resumen técnico — Capítulo y sección</i>
19	<i>A.1 El IPCC y sus grupos de trabajo</i> Introducción al Grupo intergubernamental de las Naciones Unidas sobre el cambio climático (de la Secretaría del IPCC, Ginebra) o en la página en la red mundial del IPCC: http://www.ipcc.ch
19	<i>A.2 El Primer y el Segundo informes de evaluación del Grupo de trabajo I</i> IPCC, 1990a: <i>Climate Change: The IPCC Scientific Assessment</i> . J.T. Houghton, G.J. Jenkins and J.J. Ephraums (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 365 pp. IPCC, 1992: <i>Climate Change 1992: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment</i> . J.T. Houghton, B.A. Callander and S.K. Varney (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 198 pp. IPCC, 1994: <i>Climate Change 1994: Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios</i> . J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, J. Bruce, Hoesung Lee, B.A. Callander, E. Haites, N. Harris and K. Maskell (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 339 pp. IPCC, 1996a: <i>Climate Change 1995: The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change</i> [Houghton, J.T., L.G. Meira Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg, and K. Maskell (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 572 pp.
19-21	<i>A.3 El Tercer informe de evaluación: este Resumen técnico</i> Los antecedentes de estas preguntas se encuentran en el Capítulo 1. Recuadro 1: ¿Qué es lo que provoca cambios en el clima? • Capítulo 1. Sección B: Los cambios observados en el sistema climático

Sección B: Los cambios observados en el sistema climático

<i>Página del RT</i>	<i>Sección y tema del Resumen técnico — Capítulo y sección</i>
22-25	<i>B.1 Cambios observados en la temperatura</i> Las temperaturas en el registro instrumental para las tierras y los océanos • Capítulo 2.2.2 y 2.3. Las temperaturas sobre la capa superficial en registros desde satélites y globos meteorológicos • Capítulo 2.2.3 y 2.2.4. Las temperaturas en la superficie durante el período preinstrumental, según registros indirectos Los últimos mil años • Capítulo 2.3 Última glaciación y deglaciación • Capítulo 2.4.
25-26	<i>B.2 Cambios observados en las precipitaciones y en la humedad de la atmósfera</i> Precipitaciones anuales en tierra • Capítulo 2.5.2. Vapor de agua • Capítulo 2.5.3. Nubosidad • Capítulo 2.5.5.
26-27	<i>B.3 Cambios observados en la extensión de la capa de nieve y del hielo terrestre y marino</i> Extensión de la capa de nieve y el hielo terrestre • Capítulo 2.2.5. Extensión del hielo marino • Capítulo 2.2.5. Espesor del hielo marino en el Ártico • Capítulo 2.2.5.
27	<i>B.4 Cambios observados en el nivel del mar</i> Cambios durante el registro instrumental Datos de mareógrafo para el siglo XX • Capítulo 11.3.2. Recuadro 2: ¿Qué es lo que modifica el nivel del mar? • Capítulo 11.2. Cambios previos al período de registro instrumental • Capítulo 11.3.1.
27-28	<i>B.5 Cambios observados en las pautas de circulación atmosférica y oceánica</i> El Niño-Oscilación Austral (ENOA) • Capítulo 2.6.2 y 2.6.3. Oscilaciones del Atlántico Norte, Ártica y Antártica • Capítulo 2.6.5 y 2.6.6.
28	<i>B.6 Cambios observados en la variabilidad del clima y en los fenómenos meteorológicos y climáticos extremos</i> Precipitaciones intensas y extremas • Capítulo 2.7.2. Tormentas tropicales y extratropicales • Capítulo 2.7.3.
28-29	<i>B.7 Visión de conjunto: un mundo en fase de calentamiento y otros cambios en el sistema climático.</i> Un mundo en fase de calentamiento • Capítulo 2.8. Poco o ningún cambio • Capítulo 2.2.5 y 2.7.3.

Sección C: Los agentes de forzamiento que provocan el cambio climático

Página del RT	Sección y tema del Resumen técnico — Capítulo y sección
30-36	<i>C.1 Cambios observados en las concentraciones y el forzamiento radiativo de gases de efecto invernadero mezclados de forma homogénea en todo el planeta</i> Dióxido de carbono • Capítulo 3.2.2, 3.2.3, 3-3-1, 3.3.2 y 3.5, Capítulo 6.13. Metano • Capítulo 4.2.1, Capítulo 6.13. Óxido nitroso • Capítulo 4.2, Capítulo 6.13. Halocarbonos y compuestos relacionados • Capítulo 4.2.2, Capítulo 6.13.
36-37	<i>C.2 Cambios observados en otros gases radiativamente importantes</i> Ozono atmosférico • Capítulo 4.2.2 y 4.2.4, Capítulo 6.13 Gases con influencias radiativas sólo indirectas • Capítulo 4.2.3, Capítulo 6.13.
37-38	<i>C.3 Cambios observados y modelizados en los aerosoles</i> Cambios observados y modelizados en los aerosoles • Capítulo 5.1, 5.2, 5.3 y 5.4, Capítulo 6.7 y 6.8.
38	<i>C.4 Cambios observados en otros agentes de forzamiento antropógenos</i> Cambios en el uso de la tierra (albedo) • Capítulo 6.13.
38	<i>C.5 Cambios observados y modelizados en la actividad solar</i> Cambios observados y modelizados en la actividad solar • Capítulo 6.10.
38	<i>C.6 Potenciales de calentamiento de la Tierra</i> Potenciales de calentamiento de la Tierra • Capítulo 6.12

Sección D: La simulación del sistema climático y sus cambios

Página del RT	Sección y tema del Resumen técnico — Capítulo y sección
40-44	<i>D.1 Los procesos climáticos y los efectos de retroacción</i> Recuadro 3: Los modelos climáticos: ¿cómo se construyen y cómo se aplican? • Capítulo 8.3. Vapor de agua • Capítulo 7.2.1. Nubes • Capítulo 7.2.2 y 7.2.3, Capítulo 8.5.1. Estratosfera • Capítulo 7.2.4 y 7.2.5, Capítulo 8.5.1. Océanos • Capítulo 7.3, Capítulo 8.5.2. Criosfera • Capítulo 7.5, Capítulo 8.5.3. Superficie terrestre • Capítulo 7.4, Capítulo 8.5.4. Ciclo del carbono • Capítulo 3.6
44-45	<i>D.2 Los sistemas acoplados</i> Formas de variabilidad natural • Capítulo 7.6, Capítulo 8.7. Recuadro 4: El Niño/Oscilación Austral (ENOA) • Capítulo 7.6.5, Capítulo 8.7.1. La circulación termohalina • Capítulo 7.3.7 y 7.7., Capítulo 9.3.4. Los fenómenos no lineales y el cambio climático rápido • Capítulo 7.7.
45	<i>D.3 Técnicas de regionalización</i> Categorías de técnicas • Capítulo 10.1, 10.2, Capítulo 13. MCGAO de baja resolución • Capítulo 10.3, Capítulo 13. MCR de alta resolución • Capítulo 10.5, Capítulo 13.
45-46	<i>D.4 Evaluación general de la capacidad</i> Ajuste de flujo • Capítulo 7.2, 7.3 y 7.6, Capítulo 8.4 y 8.9 El clima del siglo XX • Capítulo 8.6. Fenómenos extremos • Capítulo 8.8. Variabilidad interanual • Capítulo 8.7. Comparaciones entre modelos • Capítulo 8.6.2 y 8.10.

Sección E: La detección de la influencia humana en el cambio climático

<i>Página del RT</i>	<i>Sección y tema del Resumen técnico — Capítulo y sección</i>
47	<i>E.1 El significado de los términos detección y atribución</i> Detección/atribución • Capítulo 12.1.1 y 12.2.
47	<i>E.2 Un registro de observaciones más prolongado y analizado en mayor detalle</i> Tres de los últimos cinco años • Capítulo 12.2.1.
47-48	<i>E.3 Estimaciones de la variabilidad interna según los nuevos modelos</i> El calentamiento en los últimos 100 años • Capítulo 12.2.2.
48	<i>E.4 Nuevas estimaciones de las respuestas al forzamiento natural</i> El forzamiento natural por sí solo • Capítulo 12.2.3.
48	<i>E.5 Sensibilidad a las estimaciones de las señales de cambios climáticos</i> Respuestas al forzamiento antropógeno • Capítulo 12.2.3. Contribución importante del forzamiento antropógeno • Capítulo 12.2.3.
48-51	<i>E.6 Una mayor variedad de técnicas de detección</i> Temperatura • Capítulo 12.3 y 12.4 . Nivel del mar • Capítulo 11.4.
51	<i>E.7 Incertidumbres que aún subsisten en la detección y la atribución</i> Resumen • Capítulo 12.5.
51	<i>E.8 Sinopsis</i> Causa principal del calentamiento observado en los últimos 50 años • Capítulo 12.6.

Sección F: Proyecciones del clima futuro de la Tierra

<i>Página del RT</i>	<i>Sección y tema del Resumen técnico — Capítulo y sección</i>
52-54	<i>F.1 El informe especial del IPCC sobre escenarios de emisiones (IE-EE)</i> Los escenarios del IE-EE • Capítulo 6.15.2, Informe IE-EE. Recuadro 5: Los escenarios de emisiones del Informe especial sobre escenarios de emisiones (IE-EE) • Capítulo 6.15.2, Informe IE-EE, Apéndice II.
54-56	<i>F.2 Proyecciones de los cambios futuros en los gases de efecto invernadero y los aerosoles</i> Trayectorias de la concentración de CO ₂ • Capítulo 3.3. y 3.7, Apéndice II. Almacenamiento de carbono en los ecosistemas terrestres • Capítulo 3.2 y 3.6. Concentración de gases de efecto invernadero distintos del CO ₂ • Capítulo 4.3, Capítulo 6.15, Apéndice II. Emisiones de gases de efecto invernadero indirectos y la química atmosférica • Capítulo 4.4.4 y 4.4.5, Capítulo 6.15. Emisiones de gases de efecto invernadero indirectos y la calidad del aire • Capítulo 4.4.5. La concentración de aerosoles y su dependencia de las emisiones • Capítulo 5.5, Capítulo 6.15, Apéndice II. Emisiones de aerosoles proyectadas y los escenarios del IE-EE • Capítulo 5.5. Forzamiento radiativo • Capítulo 6.15, Apéndice II.
56-59	<i>F.3 Proyecciones de los cambios futuros en la temperatura</i> Resultados de los MCGAO • Capítulo 9.3. Resultados de los modelos climáticos simples • Capítulo 9.3.
60	<i>F.4 Proyecciones de los cambios futuros en las precipitaciones</i> Promedio mundial y variabilidad de las precipitaciones • Capítulo 9.3
60-62	<i>F.5 Proyecciones de los cambios futuros en los fenómenos extremos</i> Cambios en los fenómenos extremos • Capítulo 9.3.6.
62	<i>F.6 Proyecciones de los cambios futuros en la circulación termohalina</i> Debilitamiento de la circulación termohalina • Capítulo 9.3.4.
62	<i>F.7 Proyecciones de los cambios futuros en las formas de variabilidad natural</i> Cambios en las formas de variabilidad natural • Capítulo 9.3.5.
62	<i>F.8 Proyecciones de los cambios futuros en el hielo terrestre (glaciares, casquetes y capas de hielo), el hielo marino y la capa de nieve</i> Glaciares, casquetes y capas de hielo – Capítulo 11.5.4.
62	<i>F.9 Proyecciones de los cambios futuros en el nivel del mar</i> Cambio medio del nivel del mar a escala mundial • Capítulo 11.5.1. Cambio del nivel del mar a escala regional • Capítulo 11.5.2. Valores extremos del nivel del mar • Capítulo 11.5.3.
64	<i>F.10 Proyecciones de los cambios futuros en la respuesta a los perfiles de estabilización de la concentración del CO₂</i> Gases de efecto invernadero y aerosoles • Capítulo 3.7.3. Temperatura • Capítulo 9.3.3. Nivel del mar • Capítulo 11.5.4.

Sección G: Hacia una mayor comprensión

Página del RT	Sección y tema del Resumen técnico — Capítulo y sección
66	<i>G.1 Datos</i> Debilitamiento de las redes y los sistemas de observación • Capítulo 14.2.1.
66-67	<i>G.2 Los procesos climáticos y la modelización</i> Gases de invernadero y aerosoles • Capítulo 14.2.6. Procesos • Capítulo 14.2.3. Tendencias de la variabilidad • Capítulo 14.2.2. Conjuntos de resultados de modelos • Capítulo 14.2.2. Jerarquía de modelos • Capítulo 14.2.2.
67	<i>G.3 Aspectos relacionados con el ser humano</i> El sistema físico/el sistema humano • Capítulo 14.3, Capítulo 13.1.
67	<i>G.4 El marco internacional</i> Coordinación • Capítulo 14.4.

GLOSARIO DEL INFORME DEL GRUPO DE TRABAJO I

Revisor: A.P.M. Baede

[Una → indica que el término que sigue también figura en este Glosario. No todas las palabras que figuran en el Glosario aparecen en el Resumen para responsables de políticas ni en el Resumen técnico.]

Absorción

Incorporación de una sustancia de interés a un →reservorio. A la absorción de sustancias que contienen carbono, en particular dióxido de carbono, se le suele llamar secuestro (de carbono).

Actividad solar

El Sol tiene períodos de gran actividad, que se observan en el número de →manchas solares, así como en la emisión de energía radiativa, la actividad magnética y la emisión de partículas de alta energía. Estas variaciones ocurren en muy diversas escalas temporales, desde millones de años hasta algunos minutos. Véase: →Ciclo de actividad solar.

Aerosoles

Conjunto de partículas sólidas o líquidas en suspensión en el aire, cuyo tamaño oscila generalmente entre 0,01 y 10 µm y que permanecen en la atmósfera como mínimo durante varias horas. Los aerosoles pueden ser de origen natural o antropógeno. Los aerosoles pueden influir en el clima de dos maneras: directamente, mediante la dispersión y la absorción de la radiación, e indirectamente, al actuar como núcleos de condensación para la formación de nubes o al modificar las propiedades ópticas y el período de vida de las nubes. Véase: →Efecto indirecto de los aerosoles.

Este término se ha asociado incorrectamente al propelente utilizado en los pulverizadores o “vaporizadores de aerosol”.

Aerosol carbonáceo

Aerosol compuesto predominantemente de sustancias orgánicas y diversas formas de →hollín. (Fuente: Charlson y Heintzenberg, 1995, pág. 401).

Aerosol orgánico

Partículas de →aerosol formadas predominantemente por compuestos orgánicos, en particular C, H, O y cantidades más reducidas de otros elementos. (Fuente: Charlson y Heintzenberg, 1995, pág. 405). Véase: →Aerosol carbonáceo.

Agujero de ozono

Véase: →Capa de ozono.

Ajuste de flujo

Para evitar que los modelos de Circulación General Atmósfera-Océano (MCGAO) acoplados deriven hacia un estado irreal del clima, es posible aplicar ciertos términos de ajuste a los flujos de calor y humedad entre la atmósfera y los océanos (y a veces a las coerciones superficiales resultantes del efecto del viento sobre la superficie de los océanos) antes

de introducirlos como condiciones al océano y la atmósfera del modelo. Como estos ajustes se calculan previamente y son por lo tanto independientes de la integración del modelo acoplado, no guardan relación con las anomalías que surgen durante la integración. En el Capítulo 8 de este Informe se llega a la conclusión de que en los modelos actuales se ha reducido la necesidad de introducir ajustes de flujo.

Albedo

Fracción de radiación solar reflejada por una superficie o un objeto, a menudo expresada como porcentaje. Las superficies cubiertas de nieve tienen un albedo alto; el albedo de los suelos varía entre alto y bajo; las superficies cubiertas de vegetación y los océanos son de albedo bajo. El albedo de la Tierra varía principalmente de acuerdo con los cambios en la nubosidad, la nieve, el hielo, la superficie foliar y la cubierta del suelo.

Altimetría

Técnica utilizada para medir la altura de la superficie del mar, la tierra o el hielo. Por ejemplo, la altura de la superficie del mar (con respecto al centro de la Tierra o, en términos más convencionales, con respecto a un “elipsoide de revolución” estándar) puede medirse desde el espacio con precisión centimétrica, empleando las técnicas más modernas de altimetría por radar que existen actualmente. La altimetría tiene la ventaja de que sus mediciones tienen un marco de referencia geocéntrico, en lugar de referirse al nivel del suelo, como las mediciones de los →mareógrafos, y permite una cobertura casi mundial.

Altura significativa de ola

Altura media del tercio más alto de todas las olas del mar que se formen durante un período de tiempo determinado. Esta medida sirve como indicador del tamaño característico de las olas más altas.

Antropógeno

Resultante de la actividad del ser humano o producido por éste.

Atmósfera

Envoltura gaseosa que rodea la Tierra. La atmósfera seca está compuesta casi enteramente de nitrógeno (en una relación de mezcla volumétrica de 78,1%) y oxígeno (en una relación de mezcla volumétrica de 20,9%), más una serie de oligogases como el argón (en una relación de mezcla volumétrica de 0,93%), el helio y →gases de efecto invernadero radiativamente activos, como el →dióxido de carbono (en una relación de mezcla volumétrica de 0,035%) y el ozono. Además, la atmósfera contiene vapor de agua en cantidades muy variables, pero generalmente en una relación de mezcla volumétrica de 1%. La atmósfera también contiene nubes y →aerosoles.

Atribución

Véase: →Detección y atribución.

Balance de energía

El balance de energía del →sistema climático, calculado como promedio de todo el planeta y a lo largo de extensos períodos de tiempo, debe mantenerse en equilibrio. Debido a que el sistema climático obtiene toda su energía del Sol, este balance significa que, en todo el planeta, la cantidad de →radiación solar incidente debe ser, en promedio, igual a la suma de la radiación solar reflejada saliente y la →radiación infrarroja saliente emitida por el sistema climático. Cualquier perturbación de este balance de radiación mundial, por causas naturales o inducidas por el hombre, se llama →forzamiento radiativo.

Barrera de hielo (Banquisa)

→Capa de hielo flotante de considerable espesor unida a la costa (generalmente muy extendida en el plano horizontal, de superficie llana o suavemente ondulada); a menudo es una extensión de una capa de hielo que se prolonga mar adentro.

Biomasa

Masa total de organismos vivos presentes en un área o volumen dados; se suele considerar biomasa muerta el material vegetal muerto recientemente.

Biosfera (terrestre y marina)

Parte del sistema terrestre que comprende todos los →ecosistemas y organismos vivos presentes en la atmósfera, la tierra (biosfera terrestre) o los océanos (biosfera marina), incluida la materia orgánica muerta derivada de ellos, como la basura, la materia orgánica del suelo y los detritos oceánicos.

Bosque

Forma de vegetación en la que predominan los árboles. En el mundo se utilizan muchas definiciones del término bosque, que reflejan grandes diferencias en las características biogeofísicas, la estructura social y la economía. Véase el análisis del término bosque y de otros términos conexos como →forestación, →reforestación y →deforestación que figura en el Informe del IPCC sobre uso de la tierra, cambio de uso de la tierra y silvicultura (IPCC, 2000).

Cambio climático

Variación estadísticamente significativa, ya sea de las condiciones climáticas medias o de su variabilidad, que se mantiene durante un período prolongado (generalmente durante decenios o por más tiempo). El cambio del clima puede deberse a procesos naturales internos o a un forzamiento externo, o a cambios antropógenos duraderos en la composición de la atmósfera o en el uso de la tierra.

Véase que la →Convención Marco sobre el Cambio Climático (CMCC), en su Artículo 1, define el cambio climático como: “cambio del clima atribuido directa o indirectamente a actividades humanas que alteran la composición de la atmósfera mundial, y que viene a añadirse a la variabilidad natural del clima observada durante períodos de tiempo comparables”. La CMCC hace pues una distinción entre “cambio climático”, atribuible a actividades humanas que alteran la composición de la atmósfera, y “variabilidad del clima”, atribuible a causas naturales. Véase también: →Variabilidad del clima.

Cambio climático rápido

El carácter →no lineal del →sistema climático puede dar lugar a cambios climáticos rápidos, a veces llamados *cambios abruptos* o incluso *sorpresas*. Algunos de esos cambios abruptos pueden ser imaginables, como una reorganización drástica de la →circulación termohalina, una desglaciación rápida o un deshielo en gran escala de la capa de permafrost que provoque cambios rápidos en el →ciclo del carbono. Otros cambios pueden ser realmente inesperados, como consecuencia de un forzamiento intenso y en rápida evolución de un sistema no lineal.

Cambio eustático en el nivel del mar

Cambio en el nivel medio del mar a escala mundial provocado por una alteración en el volumen de los océanos. Esto puede deberse a cambios en la densidad del agua o en la masa total de agua. Cuando se analizan los cambios a escalas de tiempo geológicas, a veces se incluyen también en esta expresión los cambios en el nivel medio del mar a escala mundial causados por una alteración en la forma de las cuencas oceánicas. En este Informe el término no se utiliza con ese significado.

Cambio secular en el nivel (relativo) del mar

Cambios a largo plazo en el nivel relativo del mar, causados ya sea por →cambios eustáticos, como los que se producen a raíz de una →expansión térmica, o por cambios en los movimientos verticales de las masas terrestres.

Cambios en el uso de la tierra

Cambios en el uso o la gestión de las tierras por los seres humanos, que pueden provocar cambios en la cubierta del suelo. Los cambios en la cubierta del suelo o en el uso de la tierra pueden influir en el →albedo, la →evapotranspiración, las →fuentes y los →sumideros de →gases de efecto invernadero, o en otras propiedades del →sistema climático, y en consecuencia tener un impacto en el clima a nivel local o mundial. Véase también el Informe del IPCC sobre uso de la tierra, cambio de uso de la tierra y silvicultura (IPCC, 2000).

Capa de hielo

Masa de hielo terrestre de un espesor suficiente para cubrir la mayor parte de la topografía rocosa subyacente, de tal manera que su forma está principalmente determinada por su dinámica interna (el flujo de hielo que se produce por la deformación de su estructura interna y por el deslizamiento en su base). La capa de hielo fluye a partir de una altiplanicie central, con una superficie que en promedio está poco inclinada. Los márgenes tienen una pendiente muy pronunciada, y la capa de hielo descarga su caudal en rápidas corrientes de hielo o glaciares de valle, que a veces desembocan en el mar o en barreras de hielo flotantes en el mar. Hay solamente dos grandes capas o mantos de hielo en el mundo moderno, en Groenlandia y en la Antártida. El manto de hielo de la Antártida está dividido por las Montañas Transantárticas, en el manto de hielo oriental y el occidental; durante los períodos glaciares hubo otros.

Capa de ozono

La →estratosfera tiene una capa – llamada capa de ozono – en la que hay una mayor concentración de ozono. Esta capa se extiende entre los 12 y los 40 km de altitud. La concentración de ozono alcanza su máximo valor entre los 20 y los 25 km. Esta capa se está agotando a causa de las emisiones antropógenas de compuestos de cloro y bromo. Todos

los años, en la primavera del hemisferio sur, se produce una fuerte disminución de la capa de ozono sobre la región antártica, también causada por compuestos artificiales de cloro y bromo, en combinación con las condiciones meteorológicas propias de la región. A este fenómeno se le ha dado el nombre de agujero de ozono.

Carbón vegetal

Material resultante de la carbonización de biomasa, que generalmente conserva parte de la textura microscópica que suele caracterizar a los tejidos vegetales; desde el punto de vista químico está compuesto principalmente de carbono con una estructura grafitica alterada, y oxígeno e hidrógeno en cantidades menores. Véase: →Hollín; →Partículas de hollín. (Fuente: Charlson y Heintzenberg, 1995, pág.402).

Carga

Masa total de una sustancia gaseosa de interés en la atmósfera.

Casquete de hielo

Masa de hielo de forma abovedada que cubre una altiplanicie y que se considera de menor extensión que una →capa de hielo.

Ciclo de actividad solar (“de 11 años”)

Modulación casi regular de la →actividad solar de diversa amplitud, que dura entre 9 y 13 años.

Ciclo del carbono

Término utilizado para describir el flujo del carbono (en diversas formas, por ejemplo como dióxido de carbono) en la atmósfera, los océanos, la →biosfera terrestre y la litosfera.

Circulación general

Movimientos a gran escala de la atmósfera y los océanos como consecuencia de las diferencias en el calentamiento de la Tierra debido a su rotación, destinados a restablecer el →balance de energía del sistema mediante el transporte de calor e impulso.

Circulación termohalina

Circulación a gran escala de los océanos, determinada por la densidad y causada por diferencias de temperatura y salinidad. En el Atlántico norte, la circulación termohalina consiste en una corriente superficial de agua cálida que fluye hacia el norte y una corriente profunda de agua fría que fluye hacia el sur, que sumadas dan como resultado un transporte neto de calor hacia los polos. El agua de la superficie se hunde en zonas muy restringidas de flujo descendente ubicadas en latitudes altas.

Clima

Se suele definir el clima, en sentido estricto, como el “promedio del estado del tiempo” o, más rigurosamente, como una descripción estadística en términos de valores medios y de variabilidad de las cantidades de interés durante un período que puede abarcar desde algunos meses hasta miles o millones de años. El período clásico es de 30 años, según la definición de la Organización Meteorológica Mundial (OMM). Dichas cantidades son casi siempre variables de superficie, como la temperatura, las precipitaciones o el viento. En un sentido más amplio, el clima es el estado del →sistema climático, incluida una descripción estadística de éste.

CO₂ (dióxido de carbono) equivalente

Concentración de →CO₂ que produciría el mismo nivel de →forzamiento radiativo que una mezcla dada de CO₂ y otros →gases de efecto invernadero.

Convención Marco sobre el Cambio Climático, de las Naciones Unidas (CMCC)

Esta Convención se aprobó el 9 de mayo de 1992 en Nueva York y fue firmada por más de 150 países y la Comunidad Europea en la Cumbre para la Tierra, celebrada en Río de Janeiro en 1992. Su objetivo último es “lograr la estabilización de las concentraciones de gases de efecto invernadero en la atmósfera a un nivel que impida interferencias antropógenas peligrosas en el sistema climático”. Establece obligaciones para todas las Partes. Con arreglo a la Convención, las Partes incluidas en el Anexo I se fijaron el objetivo de lograr que las emisiones de gases de efecto invernadero no controlados por el →Protocolo de Montreal de 1990 volvieran a los niveles que tenían en 1990 para el año 2000. La Convención entró en vigor en marzo de 1994. Véase: →Protocolo de Kioto.

Convención Marco sobre el Cambio Climático (CMCC)

Véase: →Convención Marco sobre el Cambio Climático, de las Naciones Unidas (CMCC).

Criosfera

Parte del →sistema climático compuesta de toda la nieve, hielo y permafrost existente sobre y bajo la superficie de la tierra y los océanos. Véase: →Glaciar; →Capa de nieve.

Deforestación

Conversión de una extensión boscosa en no boscosa. Véase el análisis del término →bosque y de términos conexos como →forestación, →reforestación y deforestación que figura en el Informe del IPCC sobre uso de la tierra, cambio de uso de la tierra y silvicultura (IPCC, 2000).

Depósito

Véase: →Reservorio.

Desertificación

Degradación de las tierras de zonas áridas, semiáridas y subhúmedas secas resultante de diversos factores, tales como las variaciones climáticas y las actividades humanas. Por su parte, la Convención de las Naciones Unidas de Lucha contra la Desertificación define la degradación de las tierras como la reducción o la pérdida de la productividad biológica o económica y la reducción o pérdida de complejidad de las tierras agrícolas de secano, tierras de cultivo de regadío, dehesas, pastizales, bosques y tierras arboladas, ocasionada, en zonas áridas, semiáridas y subhúmedas secas, por los sistemas de utilización de la tierra o por un proceso o una combinación de procesos, incluidos los resultantes de actividades humanas y pautas de poblamiento, tales como: i) la erosión del suelo causada por el viento o el agua; ii) el deterioro de las propiedades físicas, químicas y biológicas o de las propiedades económicas del suelo; y iii) la pérdida a largo plazo de la vegetación natural. (Convención de las Naciones Unidas de Lucha contra la Desertificación)

Detección y atribución

El clima varía continuamente en todas las escalas temporales. La detección del →cambio climático es el proceso de demostrar que el clima ha cambiado en un sentido estadístico definido, sin indicar las

razones del cambio. La atribución de las causas del cambio climático es el proceso de establecer las causas más probables del cambio detectado con cierto grado definido de confianza.

Dióxido de carbono (CO₂)

Gas presente espontáneamente en la naturaleza, que se crea también como consecuencia de la quema de combustibles de origen fósil y →biomasa, así como de →cambios en el uso de la tierra y otros procesos industriales. Es el principal →gas de efecto invernadero antropógeno que afecta al balance radiativo de la Tierra. Es el gas que se toma como marco de referencia para medir otros gases de efecto invernadero, y por lo tanto su →Potencial de calentamiento de la Tierra (PCT) es 1.

Ecosistema

Sistema de organismos vivos que interactúan entre sí y con su entorno físico, que también es parte del sistema. Los límites de lo que podría llamarse un ecosistema son algo arbitrarios, y dependen del centro de interés o del objeto principal del estudio. En consecuencia, la extensión de un ecosistema puede abarcar desde escalas espaciales muy pequeñas hasta, por último, toda la Tierra.

Efecto indirecto de los aerosoles

Los →aerosoles pueden dar lugar a un →forzamiento radiativo indirecto del →sistema climático al actuar como núcleos de condensación o modificar las propiedades ópticas y el tiempo de vida de las nubes. Se distinguen dos efectos indirectos:

Primer efecto indirecto

Forzamiento radiativo inducido por un aumento de los aerosoles antropógenos que provoca un aumento inicial de la concentración de las gotitas y una disminución del tamaño de las gotitas para un contenido de agua líquida fijada, lo que a su vez determina un aumento del →albedo de las nubes. Este efecto se conoce también con el nombre de *efecto Twomey*. A veces, cuando se hace referencia a este fenómeno, se le describe como el *efecto de albedo de las nubes*. No obstante, esto puede fácilmente inducir a error porque el segundo efecto indirecto también altera el albedo de las nubes.

Segundo efecto indirecto

Forzamiento radiativo inducido por un aumento de los aerosoles antropógenos que hace disminuir el tamaño de las gotitas y en consecuencia reduce la eficacia de las precipitaciones, lo que a su vez modifica el contenido de agua en estado líquido, el espesor de las nubes y el tiempo de vida de las nubes. Este efecto se conoce también con el nombre de *efecto del tiempo de vida de las nubes* o *efecto Albrecht*.

Efecto invernadero

Los →gases de efecto invernadero absorben efectivamente →radiación infrarroja emitida por la superficie de la Tierra, por la propia atmósfera debido a los mismos gases, y por las nubes. La atmósfera emite radiación en todas direcciones, inclusive hacia abajo, hacia la superficie de la Tierra. De esta manera, los gases de efecto invernadero atrapan el calor dentro del sistema troposfera-superficie. A esto se le llama *efecto invernadero natural*.

La radiación atmosférica está estrechamente vinculada a la temperatura del nivel desde el cual se emite. En la →troposfera, la temperatura tiende a disminuir con la altura. En efecto, la radiación infrarroja

emitida hacia el espacio se origina a una altitud en que la temperatura es de -19°C como promedio, en equilibrio con la radiación solar incidente neta, mientras que la superficie de la Tierra se mantiene a una temperatura mucho más alta, de +14°C como promedio.

Cuando aumenta la concentración de los gases de efecto invernadero, se acentúa la opacidad infrarroja de la atmósfera, lo que a su vez genera una radiación efectiva hacia el espacio desde una altitud mayor, a una temperatura más baja. Esto causa un →forzamiento radiativo, un desequilibrio que sólo puede compensarse con un aumento de la temperatura del sistema superficie-troposfera. Este es el llamado *efecto invernadero acentuado*.

Elevación del nivel del mar

Véase: →Cambio secular en el nivel relativo del mar; →Expansión térmica.

El Niño-Oscilación Austral (ENOA)

El Niño, de acuerdo con la acepción original del término, es una corriente de agua cálida que fluye periódicamente a lo largo de la costa del Ecuador y el Perú, perturbando la pesca local. Este fenómeno oceánico se asocia con una fluctuación de las características de la presión en superficie y la circulación en la región intertropical de los océanos Índico y Pacífico, denominada Oscilación Austral. Este fenómeno de acoplamiento entre la atmósfera y el océano ha sido designado en forma conjunta con el nombre de El Niño-Oscilación Austral, o ENOA. Cuando se produce un episodio El Niño, los alisios que soplan en ese momento amainan y la contracorriente ecuatorial se intensifica y hace que las aguas cálidas de la superficie en la región de Indonesia fluyan hacia el este y se superpongan a las aguas frías de la corriente del Perú. Este fenómeno surte profundos efectos en el viento, la temperatura de la superficie del mar y las precipitaciones en la zona tropical del Pacífico. Influye en el clima de toda la región del Pacífico y en muchas otras partes del mundo. La fase opuesta de un fenómeno de El Niño se denomina La Niña.

Emisiones de CO₂ (dióxido de carbono) de origen fósil

Emisiones de CO₂ resultantes de la quema de combustibles extraídos de depósitos de carbono de origen fósil, como el petróleo, el gas y el carbón.

Episodio meteorológico extremo

Un episodio meteorológico extremo es un episodio raro en términos de su distribución estadística de referencia en un lugar determinado. Las definiciones de “raro” varían, pero para que un episodio meteorológico pueda considerarse extremo debería normalmente ser tan raro o más que las percentiles décimo o nonagésimo. Por definición, las características de las llamadas “condiciones meteorológicas extremas” pueden variar de un lugar a otro.

Un *episodio climático extremo* es el promedio de una serie de episodios meteorológicos ocurridos durante un período de tiempo determinado, promedio que es en sí mismo extremo (por ejemplo, la cantidad de lluvia durante una estación).

Escalas espaciales y temporales

El clima puede variar en una amplia gama de escalas espaciales y temporales.

Las escalas espaciales pueden ser locales (menos de 100.000 km²), regionales (de 100.000 a 10 millones de km²) o continentales (de 10 a 100 millones de km²).

Las escalas temporales abarcan desde escalas estacionales hasta geológicas (de hasta cientos de millones de años).

Escenario (en sentido genérico)

Descripción verosímil y a menudo simplificada de la forma en que puede evolucionar el futuro, sobre la base de una serie homogénea e intrínsecamente coherente de hipótesis sobre fuerzas determinantes y relaciones fundamentales. Los escenarios pueden derivarse de →proyecciones, pero a menudo se basan en información adicional de otras fuentes, en ocasiones combinada con una “línea evolutiva narrativa”. Véase también: →Escenarios del IE-EE; →Escenario climático; →Escenarios de emisiones.

Escenario climático

Descripción verosímil y a menudo simplificada del clima futuro, sobre la base de una serie intrínsecamente coherente de relaciones climatológicas, elaborada para ser expresamente utilizada en la investigación de las posibles consecuencias de los →cambios climáticos antropógenos y que suele utilizarse como instrumento auxiliar para la elaboración de modelos de impacto. Las →proyecciones climáticas sirven a menudo como materia prima para la creación de escenarios climáticos, pero éstos suelen requerir información adicional, como datos sobre el clima observado en la actualidad. Un escenario de cambio climático es la diferencia entre un escenario climático y el clima actual.

Escenario de emisiones

Representación verosímil de la evolución futura de las emisiones de sustancias que pueden ser radiativamente activas (como los →gases de efecto invernadero y los →aerosoles), sobre la base de una serie homogénea e intrínsecamente coherente de hipótesis sobre las fuerzas determinantes (como el crecimiento demográfico, el desarrollo socioeconómico y el cambio tecnológico) y las relaciones fundamentales entre ellas. Los escenarios de concentración, derivados de los escenarios de emisiones, se utilizan en los modelos climáticos como elemento introducido para el cálculo de →proyecciones climáticas.

En el IPCC (1992) figura una serie de escenarios de emisiones que se utilizó como punto de partida para la elaboración de →proyecciones climáticas en el IPCC (1996). A esos escenarios se les conoce con el nombre de escenarios IS92. En el *Informe especial del IPCC sobre escenarios de emisiones* (Nakicenovic y otros, 2000) se publicaron nuevos escenarios de emisiones, los llamados →escenarios del IE-EE, algunos de los cuales se utilizaron, entre otros, como base de las proyecciones climáticas que figuran en el Capítulo 9 del presente Informe. Para conocer el significado de algunos términos relacionados con esos escenarios, véase →escenarios del IE-EE.

Escenario de forzamiento radiativo

Representación verosímil de la evolución futura del →forzamiento radiativo asociado, por ejemplo, a cambios en la composición de la atmósfera o en el uso de la tierra, o con factores externos como las variaciones de la →actividad solar. Los escenarios de forzamiento radiativo pueden utilizarse en →modelos climáticos simples, como elementos introducidos para el cálculo de →proyecciones climáticas.

Escenarios del IE-EE

Los escenarios del IE-EE son →escenarios de emisiones ideados por Nakicenovic y otros (2000) que se han utilizado, entre otros, como base de las proyecciones climáticas que figuran en el Capítulo 9 del presente Informe. Es importante conocer los términos que figuran a continuación para poder comprender mejor la estructura y el uso de la serie de escenarios del IE-EE.

Escenario ilustrativo

Escenario que es ilustrativo de cada uno de los seis grupos de escenarios descritos en el Resumen para responsables de políticas de Nakicenovic y otros (2000). Dichos escenarios comprenden cuatro ‘escenarios de referencia’ revisados, correspondientes a los grupos de escenarios A1B, A2, B1, B2, y dos escenarios adicionales para los grupos A1F1 y A1T. Todos los grupos de escenarios son igualmente válidos.

Escenario de referencia

Escenario publicado en forma preliminar o de proyecto en el sitio del IE-EE en la Web para representar una determinada familia de escenarios. La elección de los escenarios de referencia se basó en la cuantificación inicial que mejor reflejaba la línea evolutiva y en las características de determinados modelos. Los escenarios de referencia no son ni más ni menos probables que cualquier otro escenario, pero los autores del IE-EE los consideraron representativos de una línea evolutiva dada. En Nakicenovic y otros (2000) figuran en su forma revisada. Estos escenarios han sido objeto de un examen muy atento por parte de todos los autores del IE-EE, y en virtud del proceso abierto a que se sometió dicho informe. También se han elegido escenarios para ilustrar los otros dos grupos de escenarios (véase también ‘Grupo de escenarios’ y ‘Escenario ilustrativo’).

Familia (de escenarios)

Escenarios que tienen una línea evolutiva similar en lo que respecta a sus características demográficas, sociales, económicas y de cambio tecnológico. La serie de escenarios del IE-EE consta de cuatro familias de escenarios: A1, A2, B1 y B2.

Grupo (de escenarios)

Escenarios de una misma familia que reflejan una variación uniforme de la línea evolutiva. La familia de escenarios A1 comprende cuatro grupos, denominados A1T, A1C, A1G y A1B, que exploran diversas estructuras posibles de los sistemas de energía futuros. En el Resumen para responsables de políticas de Nakicenovic y otros (2000), los grupos A1C y A1G se combinan en un grupo de escenarios A1F1, caracterizado por la “utilización intensiva de combustibles de origen fósil”. Las otras tres familias de escenarios tienen un grupo cada una. Por lo tanto, la serie de escenarios del IE-EE que se describe en el Resumen para responsables de políticas de Nakicenovic y otros (2000) consiste en seis grupos de escenarios claramente diferenciados, todos ellos igualmente correctos y que en conjunto reflejan toda la gama de incertidumbres asociadas a las fuerzas determinantes y las emisiones.

Línea evolutiva (de los escenarios)

Descripción narrativa de un escenario (o familia de escenarios) que pone de relieve las principales características de un escenario, las relaciones entre las fuerzas determinantes fundamentales y la dinámica de su evolución.

Estratosfera

Región muy estratificada de la atmósfera situada por encima de la →troposfera y que se extiende aproximadamente entre los 10 km (que varían, en promedio, entre 9 km en latitudes altas, y 16 km en los trópicos) y los 50 km de altitud.

Evaluación integrada

Método de análisis que integra en un marco coherente los resultados y modelos de las ciencias físicas, biológicas, económicas y sociales, y las interacciones entre estos componentes, a fin de evaluar el estado y las consecuencias del cambio ecológico y las respuestas políticas a dicho cambio.

Evapotranspiración

Proceso en el que se combina la evaporación de la superficie de la Tierra con la transpiración de la vegetación.

Expansión térmica

En relación con el nivel del mar, este término se refiere al aumento de volumen (y disminución de densidad) que se produce cuando el agua se calienta. El calentamiento de los océanos determina una expansión en el volumen de los océanos y por ende una elevación del nivel del mar.

Experimentos climáticos de equilibrio y evolutivos

Un experimento climático de equilibrio es un experimento en el cual se permite que un →modelo climático se adapte plenamente a un cambio en el →forzamiento radiativo. Estos experimentos permiten obtener información sobre la diferencia entre el estado inicial y el estado final del modelo, pero no sobre la respuesta en función del tiempo. Si se deja que el forzamiento radiativo evolucione gradualmente de acuerdo con un →escenario de emisiones preestablecido, se puede analizar la respuesta de un modelo climático en función del tiempo. A este experimento se le llama experimento climático evolutivo. Véase: →proyección climática.

Fáculas

Manchas brillantes en el Sol. La superficie cubierta por fáculas es mayor durante los períodos de intensa →actividad solar.

Fertilización por CO₂

Véase: →Fertilización por dióxido de carbono (CO₂).

Fertilización por dióxido de carbono (CO₂)

Intensificación del crecimiento vegetal por efecto de una mayor concentración de CO₂ en la atmósfera. Según el mecanismo de →fotosíntesis que tengan, ciertos tipos de plantas son más sensibles a los cambios en la concentración de CO₂ en la atmósfera. Las →plantas C₃, en particular, muestran generalmente una mayor respuesta al CO₂ que las →plantas C₄.

Fertilización por nitrógeno

Intensificación del crecimiento vegetal a raíz de la adición de compuestos de nitrógeno. En los informes del IPCC, este concepto se refiere generalmente a la fertilización producida por fuentes antropógenas de nitrógeno, como los fertilizantes artificiales y los óxidos de nitrógeno liberados por la quema de combustibles de origen fósil.

Forestación

Plantación de bosques nuevos en tierras anteriormente no boscosas. Véase el análisis del término →bosque y de términos conexos como forestación, →reforestación y →deforestación que figura en el Informe del IPCC sobre uso de la tierra, cambio de uso de la tierra y silvicultura (IPCC, 2000).

Forzamiento externo

Véase: →Sistema climático.

Forzamiento radiativo

El forzamiento radiativo es un cambio en la irradiancia vertical neta (expresada en Watts por metro cuadrado: Wm⁻²) en la →tropopausa, a raíz de un cambio interno o de un cambio en el forzamiento externo del →sistema climático, como por ejemplo un cambio en la concentración de →dióxido de carbono o en la energía emitida por el Sol. El forzamiento radiativo se calcula generalmente después de dejar un margen para que las temperaturas de la estratosfera se reajusten a un estado de equilibrio radiativo, pero manteniendo constantes todas las propiedades troposféricas en sus valores no perturbados. El forzamiento radiativo se llama *instantáneo* si no se registran cambios en la temperatura estratosférica. En el Capítulo 6 del presente Informe se examinan algunos problemas prácticos que plantea esta definición, sobre todo con respecto al forzamiento radiativo asociado a los cambios causados por los aerosoles en la formación de precipitaciones por las nubes.

Fotosíntesis

Proceso en virtud del cual las plantas toman CO₂ del aire (o bicarbonato del agua) para constituir carbohidratos, liberando O₂. Hay diversas formas de fotosíntesis que responden de manera diferente a las concentraciones de CO₂ en la atmósfera. Véase: →Fertilización por dióxido de carbono.

Fracción molar

Fracción molar, o proporción de mezcla, es la relación entre el número de moles de un componente en un determinado volumen, y el número total de moles de todos los componentes en ese volumen. Normalmente se indica para el aire seco. Los valores comunes de los →gases de efecto invernadero de larga duración son del orden de μmol/mol (partes por millón: ppm), nmol/mol (partes por mil millones: ppmm) y fmol/mol (partes por billón). La fracción molar se diferencia de la *relación de mezcla volumétrica*, a menudo expresada en ppmv, etc., en las correcciones que deben hacerse en atención a que no se trata de gases ideales. Esta corrección es muy importante para la precisión en la medición de muchos gases de efecto invernadero. (Fuente: Schwartz y Warneck, 1995).

Fuente

Cualquier proceso, actividad o mecanismo que libera en la atmósfera un →gas de efecto invernadero, un →aerosol o un precursor de un gas de efecto invernadero o de un aerosol.

Gas de efecto invernadero

Los gases de efecto invernadero o gases de invernadero son los componentes gaseosos de la atmósfera, tanto naturales como antropógenos, que absorben y emiten radiación en determinadas longitudes de onda del espectro de radiación infrarroja emitido por la

superficie de la Tierra, la atmósfera y las nubes. Esta propiedad produce el →efecto invernadero. En la atmósfera de la Tierra, los principales gases de efecto invernadero (GEI) son el vapor de agua (H₂O), el dióxido de carbono (CO₂), el óxido nitroso (N₂O), el metano (CH₄) y el ozono (O₃). Hay además en la atmósfera una serie de gases de efecto invernadero (GEI) creados íntegramente por el ser humano, como los →halocarbonos y otras sustancias con contenido de cloro y bromo, regulados por el →Protocolo de Montreal. Además del CO₂, el N₂O y el CH₄, el →Protocolo de Kioto establece normas respecto de otros gases de invernadero, a saber, el hexafluoruro de azufre (SF₆), los hidrofluorocarbonos (HFC) y los perfluorocarbonos (PFC).

GDCC (Grado de Comprensión Científica)

Índice en una escala de cuatro niveles (Alto, Mediano, Bajo y Muy bajo) diseñado para describir el grado de comprensión científica de los agentes de forzamiento radiativo que influyen en el cambio climático. El índice representa, respecto de cada agente, un juicio subjetivo de la fiabilidad de la estimación de su forzamiento, que tiene en cuenta factores como las hipótesis necesarias para evaluar el forzamiento, el grado de conocimiento de los mecanismos físicos y químicos que determinan el forzamiento y las incertidumbres que rodean la estimación cuantitativa.

Geoide

Superficie que tendría un océano de densidad uniforme si se mantuviera en condiciones estables y en reposo (es decir, sin circulación oceánica y en ausencia de fuerzas aplicadas, salvo la gravedad de la Tierra). Esto significa que el geoide es una superficie de potencial gravitatorio constante que puede utilizarse como superficie de referencia para medir todas las demás superficies (como por ejemplo la superficie media del mar). El geoide (y las superficies paralelas al geoide) son las superficies que en la práctica llamamos “superficies equipotenciales”.

Glaciar

Masa de hielo terrestre que fluye pendiente abajo (por deformación de su estructura interna y por el deslizamiento en su base), encerrado por los elementos topográficos que lo rodean, como las laderas de un valle o las cumbres adyacentes; la topografía de lecho de roca es el factor que ejerce mayor influencia en la dinámica de un glaciar y en la pendiente de su superficie. Un glaciar subsiste merced a la acumulación de nieve a gran altura, que se compensa con la fusión del hielo a baja altura o la descarga en el mar.

Grados-día de calefacción

La suma para cada día de la diferencia de grados que existe entre una temperatura umbral de 18°C y la temperatura media diaria (por ejemplo, un día con una temperatura media de 16°C se cuenta como 2 grados-días de calefacción). Véase también: →Grados-días de refrigeración.

Grados-día de refrigeración

La suma para cada día de la diferencia de grados que existe entre la temperatura media diaria y una temperatura umbral de 18°C (por ejemplo, un día con una temperatura media de 20°C se cuenta como 2 grados-días de refrigeración). Véase también: →Grados-días de calefacción.

Halocarbonos

Compuestos que contienen cloro, bromo o flúor y carbono. Estos compuestos pueden actuar como potentes →gases de efecto invernadero en la atmósfera. Los halocarbonos que contienen cloro y bromo son también una de las causas del agotamiento de la →capa de ozono.

Hidrosfera

Parte del →sistema climático que comprende las aguas superficiales y subterráneas en estado líquido, como los océanos, los mares, los ríos, los lagos de agua dulce, el agua subterránea, etc.

Hollín

Partícula definida en términos operativos sobre la base de la medición de la absorción de luz y la reactividad química o la estabilidad térmica; está compuesta de hollín, carbón vegetal o tal vez materia orgánica refractaria que absorbe luz, o de todos o algunos de estos elementos. (Fuente: Charlson y Heintzenberg, 1995, pág. 401).

Humedad del suelo

Agua almacenada en o sobre la superficie de tierra firme, en condiciones de evaporarse.

Incertidumbre

Grado de desconocimiento de un valor (por ejemplo, el estado futuro del sistema climático). La incertidumbre puede derivarse de la falta de información o de las discrepancias en cuanto a lo que se sabe o incluso en cuanto a lo que es posible saber. Puede tener muy diversos orígenes, desde errores cuantificables en los datos hasta ambigüedades en la definición de conceptos o en la terminología, o inseguridad en las proyecciones del comportamiento humano. La incertidumbre puede por lo tanto representarse con medidas cuantitativas (por ejemplo, con una serie de valores calculados con distintos modelos) o expresiones cualitativas (que reflejen por ejemplo la opinión de un grupo de expertos). Véase: Moss y Schneider (2000).

Indicador climático indirecto

Un indicador climático indirecto es un registro local que se interpreta aplicando principios físicos y biofísicos, para representar alguna combinación de variaciones relacionadas con el clima en épocas pasadas. A los datos relacionados con el clima que se obtienen de esta manera se les llama datos indirectos. Son ejemplos de indicadores indirectos los registros dendroclimatológicos, las características de los corales y diversos datos obtenidos de las muestras de hielo.

Jerarquía de modelos

Véase: →Modelo climático.

La Niña

Véase: →El Niño-Oscilación Austral.

Levantamiento isostático postglacial

Movimiento vertical de los continentes y el fondo del mar a raíz de la desaparición y la reducción de las →capas de hielo, como ha ocurrido por ejemplo desde el Último Máximo Glacial (hace 21.000 años). Este levantamiento o “rebote” es un →movimiento isostático de la Tierra.

Línea/zona de sustentación

Línea o zona de unión entre una →capa de hielo y una →barrera de hielo (banquisa), o el lugar en que el hielo comienza a flotar.

Litosfera

Capa superior de la parte sólida de la Tierra, tanto continental como oceánica, que comprende todas las rocas de la corteza terrestre y la parte fría, principalmente elástica, del manto superior. La actividad volcánica, aunque integra la litosfera, no se considera parte del →sistema climático, pero actúa como factor de forzamiento externo. Véase: →Movimientos isostáticos de la Tierra.

Manchas solares

Pequeñas zonas oscuras en el Sol. El número de manchas solares es mayor durante los períodos de intensa →actividad solar, y varía en particular con el →ciclo de actividad solar.

Marea de tempestad

Aumento temporal, en un lugar en particular, de la altura del mar debido a condiciones meteorológicas extremas (baja presión atmosférica o vientos fuertes). La marea de tempestad se define como la diferencia en aumento respecto del nivel esperado de variación de la marea por sí sola en un momento y un lugar determinados.

Mareógrafo

Aparato colocado en un lugar de la costa (y en algunos puntos en alta mar) que mide continuamente el nivel del mar con respecto a la tierra firme adyacente. El promedio de los distintos valores del nivel del mar medidos de esa manera durante un período de tiempo determinado indica los →cambios seculares observados en el nivel relativo del mar.

Margen (rango) de variación de la temperatura diurna

Diferencia entre la temperatura máxima y la mínima durante un día.

Mitigación

Intervención humana destinada a reducir las →fuentes o intensificar los →sumideros de →gases de efecto invernadero.

Modelización inversa

Procedimiento matemático en virtud del cual los elementos incorporados a un modelo se estiman de acuerdo con el resultado observado, en lugar de hacerlo a la inversa. Este procedimiento se usa, por ejemplo, para estimar la ubicación y la intensidad de las fuentes y los sumideros de CO₂ con mediciones de la distribución de la concentración de CO₂ en la atmósfera, realizadas con modelos del →ciclo del carbono a escala mundial y de cálculo del transporte atmosférico.

Modelo climático (jerarquía)

Representación numérica del →sistema climático sobre la base de las propiedades físicas, químicas y biológicas de sus componentes, sus interacciones y procesos de retroacción, y que tiene en cuenta todas o algunas de sus propiedades conocidas. El sistema climático puede representarse con modelos de distinta complejidad, de manera que, para cada componente o combinación de componentes, se puede identificar una *jerarquía* de modelos, que difieren entre sí en aspectos como el número de dimensiones espaciales, el grado de detalle con que se representan los procesos físicos, químicos o biológicos, o el grado de utilización de →parametrizaciones empíricas. Los Modelos acoplados

de circulación general atmósfera/océano/hielo marino (MCGAO) permiten hacer una representación integral del sistema climático. Hay una evolución hacia modelos más complejos, con participación activa de la química y la biología.

Los modelos climáticos se utilizan como método de investigación para estudiar y simular el clima, pero también con fines prácticos, entre ellos las →predicciones climáticas mensuales, estacionales e interanuales.

Modelo de Circulación General (MCG)

Véase: →Modelo climático.

Movimientos isostáticos de la Tierra

La isostasia se refiere a la forma en que la →litosfera y el manto responden a cambios en las cargas superficiales. Cuando la carga de la litosfera cambia debido a alteraciones en la masa de hielo terrestre, la masa oceánica, la sedimentación, la erosión o la formación de montañas, se producen ajustes isostáticos verticales para equilibrar la nueva carga.

Nivel medio del mar

Véase: →Nivel relativo del mar.

Nivel relativo del mar

Nivel del mar medido con un →mareógrafo tomando como punto de referencia la tierra firme sobre la que está ubicado. El nivel medio del mar se define normalmente como el promedio del nivel relativo del mar durante un mes, un año o cualquier otro período lo suficientemente largo como para que se pueda calcular el valor medio de elementos transitorios como las olas.

No lineal

Se dice que un proceso es “no lineal” cuando no hay ninguna relación proporcional simple entre causa y efecto. El →sistema climático tiene muchos de estos procesos no lineales, que hacen que el comportamiento del sistema sea potencialmente muy complejo.

Esta complejidad puede dar lugar a un →cambio climático rápido.

Núcleos de condensación de nubes

Partículas en suspensión en el aire sobre las que se produce inicialmente la condensación de agua en estado líquido, y que pueden conducir a la formación de las gotitas de las nubes. Véase también: →Aerosoles.

Oscilación del Atlántico Norte (OAN)

La Oscilación del Atlántico Norte consiste en variaciones opuestas de la presión barométrica cerca de Islandia y cerca de las Azores. En promedio, vientos del oeste, entre la zona de baja presión de Islandia y la zona de alta presión de las Azores, transporta ciclones, con sus sistemas frontales conexos, hacia Europa. Sin embargo, las diferencias de presión entre Islandia y las Azores fluctúan en escalas temporales de días a decenios, y a veces pueden revertirse.

Ozono

El ozono, la forma triatómica del oxígeno (O₃), es un componente gaseoso de la atmósfera. En la →troposfera se crea naturalmente y también como consecuencia de reacciones fotoquímicas en las que intervienen gases resultantes de actividades humanas (“smog”). El ozono troposférico se comporta como un →gas de efecto

invernadero. En la →estratosfera se crea por efecto de la interacción entre la radiación solar ultravioleta y el oxígeno molecular (O_2). El ozono estratosférico desempeña un papel fundamental en el balance radiativo de la estratosfera. Su concentración alcanza su valor máximo en la →capa de ozono.

Parametrización

En los →modelos climáticos, este término se refiere a la técnica empleada para representar aquellos procesos que no es posible resolver a la resolución espacial o temporal del modelo (procesos a escala subreticular) mediante las relaciones entre el efecto de esos procesos a escala subreticular, calculado como promedio por zona o período de tiempo, y el flujo a mayor escala.

Partículas de hollín

Partículas que se forman durante la extinción de los gases en el borde exterior de las llamas de vapores orgánicos, compuestos principalmente de carbono, con cantidades menores de oxígeno e hidrógeno presentes como grupos carboxilos y fenólicos y que muestran una estructura gráfica imperfecta. Véase: →Hollín; →Carbón vegetal. (Fuente: Charlson y Heintzenberg, 1995, pág. 406).

Tiempo de vida

Tiempo de vida es un término general que se utiliza para designar diversas escalas temporales que caracterizan la duración de los procesos relacionados con la concentración de los gases trazas. Pueden distinguirse los siguientes tiempos de vida:

Tiempo de renovación (T) es la relación entre la masa M de un reservorio (por ejemplo, un compuesto gaseoso en la atmósfera) y el tiempo total de eliminación S del reservorio; $T = M/S$. Pueden definirse distintos tiempos de renovación para cada proceso de eliminación en particular. En la biología del carbono del suelo, a esto se le llama *Tiempo de Permanencia Media*.

Tiempo de ajuste o tiempo de respuesta (T_a) es la escala temporal que caracteriza la disminución de una aportación instantánea al reservorio. La expresión tiempo de ajuste también se usa para describir la adaptación de la masa de un reservorio a un cambio abrupto en la intensidad de la fuente. Los términos *semivida* o *tasa de descomposición* se utilizan para cuantificar un proceso de descomposición exponencial de primer orden. Véase →tiempo de respuesta, para conocer una definición diferente aplicable a las variaciones del clima. La expresión *tiempo de vida* se usa a veces, por razones de sencillez, como sinónimo de *tiempo de ajuste*.

En casos sencillos, cuando la eliminación total del compuesto es directamente proporcional a la masa total del reservorio, el tiempo de ajuste es igual al tiempo de renovación: $T = T_a$. Un ejemplo es el CFC-11, que es eliminado de la atmósfera solamente mediante procesos fotoquímicos en la estratosfera. En casos más complicados, cuando se trata de varios reservorios o cuando la eliminación no es proporcional a la masa total, la igualdad $T = T_a$ no se mantiene. El →dióxido de carbono (CO_2) es un ejemplo extremo. Su tiempo de renovación es de apenas 4 años aproximadamente, debido al rápido intercambio entre la atmósfera y la biota marina y terrestre. Sin embargo, gran parte de ese CO_2 vuelve a la atmósfera al cabo de unos pocos años. Por lo tanto, el tiempo de ajuste del CO_2 en la atmósfera está en realidad determinado

por la velocidad de eliminación del carbono de la capa superficial de los océanos mediante su distribución hacia las capas más profundas. Si bien puede decirse que el tiempo de ajuste del CO_2 en la atmósfera tiene un valor aproximado de 100 años, el ajuste real es más rápido al principio y más lento posteriormente. En el caso del metano (CH_4), el tiempo de ajuste difiere del tiempo de renovación porque la eliminación se realiza principalmente en virtud de una reacción química con el radical hidroxilo OH, cuya concentración depende a su vez de la concentración de CH_4 . En consecuencia, la eliminación S del CH_4 no es proporcional a su masa total M.

Plantas C_3

Plantas que producen un compuesto de tres carbonos durante la fotosíntesis, entre ellas la mayoría de los árboles y cultivos agrícolas como el arroz, el trigo, la soja, las papas y las hortalizas.

Plantas C_4

Plantas que producen un compuesto de cuatro carbonos durante la fotosíntesis, y que son principalmente de origen tropical, como las gramíneas y cultivos de importancia agrícola como el maíz, la caña de azúcar, el mijo y el sorgo.

Potencial de Calentamiento de la Tierra (PCT)

Índice que describe las características radiativas de los →gases de efecto invernadero mezclados de forma homogénea, y que representa el efecto combinado de los distintos períodos de permanencia de estos gases en la atmósfera y su relativa eficacia en cuanto a absorber →radiación infrarroja saliente. Este índice aproxima el efecto de calentamiento integrado en el tiempo de una masa unitaria de un determinado gas de efecto invernadero en la atmósfera actual, en relación con la del →dióxido de carbono.

Ppm, ppm, ppb

Véase: →Fracción molar.

Precursores

Compuestos atmosféricos que no son en sí mismos →gases de efecto invernadero ni →aerosoles, pero que influyen en las concentraciones de los gases de efecto invernadero y de los aerosoles al participar en los procesos físicos o químicos que rigen sus tasas de producción o destrucción.

Predicción climática

Una predicción climática o un pronóstico del clima es el resultado de un intento de establecer la descripción o la estimación más probable de la forma en que realmente evolucionará el clima en el futuro, ya sea a escalas temporales estacionales o interanuales o a más largo plazo. Véase también: →Proyección climática y →Escenario (de cambio) climático.

Preindustrial

Véase: →Revolución Industrial.

Producción neta de bioma

Ganancia o pérdida neta de carbono de una región. La producción neta de bioma es igual a la →producción neta del ecosistema menos el carbono perdido a causa de una perturbación, como por ejemplo un incendio forestal o la tala de un bosque.

Producción neta del ecosistema

Ganancia o pérdida neta de carbono de un →ecosistema. La producción neta del ecosistema es igual a la →producción primaria neta menos el carbono perdido en virtud de la →respiración heterotrófica.

Producción primaria bruta

Cantidad de carbono fijado desde la atmósfera en virtud de la →fotosíntesis.

Producción primaria neta

Aumento de la biomasa vegetal o del carbono existentes en un elemento unitario de un territorio. La producción primaria neta es igual a la →producción primaria bruta menos el carbono perdido en virtud de la →respiración autotrófica.

Protocolo de Kioto

El Protocolo de Kioto de la Convención Marco sobre el Cambio Climático (CMCC) se aprobó en el tercer período de sesiones de la Conferencia de las Partes (COP) en la →Convención Marco sobre el Cambio Climático, de las Naciones Unidas celebrado en 1997 en Kioto (Japón). El Protocolo establece compromisos jurídicamente vinculantes, además de los ya incluidos en la CMCC. Los países que figuran en el Anexo B del Protocolo (la mayoría de los países miembros de la OCDE y países con economías en transición) acordaron reducir sus emisiones antropógenas de →gases de efecto invernadero (CO₂, CH₄, N₂O, HFC, PFC y SF₆) a un nivel inferior en no menos de 5% al de 1990 en el período de compromiso comprendido entre 2008 y 2012. El Protocolo de Kioto aún no ha entrado en vigor (a noviembre de 2000).

Protocolo de Montreal

El Protocolo de Montreal relativo a las sustancias que agotan la capa de ozono fue aprobado en Montreal en 1987, y posteriormente ajustado y enmendado en Londres (1990), Copenhague (1992), Viena (1995), Montreal (1997) y Beijing (1999). Controla el consumo y la producción de sustancias químicas con contenido de cloro y bromo que destruyen el ozono estratosférico, como los CFC, el metilcloroformo, el tetracloruro de carbono y muchos otros.

Proyección (en sentido genérico)

Una proyección es una posible evolución futura de una cantidad o serie de cantidades, a menudo calculadas con ayuda de un modelo. Las proyecciones se distinguen de las predicciones para destacar el hecho de que las proyecciones se basan en hipótesis sobre, por ejemplo, acontecimientos socioeconómicos y tecnológicos futuros que pueden o no ocurrir, y en consecuencia están sujetas a un alto grado de incertidumbre.

Véase también: →Proyección climática; →Predicción climática.

Proyección climática

→Proyección de la respuesta del →sistema climático a los →escenarios de emisiones o de concentración de gases de efecto invernadero y aerosoles, o a →escenarios de forzamiento radiativo, a menudo basada en simulaciones realizadas con →modelos climáticos. Las proyecciones climáticas se distinguen de las →predicciones climáticas para resaltar el hecho de que las proyecciones climáticas dependen del escenario de emisiones, concentración o forzamiento radiativo utilizado,

que se sustenta en hipótesis sobre, por ejemplo, acontecimientos socioeconómicos y tecnológicos futuros que pueden o no ocurrir, y por lo tanto están sujetas a un alto grado de incertidumbre.

Radiación infrarroja

Radiación emitida por la superficie de la Tierra, la atmósfera y las nubes. Es conocida también como radiación terrestre o de onda larga. La radiación infrarroja tiene una gama de longitudes de onda (“espectro”) distintiva, más larga que la longitud de onda del color rojo de la parte visible del espectro. El espectro de la radiación infrarroja es, en la práctica, diferente al de la →radiación solar o de onda corta, debido a la diferencia de temperaturas entre el Sol y el sistema Tierra-atmósfera.

Radiación solar

Radiación emitida por el Sol. Se le llama también radiación de onda corta. La radiación solar tiene una gama de longitudes de onda (“espectro”) distintiva, determinada por la temperatura del Sol. Véase también: →Radiación infrarroja.

Radioecosondeo

Esta técnica permite hacer una representación cartográfica mediante radar de la superficie y el lecho de roca, y por ende también del espesor, de un glaciar; las señales que penetran en el hielo se reflejan en el límite inferior del glaciar con la roca (o el agua, si se trata de la lengua flotante de un glaciar).

Reforestación

Plantación de bosques en tierras que fueron boscosas en otra época pero que posteriormente se destinaron a un uso diferente. Véase el análisis del término →bosque y de términos conexos como →forestación, reforestación y →deforestación que figura en el Informe del IPCC sobre uso de la tierra, cambio de uso de la tierra y silvicultura (IPCC, 2000).

Regímenes

→Modos predominantes de variabilidad del clima.

Proporción de mezcla

Véase: →Fracción molar.

Proporción de mezcla volumétrica

Véase: →Fracción molar.

Reservas

Véase: →Reservorio.

Reservorio

Componente del →sistema climático, excluida la atmósfera, que tiene la capacidad de almacenar, acumular o liberar una sustancia de interés, como el carbono, un →gas de efecto invernadero o un →precursor. Los océanos, los suelos y los →bosques son ejemplos de reservorios de carbono. Depósito es un término equivalente (obsérvese sin embargo que la definición de depósito a menudo comprende la atmósfera). La cantidad absoluta de una sustancia de interés existente dentro de un reservorio en un momento determinado se denomina reservas.

Respiración

Proceso en virtud del cual los organismos vivos convierten materia orgánica en CO₂, liberando energía y consumiendo O₂.

Respiración autotrófica

Véase: →Respiración de organismos fotosintéticos (plantas).

Respiración heterotrófica

Conversión de materia orgánica en CO₂ por organismos distintos de las plantas.

Respuesta climática transitoria

Aumento medio de la temperatura del aire en la superficie calculado a nivel mundial y en un período de 20 años, centrado en el momento de duplicación del CO₂, es decir, en el año número 70 en un experimento realizado con un →modelo climático mundial acoplado que prevea una tasa compuesta de aumento del CO₂ del 1% anual.

Retroacción (feedback)

Véase →Retroacción climática.

Retroacción climática

Un mecanismo de interacción entre procesos del →sistema climático se llama retroacción climática cuando el resultado de un proceso inicial desencadena cambios en un segundo proceso que, a su vez, influye en el proceso inicial. Un efecto de retroacción positivo intensifica el proceso original, y uno negativo lo atenúa.

Revolución Industrial

Período de rápido crecimiento industrial, de profundas consecuencias sociales y económicas, que comenzó en Inglaterra durante la segunda mitad del siglo XVIII y se extendió en primer lugar al resto de Europa y más tarde a otros países, entre ellos los Estados Unidos. La invención de la máquina de vapor fue un importante factor desencadenante de estos cambios. La Revolución Industrial marcó el comienzo de un período de fuerte aumento de la utilización de combustibles de origen fósil y de las emisiones, en particular de dióxido de carbono de origen fósil. En el presente Informe, los términos preindustrial e industrial se refieren, en forma algo arbitraria, a los períodos anterior y posterior al año 1750, respectivamente.

Secuestro

Véase: →Absorción.

Sensibilidad del clima

En los informes del IPCC, la *sensibilidad del clima en equilibrio* hace referencia al cambio, en condiciones de equilibrio, de la temperatura media de la superficie mundial a raíz de una duplicación de la concentración de CO₂ (o de CO₂ equivalente) en la atmósfera. En términos más generales, hace referencia al cambio, en condiciones de equilibrio, que se produce en la temperatura del aire en la superficie cuando el forzamiento radiativo varía en una unidad (°C/Wm⁻²). En la práctica, para evaluar la sensibilidad del clima en equilibrio es necesario hacer simulaciones a muy largo plazo con Modelos de Circulación General acoplados (→Modelo climático).

La *sensibilidad efectiva del clima* es una medida conexas, que elude la necesidad de hacer esas simulaciones. Se evalúa a la luz de los resultados que generan los modelos cuando se plantean condiciones de no equilibrio. Es una medida de la intensidad de las →retroacciones en un momento determinado y puede variar de acuerdo con los antecedentes del forzamiento y el estado del clima.

Los detalles se analizan en la Sección 9.2.1 del Capítulo 9 del presente Informe.

Sistema climático

El sistema climático es un sistema altamente complejo integrado por cinco grandes componentes: la →atmósfera, la →hidrosfera, la →criosfera, la superficie terrestre y la →biosfera, y las interacciones entre ellos. El sistema climático evoluciona con el tiempo bajo la influencia de su propia dinámica interna y debido a forzamientos externos como las erupciones volcánicas, las variaciones solares y los forzamientos inducidos por el ser humano, como los cambios en la composición de la atmósfera y los →cambios en el uso de la tierra.

Sumidero

Cualquier proceso, actividad o mecanismo que elimine de la atmósfera un →gas de efecto invernadero, un →aerosol o un →precursor de un gas de efecto invernadero o de un aerosol.

Temperatura de la superficie mundial

La temperatura de la superficie mundial es el promedio mundial ponderado por zona de: i) la temperatura de la superficie de los océanos (es decir, la temperatura total en los primeros metros por debajo de la superficie del océano), y ii) la temperatura del aire en la superficie terrestre, a una altura de un metro y medio del suelo.

Tendencias de variabilidad del clima

La variabilidad natural del →sistema climático, particularmente en escalas temporales estacionales y más largas, sigue casi siempre a determinadas tendencias espaciales predominantes que obedecen a las características dinámicas no lineales de la circulación atmosférica y a la interacción con la superficie de los continentes y los océanos. Estas tendencias espaciales se denominan también “régimenes” o “modos”. Ejemplos de ello son la →Oscilación del Atlántico Norte (OAN), →El Niño/Oscilación Austral (ENOA) y la Oscilación Antártica (OA).

Tiempo de ajuste

Véase: →Tiempo de vida; véase también →Tiempo de respuesta.

Tiempo de renovación

Véase: →Tiempo de vida.

Tiempo de respuesta

El tiempo de respuesta (o de reacción) o tiempo de ajuste es el tiempo necesario para que el →sistema climático o sus componentes recuperen el equilibrio después de pasar a un estado nuevo como consecuencia de un forzamiento resultante de procesos o →retroacciones externos o internos. Los diversos componentes del sistema climático tienen tiempos de respuesta muy diferentes. El tiempo de respuesta de la →troposfera es relativamente corto, de días o semanas, mientras que la →estratosfera recupera normalmente el equilibrio en una escala temporal de unos pocos meses. Debido a su gran capacidad térmica, los océanos tienen un tiempo de respuesta mucho más largo, generalmente de varios decenios, pero que puede llegar a siglos o milenios. En consecuencia, el tiempo de respuesta del sistema superficie–troposfera, debido a su estrecho acoplamiento, es lento comparado con el de la estratosfera, y está determinado principalmente por los océanos. La →biosfera puede responder con rapidez, por ejemplo a las sequías, pero también muy lentamente a cambios impuestos.

Véase: →Tiempo de vida, para conocer una definición diferente de tiempo de respuesta, relacionada con la velocidad de los procesos que influyen en la concentración de los gases traza.

Tropopausa

Límite entre la →troposfera y la →estratosfera.

Troposfera

Parte inferior de la atmósfera, comprendida entre la superficie y unos 10 km de altitud en latitudes medias (variando, en promedio, entre 9 km en latitudes altas y 16 km en los trópicos), donde se encuentran las nubes y se producen los fenómenos “meteorológicos”. En la troposfera las temperaturas suelen disminuir con la altura.

Unidad Dobson (DU)

Unidad que se utiliza para medir la cantidad total de ozono existente en una columna vertical sobre la superficie de la Tierra. El número de unidades Dobson es el espesor, en unidades de 10^{-5} m, que ocuparía la columna de ozono si se comprimiera en una capa de densidad uniforme a una presión de 1013 hPa y a una temperatura de 0°C. Una unidad Dobson corresponde a una columna de ozono que contiene $2,69 \times 1.020$ moléculas por metro cuadrado. La cantidad de ozono

presente en una columna de la atmósfera de la Tierra, aunque es muy variable, suele tener un valor de 300 unidades Dobson.

Uso de la tierra

Conjunto de métodos, actividades e insumos aplicados en un determinado tipo de cubierta del suelo (una serie de acciones humanas). Los fines sociales y económicos con los que se utiliza la tierra (por ejemplo, el pastoreo, la extracción de madera y la conservación).

Variabilidad del clima

La variabilidad del clima se refiere a variaciones en las condiciones climáticas medias y otras estadísticas del clima (como las desviaciones típicas, los fenómenos extremos, etc.) en todas las escalas temporales y espaciales que se extienden más allá de la escala de un fenómeno meteorológico en particular. La variabilidad puede deberse a procesos naturales internos que ocurren dentro del sistema climático (variabilidad interna), o a variaciones en el forzamiento externo natural o antropógeno (variabilidad externa). Véase también: →Cambio climático.

Variabilidad interna

Véase: →Variabilidad del clima.