

TRADUCCIÓN NO OFICIAL

**Contribución del Grupo de Trabajo I al Cuarto Informe de Evaluación
del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre Cambio Climático**

“CAMBIO CLIMÁTICO 2007: LAS BASES CIENTÍFICAS Y FÍSICAS”

RESUMEN PARA RESPONSABLES DE POLÍTICAS
Traducción sobre la versión final

INTRODUCCIÓN

La contribución del Grupo I al Cuarto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático describe el progreso en el conocimiento de los impulsores humanos y naturales del cambio climático¹, el cambio climático observado, los procesos y atribución del clima, y las estimaciones del cambio climático futuro. Está basado en las últimas Evaluaciones del IPCC e incorpora nuevas conclusiones de los últimos seis años de investigación. El progreso científico desde el Tercer Informe de Evaluación (TIE) se basa en grandes cantidades de datos nuevos y más comprensivos, mejoras en el conocimiento de los procesos y su simulación en modelos y una exploración más extensiva de los rangos de incertidumbre.

Los fundamentos de cada uno de los epígrafes que forman este Resumen se encuentran en los capítulos correspondientes del Cuarto Informe de Evaluación, especificados entre llaves.

FACTORES HUMANOS Y NATURALES DEL CAMBIO CLIMÁTICO

Los cambios en la cantidad de gases de efecto invernadero y aerosoles en la atmósfera, en la radiación solar y en las propiedades de la superficie terrestre alteran el balance energético del sistema climático. Estos cambios se expresan en términos de forzamiento radiativo², el cual se usa para comparar cómo un rango de factores humanos y naturales provoca influencias en el calentamiento o enfriamiento del clima global. Desde el TIE, nuevas observaciones y la modelización relativa a gases de efecto invernadero, la actividad solar, las propiedades de la superficie terrestre y algunos aspectos de los aerosoles han conducido a mejoras en las estimaciones cuantitativas del forzamiento radiativo.

Las concentraciones globales de dióxido de carbono, metano y óxido nítrico en la atmósfera han aumentado considerablemente como resultado de las actividades humanas desde 1750, y exceden, con mucho, los valores preindustriales determinados por testigos de hielo que abarcan varios miles de años (ver figura RRP-1). Los incrementos globales de las concentraciones de dióxido de carbono son debidos fundamentalmente al uso de combustibles fósiles y al cambio de uso de suelo, mientras que los aumentos en las concentraciones de metano y óxido nítrico se deben principalmente a la agricultura. {2.3, 6.4, 7.3}.

- El dióxido de carbono es el gas de efecto invernadero antropogénico más importante (ver figura RRP-2). La concentración atmosférica global de dióxido de carbono ha aumentado de un valor preindustrial de alrededor de 280 ppm a 379 ppm³ en 2005. La concentración atmosférica de dióxido de carbono en 2005 supera, con mucho, el rango natural de los últimos 650.000 años (180 a 300 ppm) según muestran los testigos de hielo. La tasa de crecimiento de la concentración anual de dióxido de carbono fue mayor durante los últimos 10 años (media de 1995-2005: 1,9 ppm por año), de lo que había sido desde el comienzo de las mediciones atmosféricas directas continuas (media de 1960-2005: 1,4 ppm por año) aunque hay una variabilidad año a año en las tasas de crecimiento. {2.3, 7.3}

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 Forzamiento radiativo es una medida de la influencia que un factor tiene en alterar el balance de energía entrante y saliente en el sistema Tierra-atmósfera y es un índice de la importancia del factor como un mecanismo potencial de cambio climático. El forzamiento positivo tiende a calentar la superficie mientras que el forzamiento negativo tiende a enfriarla. Es este informe, los valores de forzamiento radiativo se refieren a cambios respecto a las condiciones preindustriales definidas en 1750 y se expresan en vatios por metro cuadrado ($W m^{-2}$).

³ ppm (partes por millón) o ppb (partes por billón, 1 billón=1.000 millones) es el ratio del número de moléculas de gas de efecto invernadero con respecto al número total de moléculas de aires seco. Por ejemplo: 300 ppm significa 300 moléculas de un gas de efecto invernadero por cada millón de moléculas de aire seco)

CAMBIOS EN GASES DE EFECTO INVERNADERO DE TESTIGOS DE HIELO Y DATOS MODERNOS
Años antes del presente

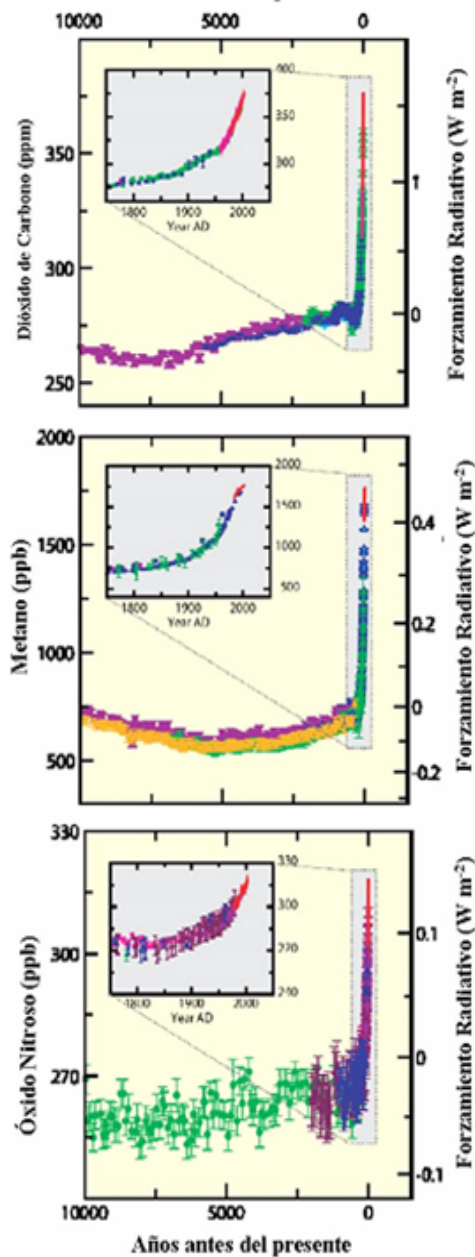


Figura RRP.1: Concentraciones atmosféricas de dióxido de carbono, metano y óxido nítrico en los últimos 10.000 años (paneles grandes) y desde 1750 (paneles interiores). Se muestran medidas de testigos de hielo (símbolos de diferentes colores para diferentes estudios) y muestras atmosféricas (líneas rojas). Los forzamientos radiativos correspondientes se muestran a la derecha de los paneles grandes. (Figura 6.4)

- La fuente primaria del incremento en la concentración de dióxido de carbono en la atmósfera desde la era preindustrial es el uso de combustibles fósiles, junto con los cambios de uso del suelo que suponen una contribución significativa pero más pequeña. Las emisiones fósiles anuales de dióxido de carbono⁴ han aumentado de una media de 6,4 [6,0 a 6,8]⁵ Gt C (23,5 [22,0 a 25,0] Gt CO₂) por año en los años 90 a unos valores de 7,2 [6,9 a 7,5] Gt C (26,4 [25,3 a 27,5] Gt CO₂) por año en el periodo 2000-2005 (los datos de 2004 y 2005 son estimaciones). Las emisiones de dióxido de carbono asociadas con los cambios de uso del suelo se estima que fueron 1,6 [0,5 a 2,7] Gt C (5,9 [1,8 a 9,9] Gt CO₂) por año en los 90, aunque estas estimaciones presentan una alta incertidumbre. {7.3}
- La concentración atmosférica global de metano ha aumentado de un valor preindustrial de 715 ppb a 1732 ppb en los primeros años noventa, y era 1774 ppb en 2005. La concentración atmosférica de metano en 2005 supera con mucho el rango natural de los últimos 650.000 años (320 a 790 ppb) según muestran los testigos de hielo. Las tasas de crecimiento han decaído desde los primeros años noventa, en consonancia con unas emisiones totales (suma de fuentes naturales y antropogénicas), que se han mantenido casi constantes durante este periodo. Es *muy probable*⁶ que el aumento observado en la concentración de metano sea debido a actividades antropogénicas, fundamentalmente agricultura y uso de combustibles fósiles, pero las contribuciones relativas de los diferentes tipos de fuentes no están bien determinadas. {2.3, 7.4}
- La concentración global de óxido nítrico en la atmósfera ha aumentado de un valor preindustrial de unas 270 ppb a 319

⁴ Las emisiones fósiles de dióxido de carbono incluyen aquellas procedentes de la producción, distribución y consumo de combustibles fósiles y de los derivados de la producción de cemento. La emisión de 1 Gt C corresponde a 3,67 Gt CO₂

⁵ En general, los rangos de incertidumbre de los resultados de este Resumen para Responsables de Políticas son intervalos de incertidumbre de 90%, excepto si se indica otra cosa, es decir, hay una probabilidad estimada en un 5% de que el valor pudiera estar por encima del rango dado en corchetes y en un 5% de que el valor pueda estar por debajo del rango. Las mejores estimaciones se han proporcionado cuando estaban disponibles. Los intervalos de incertidumbre no son siempre simétricos de la mejor estimación correspondiente. Nótese que ciertos rangos de incertidumbre en el Grupo de Trabajo I del TIE corresponden a 2-sigma (95%), a menudo usando criterio de experto.

⁶ En este Resumen para responsables de políticas se han utilizado las siguientes expresiones para indicar la probabilidad evaluada, usando criterio de experto, de un resultado o consecuencia: *prácticamente seguro* (> 99 % de probabilidades de ocurrencia); *extremadamente probable* (>95% de probabilidades); *muy probable* (>90 %); *probable* (>66%); *más probable que improbable* (>50%); *improbable* (<33%); *muy improbable* (<10%); *extremadamente improbable* (<5%).

ppb en 2005. La tasa de crecimiento ha sido aproximadamente constante desde 1980. Más de un tercio todas las emisiones de óxido nítrico son antropogénicas, y debidas, fundamentalmente, a la agricultura. {2.3, 7.4}.

El conocimiento de la influencia antropogénica en el calentamiento o enfriamiento del clima ha mejorado desde el Tercer Informe de Evaluación (TIE), lo que lleva a afirmar con un nivel muy alto de confianza⁷ que el efecto neto medio de las actividades humanas desde 1750 ha resultado en un calentamiento, con un forzamiento radiativo de +1,6 [+0,6 a +2,4] W m⁻². (Ver figura RRP-2). {2.3, 6.5, 2.9}

- El forzamiento radiativo combinado debido a los incrementos de dióxido de carbono, metano y óxido nítrico es +2,30 [+2,07 a +2,53] W m⁻², y su índice de crecimiento durante la era industrial es *muy probable* que no tenga precedente en más de 10.000 años (ver figuras RRP-1 y RRP-2). El forzamiento radiativo del dióxido de carbono aumentó un 20% desde 1995 a 2005, el mayor cambio en cualquier década al menos durante los últimos 200 años. {2.3, 6.4}

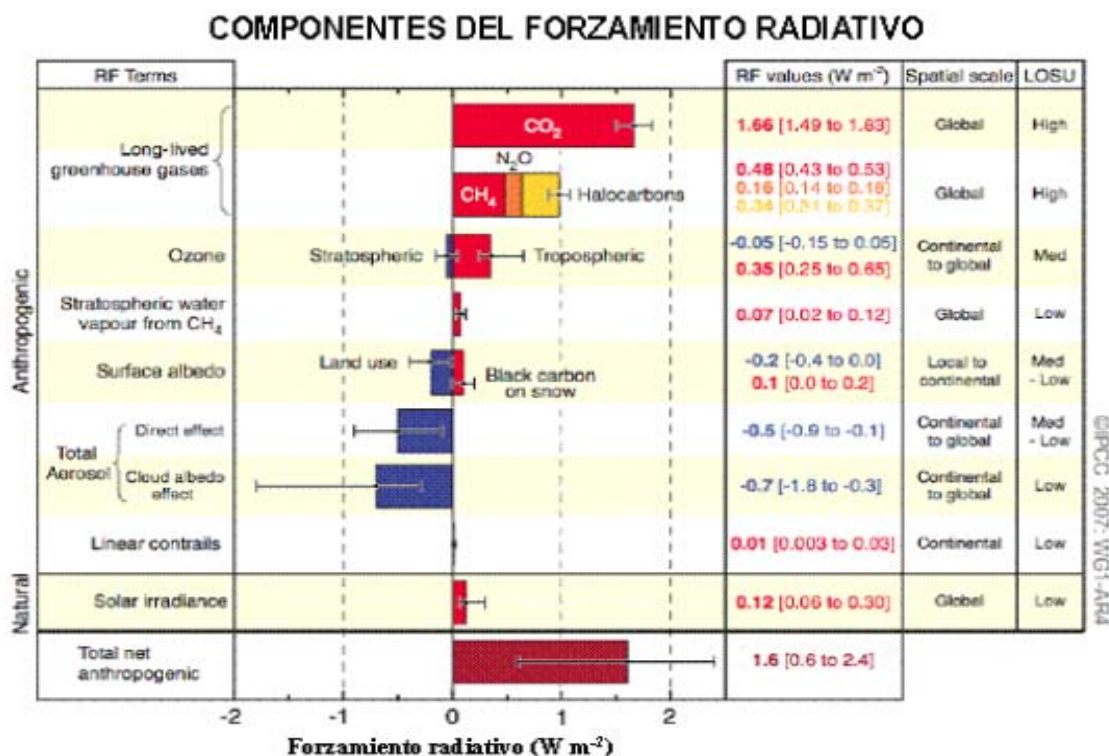


Figura RRP.2: Rangos y estimaciones de la media global del forzamiento radiativo (RF en inglés) en 2005 para dióxido de carbono, metano y óxido nítrico antropogénicos y otros agentes y mecanismos importantes, junto con la escala espacial del forzamiento y el nivel analizado de conocimiento científico (LOSU). También se muestran el FR (RF) neto antropogénico y su rango. Estos requieren sumar las incertidumbres asimétricas estimadas de los componentes de los períodos y no pueden obtenerse por simple suma. Los factores de forzamiento adicionales no incluidos aquí se considera que tienen un LOSU muy bajo. Los aerosoles volcánicos contribuyen a un forzamiento natural adicional, pero no se incluyen en esta figura por su naturaleza episódica. El rango de la estela linear no incluye otros posibles efectos de la aviación en la nubosidad. {2.9, figura 2.20}

- Las contribuciones antropogénicas a los aerosoles (básicamente sulfato, carbono orgánico, hollín, nitrato y polvo) juntos producen efecto de enfriamiento, con un forzamiento radiativo directo total de -0,5 [-0,9 a -0,1] W m⁻² y un forzamiento de albedo en las nubes indirecto de -0,7 [-1,8 a -0,3] W m⁻². Estos forzamientos son ahora mejor conocidos que en el momento en el que se elaboró el TIE debido a las mejoras en las mediciones in-situ, por satélite y mediciones sobre el terreno, y a la utilización de modelos más exhaustivos, pero se mantiene la incertidumbre dominante en el for-

⁷ En este Resumen para Responsables de Políticas se han usado los siguientes niveles de confianza para expresar la validez de los criterios de expertos: nivel muy alto de confianza- por lo menos 9 de 10 posibilidades de ser correcto; alto nivel de confianza- 8 de 10 posibilidades de ser correcto.

zamiento radiativo. Los aerosoles también influyen en el tiempo de vida de las nubes y la precipitación. {2.4, 2.9, 7.5}

- Muchas otras fuentes antropogénicas contribuyen significativamente al forzamiento radiativo. Los cambios del ozono troposférico debidos a emisiones de precursores químicos de ozono (óxidos de nitrógeno, monóxido de carbono e hidrocarburos) contribuyen con $+0,35$ [$+0,25$ a $+0,65$] $W m^{-2}$. El forzamiento radiativo directo debido a los cambios de los halocarburos⁸ es $+0,34$ [$+0,31$ a $+0,37$] $W m^{-2}$. Los cambios en el albedo de la superficie debidos a cambios en la cobertura de la superficie terrestre y la deposición de aerosoles de hollín sobre la nieve, ejercen unos forzamientos de $-0,2$ [$-0,4$ a $0,0$] y $+0,1$ [$0,0$ a $+0,2$] $W m^{-2}$ respectivamente. Términos adicionales más pequeños de $+0,1 W m^{-2}$ se muestran en la figura RRP-2. {2.3, 2.5, 7.2}
- Se ha estimado que los cambios en la irradiancia solar desde 1750 han causado un forzamiento radiativo de $+0,12$ [$+0,06$ a $+0,30$] $W m^{-2}$, lo que es menos de la mitad de la estimación facilitada en el TIE. {2.7}

OBSERVACIONES DIRECTAS DE LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS RECIENTES

Desde el TIE, se ha logrado un progreso en el conocimiento de cómo el clima está cambiando en el espacio y en el tiempo a través de la mejora y ampliación de la disponibilidad de datos y análisis de datos, una mayor cobertura geográfica, mejor conocimiento de las incertidumbres, y una más amplia variedad de mediciones. Cada vez hay disponibles observaciones más exhaustivas, sobre glaciares y capa de nieve desde los años sesenta, y sobre nivel del mar y placas de hielo desde la pasada década. Sin embargo, la disponibilidad de los datos sigue siendo limitada en algunas regiones.

El calentamiento del sistema climático es inequívoco, tal y como evidencian ahora las observaciones de los incrementos en las temperaturas medias del aire y los océanos, el derretimiento generalizado de hielo y nieve y el incremento medio global del nivel del mar (ver figura RRP-3). {3.2, 4.2, 5.5}

- Once de los últimos doce años (1995-2006) están en el ranking de los doce años más calurosos en los registros instrumentales de la temperatura de la superficie⁹ mundial (desde 1850). La tendencia lineal actualizada (1906-2005) de $0,74$ [$0,55$ a $0,92$] $^{\circ}C$, es por lo tanto más grande que la tendencia correspondiente de 1901 a 2000, recogida en el TIE, que era de $0,6$ [$0,4$ a $0,8$] $^{\circ}C$. La tendencia lineal de calentamiento de los últimos 50 años ($0,13$ [$0,10$ a $0,16$] $^{\circ}C$ por década) es casi el doble que para los últimos 100 años. El incremento total de temperatura desde 1850-1899 hasta 2001-2005 es $0,76$ [$0,57^{\circ}C$ a $0,95^{\circ}C$] $^{\circ}C$. Los efectos de isla de calor urbano son reales pero locales, y tiene una influencia despreciable (menos de $0,006^{\circ}C$ por década en la tierra y cero en los océanos) en estos valores. {3.2}
- Nuevos análisis de mediciones, por globos sonda y satélite, de temperaturas de las capas baja y media de la troposfera muestran tasas de calentamiento que son similares a las de los registros de temperaturas de superficie y son coherentes con sus respectivas incertidumbres, solucionando en gran parte la discrepancia apuntada en el TIE. {3.2, 3.4}
- El contenido medio de vapor de agua en la atmósfera ha crecido desde, al menos, los años ochenta sobre la tierra y los océanos, así como en la troposfera superior. Este incremento es ampliamente coherente con la cantidad extra de vapor de agua que puede contener el aire más cálido. {3.4.}
- Las observaciones desde 1961 muestran que la media de temperatura del océano ha aumentado hasta profundidades de, al menos, 3.000 metros, y que el océano ha estado absorbiendo más del 80% del calor añadido al sistema climático. Este calentamiento hace que el agua de mar se expanda, contribuyendo al aumento del nivel del mar (tabla RRP-1). {5.2, 5.5}
- Los glaciares de montaña y la capa de nieve han disminuido, en promedio, en ambos hemisferios. Las reducciones generalizadas de glaciares y casquetes de hielo contribuyeron al aumento del nivel del mar (los casquetes de hielo no incluyen las contribuciones de las placas de hielo de Groenlandia y la Antártida) (ver tabla RRP-1) {4.6, 4.7, 4.8, 5.5}

⁸ El forzamiento radiativo de los halocarburos ha sido recientemente evaluado en detalle en un Informe Especial del IPCC.

⁹ La media de la temperatura del aire cercano a la superficie de la tierra, y la temperatura de la superficie del mar

- Datos nuevos posteriores al TIE muestran ahora que las pérdidas en las placas de hielo de Groenlandia y la Antártida han contribuido *muy probablemente* al aumento del nivel del mar desde 1993 a 2003 (tabla RRP-1). La velocidad de flujo ha aumentado para algunas descargas de glaciares de Groenlandia y la Antártida, que drenan hielo del interior de las plataformas de hielo. El incremento correspondiente en la pérdida de masa en las placas de hielo a menudo sigue a un adelgazamiento, reducción o pérdida de plataformas de hielo o pérdidas en las lenguas de los glaciares. Esta pérdida dinámica de hielo es suficiente para explicar la mayor parte de la pérdida neta de masa de la Antártida y aproximadamente la mitad de la pérdida de masa neta de Groenlandia. El resto de la pérdida de hielo de Groenlandia ha sucedido porque las pérdidas causadas por derretimiento han superado la acumulación de nieve. {4.6, 4.8, 5.5}

CAMBIOS EN LA TEMPERATURA, EL NIVEL DEL MAR Y LA CAPA DE NIEVE EN EL HEMISFERO NORTE

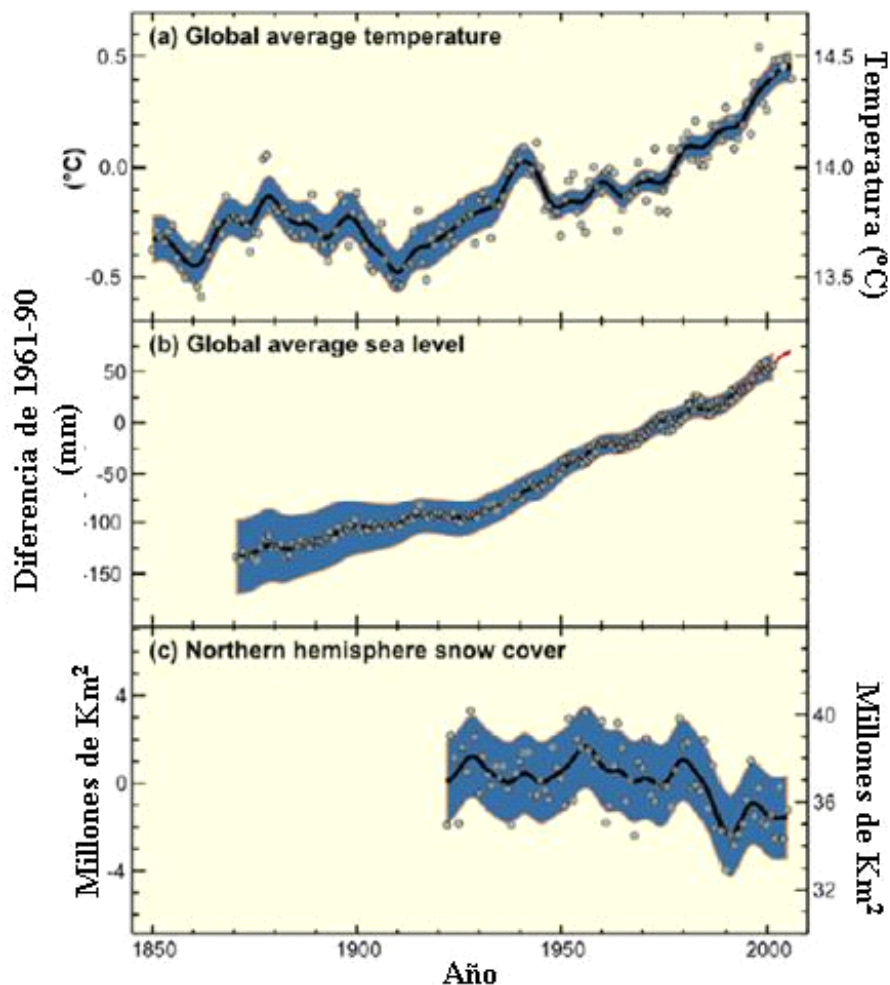


Figura SPM-3. Cambios observados en (a) temperatura media de la superficie; (b) aumento medio del nivel del mar de datos medidores de mareas (azul) y satélite (rojo) y (c) capa de nieve en el hemisferio norte en marzo-abril. Todos los cambios se expresan respecto a las medias del periodo 1961-1990. Las curvas suavizadas y las áreas sombreadas representan valores medios de la década y sus intervalos de incertidumbre, mientras que los círculos muestran los valores anuales.

- El nivel medio del mar creció con un índice medio de 1,8 [1,3 a 2,3] mm por año entre 1961 y 2003. Este índice fue más rápido entre 1993 y 2003: alrededor de 3,1 [2,4 a 3,8] mm por año. No está claro si el índice de crecimiento más rápido para el periodo 1993-2003 refleja una variabili-

dad en la década o un incremento en las tendencias a largo plazo. Hay un *nivel de confianza alto* en que el índice de incremento de nivel del mar observado aumentó del siglo XIX al siglo XX y el incremento total del siglo XX se estima en 0,17 [0,12 a 0,22] m. {5.5}

- Para el periodo de 1993 a 2003, la suma de las contribuciones del clima es consistente con el aumento total del nivel del mar observado directamente (ver tabla RRP-1). Estas estimaciones están basadas en datos mejorados de mediciones de satélite y mediciones in-situ actualmente disponibles. Para el periodo desde 1961 a 2003, la suma de las contribuciones del clima se estima que es menor que el aumento del nivel del mar observado. El TIE informó de una discrepancia similar para el periodo de 1910 a 1990. {5.5}

A escala continental, regional y de cuenca oceánica, se han observado numerosos cambios a largo plazo en el clima. Estos cambios incluyen cambios en el hielo y las temperaturas del Ártico, cambios generalizados en la cantidad de precipitación, salinidad de los océanos, patrones de viento, y aspectos de tiempo extremo, que incluyen sequías, precipitaciones fuertes, olas de calor e intensidad de ciclones tropicales¹⁰. {3.2, 3.3, 3.4, 3.5, 3.6, 5.2}

- Las temperaturas medias del Ártico se incrementaron en casi el doble de la tasa media de los últimos 100 años. Las temperaturas árticas tienen alta variabilidad dentro de las décadas y también se observó un periodo cálido desde 1925 a 1945. {3.2}

Tabla RRP-1: Tasa observada del aumento del nivel del mar y contribuciones estimadas a partir de diferentes fuentes. {5.5, tabla 5.3}

Fuente de aumento del nivel del mar	Tasa del aumento del nivel del mar (mm por año)	
	1961-2003	1993-2003
Expansión térmica	0,042 ± 0,012	0,16 ± 0,05
Glaciares y casquetes polares	0,050 ± 0,018	0,077 ± 0,022
Placa de hielo de Groenlandia	0,05 ± 0,12	0,21 ± 0,07
Placa de hielo de la Antártida	0,14 ± 0,41	0,21 ± 0,35
Suma de contribuciones climáticas individuales al incremento del nivel del mar	0,11 ± 0,05	0,28 ± 0,07
Incremento del nivel del mar total observado	0,18 ± 0,05 ^a	0,31 ± 0,07 ^a
Diferencia (observado menos la suma de las contribuciones climáticas estimadas)	0,07 ± 0,07	0,03 ± 0,10

(a) los datos antes de 1993 son de medidores de mareas y después de 1993 de altimetría por satélite

- Los datos de satélite desde 1978 muestran que la media anual de extensión de hielo marino en el Ártico se ha reducido un 2.7 [2.1 a 3.3] % por década, con decrecimientos mayores en verano de 7,4 [5,0 a 9,8] % por década. Estos valores están en consonancia con los que mostró el TIE. {4.4}
- Las temperaturas en la capa alta del permafrost generalmente se han incrementado desde los años 80 en el Ártico (hasta en 3°C). El área máxima cubierta por suelo estacionalmente helado ha disminuido aproximadamente en un 7% en el hemisferio norte desde 1990, con un decrecimiento en primavera de hasta el 15%. {4.7}
- Se han observado tendencias a largo plazo de la cantidad de precipitaciones de 1900 a 2005 en muchas grandes regiones¹¹. Se ha observado un aumento significativo de las precipitaciones en la parte este de América del Norte y Sudamérica, en el norte de Europa y en el norte de Asia y Asia central. Se ha observado desecamiento en el Sáhel, el Mediterráneo, África del sur y partes del sur

¹⁰ Los ciclones tropicales incluyen tifones y huracanes

¹¹ Las regiones evaluadas son aquellas consideradas en el capítulo de las proyecciones regionales del TIE y en el capítulo 11 de este Informe.

de Asia. La precipitación es altamente variable, espacial y temporalmente, y los datos son limitados en algunas regiones. No se han observado tendencias a largo plazo para las otras grandes regiones analizadas¹¹. {3.3, 3.9}

- Se indican cambios en la precipitación y la evaporación sobre los océanos por el refrescamiento de las aguas de latitudes medias y altas junto con un aumento de salinidad en aguas de baja latitud. {5.2}
- Los vientos del oeste de latitud media se han hecho más fuertes en ambos hemisferios desde los años 60. {3.5}

Tabla RRP-2. Tendencias recientes, valoración de la influencia humana en las tendencias, y proyecciones para episodios de clima extremo para los cuales hay una tendencia observada a finales del siglo XX. {Tablas 3.7, 3.8, 9.4, secciones 3.8, 5.5, 9.7, 11.2-11.9}

Fenómeno ^a y dirección de la tendencia	Probabilidad de que la tendencia ocurriera a finales del siglo XX (generalmente después de 1960)	Probabilidad de influencia humana en las tendencias observadas ^(b)	Probabilidad de las tendencias basada en proyecciones para el siglo XXI usando escenarios IE-EE
Días y noches más cálidos y menos fríos en la mayoría de las superficies	Muy probable ^c	Probable ^d	Prácticamente cierto ^d
Días y noches más cálidos y más frecuentemente calurosos en la mayoría de las superficies	Muy probable ^e	Probable (noches) ^d	Prácticamente cierto ^d
Periodos cálidos/olas de calor. Incrementos de la frecuencia en la mayoría de las superficies	Probable	Más probable que improbable ^f	Muy probable
Episodios de precipitaciones fuertes. Incrementos de frecuencia (o proporción de pluviosidad total de lluvias fuertes) en la mayoría de las superficies	Probable	Más probable que improbable ^f	Muy probable
Incremento de las áreas afectadas por sequías	Probable en muchas regiones desde los años 70	Más probable que improbable	Probable
Incremento de la actividad de los ciclones tropicales intensos	Probable en algunas regiones desde 1970	Más probable que improbable ^f	Probable
Incremento de la incidencia de nivel del mar alto extremo (excluye tsunamis) ^g	Probable	Más probable que improbable ^{f,h}	Probable ⁱ

Notas:

- (a) ver tabla 3.7 para más detalles sobre las definiciones
 - (b) Ver tabla ST-4. Caja ST-3.4 y tabla 9.4
 - (c) frecuencia decreciente de días y noches fríos (más fríos, 10%)
 - (d) calentamiento de los días y noches más extremos cada año
 - (e) frecuencia aumentada de días y noches cálidos (más calurosos, 10%)
 - (f) magnitud de la contribución antropogénica no evaluada. Atribución de estos fenómenos basados en criterios de expertos más que en estudios de atribución formales
 - (g) alto nivel del mar extremo depende de la media del nivel del mar y de los sistemas climáticos regionales. Aquí está definido como el más alto 1% de los valores por hora del nivel del mar observado en una estación para un periodo de referencia dado
 - (h) Los cambios observados en el nivel del mar alto siguen de cerca los cambios en la media del nivel del mar {5.5}. Es muy probable que la actividad antropogénica haya contribuido a un incremento en el nivel medio del mar
 - (i) En todos los escenarios, la media global proyectada del nivel del mar en 2100 es mayor que en el periodo de referencia {10.6}. El efecto de los cambios de los sistemas climáticos regionales en niveles extremos del mar no ha sido evaluada.
- Se han observado sequías más largas y más intensas en áreas más amplias desde los años 70, particularmente en los trópicos y subtropicos. El aumento del desecamiento, vinculado a unas temperaturas más altas y a la disminución de las precipitaciones, ha contribuido a cambios en las sequías. Los cambios en las temperaturas de la superficie del mar, los patrones de viento, y la disminución de los neveros y de la capa de nieve, se han vinculado también a las sequías. {3.3}
 - La frecuencia de episodios de precipitaciones fuertes se ha incrementado en la mayoría de las áreas, en concordancia con el calentamiento y el incremento observado del vapor de agua atmosférico. {3.8, 3.9}
 - Se han observado cambios generalizados en temperaturas extremas durante los últimos 50 años. Los días fríos, las noches frías y las heladas han empezado a ser menos frecuentes, mientras los

días calurosos, las noches calurosas y las olas de calor se han hecho más frecuentes (ver tabla RRP-2). {3.8}

- Hay evidencia observacional de un incremento en la actividad de ciclones tropicales intensos en el Atlántico Norte desde aproximadamente 1970, correlacionado con el aumento de la superficie del mar en los trópicos. Hay también indicios de un incremento de la actividad de los ciclones tropicales intensos en otras regiones, donde la preocupación sobre la calidad de los datos son mayores. La variabilidad multidecadal y la calidad de los registros de ciclones tropicales antes de las observaciones por satélite rutinarias, alrededor de 1970, complican la detección de tendencias a largo plazo en la actividad de los ciclones tropicales. No hay una tendencia clara en el número anual de ciclones tropicales. {3.8}

No se han observado cambios en algunos aspectos del clima {3.2, 3.8, 4.4, 5.3}

- El TIE informó de un decrecimiento en el rango de temperaturas diurnas (RTD), pero los datos disponibles entonces se extendían solamente de 1950 a 1993. Las observaciones actualizadas revelan que el RTD no ha cambiado desde 1979 a 2004, debido a que las temperaturas del día y de la noche han aumentado en la misma magnitud. Las tendencias son muy variables de una región a otra. {3.2}
- La extensión del hielo del mar de la Antártida continúa mostrando variabilidad interanual y cambios localizados, pero no muestra tendencias medias estadísticamente significativas, en concordancia con la falta de calentamiento reflejado en las temperaturas atmosféricas promediadas en la región. {3.2, 4.4}
- No hay evidencias suficientes para determinar si existen tendencias en la circulación meridional de retorno del océano o en fenómenos de pequeña escala como tornados, granizo, rayos y tormentas de polvo. {3.8, 5.3}

UNA PERSPECTIVA PALEOCLIMÁTICA

Los estudios paleoclimáticos utilizan cambios en indicadores sensibles climáticamente para deducir cambios pasados en el clima en escalas de tiempo que van desde décadas a millones de años. Esos datos asimilados (por ejemplo, anchura de los anillos de los árboles) pueden sufrir la influencia de las temperaturas locales y de otros factores tales como la precipitación y son, a menudo, representativos de estaciones concretas más que de años completos. Estudios realizados desde el TIE aumentan la confianza de datos adicionales que muestran el comportamiento coherente de múltiples indicadores en diferentes partes del mundo. Sin embargo, las incertidumbres aumentan generalmente hacia el pasado, debido a una cada vez más limitada cobertura espacial.

La información paleoclimática apoya la interpretación de que el calor de la última mitad del siglo pasado es inusual al menos en los últimos 1300 años. La última vez que las regiones polares fueron significativamente más cálidas que ahora por un periodo largo (hace aproximadamente unos 125.000 años), las reducciones en el volumen de hielo polar produjeron un aumento del nivel del mar de 4-6 m. {6.4, 6.6}

- Las temperaturas medias del Hemisferio Norte durante la segunda mitad del siglo XX fueron *muy probablemente* más altas que durante cualquier otro periodo de 50 años en los últimos 500 años, y *probablemente* las más altas en, al menos, los últimos 1.300 años. Algunos estudios recientes indican una mayor variabilidad en las temperaturas del hemisferio norte que la que se indicaba en el TIE, particularmente mostrando que existieron periodos más frescos en los siglos XII a XIV, XVII y XIX. Los periodos más cálidos anteriores al siglo XX están dentro del rango de incertidumbre proporcionado en el TIE. {6.6}
- La media del nivel del mar en el último periodo interglaciar (hace aproximadamente 125.000 años) era *probablemente* de 4 a 6 m más alta que durante el siglo XX, principalmente debido al retroceso del hielo polar. Los datos de testigos de hielo indican que las temperaturas polares medias en aquella época eran de 3 a 5°C más altas que en el presente, debido a las diferencias en la órbita

de la Tierra. La plataforma de hielo de Groenlandia y otros campos de hielo árticos *probablemente* contribuyeron con no más de 4m al aumento del nivel del mar observado. También debió haber contribución de la Antártida. {6.4}

ENTENDIMIENTO Y ATRIBUCIÓN DEL CAMBIO CLIMÁTICO

Esta evaluación considera registros más largos y mejorados, un rango más amplio de observaciones y mejoras en la simulación de muchos aspectos del clima y su variabilidad basada en estudios realizados desde el TIE. También considera los resultados de nuevos estudios de atribución que han evaluado si los cambios observados son consistentes cuantitativamente con la respuesta esperada a forzamientos externos e inconsistentes con explicaciones alternativas físicamente plausibles.

La mayor parte del incremento observado en las temperaturas medias desde la mitad del siglo XX se debe, *muy probablemente*, al incremento observado en los gases de efecto invernadero antropogénicos¹². Esto supone un avance desde las conclusiones del TIE donde “la mayoría del calentamiento observado durante los últimos 50 años es *probablemente* debido al aumento en las concentraciones de gases de efecto invernadero”. Las influencias humanas perceptibles se extienden ahora a otros aspectos del clima, incluyendo el calentamiento del océano, las temperaturas medias continentales, temperaturas extremas y patrones de viento (ver figura RRP-4 y tabla RRP-2). {9.4, 9.5}

- Es *probable* que los incrementos en las concentraciones de gases de efecto invernadero por sí mismos hubiesen causado más calentamiento del observado, pero los aerosoles volcánicos y antropogénicos han compensado parte del calentamiento que, de otro modo, hubiese tenido lugar. {2.9, 7.5, 9.4}
- El calentamiento generalizado observado de la atmósfera y el océano, junto con la pérdida de masa de hielo, apoya la conclusión de que es *extremadamente improbable* que el cambio climático de los últimos cincuenta años pueda ser explicado sin forzamiento externo, y *muy probable* que no sea debido únicamente a causas naturales conocidas. {4.8, 5.2, 9.4, 9.5, 9.7}
- El calentamiento del sistema climático se ha detectado en cambios en las temperaturas de la superficie y de la atmósfera, en las temperaturas de las capas superiores del océano (de varios cientos de metros de espesor) y en las contribuciones al aumento del nivel del mar. Los estudios de atribución han establecido contribuciones antropogénicas a todos estos cambios. El patrón observado del calentamiento troposférico y el enfriamiento estratosférico es *muy probablemente* debido a la combinación de las influencias de los gases de efecto invernadero y el agotamiento del ozono estratosférico. {3.2, 3.4, 9.4, 9.5}
- Es *probable* que haya habido un calentamiento antropogénico significativo durante los últimos 50 años para cada continente excepto para la Antártida (ver figura RRP-4). Los patrones de calentamiento observados, incluyendo el calentamiento mayor en la tierra que en los océanos, y sus cambios a lo largo del tiempo, son sólo simulados por modelos que incluyen el forzamiento antropogénico. La habilidad de modelos climáticos acoplados para simular la evolución de la temperatura observada en cada uno de los seis continentes proporciona una evidencia más fuerte de la influencia humana de la que se encontraba disponible en el TIE. {3.2, 9.4}
- Las dificultades se mantienen en la simulación y la atribución fidedigna de los cambios observados en la temperatura a menor escala. En estas escalas, la variabilidad natural climática es relativamente mayor, haciendo más difícil distinguir los cambios esperados debidos a forzamientos externos. Las incertidumbres en forzamientos locales y las retroacciones también dificultan la estimación de la contribución del incremento de los gases de efecto invernadero a los cambios de temperatura observados a pequeña escala. {8.3, 9.4}
- El forzamiento antropogénico *probablemente* ha contribuido a los cambios en los patrones de viento¹³, afectando a las trayectorias ciclónicas extra-tropicales y a los patrones de temperatura en ambos hemisferios. No obstante, los cambios observados en la circulación del hemisferio norte

¹² La consideración de incertidumbres restantes está basada en metodologías actuales.

¹³ En particular, los Modos Anulares del Sur y el Norte y los cambios relacionados en la Oscilación del Atlántico Norte {3.6, 9.5, Caja TS.3.1.}

son mayores que los simulados en respuesta al cambio de forzamiento del siglo XX. {3.5, 3.6, 9.5, 10.3}

CAMBIOS DE TEMPERATURA GLOBAL Y CONTINENTAL

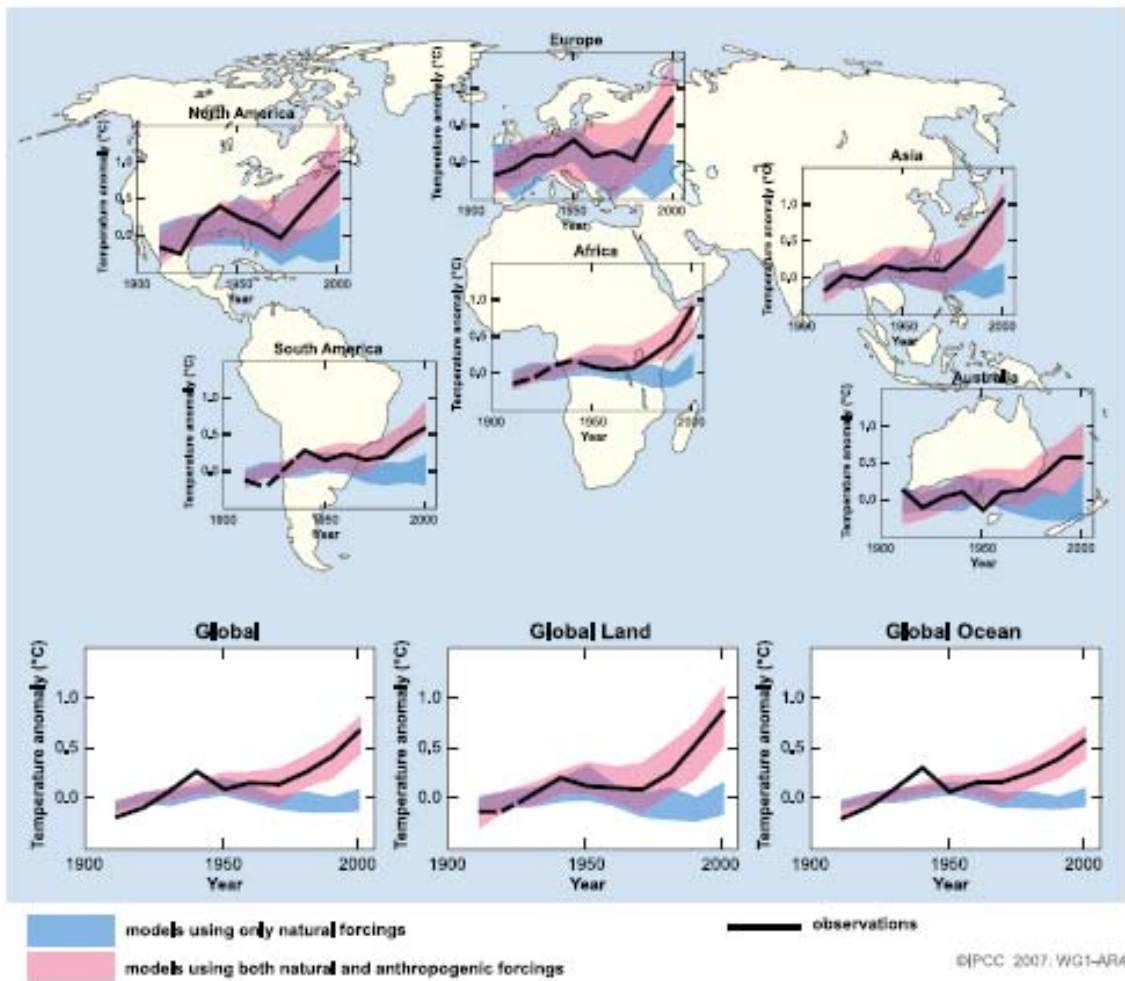


Figura RRP.4: comparación de los cambios observados a escala global y continental en la temperatura de superficie con resultados simulados por modelos climáticos usando forzamientos naturales y antropogénicos. Se muestran las medias de las décadas de observaciones para el periodo 1906-2005 (línea negra) trazada contra el centro de la década y con respecto a la correspondiente media de 1901-1950. Las líneas con guiones señalan que la cobertura espacial es menor del 50%. Las bandas sombreadas en azul muestran un rango del 5-95% para 19 simulaciones de 5 modelos climáticos usando solamente los forzamientos naturales debidos a la actividad solar y los volcanes. Las bandas sombreadas en rojo muestran el rango de 5-95% para 58 simulaciones de 14 modelos climáticos usando forzamientos naturales y antropogénicos {FAQ 9.2, Figura 1}

- Las temperaturas de las noches cálidas, las noches frías y los días fríos más extremos *probablemente* han aumentado debido al forzamiento antropogénico. Es más probable que improbable que el forzamiento antropogénico haya aumentado el riesgo de olas de calor (ver tabla RRP-2). {9.4}

El análisis de los modelos climáticos junto con las limitaciones de las observaciones permite un dar un rango de *probabilidad* evaluado para la sensibilidad del clima por vez primera y proporcionan un aumento confianza en la comprensión en la respuesta del sistema climático al forzamiento radiativo. {6.6, 8.6, 9.6. Caja 10.2}

- La sensibilidad climática de equilibrio es una medida de la respuesta del sistema climático al forzamiento radiativo sostenido. No es una proyección, pero se define como la media global del calentamiento de la superficie tras un doblamiento de las concentraciones de dióxido de carbono. Es *probable* que esté en el rango de 2 a 4,5°C con una mejor estimación de unos 3°C y es *muy improbable* que sea menor de 1,5°C. Valores sustancialmente más altos de 4,5°C no pueden ser excluidos, pero la concordancia de los modelos y las observaciones no es muy buena para esos valores.

Los cambios en el vapor de agua representan la mayor retroacción que afectan a la sensibilidad climática y son mejor conocidos ahora que en el TIE. Las retroacciones de las nubes se mantienen la mayor fuente de incertidumbre. {8.6, 9.6, Caja 10.2}

- Es *muy improbable* que los cambios climáticos de al menos siete siglos antes de 1950 fuesen debidos solamente a la variabilidad generada dentro del sistema climático. Es *muy probable* que una significativa fracción de la variabilidad de la temperatura interdecadal reconstruida en el hemisferio norte para esos siglos sea atribuible a erupciones volcánicas y cambios en la irradiancia solar, y es *probable* que el forzamiento antropogénico haya contribuido al calentamiento de principios del siglo XX evidenciado en estos registros. {2.7, 2.8, 6.6, 9.3}

PROYECCIONES DE CAMBIOS FUTUROS EN EL CLIMA

El mayor avance de esta evaluación de las proyecciones de cambio climático, en comparación con el TIE, es el amplio número de simulaciones disponibles, de un rango de modelos más amplio. Tomados conjuntamente con información adicional de observaciones, éstos aportan una base cuantitativa para la estimación de probabilidades para muchos aspectos del cambio climático futuro. Las simulaciones con modelos cubren un rango de posibles futuros, incluyendo suposiciones de emisiones o concentraciones idealizadas. Éstas incluyen los proyectos de escenarios indicativos del IE-EE¹⁴ para el periodo 2000-2100 y experimentos con modelos con concentraciones gases de efecto invernadero y aerosoles que se mantienen constantes después del año 2000 ó 2100.

Para las próximas dos décadas, las proyecciones apuntan a un calentamiento de unos 0.2°C para un rango de escenarios de emisiones de IE-EE. Incluso si las concentraciones se hubieran estabilizado en los niveles del año 2000, podría esperarse un calentamiento de 0,1°C por década. {9.4, 10.3}

- Desde el primer informe del IPCC en 1990, las proyecciones analizadas han sugerido un incremento de la temperatura media entre 0,15°C y 0,3°C por década para el periodo comprendido entre 1990 y 2005. Esto puede ser comparado ahora con los valores observados, de unos 0,2°C por década, reforzando la confianza en las proyecciones a corto plazo. {1.2, 3.2}
- Los experimentos con modelos muestran que incluso si todos los agentes de forzamiento radiativo se mantuviesen constantes en los niveles del año 2000, se produciría una mayor tendencia al calentamiento en las dos próximas décadas a un índice de 0,1°C por década, debido principalmente a la lenta respuesta de los océanos. Podría esperarse un calentamiento de aproximadamente el doble (0.2°C por década) si las emisiones se mantuvieran en el rango de los escenarios de IE-EE. La mejor estimación de proyección de los modelos indica que el calentamiento decadal medio, sobre cada continente habitado, en 2030, es insensible de la elección entre escenarios IE-EE, y es *muy probable* que sea al menos el doble que el correspondiente a la variabilidad natural durante el siglo XX prevista por modelo. {9.4, 10.3, 10.5, 11.2–11.7, Figura ST-29}

Las emisiones de gases de efecto invernadero continuadas, en los niveles actuales o por encima de éstos, causarían un mayor calentamiento e inducirían muchos cambios en el sistema climático global durante el siglo XXI que *muy probablemente* serán mayores que aquellos observados durante el siglo XX. {10.3}

- Los avances en modelización de cambio climático permiten ahora mejores estimaciones y unos rangos incertidumbre con *probabilidad* valoración para ser utilizados en las proyecciones de calentamiento para diferentes escenarios de emisiones. Los resultados para los diferentes escenarios de emisiones se proporcionan explícitamente en este informe para evitar la pérdida de esta información políticamente relevante. Los calentamientos medios de la superficie previstos para finales del siglo XXI (2090-2099) respecto a 1980-1999 se muestra en la tabla RRP-3. Éstos ilustran las diferencias entre escenarios de emisiones IE-EE más bajos y más altos, y la incertidumbre del calentamiento previsto asociada con estos escenarios. {10.5}

¹⁴ IE-EE se refiere al Informe Especial sobre Escenarios de Emisiones del IPCC (2000). Las familias de escenarios IE-EE y los casos ilustrativos, se resumen en la caja al final de este documento. Las concentraciones de CO₂ equivalente aproximadas, debidas a gases de efecto invernadero y aerosoles antropogénicos en 2100, correspondientes al forzamiento radiativo calculado para los proyectos de escenarios indicativos de IE-EE B1, A1T, B2, A1B, A2 y A1F1 está alrededor de 600, 700, 800, 850, 1250 y 1550 respectivamente.

Tabla RRP-3. Calentamiento de la superficie y aumento del nivel del mar medios proyectados al final del siglo XXI. {10.5, 10.6, tabla 10.7}

Caso	Cambio en la temperatura (°C en 2090-2099 con respecto a 1980-1999) ^a		Incremento del nivel del mar (m en 2090-2099 con respecto a 1980-1999)
	Mejor estimación	Rango de probabilidad	Rango basado en modelos excluyendo cambios dinámicos futuros rápidos en el flujo de hielo
Concentraciones constantes año 2000 ^b	0,6	0,3-0,9	NA
Escenario B1	1,8	1,1-2,9	0,18-0,38
Escenario A1T	2,4	1,4-3,8	0,20-0,45
Escenario B2	2,4	1,4-3,8	0,20-0,43
Escenario A1B	2,8	1,7-4,4	0,21-0,48
Escenario A2	3,4	2,0-5,4	0,23-0,51
Escenario A1FI	4,0	2,4-6,4	0,26-0,59

- (a) estas estimaciones se han evaluado a partir de una jerarquía de modelos que engloba un modelo climático simple, varios EMICs y un gran número de AOGCMs
- (b) La composición constante del año 2000 se ha obtenido sólo del AOGCMs

MEDIAS MULTI-MODELO Y RANGOS ANALIZADOS PARA EL CALENTAMIENTO DE LA SUPERFICIE

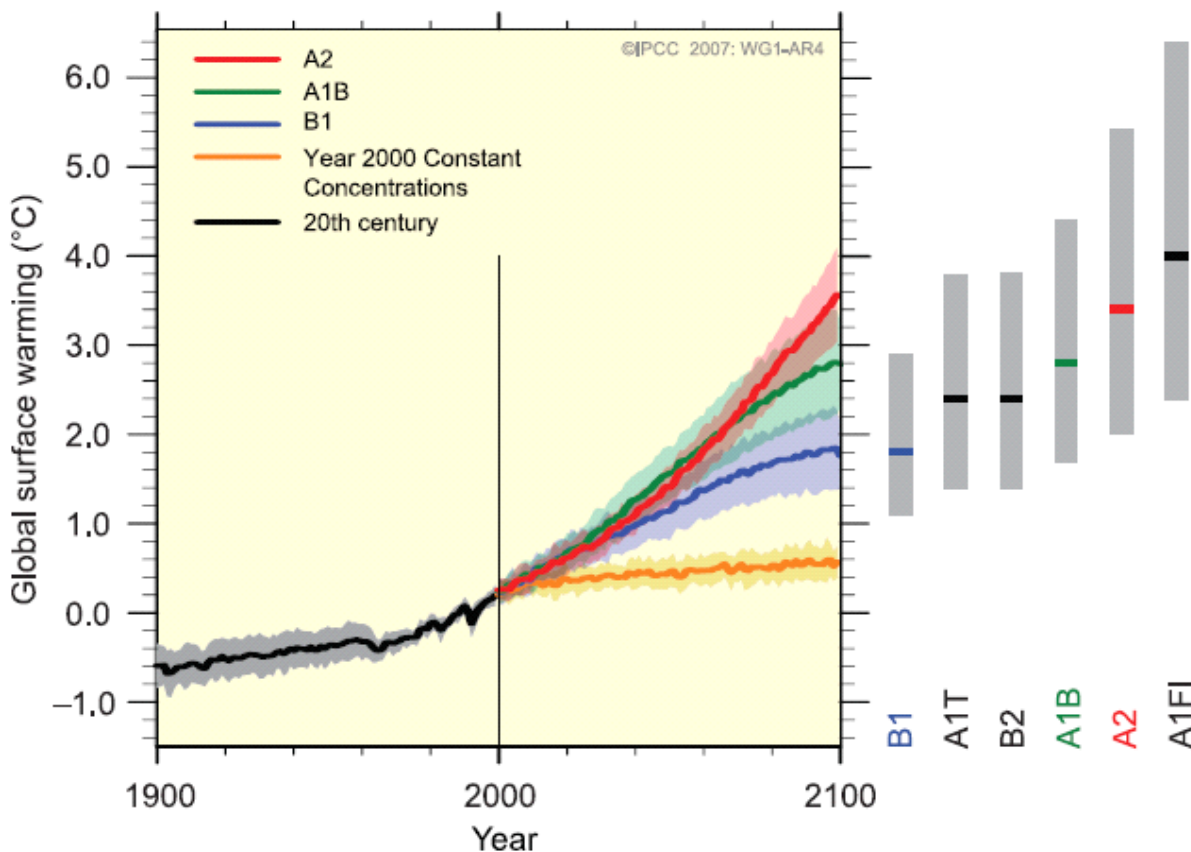


Figura RRP.5. Las líneas sólidas son las medias globales multi-modelo del calentamiento de la superficie (con respecto a 1980-1999) para los escenarios A2, A1B y B1, mostradas como continuaciones de las simulaciones del siglo XX. El sombreado denota el rango de desviación estándar de ± 1 de las medias anuales de modelos individuales. La línea naranja es para el experimento donde las concentraciones se mantuvieron constantes en los valores del año 2000. Las barras grises de la derecha indican la mejor estimación (línea sólida en cada barra) y el rango de probabilidad analizado para los seis escenarios indicativos. La valoración de la mejor estimación y los rangos de probabilidad en las barras grises incluye AOGCMs en la parte izquierda de la figura, así como los resultados de la jerarquía de modelos independientes y las reservas observacionales {figuras 10.4 y 10.29}

- Las mejores estimaciones y los rangos de *probabilidad* para el calentamiento medio del aire en superficie se proporcionan en esta evaluación para los seis escenarios indicativos de emisiones de IE-EE y se muestran en la tabla RRP-3. Por ejemplo, la mejor estimación para el escenario bajo (B1) es 1,8°C (rango de probabilidad entre 1,1°C y 2,9°C), y la mejor estimación del escenario más alto (A1FI) es 4,0°C (el rango de probabilidad es 2,4°C a 6,4°C). Aunque estas proyecciones son ampliamente consistentes con el intervalo proporcionado en el TIE (1,4°C a 5,8°C), no son directamente comparables (ver figura RRP-5). El Cuarto Informe de Evaluación es más avanzado ya que proporciona mejores estimaciones y rangos de probabilidad valorados para cada escenario indicativo. La nueva valoración de los rangos de probabilidad se basa ahora en un gran número de modelos climáticos de mayor complejidad y realismo, así como en nueva información referente a la naturaleza de las retroacciones del ciclo de carbono y las limitaciones en la respuesta del clima extraídas de las observaciones. {10.5}
- El calentamiento tiende a reducir la captación de dióxido de carbono atmosférico por la tierra y los océanos, aumentando la fracción de emisiones antropogénicas que permanecen en la atmósfera. Para el escenario A2, por ejemplo, las retroacciones del ciclo carbono-clima aumentan el calentamiento medio correspondiente en 2100 en más de 1°C. Los rangos más altos evaluados para las proyecciones de temperaturas son mayores que en el TIE (tabla RRP-3) principalmente porque el mayor rango de modelos ahora disponibles sugiere retroacciones del ciclo carbono-clima más fuertes. {7.3, 10.5}
- Las proyecciones basadas en modelos del aumento medio del nivel del mar a finales del siglo XXI (2090-2099) se muestran en la tabla RRP-3. Para cada escenario, el punto medio del rango en la tabla RRP-3 está dentro del 10% de la media del modelo del TIE para 2090-2099. Los rangos son más estrechos que en el TIE, principalmente debido a la información mejorada sobre algunas incertidumbres en las contribuciones previstas¹⁵.
- Los modelos usados hasta la fecha no incluían las incertidumbres en la retroacción del ciclo carbono-clima ni los efectos completos de los cambios en el flujo de las placas de hielo debido a que falta literatura publicada. Las proyecciones incluyen una contribución debida al incremento del flujo de hielo de Groenlandia y la Antártida a las tasas observadas de 1993 a 2003, pero estas tasas de flujo podrían aumentar o disminuir en el futuro. Por ejemplo, si esta contribución fuera a crecer linealmente con el cambio de la temperatura media global, los rangos más altos del aumento del nivel del mar para los escenarios IE-EE mostrados en la tabla RRP-3 se incrementarían entre 0,1 y 0,2m. No pueden excluirse valores mayores, pero el conocimiento de estos efectos es demasiado limitado para valorar su probabilidad o proporcionar una mejor estimación o un límite superior para el aumento del nivel del mar. {10.6}
- Las concentraciones crecientes de dióxido de carbono atmosférico llevan consigo un incremento en la acidificación del océano. Las proyecciones basadas en los escenarios IE-EE arrojan unas reducciones en el pH¹⁶ medio global de la superficie del océano de entre 0.14 y 0.35 unidades en el siglo XXI, añadiendo al decrecimiento presente 0,1 unidades desde la era preindustrial. {5.4, Caja 7.3, 10.4}

Hay actualmente un nivel más alto de confianza en los patrones de calentamiento y otras características a escala regional previstos, incluyendo los cambios en los patrones de viento, precipitación, y algunos aspectos de extremos y de hielo. {8.2, 8.3, 8.4, 8.5, 9.4, 9.5, 10.3, 11.1}

- El calentamiento previsto en el siglo XXI muestra patrones geográficos, independientes del escenario, similares a aquellos observados en las últimas décadas. Se espera que el calentamiento sea mayor tierra y en la mayoría de las latitudes altas del norte, y menor en los océanos del sur y partes del océano Atlántico norte. (ver Figura RRP-6). {10.3}

¹⁵ Las proyecciones del TIE se hicieron para 2100, mientras que en este informe son para 2090-2099. El TIE hubiera dado rangos similares a los de la tabla SPM-2 si hubiera considerado las incertidumbres de la misma manera.

¹⁶ Los descensos en el pH se corresponden con incrementos en la acidez de la solución. Ver Glosario para más detalles.

- La capa de nieve está previsto que se contraiga. Está previsto un incremento generalizado de la profundidad del deshielo en la mayoría de las regiones de permafrost.
- El hielo del mar disminuirá en el Ártico y en el Antártico bajo todos los escenarios IE-EE. En algunas proyecciones, el hielo marino que actualmente existe a finales de verano en el Ártico desaparecerá casi enteramente en la última parte del siglo XXI. {10.3}
- Es *muy probable* que los episodios de calor extremo, olas de calor y precipitaciones fuertes tiendan a ser cada vez más frecuentes. {10.3}
- Basado en un rango de modelos, es *probable* que los ciclones tropicales futuros (tifones y huracanes) tiendan a ser más intensos, con mayores velocidades punta de los vientos y precipitaciones más fuertes, asociadas con los incrementos que están teniendo lugar en la temperatura de la superficie de los mares tropicales. Hay menos confianza en las proyecciones de un decrecimiento global en el número de ciclones tropicales. El incremento aparente en la proporción de las tormentas intensas desde 1970 en algunas regiones es mucho mayor que la simulada por los modelos actuales para ese periodo. {9.5, 10.3, 3.8}

PROYECCIONES DE LAS TEMPERATURAS DE SUPERFICIE

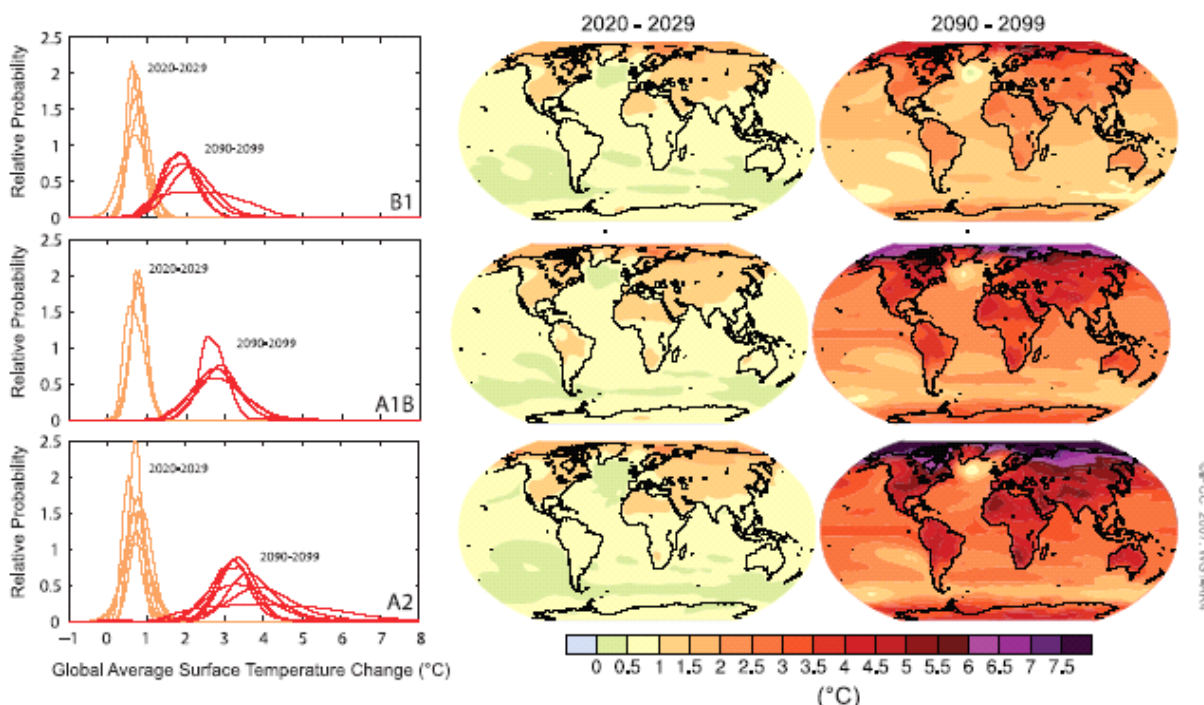


Figura RRP.6: Cambios de temperatura de superficie previstos para principios y finales del siglo XXI con respecto al periodo 1980-1999. los paneles central y derecho muestran la proyección media multimodelo AOGCM para los escenarios IE-EE B1 (arriba), A1B (medio) y A2 (abajo) promediados en las décadas 2020-2029 (centro) y 2090-2099 (derecha). Los paneles de la izquierda muestran las incertidumbres correspondientes así como las probabilidades relativas de estimaciones del calentamiento medio de varios estudios diferentes AOGCM y Earth System Model of Intermediate Complexity para los mismos periodos. Algunos estudios presentan resultados sólo para un subgrupo de escenarios IE-EE, o para varias versiones de modelos. Por lo tanto, la diferencia en el número de curvas mostrada en los paneles de la izquierda es debido solamente a diferencias en la disponibilidad de resultados. {Figuras 10.8 y 10.28}

- Está previsto que las trayectorias ciclónicas extratropicales se desplacen hacia los polos, con los consecuentes cambios en los patrones de vientos, precipitación y temperatura, continuando con el patrón de las tendencias observadas en el último medio siglo. {3.6, 10.3}
- Desde el TIE hay una mejora del conocimiento de los patrones de precipitaciones. Los aumentos en la cantidad de las precipitaciones son *muy probables* en latitudes altas, mientras que los descensos son *probables* en la mayoría de las regiones terrestres subtropicales (aproximadamente un 20% en el escenario A1B en 2010, ver figura RRP-7), continuando con los patrones de tendencias observados recientemente. {3.3, 8.3, 9.5, 10.3, 11.2 a 11.9}

PATRONES PROYECTADOS DE CAMBIOS EN PRECIPITACIÓN

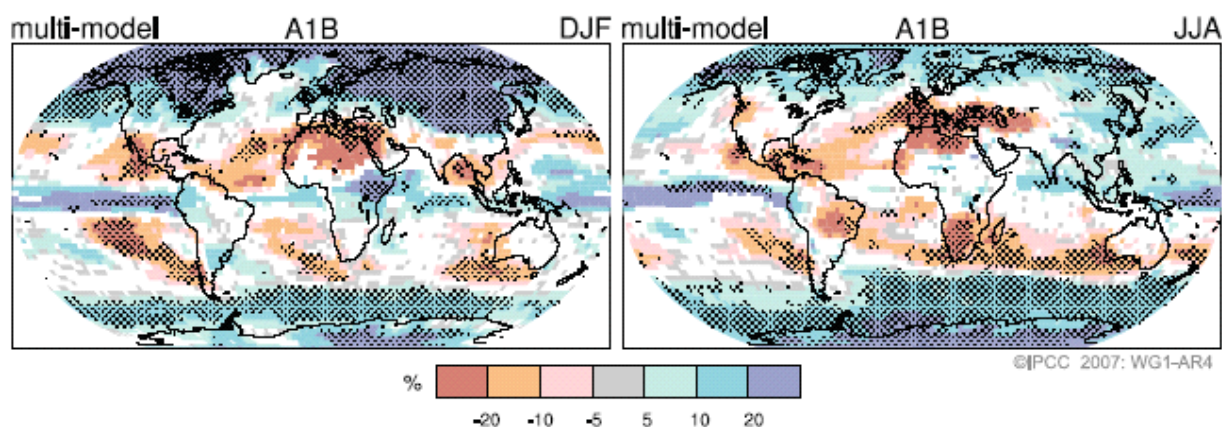


Figura RRP.7. Cambios relativos en la precipitación (en porcentaje) para el periodo 2090-2099, con respecto a 1980-1999. los valores son medias multimodelo basadas en el escenario IE-EE A1B para el periodo de diciembre a febrero (izquierda) y para el periodo de junio a agosto (derecha). Las áreas blancas son donde menos del 66% coinciden en el signo del cambio y las áreas punteadas son donde más del 90% de los modelos coinciden en el signo del cambio. {Figura 10.9}

- Basado en las actuales simulaciones con modelos, es muy probable que la circulación meridional de retorno (CMR) del Atlántico norte disminuya de velocidad durante el siglo XXI. La media de reducción estimada multi-modelo en 2100 es del 25% (rango de cero a aproximadamente el 50%) para el escenario de emisiones IE-EE A1B. Está previsto que las temperaturas en la región atlántica crezcan, a pesar de que los cambios en el calentamiento estarán más asociados con los incrementos previstos de gases de efecto invernadero. Es *muy improbable* que el CMR experimente una transición brusca durante el siglo XXI. Los cambios a largo plazo en el CMR no pueden ser valorados con confianza. {10.3, 10.7}

El calentamiento y el aumento del nivel del mar antropogénicos continuarían por siglos debido a las escalas de tiempo asociadas con los procesos climáticos y las retroacciones incluso si las concentraciones de gases de efecto invernadero se estabilizasen. {10.4, 10.5, 10.7}

- Está previsto que el acoplamiento del ciclo carbono-clima añada dióxido de carbono a la atmósfera según el sistema climático se vaya calentando, pero la magnitud de esta retroacción es incierta. Esto aumenta la incertidumbre en la trayectoria de las emisiones de dióxido de carbono requerida para alcanzar un nivel de estabilización de la concentración de dióxido de carbono particular. Basado en los conocimientos actuales de la retroacción del ciclo carbono-clima, los estudios por modelos sugieren que, para estabilizar el dióxido de carbono en 450 ppm, se requeriría que las emisiones acumuladas en el siglo XXI se redujeran de una media de aproximadamente 670 [630 a 710] Gt C (2460 [2310 a 2600] Gt CO₂) a aproximadamente 490 [375 a 600] Gt C (1800 [1370 a 2200] Gt CO₂). Igualmente, para estabilizar a 1000 ppm, esta retracción requeriría que las emisiones acumuladas se redujesen de una media de modelo de aproximadamente 1415 [1340 a 1490] Gt C (5190 [4910 a 5460] Gt CO₂) a aproximadamente 1100 [980 a 1250] Gt C (4030 [3590 a 4580] Gt CO₂). {7.3, 10.4}
- Si el forzamiento radiativo se estabilizase en 2100 en niveles de B1 o A1B¹⁴, podría esperarse un incremento en la media global de la temperatura de unos 0,5°C, principalmente en 2200. {10.7}
- Si el forzamiento radiativo se estabilizase en 2100 en los niveles de A1B¹⁴, la expansión térmica por sí misma podría conducir a un aumento del nivel del mar de 0,3 a 0,8 m en 2300 (respecto a 1980-1999). La expansión térmica continuaría durante varios siglos, debido al tiempo necesitado para transportar el calor a las profundidades del océano. {10.7}
- La contracción de la placa de hielo de Groenlandia está previsto que siga contribuyendo al aumento del nivel del mar después de 2100. Los modelos actuales sugieren que las pérdidas de masa aumentan con la temperatura más rápidamente de lo que ganan debido a la precipitación, y que el balance de la masa de superficie empieza a ser negativo con un calentamiento medio (respecto a

valores preindustriales) mayor de 1,9 a 4,6°C. Si se mantiene un balance de masa de superficie negativo durante un milenio, esto conllevaría la eliminación prácticamente completa de la placa de hielo de Groenlandia, y habría una contribución al incremento del nivel del mar de unos 7 m. Las correspondientes temperaturas futuras de Groenlandia son comparables a aquellas deducidas para el último periodo interglaciar, hace 125.000 años, cuando la información paleoclimática sugiere la reducciones de la extensión de hielo polar sobre tierra y un aumento del nivel del mar de 4 a 6 m. {6.4, 10.7}

- Los procesos dinámicos relacionados con flujos de hielo no incluidos en los modelos actuales, pero sugeridos por observaciones recientes, podrían aumentar la vulnerabilidad de las placas de hielo al calentamiento, aumentando el nivel del mar futuro. El conocimiento de estos procesos es limitado y no hay consenso sobre su magnitud. {4.6, 10.7}
- Los estudios de modelos globales actuales prevén que la placa de hielo de la Antártida se mantendrá demasiado fría para que el derretimiento sea muy extenso y se espera que gane en masa debido al aumento de las nevadas. Sin embargo, podría haber una pérdida neta de masa de hielo si la descarga dinámica de hielo dominase el balance de masa de la placa de hielo.
- Las emisiones antropogénicas de dióxido de carbono pasadas y futuras continuarán contribuyendo al calentamiento y al aumento del nivel del mar durante más de un milenio, debido a las escalas de tiempo requeridas para eliminar este gas de la atmósfera. {7.3, 10.3}

Los escenarios de emisiones del Informe Especial sobre Escenarios de Emisiones (IE-EE) del IPCC

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 de Naciones Unidas sobre el Cambio Climático, o los objetivos de emisiones del Protocolo de Kioto.