

63219
v2

Bajemos la temperatura

Por qué se debe evitar un planeta 4°C más cálido



BANCO MUNDIAL

Public Disclosure Authorized

Public Disclosure Authorized

Public Disclosure Authorized

Public Disclosure Authorized

4^o Bajemos la temperatura

**Por qué se debe evitar un
planeta 4°C más cálido**

Noviembre de 2012

Informe preparado para
el Banco Mundial por
el Instituto de Potsdam
para la Investigación
del Cambio Climático



BANCO MUNDIAL

© 2012 Banco Internacional de Reconstrucción y Fomento / Banco Mundial
1818 H Street NW
Washington DC 20433
Teléfono: 202-473-1000
Internet: www.worldbank.org

La presente obra fue elaborada por personal del Banco Mundial con la ayuda de contribuciones externas. Los hallazgos, interpretaciones y conclusiones expresados aquí no necesariamente reflejan las opiniones del Banco Mundial, de sus directores ejecutivos o de los gobiernos que ellos representan.

El Banco no garantiza la exactitud de los datos incluidos en este trabajo. Las fronteras, los colores, los nombres y otra información mostrada en cualquier mapa de este volumen no denotan, por parte del Banco, juicio alguno sobre la condición jurídica de ninguno de los territorios ni la aprobación o aceptación de tales fronteras.

Derechos y permisos

El material incluido en el presente trabajo está protegido por derechos de autor. Dado que la institución alienta la divulgación de su conocimiento, puede ser reproducido, en su totalidad o en parte, para fines no comerciales, siempre y cuando se reconozca plenamente su origen.

Cualquier consulta sobre derechos o licencias, incluidos derechos accesorios, debe dirigirse a: Office of the Publisher, The World Bank, 1818 H Street NW, Washington, DC 20433, EE.UU.; fax: 202-522-2422; e-mail: pubrights@worldbank.org.

Agradecimientos	vii
Prólogo	ix
Resumen ejecutivo	xiii
Impactos y cambios observados en el sistema climático	xiv
Pronóstico de los impactos del cambio climático en un mundo con 4°C más	xv
Aumento en las concentraciones de CO ₂ y acidificación de los océanos	xv
Aumento en los niveles del mar, inundación y pérdida de zonas costeras	xv
Riesgos para los sistemas de soporte humano: alimentos, agua, ecosistemas y salud	xvi
Riesgos de perturbaciones y desplazamientos humanos en un mundo con 4°C más	xvii
Siglas	xix
1. Introducción	1
2. Cambios en el clima e impactos observados	5
El aumento en las concentraciones y emisiones de CO ₂	5
Aumento de la temperatura media mundial	6
Creciente almacenamiento de calor por el océano	6
Aumento del nivel del mar	7
Creciente pérdida de hielo en Groenlandia y la Antártica	8
Acidificación del océano	10
Pérdida del manto de hielo del Ártico	11
Olas de calor y temperaturas extremas	12
Tendencias en la sequía y la aridez	14
Impactos en la agricultura	15
Fenómenos extremos entre 2000 y 2012	16
Posibles mecanismos de sincronización de fenómenos extremos	16
Impactos en el bienestar	16
3. Proyecciones para el siglo XXI	21
¿Cuán probable es un mundo con 4°C más?	23
Concentración de CO ₂ y acidificación de los océanos	24

Sequías y precipitaciones	25
Ciclones tropicales	27
4. Enfoque: Proyecciones del aumento del nivel del mar	29
Riegos del aumento del nivel del mar en ciertas regiones	31
5. Enfoque: Cambios en las temperaturas extremas	37
Aumento considerable en las temperaturas extremas de calor	37
Variaciones de la temperatura por región	38
Frecuencia de meses considerablemente más cálidos	39
Los impactos de olas de calor más frecuentes	40
6. Impactos por sector	43
Agricultura	43
Recursos hídricos	46
Ecosistemas y biodiversidad	49
Salud humana	53
7. Interacción de los sistemas y no linealidad: La necesidad de evaluar los riesgos multisectoriales	59
Riesgos de los impactos no lineales y en cascada	60
Comentarios finales	64
Anexo 1 Métodos para modelar el aumento del nivel del mar en un mundo con 4°C más	67
Anexo 2 Métodos de análisis de olas de calor extremo en un mundo con 4°C más	71
Bibliografía	73
Figuras	
1. Concentraciones de CO ₂ en la atmósfera en el Observatorio de Mauna Loa	5
2. Emisiones globales de CO ₂ (a) y totales de gases de efecto invernadero (b), tanto históricas (líneas continuas) como proyectadas (líneas quebradas)	6
3. Datos sobre temperatura de diferentes fuentes corregidos según la variabilidad de la temperatura a corto plazo	7
4. Aumento del contenido total de calor en el mar desde la superficie hasta los 2.000 metros, sobre la base de análisis en curso durante cinco años. El período de referencia es 1955-2006	7
5. Nivel del mar medio global (GMSL) reconstruido a partir de datos de mareógrafos (azul, rojo) y altimetría satelital (negro)	8
6. (a) Aportes del aumento termostérico del nivel del mar por hielo de la tierra y almacenamiento en la tierra, así como observaciones de mareógrafos (desde 1961) y satelitales (desde 1993)	
(b) La suma de los aportes individuales se aproxima al alza observado en el nivel del mar desde los años setenta	9
7. Reconstrucción de tasas de aumento del nivel del mar para el período 1952–2009, durante el cual el alza fue de 1,8 mm al año (equivalente a 1,8 cm/década)	9
8. Registro del nivel del mar en Carolina del Norte reconstruido durante los últimos 2.000 años. El período posterior a fines del siglo XIX muestra claramente el aumento del nivel de los océanos inducido por el hombre	9
9. Balance total de masa de mantos de hielo, dM/dt, entre 1992 y 2010, para (a) Groenlandia, (b) Antártica y (c) suma de Groenlandia y Antártica	10

10.	Mediciones del derretimiento del hielo superficial en Groenlandia con tres satélites el 8 y 12 de julio, 2012	11
11.	Cambios observados en la acidez del océano (pH) comparados con la concentración de dióxido de carbono disuelto en el agua marina ($p\text{ CO}_2$), junto con el registro de CO_2 en la atmósfera desde 1956	11
12.	Descripción geográfica de la reducción récord registrada en septiembre en la extensión de hielo marino, en comparación con la distribución media del período 1979–2000	12
13.	(a) Extensión del hielo en el mar Ártico entre 2007–2012; el promedio entre 1979–2000 está en gris oscuro; el sombreado en gris claro representa dos desviaciones estándar (b) Variaciones plurianuales en el hielo desde 1983 hasta 2012	12
14.	Oleadas de calor anormales en Rusia (2010) y Estados Unidos (2012), según medición satelital	13
15.	Distribución (panel superior) y línea de tiempo (inferior) de temperaturas estivales en Europa desde 1500	13
16.	Exceso de muertes observadas durante la ola de calor de 2003 en Francia. O= observada; E= prevista	14
17.	Condiciones de sequía experimentadas el 28 de agosto en Estados Unidos continental	14
18.	Superficie de tierra del hemisferio norte afectada por temperaturas estivales (panel izquierdo) frías ($< -0,43\sigma$), muy frías ($< -2\sigma$), extremadamente frías ($< -3\sigma$) y (panel derecho) calurosas ($> 0,43\sigma$), muy calurosas ($> 2\sigma$) y extremadamente calurosas ($> 3\sigma$)	15
19.	Precipitaciones invernales observadas (azul) que más contribuyen al presupuesto hídrico anual y temperaturas estivales (rojas) más importantes con respecto al secado por evaporación, con su tendencia a largo plazo para la región del Mediterráneo oriental	16
20.	Estimados probabilísticos de la temperatura para escenarios de IPCC antiguos (SRES) y nuevos (RCP)	21
21.	Estimados probabilísticos de la temperatura para los nuevos escenarios de (RCP) del IPCC. Estos se basan en la comprensión sintetizada del ciclo de carbono y el sistema climático según el 4IE del IPCC	23
22.	Estimados medios (líneas) de proyecciones probabilísticas de las temperaturas para dos escenarios de emisión sin aplicación de medidas de mitigación	24
23.	Correlación entre calentamiento regional y cambios en el régimen de precipitaciones en la forma de distribuciones conjuntas de las temperaturas medias regionales y cambios en las precipitaciones en 2100, para los escenarios RCP3-PD y RCP8,5	25
24.	Simulación de anomalías térmicas históricas y promedios globales del siglo XXI en comparación con el período preindustrial (1880–1900) para 24 modelos CMIP5 sobre la base del escenario de la RCP8,5	25
25.	Impactos proyectados para los arrecifes de coral debido al aumento en la concentración de CO_2 atmosférico	26
26.	PH de la superficie oceánica. Un PH más bajo indica una acidificación más grave del océano, situación que inhibe el crecimiento de los organismos calcificadores, incluidos mariscos, fitoplancton calcáreo y arrecifes de coral	26
27.	Nivel del mar (azul, verde: escala a la izquierda) y temperatura atmosférica de la Antártica (naranja, gris: escala de la derecha) durante los últimos 550.000 años, a partir de paleo-registros	30
28.	Tal como en la figura 22, pero para el aumento medio global del nivel del mar usando un método parcialmente empírico	32

29.	Tal como en la figura 22, pero para la tasa anual de aumento del nivel de mar medio global	32
30.	Topografía dinámica del nivel del mar actual	32
31.	Tasas actuales de alza del nivel regional del mar solo debido al derretimiento del hielo en la tierra (modelado a partir de una compilación de observaciones de pérdida de hielo de la tierra)	33
32.	Aumento del nivel del mar en un mundo 4°C más cálido en 2100 a lo largo de las costas del mundo, de Sur a Norte	33
33.	Media de múltiples modelos del calentamiento mensual durante el siglo XXI (2080–2100 con respecto al presente) para los meses de junio a agosto y diciembre a febrero en unidades de grados Celsius y desviación estándar de la temperatura local	38
34.	Media de múltiples modelos del porcentaje de meses durante 2080-2100 que serán más cálidos que 3-, 4- y 5-sigma, en relación con la climatología actual	39
35.	Compilación de las medias de múltiples modelos de la temperatura mensual extrema más cálida en cada ubicación durante 2080–2100	40
36.	Distribución de la temperatura mensual proyectada para 2070 (calentamiento de 2,9°C) en los componentes terrestres y de agua dulce de Global 200 de WWF	53
A1.1:	Proyección regional del nivel del mar para el escenario de aporte más bajo y más alto del manto de hielo	68
A1.2:	Diferencia en el aumento del nivel del mar entre un mundo con +4°C y +2°C para el escenario de aporte más bajo y más alto del manto de hielo	68
A1.3	Aportes individuales al aumento del nivel del mar en 2100 en un mundo con 4°C más: contribución del hielo de la tierra (glaciares de montaña y casquetes de hielo + mantos de hielo) en el escenario de aporte más bajo y más alto del manto de hielo	69
A2.1:	Anormalidades simuladas de la temperatura media global histórica y del siglo XXI, en comparación con el período preindustrial (1880–1900), para 24 modelos CMIP5 basados en el escenario RCP8,5	71

Cuadros

1.	Selección de fenómenos meteorológicos que han batido récords desde 2000	17
2.	Proyecciones del nivel del mar medio global entre la actualidad (1980–1999) y el período 2090–2099	31
3.	Impactos proyectados en diferentes cultivos con y sin adaptación	45
4.	Cambios proyectados en la mediana de los rendimientos de maíz según diferentes alternativas de manejo y niveles de calentamiento medio global	46
5.	Número de personas afectadas por inundaciones fluviales en regiones europeas (miles)	55

Recuadros

1.	¿Qué son los escenarios de emisión?	22
2.	Previsibilidad de los futuros cambios en el nivel del mar	30
3.	África al sur del Sahara	62

Agradecimientos

En informe titulado *“Bajemos la temperatura: Por qué se debe evitar un planeta 4°C más cálido”* es el resultado del trabajo de una amplia gama de expertos internacionales. Agradecemos a todos los que han contribuido a su riqueza y perspectiva multidisciplinaria.

El informe fue redactado por un equipo del Instituto de Potsdam para la Investigación del Cambio Climático (PIK, por sus siglas en alemán) que incluyó, entre otros, a Hans Joachim Schellnhuber, William Hare, Olivia Serdeczny, Sophie Adams, Dim Coumou, Katja Frieler, Maria Martin, Ilona M. Otto, Mahé Perrette, Alexander Robinson, Marcia Rocha, Michiel Schaeffer, Jacob Schewe, Xiaoxi Wang y Lila Warszawski.

Fue encargado por el Equipo de Expertos Mundiales de Adaptación al Cambio Climático, del Banco Mundial, dirigido por Erick C.M. Fernandes y Kanta Kumari Rigaud, quienes trabajaron en estrecha colaboración con el PIK. Jane Olga Ebinger coordinó el equipo del Banco y recibió indicaciones valiosas a lo largo de todo el proceso de parte de Rosina Bierbaum (Universidad de Michigan) y Michael MacCracken (Climate Institute, ciudad de Washington).

El informe se benefició de las observaciones esclarecedoras recibidas de diversos colegas revisores científicos. Expresamos nuestros agradecimientos a Ulisses Confalonieri, Andrew Friend, Dieter Gerten, Saleemul Huq, Pavel Kabat, Thomas Karl, Akio Kitoh, Reto Knutti, Anthony McMichael, Jonathan Overpeck, Martin Parry, Barrie Pittock y John Stone.

Rachel Kyte, Mary Barton-Dock, Fionna Douglas y Marianne Fay nos brindaron su inestimable orientación y supervisión.

Damos las gracias a los colegas del Banco por sus aportes: Sameer Akbar, Keiko Ashida, Ferid Belhaj, Rachid Benmessaoud, Bonizella Biagini, Anthony Bigio, Ademola Braimoh, Haleh Bridi, Penelope Brook, Ana Bucher, Julia Bucknall, Jacob Burke, Raffaello Cervigni, Laurence Clarke, Françoise Clottes, Annette Dixon, Philippe Dongier, Milen Dyoulgerov, Luis Garcia, Habiba Gitay, Susan Goldmark, Ellen Goldstein, Gloria Grandolini, Stéphane Hallegatte, Valerie Hickey, Daniel Hoornweg, Stefan Koeberle, Motoo Konishi, Victoria Kwakwa, Marcus Lee, Marie Françoise Marie-Nelly, Meleesa McNaughton, Robin Mearns, Nancy Chaarani Meza, Alan Miller, Klaus Rohland, Onno Ruhl, Michal Rutkowski, Klas Sander, Hartwig Schafer, Patrick Verkooijen Dorte Verner, Deborah Wetzel, Ulrich Zachau y Johannes Zutt.

Agradecemos asimismo a Robert Bisset y Sonu Jain sus esfuerzos de extensión a asociados, la comunidad científica y los medios. Perpetual Boateng, Tobias Baedeker y Patricia Braxton entregaron inapreciable asistencia al equipo

Reconocemos con gratitud la contribución de Connect4Climate a la producción de este informe.

Prólogo

Tengo la esperanza de que el presente informe perturbe profundamente a todos quienes lo lean y los induzca a actuar. E incluso en el caso de aquellos que ya están dedicados a luchar contra el cambio climático, espero que los impulse a trabajar con mayor sentido de urgencia.

En el estudio se describe lo que será nuestro mundo si la temperatura aumenta en 4°C, situación que los científicos prevén casi unánimemente que sucederá a fines de siglo, si no se aplican profundas reformas a las políticas.

El escenario de nuestro planeta con 4°C promedio más de temperatura es devastador: anegamiento de las ciudades costeras; crecientes riesgos para la producción de alimentos, lo que posiblemente aumentará las tasas de desnutrición; más sequía en muchas regiones áridas; mayor humedad en las regiones húmedas; olas de calor sin precedente en numerosas zonas, especialmente en las tropicales; grave escasez de agua en muchas regiones; mayor frecuencia de ciclones tropicales de gran intensidad; y pérdida irreversible de la biodiversidad, incluidos los sistemas de arrecifes de coral.

Además, un mundo con 4°C más sería tan radicalmente diferente al actual que aumentarían tanto las incertidumbres como los riesgos de que seamos incapaces de anticipar las futuras necesidades de adaptación y de planificar nuestra respuesta a ellas.

La falta de acción frente al cambio climático no solo implica el riesgo de que millones de personas del mundo en desarrollo no alcancen prosperidad, sino que además amenaza con revertir los avances logrados en décadas de desarrollo sostenible.

Claramente, ya sabemos mucho acerca de la amenaza que nos acecha. El dictamen de la ciencia es inequívoco en cuanto a que el calentamiento global es causado por el hombre; y ya somos testigos de cambios importantes: la temperatura global media es 0,8°C más alta que en el período preindustrial; los océanos han aumentado su temperatura en 0,09°C desde los años cincuenta y se están acidificando; el nivel de los mares aumentó en alrededor de 20 centímetros desde la era preindustrial y ahora está subiendo 3,2 centímetros por década; hubo una cantidad inédita de olas de calor en el último decenio; e importantes zonas de cultivos de alimentos se ven más afectadas por sequías.

A pesar de las buenas intenciones de la comunidad mundial de mantener el aumento de la temperatura por debajo de los 2°C en relación con los niveles preindustriales, la probabilidad de que se supere este umbral va en aumento. Los científicos están de acuerdo en que las actuales promesas y compromisos de los países en materia de emisiones según la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático probablemente se traducirán en un aumento de temperatura entre 3,5°C y 4°C. Y cuanto más se demoren esos compromisos en materializarse, más aumenta la probabilidad de que llegue a 4°C.

El trabajo del Grupo del Banco Mundial es impulsado por pruebas y datos. En este sentido, la decisión de intensificar su labor en temas de cambio climático se sustenta en informes científicos, incluidos aquellos generados por expertos en el tema. El resultado fue el Informe sobre el Desarrollo Mundial (IDM) enfocado en el cambio climático y destinado a mejorar nuestra comprensión de las consecuencias en un planeta que se calienta; un Marco Estratégico sobre Desarrollo y Cambio Climático; y un informe sobre Crecimiento Verde Inclusivo. El Banco es un defensor a ultranza de medidas ambiciosas para enfrentar el cambio climático, no solo porque es un imperativo moral, sino porque es una buena decisión en términos económicos.

¿Y qué pasará si no se intensifican los esfuerzos de mitigación? ¿Cuáles serán las implicancias de un mundo con una temperatura media 4°C más alta? El Banco encargó el presente informe al Instituto de

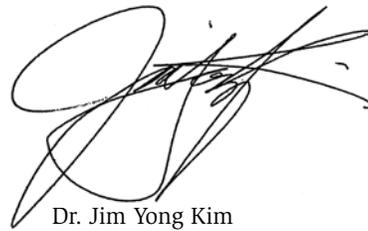
Potsdam para la Investigación del Cambio Climático (PIK) para que nos ayude a comprender el estado de la ciencia y el posible impacto que tendrá esa temperatura en el desarrollo. Sería un mundo tan drásticamente diferente a aquel que conocemos que es difícil describirlo con exactitud, ya que en gran parte es necesario basarse en proyecciones e interpretaciones de gran complejidad.

Estamos muy conscientes de lo incierto de estos escenarios y sabemos que los investigadores y los estudios suelen discrepar sobre el nivel del riesgo. Pero el mero hecho de que no podamos descartarlos justifica que fortalezcamos nuestras actuales políticas en esta materia. Por la salud y el bienestar de las comunidades mundiales, es de vital importancia que logremos encontrar los medios para evitar tales escenarios. Y si bien todas las regiones se verán afectadas, la peor parte se la llevarán los pobres y más vulnerables.

El mundo con 4°C más de temperatura puede y debe evitarse.

El Grupo del Banco Mundial seguirá promoviendo resueltamente los acuerdos internacionales y regionales y el aumento del financiamiento destinado al clima. Redoblabremos nuestros esfuerzos para respaldar las iniciativas nacionales –en rápido crecimiento– de mitigación de las emisiones de carbono y formación de la capacidad de adaptación, y asimismo para apoyar el desarrollo inteligente en términos climáticos y el crecimiento verde inclusivo. Nuestro trabajo en este último campo ha demostrado que el uso más eficiente e inteligente de la energía y los recursos naturales abre muchas oportunidades para reducir drásticamente el impacto del desarrollo en el clima sin retardar el alivio de la pobreza y el crecimiento económico.

El presente informe es un crudo recordatorio de que el cambio climático afecta a todos. La solución no radica solo en el financiamiento –o los proyectos– para el clima. Reside en una gestión eficaz del riesgo y en asegurar que en todo nuestro trabajo y todos nuestros pensamientos tengamos presente la amenaza de un mundo 4°C más cálido. El Grupo del Banco Mundial estará a la altura de este reto.



Dr. Jim Yong Kim
Presidente, Grupo del Banco Mundial



Resumen
Ejecutivo

Resumen ejecutivo

El presente informe entrega una instantánea de la bibliografía y los análisis más recientes sobre los posibles impactos y riesgos asociados a un calentamiento de 4°C durante este siglo. Se trata de un intento riguroso para esbozar la gama de riesgos que enfrentamos y se centra especialmente en los países en desarrollo y en los pobres. En un mundo con 4°C más de temperatura habrá olas de calor, sequías graves y grandes inundaciones sin precedentes en muchas regiones, con fuertes impactos en los ecosistemas y los servicios asociados. Pero tomando las medidas necesarias, es posible evitar este escenario y es probable que el calentamiento no supere los 2°C.

De no mediar compromisos y medidas adicionales para reducir las emisiones de gases de efecto invernadero, es probable que el mundo se caliente en más de 3°C respecto de los niveles preindustriales. Incluso si todas las actuales promesas y compromisos se materializan, todavía hay alrededor de un 20% de probabilidad de que la temperatura del mundo haya aumentado en más de 4°C hacia el año 2100. Pero si no se cumplen, ya en los años 2060 se podrían alcanzar dichos 4°C de aumento. Y un calentamiento de esa magnitud, y la subida asociada del nivel del mar entre 50 centímetros y 1 metro en 2100 no se detendrían ahí: es probable que la temperatura siga subiendo en los siguientes siglos hasta superar los 6°C, con varios metros de ascenso en el nivel del mar en las centurias venideras.

En este contexto, la comunidad mundial se ha comprometido a mantener el calentamiento por debajo de 2°C para prevenir un cambio climático “peligroso”. Los pequeños Estados insulares en desarrollo y los países menos adelantados (PMA), en tanto, identificaron cualquier calentamiento superior a 1,5°C como una amenaza grave para su desarrollo y, en algunos casos, incluso para su supervivencia. No obstante, es muy probable que la suma total de las actuales políticas, esto es, las vigentes y las comprometidas, nos lleve a un calentamiento atmosférico muy por encima de esos niveles. En efecto, es plausible que las actuales tendencias en las emisiones lleven al mundo a un calentamiento cercano a los 4°C dentro del presente siglo.

Este informe no es una evaluación científica integral, como sí lo será aquel que publique el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) en 2013-2014, en ocasión de su Quinto Informe de Evaluación (5EI). Este documento se centra más bien en los países en desarrollo, aunque reconoce que las naciones industrializadas también son vulnerables y están expuestas a sufrir daños importantes debido al cambio climático.

La serie de fenómenos extremos ocurridos recientemente en todo el mundo pone de relieve la vulnerabilidad no solo de los países en desarrollo, sino incluso de las naciones industrializadas.

Aún hay incertidumbre en torno al nivel del cambio climático y sus repercusiones. El informe adopta un enfoque basado en el riesgo, definido *como el impacto multiplicado por la probabilidad*: un suceso con baja probabilidad de ocurrencia de todos modos puede generar un riesgo importante si sus consecuencias son graves.

Ninguna nación estará inmune a los impactos del cambio climático. Sin embargo, es probable que la distribución de estos sea desigual y tenga un sesgo negativo en contra de muchas de las regiones más pobres del planeta con escasa capacidad económica, institucional, científica y tecnológica para enfrentarlos y adaptarse. Por ejemplo:

- Aunque el calentamiento absoluto sea más elevado en las latitudes altas, aquél que afectará a las zonas tropicales será mayor en función de la variación y las extremas térmicas históricas a los cuales se han adaptado y enfrentado los seres humanos y ecosistemas naturales. Esto significa que las temperaturas extremas sin precedentes anticipadas en los trópicos generarán impactos significativamente mayores en la agricultura y los ecosistemas.
- Es probable que en los trópicos, el nivel del mar aumente 15% a 20% más que la media mundial.
- Se prevé que el aumento en la intensidad de los ciclones tropicales se sienta de manera desproporcionada en las regiones de latitudes bajas.
- Es posible que la creciente aridez y sequía aumenten considerablemente en muchas regiones en desarrollo ubicadas en zonas tropicales y subtropicales.

En un mundo con una temperatura media superior en 4°C a los niveles preindustriales (en adelante, mundo con 4°C más), muchas regiones se verán afectadas por olas de calor, sequías graves e inundaciones sin precedentes, con serias consecuencias para los seres humanos, los ecosistemas y los servicios asociados.

Todavía es tiempo para evitar un calentamiento de 4°C: numerosos estudios muestran que hay medios técnicos y económicos viables para mantener el aumento de la temperatura por debajo de 2°C. Esto implica que el nivel de los impactos que experimenten los países en desarrollo y el resto del mundo será el resultado de las decisiones y alternativas que hoy toman los gobiernos, el sector privado y la sociedad civil, incluida, lamentablemente, la falta de acción.

Impactos y cambios observados en el sistema climático

Los efectos evidentes del cambio en el sistema climático inducido por las emisiones de gases de efecto invernadero informados en el Cuarto Informe de Evaluación (4IE) del IPCC en 2007, han seguido más bien intensificándose.

- La concentración del principal gas de efecto invernadero, el dióxido de carbono (CO₂), ha seguido aumentando respecto de su nivel de alrededor de 278 partes por millón (ppm) en la era preindustrial, a más de 391 ppm en septiembre de 2012. Hoy aumenta a una tasa anual de 1,8 ppm.
- Según pruebas paleo-climáticas y geológicas, la concentración del CO₂ siempre ha sido inferior a la actual a lo largo de los últimos 15 millones de años.
- Las actuales emisiones de CO₂, incluidas las provenientes del cambio en el uso del suelo, bordean los 35.000 millones de toneladas métricas anuales. Si no se adoptan medidas adicionales, se prevé que aumentarán a 41.000 millones al año en 2020.
- La temperatura media mundial ha seguido subiendo y hoy su nivel es 0,8°C más alto que en la era preindustrial.

Un calentamiento global medio de 0,8°C pareciera no ser mucho. Sin embargo, ya se están viendo numerosos efectos causados por el cambio climático; el aumento de la temperatura media de 0,8°C a 2°C o más generará desafíos aún mayores. También es útil recordar que un aumento de la temperatura mundial promedio de 4°C se asemeja a la diferencia térmica entre nuestra temperatura actual y la que el mundo vivió en la última era glacial, cuando gran parte de Europa central y el sector norte de Estados Unidos estaban cubiertos por kilómetros de hielo y las temperaturas medias mundiales eran inferiores en 4,5°C y 7°C. Pero la magnitud del presente cambio climático –inducido por el hombre– se ha producido en un siglo, no en milenios.

Los océanos del mundo han seguido calentándose: cerca del 90% del exceso de energía térmica atrapado por las crecientes concentraciones de gases de efecto invernadero desde 1955 ha quedado almacenado en los océanos como calor. Todos los mares del mundo han aumentado su nivel en el siglo XX en un promedio de 15-20 centímetros. Sin embargo, en la última década, el nivel aumentó en cerca de 3,2 centímetros por decenio. Si la actual velocidad se mantiene inalterada, el nivel de los océanos subirá unos 30 centímetros adicionales en el siglo XXI.

El calentamiento de la atmósfera y de los océanos ha acelerado la pérdida de los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártica, y este derretimiento puede intensificar considerablemente el aumento del nivel de los mares en el futuro. En términos generales, el ritmo de la pérdida de hielo se ha más que triplicado desde 1993-2003, indica el 4EI del IPCC, llegando a 1,3 centímetros por década en 2004-2008; en 2009, en tanto, el derretimiento equivale a cerca de 1,7 centímetro por década. Si la pérdida de los mantos de hielo no se acelera, el aumento promedio global del nivel del mar a causa de esta fuente sería de unos 15 centímetros hacia el final del siglo XXI. Una clara ilustración de la creciente vulnerabilidad de la capa de hielo de Groenlandia al calentamiento es el rápido crecimiento de la zona de derretimiento observada desde los años setenta. En cuanto al hielo ártico, este alcanzó su mínima en septiembre de 2012, cuando la zona de hielo que cubre el océano Ártico se redujo a la mitad respecto de los veranos de los últimos 30 años.

Los efectos del calentamiento global han generado otros cambios en diversos aspectos climáticos y medioambientales del sistema terrestre. Por ejemplo, la última década fue testigo de una cantidad excepcional de olas de calor extremo en todo el mundo, con los consecuentes graves impactos. El cambio climático inducido por el hombre desde los años sesenta ha aumentado la frecuencia e intensidad de las olas de calor y probablemente, ha exacerbado sus impactos sociales. La frecuencia y (o) intensidad de las sequías y precipitaciones desmedidas causadas probablemente por influencia humana también se han incrementado. Un ejemplo de una reciente ola de calor extremo es la que ocurrió en Rusia en 2010, con serios efectos adversos. Estimaciones preliminares hablan de 55.000 víctimas fatales, pérdidas de alrededor del 25% de las cosechas, más de un millón de hectáreas quemadas y daños económicos cifrados en unos US\$15.000 millones (1% del PIB).

Sin cambio climático, las olas de calor que afectan a Europa, Rusia y Estados Unidos, por ejemplo, se registrarían una vez cada varios cientos de años. Según las observaciones, la superficie terrestre expuesta al calor extremo se ha multiplicado por 10 desde los años cincuenta.

Las zonas afectadas por las sequías han aumentado mucho en los últimos 50 años, superando levemente lo proyectado por los modelos climáticos. El 80% de la tierra agrícola sufrió las consecuencias de la falta de agua experimentada por Estados Unidos en 2012, la más intensa desde la década de los cincuenta.

El aumento en las temperaturas ha incidido negativamente en la producción agrícola. Estudios recientes indican que la producción mundial de maíz y trigo puede haberse reducido significativamente desde los años ochenta, en comparación con una situación sin cambio climático.

Los efectos negativos del alza de la temperatura se observan también en el crecimiento económico de los países pobres durante las últimas décadas. Ello apunta a un riesgo no despreciable de que el calentamiento global reduzca todavía más el desarrollo de estas naciones en el futuro. Un estudio realizado en el MIT¹ usó las fluctuaciones históricas de las temperaturas en los países para identificar sus efectos en los resultados económicos totales.

¹ Dell, Melissa, Benjamin F. Jones y Benjamin A. Olken. 2012. "Temperature Shocks and Economic Growth: Evidence from the Last Half Century". *American Economic Journal: Macroeconomics*, 4(3): 66-95.

La investigación arrojó que los aumentos de temperatura reducían de manera importante el crecimiento de estas economías y tenían efectos de gran alcance al disminuir el producto agrícola e industrial y la estabilidad política. Estos hallazgos constituyen la base de los debates en torno al rol del clima en el desarrollo económico y sugieren que las temperaturas más elevadas pueden tener impactos negativos significativos en los países pobres.

Pronóstico de los impactos del cambio climático en un mundo con 4°C más

Los efectos de un calentamiento de 4°C no se distribuirán de manera uniforme en el mundo y sus consecuencias no serán una simple ampliación de aquellos generados por un aumento de 2°C. Las mayores alzas de la temperatura se producirán en la tierra y fluctuarán entre los 4°C y los 10°C. En extensas zonas se pueden esperar aumentos de hasta 6°C o más durante el verano, como en el Mediterráneo, el Norte de África, Oriente Medio y Estados Unidos continental.

Las proyecciones para un mundo con 4°C más muestran un drástico aumento en la intensidad y la frecuencia de niveles extremos de altas temperaturas. Es probable que las olas de calor desmedido, como las registradas en Rusia en 2010, se transformen en la nueva norma de los veranos de un mundo 4°C más cálido. Las zonas tropicales de América del Sur, África central y todas las islas tropicales del Pacífico con toda seguridad experimentarán períodos de calor de una duración y magnitud nunca antes vistas. En este nuevo régimen climático de altas temperaturas, es posible que los meses más fríos sean bastante más calurosos que los meses más cálidos de finales del siglo XX. En regiones como el Mediterráneo, el Norte de África, Oriente Medio y la meseta del Tíbet, casi todos los meses de verano serán más tórridos que la mayoría de las temporadas de calor más extremo registradas hasta ahora. Por ejemplo, el mes de julio más caluroso en la región mediterránea podrá registrar una temperatura hasta 9°C superior al mes más caluroso de la actualidad.

Las olas de calor extremo de los últimos años han tenido consecuencias muy graves y han causado muertes por hipertermia, incendios forestales y pérdida de cosechas. Aún no se han evaluado los impactos de las temperaturas altas proyectadas para el mundo con 4°C más, pero debieran ser inmensamente superiores a las secuelas vividas hasta ahora y podrían superar la capacidad de adaptación de muchas sociedades y sistemas naturales.

Aumento en las concentraciones de CO₂ y acidificación de los océanos

Además del calentamiento del sistema climático, una de las consecuencias más graves del aumento de la concentración de dióxido de carbono en la atmósfera ocurre cuando este se disuelve en los océanos y los acidifica. De hecho, este fenómeno ha aumentado considerablemente desde la época preindustrial. Pero un calentamiento de 4°C o más para 2100 correspondería a una concentración de CO₂ sobre las 800 ppm y un aumento de alrededor de 150% en la acidez de las aguas oceánicas. Parece que en la historia no hay nada similar a la tasa de cambio observada y proyectada para esta acidez en el transcurso del próximo siglo.

Pero ya hay pruebas tangibles de las consecuencias negativas de este proceso para los organismos y ecosistemas marinos cuando se combina con los efectos del calentamiento, la sobrepesca y la destrucción de los hábitats.

Los arrecifes de coral son especialmente sensibles al cambio en las temperaturas del agua, el pH del océano y la intensidad y la frecuencia de los ciclones tropicales. Estos arrecifes brindan protección contra las inundaciones costeras, marejadas ciclónicas y daños causados por las olas y sirven de lugar de cría y hábitat a muchas especies de peces. Cuando la concentración de CO₂ se acerque a 450 ppm (correspondiente a un calentamiento de alrededor de 1,4°C en los años 2030) en las próximas décadas, el crecimiento de los arrecifes de coral podría detenerse. Y cuando se aproxime a unos 550 ppm (correspondiente a un calentamiento de más o menos 2,4°C en los años 2060), es muy probable que comiencen a disolverse en muchas zonas. Incluso con un calentamiento global de solo 1,5°C, los efectos combinados de decoloración inducida por el calor, acidificación de los océanos y aumento del nivel del mar son una amenaza para grandes porciones de dichos arrecifes. La extinción regional de ecosistemas completos en estos arrecifes, que puede ocurrir mucho antes del aumento de 4°C, tendría enormes consecuencias para las especies que dependen de ellos y para las personas que, a su vez, dependen de estas especies para su alimentación, ingresos, actividad turística y protección del litoral.

Aumento en los niveles del mar, inundación y pérdida de zonas costeras

Es probable que con un calentamiento de 4°C, el nivel del mar suba entre 0,5-1 metro, o posiblemente más, de aquí a 2100, y varios metros más en los próximos siglos. Si se limita a 2°C, puede que se incremente solo en unos 20 centímetros hasta 2100, a diferencia del mundo con 4°C más. Sin embargo, incluso en este caso, el nivel medio del mar puede seguir aumentando y algunas estimaciones lo cifran en 1,5 -4 metros por sobre los niveles actuales, hacia 2300. Según los cálculos, probablemente solo se mantendría por debajo de los 2 metros si el calentamiento es muy inferior a 1,5°C.

Por diversos motivos geográficos, el aumento del nivel del mar variará entre las regiones: se proyecta un alza superior en 20% en los trópicos e inferior al promedio en las latitudes altas. El derretimiento de los mantos de hielo reducirá la atracción gravitacional sobre el océano hacia dichos mantos y como resultado del proceso, el agua oceánica tenderá a cargarse hacia el Ecuador. Los cambios en las corrientes atmosféricas y oceánicas debido al calentamiento global y otros factores también afectarán el aumento regional del nivel del mar, al igual que los patrones de absorción del calor y calentamiento de los océanos.

Se estima que los impactos del alza del nivel del mar serán asimétricos incluso dentro de las regiones y los países, y que en las naciones en desarrollo, apenas 10 ciudades explicarán dos tercios de la exposición total a las inundaciones extremas. Hay ciudades excesivamente vulnerables en Mozambique, Madagascar, México, Venezuela, India, Bangladesh, Indonesia, Filipinas y Viet Nam.

El fenómeno tendrá consecuencias adversas de gran alcance para los pequeños Estados insulares y las regiones de deltas, en particular si se combinan con ciclones tropicales de mayor

intensidad previstos en muchas regiones tropicales, otros fenómenos climáticos desmedidos y los efectos en los ecosistemas oceánicos inducidos por el cambio climático (como la desaparición de la protección de los arrecifes debido a las temperaturas más altas y la acidificación de los océanos).

Riesgos para los sistemas de soporte humano: alimentos, agua, ecosistemas y salud

Aunque las proyecciones para los impactos de un mundo con 4°C más aún son preliminares y suele ser complejo comparar las diversas evaluaciones, en este informe se identifican numerosos riesgos de mucha gravedad que afectarían a los sistemas de soporte humano esenciales. El proyectado incremento en los niveles extremos de temperaturas, precipitaciones, olas de calor y sequías debido al calor hará que los riesgos sean mucho mayores en un mundo con 4°C más que en uno con 2°C.

En un planeta que avanza con rapidez hacia los 4°C de aumento en la temperatura, es probable que los impactos más adversos en la disponibilidad de agua se den en conjunto con una creciente demanda por este vital líquido, debido al aumento de la población. Algunos cálculos indican que un calentamiento de 4°C puede exacerbar considerablemente la actual escasez hídrica en muchas regiones, en particular en África oriental y septentrional, Oriente Medio y Asia meridional, al tiempo que otros países africanos enfrentarían por primera vez escasez a nivel nacional debido al crecimiento demográfico. En este sentido, se prevén:

- Condiciones de mayor sequía en Europa meridional, África (excepto algunas zonas nororientales), grandes áreas de América del Norte y América del Sur y Australia meridional, entre otros.
- Condiciones más húmedas en las latitudes altas del hemisferio norte, como la parte septentrional de América del Norte y Europa y Siberia, y en ciertas regiones gobernadas por monzones. En algunas zonas, el estrés hídrico será menor que en una situación sin cambio climático.
- Cambios subestacionales y subregionales en el ciclo hidrológico asociados con graves riesgos, como inundaciones y sequías. Estos pueden aumentar considerablemente incluso si los promedios anuales cambian poco.

Ante el pronosticado aumento de las precipitaciones y sequías extremas con el calentamiento, se estima que estos riesgos serán mucho mayores en un mundo con 4°C más que en uno con 2°C:

- Las cuencas de los ríos sometidas a monzones, como la del Ganges y el Nilo, son especialmente vulnerables al cambio en la estacionalidad de las escorrentías. Esto puede tener efectos muy negativos en la disponibilidad de agua.
- Se prevé que la escorrentía media anual disminuya en 20% a 40% en las cuencas de los ríos Danubio, Mississippi, Amazonas y Murray Darling, pero aumente en alrededor de 20% en las cuencas del Nilo y el Ganges.

La magnitud de todos estos cambios se duplicarían, más o menos, en un mundo con 4°C más.

El riesgo de que los ecosistemas se vean perturbados por rupturas en su equilibrio o por su transformación, incendios forestales o la extinción de los bosques será mucho más elevado en un mundo con 4°C más que con un calentamiento más bien moderado. Es probable que en condiciones de creciente vulnerabilidad al estrés térmico y a las sequías aumente la mortalidad y la extinción de especies.

Los ecosistemas se verán afectados por sucesos climáticos extremos más frecuentes debido a la pérdida de la cubierta forestal a causa de las sequías y los incendios forestales espontáneos, exacerbados por el cambio en el uso del suelo y la expansión de la frontera agrícola. En la Amazonía, los incendios forestales podrán hasta duplicarse en 2050 con el calentamiento de unos 1,5°C-2°C por sobre los niveles de la era preindustrial. Y los cambios seguramente serán mucho más graves en un mundo con 4°C más.

En efecto, en ese mundo es probable que el cambio climático sea la principal fuerza motriz de las transformaciones de los ecosistemas, desplazando a la destrucción de los hábitats como la mayor amenaza para la biodiversidad. Las investigaciones más recientes sugieren que en esas condiciones, con toda seguridad habrá una pérdida de biodiversidad de gran magnitud, donde el cambio climático y las altas concentraciones de CO₂ llevarán a los ecosistemas terrestres a una situación nunca antes experimentada por la raza humana. Es dable esperar que el daño reduzca drásticamente la oferta de servicios ecosistémicos de los cuales depende la humanidad (como las pesquerías y la protección de los litorales proporcionada por los arrecifes de coral y los manglares).

Incluso sin cambio climático inducido por el hombre, el aumento de la población y de los ingresos complicará la producción agrícola y de alimentos. El 4IE del IPCC preveía que la producción mundial de alimentos se incrementaría con un aumento local de las temperaturas de entre 1°C y 3°C, pero que disminuiría más allá de ese umbral.

No obstante, los nuevos resultados publicados desde 2007 son mucho menos optimistas y sugieren que el riesgo de que disminuya el rendimiento de los cultivos aumenta rápidamente con el calentamiento global. En varias regiones, como India, África, Estados Unidos y Australia, se han observado efectos negativos de gran magnitud debido al aumento de las temperaturas extremas. En Estados Unidos, por ejemplo, el alza en la temperatura local diaria a 29°C provocó efectos no lineales significativos en la producción de trigo, y a 30°C, en los frijoles de soja. Estos nuevos resultados y observaciones apuntan al enorme riesgo de traspasar los umbrales de temperatura, ya que la seguridad alimentaria mundial podría resultar enormemente perjudicada en un mundo con 4°C más.

Estas amenazas se ven agravadas por el efecto adverso que el proyectado aumento del nivel del mar tendría en la agricultura de importantes zonas bajas situadas en los deltas de ríos, como Bangladesh, Egipto, Viet Nam y partes de la costa africana. Es factible que dicho fenómeno afecte a muchas zonas costeras de las latitudes medias y profundice la penetración del agua salada en los acuíferos de la costa que se utilizan para regar las llanuras aledañas. Un riesgo adicional es la probable intensificación de las sequías en las regiones de latitudes medias y de las inundaciones en las latitudes más altas.

Es muy posible que el pronosticado futuro incremento en la intensidad de los sucesos extremos tenga consecuencias negativas para la lucha contra la pobreza, en especial en los países en desarrollo. Proyecciones recientes sugieren que los pobres son los más sensibles al aumento en la intensidad de las sequías en un mundo con 4°C más, en particular en África, Asia meridional y otras regiones.

Los fenómenos extremos a gran escala, como grandes inundaciones que interfieran con la producción de alimentos, podrían causar déficits nutricionales y aumentar la incidencia de las epidemias. Estas inundaciones pueden introducir contaminantes y enfermedades en fuentes de agua potable y aumentar la incidencia de diarreas y enfermedades respiratorias. Por otra parte, los efectos del cambio climático en la producción agrícola pueden exacerbar la desnutrición y la mala nutrición –que ya son altamente responsables de la mortalidad infantil en los países en desarrollo– en muchas regiones. Si por una parte se prevé que el crecimiento económico reducirá de manera considerable el enanismo nutricional en la primera infancia, por la otra se teme que el cambio climático revertirá estos avances en varias regiones: se pronostica un incremento importante en la atrofia del crecimiento debido a la malnutrición con un calentamiento de 2°C a 2,5°C, en especial en África al sur del Sahara y en Asia meridional, y es altamente probable que esto empeore con 4°C más. A pesar de los grandes esfuerzos realizados para mejorar los servicios de salud (como mejor atención médica, desarrollo de vacunas, programas de supervisión), se esperan impactos considerables en los niveles de pobreza y la salud humana. Los cambios en la temperatura, la pluviometría y la humedad influyen en las enfermedades causadas por vectores (como el paludismo y la fiebre del dengue), como asimismo en los virus del hanta, la leishmaniasis, la enfermedad de Lyme y la esquistosomiasis.

Las lesiones y muertes causadas por fenómenos climáticos extremos son otros posibles impactos del cambio climático en la salud. Los niveles de smog aumentados por el calor pueden exacerbar los problemas respiratorios y las enfermedades cardíacas y circulatorias, mientras que en otras regiones, el alza en las concentraciones de aeroalérgenos (pólenes, esporas) inducida por el cambio climático puede aumentar las enfermedades respiratorias de origen alérgico.

Riesgos de perturbaciones y desplazamientos humanos en un mundo con 4°C más

El cambio climático no tendrá lugar en un vacío. Es muy probable que el crecimiento económico y demográfico durante el siglo XXI mejore tanto el bienestar humano como la capacidad de adaptación en muchas regiones, o incluso en la mayoría de ellas. Si embargo, al mismo tiempo aumentarán las presiones y las demandas sobre un ecosistema planetario que ya se acerca a límites críticos. Es probable que estas presiones y las proyectadas consecuencias del cambio climático socaven la resiliencia de muchos ecosistemas naturales y administrados.

Los impactos previstos en la disponibilidad de agua, los ecosistemas, la agricultura y la salud humana bien podrían generar un desplazamiento masivo de la población y tener consecuencias adversas para la seguridad humana y los sistemas económicos y comerciales. Todavía no se ha evaluado todo el alcance de los daños en un mundo con 4°C más.

Los cambios disruptivos y a gran escala en el sistema terrestre no suelen incluirse en los ejercicios de modelación, y muy rara vez en las evaluaciones de impacto. No obstante, a medida que el calentamiento global se acerque y supere los 2°C, aumentará el riesgo de traspasar los umbrales de los elementos críticos no lineales en el sistema terrestre. A la vez, se incrementarán los

impactos abruptos del cambio climático y los patrones climáticos de altas temperaturas sin precedentes. Ejemplos de ello son la desintegración del manto de hielo de la Antártica occidental, el que aceleraría el aumento de los niveles de mar por sobre las proyecciones de este análisis, o generaría una extinción a gran escala de los bosques amazónicos, lo que afectaría profundamente a ecosistemas, ríos, agricultura, producción de energía y medios de sustento en una región de dimensiones casi continentales y podría aumentar sustancialmente el calentamiento global en el siglo XXI.

Ciertos sectores podrían responder de manera no lineal al calentamiento global. Por ejemplo, es probable que los efectos no lineales de las temperaturas en los cultivos cobren gran importancia a medida que el mundo aumente su temperatura en 2°C o más. No obstante, la mayoría de nuestros actuales modelos de cultivos no internaliza totalmente este efecto y tampoco el potencial que tendrá el ampliado espectro de la variabilidad (como temperaturas extremas, nuevas pestes y enfermedades invasoras, cambio abrupto en factores climáticos críticos que ejercen gran impacto en el rendimiento y (o) la calidad de los cereales).

Las proyecciones del costo de los daños generados por los impactos del cambio climático suelen incluir solo los efectos locales, como la destrucción de la infraestructura, pero no consideran adecuadamente los efectos en cascada (por ejemplo, cadenas de valor agregado y redes de suministro) a escalas nacionales y regionales. Sin embargo, en un mundo cada vez más globalizado donde los sistemas de producción están más especializados y dependen más de la infraestructura para la distribución de los bienes producidos, cualquier daño que sufran las estructuras e instalaciones puede generar impactos indirectos considerables. Los puertos marítimos son un buen ejemplo de un punto inicial donde cualquier destrucción o interrupción en los servicios puede desencadenar impactos cuyo alcance va mucho más allá de la ubicación específica del daño.

Aún no se entienden a cabalidad los efectos acumulativos e interrelacionados de impactos de tan vasto alcance, muchos de los cuales probablemente se harán sentir bastante antes de alcanzar el calentamiento de 4°C. Un ejemplo es el colapso de los ecosistemas de los arrecifes de coral, cuyas consecuencias ecológicas, humanas y económicas no han sido publicadas en ningún estudio de la literatura científica. Y mucho menos cuando este colapso se combina con la probable pérdida concomitante de la producción marina debido al alza de las temperaturas oceánicas y la creciente acidificación. Tampoco se comprenden bien los impactos a gran escala sobre los asentamientos humanos (y su infraestructura) ubicados en zonas costeras bajas a partir de un aumento del nivel del mar de un metro o más en el presente siglo y después.

A medida que aumente la escala y la cantidad de impactos con el alza de la temperatura media global, las interacciones entre todas las consecuencias que componen el impacto global se harán sentir cada vez con mayor frecuencia. Por ejemplo, es probable que una perturbación grave en la producción agrícola debido a temperaturas extremas en muchas regiones, conjugada con una presión significativa sobre los recursos hídricos y cambios en el ciclo hidrológico, afecten tanto la salud humana como los medios de sustento. Esto, a la vez, tendría efectos en cascada sobre el desarrollo económico al reducir la capacidad de trabajo de la población, lo cual a continuación, impediría el crecimiento del PIB.

Al aumentar las presiones con el progresivo calentamiento en dirección a los 4°C y conjugarse con las tensiones sociales, económicas y demográficas no relacionadas con el clima, se incrementa

el riesgo de cruzar los umbrales críticos del sistema social. En ese momento, es probable que las instituciones que deberían haber sustentado las medidas de adaptación pierdan gran parte de su eficacia o incluso colapsen. Como ejemplo se puede mencionar el riesgo de que el aumento de nivel del mar en países constituidos por atolones sea tal, que resulte imposible realizar una migración controlada para fines de adaptación y se deba abandonar por completo alguna isla o región. De manera similar, hay impactos sobre la salud humana –como los producidos por las olas de calor, la desnutrición y el deterioro progresivo de la calidad del agua potable debido a la intrusión de agua marina– que tienen el potencial de recargar en exceso los sistemas de salud hasta el

punto en que la adaptación deja de ser factible y se desencadenan serios trastornos.

En este contexto, en vista de la incertidumbre acerca de la real naturaleza y escala de los impactos, tampoco hay certeza de que la adaptación a un mundo con 4°C más sea posible. Es probable que en ese mundo, las comunidades, las ciudades y los países experimenten graves trastornos, daños y desarraigos y que muchos de estos riesgos se distribuyan de manera dispareja. Es dable esperar que los pobres sean los más afectados y que la comunidad global se fraccione aún más y sea muy diferente a la actual. Por ello, es absolutamente indispensable evitar que el proyectado calentamiento de 4°C se haga realidad: ¡hay que bajar el calor! Solo la acción internacional oportuna y concertada podrá lograrlo.

Siglas

°C	Grados Celsius
4IE	Cuarto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático
5IE	Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático
AOSIS	Alianza de los Pequeños Estados Insulares
BAU	Statu quo (seguir el patrón actual)
CaCO ₃	Carbonato de calcio
cm	Centímetro
CMIP5	Proyecto de comparación del modelo acoplado, fase 5
CMNUCC	Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático
CO ₂	Dióxido de carbono
CO ₂ e	Equivalente en dióxido de carbono
DIVA	Evaluación interactiva y dinámica de la vulnerabilidad
GBM	Grupo del Banco Mundial
GtCO ₂ e	Gigatoneladas —miles de millones de toneladas métricas— equivalentes en dióxido de carbono
IBAU	Base de referencia “del statu quo IMAGE (Modelo)” (Hinkel et al., 2011)
IDM	Informe sobre Desarrollo Mundial
IPCC	Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático
ISI-MIP	Proyecto de comparación - Modelo de impacto intersectorial
MCGAO	Modelo de la circulación general atmósfera-océano
MGC	Modelo general de circulación
MGIC	Glaciares de montaña y casquetes nevados
MHA	Manto de Hielo Antártico
MHG	Manto de hielo de Groenlandia
MIE	Modelo integrado de evaluación
NOAA	Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (Estados Unidos)
OCDE	Organización para la Cooperación y el Desarrollo Económicos
OMS	Organización Mundial de la Salud
PIB	Producto Interno Bruto
PMA	País menos adelantado
ppm	Partes por millón
RBAU	Base de referencia “del statu quo Rahmstorf” (Hinkel et al. 2011)
RCP	Secuencias Representativas de Concentración
SLR	Aumento del nivel del mar
SRES IPCC	Informe especial sobre escenarios de emisión
SREX IPCC	Informe especial sobre el manejo de riesgo de eventos extremos y desastres para promover la adaptación al cambio climático
SSP	Secuencias socioeconómicas compartidas
WBGT	Temperatura global de bulbo húmedo



Capítulo

1

Introducción

Desde la Conferencia de la Convención sobre el Clima realizada en 2009 en Copenhague, el objetivo internacional acordado al respecto es mantener el aumento del calentamiento medio de la Tierra por debajo de los 2°C sobre los niveles preindustriales. Simultáneamente con convenir esta meta, la Conferencia de Copenhague convino en revisar este límite durante el período 2013–2015, específicamente el referido al aumento de 1,5°C planteado por la Alianza de Pequeños Estados Insulares (AOSIS) y los países menos adelantados (PMA).

Aunque la comunidad mundial se comprometió a mantener el calentamiento por debajo de los 2°C para prevenir un cambio climático “peligroso”, es muy probable que con la suma de todas las políticas actuales (vigentes y comprometidas), el aumento de la temperatura supere con creces dicho nivel. En efecto, las actuales tendencias en materia de emisiones encaminan al mundo de manera plausible hacia un calentamiento de 4°C, en este siglo.

El calentamiento podría incluso superar los 4°C en este siglo si la sensibilidad del clima fuese mayor o el ciclo del carbono y otros sistemas climáticos reaccionan de manera más directa de lo previsto. Las actuales pruebas científicas sugieren que incluso si se aplicaran en su totalidad los actuales compromisos y promesas, existe más o menos un 20% de probabilidades de superar los 4°C en 2100 y una probabilidad del 10% de sobrepasarlos ya en los años 2070.

Y el calor no se detendría ahí. Debido a la lenta respuesta del sistema climático, las emisiones y concentraciones de gases de efecto invernadero que llevarían a un calentamiento de 4°C en 2100, sin lugar a dudas empujarían al mundo hacia una temperatura mucho más elevada que superaría los 6°C o más en el largo plazo y aumentaría el nivel del mar en varios metros debido al fenómeno (Rogelj et al., 2012; IEA, 2012; Schaeffer & van Vuuren, 2012).

Los avances en los conocimientos han confirmado las conclusiones del Cuatro Informe de Evaluación (4IE) del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC), especialmente en lo que se refiere a los crecientes riesgos de un cambio rápido, abrupto e irreversible con altos niveles de calentamiento. Dichos riesgos incluyen, entre otros fenómenos:

- Aumento en el nivel del mar en escala de metros en 2100, provocado por la rápida pérdida de hielo de Groenlandia y del manto de hielo antártico occidental.

- Creciente aridez, sequía y temperaturas extremas en diversas regiones, entre ellas África, Europa meridional, Medio Oriente, la mayor parte del continente americano, Australia y sudeste asiático.
- Rápida acidificación del océano con consecuencias adversas y a gran escala para especies marinas y ecosistemas completos.
- Crecientes amenazas para vastos ecosistemas, como arrecifes de coral y una amplia zona de la selva pluvial amazónica.

Diversos fenómenos climáticos extremos cambiarán de intensidad o frecuencia, incluidas olas de calor, precipitaciones intensas e inundaciones, además de la fuerza de los ciclones tropicales.

Existe un riesgo cada vez mayor de que el calentamiento tenga consecuencias importantes que afecten incluso a escala mundial, por ejemplo, en relación con la producción de alimentos. Una nueva generación de estudios revela sus impactos negativos en la producción de cultivos regionales y mundiales (por ejemplo, Lobell et al., 2011). Cuando se considera en los análisis de la disponibilidad esperada de alimentos en entornos de calentamiento global, los resultados apuntan a una mayor sensibilidad de los cultivos al calentamiento de lo que se había estimado anteriormente, señalando que los riesgos para la producción regional y mundial de alimentos son más altos. Estos factores potenciales aún no se consideran plenamente en las evaluaciones globales de los riesgos y si en la práctica se materializaran, tendrían consecuencias importantes para muchos sectores y sistemas, entre ellos la salud y la seguridad humana, y para las perspectivas de desarrollo de zonas que ya de por sí son vulnerables. También hay cada vez más estudios sobre la posibilidad de que surjan efectos en cascada o verdaderos focos de impactos, es decir, una convergencia espacial de consecuencias proyectadas para diversos sectores. A su vez, la

creciente fragilidad de los ecosistemas naturales o manejados y sus servicios reducirá la capacidad de adaptación de los sistemas socioeconómicos mundiales, dejándolos más vulnerables a presiones y crisis no climáticas, como nuevas epidemias, perturbaciones al comercio o crisis de los mercados financieros (por ejemplo, Barnosky et al., 2012; Rockström et al., 2009).

En el seno de la comunidad científica, este contexto ha generado un debate sobre las implicancias de un calentamiento global de 4°C (o mayor) para las sociedades humanas y los ecosistemas naturales (New et al., 2011). El 4IE del IPCC publicado en 2007 proporcionó una visión general de los impactos y vulnerabilidades proyectadas hasta dicho nivel de calentamiento global medio. Los resultados del presente análisis confirman que un calentamiento medio de ese nivel se traduciría en cambios profundos y de vasto alcance en los sistemas climáticos, incluidos océanos, atmósfera y criósfera, así como en los ecosistemas naturales, además de plantear enormes desafíos para los sistemas humanos. Es probable que los efectos de estos cambios sean graves y socaven las perspectivas de desarrollo sostenible en muchas regiones. No obstante, también es evidente que las evaluaciones a la fecha de las posibles consecuencias de un calentamiento global medio de 4°C son limitadas, pueden no captar los principales riesgos ni dar cuenta cabal de la capacidad de adaptación de las sociedades. Ha habido pocos intentos sistemáticos por comprender y cuantificar las diferencias en los impactos del cambio climático para diversos niveles de calentamiento global a través de los sectores.

Este informe proporciona una instantánea de la reciente bibliografía científica y nuevos análisis de posibles impactos y riesgos que podrían estar asociados con un calentamiento de 4°C durante este siglo. Se trata de un intento riguroso de trazar una serie de riesgos, concentrándose en los países en desarrollo, especialmente los pobres.

Este informe no es una evaluación científica exhaustiva, como el que publicará el IPCC en 2013/14, en su Quinto Informe de Evaluación (5IE). Es más bien un estudio que se concentra en los países en desarrollo, aunque reconoce que las naciones desarrolladas también son vulnerables y están expuestas a sufrir daños graves debido al cambio climático.

El capítulo 2 resume algunos de los cambios observados en el sistema climático de la Tierra y los impactos en la sociedad humana que ya se están haciendo notar. El capítulo 3 proporciona antecedentes sobre los escenarios climáticos mencionados en este informe y analiza la probabilidad de que se produzca un calentamiento de 4°C. También examina las proyecciones de los procesos de acidificación del océano, cambios en las precipitaciones que podrían llevar a sequías o inundaciones y cambios en la incidencia

de ciclones tropicales extremos para el siglo próximo. Los capítulos 4 y 5 entregan un análisis del pronosticado aumento en el nivel del mar y de los incrementos en las extremas de calor, respectivamente. El capítulo 6 analiza las implicancias para la sociedad de los cambios climáticos y otros factores proyectados, en particular en los sectores de agricultura, recursos hídricos, ecosistemas y salud humana. El capítulo 7 proporciona un panorama de los posibles riesgos de impactos no lineales e identifica aquellos ámbitos en los que la comprensión de los científicos de un mundo con 4°C más de temperatura es aún muy limitada.

Sigue habiendo incertidumbres acerca de las proyecciones del cambio climático y de sus impactos. Este informe se centra en los riesgos, donde riesgo se define como el impacto multiplicado por la probabilidad: un suceso con baja probabilidad puede aún implicar un alto riesgo si conlleva consecuencias graves.

Aunque no aborda explícitamente el tema de la adaptación, el informe proporciona una base para seguir investigando sobre el potencial y las limitaciones que tiene la adaptabilidad en el mundo en desarrollo. Los países desarrollados también son vulnerables y el cambio climático les puede causar daños considerables. Sin embargo, tal como se refleja en este informe, es muy probable que la distribución de sus repercusiones sea básicamente desigual y perjudique en especial a las regiones más pobres del mundo, las cuales tienen menos capacidad técnica, económica, institucional y científica para enfrentar sus efectos y adaptarse de una manera proactiva. La baja capacidad de adaptación de estas regiones, junto con la carga desproporcionada de los impactos que recaerán en ellas, las deja entre los lugares más vulnerables del mundo.

El Informe de Desarrollo Mundial 2010 (Grupo del Banco Mundial, 2010a) confirmó los resultados del 4IE del IPCC: los efectos del cambio climático socavarán los esfuerzos de desarrollo, lo que plantea la pregunta de si es posible alcanzar los Objetivos de Desarrollo del Milenio (ODM) en un mundo que se calienta. Por este motivo, el presente informe apunta a entregar a los expertos en desarrollo un panorama resumido de los desafíos que plantearía un calentamiento de 4°C por sobre los niveles preindustriales (de aquí en adelante, lo denominaremos un mundo con 4°C más), como un preámbulo para pasar a un análisis adicional más profundo. Es necesario advertir que esto no es para nada un escenario en el cual la temperatura media mundial se estabiliza al final del siglo.

Dada la incertidumbre respecto de la capacidad de adaptación en un entorno de impactos sin precedentes a partir del cambio climático, el informe sirve también como un llamado para seguir aplicando medidas de mitigación como el mejor seguro frente a un futuro incierto.



Capítulo
2

Cambios en el clima e impactos observados

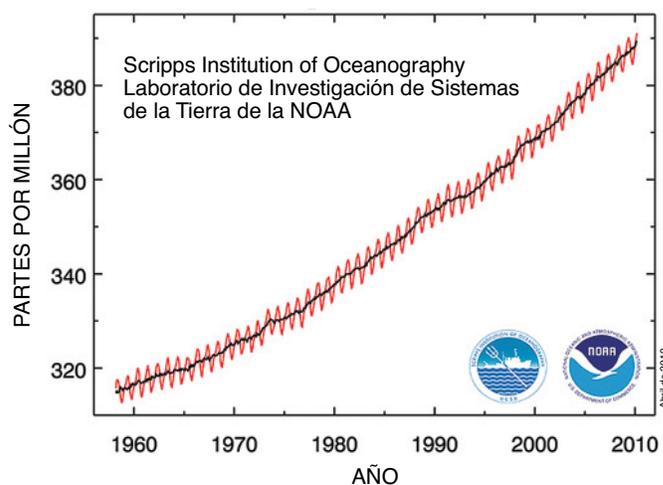
Existe un creciente cuerpo bien documentado de pruebas respecto de cambios e impactos observados en el clima que se pueden atribuir al cambio climático inducido por el hombre. A continuación se ofrece una instantánea de algunas de las observaciones más importantes. Para ver una descripción completa, el lector debe consultar informes recientes más exhaustivos, como State of the Climate 2011, publicado por la Sociedad Meteorológica de Estados Unidos en cooperación con la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA), (Blunden et al., 2012).

El aumento en las concentraciones y emisiones de CO₂

Para estudiar la hipótesis de que la concentración atmosférica de CO₂ influye sobre el clima de la Tierra, tal como lo propone John Tyndall (Tyndall, 1861) en 1958, Charles D. Keeling midió de manera sistemática las emisiones atmosféricas de este gas en el Observatorio Mauna Loa, Hawái (Keeling et al., 1976; Pales & Keeling, 1965). Ubicado en las faldas de un volcán, a 3.400 metros sobre el nivel del mar y alejado de fuentes externas y sumideros de dióxido de carbono, el sitio se consideró muy adecuado para realizar mediciones a largo plazo (Pales y Keeling, 1965), las que continúan hasta el día de hoy. Los resultados muestran un aumento de la concentración desde 316 ppm (partes por millón) en marzo de 1958 a 391 ppm en septiembre de 2012. La figura 1 muestra el dióxido de carbono medido (curva roja) y las concentraciones promedio anuales durante 1958–2012. La oscilación estacional que indica la curva roja refleja el crecimiento de plantas en el hemisferio norte, que almacenan más CO₂ durante la primavera y el verano boreal que el que se respira, captando efectivamente carbono de la atmósfera (Pales y Keeling, 1965). Sobre la base de muestras de núcleo de hielo² medidas, se ha demostrado que las concentraciones de CO₂ en la era preindustrial estaban en el rango de 260 a 280 ppm (Indermühle, 1999). Las pruebas geológicas y paleo-climáticas dejan en claro que las actuales concentraciones atmosféricas de CO₂ son las más altas en los últimos 15 millones de años (Tripathi, Roberts y Eagle, 2009).

Desde 1959, se han emitido aproximadamente 350.000 millones de toneladas métricas de carbono (o GtC)³ debido a la actividad humana, de los cuales un 55% ha sido capturado por los océanos y la tierra, mientras que el resto ha permanecido en la atmósfera (Ballantyne et al., 2012). La figura 2a muestra que las emisiones

Figura 1: Concentraciones de CO₂ en la atmósfera en el Observatorio de Mauna Loa.

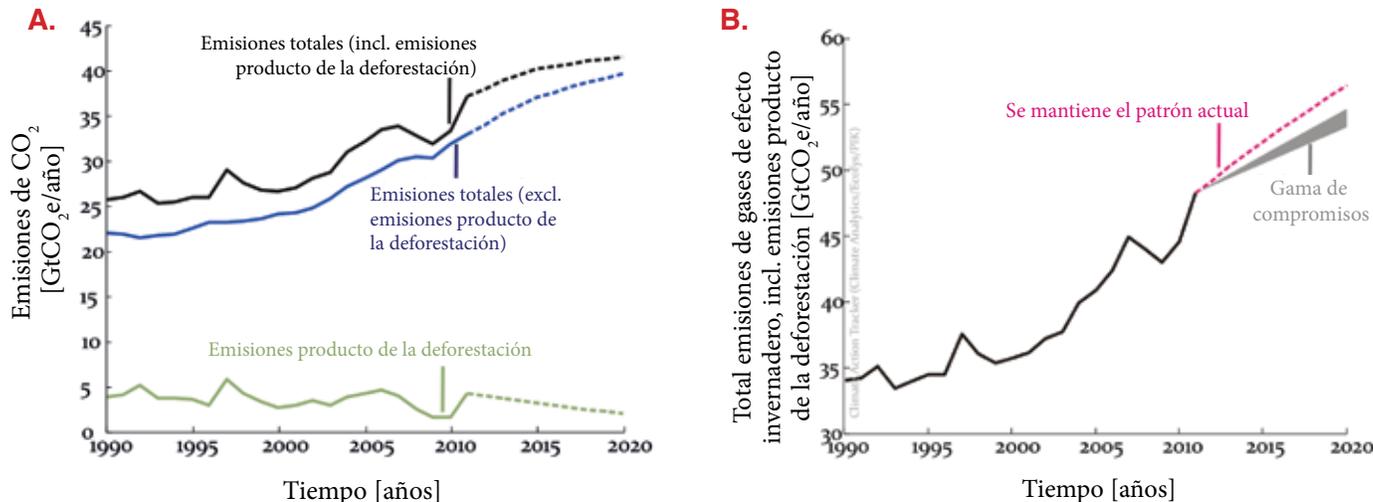


de CO₂ están aumentando. De no mediar políticas adicionales, las emisiones mundiales de CO₂ (incluidas las emisiones relacionadas

² El informe adopta 1750 para definir las concentraciones de CO₂. Para la temperatura media global, la era pre-industrial se define desde mediados del siglo XIX.

³ La comunidad científica y las autoridades utilizan convenciones diferentes. Cuando se habla sobre emisiones de CO₂, es muy común referirse a ellas por el peso del carbono -3,67 toneladas métricas de CO₂ contienen 1 tonelada métrica de carbono- mientras que cuando se discute sobre equivalente en emisiones de CO₂, casi todo el mundo usa el equivalente de CO₂ (no de carbono). En este caso, 350.000 millones de toneladas métricas de carbono equivalen a 1,285 billones de toneladas métricas de CO₂.

Figura 2: Emisiones globales de CO₂ (a) y totales de gases de efecto invernadero (b), tanto históricas (líneas continuas) como proyectadas (líneas quebradas). Fuente de datos de CO₂: línea base PRIMAAP4BIS^a; y fuente de datos sobre gases de efecto invernadero: *Climate Action Tracker*^b. Las trayectorias globales incluyen emisiones del transporte internacional. El rango de las promesas en (b) proviene de las actuales mejores estimaciones de los compromisos establecidos por los países y van desde: ambición mínima, promesas incondicionales y reglas permisivas hasta ambición máxima, promesas condicionadas y reglas más estrictas.



^a <https://sites.google.com/a/primap.org/www/the-primap-model/documentation/baselines>
^b <http://climateactiontracker.org/>

con la deforestación) llegarán a los 41.000 millones de toneladas métricas al año en 2020. Los gases de invernadero totales aumentarán a 56 GtCO₂e⁴ en 2020, siempre y cuando no se tomen medidas adicionales al respecto entre ahora y 2020 (en un escenario donde todo sigue como es habitual o “business as usual”). Si las actuales promesas se materializan totalmente, es probable que las emisiones totales de gases de efecto lleguen a entre 53.000 y 55.000 toneladas métricas de CO₂e por año en 2020 (figura 2b).

Aumento de la temperatura media mundial

El Cuarto Informe de Evaluación (4IE) de IPCC constató que el aumento de la temperatura media mundial y el calentamiento del sistema climático eran “inequívocos”. Más aún, “la mayor parte del aumento observado en la temperatura mundial desde mediados de siglo XX muy probablemente se deba al alza en las concentraciones de gases de efecto invernadero causada por el hombre” (Solomon, Miller et al., 2007). Los trabajos recientes confirman esta conclusión. El calentamiento medio mundial está ahora en aproximadamente 0,8°C por sobre los niveles preindustriales⁵.

Las señales de un evidente calentamiento durante las últimas tres décadas son clarísimas y están demostradas en una serie de estudios. Por ejemplo, Foster y Rahmstorf (2011) detectan indicios claros luego de la eliminación de otros factores conocidos que afectan las variaciones de la temperatura a corto plazo. Estos factores incluyen variabilidad solar y efectos volcánicos de tipo aerosol, junto con la corriente marina El Niño (figura 3). Una serie de estudios, como lo indica el IPCC, confirma que el calentamiento observado no puede explicarse solo por factores naturales y, por lo tanto, es posible atribuirlo en su mayor parte a la influencia antropogénica

(por ejemplo, Santer et al., 1995; Stott et al., 2000). De hecho, el IPCC (2007) sostiene que durante los últimos 50 años, “la suma de las fuerzas solares y volcánicas probablemente ha provocado un enfriamiento, no un calentamiento”, resultado que es confirmado por investigaciones más recientes (Wigley y Santer, 2012).

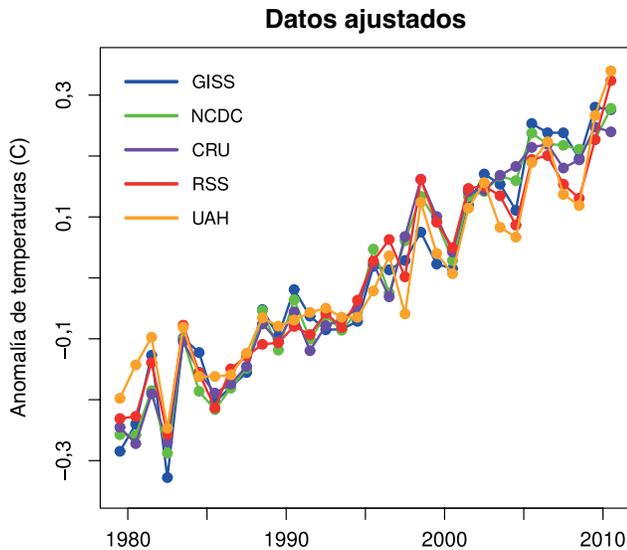
Creciente almacenamiento de calor por el océano

Si bien uno de los cambios más evidentes es el calentamiento de la temperatura de la superficie de la Tierra, aproximadamente el 93% del calor adicional que absorbe el sistema terrestre a partir del aumento en la concentración de gases de efecto invernadero desde 1955 es almacenado en el océano. Estudios recientes realizados por Levitus y colegas (Levitus et al., 2012) amplía los hallazgos del 4IE del IPCC. El calentamiento observado de los océanos del mundo “solo puede ser explicado por el aumento de los gases de efecto invernadero en la atmósfera”. La fuerte tendencia al alza en el contenido de calor del océano continúa (figura 4). Entre 1955 y 2010, los océanos del mundo, hasta una profundidad de 2.000 metros, se han calentado en un promedio de 0,09°C.

⁴ Las emisiones totales de gases de efecto invernadero (CO₂e) se calculan multiplicando las emisiones de cada uno de estos gases por su potencial de calentamiento global (GWP), una medida que compara el efecto integral de calentamiento con una base común (dióxido de carbono) durante un horizonte de tiempo específico. Este informe aplica un GWP de 100 años, según el Segundo Informe de Evaluación de IPCC, para coincidir con los países que entregan comunicados nacionales a la CMNUCC.

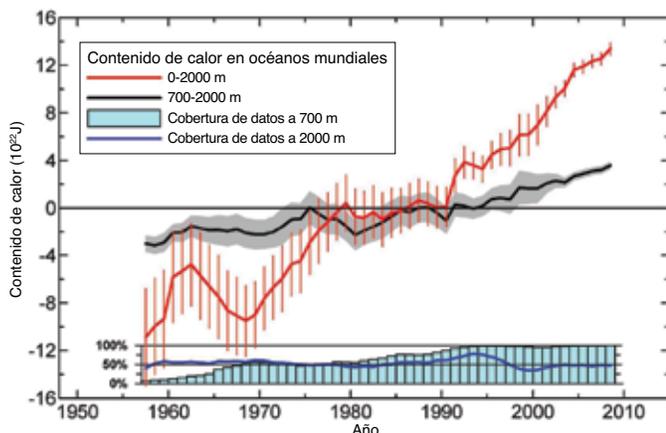
⁵ Vea HadCRUT3v: <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/> and (Jones et al. 2012).

Figura 3: Datos sobre temperatura de diferentes fuentes (GISS: Goddard Institute for Space Studies GISS de la NASA; NCDC: NOAA National Climate Data Center; CRU: Hadley Center/Climate Research Unit, RU; RSS: datos de sistemas de detección remota; UAH: Universidad de Alabama en Huntsville) corregidos según la variabilidad de la temperatura a corto plazo. Cuando los datos se ajustan para eliminar el impacto estimado de factores conocidos en las variaciones de temperatura a corto plazo (corriente de El Niño, aerosoles volcánicos y variabilidad solar), la señal de calentamiento global es evidente.



Fuente: Foster y Rahmstorf, 2012.

Figura 4: Aumento del contenido total de calor en el mar desde la superficie hasta los 2.000 metros, sobre la base de análisis en curso durante cinco años. El periodo de referencia es 1955-2006. La línea negra muestra el contenido creciente de calor a cierta profundidad (700 a 2.000 metros) e ilustra una tendencia considerable y en alza, mientras que la mayor parte del calor se queda en los primeros 700 metros del océano. Las barras verticales y la zona sombreada representan una desviación estándar de +/-2 respecto de la estimación de cinco años para las respectivas profundidades.



Fuente: Levitus et al. 2012.

En consonancia con los cambios en la composición química del mar, se espera que las aguas más cálidas tengan efectos negativos para las pesquerías, en particular en las regiones tropicales, a medida que los peces emigran de esas zonas hacia lugares más frescos (Sumaila, 2010). Además, el calentamiento de las aguas superficiales puede intensificar la estratificación y así posiblemente disminuir la disponibilidad de nutrientes para los productores primarios. Otra consecuencia muy grave del aumento en la temperatura del mar podría ser la expansión de las zonas oceánicas hipóxicas⁶, lo que en última instancia interfiere con la producción de los océanos mundiales y dañar los ecosistemas marinos. Las zonas oxigenadas del océano ya se están reduciendo y en algunas cuencas oceánicas se ha visto que esto limita el hábitat de peces pelágicos tropicales, como el atún (Stramma et al., 2011).

Aumento del nivel del mar

El nivel del mar está aumentando como resultado del calentamiento del clima provocado por el hombre. Este aumento es causado por la expansión térmica de los océanos y por la adición de aguas a partir del derretimiento y descarga de los glaciares de montaña y los casquetes de hielo, y también de los mantos de hielo de mucha mayor envergadura de Groenlandia y la Antártica. Una fracción considerable de la población mundial habita en las costas, a menudo en grandes ciudades con extensa infraestructura. Debido a esto, el incremento del nivel del mar puede ser uno de los impactos a largo plazo más graves del cambio climático, dependiendo de la velocidad y magnitud final de ese aumento.

Se ha avanzado notablemente desde el 4IE del IPCC en cuanto a la comprensión cuantitativa del fenómeno, en especial en lo relativo al cierre del balance de incremento del nivel del mar. Los últimos cálculos y reconstrucciones de este aumento, basados en mareógrafos y, hace menos tiempo, en observaciones satelitales, confirman los hallazgos del 4IE (figura 5) y apuntan a un

⁶ La zona hipóxica es una capa oceánica con muy bajas concentraciones de oxígeno (también se denomina ZMO, zona de mínimo de oxígeno), debido a la estratificación de las capas verticales (mezcla vertical limitada) y a una gran actividad microbiana que consume oxígeno para procesar el material orgánico depositado por capas oceánicas menos profundas y ricas en oxígeno con gran actividad biológica. Una zona hipóxica que se amplía hacia arriba a las capas oceánicas menos profundas, como se observa, plantea problemas para el zooplancton que se oculta de los depredadores en estos lugares durante el día, además de comprimir la zona superficial rica en oxígeno que la cubre, con lo cual se perturba a los organismos que viven en el fondo del mar y a las especies pelágicas (mar abierto). Las observaciones y modelaciones realizadas recientemente indican que la zonas hipóxicas de todo el mundo se están expandiendo hacia arriba (Stramma et al., 2008; Rabalais, 2010) con el aumento de la temperatura de la superficie marina, las precipitaciones y/o la escorrentía fluvial. Ello intensifica la estratificación y los cambios en la circulación del océano que limitan el transporte desde aguas más frías y ricas en oxígeno hacia zonas tropicales y, finalmente, provocan la expulsión directa del oxígeno, puesto que las aguas más cálidas contienen menos oxígeno disuelto. Los “episodios hipóxicos” son creados por cambios en los vientos que empujan las aguas de la superficie del mar costa afuera, las que luego son reemplazadas por aguas más profundas de las zonas hipóxicas que ingresan a las plataformas continentales, o bien por el contenido rico en nutrientes de dichas aguas que estimulan los afloramientos de plancton local, el cual consume oxígeno al momento de morir y descomponerse abruptamente. Las zonas hipóxicas también se han expandido cerca de los continentes debido al aumento de las deposiciones de fertilizantes por las lluvias y el influjo directo de estos productos que transporta la escorrentía continental; ello aumenta la actividad microbiana y crea las zonas hipóxicas. Mientras que el cambio climático aumenta las precipitaciones y la escorrentía, otras actividades humanas podrían intensificar o suprimir el uso de fertilizantes, al igual que la escorrentía.

aumento de más de 20 centímetros entre la era preindustrial⁷ y 2009 (Church y White, 2011). El nivel del mar aumentaba a una tasa cercana a 1,7 mm/año (equivalente a 1,7 cm/década) durante el siglo XX, pero se ha acelerado a unos 3,2 mm/año (equivalente a 3,2 cm/década), en promedio, desde comienzos de los años noventa (Meysignac y Cazenave, 2012).

Cuando se publicó el 4IE del IPCC, aún había grandes incertidumbres respecto de la contribución de los diversos factores al proceso y la suma de los componentes estimados de manera individual no explicaba el alza total del nivel del mar observado. Hoy hay mayor acuerdo sobre los aportes cuantitativos y se han ampliado al período entre 1972–2008 usando estimaciones de observaciones actualizadas (Church et al., 2011) (figura 6): durante esos años, los mayores aportes provinieron de la expansión térmica (0,8 mm/año o 0,8 cm/década), glaciares de montaña y casquetes de hielo (0,7 mm/año o 0,7 cm/década), seguidos por los mantos de hielo (0,4 mm/año o 0,4 cm/década). El estudio realizado por Church et al. (2011) concluye que la influencia humana en el ciclo hidrológico a través de la construcción de represas (aporte negativo, puesto que el agua se retiene en la tierra) y la extracción de aguas subterráneas (aporte positivo debido a la transferencia desde la tierra al océano) ha contribuido negativamente (-0,1 mm/año o -0,1 cm/década) al cambio en el nivel del mar durante este período. La aceleración del fenómeno durante las últimas dos décadas se explica principalmente por la creciente contribución del hielo terrestre, desde 1,1 cm/década durante 1972–2008 a 1,7 cm/década durante 1993–2008 (Church et al., 2011), en particular debido al derretimiento de los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártica, como se aborda en la siguiente sección. La tasa del aporte del hielo terrestre al aumento en el nivel del mar se ha incrementado aproximadamente a un factor de tres desde 1972–1992.

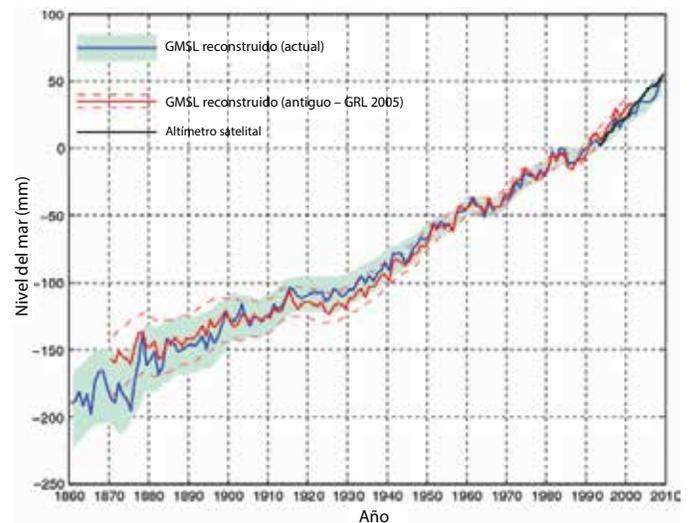
Hay diferencias regionales significativas en las velocidades del aumento del nivel del mar observadas a causa de una serie de factores, incluidos los diferenciales de calentamiento del mar, la dinámica oceánica (vientos y corrientes) y las fuentes y ubicaciones geográficas de los derretimientos, así como el hundimiento o el alzamiento de los márgenes continentales. La figura 7 muestra una reconstrucción del nivel del mar e indica que en muchas regiones oceánicas tropicales, este ha aumentado su nivel mucho más rápido que el promedio mundial. Los patrones regionales del fenómeno varían según las diversas causas que contribuyen a él. Se trata de un tema que se analiza en las proyecciones regionales del aumento del nivel del mar más adelante en este informe (vea el capítulo 4).

Las reconstrucciones del aumento del nivel del mar a más largo plazo ayudan a contextualizar esta rápida subida contemporánea en los últimos pocos miles de años. Por ejemplo, los registros utilizados por Kemp et al. (2011) muestran un claro quiebre en el registro histórico de Carolina del Norte a partir de fines del siglo XIX (figura 8). Este panorama se repite en otras partes del mundo.

Creciente pérdida de hielo en Groenlandia y la Antártica

Tanto los mantos de hielo de Groenlandia como de la Antártica han perdido masa desde por lo menos principios de los años noventa. El 4IE del IPCC (Capítulo 5.5.6 en el grupo de trabajo 1) informó

Figura 5: Nivel del mar medio global (GMSL) reconstruido a partir de datos de mareógrafos (azul, rojo) y altimetría satelital (negro). La curva azul y la línea discontinua en rojo indican la incertidumbre, que aumenta a medida que se retrocede en el tiempo debido al menor número de mareógrafos. El azul es la actual reconstrucción que se compara con una de 2006. Fuente: Church y White (2011). Nota: la escala está en milímetros de aumento del nivel del mar, dividido por 10 para convertirlos a centímetros.



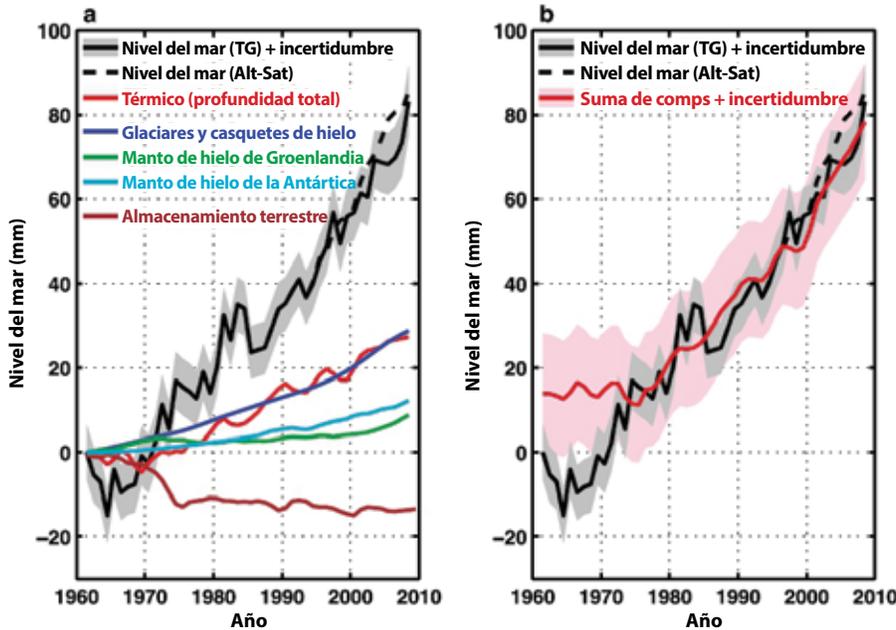
Fuente: Church y White, 2011.

que la tasa de aumento del nivel del mar era de $0,41 \pm 0,4$ mm/año a partir de los mantos de hielo durante 1993–2003, mientras que un cálculo más reciente realizado por Church et al. en 2011 arroja entre $1,3 \pm 0,4$ mm/año durante el período 2004–08. Esto significa que la velocidad de pérdida de masa de los mantos de hielo se ha acelerado en las últimas dos décadas, según se calcula a partir de la combinación de mediciones gravimétricas satelitales, sensores satelitales y métodos de balance de masa (Velicogna, 2009; Rignot et al., 2011). En la actualidad, las pérdidas de hielo se distribuyen más o menos equitativamente entre Groenlandia y la Antártica. En su revisión más reciente de las observaciones (figura 9), Rignot y colegas (Rignot et al., 2011) sostienen que, de continuar la actual aceleración, los mantos de hielo por sí solos contribuirían hasta en 56 centímetros al aumento del nivel del mar en 2100. Si la actual tasa de pérdida continúa, pero sin acelerarse aún más, dichos mantos aportarían 13 centímetros en 2100. Es necesario considerar que estas cifras son simples extrapolaciones en el tiempo de las tendencias observadas en este momento y, por lo tanto, no pueden proporcionar estimaciones absolutas para las proyecciones de lo que podría suceder en 2100.

Las observaciones de la era pre-satelital, complementadas por modelos climáticos regionales, indican que el manto de hielo de Groenlandia contribuyó moderadamente al aumento en el nivel del mar en los años sesenta y hasta principios de los años setenta, pero

⁷ Aunque el período de referencia para las proyecciones climáticas que se utiliza en este informe es la era preindustrial (cerca de los años de 1850), las variaciones en el aumento del nivel del mar se comparan con años bases contemporáneos (por ejemplo, 1980–1999 o 2000), ya que es difícil atribuir los aumentos del nivel del mar del pasado a las diferentes causales.

Figura 6: Panel izquierdo (a): aportes del hielo de la tierra (glaciares de montaña y casquetes de hielo y los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártica), aumento termostérico del nivel del mar y almacenamiento en la tierra (efectos netos de extracción de aguas subterráneas y construcción de represas), así como observaciones de mareógrafos (desde 1961) y observaciones satelitales (desde 1993). Panel derecho (b): la suma de los aportes individuales se aproxima al alza observado en el nivel del mar desde los años setenta. Los vacíos en el período anterior podrían ser el resultado de errores en las observaciones.



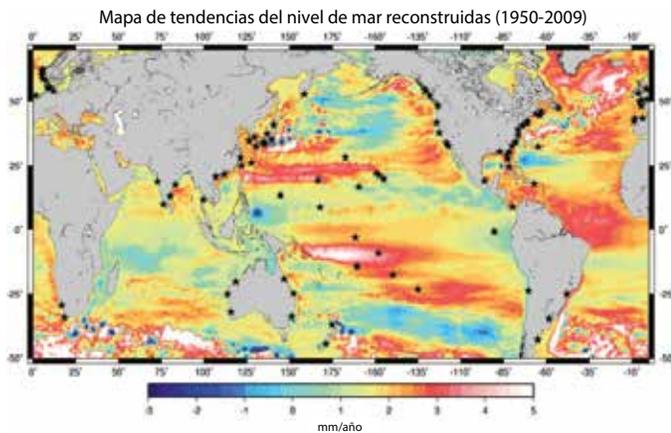
Fuente: Church et al., 2011.

se mantuvo en equilibrio hasta comienzos de los años noventa, cuando nuevamente comenzó a perder masa, ahora con mucha más fuerza (Rignot, Box, Burgess y Hanna, 2008). Observaciones anteriores de fotografías aéreas en Groenlandia suroriental apuntan a un repliegue a gran escala de los glaciares en los años 1930, cuando

las temperaturas atmosféricas aumentaron a tasas similares a las actuales (Bjørk et al., 2012). En ese momento, muchos glaciares que terminaban en la tierra se retrajeron con mayor rapidez que en los años 2000, mientras que los glaciares que llegaban al mar, que agotan más hielo interior, en esa misma zona se replegaron más rápido en el período reciente. Bjørk y colegas comentan que esta observación puede tener consecuencias a la hora de estimar el aporte futuro de Groenlandia al aumento del nivel del mar.

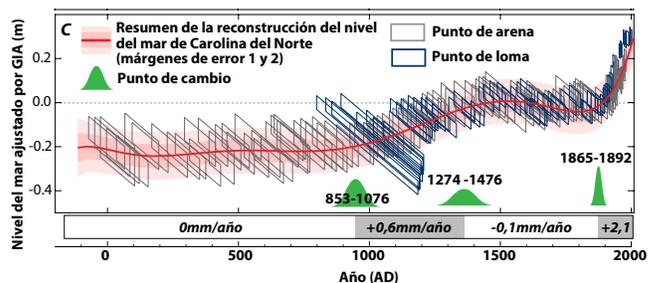
Las recientes observaciones indican que, en este momento, la pérdida de masa del manto de hielo de Groenlandia se reparte de manera equitativa entre mayor derretimiento superficial

Figura 7: Reconstrucción de tasas de aumento del nivel del mar para el período 1952–2009, durante el cual el alza fue de 1,8 mm al año (equivalente a 1,8 cm/década). Las estrellas negras denotan los 91 mareómetros utilizados en la reconstrucción del nivel del mar mundial.



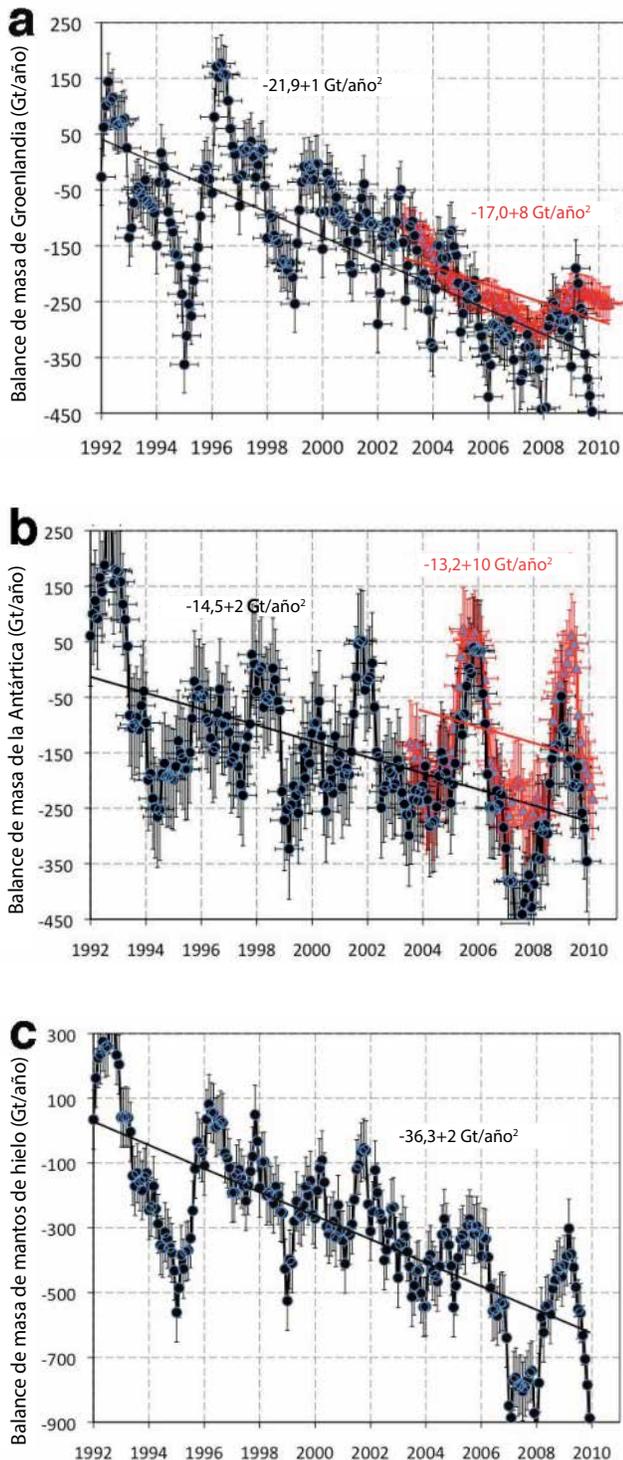
Fuente: Becker et al., 2012.

Figura 8: Registro del nivel del mar en Carolina del Norte reconstruido durante los últimos 2.000 años. El período posterior a fines del siglo XIX muestra claramente el aumento del nivel de los océanos inducido por el hombre.



Fuente: Kemp et al., 2011.

Figura 9: Balance total de masa de mantos de hielo, dM/dt , entre 1992 y 2010, para (a) Groenlandia, (b) Antártica y (c) suma de Groenlandia y Antártica, en $Gt/año$ según el método de cálculo de masa (MBM) (círculo negro sólido) y la gravedad variable-en el tiempo GRACE (triángulo rojo sólido), con barras de error asociadas.



Fuente: E. Rignot, Velicogna, Broeke, Monaghan, y Lenaerts, 2011.

y más descarga dinámica de hielo al océano (Van den Broeke et al., 2009). Aunque está claro que el derretimiento superficial continuará aumentando en el contexto del calentamiento global, ha habido más debate respecto del curso de la descarga dinámica de hielo, cuya comprensión a nivel físico aún es limitada. Muchos glaciares que llegan al mar han acelerado su movimiento (y casi duplicaron la velocidad de flujo) y se han replegado desde fines de los años noventa (Moon, Joughin, Smith y Howat, 2012; Rignot y Kanagaratnam, 2006). Hoy existe consenso en torno a que estos repliegues se desencadenan al final de los glaciares, por ejemplo, cuando se desprenden las lenguas de hielo flotante (Nick, Vieli, Howat y Joughin, 2009). Las observaciones de la intrusión de aguas oceánicas relativamente cálidas en los fiordos de Groenlandia (Murray et al., 2010; Straneo et al., 2010) confirman esta teoría. Otra posible explicación de la reciente aceleración del flujo, a saber, la lubricación basal con agua de fusión⁸, no parece ser un mecanismo central a la luz de las recientes observaciones (Sundal et al., 2011) y teorías (Schoof, 2010).

El aumento del derretimiento superficial ocurre principalmente en los bordes del manto de hielo, donde la baja elevación permite temperaturas atmosféricas relativamente cálidas. Mientras la zona de derretimiento de Groenlandia ha ido en aumento desde los años setenta (Mernild, Mote y Liston, 2011), estudios recientes también muestran un período de mayor deshielo entre principios de los años veinte y comienzos de los sesenta. La actual área de deshielo es similar en magnitud a ese período más temprano. Hay indicios de que la extensión del derretimiento de mayor magnitud en los últimos 225 años se ha producida en la última década (Frauenfeld, Knappenberger y Michaels, 2011). El excesivo deshielo superficial ocurrido a principios de julio de 2012, cuando alrededor del 97 % de la superficie del manto se había derretido ya el 12 de julio (figura 10), más que el típico patrón de descongelamiento en torno a los bordes del manto de hielo, representa un suceso raro pero no inédito. Los núcleos de hielo de la parte central del manto muestran que, históricamente, se han producido deshielos similares, el último de los cuales tuvo lugar en 1889 y los anteriores, varios siglos antes (Nghiem et al., 2012).

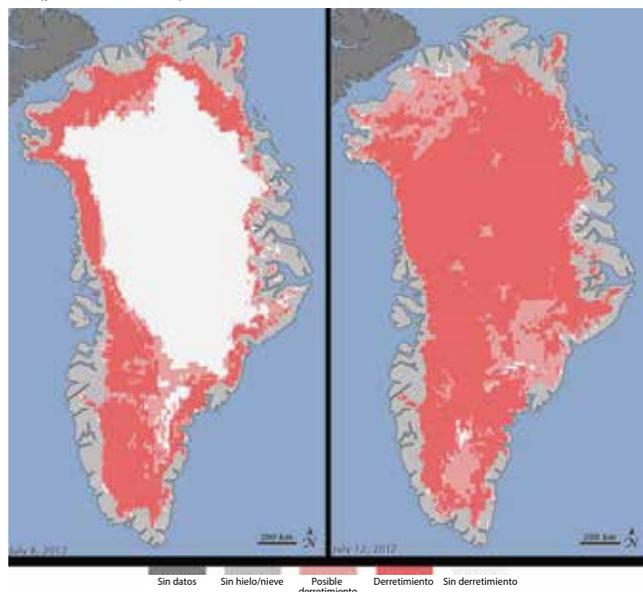
La creciente vulnerabilidad al calentamiento del manto de hielo de Groenlandia es visible en las tendencias y sucesos informados aquí: en el rápido crecimiento de la zona de derretimiento observado desde los años setenta y el récord de deshielo de la superficie registrado a principios de julio de 2012.

Acidificación del océano

Los océanos son de enorme importancia como uno de los principales sumideros de CO_2 de la Tierra. A medida que aumenta el CO_2 en la atmósfera, los océanos absorben cada vez más de este gas en un intento por restablecer el equilibrio entre captación y liberación en la superficie. En efecto, han capturado aproximadamente el 25 % de las emisiones antropogénicas de CO_2 durante

⁸ Cuando las temperaturas superan los cero grados durante períodos prolongados, el agua de fusión de las pozas de derretimiento de la superficie se desplazan intermitentemente hacia la base del manto de hielo a través de grietas y pueden lubricar el contacto entre el hielo y la roca firme y desencadenar un mayor deslizamiento y descarga dinámica.

Figura 10: Mediciones del derretimiento del hielo superficial en Groenlandia con tres satélites el 8 de julio (panel izquierdo) y el 12 de julio (panel derecho), 2012.



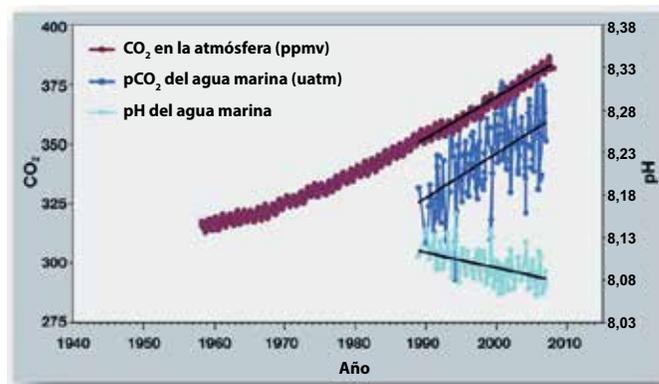
Fuente: NASA 2012.

los años 2000–06 (Canadell et al., 2007). Esto incide de manera directa en el ciclo bio-geoquímico del océano, puesto que el CO_2 reacciona con el agua para finalmente formar un ácido débil en el tiempo, lo que produce lo que se ha denominado “acidificación del océano”. Ciertamente, dichos cambios han sido observados en las aguas del mundo entero. Durante el período comprendido entre 1750 y 1994, se calcula que el pH⁹ superficial se redujo en 0,1 pH (figura 11), lo que corresponde a un aumento del 30% en la concentración del ión hidrógeno (H^+) en el agua marina (Raven, 2005). Los aumentos observados en la acidez del océano son más pronunciados en las latitudes más altas que en los trópicos o subtropicales (Bindoff et al., 2007).

Por lo tanto, la acidificación de los océanos del mundo debido al aumento de las concentraciones de CO_2 en el aire es una de las consecuencias más ostensibles de las emisiones de este gas y su creciente concentración. Esta acidificación ya está ocurriendo y continuará produciéndose dado el contexto de calentamiento y la reducción del oxígeno disuelto en los océanos del mundo. En el pasado geológico, dichos cambios en el pH con frecuencia estuvieron asociados con episodios de extinción a gran escala (Honisch et al., 2012). Se prevé que la actual variación en el pH aumentará en el futuro. Por otra parte, la intensidad del cambio en el ciclo biogeoquímico general del océano observada en este momento y proyectada parece no tener parangón en la historia de la Tierra (Caldeira y Wickett, 2003; Honisch et al., 2012).

Más grave aún, la reacción del CO_2 con el agua marina reduce la disponibilidad de iones de carbonato, los que son utilizados por diversa biota marina para la formación de esqueletos y valvas en la forma de carbonato de calcio (CaCO_3). Las aguas superficiales suelen estar supersaturadas de aragonito (una forma mineral de CaCO_3), lo que favorece la formación de valvas y esqueletos. Si los

Figura 11: Cambios observados en la acidez del océano (pH) comparados con la concentración de dióxido de carbono disuelto en el agua marina (pCO_2), junto con el registro de CO_2 en la atmósfera desde 1956. Una disminución en el pH indica un aumento en la acidez.



Fuente: NOAA, 2012, Programa del Carbono PMEL.

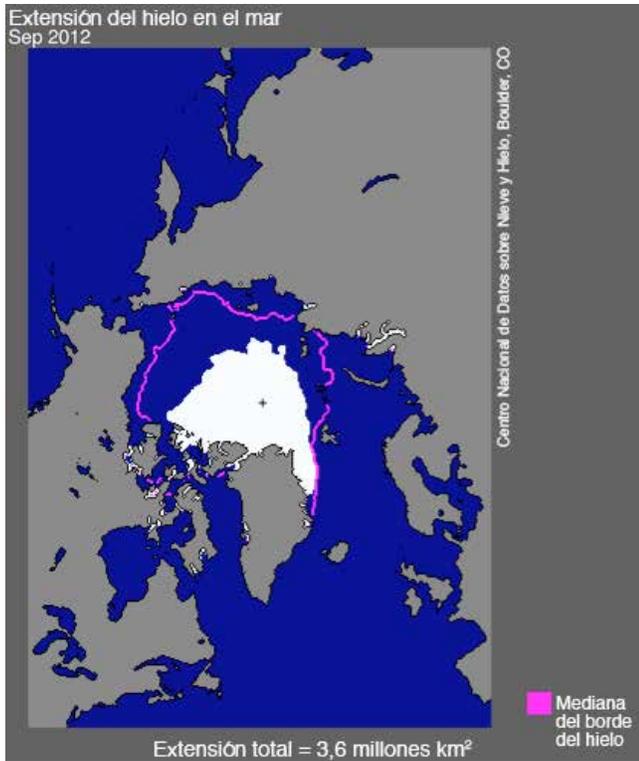
niveles de saturación caen por debajo de un nivel de 1,0, el agua se torna corrosiva para el aragonito puro y las valvas de aragonito quedan sin protección (Feely, Sabine, Hernandez-Ayon, Ianson y Hales, 2008). A causa de las emisiones antropogénicas de CO_2 , ha bajado la profundidad en la cual las aguas están subsaturadas de aragonito en comparación con la era preindustrial. Según los cálculos, la saturación de aragonito ha bajado su profundidad entre 100 y 200 metros en el mar de Arabia y la bahía de Bengala, mientras que en el Pacífico, ha bajado entre 30 y 80 metros al sur de los 38°S y entre 30-100 metros, al norte de los 3°N (Feely et al., 2004). En las zonas de surgencias, que suelen ser muy productivas en términos biológicos, se ha observado que los niveles de subsaturación son lo suficientemente bajos como para que las aguas corrosivas emerjan de manera intermitente a la superficie. Es altamente probable que este no sería el caso de no mediar el aumento en la concentración atmosférica de CO_2 provocada por las actividades humanas (Fabry, Seibel, Feely y Orr, 2008).

Pérdida del manto de hielo del Ártico

El hielo en el mar Ártico llegó a un récord mínimo en septiembre de 2012 (figura 12). Esto es sin parangón desde por lo menos el comienzo de las mediciones satelitales confiables en 1973, mientras otras estimaciones sugieren que se trata de un nivel mínimo en al menos los últimos 1.500 años (Kinnard et al., 2011). Las tendencias lineales de la extensión de hielo en el mar durante septiembre desde el comienzo de que existen registros satelitales apuntan a una pérdida de 13% por década, y el récord de 2012 equivale a una reducción de casi la mitad de la superficie cubierta de hielo del océano Ártico en las últimas tres décadas.

⁹ Medición de la acidez. Un pH más bajo indica mayor acidez; debido a que se encuentra en una escala logarítmica, un pequeño cambio en el pH representa un cambio físico de considerable envergadura.

Figura 12: Descripción geográfica de la reducción récord registrada en septiembre en la extensión de hielo marino, en comparación con la distribución media del período 1979–2000.



Fuente: NASA, 2012.

Aparte del área cubierto de hielo, el espesor del hielo es un indicador importante de la pérdida en el mar Ártico. La zona de hielo de mayor grosor (es decir, de una antigüedad superior a los dos años) está disminuyendo, con lo cual la totalidad de la cubierta de hielo se torna más vulnerable a fenómenos climáticos como la tormenta de agosto de 2012, que quebró esta extensa superficie en partes más pequeñas que se derritieron con relativa rapidez (figura 13).

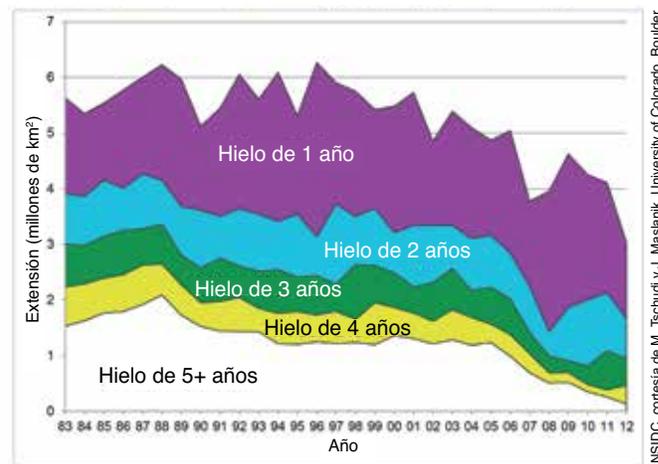
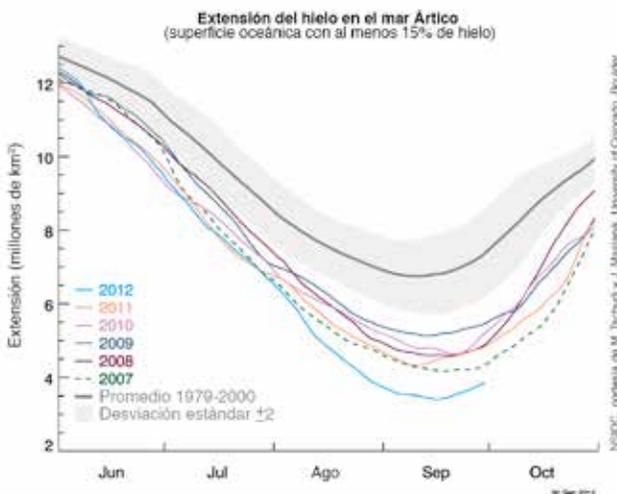
Los estudios científicos recientes confirman sistemáticamente que el grado de pérdida extrema de hielo observado en el mar Ártico solo se puede explicar por un cambio climático de origen antropogénico. Si bien una variedad de factores influyeron sobre este hielo a lo largo de la historia de la Tierra (por ejemplo, cambios en la insolación del verano debido a variaciones en los parámetros orbitales de la Tierra o la variabilidad natural de los patrones del viento), es posible excluir estos factores como causas de la tendencia observada recientemente (Min, Zhang, Zwiers y Agnew, 2008; Notz y Marotzke, 2012).

Además de las graves consecuencias para el ecosistema Ártico y para los asentamientos humanos asociados, entre los posibles impactos de la pérdida de este hielo están las variaciones en los sistemas predominantes de presión del aire. Puesto que el intercambio térmico entre el océano y la atmósfera aumenta a medida que desaparece el hielo, los patrones de circulación a gran escala de los vientos pueden cambiar e incrementar la frecuencia de los inviernos más crudos en Europa (Francis y Vavrus, 2012; Jaiser, Dethloff, Handorf, Rinke y Cohen, 2012; Petoukhov y Semenov, 2010).

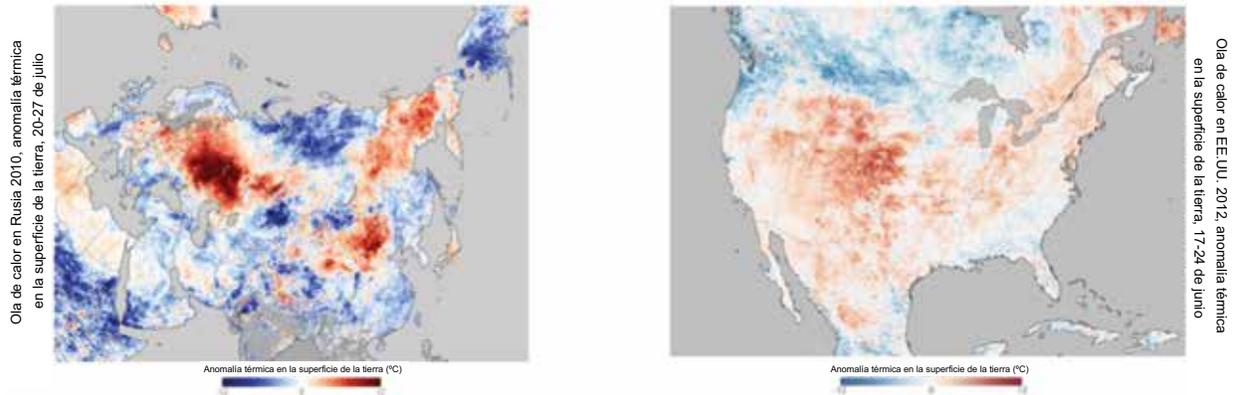
Olas de calor y temperaturas extremas

En la última década se ha registrado una cantidad excepcional de olas de calor extremo en todo el mundo, cuyos impactos han sido muy severos para los seres humanos (Coumou y Rahmstorf, 2012).

Figura 13: Panel izquierdo: Extensión del hielo en el mar Ártico entre 2007–2012; el promedio entre 1979–2000 está en gris oscuro; el sombreado en gris claro representa dos desviaciones estándar. Panel derecho: Variaciones plurianuales en el hielo desde 1983 hasta 2012.



Fuente: NASA, 2012. Créditos (panel derecho): NSIDC (2012) y M. Tschudi y J. Maslanik, Universidad de Colorado, Boulder.

Figura 14: Oleadas de calor anormales en Rusia (2010) y Estados Unidos (2012), según medición satelital.

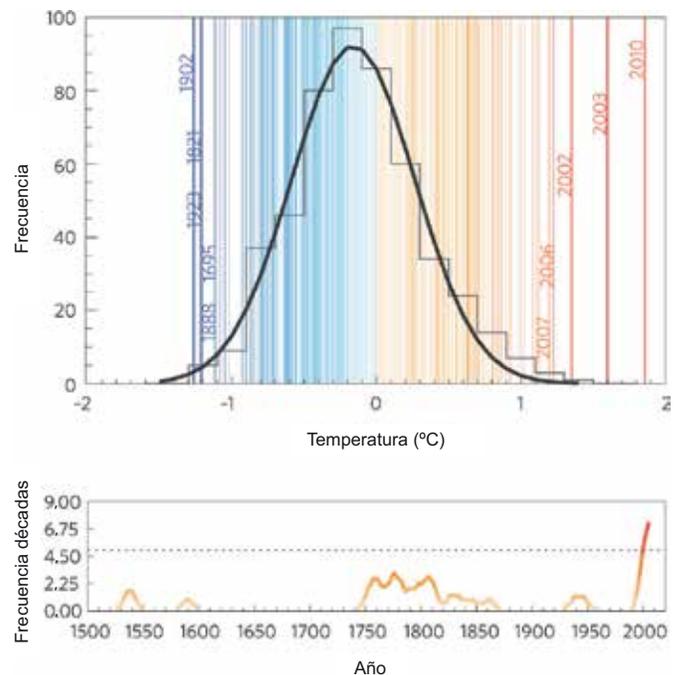
Fuente: Observatorio de la Tierra de NASA, 2012.

Por ejemplo, este fenómeno se registró en Europa en 2003 (Stott et al., 2004), en Grecia en 2007 (Founda y Giannaopoulos, 2009), en Australia en 2009 (Karoly, 2009), en Rusia en 2010 (Barriopedro et al., 2011), en Texas en 2011 (NOAA, 2011; Rupp et al., 2012) y en Estados Unidos en 2012 (NOAA, 2012, 2012b) (figura 14).

Estas olas de altas temperaturas con frecuencia dejaron varias víctimas fatales, incendios forestales y pérdidas en las cosechas (por ejemplo, Coumou y Rahmstorf, 2012). Se trató de episodios extremadamente inusuales; las temperaturas mensuales y estacionales casi siempre superaron la temperatura media local en más de tres desviaciones estándar (sigma), los así llamados eventos 3-sigma. En ausencia del cambio climático, tales eventos 3-sigma probablemente ocurrirían solo una vez cada varios cientos de años (Hansen et al., 2012).

Los cinco veranos más cálidos en Europa desde 1500 ocurrieron todos después de 2002, donde 2003 y 2010 fueron valores atípicos excepcionales (figura 15) (Barriopedro et al., 2011). Las víctimas fatales que dejó la ola de calor de 2003 se estiman en 70.000 (Field et al., 2012), con un exceso de mortalidad diaria de hasta 2.200 en Francia (Fouillet et al., 2006) (figura 16). En Rusia, se calcula que la ola de calor de 2010 dejó más de 1 millón de hectáreas quemadas y cobró la vida de 55.000 personas, 11.000 de ellas solo en Moscú (Barriopedro et al., 2011). En 2012, Estados Unidos experimentó un período de devastadoras altas temperaturas y sequías (NOAA 2012, 2012b). El 28 de agosto, alrededor del 63% de Estados Unidos continental fue afectado por condiciones de sequía (figura 17) y el período entre enero y agosto fue el más caluroso del que se tiene registro. Durante ese tiempo también se desataron numerosos incendios forestales y se fijó un nuevo récord de superficie quemada total: sobre los 7,72 millones de acres (NOAA, 2012b).

Estudios recientes demuestran que las temperaturas extremas que se registran durante el verano se pueden atribuir principalmente al calentamiento del clima desde los años sesenta (Duffy y Tebaldi, 2012; Jones, Lister y Li, 2008; Hansen et al., 2012; Stott et al., 2011). En los años sesenta, prácticamente no había extremas estivales superiores a tres desviaciones estándar más cálidas que la media del clima y afectaban a menos del 1% de la superficie de la Tierra. La extensión aumentó a 4%-5% en 2006-08, y en 2009-2011 ocurrió en el 6%-13% de la superficie terrestre. En la

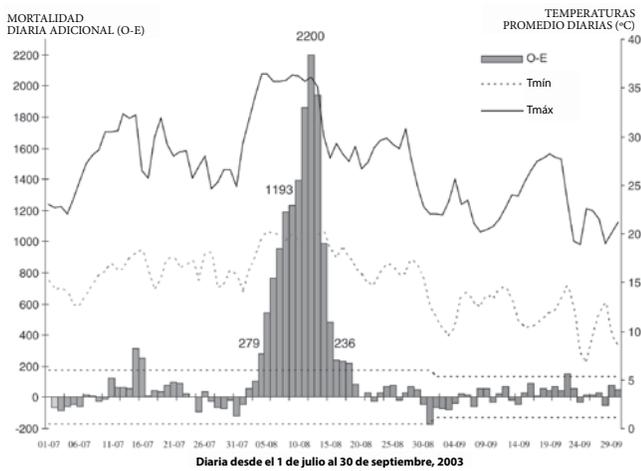
Figura 15: Distribución (panel superior) y línea de tiempo (inferior) de temperaturas estivales en Europa desde 1500.

Fuente: Barriopedro et al., 2011.

actualidad, esos calores extremadamente atípicos suelen afectar a alrededor del 10% del área terrestre (figura 18) (Hansen et al., 2012).

El reciente análisis implica que estos meses y temporadas estivales extremadamente cálidos no se habrían producido en ausencia del cambio climático (Coumou, Robinson y Rahmstorf, en revisión; Hansen et al., 2012). Otros estudios atribuyen explícitamente las olas de calor a la influencia humana sobre el clima, en particular aquellas registradas en Europa en 2003 (Stott, Stone y Allen, 2004), Rusia en 2010 (Otto et al., 2012) y Texas en 2011 (Rupp et al., 2012).

Figura 16: Exceso de muertes observadas durante la ola de calor de 2003 en Francia. O= observada; E= prevista.

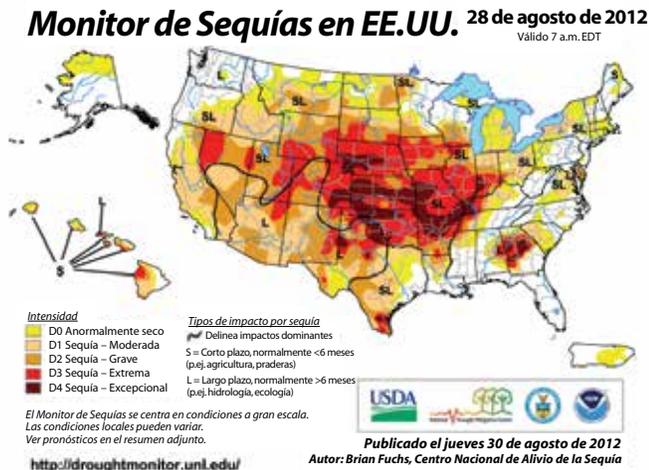


Fuente: Fouillet et al. 2006.

Tendencias en la sequía y la aridez

A nivel global, el calentamiento de la atmósfera inferior fortalece el ciclo hidrológico, principalmente debido a que el aire caliente puede retener más vapor de agua (Coumou y Rahmstorf, 2012; Trenberth, 2010). Este proceso genera mayor sequía en las regiones secas y más humedad en regiones lluviosas, fenómenos que también son pronosticados por los modelos climáticos (Trenberth, 2010). El aumento de la carga del vapor de agua en la atmósfera también puede intensificar las precipitaciones extremas, proceso que ya se ha detectado y atribuido a las presiones antropogénicas sobre las zonas terrestres del hemisferio norte (Min, Zhang, Zwiers y Hegerl, 2011).

Figura 17: Condiciones de sequía experimentadas el 28 de agosto en Estados Unidos continental.



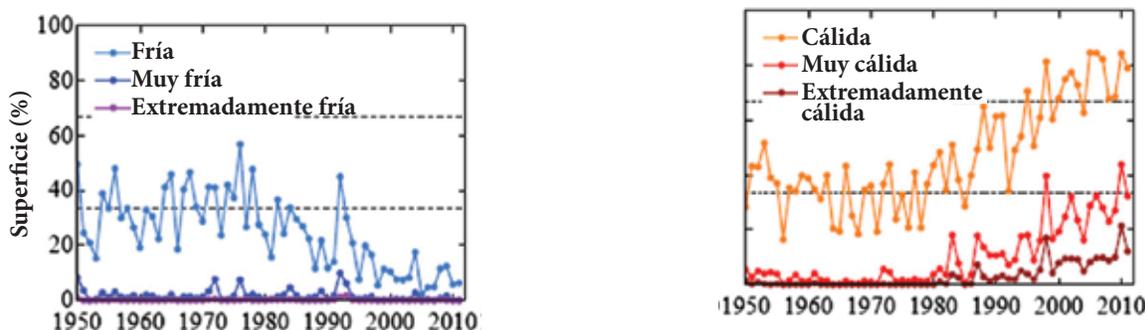
Fuente: "U.S. Drought Monitor" 2012.

Las observaciones de los últimos 50 años muestran que la intensificación del ciclo del agua sin lugar a dudas afectó los patrones de las precipitaciones en los océanos, duplicando más o menos la tasa prevista por los modelos (Durack et al., 2012). Sin embargo, los patrones de variación suelen ser más complejos sobre la tierra debido a la influencia de los aerosoles (Sun, Roderick y Farquhar, 2012) y a fenómenos regionales, incluidas respuestas de los suelos y la humedad (C. Taylor, DeJeu, Guichard, Harris y Dorigo, 2012). Es probable que la influencia antropogénica de los aerosoles haya jugado un rol clave en las variaciones de los regímenes de lluvia durante 1940-2009 (Sun et al., 2012). Un ejemplo es el posible vínculo entre dicha influencia y las sequías del Sahel (Booth, Dunstone, Halloran, Andrews y Bellouin, 2012), así como la tendencia descendente en las precipitaciones durante los inviernos en el Mediterráneo (Hoerling et al., 2012). Por último, los cambios en la circulación atmosférica a gran escala, como la migración de los recorridos de las tormentas de media-latitud hacia los polos, también pueden afectar poderosamente los patrones de las precipitaciones.

El calentamiento genera mayor evaporación y evapotranspiración, lo cual profundiza la sequedad de la superficie y, por lo tanto, la intensidad y duración de las sequías (Trenberth, 2010). La aridez (es decir, el grado en el cual una región carece de condiciones efectivas de humedad que promuevan la vida) ha aumentado desde los años setenta en alrededor de 1,74% por década; pero los ciclos naturales también han jugado un papel en el proceso (Dai, 2010, 2011). Dai (2012) informa que la sequedad inducida por el calentamiento ha ampliado las zonas de sequía en alrededor de 8% desde los años setenta. Sin embargo, este estudio incluye algunas advertencias sobre el uso del índice de gravedad de la sequía y la definición específica de parámetros de evapotranspiración utilizada, que por lo tanto deben considerarse como preliminares.

Una de las zonas afectadas es el Mediterráneo, donde se registraron 10 de los 12 inviernos más secos desde 1902, solo en los últimos 20 años (Hoerling et al., 2012). Los forzamientos radiativos de los aerosoles y los gases de efecto invernadero de origen antropogénico son factores causales claves en la tendencia descendente que muestran las precipitaciones invernales en el Mediterráneo (Hoerling et al., 2012). Además, en los últimos años se han registrado graves sequías en otras regiones subtropicales, donde los modelos climáticos predicen inviernos secos cuando el clima se caliente (MacDonald, 2010; Ummenhofer et al., 2009), pero aún se requieren estudios de atribución específicos. En África oriental, la tendencia ha sido de aumento en la frecuencia de las sequías desde los años setenta, vinculado al alza en las temperaturas en la superficie del mar en el charco cálido de los Océanos Índico-Pacífico (Funk, 2012). Estas se pueden atribuir, por lo menos en parte, a los efectos del forzamiento radiativo de los gases de efecto invernadero (Gleckler et al., 2012). Además, un estudio preliminar de la sequía registrada en Texas en 2011 concluyó que en la actualidad es 20 veces más probable que se produzca este fenómeno que en los años sesenta (Rupp, Mote, Massey, Rye y Allen, 2012). Pese a estos avances, establecer las causas de las sequías extremas sigue siendo altamente complejo debido a los escasos datos de observación y a la limitada capacidad de los modelos para captar las dinámicas de las precipitaciones a una escala promedio (Sun et al., 2012), así como la influencia de los aerosoles.

Figura 18: Superficie de tierra del hemisferio norte afectada por temperaturas estivales (panel izquierdo) frías ($< -0,43\sigma$), muy frías ($< -2\sigma$), extremadamente frías ($< -3\sigma$) y (panel derecho) calurosas ($> 0,43\sigma$), muy calurosas ($> 2\sigma$) y extremadamente calurosas ($> 3\sigma$).



Fuente: Hansen et al., 2012.

Impactos en la agricultura

Desde los años sesenta, se registran cada vez más sequías en las superficies cultivadas con los principales productos agrícolas; en el caso del maíz, las zonas afectadas se han más que duplicado: de 8,5% a 18,6% (Li, Ye, Wang y Yan, 2009). Lobell et al. (2011) descubrieron que desde los años ochenta, la producción mundial de cultivos se ha visto afectada negativamente por las tendencias climáticas: la producción de maíz y de trigo se redujo en 3,8% y 5,5%, respectivamente, en comparación con una simulación de modelos en que se restan las tendencias del clima. Las condiciones de sequía asociadas con la ola de calor de Rusia en 2010 causaron la pérdida del 25% de las cosechas de cereales, situación que obligó al gobierno ruso a prohibir las exportaciones de trigo y generó daños económicos totales estimados en alrededor de US\$15.000 millones (aproximadamente el 1% del PIB) (Barriopedro et al., 2011).

La alta sensibilidad de los cultivos a las temperaturas extremas puede producir pérdidas graves en la productividad agrícola, tal como se ha observado en las siguientes regiones y países:

- África: sobre la base de un gran número de ensayos realizados con el maíz (que cubren variedades que ya están siendo utilizadas o que pretenden ser cultivadas por los agricultores africanos) y datos sobre el clima diario en África, Lobell et al. (2011) encontraron una sensibilidad particularmente alta de la producción a temperaturas por sobre los 30°C en la temporada de crecimiento. En general, constataron que cada “grado-día de crecimiento” a una temperatura por sobre los 30°C reducía la producción en un 1% en condiciones de secano óptimas (sin sequía). Un experimento en el cual las temperaturas diarias se aumentaron artificialmente en 1°C demostró que –sobre la base del modelo estadístico que los investigadores ajustaron a los datos– el 65% de las hectáreas actualmente plantadas con maíz en África se vería afectada por pérdidas de productividad, en un contexto de secano óptimo. Las condiciones del ensayo que analizaron los investigadores habitualmente no tenían tantas limitaciones en cuanto a nutrientes como muchas zonas agrícolas de África. Por lo tanto, la situación no es comparable directamente a

las condiciones del “mundo real”, pero el estudio destaca la relación no lineal entre calentamiento y productividad.

- Estados Unidos: aquí se observa efectos no lineales considerables con temperaturas locales superiores a los 29°C para el maíz, 30°C para los frijoles de soja y 32°C para el algodón (Schlenker y Roberts, 2009).
- Australia: se han encontrado importantes efectos negativos –de una dimensión “sorprendente”– con variaciones de calentamiento regional de +2°C, las que según Asseng, Foster y Turner tienen aplicabilidad general y podrían implicar un riesgo que “socavaría de manera considerable la seguridad alimentaria mundial en el futuro” (Asseng, Foster y Turner, 2011).
- India: Lobell et al. (2012) analizaron mediciones satelitales de plantaciones de trigo en el norte de India para estimar el efecto de temperaturas extremas por sobre los 34°C. Las comparaciones con modelos basados en procesos de cultivos de uso común los llevaron a concluir que dichos modelos probablemente subestiman en hasta un 50% las pérdidas de rendimiento con un calentamiento de 2°C o más en ciertas fechas de siembra, donde un calentamiento de 2°C o más se refiere a un alza artificial de 2°C de las temperaturas diarias. Este efecto podría intensificarse aún mucho más con un alza más pronunciada de la temperatura.

Se prevé que las regiones que sufran un alto impacto serán aquellas donde las tendencias de las temperaturas y las precipitaciones avanzan en direcciones opuestas. Una de esas regiones críticas es el Mediterráneo oriental, donde las precipitaciones invernales, que aportan la mayor parte del presupuesto hídrico anual, han estado declinando (figura 19), en gran medida a causa del aumento de los gases de efecto invernadero y el forzamiento radiativo de los aerosoles generado por las actividades humanas (Hoerling et al., 2012). Al mismo tiempo, las temperaturas estivales han estado aumentando sistemáticamente desde los años setenta (figura 19), secando aún más los suelos debido a la mayor evaporación.

Estas tendencias climáticas se acumularon para producir cuatro años secos consecutivos después de 2006 en Siria, donde la sequía de 2007–2008 fue particularmente devastadora (De Schutter, 2011; Trigo et al., 2010). Puesto que la gran mayoría de las tierras del país es de secano (Trigo et al., 2010), la región es altamente vulnerable

a la falta de precipitaciones. En combinación con el mal manejo del agua, la sequía de 2008 desembocó rápidamente en un estrés hídrico que afectó a más del 40% de las tierras cultivadas y redujo fuertemente la producción de trigo y cebada (Trigo et al., 2010). Esta serie de sequías redundó en pérdidas considerables para la población que afectó en total a 1,3 millones de personas (800.000 de ellas de manera grave) y forzó el desplazamiento de decenas de miles de familias (De Schutter, 2011). En estos impactos, por cierto, influyeron fuertemente factores no climáticos, como la gobernabilidad y la demografía, que pueden alterar la exposición y el nivel de vulnerabilidad de una sociedad. En general, no existe información debidamente cuantificada sobre la vulnerabilidad de las sociedades ante los fenómenos meteorológicos, lo cual impide atribuir los impactos cuantitativamente (Bouwer, 2012). No obstante, es posible sostener en términos cualitativos que la evolución hacia un clima con sequías más frecuentes en el Mediterráneo oriental –causada en su mayor parte por el hombre– (Hoerling et al., 2012), ya está impactando a las sociedades en esta zona climática crítica.

Fenómenos extremos entre 2000 y 2012

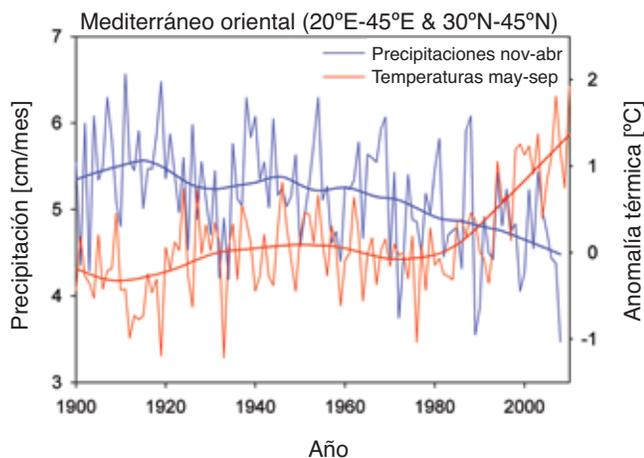
Estudios recientes han comenzado a vincular –con cierto nivel de confianza– el calentamiento global con fenómenos climáticos extremos que han batido récords. Las olas de calor, las sequías y las inundaciones han planteado retos a las sociedades afectadas en el pasado. El siguiente Cuadro 1 muestra una serie de fenómenos climáticos inusuales para los cuales hoy existen pruebas científicas sustanciales que apuntan al calentamiento global con niveles de confianza medios a altos. Si bien las inundaciones no se incluyen en este cuadro, han tenido efectos devastadores en los sistemas humanos y se prevé que aumentarán en frecuencia e intensidad con el alza de las temperaturas mundiales.

Posibles mecanismos de sincronización de fenómenos extremos

La ola de calor de Rusia y la inundación registrada en Pakistán en 2010 pueden servir de ejemplo de la sincronía entre fenómenos extremos. Durante estos episodios, la corriente en chorro del hemisferio norte experimentó un patrón fuertemente errante que se mantuvo bloqueado durante varias semanas. Un fenómeno de esta naturaleza provoca que ciertas condiciones climáticas persistentes, y por lo tanto potencialmente extremas, se impongan durante períodos inusualmente prolongados. Son patrones más propensos a formarse cuando la gradiente latitudinal de la temperatura es pequeña, lo que genera un vórtice circumpolar débil. Eso es precisamente lo que ocurrió en 2003 como resultado de temperaturas inusualmente altas en la superficie del mar cerca del Ártico (Coumou y Rahmstorf, 2012). En efecto, el derretimiento del hielo en el mar Ártico durante las últimas décadas se ha vinculado con cambios observados en la corriente en chorro a media latitud, con posibles consecuencias para la ocurrencia de sucesos extremos, como olas de calor, inundaciones y sequías, en diferentes regiones (Francis y Vavrus, 2012).

Los análisis recientes de olas a nivel planetario indican que con el aumento del calentamiento global es posible que ocurran fenómenos extremos de manera sincronizada en todo el mundo y con mayor frecuencia (Petoukhov, Rahmstorf, Petri, y Schellnhuber, en revisión). Esto podría exacerbar considerablemente los riesgos asociados a nivel mundial, puesto que si ocurren simultáneamente fenómenos extremos en diferentes regiones, es probable que los sistemas humanos sufran un estrés sin precedentes. Por ejemplo, si una sequía afecta al mismo tiempo a tres grandes zonas del mundo, aumenta el riesgo de que la producción agrícola mundial no logre compensar las pérdidas, como ha sucedido antes en el caso de sequías regionales (Dai, 2012). Si bien se requiere investigar más sobre este tema, parece que los sucesos extremos que ocurren en diferentes lugares en algún momento ejercerán presión sobre los recursos finitos para aliviar y compensar las pérdidas.

Figura 19: Precipitaciones invernales observadas (azul) que más contribuyen al presupuesto hídrico anual y temperaturas estivales (rojas) más importantes con respecto al secado por evaporación, con su tendencia a largo plazo para la región del Mediterráneo oriental.



Impactos en el bienestar

Un análisis reciente (Dell y Jones, 2009) de datos históricos del período comprendido entre 1950 y 2003 muestra que el cambio climático ha afectado negativamente el crecimiento económico de los países pobres durante las últimas décadas. Se ha demostrado que el aumento de las temperaturas tiene grandes efectos negativos para el desarrollo económico de las naciones pobres: con el alza de 1°C en la temperatura regional en un año específico, el crecimiento económico se reducirá ese año en alrededor del 1,3%. Los efectos en el crecimiento no se limitan a la reducción del producto de algunos sectores afectados por las altas temperaturas, sino que se dejan sentir en toda la economía de estos países. Se descubrió que los efectos se mantenían durante horizontes de 15 años. Si bien no es concluyente, este estudio sugiere el riesgo de que los países pobres reduzcan sus tasas de crecimiento económico en el futuro, con probabilidades de que los efectos persistan a mediano plazo.

Cuadro 1: Selección de fenómenos meteorológicos que han batido récords desde 2000, sus impactos sociales y el nivel de confianza cualitativa de que el fenómeno meteorológico puede atribuirse al cambio climático. Adaptado de Ref.¹

Región (año)	Fenómeno meteorológico que batió un récord	Confianza en la atribución al cambio climático	Impacto, costos
Inglaterra y Gales (2000)	Otoño más lluvioso desde 1766. Varios récords de precipitaciones puntuales ²	Mediana basada en ^{3,5}	~£1.300 millones ³
Europa (2003)	Verano más caluroso en por lo menos 500 años ⁶	Alta basada en ^{7,8}	Más de 70.0009 víctimas fatales ⁹
Inglaterra y Gales (2007)	Mayo a julio más lluvioso desde que se comenzaron los registros en 1766 ¹⁰	Mediana basada en ^{3,4}	Inundaciones masivas que provocaron daños por ~£3.000 millones
Sur de Europa (2007)	Verano más caluroso en Grecia desde 1891 ¹¹	Mediana basada en ^{8,12-14}	Incendios devastadores
Mediterráneo oriental, Medio Oriente (2008)	Invierno más seco desde 1902 (vea la fig. 20)	Alta basada en ¹⁵	Daños considerables a las cosechas de cereales ¹⁶
Victoria (Australia) (2009)	Ola de calor; varios récords de temperatura en estaciones (32-154 años de datos) ¹⁷	Mediana basada en ^{8,14}	Peores incendios de pastizales de los que se tiene registro, 173 muertes, 3.500 casas destruidas ¹⁷
Rusia occidental (2010)	Verano más caluroso desde 1500 ¹⁸	Mediana basada en ^{8,13,14,19}	500 incendios forestales en las afueras de Moscú, pérdida de cosechas ~25%, ~55.000 muertes, ~US\$15.000 millones en pérdidas económicas ¹⁸
Pakistán (2010)	Récords de lluvia ²⁰	Baja a mediana basada en ^{21,22}	Peor inundación de la historia, casi 3.000 muertes; 20 millones de afectados ²³
Colombia (2010)	Peores lluvias desde que se iniciaron los registros en 1969 ²⁶	Baja a mediana basada en ²¹	47 muertos, 80 desaparecidos ²⁶
Amazonas occidental (2010)	Sequía; bajo nivel récord de las aguas del Río Negro ²⁷	Baja ²⁷	Zona con aumento considerable de mortalidad forestal a lo largo de 3,2 millones de km ²⁷
Europa occidental (2011)	Primavera más cálida y seca de la que se tiene registro en Francia desde 1880 ²⁸	Mediana basada en ^{8,14,29}	Disminución de 12% en las cosechas de cereales en Francia
4 estados de EE.UU. (TX, OK, NM, LA) (2011)	Récord de calor y sequía estival desde 1880 ^{30,31}	Alta basada en ^{13,14,31,32}	Incendios forestales en 3 millones de acres (impacto preliminar entre US\$6.000-US\$8.000 millones) ³³
Estados Unidos Continental (2012)	Mes de julio más caluroso del que se tiene registro desde 1895 ³⁴ y grave sequía	Mediana basada en ^{13,14,32}	Alza del precio mundial de los alimentos debido a pérdidas en los cultivos ³⁵

¹ D Coumou y S Rahmstorf, Nature Climate Change 2, 491 (2012).

² L.V. Alexander y P.D. Jones, Atmospheric Science Letters 1 (2001).

³ P. Pall, T. Aina, D.A. Stone et al., n 470, 382 (2011).

⁴ S.K. min, X. Zhang, F.W. Zwiers et al., n 470, 378 (2011)

⁵ A.L. Kay, S.M. Crooks, P. Pall et al., Journal of Hydrology 406, 97 (2011).

⁶ J Luterbacher y et al., s 303, 1499 (2004).

⁷ P.M. Della-Marta, M.R. Haylock, J. Luterbacher et al., Journal of Geophysical Research 112 (D15103), 1 (2007); P. A. Stott, D. A. Stone y M. R. Allen, n 432 (7017), 610 (2004).

⁸ D. Coumou, A. Robinson y S. Rahmstorf, (en revisión); J. Hansen, M. Sato y R. Ruedy, Proc. Nat. Ac. Sc. (edición anticipada) (2012).

⁹ J. M. Robine, S. L. K. Cheung, S. Le Roy et al., Comptes Rendus Biologies 331 (2), 171 (2008).

¹⁰ Organización Meteorológica Mundial, Informe N°. WMO-No 1036, 2009.

¹¹ D. Founda y C. Giannakopoulos, Global and Planetary Change 67, 227 (2009).

¹² F. G. Kuglitsch, A. Toreti, E. Xoplaki et al., Geophysical Research Letters 37 (2010).

¹³ G. S. Jones, P. A. Stott y N. Christidis, jgr 113 (D02109), 1 (2008).

¹⁴ P. A. Stott, G. S. Jones, N. Christidis et al., Atmospheric Science Letters 12 (2), 220 (2011).

¹⁵ M. Hoerling, J. Eischeid, J. Perlwitz et al., Journal-of-climate 25, 2146 (2012); A. Dai, J. Geoph. Res. 116 (D12115), doi: 10.1029/2010JD015541 (2011).

¹⁶ Ricargo M. Trigo, Célia M. Gouveia y David Bariopedroa, Agricultural and Forest Meteorology 150 (9), 1245 (2010).

¹⁷ DJ Karoly, Bulletin of the Australian Meteorological and Oceanographic Society 22, 10 (2009).

¹⁸ D. Barriopedro, E. M. Fischer, J Luterbacher et al., s 332 (6026), 220 (2011).

¹⁹ F.E.L. Otto, N. Massey, G.J van Oldenborgh et al., Geoph. Res. Lett. 39 (L04702), 1 (2012); S Rahmstorf y D. Coumou, Proceedings of the National Academy of Science of the USA 108 (44), 17905 (2011); R Dole, M Hoerling, J Perlwitz et al., Geophys. Res. Lett. 38, L06702 (2011).

Cuadro 1: Selección de fenómenos meteorológicos que han batido récords desde 2000, sus impactos sociales y el nivel de confianza cualitativa de que el fenómeno meteorológico puede atribuirse al cambio climático. Adaptado de Ref.¹ (continuación)

- ²⁰ P.J. Webster, V.E. Toma y H.M. Kim, *Geophys. Res. Lett.* 38 (L04806) (2011).
- ²¹ K. Trenberth y J. Fassullo, *J. Geoph. Res.*, doi: 2012JD018020 (2012).
- ²² W. Lau y K.M. Kim, *J. Hydrometeorology* 13, 392 (2012).
- ²³ C. Hong, H. Hsu, N. Lin et al., *Geophys. Res. Lett.* 38 (L13806), 6 (2011).
- ²⁴ Australian Bureau of Meteorology, cambios y variabilidad meteorológica en Australia – Gráficos de series cronológicas disponibles en: <http://www.bom.gov.au/cgi-bin/climate/change/timeseries.cgi>, (2011).
- ²⁵ R.C. van den Honert y J. McAneney, *Water*, 1149 (2011).
- ²⁶ NOAA, <http://www.ncdc.noaa.gov/sotc/hazards/2010/12> (publicados en línea en enero de 2011) (2011).
- ²⁷ Simon L. Lewis, Paulo M. Brando, Oliver L. Phillips et al., s 331, 554 (2011).
- ²⁸ WMO, http://www.wmo.int/pages/mediacentre/press_releases/gcs_2011_en.html (2011).
- ²⁹ J. Cattiaux. *BAMS*, 1054 (2012).
- ³⁰ NOAA, <http://www.ncdc.noaa.gov/sotc/national/2011/8> (publicado en línea en septiembre de 2011) (2011b).
- ³¹ D.E. Rupp, P.W. Mote, N. Massey et al., *BAMS*, 1053 (2012).
- ³² P.B. Duffy y C. Tebaldi, cc 2012 (111) (2012).
- ³³ NOAA, <http://www.ncdc.noaa.gov/sotc/hazards/2011/8> (publicado en línea en septiembre de 2011) (2011c).
- ³⁴ NOAA, <http://www.ncdc.noaa.gov/sotc/national/2012/7> (publicado en línea en agosto de 2012) (2012).
- ³⁵ Banco Mundial, Banco Mundial – Comunicado de prensa (disponible en: <http://www.worldbank.org/en/news/2012/08/30/severe-droughts-drive-food-prices-higher-threatening-poor>) (2012).
-



Capítulo
3

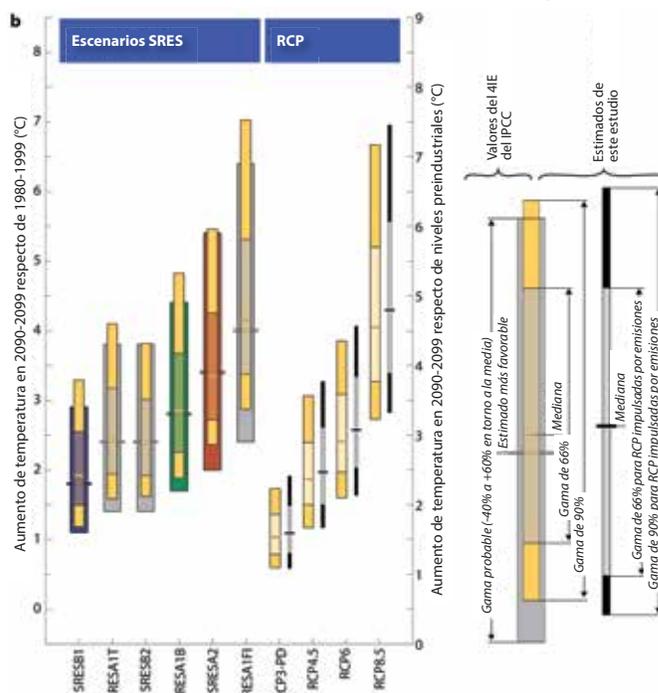
Proyecciones para el siglo XXI

En esta sección se presenta un panorama general de las proyecciones climáticas para el siglo XXI. Se basa en una comparación de los efectos de la aplicación de enérgicas medidas de mitigación que limiten el calentamiento a 1,5°C - 2°C por sobre los niveles preindustriales con un mundo completamente diferente en el que debido a los magros esfuerzos de mitigación, se produjo un calentamiento cercano a los 4°C en 2100. El capítulo examina las probables condiciones de un mundo con 4°C más de temperatura y las contrasta con las consecuencias globales medias de una gama de escenarios de mitigación para demostrar que un calentamiento de 4°C no es inevitable y que con políticas públicas sostenidas es posible limitarlo a 2°C o menos. A continuación investiga algunas de las consecuencias de un mundo con 4°C más.

El informe especial del IPCC sobre escenarios de emisiones (SRES) sin la aplicación de medidas de mitigación (Nakicenovic y Swart, 2000), analizado en el Cuarto Informe de Evaluación (4IE) del IPCC, definió un espectro de 1,6°C a 6,9°C por sobre las temperaturas preindustriales para el calentamiento en 2100. En estas proyecciones, cerca del 50% de la incertidumbre se explica por la falta de certeza acerca de la respuesta del sistema climático a las emisiones de gases de efecto invernadero. Asumiendo que la respuesta del clima fuese lo más favorable posible, se pronostica que el calentamiento fluctuará entre 2,3 °C y 4,5°C en 2100, donde la incertidumbre restante se debe a diferentes supuestos acerca de la dinámica demográfica, la economía y la tecnología en el siglo XXI. No se aportó ninguna estimación básica o probable respecto de las futuras emisiones en los escenarios SRES, ya que fue imposible determinar alguna trayectoria de emisiones que fuese más probable que las demás (Nakicenovic y Swart, 2000). No obstante, según los rangos de los escenarios SRES, hay muchos contextos en que la falta de medidas de mitigación puede llevar a un aumento de temperatura superior a 4°C. De hecho, la evolución de las políticas y emisiones desde la conclusión del SRES apunta a que es mucho más factible que el calentamiento supere los 3°C, incluso después de incluir los compromisos y metas de mitigación adoptados desde 2009.

Mientras que los contextos generados en el SRES no incluían la mitigación de las emisiones de gases de efecto invernadero para limitar el calentamiento mundial, para el Quinto Informe de Evaluación (5IE) del IPCC se definió una serie de nuevos entornos, tres de los cuales se derivaron de los escenarios de mitigación. Estos, denominados Secuencias Representativas de Concentración (RCP) (Moss et al., 2010), se comparan con los escenarios SRES en la figura 20. Tres de las RCP se derivan de contextos de mitigación

Figura 20: Estimados probabilísticos de la temperatura para escenarios de IPCC antiguos (SRES) y nuevos (RCP). Dependiendo de la trayectoria global de emisiones seguida, el umbral del aumento de temperatura de 4°C podría superarse antes de fines de siglo.



Fuente: Rogelj, Meinshausen, et al., 2012.

Recuadro 1: ¿Qué son los escenarios de emisión?

El sistema climático es sumamente sensible a la concentración de gases de efecto invernadero en la atmósfera, los que provienen de diferentes fuentes antropogénicas y naturales (como combustión de combustibles fósiles, deforestación y agricultura). Para comprender mejor los impactos del cambio climático en el futuro, es esencial calcular la cantidad de estos gases que habrá en la atmósfera en los años venideros.

Sobre la base de una serie de supuestos acerca de las fuerzas motrices de las emisiones (como desarrollo económico, velocidad de los avances tecnológicos y crecimiento demográfico, entre otros), los escenarios describen la liberación de gases de efecto invernadero y de otros contaminantes a la atmósfera. Sin embargo, debido a la elevada incertidumbre que rodea a estos factores, los escenarios de emisión suelen entregar una gama de posibilidades sobre la evolución de las concentraciones en el futuro. Así, ayudan a analizar el cambio climático e incluso construir modelos climáticos y evaluar los impactos, la adaptación y la mitigación.

Para proyectar el cambio climático en el futuro y crear estrategias de mitigación, en este estudio se utilizó el Informe especial sobre escenarios de emisión (SRES) publicado por el IPCC en 2000. Este documento proporcionó las proyecciones del clima para el Cuarto Informe de Evaluación (4IE) del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC), pero no incluye supuestos de mitigación. Desde entonces, se ha diseñado un nuevo conjunto de cuatro escenarios (las Secuencias Representativas de Concentración o RCP) que sí incluyen la adopción de medidas de mitigación. El Quinto Informe de Evaluación (5IE) se basará en estos documentos.

Escenarios SRES

El estudio SRES considera 40 contextos de emisión diferentes y cada uno de ellos utiliza distintos supuestos sobre las fuerzas motrices que determinarán las emisiones de gases de efecto invernadero en el futuro. Estos se organizan en familias:

- La familia de escenarios y trama A1 describe un mundo futuro de crecimiento económico muy acelerado, con una población mundial que llega a su nivel máximo a mediados de siglo y comienza a descender después, y la rápida adopción de tecnologías nuevas y más eficientes.
- La familia de escenarios y trama A2 describe un mundo heterogéneo. El supuesto implícito es la autosuficiencia y preservación de las identidades locales. Los patrones de fecundidad regionales convergen muy lentamente y esto se traduce en un aumento sostenido de la población mundial. El desarrollo económico muestra una orientación primordialmente regional y tanto el crecimiento económico per cápita como el cambio tecnológico son más fragmentados y lentos que en los demás escenarios.
- La familia de escenarios y trama B1 describe un mundo convergente que tiene la misma evolución demográfica que la familia A1, pero con cambios acelerados en las estructuras económicas. Estas evolucionan hacia una economía basada en los servicios y la información, caracterizada por menor utilización de materiales y adopción de tecnologías más limpias y eficientes en cuanto al uso de los recursos. Hay énfasis en la solución global de la sostenibilidad económica, social y medioambiental y en mayor equidad, pero sin iniciativas climáticas adicionales.
- La familia de escenarios y trama B2 describe un mundo donde el énfasis se pone en las soluciones locales de sostenibilidad económica, social y medioambiental. Es un mundo de incremento sostenido de la población, aunque a una velocidad inferior que en A2, niveles intermedios de desarrollo económico y un cambio tecnológico menos acelerado y más diverso que en B1 y A1. Si bien este escenario también está orientado hacia la protección medioambiental y la equidad social, se concentra en los niveles locales y regionales.

Secuencias Representativas de Concentración

Las RCP se basan en una cuidadosa selección de escenarios a partir del trabajo con modelos de evaluación integrados, modelos climáticos y modelación y análisis de impactos; y reflejan casi una década de nuevos datos económicos, información sobre tecnologías emergentes y observaciones de factores ambientales, tales como cambio en el uso de la tierra y su cobertura. En lugar de comenzar con argumentos socioeconómicos detallados para generar los escenarios de emisión, las RCP son conjuntos coherentes de proyecciones solo de aquellos componentes de forzamiento radiativo (el cambio en el equilibrio de la radiación que entra y sale de la atmósfera causado principalmente por cambios en la composición atmosférica), que están destinados a servir de insumos para los modelos climáticos. Las trayectorias de estos forzamientos no están asociadas con escenarios socioeconómicos o de emisiones únicos, sino pueden resultar de diferentes combinaciones de aspectos económicos, tecnológicos, demográficos, de políticas públicas e institucionales a futuro. Se seleccionaron, definieron y denominaron cuatro RCP según su forzamiento radiativo total en 2100:

- RCP 8,5: Secuencia de forzamiento radiativo en aumento conducente a 8,5 W/m² en 2100.
- RCP 6: Estabilización sin secuencia de superación a 6 W/m² al momento de la estabilización después de 2100.
- RCP 4,5: Estabilización sin secuencia de superación a 4,5 W/m² al momento de la estabilización después 2100.
- RCP 3PD: Nivel máximo en el forzamiento radiativo a ~ 3 W/m² antes de 2100 y una disminución posterior.

Estas RCP se complementarán con las denominadas "secuencias socioeconómicas compartidas" (SSP), que constan de una parte narrativa y de secuencias para los factores clave del desarrollo socioeconómico.

producidos mediante Modelos Integrados de Evaluación (MIE), contruidos para simular el sistema energético-económico internacional y así dar cabida a una amplia variedad de tecnologías de energía para satisfacer la demanda (Masui et al., 2011; Thomson et al., 2011; Vuuren et al., 2011; Rao y Riahi, 2006).

El ejercicio de las RCP buscaba derivar una amplia gama de secuencias verosímiles hasta el año 2100 (y más allá) que servirían para modelar el clima y sus impactos, cuyos resultados se resumirían en el IPCC.

El escenario de la RCP más alta, RCP8,5 (Riahi, Rao, et al., 2011), es la única secuencia sin mitigación alguna en el grupo de este entorno 5IE y es comparable al escenario SRES más alto del 4IE (SRES A1FI): proyecta un calentamiento cercano a 5°C en 2100. Sin embargo, RCP6, uno de los escenarios con mitigación de la RCP que supone un nivel restringido de intervención mediante políticas climáticas, ya prevé un calentamiento superior a 4°C en 2100 con una probabilidad superior al 15%. Según se muestra en la figura 20, el espectro de cambios de temperatura en los escenarios de RCP es más amplio que en los escenarios SRES del 4IE. Esto se debe principalmente a que las RCP abarcan un abanico mayor de escenarios de emisión plausibles e incluyen tanto entornos sin mitigación alguna (RCP8,5) como otros con gestiones de mitigación relativamente ambiciosas (RCP3PD). Esta gran variedad en la gama de secuencias RCP se ilustra adicionalmente en la figura 21. La mediana del calentamiento estimado en 2100 en la secuencia RCP8,5 sin mitigación es cercana al 5°C y sigue aumentando con fuerza, mientras que con la secuencia mucho más reducida de RCP3PD, las temperaturas ya alcanzaron su nivel máximo y paulatinamente transitan hacia una trayectoria descendente antes del final de este siglo.

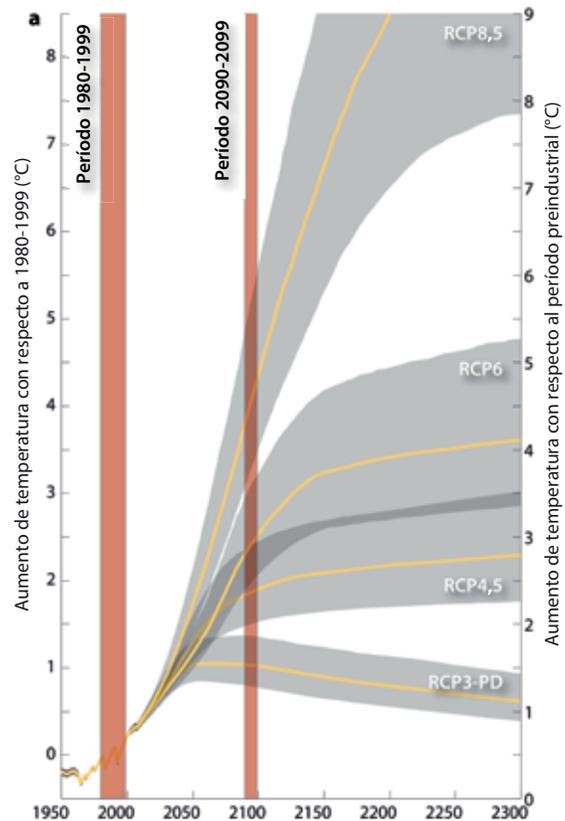
¿Cuán probable es un mundo con 4°C más?

Si se cumplen los compromisos en materia de emisiones asumidos en las convenciones sobre el clima en Copenhague y Cancún, el calentamiento promedio del mundo se situaría bastante por encima de los 3°C. Incluso si todos los compromisos se implementaran a cabalidad, todavía habría un 20% de probabilidad de superar los 4°C en 2100¹⁰. Pero si no se acataran, tal probabilidad aumentaría a más del 40%. Y la posibilidad de que esto suceda ya en los años 2070 sería de 10%, siempre y cuando las emisiones sigan el patrón actual de la trayectoria de referencia media. Con un patrón de mayor uso de combustibles fósiles, como el SRESA1FI del IPCC, el calentamiento de 4°C se superaría antes en el siglo XXI. Sin embargo, es importante recordar que todavía es posible evitar un calentamiento de ese nivel. Hay medios factibles desde el punto de vista tecnológico y económico para limitar el calentamiento a 2°C o incluso menos en este siglo.

Para ilustrar la posible trayectoria de calentamiento de 4°C o más, la figura 22 utiliza el escenario SRES más elevado (SRESA1FI) y lo compara con otros más bajos. SRESA1FI es un entorno de crecimiento económico alto con uso intensivo de combustibles fósiles que muy probablemente elevarían la temperatura media mundial a niveles superiores a 4°C con respecto a la era preindustrial.

Lo que más llama la atención en la figura 22 es la enorme brecha que hay entre las proyecciones para el 2100 con los actuales compromisos de reducción de emisiones y la escala de emisiones

Figura 21: Estimados probabilísticos de la temperatura para los nuevos escenarios (de RCP) del IPCC. Estos se basan en la comprensión sintetizada del ciclo de carbono y el sistema climático según el 4IE del IPCC. Las áreas grises muestran márgenes de probabilidad de 66%, las líneas amarillas son las medianas. En un contexto sin la intervención de políticas climáticas (RCP8,5), el calentamiento medio podría superar los 4°C antes de la última década de este siglo. Adicionalmente, RCP6 (con la aplicación restringida de políticas climáticas) muestra una probabilidad superior al 15% de exceder los 4°C de temperatura en 2100.

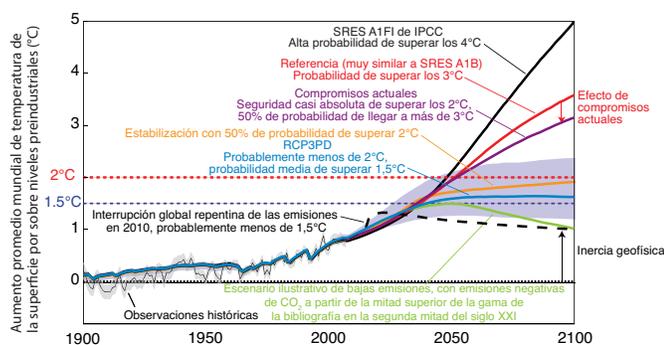


Fuente: Rogelj, Meinshausen et al., 2012

muy inferior requerida para limitar el calentamiento a entre 1,5°C y 2°C por sobre los niveles preindustriales. Esta enorme amplitud en las repercusiones de los escenarios en 2100 para el cambio climático es importante por sí sola, pero también crea las condiciones para una divergencia aún mayor en las transformaciones que se producirían en los siglos posteriores dado que el sistema

¹⁰ Las probabilidades de las proyecciones de calentamiento se basan en el método (Meinshausen et al. 2011), que implica ejecutar un ensamble de modelos climáticos de 600 elementos predictivos para cada escenario de emisión. En la simulación, cada miembro del ensamble es impulsado por un conjunto diferente de parámetros del modelo climático que definen la respuesta del sistema del clima, incluidos parámetros que determinan la sensibilidad climática, las características del ciclo del carbono y muchos otros. Se filtran y extraen los conjuntos de parámetros, escogidos aleatoriamente, que no permiten que el modelo climático reproduzca un conjunto de variables climáticas observadas en el último siglo (dentro de ciertos niveles de "precisión" tolerables) y no se utilizan para las proyecciones, dejando 600 elementos predictivos que se supone tienen las habilidades predictivas adecuadas.

Figura 22: Estimados medios (líneas) de proyecciones probabilísticas de las temperaturas para dos escenarios de emisión sin aplicación de medidas de mitigación (SRES A1FI y un escenario de referencia cercano a SRESA1B); ambos se acercan o superan con creces el calentamiento de 4°C en 2100. Los resultados de estas emisiones se comparan con entornos en los que se cumplen los actuales compromisos asumidos y con escenarios de mitigación que tienen un 50% de probabilidad de mantener el calentamiento por debajo de los 2°C (Hare, Cramer, Schaeffer, Battaglini y Jaeger, 2011; Rogelj et al., 2010; Schaeffer, Hare, Rahmstorf y Vermeer, 2012). Se entrega el rango de incertidumbre de dos desviaciones estándar para uno de los escenarios solo para facilitar la lectura. También se grafica un escenario hipotético en el cual el fin de las emisiones globales concluye en 2016, a modo de comparación ilustradora con respecto a secuencias que son factibles tanto técnica como económicamente. El pico en el calentamiento después de reducir las emisiones a cero se debe a la eliminación del efecto de sombreado de los aerosoles de sulfato.



climático, al igual que los componentes del ciclo del carbono y del sistema climático que contribuyen al aumento en el nivel del mar, son extremadamente lentos en responder en el tiempo.

Los escenarios que presenta la figura 22 indican el momento probable en que se inicia el calentamiento de 4°C o más. Se puede observar que la mayoría de los escenarios se mantienen bastante cerca los unos de los otros durante las primeras décadas del siglo XXI. Alrededor de 2050, sin embargo, los cambios de temperatura proyectados para los distintos escenarios y difieren sustancialmente. En el más alto que se muestra aquí (SRES A1FI), el estimado medio (50% de probabilidad), indica que el calentamiento llega a los 4°C en los años 2080, con una probabilidad menor de 10% de sobrepasar este nivel antes de los años 2060. Otros autores han llegado a conclusiones similares (Betts et al., 2011). Esto significa que incluso si se cumplen todos los compromisos normativos asumidos en las convenciones sobre el clima de Copenhague y Cancún, todavía es posible exceder los 4°C en 2100. Pero si dichos compromisos no se cumplen y se mantienen las actuales tendencias respecto de la intensidad de las emisiones de carbono, aumenta la probabilidad de alcanzar los escenarios de emisiones más altas que se muestran en la figura 22 y de llegar a un calentamiento global promedio de 4°C en los últimos 25 años de este siglo.

La figura 23 muestra un panorama probabilístico de los patrones regionales de cambios de temperaturas y precipitaciones para los escenarios de RCP más altos y más bajos para la generación de los modelos de circulación general atmósfera-océano (MCGAO) según el 4IE. Hay gran coherencia entre los patrones altos y bajos. Las latitudes altas tienden a calentarse mucho más que la media mundial.

Así, se puede utilizar la RCP8,5, el más alto de los nuevos escenarios de RCP del 5IE del IPCC, para examinar las implicancias regionales de un mundo con 4°C más. Para este informe, se analizaron los resultados para RCP8,5 (Moss et al., 2010) de las nuevas proyecciones climáticas CMIP5 (Proyecto de comparación del modelo acoplado, Taylor, Stouffery y Meehl, 2012) del 5IE de IPCC. La figura 24 muestra la gama completa de aumentos en la temperatura media mundial a lo largo del siglo XXI con respecto al período 1980–2000, en base a 24 modelos regidos por el escenario de RCP8,5 destacando los ocho modelos que producen un calentamiento medio de 4°C a 5°C por sobre las temperaturas preindustriales, promediados por el período 2080–2100.

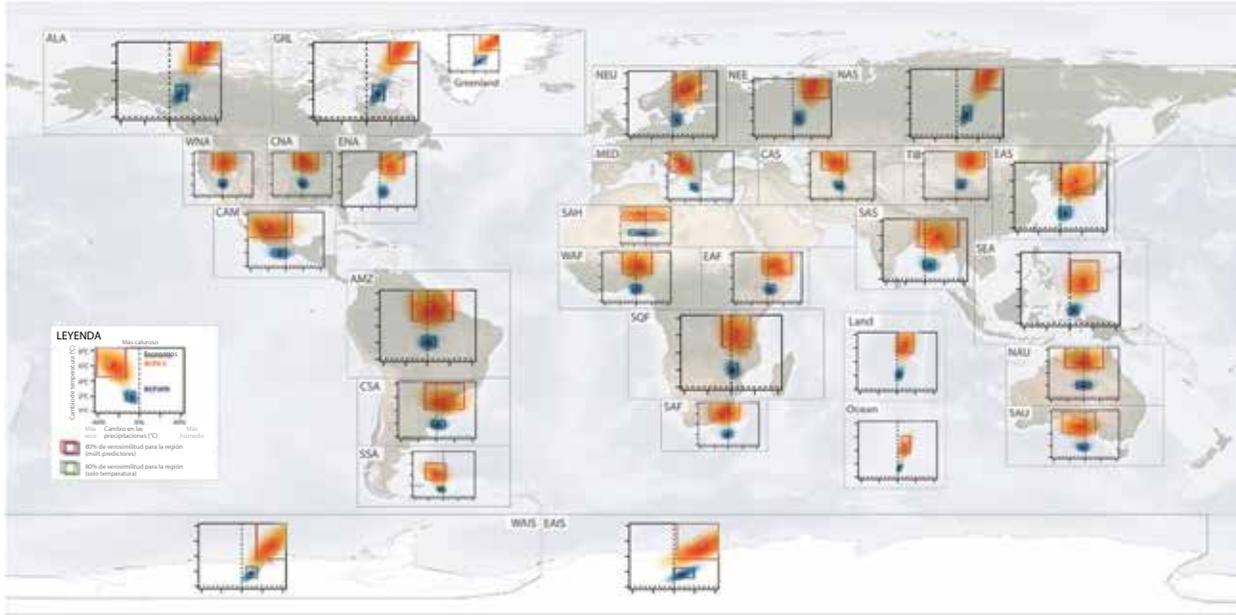
En término de cambios regionales, todos los modelos indican que el calentamiento más pronunciado (entre 4°C y 10°C) seguramente se en tierras continentales. Durante el invierno boreal, se pronostica un fuerte efecto de “amplificación ártica” que generará anomalías térmicas de más de 10°C en la región ártica. En las regiones subtropicales, que comprenden el Mediterráneo, África y Oriente Medio y Estados Unidos continental, es probable que las temperaturas veraniegas mensuales aumenten en más de 6°C.

Concentración de CO₂ y acidificación de los océanos

En los escenarios de emisiones altas también se producirían concentraciones de CO₂ muy elevadas, además de la intensa acidificación de los océanos, como se observa en las figuras 25 y 26. El aumento de la concentración de CO₂ a los valores actuales de 390 ppm redujo el pH en 0,1 en comparación con los niveles preindustriales. Esta situación incrementó la acidez de los océanos, lo que debido a la escala logarítmica del pH, equivale a un alza de 30% (concentración de iones de hidrógeno). Un ambiente con 4°C o más de calentamiento en 2100 corresponde a una concentración de CO₂ de más de 800 ppm, lo que conduciría a una caída adicional de otro 0,3 en el pH (equivalente a un incremento de 150% en la acidez respecto de los niveles preindustriales).

Es probable que el proceso de acidificación en curso tenga consecuencias muy graves para los arrecifes de coral, varias especies de organismos marinos calcificadores y los ecosistemas en general (ver, por ejemplo, Vézina y Hoegh-Guldberg, 2008; Hofmann y Schellnhuber, 2009). Un análisis reciente muestra que el actual grado y escala temporal de la acidificación de los océanos generada por emisiones antropogénicas de CO₂ parece ser mayor que en cualquier episodio de acidificación previo identificado hasta ahora en el pasado geológico (que se remonta a millones de años e incluye varios eventos de extinción masiva (Zeebe, 2012)). Si el CO₂ atmosférico llega a niveles de 450 ppm, se prevé que el crecimiento de los arrecifes de coral se desacelerará considerablemente en todo el mundo, mientras que si aumenta a 550 ppm, es probable que comiencen a disolverse (Cao y Caldeira, 2008; Silverman et al., 2009). El menor crecimiento, el debilitamiento de los esqueletos coralinos y la dependencia de temperaturas más altas ya comenzarían a afectar a los arrecifes a menos de 450 ppm. Por consiguiente, aparentemente se requiere un nivel de CO₂ inferior a 350 ppm para garantizar la supervivencia a largo plazo de los arrecifes de coral si se incluyen los múltiples factores generadores de estrés existentes, como los incidentes de elevada temperatura

Figura 23: Correlación entre calentamiento regional y cambios en el régimen de precipitaciones en la forma de distribuciones conjuntas de las temperaturas medias regionales y cambios en las precipitaciones en 2100, para los escenarios RCP3-PD (azul) y RCP8,5 (naranja). Este último es superior al calentamiento global de 4°C en 2100. La distribución muestra la incertidumbre en la relación entre calentamiento y precipitación para 20 de los MCGAO utilizados en el 4IE del IPCC y considera los efectos significativos de los aerosoles en los patrones regionales. Los rectángulos indican el 80% interior de las distribuciones marginales y el etiquetado de los ejes es idéntico en todos los subpaneles y en la leyenda. Las definiciones de las regiones se basan en Giorgi y Bi (2005) y se utilizan frecuentemente para describir cambios climáticos a gran escala en zonas terrestres. Aquí se encuentran modificados por los indicados para los mantos de hielo de la Antártica occidental y oriental, separados por la Cordillera Transantártica.



Fuente: Frieler, Meinshausen et al., 2012.

del agua oceánica en la superficie, el aumento del nivel del mar y el deterioro en la calidad del agua (Veron et al., 2009).

Sobre la base de un estimado de la relación entre concentración del CO₂ en la atmósfera y la acidez en la superficie oceánica (Bernie, Lowe, Tyrrel y Legge, 2010), únicamente los escenarios de emisiones extremadamente bajas son capaces de detener y finalmente revertir la acidificación de los océanos (figura 26). Una advertencia importante con respecto a estos resultados es que el método utilizado puede ser válido durante un plazo relativamente breve. Si las medidas de mitigación no se aplican a la brevedad para reducir las emisiones de dióxido de carbono, es dable esperar que la acidificación afecte también las profundidades de los océanos. Los cálculos mostrados solo se refieren a la respuesta de las capas oceánicas superficiales y una vez que la acidificación se haya extendido, será mucho más difícil retardar y revertir el proceso. Esta situación agregaría tensiones adicionales a los ecosistemas marinos que ya se encuentran bajo grandes presiones por la influencia humana, por ejemplo, debido a la sobrepesca y la contaminación.

Sequías y precipitaciones

Según se explicaba antes, los modelos, las observaciones y las consideraciones teóricas sugieren que el forzamiento radiativo causado por los gases de efecto invernadero conduce a una intensificación del ciclo hídrico (Trenberth, 2010). De esto se desprende que a escala planetaria, en un mundo más caliente, las zonas secas en

Figura 24: Simulación de anomalías térmicas históricas y promedios globales del siglo XXI en comparación con el período preindustrial (1880–1900) para 24 modelos CMIP5 sobre la base del escenario de la RCP8,5. Las curvas coloreadas (y etiquetadas) muestran aquellas simulaciones que alcanzan un calentamiento promedio mundial de 4°C a 5°C en 2080-2100 por sobre la era preindustrial, las que se utilizan para realizar análisis adicionales.

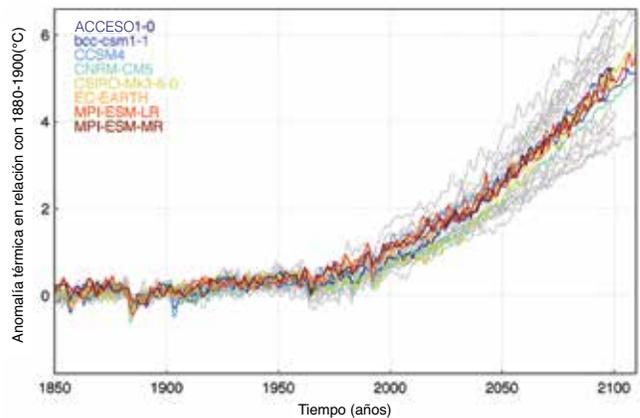
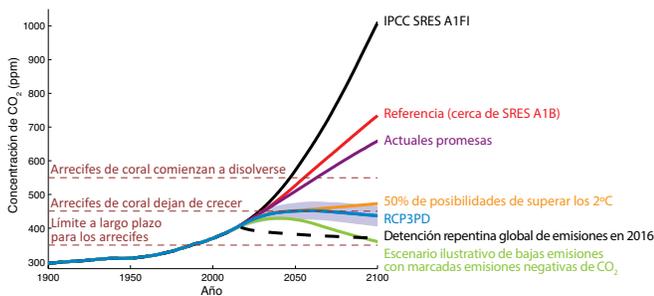
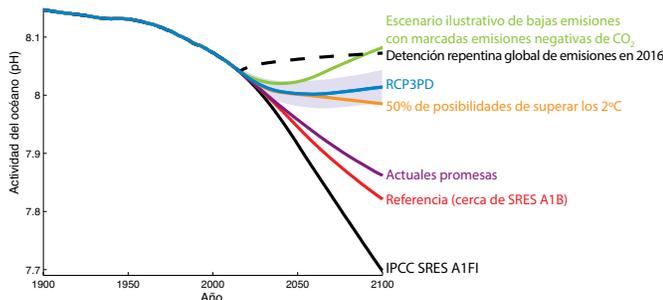


Figura 25: Impactos proyectados para los arrecifes de coral debido al aumento en la concentración de CO₂ atmosférico. Los límites de los arrecifes en Silverman et al. (2009) indican los niveles aproximados de la concentración atmosférica del CO₂ cuando la reacción de este gas con el agua del mar reduce la disponibilidad de carbonato de calcio hasta un punto tal que los arrecifes de coral dejan de crecer (450 ppm) o incluso comienzan a disolverse (550 ppm). Teniendo en cuenta el blanqueamiento de los corales como resultado del calentamiento asociado a elevados niveles de CO₂ y otras influencias humanas, Veron et al. (2009) estiman que la concentración de CO₂ debería reducirse a menos de 350 ppm para velar por la supervivencia a largo plazo de estas estructuras naturales. Ver leyenda de la figura 22.



Fuentes: Hare et al., 2011; Rogelj et al., 2010; Schaeffer et al., 2012.

Figura 26: PH de la superficie oceánica. Un PH más bajo indica una acidificación más grave del océano, situación que inhibe el crecimiento de los organismos calcificadores, incluidos mariscos, fitoplancton calcáreo y arrecifes de coral. Los escenarios SRES A1FI muestran que un calentamiento de 4°C probablemente esté asociado con una creciente acidificación de los océanos. Método de estimación del PH de Bernie et al. (2010). Estimaciones medias de proyecciones probabilísticas. Ver Hare et al., 2011; Rogelj et al., 2010; Schaeffer et al., 2012. Para más detalles, ver leyenda de la figura 22.



general aumentarán su aridez y las zonas mojadas, su humedad, siempre y cuando los aerosoles no generen un forzamiento adicional (Chen et al., 2011). Sin embargo, se pronostica que estos últimos tendrán un rol menos preponderante para los gases de efecto invernadero que en el siglo XX. A gran escala, la característica más sólida de las proyecciones de los modelos climáticos parece ser un

aumento en las precipitaciones en los trópicos y su disminución en las zonas subtropicales, al igual que un alza en las latitudes medias a altas (Trenberth, 2010; Allen, 2012). A nivel regional, la información derivada de observaciones sugiere que la humedad del suelo podría aumentar el transporte vertical (convección) de aire y desencadenar lluvias por la tarde sobre los terrenos más secos, y así generar una respuesta negativa que amortiguaría la creciente tendencia a la aridez. Sin embargo, aún se desconoce si y cómo esta respuesta a pequeña escala se traduciría en efectos a más largo plazo y a escalas espaciales subcontinentales mayores (Taylor de Jenet, 2012).

Usando los resultados de los últimos 13 modelos climáticos generados (CMIP5) que serán el principal insumo para el 5IE del IPCC, Sillmann et al. (2012) muestran que en general, se proyecta un aumento aproximado de 10% en la precipitación total de los días húmedos. Asimismo, los investigadores detectan que en la RCP8,5 (4 + °C) se prevé que los episodios de precipitación extrema, expresados como caída anual total de agua durante los cinco días más lluviosos de cada año, aumente en 20%, lo que implicaría un riesgo de inundación adicional. Además, se pronostica un importante aumento en la precipitación total media en grandes zonas del hemisferio norte, África oriental y Asia meridional y suroriental, como asimismo en la Antártica. Por otra parte, se amplificarán los cambios en las latitudes norte y sur para los escenarios en los cuales el calentamiento medio será superior a 4°C.

Se prevé una generalización del aumento en las precipitaciones extremas. Por el momento, las mayores alzas de 20% a 30% durante los días más lluviosos del año han ocurrido en Asia meridional y suroriental, África occidental y oriental, Alaska, Groenlandia, norte de Europa, el Tíbet y norte de Asia. Las alzas proyectadas en las lluvias extremas parecen concentrarse en el invierno del hemisferio norte (diciembre, enero y febrero) por sobre la cuenca del Amazonas, el cono sur de América del Sur, la zona occidental y central de América del Norte, el norte de Europa y Asia central.

En términos generales, las condiciones más secas y las sequías son generadas por disminuciones netas en las precipitaciones y la evaporación, esta última debido al aumento en las temperaturas superficiales (Trenberth, 2010), como se explica en el capítulo 2 en la sección sobre observaciones. Dado que el cambio neto determina el contenido de humedad en el suelo y que el aumento en las precipitaciones puede ocurrir en episodios de mayor intensidad, un incremento en la precipitación total no se contrapone con condiciones generales más secas en algunas regiones. Trenberth (2010) y más recientemente Dai (2012), quienes utilizaron los resultados del modelo CMIP5 mencionados anteriormente, mostraron que se prevén disminuciones significativas de la humedad del suelo en gran parte de América, como asimismo en el Mediterráneo, África meridional y Australia. También constataron que se pronostica una reducción en la humedad del suelo en algunas zonas de las latitudes septentrionales altas.

Un indicador diferente de la sequía es el Índice de Sequía de Palmer, que mide el equilibrio acumulativo de las precipitaciones y la evaporación con respecto a las condiciones locales. De esta forma, indica lo que es normal para una ubicación geográfica determinada. Se proyecta que las sequías más extremas en comparación con las condiciones locales ocurrirán en la zona del Amazonas, el oeste de Estados Unidos, el Mediterráneo, el sur de África y

el sur de Australia (Dai, 2012). En la sección 6 se analizan más detalladamente las sequías y sus consecuencias para la agricultura.

CONSECUENCIAS PARA EL CRECIMIENTO ECONÓMICO Y EL DESARROLLO HUMANO

Es probable que la creciente intensidad de los episodios de sequías extremas repercuta de manera adversa en la pobreza en el futuro, en particular en los países en desarrollo. Según los modelos que congregan los impactos biofísicos del cambio climático y los indicadores económicos, es dable esperar que los precios de los alimentos aumenten drásticamente y sin importar la magnitud del calentamiento (Nelson et al., 2010). Una proyección reciente del cambio en la pobreza y los cambios en los episodios de sequías de extrema intensidad, realizada para el período 2071 a 2100 según el escenario SRES A2 (con un calentamiento de alrededor de 4,1 °C por sobre las temperaturas preindustriales), indica que hay un riesgo considerable de incremento en la pobreza inducida por el clima (Ahmed, Diffenbaugh y Hertel, 2009). Es probable que el mayor aumento en la pobreza debido al cambio climático ocurra en África, aunque también será considerable en Bangladesh y México.

Ciclones tropicales

En algunas regiones, el incremento que se prevé en la intensidad de los ciclones tropicales supone riesgos considerables. El *Informe especial sobre el manejo de riesgos de eventos extremos y desastres para promover la adaptación al cambio climático* de IPCC (SREX IPCC) advierte la probabilidad de que en el futuro aumente la intensidad máxima (definida por su velocidad máxima) promedio de los huracanes (Field et al., 2012). Si bien estos resultados

se desprenden tanto de la teoría como de los modelos de alta resolución (Bender et al., 2010; Knutson et al., 2010), sigue siendo incierto si la frecuencia mundial de las tormentas tropicales disminuirá o se mantendrá básicamente igual. No obstante, es factible que la mayor exposición debido al desarrollo y crecimiento económicos se traduzca en pérdidas más elevadas en el futuro y que los anegamientos aumenten en muchas localidades si no se implementan medidas adicionales de protección. En las regiones del Este asiático, el Pacífico y sur de Asia tomadas en conjunto, el PIB ha crecido más que las pérdidas causadas por estos fenómenos climáticos. En todas las demás regiones, sin embargo, este riesgo parece estar aumentando más rápido que el PIB per cápita; en otras palabras, el peligro de perder riquezas debido a desastres causados por ciclones tropicales parece aumentar más que las propias riquezas (Estrategia Internacional de las Naciones Unidas para la Reducción de los Desastres, EIRD, 2011). Estudios recientes han demostrado que el riesgo de mortalidad producido por estas inclemencias del tiempo depende de factores como su intensidad, la exposición, los niveles de pobreza y las estructuras de gobierno (Peduzzi et al., 2012). En el corto plazo, es decir, más o menos en los próximos 20 años, el crecimiento demográfico y las presiones del desarrollo, junto con el proyectado incremento en la intensidad de las tormentas tropicales, probablemente aumentarán de manera muy importante la cantidad de personas expuestas a riesgos y profundizarán los desastres (Peduzzi et al., 2012). Mendelsohn, Emanuel, Chonabayashi y Bakkensen (2012) prevén que un calentamiento que alcance unos 4 °C en 2100 muy probablemente duplicará los daños económicos actuales como resultado del proyectado incremento en la frecuencia de los huracanes tropicales de alta intensidad que vendrán acoplados al calentamiento global. Además, pronostican que la mayoría de los daños se concentrará en América del Norte, el Este asiático y el Caribe y América Central.



Capítulo

4

Enfoque: Proyecciones del aumento del nivel del mar

La proyección del aumento del nivel del mar como consecuencia del cambio climático es uno de los problemas científicos actuales más complejos y controvertidos. En este campo predominan los enfoques basados en procesos, es decir, el uso de modelos numéricos que representan los procesos físicos involucrados. Estos suelen utilizarse para proyectar futuros cambios de clima, como en la atmósfera, la temperatura y las precipitaciones. Sin embargo, en el caso de los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártica, las incertidumbres en el saber científico sobre las respuestas al calentamiento global reducen la confianza en la aplicación de modelos de mantos de hielo a las proyecciones del aumento del nivel del mar en el presente siglo. Por otra parte y aunque tienen sus propias limitaciones y desafíos, en los últimos años se han comenzado a utilizar enfoques parcialmente empíricos, los que toman en cuenta la relación observada entre el aumento del nivel del mar en el pasado y la temperatura global media para proyectar las futuras alzas en dicho nivel.

Ahora ya se sabe que, además del mero aumento global en el nivel del mar, hay una serie de otros factores, como el aporte de los mantos de hielo o la dinámica oceánica, que inciden en lo que sucederá en un lugar específico. Por lo tanto, para estimar los aumentos a nivel regional se requieren cálculos sobre la pérdida del hielo en Groenlandia y la Antártica y en los glaciares de montaña y casquetes de hielo.

Además, actualmente existe un riesgo no cuantificable de las respuestas no lineales del manto de hielo de la Antártica occidental y posiblemente de otros componentes, tanto de Groenlandia como de la propia Antártica. En los años setenta, Mercer planteó la hipótesis de que el calentamiento global podría desencadenar el colapso del manto de hielo de la Antártica occidental, que está separado de la parte oriental por una cadena de montañas. Casi la totalidad de este manto está asentado bajo el nivel del mar, con sus puntos más profundos muy al interior de la tierra. Por otra parte, tiene el poder de aumentar la cota eustática del océano en alrededor de 3,3 metros (Bamber, Riva, Vermeersen y LeBrocq, 2009). Esta estimación toma en cuenta que una ladera de lecho inversa puede desencadenar la inestabilidad del manto de hielo y generar un repliegue imposible de detener. Desde la primera discusión sobre un potencial colapso del manto de hielo de la Antártica occidental debido a la llamada “Inestabilidad del manto de hielo marino” (Weertman, 1974), inducida por las concentraciones de gases de efecto invernadero antropogénicos (Hughes, 1973; Mercer, 1968, 1978), se ha seguido debatiendo si esto podría suceder y cómo. En su análisis del tema en 2011, Joughin y Alley concluyeron que no es posible descartar la posibilidad de un

colapso del manto de hielo de la Antártica occidental, aunque el grado de probabilidad de que se produzca sigue siendo incierto y también en qué medida contribuiría al alza del nivel del mar.

Se han utilizado una serie de enfoques para estimar las consecuencias regionales del incremento del nivel del mar proyectado, tanto con un aporte pequeño como con uno sustancial del manto de hielo durante el siglo XXI (ver un resumen en el Anexo 1 y en el cuadro 2).

El uso de un modelo parcialmente empírico indica que los escenarios que se aproximan al calentamiento de 4°C en 2100 (2090–2099) se traducen en estimaciones de las medianas del aumento del nivel del mar de casi 1 metro por sobre la cota de 1980–1999, durante dicho plazo (cuadro 2). Conforme a estos escenarios, es probable que estén comprometidos varios metros adicionales de aumento en el futuro (Schaeffer et al., 2012). En este contexto y como se describe en el Anexo 1, se asume que las contribuciones de los mantos de hielo de

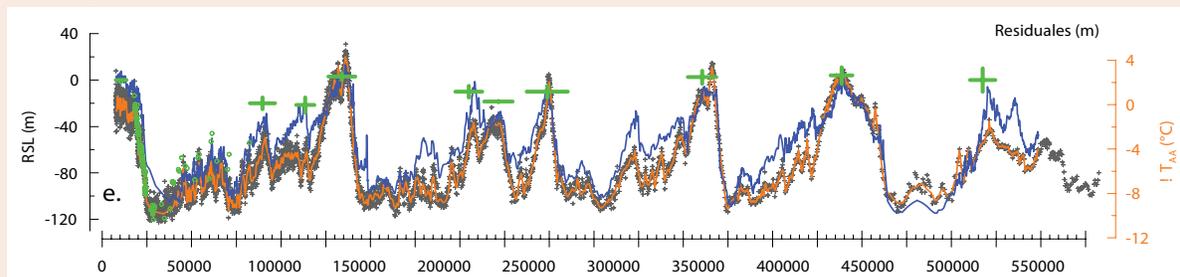
Groenlandia y la Antártica (GIS y AIS) al alza total sean de alrededor de 26 centímetros cada uno durante ese plazo. Al aplicar el supuesto del escenario con manto de hielo más bajo, el aumento total es de unos 50 centímetros, el aporte de AIS y GIS al alza total es de 0 a alrededor de 3 centímetros, respectivamente (cuadro 2). Las consideraciones del modelo basado en procesos en el extremo superior del derretimiento físicamente plausible del manto de hielo, que no se utilizan en este informe, sugieren que, como máximo, el alza podría llegar hasta los 2 metros en 2100 (Pfeffer et al., 2008).

Recuadro 2: Previsibilidad de los futuros cambios en el nivel del mar

El futuro aumento del nivel del mar se puede describir como la suma del cambio medio global (como si toda la superficie del mar fuera a experimentar un desplazamiento vertical uniforme debido al calor o a la adición de masa) o como desviaciones locales desde su valor medio (readaptación de la superficie del océano a causa de fuerzas gravitacionales, vientos y corrientes). Los componentes tanto del aumento global como regional son conocidos con niveles variables de confianza. Los modelos climáticos pueden simular relativamente bien la expansión térmica media global, puesto que esta depende del calentamiento atmosférico total y de la velocidad de la combinación descendente de calor en los océanos. Por lo tanto, el margen en las proyecciones de los modelos climáticos vigentes está bastante acreditado y probablemente proporciona una estimación adecuada de la incertidumbre. El derretimiento proyectado de los glaciares de montaña y casquetes de hielo también se considera confiable o, por lo menos, su potencial contribución al alza del nivel del mar está limitada por su volumen total moderado, igual a $0,60 \pm 0,07$ metros equivalentes en nivel del mar, del cual un tercio está localizado en el borde de los grandes mantos de hielo de Groenlandia y la Antártica (Radić y Hock, 2010).

Los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártica constituyen un problema totalmente diferente. Su posible contribución al aumento del nivel del mar medio global es enorme, a saber, 7 metros y 57 metros, respectivamente, en caso de un derretimiento total. Aunque un estudio reciente (Robinson et al., 2012) indica que el umbral crítico para la desintegración total del manto de hielo de Groenlandia podría ser $1,6^{\circ}\text{C}$, no debe olvidarse que esto se refiere a un manto de hielo que puede alcanzar su estado de equilibrio en un mundo donde la temperatura se mantiene a niveles por sobre ese umbral durante un período prolongado. El horizonte de tiempo para dicha desintegración total es del orden de, por lo menos, varios siglos o incluso milenios, aunque no se sabe con certeza. Ello significa que un mundo que cruza dicho umbral, pero regresa a niveles más bajos con posterioridad, no necesariamente está condenado a perder el manto de hielo de Groenlandia. Aunque la pregunta respecto del aumento del nivel del mar comprometido es importante, en este momento se necesitan proyecciones sobre el futuro

Figura 27. Nivel del mar (azul, verde: escala a la izquierda) y temperatura atmosférica de la Antártica (naranja, gris: escala de la derecha) durante los últimos 550.000 años, a partir de paleo-registros (de derecha a izquierda: presente a la izquierda). El nivel del mar varió entre aproximadamente 110 metros por debajo y 10 metros por sobre la cota actual, mientras que la temperatura del aire en la Antártica fluctuó entre 10°C por debajo y 4°C por sobre el nivel actual, con una correlación muy buena entre ambas cantidades. Las variaciones en la temperatura del aire en la Antártica aproximadamente duplican la temperatura media del aire a nivel global. Los niveles más bajos del mar corresponden a los períodos de glaciación, mientras que los más altos, a períodos interglaciares (vea el texto principal).



Fuente: Rohling et al., 2009.

cercano. No obstante, la física de los grandes mantos de hielo es muy poco conocida. Hay indicios de que los actuales modelos físicos no capturan la rapidez de estos acelerados marcos cronológicos: a la fecha, las simulaciones no han logrado reproducir su contribución al aumento del nivel del mar que se observa ahora (Rahmstorf et al., 2007). Esto hace surgir dudas sobre su capacidad para proyectar cambios hacia el futuro (vea la discusión más abajo y en el texto principal).

Las variaciones regionales del nivel del mar a futuro también contienen incertidumbres, pero en lo que se refiere a la dinámica oceánica, se mantienen dentro del alcance de la actual generación de modelos oceánicos-atmosféricos acoplados, en el sentido de que un ensamble de proyecciones del modelo puede ser una buena forma de aproximación a la estimación de los cambios a futuro y las incertidumbres que los rodean. Sin embargo, en lo referente a los cambios en los patrones gravitacionales, están íntimamente ligados a las proyecciones del manto de hielo. No obstante, se han hecho varios intentos por proyectar los cambios regionales en los niveles del mar (Katsman et al., 2008, 2011; Perrette, Landerer, Riva, Frieler y Meinshausen, 2012; Slangen, Katsman, Wal, Vermeersen y Riva, 2011).

Los anteriores récords del nivel del mar apuntan a variaciones de entre 120 metros entre períodos de glaciación e interglaciares más cálidos (figura 27), la mayor parte de las cuales se deben al derretimiento de los mantos de hielo y su recuperación. La desglaciación más reciente vino acompañada de tasas muy rápidas de aumento del nivel de los océanos (~ 40 mm/año) (Deschamps et al., 2012). Sin embargo, aquello no es directamente aplicable al cambio climático antropogénico, porque los mantos de hielo del presente son mucho más reducidos y menos numerosos de lo que eran durante la última era del hielo (de hecho, los mantos de hielo Laurentino y Fino-Escandinavo ya no existen). Un período más apropiado que se puede observar es el último período cálido o interglaciar (hace 120.000 años). Es probable que la temperatura media global fuese entonces 1°C – 2°C superior a los valores actuales y la cota del mar estaba 6,6–9,4 metros por sobre la actual (Kopp, Simons, Mitrovica, Maloof y Oppenheimer, 2009), según lo revela una compilación de diversos datos aproximados de todo el mundo.

(Continúa en la siguiente página)

(continuación)

Sin embargo, es preciso tener gran cautela a la hora de usar el paleo-clima como analogía del futuro cambio climático debido a la naturaleza de las fuerzas que llevan al actual aumento en el nivel del mar (Ganopolski y Robinson, 2011) y la velocidad de ese incremento. Esto último suele ser poco conocido debido a la falta de resolución temporal en los datos. Pese a las diversas advertencias asociadas al uso de los datos paleo-climáticos, una lección aprendida de esa experiencia es que los mantos de hielo pueden haber sido muy sensibles a los cambios en las condiciones climáticas y sí colapsaron en el pasado. Se trata de una motivación poderosa para comprender mejor qué es lo que provoca dichos cambios y tomar medidas para evaluar los riesgos asociados con la enorme contribución de los mantos de hielo al aumento del nivel del mar en el futuro.

De haber un calentamiento de 2°C en 2100 (2090–2099), la estimación de la mediana del aumento del nivel del mar a partir del modelo parcialmente empírico supera en unos 79 centímetros la cota de 1980–1999. En este caso, se asume que el aporte de AIS y GIS al aumento total es de alrededor de 23 centímetros cada uno. Al aplicar el supuesto del escenario del manto de hielo más bajo, la estimación de la mediana del aumento total es de unos 34 centímetros, donde AIS y GIS contribuyen 0 y unos 2 centímetros, respectivamente (cuadro 2).

El beneficio de escoger una vía de 2°C en lugar de una de 4°C puede ser la de limitar el aumento total del nivel del mar global a unos 20 centímetros a fines del siglo.

Con un modelo parcialmente empírico, Schaeffer et al. (2012) informan sobre el considerable potencial de los escenarios de mitigación profunda, como el RCP3PD, para reducir la tasa del incremento del nivel de las aguas antes de 2100, y con mayor razón con un escenario compatible con mantener el calentamiento por debajo de los 1,5°C antes de 2100 (figura 28). Por ejemplo, en contextos de mitigación profunda, la tasa de aumento del nivel del mar podría estabilizarse (aunque al triple del nivel actual conforme a RCP3PD), o bien bajar de los niveles máximos alcanzados a mediados de siglo (conforme a un escenario coherente con 1,5°C). En escenarios de emisiones que alcancen o superen un calentamiento de 4°C en 2100, la velocidad

de aumento del nivel del mar continuaría subiendo durante todo el siglo XXI (figura 29).

Riegos del aumento del nivel del mar en ciertas regiones

El nivel del mar no es “parejo” ni está distribuido uniformemente en la Tierra. La presencia de montañas, cadenas submarinas profundas e incluso mantos de hielo perturban el campo gravitacional de la Tierra y forman montañas y valles en la superficie oceánica. El viento y las corrientes marinas moldean aún más la superficie del mar (Yin, Griffies y Stouffer, 2010), con movimientos poderosos que se caracterizan por una pendiente superficial de corrientes transversales (debido a la rotación de la Tierra). Este efecto genera el llamado patrón “dinámico” del nivel del mar (figura 30), que se caracteriza por desviaciones locales de la superficie moldeada por la gravedad (también denominada geoide) que tendría el océano si estuviera en reposo. Esta topografía dinámica también se adapta a la temperatura y estructura de salinidad y, por lo tanto, a la distribución de la densidad local del agua subyacente. Aparte de dichos cambios en el nivel del mar en sí (o en el nivel absoluto del mar, si se mide desde el centro de la Tierra), el movimiento vertical de

Cuadro 2: Proyecciones del nivel del mar medio global entre la actualidad (1980–1999) y el período 2090–2099

Los números entre paréntesis para los escenarios de +2°C y +4°C indican los percentiles 16avo y 84to, como indicación de la incertidumbre evaluada. Los componentes son la expansión térmica, los glaciares de montaña y los casquetes de hielo (MG IC), el manto de hielo de Groenlandia (GIS) y el de la Antártica (AIS). En todos los escenarios se aplica el mismo método para calcular los aportes de la expansión térmica y de los glaciares de montaña y casquetes de hielo, pero varían en los supuestos respecto del GIS y el AIS. El método “GIS 4IE y cero AIS” asume que no hay aportes del AIS y una contribución limitada de GIS, usando métodos que se remontan al 4IE del IPCC (ver recuadro). El método parcialmente empírico deriva relaciones entre calentamiento y aumento total del nivel del mar –de observaciones de los últimos 2.000 años– y las usa para proyectarlas al futuro. Además, la última fila del cuadro muestra extrapolaciones hacia el futuro del presente aumento en el nivel de mar (su tendencia actual) para compararlas con las proyecciones (solo para propósitos indicativos). Los dos números que aparecen ahí representan una tendencia lineal y acelerada. Las tendencias del manto de hielo se extrajeron de observaciones de 1992–2009 (Rignot et al., 2011). Para el aumento del nivel del mar total (última columna), la estimación inferior supone una tasa anual fija de 3,3 mm/año de aumento del nivel del mar, igual a la tendencia media en las observaciones satelitales durante 1993–2007 (Cazenave y Llovel, 2010). La estimación de la tendencia acelerada solo da cuenta de la aceleración que proviene del derretimiento del manto de hielo (Rignot et al., 2011), sumada a la estimación de tasa fija respecto del aumento total del nivel del mar.

Escenario		Expansión térmica (cm)	MGIC (cm)	Térmica +MGIC (cm)	MHG (cm)	MHA (cm)	Total (cm)
2°C	Manto de hielo bajo	19 (12,26)	13 (9, 16)		2 (1, 3)	0 (0,0)	34 (27, 42)
	Parcialmente empírico			32 (25, 40)	23 (14, 33)	23 (14, 33)	79 (65, 96)
4°C	Manto de hielo bajo	27 (17, 38)	16 (12, 20)	43 (33, 53)	3 (2, 5)	0 (0, 0)	47 (37, 58)
	Parcialmente empírico				26 (15, 39)	26 (16, 39)	96 (82, 123)
Actual tendencia SLR lineal-acelerada					6-33	7-23	35-77

Figura 28: Tal como en la figura 22, pero para el aumento medio global del nivel del mar usando un método parcialmente empírico. La tasa actual indicativa/fija de 3,3 mm.año⁻¹ es la tasa media satelital del período 1993–2007 (Cazenave y Llovel, 2010). Estimaciones medias a partir de proyecciones probabilísticas. Ver más detalles en Schaeffer et al. (2012) y en la leyenda de la Figura 22.

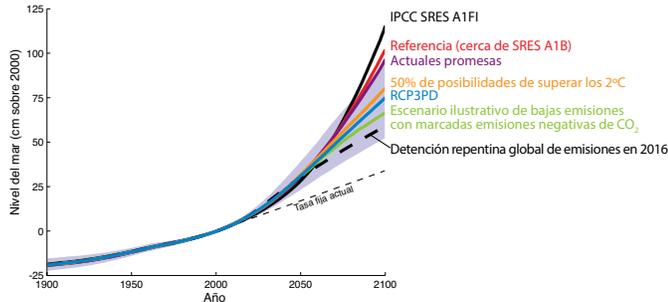
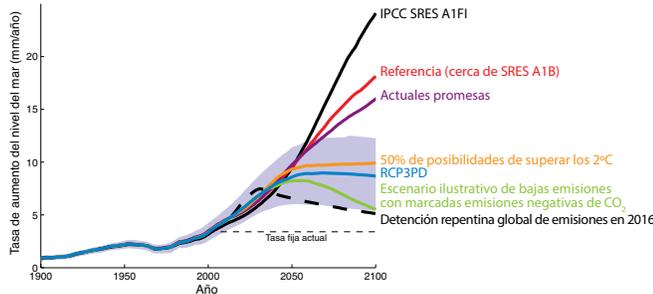


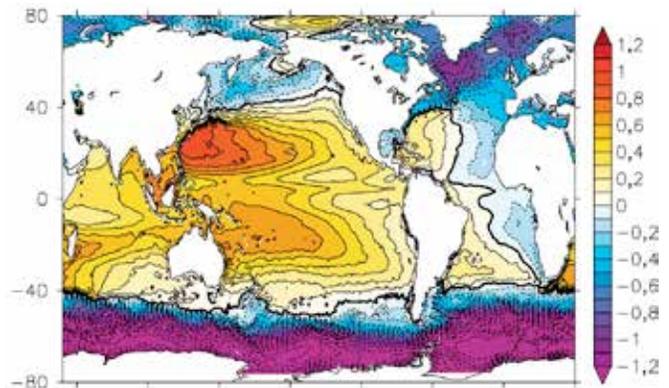
Figura 29: Tal como en la figura 22, pero para la tasa anual de aumento del nivel de mar medio global. La tasa actual indicativa/fija de 3,3 mm.año⁻¹ es la tasa media satelital 1993–2007 (Cazenave y Llovel, 2010). Estimaciones medias a partir de proyecciones probabilísticas (ver más detalles en Schaeffer et al., 2012, y en la leyenda de la figura 22).



la corteza terrestre también influye en el nivel percibido del mar en la costa (denominado también nivel relativo del mar medido desde el litoral). La elevación de la superficie terrestre responde a los cambios pasados y actuales en la carga del hielo, en particular al ajuste isostático glacial desde la última desglaciación (Peltier y Andrews, 1976). También se puede producir una subsidencia local de la tierra en respuesta a las actividades mineras (Poland y Davis, 1969), lo que lleva a percibir un aumento en el nivel del mar. En lo que sigue, esta publicación se refiere a los cambios en el nivel del mar independientemente de si son absolutos o relativos.

El cambio climático perturba tanto el geode como la topografía dinámica. La redistribución de la masa a causa del derretimiento del hielo continental (glaciares de montaña, casquetes de hielo y mantos de hielo) modifica el campo gravitacional (y por lo tanto, el geode) Esto genera tasas de aumento por sobre el promedio del campo más alejado de las zonas de derretimiento y aumentos por debajo del promedio —caídas del nivel de mar en casos extremos— en las regiones aledañas a los casquetes de hielo y a los grandes glaciares de montaña en proceso de repliegue (Farrell y Clark, 1976) (figura 31). Este efecto se ve acentuado por un

Figura 30: Topografía dinámica del nivel del mar actual. Esta figura muestra las desviaciones del nivel del mar de la geode (es decir, la superficie oceánica determinada por el campo gravitacional, si los océanos estuvieran en reposo). El nivel del mar que está por sobre el promedio se muestra en naranja/rojo, mientras que si está bajo el promedio, en azul/violeta. Las líneas del contorno indican intervalos de 10 centímetros. Esta “topografía dinámica” refleja el equilibrio entre la pendiente de la superficie y los sistemas de corrientes oceánicas. Un aspecto digno de mencionar es el nivel del mar bajo el promedio a lo largo de la costa nororiental de Estados Unidos asociada a la corriente del Golfo. Se proyecta que el cambio climático provocará una desaceleración de la corriente del Golfo durante el siglo XXI y el correspondiente aplanamiento de la superficie del océano. A su vez, este efecto por sí solo llevaría al alza del nivel del mar en esa zona. Sin embargo, es importante destacar que no existe un vínculo sistemático entre la topografía dinámica actual (mostrada en esta figura) y el incremento en el nivel del mar a futuro en virtud del cambio climático.



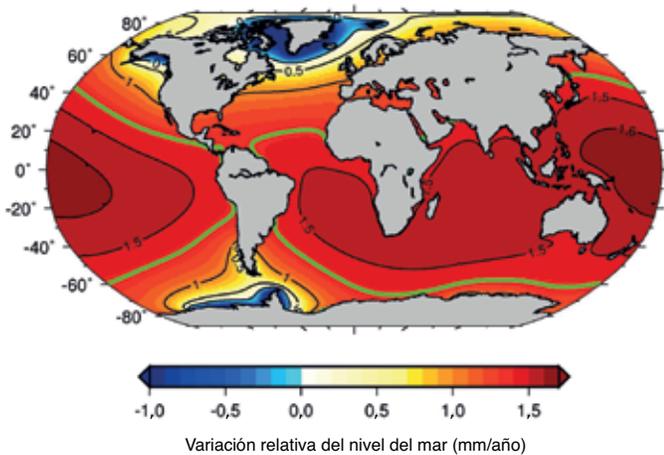
Fuente: Yin et al. 2010.

levantamiento de las tierras locales en torno a las zonas del deshielo, ajustes que en su gran mayoría son instantáneos.

Los cambios en los campos de viento y en las corrientes oceánicas también pueden causar grandes cambios en el nivel del mar local debido al efecto dinámico mencionado arriba (Landerer, Jungclauss y Marotzke, 2007; Levermann, Griesel, Hofmann, Montoya y Rahmstorf, 2005). Sin embargo, en ciertos casos, estas grandes desviaciones de la tasa de aumento medio global son provocadas por variaciones naturales (como el fenómeno de El Niño) y no se proyectan al futuro. Es probable que las enormes tasas de incremento registradas en el Pacífico tropical occidental desde los años sesenta (Becker et al., 2012) pertenezcan a esta categoría (B. Meyssignac, Salas y Melia, Becker, Llovel y Cazenave, 2012).

En lo que sigue, los autores aplican dos escenarios (manto de hielo más bajo y manto de hielo más alto) en un mundo con 4°C más, para hacer proyecciones regionales del aumento del nivel del mar. Los métodos se describen en el Anexo 1 y las proyecciones globales-medias se muestran en el cuadro 2. Una característica evidente de las proyecciones regionales tanto para los escenarios de manto de hielo más bajo como de más alto, es el aumento relativamente elevado del nivel del mar en latitudes bajas (en los trópicos) y aumentos del nivel del mar por debajo del promedio en latitudes más altas (figura 32). Esto se debe principalmente a la ubicación polar de las masas de hielo, cuya reducida fuerza

Figura 31: Tasas actuales de alza del nivel regional del mar solo debido al derretimiento del hielo en la tierra (modelado a partir de una compilación de observaciones de pérdida de hielo de la tierra). Se caracteriza por zonas donde el nivel del mar disminuye en las regiones cercanas a los mantos de hielo y glaciares de montaña (en azul) y zonas más alejadas donde el nivel del mar aumenta (rojo) como consecuencia de un campo gravitacional modificado (menor auto-atracción desde las masas de hielo) o levantamientos de tierra. El contorno grueso en verde indica el aumento global del nivel del mar (1,4 mm/año): los puntos al interior de este contorno experimentan alzas por sobre el promedio, mientras que los puntos fuera de él experimentan incrementos bajo el promedio o incluso caídas. Compare la figura A1.3 para ver el aporte proyectado del hielo de la tierra en el nivel del mar en un mundo con 4°C más de temperatura.

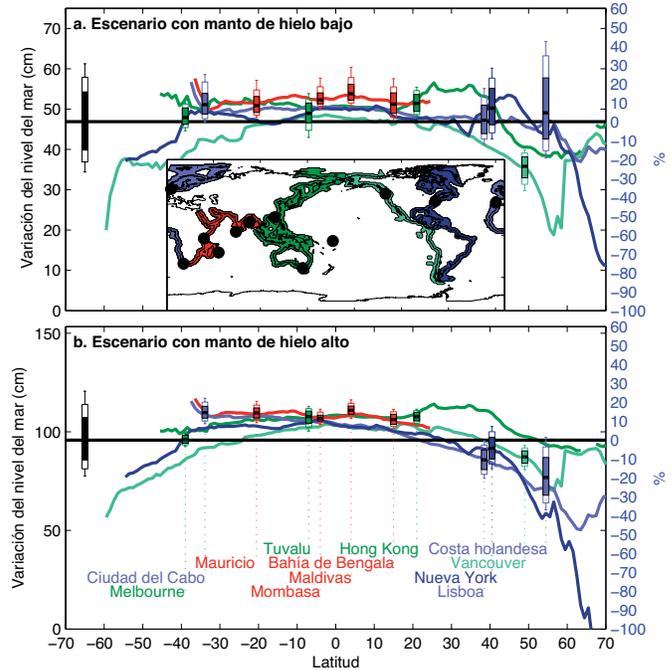


Fuente: Bamber y Riva, 2010.

gravitacional acentúa el aumento en su campo lejano, los trópicos, de la misma manera en que lo hacen los actuales patrones de aumento inducidos por el hielo (figura 31). Cerca de las principales fuentes de derretimiento de hielo (Groenlandia, el Ártico, Canadá, Alaska, Patagonia y la Antártica), el levantamiento de la corteza y la reducida auto-atracción causan un alza bajo al promedio e incluso una caída del nivel del mar en el campo más cercano de una fuente de disolución masiva. Un poco más lejos, la costa de Asia oriental y el océano Índico reciben una contribución por sobre el promedio del derretimiento de hielo de la tierra.

Aunque este es claramente el efecto dominante en el caso del manto de hielo más alto, donde el aporte promedio de hielo desde la tierra constituye alrededor del 70% del total, explica solo parte del patrón en el caso del manto de hielo más bajo, donde el hielo de la tierra explica solo el 40% del promedio total. La dinámica del océano también moldea el patrón proyectado del nivel del mar. Concretamente, se proyecta una contribución por sobre el promedio a partir de la dinámica del océano a lo largo de las costas nororientales de América del Norte y de Asia oriental, así como en el Océano Índico (figura A1.3). En la costa nororiental de América del Norte, las fuerzas gravitacionales contrarrestan los efectos dinámicos a causa de la cercanía de Groenlandia. Sin embargo, a lo largo de la costa de Asia oriental y en el Océano Índico, ambas zonas alejadas de los glaciares en proceso de derretimiento, tanto las fuerzas gravitacionales como las dinámicas oceánicas actúan

Figura 32: Aumento del nivel del mar en un mundo 4°C más cálido en 2100 a lo largo de las costas del mundo, de Sur a Norte. Cada línea de color indica un promedio en una costa específica, según se muestra en el mapa interior del panel superior. La escala a la derecha representa el coeficiente del nivel del mar regional comparado con el nivel del mar medio global (unidades porcentuales), mientras que las barras verticales representan la incertidumbre asociada a ellos, con rangos de 50%, 68% y 80%.



para intensificar el aumento del nivel del mar, que puede ser hasta 20% más alto que la media global.

Resumiendo, el aumento del nivel del mar proyectado para 2100 tiene variaciones regionales que en general se ubican dentro de un margen de $\pm 20\%$ del alza media global, aunque también es posible que aparezcan valores más altos (figura 32).

El alza del nivel del mar tiende a ser mayor que la media global a bajas latitudes, como en ubicaciones vulnerables en el Océano Índico o en el Pacífico occidental, e inferior a la media global en latitudes altas, como a lo largo de la costa holandesa. Esto se debe a la ubicación polar de los mantos de hielo y a su menor fuerza gravitacional después del derretimiento. Además de los patrones inducidos por el hielo, los cambios en las corrientes marinas también pueden ser motivo de importantes desviaciones con respecto al aumento medio global. En efecto, la costa nororiental de América del Norte se ha identificada como un “punto crítico” donde el mar está aumentando su nivel más rápido que la media global (Sallenger et al., 2012) y podría continuar haciéndolo (Yin et al., 2009) si la depresión gravitacional generada por los glaciares cercanos de Groenlandia y Canadá en derretimiento es moderada.

Las mayores incertidumbres en las proyecciones regionales del aumento del nivel del mar se deben a que no se conocen suficientemente los aportes de los grandes mantos de hielo, en especial los causados por los cambios dinámicos en los mantos de hielo antártico. Hasta la fecha, se han utilizado modelos o enfoques

parcialmente empíricos con la ayuda de restricciones cinemáticas¹¹ para conciliar las pocas proyecciones disponibles sobre el aporte del manto de hielo con la necesidad de proporcionar estimaciones del aumento del nivel del mar en el futuro. Se debe mencionar que un calentamiento de 4°C en 2100 por sobre las temperaturas de la era preindustrial implica arriesgar alzas adicionales del nivel del mar incluso si se estabilizaran las temperaturas.

RIESGOS QUE GENERA EL ALZA DEL NIVEL DEL MAR

Si bien en este estudio no se han analizado los impactos regionales del aumento del nivel del mar, vale la pena indicar algunos riesgos puntuales.

Debido a la gran densidad demográfica y, a menudo, mala planificación urbana, las ciudades costeras de las regiones en desarrollo son particularmente vulnerables al aumento del nivel del mar al asociarse con otros impactos negativos del cambio climático. La migración hacia las ciudades y la costa, a menudo relacionada con una expansión urbana descontrolada, seguirá profundizando estos riesgos en el futuro. Las proyecciones indican que los impactos del aumento del nivel del mar serán asimétricos, incluso al interior de las regiones y países. De los efectos previstos para 31 países en desarrollo, dos tercios partes de la exposición total a inundaciones extremas se concentran en solo 10 ciudades. Estas urbes especialmente vulnerables se encuentran en Mozambique, Madagascar, México, Venezuela, India, Bangladesh, Indonesia, Filipinas y Viet Nam (Brecht et al., 2012).

Debido a la reducida población de las islas más pequeñas y a los posibles problemas con la aplicación de las medidas de adaptación, Nicholls et al. (2011) concluyeron que el abandono forzado parece ser una consecuencia plausible, incluso si los cambios en el nivel del mar son menores. Del mismo modo, Barnett y Adger (2003) sostienen que los impactos físicos pueden superar un umbral que obligue al abandono total de los sistemas sociales debido al colapso de las instituciones que podrían facilitar la adaptación. Sin embargo, el pronóstico de tales colapsos podría desembocar en una profecía auto-cumplida al disminuir la ayuda externa. Barnett y Adger mencionan a Tuvalu como un caso en el cual las negociaciones sobre los derechos de migración hacia Nueva Zelanda podrían haber socavado la confianza de los inversionistas que prestan ayuda extranjera y con ello, de manera indirecta, debilitado el potencial de la capacidad de adaptación.

Una reciente revisión detallada (Simpson et al., 2010) de las consecuencias de un aumento del nivel del mar de 1 metro en el Caribe ilustra la escala de los daños que podrían producirse en los pequeños Estados insulares en desarrollo en los años 2080. La pérdida total acumulativa de capital del PIB se estimó en US\$68.200 millones, equivalente a alrededor de 8,3% del PIB proyectado para 2080. Esto incluye el valor actual de las tierras dañadas de forma permanente, así como gastos de reubicación y reconstrucción. Los costos en términos del PIB anual en los años 2080 se estimaron en US\$13.500 millones (1,6% del PIB), principalmente en el sector agrícola y de turismo. Estos cálculos no incluyen otros posibles factores, como los costos del suministro de agua, mayores gastos en atención de salud, daños no de mercado y el incremento en las pérdidas generadas por los ciclones tropicales. La industria del turismo, una fuente importante de crecimiento económico en estas regiones, resultó ser extremadamente sensible al aumento del nivel del mar. Se perderían grandes áreas de importantes humedales, lo que afectaría a las pesquerías y al suministro de agua de muchas comunidades: se predicen pérdidas de 22% en Jamaica, 17% en Belice y 15% en Bahamas.

Nicholls y Cazenave (2010) subrayan que algunos procesos geológicos también inciden en el aumento en el nivel del mar y, por lo tanto, en sus efectos. Además, las actividades humanas, como el drenaje y la extracción de aguas subterráneas, agravan la subsidencia en regiones con alta densidad demográfica e intensa actividad económica. Los deltas de los ríos son especialmente sensibles a dichas presiones adicionales. Estas observaciones destacan el potencial implícito en la gestión costera para aliviar algunos de los impactos proyectados. Al mismo tiempo, sugieren que la adaptación al aumento del nivel del mar inducido por el cambio climático y a los efectos de una creciente urbanización costera, particularmente en las regiones en desarrollo, conlleva un doble desafío. En ese sentido, parece esencial que se incluyan las proyecciones del aumento del nivel del mar en la planificación y las decisiones sobre la construcción de infraestructura a largo plazo en el litoral.

¹¹ Por ejemplo, una restricción cinemática es estimar el máximo flujo de hielo que, en total, puede pasar a través de los estrechos fiordos en torno al manto de hielo de Groenlandia, suponiendo una velocidad físicamente razonable de los glaciares como límite superior.



Capítulo
5

Enfoque: Cambios en las temperaturas extremas

Field et al. (2012) realizó una evaluación exhaustiva de los fenómenos extremos y concluyó que es muy probable que aumente la duración, la frecuencia y la intensidad de las olas de calor en la mayoría de las zonas terrestres y que a mayor calentamiento habrá más episodios extremos. Al examinar simulaciones con valores duplicados de CO₂ (situación que normalmente produce un calentamiento medio global de unos 3°C), Zwiers y Kharin (1998) informan que la intensidad de los días extremadamente calurosos, que suelen repetirse cada 20 años, aumenta entre 5°C y 10°C en los continentes; los valores más elevados se producen en América del Norte y del Sur y en Eurasia debido a bajas considerables en la humedad regional de los suelos.

Meehl y Tebaldi (2004) encontraron aumentos considerables en la intensidad, duración y frecuencia de episodio de calor de tres días en el marco de un escenario en que se mantiene el patrón actual. La intensidad de dichos eventos aumenta en hasta 3°C en el Mediterráneo y en el oeste y sur de Estados Unidos. Según un escenario de gases de efecto invernadero transitorios SRES A2, Schär et al. (2004) predicen que hacia fines de siglo, más o menos verano por medio hará tanto calor en Europa como en el verano de 2003, o incluso más. De igual modo, Stott et al. (2004) muestran que en escenarios de emisiones sin mitigación, el verano Europeo de 2003 quedaría registrado como uno anormalmente frío en relación con el nuevo clima de fines del siglo. Barnett et al. (2006) sostienen que la frecuencia de los días que superan el actual percentil 99 se multiplicará por 20 en un clima con CO₂ duplicado. Además, se prevé con bastante solidez que las temporadas extremadamente calurosas se harán mucho más comunes en respuesta a un nivel doble de CO₂ (Barnett et al., 2006). Sobre la base del mismo conjunto de simulaciones, Clark, Brown y Murphy (2006) concluyen que la intensidad, la duración y la frecuencia de las olas de calor estivales serían considerablemente mayores en todos los países y que las alzas máximas se registrarían en Europa, América del Norte y del Sur y Asia oriental.

Estos estudios, que analizan eventos climáticos extremos en simulaciones con una duplicación del CO₂ y aquellos que siguen una trayectoria de emisiones donde todo sigue igual, pueden aportar perspectivas útiles. Sin excepciones, todos estos estudios muestran que las extremas de calor, ya sea en escalas cronológicas diarias o estacionales, aumentan de manera considerable en climas con un alza de más de 3°C en su temperatura media en relación con el actual.

Según los conocimientos de los autores de este informe, ningún estudio por sí solo ha analizado específicamente el número de extremas en un mundo con más de 4°C de temperatura en relación con las condiciones preindustriales. Los autores abordan

este vacío en el saber científico y proveen análisis estadísticos de las extremas de calor en las proyecciones climáticas del Proyecto de comparación del modelo acoplado, fase 5 (CMIP5), según las cuales el mundo con 4°C más se alcanzaría a fines del siglo XXI (Taylor et al., 2012). Los métodos se describen en el Anexo 2.

Aumento considerable en las temperaturas extremas de calor

Los análisis estadísticos de los autores indican que las extremas de calor mensuales aumentarán drásticamente en un mundo con una temperatura media superior en 4°C a aquella de la era preindustrial. Las anomalías térmicas que se asocian con extremas de calor inusualmente altas (a saber, eventos 3-sigma que se producen solo una vez cada varios siglos en un clima inmóvil)¹², se habrían convertido en la norma a lo largo de la mayoría (más del 50%) de las zonas continentales a fines del siglo XXI. Los eventos 5-sigma, que hoy básicamente no existen, serán comunes,

¹² En general, la desviación estándar (sigma) muestra qué tanto tiende a desviarse una variable de su valor medio. En el estudio de los autores, representa la posible variación anual en la temperatura mensual local debido a inestabilidades naturales. En el caso de una distribución normal, episodios más cálidos que 3 sigma de la media tienen una probabilidad de recurrencia de cada 740 años, mientras que en los sucesos más cálidos que 5 sigma, ésta es de varios millones de años. Los datos de la temperatura mensual no necesariamente siguen una distribución normal (por ejemplo, la distribución puede tener colas "largas", lo que aumenta la probabilidad de estos episodios de calor) y los plazos de recurrencia pueden ser diferentes. No obstante, los sucesos 3-sigma son extremadamente improbables y los sucesos 4-sigma casi sin lugar a dudas no han ocurrido durante la vida de obras de infraestructura clave. Un calentamiento 5 sigma significa que el cambio promedio en el clima es 5 veces mayor que la variación normal anual experimentada en el presente.

en especial en los trópicos y en las latitudes medias del hemisferio norte durante el verano.

Según los análisis realizados por los autores, el calentamiento más pronunciado se producirá en la tierra (ver la Figura 33, fila superior). Las temperaturas medias mensuales aumentan sobre el océano entre 0°C y 4°C y sobre los continentes entre 4°C y 10°C. El calentamiento en las regiones continentales de los trópicos y del hemisferio sur se distribuye más bien en forma pareja y sin grandes variaciones a nivel espacial y estacional. La única excepción es Argentina, que se prevé registrará menos calentamiento invernal (JJA). En el hemisferio norte, se observan variaciones espaciales y estacionales mucho más marcadas en los patrones del calentamiento continental. Durante el invierno boreal, se registra un evidente calentamiento en la región cerca del Ártico debido al efecto denominado “amplificación polar”, que genera anomalías térmicas superiores a los 10°C. Es posible identificar dos regiones del hemisferio norte que, según se cree, registrarán más calentamiento en el verano que en el invierno: la región subtropical, compuesta por el Mediterráneo, el Norte de África y Oriente Medio, y Estados Unidos continental. Éstas probablemente experimentarán alzas en sus temperaturas estivales por sobre los 6°C.

Todas las zonas terrestres tendrán un calentamiento medio de por lo menos 1-sigma por sobre la media actual y la mayoría de ellas (más del 80%) registra, como mínimo, un calentamiento 2-sigma. Es probable que más o menos la mitad de las zonas terrestres experimente un calentamiento medio de más de 3-sigma durante el invierno boreal y más de 4-sigma durante el verano

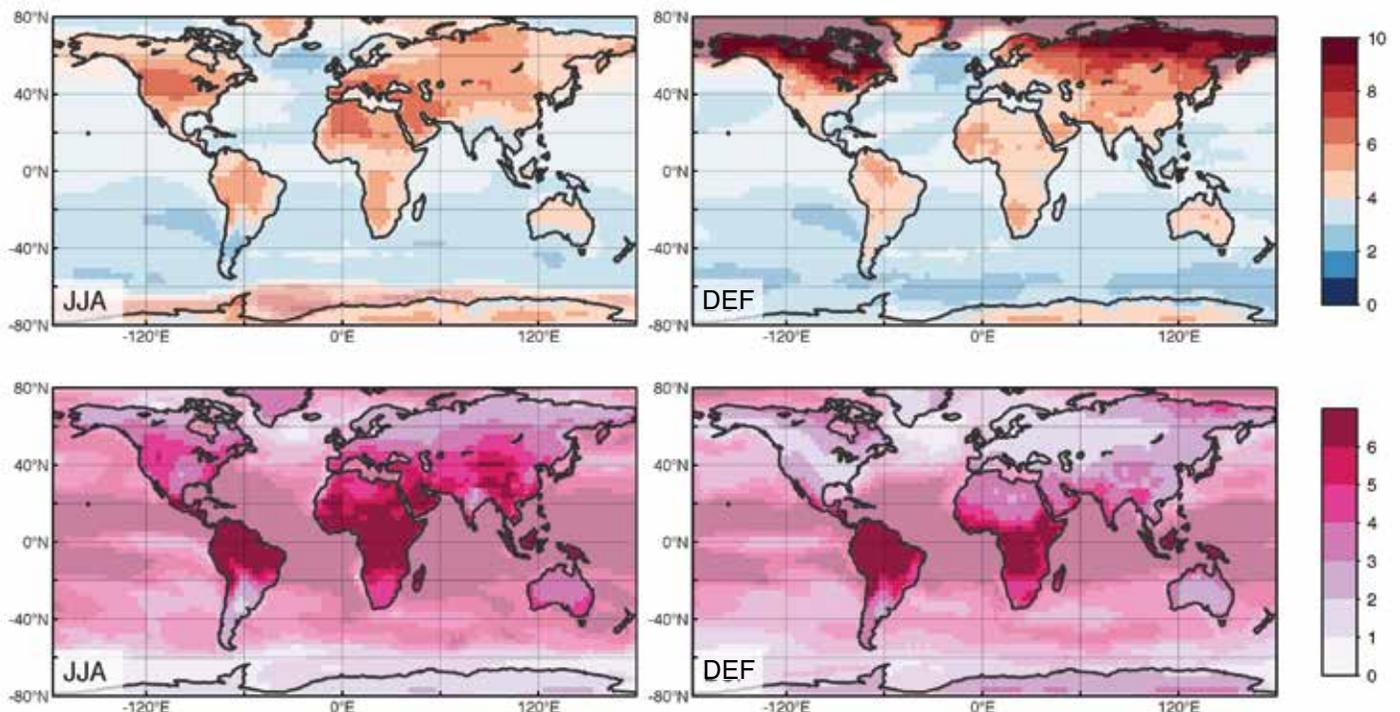
boreal. Esta diferencia estacional se debe al aumento del calor sobre la superficie terrestre de latitud media del hemisferio norte durante dicha estación.

Variaciones de la temperatura por región

Según el análisis de los autores, un mundo más cálido en 4°C provocará, durante todo el año, variaciones sistemáticas de temperatura de más de 6 desviaciones estándar en los trópicos (paneles inferiores de la figura 33). En especial en los países tropicales de América del Sur, África Central y todas las islas tropicales del Pacífico, las temperaturas extremas sin precedentes se convertirán en la nueva norma durante todo el año. De hecho, una variación de 6 desviaciones estándar o más implica un nuevo régimen climático donde los meses más fríos de 2080–2100 serán considerablemente más cálidos que los meses más cálidos de fines del siglo XX. En las latitudes medias del hemisferio sur, las temperaturas mensuales continentales a fines del siglo XXI fluctúan entre 2 a 4-sigma por sobre los niveles medios actuales en ambas estaciones. Sobre extensas regiones de la latitud media del hemisferio norte, el calentamiento continental (en unidades de sigma) es mucho más intenso en el verano, hasta llegar a 4 o 5-sigma, que en el invierno. Esto afecta a vastas regiones de América del Norte, sur de Europa y Asia Central, incluida la meseta del Tíbet.

De este análisis se desprende que los trópicos serían regiones de alto impacto, como se destaca en estudios anteriores (Differnbauh y Scherer, 2011). En ese caso, el calentamiento continental de

Figura 33: Media de múltiples modelos del calentamiento mensual durante el siglo XXI (2080–2100 con respecto al presente) para los meses de junio a agosto (izquierda) y diciembre a febrero (derecha) en unidades de grados Celsius (arriba) y desviación estándar de la temperatura local (abajo). La intensidad de la escala de color se atenuó sobre el océano para que se distinga mejor.



más de 4°C modifica el clima local por un régimen evidentemente nuevo. Lo anterior implica que los meses anormalmente fríos de fines del siglo XXI serán muchísimo más cálidos que los meses que marcan récords de calor en el presente.

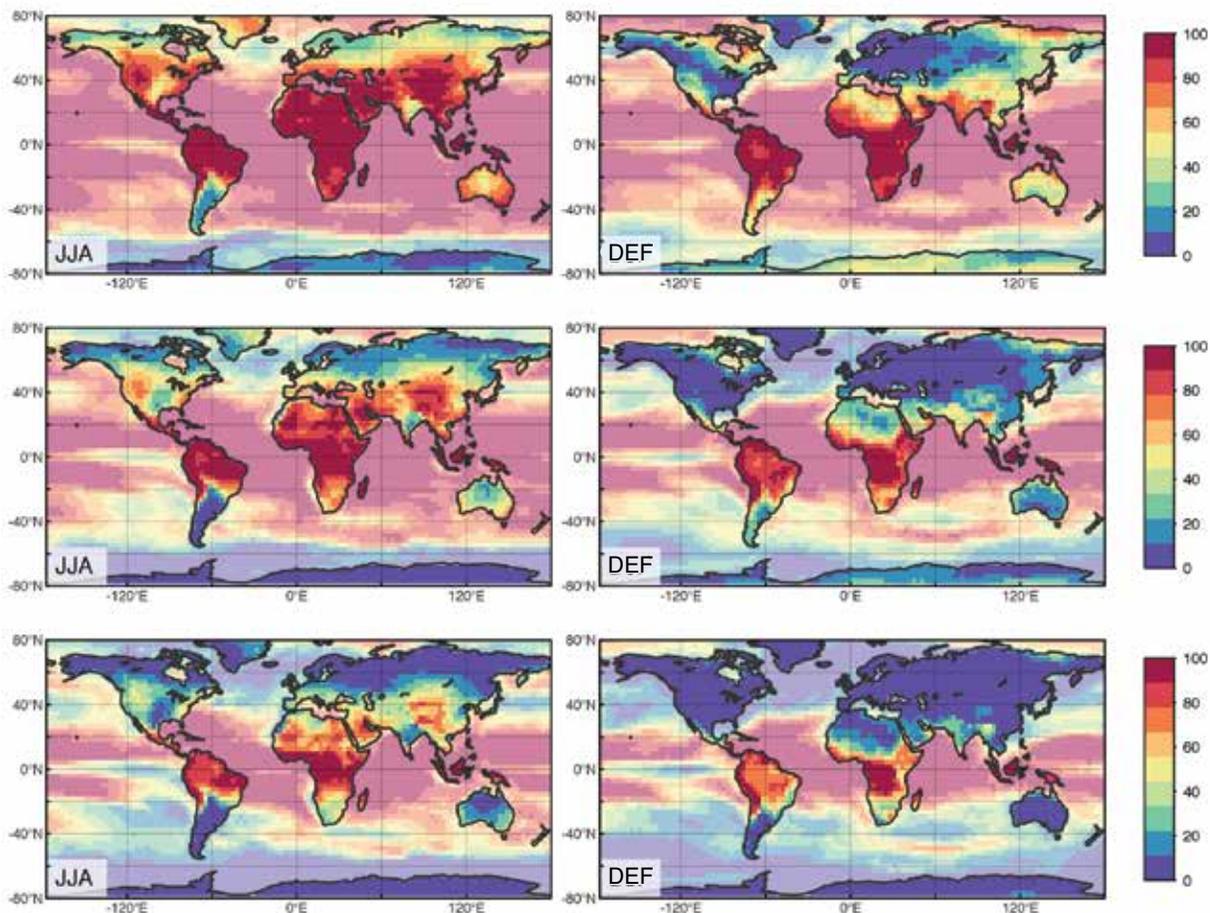
Fuera de los trópicos, se prevé que las regiones subtropicales y de latitud media del hemisferio norte experimentarán extremas de calor mucho más intensas durante el verano boreal. En el Mediterráneo, Norte de África, Oriente Medio, la meseta del Tíbet y Estados Unidos continental, casi la totalidad de los meses estivales (80% a 100%) serán más cálidos que 3-sigma y aproximadamente la mitad (alrededor de 50%) superará los 5-sigma en calor. Esto implica, por ejemplo, que las temperaturas del mes de julio más caluroso en la región del Mediterráneo entre 2080–2100 llegarían a los 35°C, esto es, alrededor de 9°C más que el julio más cálido previsto en la actualidad. Esta fuerte alza en la intensidad de las extremas estivales en las regiones continentales del hemisferio norte es factible debido a las retroacciones de la humedad del suelo (Schär et al., 2004; Zwiers y Kharin, 1998). Una vez que el suelo se seca por completo a causa de la intensa evaporación durante olas de calor, ya no hay calor que se pueda convertir en calor latente, con lo cual sube aún más la temperatura. Este efecto es mucho más importante durante los veranos (Schär

et al., 2004) y ha sido característico de los principales episodios de calor y sequía en Europa y América del Norte.

Frecuencia de meses considerablemente más cálidos

La figura 34 muestra la frecuencia de los meses más cálidos que 3-, 4- y 5-sigma durante los meses de junio a agosto y de diciembre a febrero de 2080–2100. Esta figura muestra claramente que los trópicos transitarán a un nuevo régimen climático. En los análisis realizados por los autores, incluso los meses más cálidos que 5-sigma serán muy comunes en las regiones tropicales, con frecuencias de hasta 100% en África central y en lugares tropicales de América del Sur. Además, el océano tropical mantiene anomalías por sobre 3-sigma en el 100% del tiempo durante todos esos meses. En las zonas terrestres del hemisferio sur ubicadas fuera del trópico, los patrones nuevamente son bastante similares entre la temporada cálida y fría. Se prevé que Australia y Argentina tendrán meses estivales (diciembre a febrero) más cálidos que 3-sigma más o menos la mitad del tiempo, pero los episodios 5-sigma serán escasos. En las latitudes medias del hemisferio norte, en tanto,

Figura 34: Media de múltiples modelos del porcentaje de meses durante 2080-2100 que serán más cálidos que 3-(arriba), 4 (al medio) y 5-sigma (abajo), en relación con la climatología actual, para los meses de junio a agosto (izquierda) y diciembre a febrero (derecha). La intensidad de la escala de color se atenuó sobre el océano para que se distinga mejor.



aumentarán drásticamente en especial las extremas estivales (episodios 3-, 4- y 5-sigma). En el Mediterráneo, Norte de África y Oriente Medio, casi la totalidad (80% a 100%) de los meses de verano serán más cálidos que 3-sigma y alrededor de la mitad (un 50%) superarán los 5-sigma. Los mismos valores aproximados valen para las extremas veraniegas en Estados Unidos continental y la meseta del Tíbet. En el caso del Mediterráneo, Norte de África y Oriente Medio, la fuerte alza en las extremas veraniegas está en relación directa con la acentuación de las tendencias de calentamiento estival en esas zonas (figura 33). Por el contrario, el alto número de episodios extremos de verano en la meseta del Tíbet se debe a desviaciones estándar mucho más pequeñas entre junio a agosto, en combinación con un calentamiento moderado. En el continente inciden ambos efectos. Las extremas de calor durante el invierno boreal apenas aumentan en algunas zonas continentales del hemisferio norte, incluido el este de Estados Unidos y Europa central.

La figura 35 traza la media de múltiples modelos de las temperaturas más cálidas de julio y enero durante el período 2080–2100. El mes de julio más cálido en el Sahara y Oriente Medio registrará temperaturas de hasta 45°C, o 6°C–7°C por sobre el mes de julio más caluroso simulado para el presente. En el Mediterráneo y la parte central de Estados Unidos, el mes de julio más cálido entre 2080–2100 tendrá temperaturas cercanas a los 35°C, o hasta 9°C más que el julio más caluroso en la actualidad. Por último, en el hemisferio sur, las extremas récord durante el verano (a saber, en enero), llegarán hasta los 40°C en Australia, o alrededor de 5°C más que en el mes de enero más extremo de la actualidad. Cabe

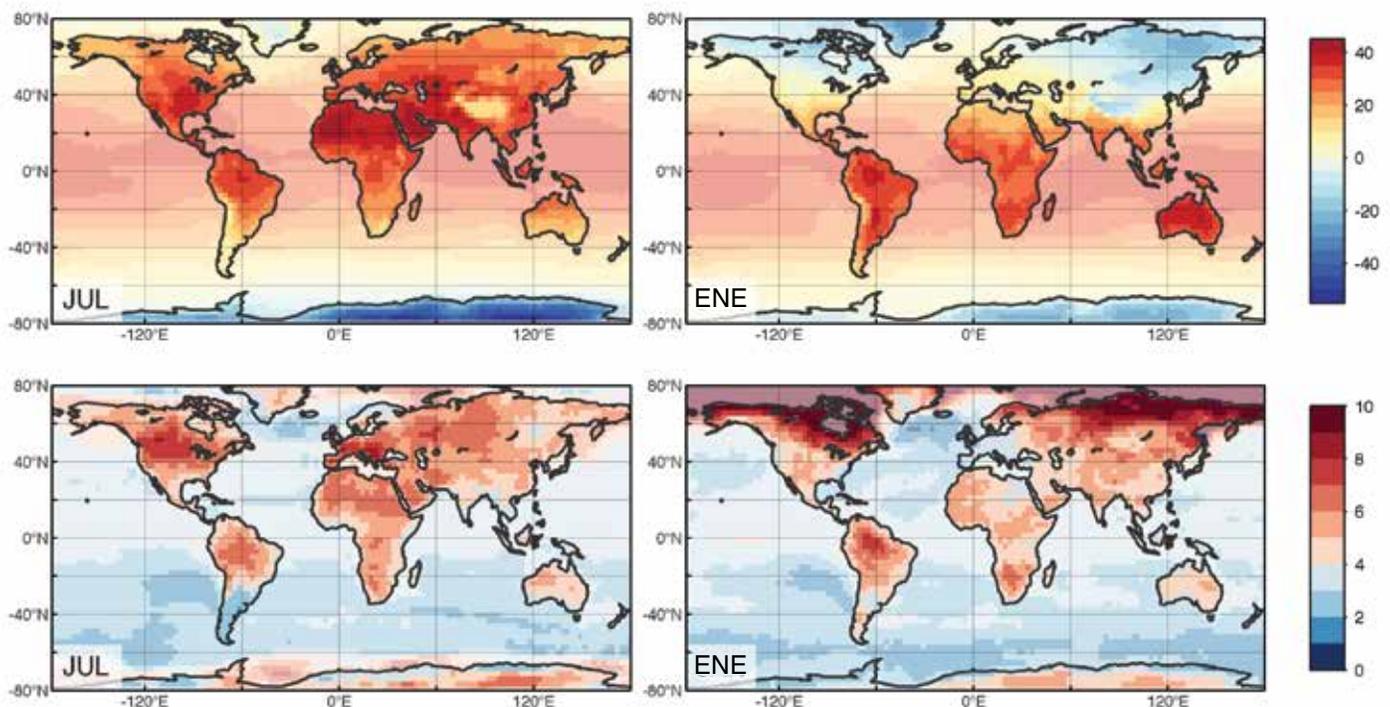
mencionar que las temperaturas presentadas aquí son promedios mensuales, lo que incluye la noche. Es dable esperar que las temperaturas durante el día superen con creces el promedio mensual.

Las extremas de calor mensual de 3 desviaciones estándar o más durante los meses de verano están asociadas a las olas de calor más prolongadas y, por lo tanto, de mayor impacto. Los resultados de los autores muestran que el número de dichas canículas de larga duración aumentarán de manera drástica en un mundo con 4°C más, y prácticamente en todas las regiones continentales; los impactos más severos se registrarán en las regiones tropicales y subtropicales y en las latitudes medias del hemisferio norte. Esto es coherente con los estudios de modelación sobre el aumento en la intensidad de las olas de calor durante el siglo XXI sobre la base de escenarios de emisiones que siguen el patrón actual (Meehl y Tebaldi, 2004; Schär et al., 2004; Stott et al., 2004) o simulaciones de CO₂ duplicado (Barnett et al., 2005; Clark et al., 2006; Zwiers y Kharin, 1998). Estos resultados también corroboran los recientes estudios de modelación que indican que las zonas tropicales son particularmente vulnerables a extremas de calor sin precedentes en el próximo siglo (Beaumont et al., 2011; Diffenbaugh y Scherer, 2011).

Los impactos de olas de calor más frecuentes

Dado los impactos que han tenido las recientes olas de calor extremo en la humanidad, la fuerte alza en el número de estos fenómenos

Figura 35: Compilación de las medias (de múltiples modelos) de la temperatura mensual extrema más cálida en cada ubicación durante 2080–2100 entre los meses de julio (izquierda) y enero (derecha) en temperaturas absolutas (arriba) y anomalías comparadas con la temperatura mensual más extrema simulada para la actualidad (abajo). La intensidad de la escala de color se atenuó sobre el océano para que se distinga mejor.



en un mundo con 4°C más, según se informó aquí, plantearía enormes desafíos en materia de adaptación para las sociedades. Las canículas prolongadas suelen ser las más destructivas, ya que hay un fuerte vínculo entre las tasas de morbilidad y mortalidad y la duración del fenómeno: cada día de calor extremo que transcurre aumenta la cantidad adicional de muertos (Kalkstein y Smoyer, 1993; Smoyer, 1998; Tan et al., 2006; Fouillet et al., 2006). Las condiciones térmicas extremas experimentadas en los episodios recientes se transformarían en la nueva norma en un mundo con 4°C más y regularmente se produciría un nuevo tipo de ola de calor de magnitudes nunca antes vistas en el siglo XX. Es dable

esperar que las sociedades y los ecosistemas sean especialmente vulnerables a dichos fenómenos al no estar adaptados a extremas nunca antes soportadas. El sector agrícola, en especial, se vería fuertemente afectado por las graves mermas a la productividad que puede provocar el calor extremo (Lobell et al., 2012) (ver la sección 6). Por su parte, los ecosistemas de regiones tropicales y subtropicales serían particularmente vulnerables al cambio climático. Los análisis de los autores muestran que el alza en las temperaturas absolutas en relación con la variabilidad del pasado es mayor en estas regiones y, por lo tanto, los impactos en los ecosistemas, serían extremos ahí (ver la sección 6).



Capítulo 6

Impactos por sector

A continuación se presenta una breve descripción general de los hallazgos más recientes sobre los impactos encontrados en una selección de sectores. Ni esta selección ni la bibliografía citada pretenden ser exhaustivas. Por otra parte, es difícil hacer comparaciones entre estudios de cada sector o entre ellos debido a las diferencias en los escenarios de emisiones y las temperaturas relacionadas que existen. Cuando fue posible, se hicieron intentos por asociar los grados de calentamiento a los niveles preindustriales. El aumento de temperatura en relación con estos niveles se calculó sobre la base de los Datos de Temperaturas de la Unidad de Investigación sobre el Clima (Jones et al., 2012)¹³.

A la luz de los vacíos de conocimiento en torno a los efectos del cambio climático a futuro, hay dos proyectos internacionales de investigación iniciados recientemente que buscan cuantificar los impactos al interior de los sectores y entre ellos con diferentes niveles de calentamiento global, incluido bajo escenarios calentamiento extremo. En primer lugar, el Proyecto de Comparación y Mejoramiento de Modelos Agrícolas, (AgMIP, lanzado en octubre de 2010) está convocando a un gran número de grupos de modelación biofísica y agroeconómica y abarcando explícitamente escalas regionales a mundiales para comparar los resultados y mejorar los modelos con respecto a las observaciones (Rötter, Carter, Olesen y Porter, 2011). En segundo lugar, el primer Proyecto de Comparación de Modelos Intersectoriales (ISI-MIP) fue lanzado en diciembre de 2011 con una fase de ejecución rápida diseñada para proporcionar una síntesis de las proyecciones acerca de los impactos globales multisectoriales con diferentes niveles de calentamiento global (Schiermeier, 2012). Ambas iniciativas aprovecharán las nuevas Secuencias Representativas de Concentración (RCP), donde la más alta alcanza hasta 5°C de calentamiento global.

Agricultura

La conclusión general del Cuarto informe de evaluación (4IE) del IPCC respecto de la producción de alimentos y la agricultura indica lo siguiente:

- Se proyecta que la productividad de los cultivos se incrementará levemente en latitudes medias a altas con aumentos de la temperatura media local de hasta 1°C a 3°C, dependiendo del cultivo, y más allá de esas temperaturas disminuirá en algunas regiones (confianza media) {WGII 5.4, SPM}.

- En latitudes más bajas, en especial en regiones tropicales y de estaciones secas, se prevé que la productividad disminuirá incluso con alzas leves de la temperatura alzas leves de la temperatura local (1°C a 2°C), lo cual incrementará el riesgo de hambrunas (confianza media) {WGII 5.4, SPM}.
- A nivel mundial, se pronostica que el potencial de producción de alimentos aumentará con alzas en la temperatura promedio local de 1°C a 3°C, pero que disminuirá con alzas mayores (confianza media) {WGII 5.4, 5.5, SPM}.

Estos hallazgos claramente apuntan a que el riesgo aumenta para las regiones ubicadas en latitudes bajas con alzas relativamente bajas de temperatura y que se incrementa el riesgo a sufrir problemas globales sistémicos si el calentamiento supera unos pocos grados Celsius. Y mientras se aproxima una revisión exhaustiva de la bibliografía en el Quinto informe de evaluación (5IE) del IPCC, la breve descripción de la reciente literatura científica que se proporciona aquí muestra que las inquietudes identificadas en el 4IE han sido confirmadas por los estudios más recientes y en algunos ámbitos importantes, incluso se han ampliado. Específicamente, vale la pena mencionar acá los efectos de las olas de calor extremo en lo que se refiere a la agricultura (ver también el capítulo 2).

Este capítulo se centra en las conclusiones más recientes sobre los posibles límites y riesgos que enfrenta la producción agrícola a gran escala debido al cambio climático y resume los estudios recientes que atañen a dicha evaluación de riesgos, como un alto nivel de calentamiento global cercano a los 4°C. En particular, destaca explícitamente

¹³ <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/> – 17 de octubre de 2012.

algunos hallazgos de importancia que apuntan al peligro de proyectar las tendencias históricas a futura y asumirlas como ciertas.

Las proyecciones para la alimentación y la agricultura durante el siglo XXI sugieren desafíos enormes, incluso sin cambio climático. Ya en 2050, se espera que la población mundial llegue a unos 9.000 millones de habitantes (Lutz y Samir, 2010) y la demanda de alimentos aumente enormemente. Sobre la base de la relación observada entre PIB per cápita y demanda per cápita de calorías de cultivos (consumo humano, cultivos para forraje, producción de pescado y pérdidas durante la producción de alimentos), Tilman et al. (2011) proyectan un aumento global en la demanda de cultivos de alrededor de 100% entre 2005 y 2050. Otras estimaciones para el mismo período pronostican un alza de 70% en la demanda (Alexandratos, 2009). Diversas proyecciones sugieren que la producción mundial de cereales y ganado tendría que aumentar entre 60% y 100% para 2050, dependiendo del escenario de calentamiento (Thornton et al., 2011).

Por un lado, los antecedentes históricos confirman que frente al aumento de la población, la producción de alimentos ha sido capaz de equiparar el ritmo de la demanda y a pesar de fluctuaciones ocasionales, los precios de los alimentos en general se han estabilizado o incluso disminuido en términos reales (Godfray, Crute, et al., 2010). En gran parte, el aumento en la producción de alimentos se debe al uso más eficiente de la tierra y no tanto a la expansión de la superficie cultivable, aunque lo primero suele ser más frecuente en los países ricos y lo segundo, en los países pobres (Tilman et al., 2011). Si bien la producción de cereales se ha más que duplicado, la superficie utilizada para cultivos solo se incrementó en alrededor del 9% (Godfray, Beddington, et al., 2010).

Sin embargo, aunque la producción agrícola ha demostrado ser capaz de ampliarse mediante la innovación tecnológica y el uso eficiente del agua, las observaciones y el análisis indican que la producción y los precios de los alimentos son bastante vulnerables a las consecuencias del cambio climático, los fenómenos extremos y las tendencias implícitas en el desarrollo social y económico. Existen algunos indicios de que el cambio climático reducirá los terrenos cultivables en las regiones ubicadas en latitudes bajas, con mermas más pronunciadas en África, América Latina e India (Zhang y Cai, 2011). Por ejemplo, también se espera que las inundaciones de las tierras agrícolas afecten considerablemente el rendimiento de los cultivos en el futuro: se pronostica que el 10,7% de la tierra agrícola de Asia meridional quedará expuesta a inundaciones, junto con un 10% de intensificación de las mareas tormentosas y de 1 metro de alza en el nivel del mar (Lange et al., 2010). Dada la competencia por la tierra que puede destinarse a otras actividades humanas (por ejemplo, urbanización y producción de biocombustible), fenómeno que seguramente aumentará cuando el cambio climático ejerza más presión sobre recursos escasos, es probable que la mayor parte del incremento en la producción deba lograrse mediante la intensificación de la agricultura en la misma o bien similar o incluso menor superficie de tierra (Godfray, Beddington et al., 2010; Smith et al., 2010). La disminución en la disponibilidad de nutrientes (por ejemplo, fósforo), así como la propagación de plagas y malezas, podrían limitar aún más el aumento de la productividad agrícola. Por otra parte, los cambios geográficos en los patrones de producción provocados por los efectos del calentamiento global también podrían intensificar los problemas relacionados con la distribución en el futuro. Aunque esto no se abordará en este documento, ilustra la multiplicidad de factores que se deben tomar en cuenta al

momento de considerar los desafíos que enfrenta la promoción de la seguridad alimentaria en un mundo que se calienta.

Los nuevos resultados publicados desde 2007 apuntan a que el riesgo de reducción en el rendimiento de los cultivos asociada al calentamiento aumenta a un ritmo muy superior a lo previsto anteriormente (Schlenker y Lobell, 2010; Schlenker y Roberts, 2009). En el período desde 1980, los patrones de producción de los cultivos mundiales han presentado claros indicios de que las tendencias y la variabilidad climática tienen efectos adversos: la producción de maíz se redujo en 3,8% y la de trigo, en 5,5%, en comparación con una situación sin tendencias climáticas. Es probable que una parte considerable del aumento de la productividad agrícola generado por la tecnología, la fertilización con CO₂ y otros cambios haya sido contrarrestada por las tendencias climáticas en algunos países (Lobell et al., 2011). Este mero indicio plantea ciertas dudas sobre las proyecciones futuras basadas en modelos de cultivos anteriores.

En relación con los efectos proyectados del cambio climático, hay tres factores interrelacionados de importancia: el efecto inducido por la temperatura, el efecto inducido por las precipitaciones y el efecto de la fertilización con CO₂. El análisis a continuación se concentra solo en estos factores biofísicos. Otros factores que pueden dañar los cultivos, como los altos niveles de ozono troposférico (van Groenigen et al., 2012), escapan al horizonte de este informe y no se abordarán aquí.

Muy lejos del ámbito de este estudio están las vastas consecuencias adversas y desiguales para la pobreza en muchas regiones que surgen debido a los efectos macroeconómicos de las crisis en la producción agrícola mundial causados por el cambio climático. Vale la pena recalcar aquí que, incluso en el caso de que la producción global de alimentos no disminuya o incluso aumente con bajos niveles de calentamiento, los problemas distribucionales implican que la seguridad alimentaria seguirá siendo un asunto precario o incluso puede empeorar a medida que las distintas regiones resulten afectadas de diversa forma y dicha seguridad sea puesta a prueba por una multiplicidad de factores no climáticos.

EFFECTOS INDUCIDOS POR LA TEMPERATURA

Uno de los sucesos significativos que tuvo lugar después de la publicación del 4IE del IPCC dice relación con la mejor comprensión del efecto del alza de las temperaturas en la producción de cultivos. En términos generales, el patrón global de las respuestas esperadas a un alza de las temperaturas ha estado bien establecido desde ya cierto tiempo. Las temperaturas más cálidas pueden aumentar la productividad en latitudes más altas, ahí donde las temperaturas frías son un factor limitante del crecimiento; por ejemplo, las variedades de trigo de invierno se tornan más adecuadas en comparación con las variedades de verano de menor rendimiento (Müller et al., 2009). En latitudes más bajas, se prevé que el mero incremento en la temperatura reduzca la productividad de los cereales. Este efecto se debe a que los cereales maduran más temprano con temperaturas más cálidas, lo cual reduce el período crítico de crecimiento y por lo tanto, disminuye la productividad; dicho efecto ha sido bien estudiado y está documentado. Según las condiciones de los campos del Reino Unido, se prevé una disminución del 8% por cada 1°C de calentamiento medio regional durante la estación de crecimiento (Mitchell et al., 1995), lo que coincide con la estimación

de una merma de entre 3% y 10% por cada 1°C en el rendimiento del trigo en China (You et al., 2009).

Entre 2000 y 2050 y a niveles de calentamiento entre 1,8°C y 2,8°C (2,2°C y 3,2°C en comparación con temperaturas de la era preindustrial), Deryng et al. (2011) proyectaron reducciones en la productividad de entre 14% y 25% para el trigo, 19% y 34% para el maíz y 15% y 30% para los frijoles de soja (sin considerar posibles efectos de la fertilización con CO₂). Estos autores también demuestran que cuando se toman en cuenta las medidas de adaptación, es posible reducir considerablemente las pérdidas globales. Simulando una adaptación con respecto a cambios en la fecha de siembra y cosecha, así como modificaciones en el tipo de variedad cultivada en términos de tasas de maduración, revelaron que la adaptación puede reducir las pérdidas en un factor aproximado de dos para el trigo y el maíz de primavera y en 15% para los frijoles de soja (cuadro 3).

El análisis de Deryng et al. (2011) no incluye adaptaciones de la variedad cultivada en términos de tolerancia al calor y a las sequías. Sin embargo, Challinor et al. (2010) indican que los efectos negativos del cambio climático en el rendimiento del trigo de primavera en el noreste de China pueden evitarse mediante la creación de variedades más tolerantes a la sequía o al calor, o que incluso es posible aumentar la productividad con ambos a la vez. Estos resultados sugieren que la adaptación de los cultivos posiblemente jugaría un papel fundamental para garantizar la seguridad alimentaria en un clima dinámico, aunque es probable que para materializar dicho potencial se requieran cuantiosas inversiones en el desarrollo de las variedades adecuadas.

Investigaciones recientes también apuntan a posibles efectos negativos de mayor envergadura a temperaturas más altas y extremas, lo que aumenta la preocupación respecto de la sensibilidad del rendimiento de los cultivos a alzas térmicas y, en particular, a episodios de temperaturas extremas. Parece haber efectos negativos más pronunciados con temperaturas más altas (Semenov et al., 2012), según lo documentan las mayores pérdidas de rendimiento por cada grado de calentamiento medio regional en Australia (Asseng et al., 2011) y la India (Lobell et al., 2012). Específicamente, hay un riesgo incipiente de que el rendimiento de los cultivos se vea menoscabado por efectos no lineales debido a los impactos perjudiciales de las temperaturas extremas. Experimentos realizados en terreno han demostrado la elevada sensibilidad de los cultivos a temperaturas por sobre ciertos umbrales (ver también el capítulo 2). Se prevé que este efecto será muy significativo en un mundo con 4°C más. La mayoría de los actuales modelos de cultivos no tienen en cuenta este efecto, dando lugar a recientes llamados para revisarlos por completo (Rötter et al., 2011).

EFFECTOS INDUCIDOS POR LAS PRECIPITACIONES

Las recientes proyecciones y evaluaciones basadas en antecedentes históricos apuntan a un aumento del riesgo de sufrir sequías en vastas regiones del mundo (ver también el capítulo 3). Se prevé que la superficie total “afectada por el desastre de la sequía” aumentará del actual 15,4% de las tierras de labranza mundial a 44% (± 6%) en 2100, sobre la base de una versión modificada del Índice de Gravedad de la Sequía de Palmer. Las fracciones más grandes de terrenos sembrados afectados estarían en África y Oceanía y llegarían a aproximadamente el 59% en 2100 en cada región. Se utilizaron proyecciones climáticas de 20 modelos de circulación general para

Cuadro 3: Impactos proyectados en diferentes cultivos con y sin adaptación

	Sin adaptación	Con adaptación
Maíz de primavera	-14- a -25%	-4 a -10%
Maíz	-19 a -34%	-6 a -18%
Frijoles de soja	-15 a -30%	-12 a -26%

Fuente: Deryng et al. 2011.

estimar el cambio en estas zonas afectadas por el desastre de la sequía conforme a diferentes escenarios de emisión. En estos contextos, el cambio en la temperatura media global en 2100 llegaría a +4,1°C con respecto a las temperaturas de 1990, o a +4,9°C en relación con los niveles preindustriales (Li et al., 2009).

Las regiones donde se prevén sequías más graves y extendidas durante los próximos 30 a 90 años se ubican en África meridional, Estados Unidos, sur de Europa, Brasil y Asia sudoriental (Dai, 2012). A la vez, el aumento de las temperaturas (con la consiguiente mayor evaporación), en combinación con la disminución de las precipitaciones en zonas ya propensas a la sequía (particularmente en las zonas tropicales y subtropicales) implica una mayor amenaza a la seguridad alimentaria.

INCERTIDUMBRE EN EL EFECTO DE LA FERTILIZACIÓN CON CO₂

Uno de los supuestos más cruciales con respecto a la modelación biofísica de los cultivos son los efectos de las crecientes concentraciones de CO₂ en el rendimiento de los cultivos. Sin embargo, aún se debate sobre la magnitud de dichos efectos en terreno (Ainsworth et al., 2009). En términos generales, si la fertilización con CO₂ tuviera los efectos supuestos en los estudios de laboratorio, la producción de cultivos podría aumentar a nivel mundial; de lo contrario, es posible que disminuya. Los diferentes supuestos acerca de la eficiencia de este proceso tienen la capacidad de cambiar la orientación y el signo de los cambios de rendimiento proyectados entre 2000 y 2050 a nivel mundial para aumentos de temperatura entre 1,8°C y 3,4°C (SRES A1b, A2, B1, equivalente a entre 2,5°C y 4,1°C). Por ejemplo, Müller et al. (2010) simulan un aumento medio global de 13% en el rendimiento cuando internalizan plenamente el efecto de la fertilización con CO₂, mientras que sin este efecto, se proyecta una disminución del 7% en 2050. Pero incluso si se alcanzara tal aumento en el rendimiento gracias a la fertilización con CO₂, Müller et al. (2010) concluyen que podría ser insuficiente para contrarrestar el crecimiento demográfico en varias regiones, incluido África al sur del Sahara, Oriente Medio, Norte de África, Asia meridional y América Latina y el Caribe.

Cuando se consideran los riesgos que enfrenta la futura producción de cultivos y en un intento por dar cuenta de los efectos de la fertilización con CO₂, también vale la pena recordar que una restricción clave del efecto de fertilización con carbono es que solo opera cuando hay disponibilidad de suficientes nutrientes (como fósforo y nitrógeno). Y mientras la respuesta al CO₂ mejorado varía entre los tipos de cultivos, las temperaturas óptimas para una selección de cultivos (C4, por ejemplo, el maíz) son más altas que

para otros (C3, por ejemplo, el arroz), de manera que la respuesta a la temperatura también difiere¹⁴. Por lo tanto, el efecto de la fertilización es propenso a ser contrarrestado en mayor o menor grado debido al aumento de la temperatura dependiendo del tipo de cultivo sembrado. Por ello, la magnitud del efecto de la fertilización con CO₂ en un mundo con 4°C más sigue siendo incierta.

EFFECTOS COMBINADOS

Si bien las secciones anteriores han pasado revista a los riesgos que surgen de los factores individuales, el efecto combinado de estos factores puede complicar considerablemente el panorama. Un estudio reciente de Tao y Zhang (Tao y Zhang, 2010) sobre la producción de maíz en China a diferentes niveles de calentamiento ilustra algunas de las complejidades involucradas, pero de todos modos apunta a un elevado nivel de riesgo. En la investigación, los cambios regionales en el clima se vincularon con alzas en la temperatura media global de 1°C, 2°C y 3°C por sobre los niveles de 1961-1990 (1,4°C, 2,4°C y 3,4°C por sobre las temperaturas de la era preindustrial, respectivamente). Los autores adoptaron un enfoque probabilístico utilizando diferentes modelos climáticos para predecir los cambios climáticos regionales durante el próximo siglo con el fin de impulsar un modelo de cultivo basado en procesos para proyectar el rendimiento del maíz. Los resultados, que se muestran en el cuadro 4, indican que en el extremo superior de las pérdidas de rendimiento hay un alza sistemática con el aumento del calentamiento medio global, tanto en el maíz de secano como de regadío, donde la pérdida es mayor sin el efecto de fertilización con CO₂. Sin embargo, los cambios en las precipitaciones resultaron ser más positivos en un extremo de la distribución de las probabilidades, puesto que la pérdida de rendimiento podría reducirse por sobre el calentamiento de 2°C. En todos los casos, la estimación media muestra pérdidas en aumento.

Otro estudio sobre China (Challinor et al., 2010), que involucra al trigo y que también asume un enfoque probabilístico, revela un aumento considerable en el riesgo de sufrir malas cosechas en el futuro a partir de una combinación de más calor y estrés hídrico, luego de tomar en cuenta el efecto de fertilización con CO₂. Este estudio demuestra que las medidas de adaptación podrían aminorar muchos de los riesgos.

IMPLICANCIAS PARA EL CRECIMIENTO ECONÓMICO Y EL DESARROLLO HUMANO

Hertel et al. (2010) usan estimaciones actualizadas de los efectos del cambio climático en la productividad de los cultivos para explorar las consecuencias del cambio climático para la pobreza y el bienestar recurriendo al modelo del Proyecto de Análisis del Comercio Global. En un escenario que resulta en un alza de la temperatura de 1,5°C ya en 2030, informan que los efectos en el bienestar debido al impacto directo del cambio climático en los cultivos se harán sentir en especial en África al sur del Sahara, seguido de China y Estados Unidos. Además, los efectos adversos en el rendimiento futuro de los cereales y la menor seguridad alimentaria podrían aumentar el riesgo de hambrunas o malnutrición, a menudo afectando de manera diferenciada a los niños. Está bien establecido que la desnutrición en la infancia tiene consecuencias adversas para la salud y para la posibilidad de generar ingresos económicos durante toda la vida. Proyecciones recientes sobre las consecuencias de un calentamiento de entre 2°C a 2,5°C (2,7°C a 3,2°C en relación con la era preindustrial) en los años 2050 en el retraso del crecimiento infantil apuntan a alzas considerables, en particular en el retraso severo, en África al sur del Sahara (23%) y Asia meridional (62%) (Lloyd, Kovats y Chalabi, 2011).

Recursos hídricos

Ya es sabido que el cambio climático traerá consigo cambios importantes en el régimen de las precipitaciones, así como en la temperatura de la superficie y en otras dimensiones que rigen la

¹⁴ Las plantas C3 incluyen más del 85% de las plantas de la Tierra (por ejemplo, la mayor parte de los árboles, el trigo y el arroz) y responden bien en condiciones de humedad y con niveles adicionales de dióxido de carbono en la atmósfera. Las plantas C4 (por ejemplo, la caña de azúcar), son más eficientes en el uso del agua y la energía, y tienen mejor desempeño que las C3 en condiciones secas y calurosas. Las plantas C3 y C4 difieren en la forma en que asimilan el CO₂ en su sistema para realizar la fotosíntesis. Durante las primeras etapas de asimilación de CO₂, las plantas C3 forman un par de moléculas con tres átomos de carbono. Por su parte, las plantas C4 forman inicialmente moléculas con cuatro átomos de carbono.

Cuadro 4: Cambios proyectados en la mediana de los rendimientos de maíz según diferentes alternativas de manejo y niveles de calentamiento medio global

Experimento	1°C (1,4°C) más que en 1961-1990	2°C (2,4°C) más que en 1961-1990	3°C (3,4°C) más que en 1961-1990
Maíz con riego Sin fertilización con CO ₂	-1,4% a -10,9%	-9,8% a -21,7%	-4,3% a 32,1%
Maíz con riego Con fertilización con CO ₂	-1,6% a -7,8%	-10,2% a -16,4%	-3,9% a -26,6%
Maíz de secano Sin fertilización con CO ₂	-1,0% a -22,2%	-7,9% a 27,6%	-4,6% a -33,7%
Maíz de secano Con fertilización con CO ₂	0,7% a -10,8%	-5,6% a -18,1%	-1,6% a -25,9%

Fuente: Tao y Zhang 2010.

evapotranspiración (ver, por ejemplo, Meehl, Stocker y Collins, 2007). Es probable que los cambios asociados al ciclo hídrico terrestre afecten la naturaleza y disponibilidad de los recursos hídricos naturales y, por consiguiente, a las sociedades humanas que dependen de ellos. Puesto que la agricultura es el principal consumidor de agua en el mundo, su posible escasez a futuro pondrá en riesgo la capacidad de muchas sociedades de alimentar a su creciente número de habitantes. Sin embargo, otras actividades residenciales e industriales también dependen de la disponibilidad de agua, como las necesidades de refrigeración, por ejemplo en las centrales termoeléctricas, y el funcionamiento de ecosistemas naturales. Se prevén enormes alteraciones en la magnitud y oportunidad de la disponibilidad de aguas superficiales en un mundo más cálido. Es muy probable que muchos países que ya hoy enfrentan déficits sufran de mayor estrés hídrico en un mundo 4°C más caluroso y que se requieran cuantiosas inversiones en infraestructura hídrica en diversos lugares para aliviar los impactos adversos y para aprovechar los posibles beneficios de los cambios en la disponibilidad del agua. En lo que sigue se hace referencia a las recientes predicciones de los modelos con el fin de resumir la naturaleza y orientación de los cambios esperados con un calentamiento de 4°C y más.

CAMBIOS EN LOS NIVELES DE PRECIPITACIÓN Y ESTRÉS HÍDRICO EN UN MUNDO CON +2°C Y +4°C

Fung et al. (2011) investigan explícitamente la diferencia entre un mundo con 4°C y otro con 2°C más de temperatura utilizando el modelo hidrológico MacPDM. Éste es impulsado por un gran ensamble de modelos climáticos de perturbación física basado en el modelo climático HadCM3L. Al definir la temperatura promedio de 1961–1990 como línea base, su mundo con 4°C es en realidad alrededor de 4,4°C más cálido que la era preindustrial.

La conclusión de este estudio es que, a nivel global, los cambios en la escorrentía anual se amplifiquen una vez que el calentamiento llegue a 4°C si se compara con uno que ha alcanzado 2°C; es decir, a gran escala, la respuesta hidrológica al calentamiento global parece ser más bien lineal. Las regiones que experimentan condiciones de mayor sequedad (es decir, que generan menos escorrentía) con un calentamiento de 2°C se secarían incluso más en un escenario con 4°C (y viceversa). Se proyectan condiciones más áridas para el sur de Europa, África (salvo algunas zonas en el noreste), extensas zonas de América del Norte y América del Sur y Australia, entre otros. Por el contrario, se prevén condiciones más húmedas en las latitudes septentrionales altas, es decir, la zona norte de América del Norte y de Europa y Siberia. En el ensamble promedio, la escorrentía media anual disminuye en un mundo con +2°C en alrededor de 30%, 20%, 40% y 20% en las cuencas de los ríos Danubio, Mississippi, Amazonas y Murray Darling, respectivamente, mientras que aumenta en alrededor del 20% en las cuencas del Nilo y del Ganges, en comparación con el período de referencia 1961–1990. Por lo tanto, según Fung et al. (2011), todos estos cambios más o menos se duplicarán en un mundo con 4°C más.

Fung et al. (2011) también examinan un índice simple de estrés hídrico, utilizando la relación de escorrentía media anual-población en una cuenca determinada como medida de los recursos hídricos per cápita. El escenario de emisiones SRES A1B, del cual se derivan las proyecciones climáticas de 2°C y 4°C se fija en relación con un

escenario de crecimiento de la población en el futuro basado en una proyección demográfica mediana de la ONU. En un mundo con 2°C más, los cambios relativamente pequeños en la escorrentía combinados con un elevado crecimiento demográfico durante los próximos 50 años implican que las modificaciones en el estrés hídrico estarían dominadas en su mayoría por cambios demográficos, no climáticos. El aumento en demanda de agua profundizaría el estrés hídrico en la mayoría de las regiones, sea cual fuere la dirección de los cambios en la escorrentía. En un mundo con 4°C más, en tanto, los cambios climáticos serían lo suficientemente grandes como para que en muchos casos dominen las modificaciones en el estrés hídrico. Una vez más, se espera que el estrés hídrico aumente en el sur de Europa, Estados Unidos, la mayoría de América del Sur, África y Australia, mientras que debería disminuir en regiones de latitud alta. En el sudeste asiático surge un panorama fragmentado, donde la creciente escorrentía generada por las lluvias monzónicas en algunas zonas compite con aumentos en la demanda por causas demográficas (mientras que en otras áreas puede reducirse la escorrentía causada por los monzones).

Hay complejidades que trascienden de este panorama medio anual a gran escala. En cinco de las seis principales cuencas fluviales estudiadas en detalle por Fung et al. (2011), la estacionalidad de la escorrentía aumenta junto con el calentamiento global; es decir, las estaciones húmedas se vuelven más húmedas y las estaciones secas, más áridas. Esto significa que si bien un aumento en la escorrentía media anual, por ejemplo en la cuenca del Nilo o el Ganges, puede parecer beneficiosa a primera vista, es factible que se distribuya de manera dispereja durante las temporadas y lleve a un posible aumento de las inundaciones en la estación de mayor flujo, pero casi no alivie el estrés hídrico durante la estación de bajo flujo. Esta situación tendría consecuencias gravísimas para las poblaciones afectadas, en particular si la estacionalidad de los cambios en la escorrentía no coincide con la demanda, por ejemplo para fines agrícolas o para el enfriamiento de las centrales termoeléctricas. En esos casos, se deberán realizar cuantiosas inversiones para controlar la disponibilidad de agua durante el año y aprovechar de manera efectiva los beneficios locales de cualquier aumento en la escorrentía. En cuencas como las del Ganges, otro motivo para fortalecer las capacidades de gestión hídrica es la particular incertidumbre de las proyecciones hidrológicas en la región de monzones de la India debido a la incapacidad de la mayoría de los modelos climáticos de simular con precisión dicho fenómeno. Los resultados cuantitativos para esta región basados en un único modelo climático (utilizado por Fung et al., 2011) deben interpretarse con la debida prudencia. En este sentido, se requieren mejoras sustanciales a los modelos climáticos para poder hacer aseveraciones más sólidas acerca del futuro estrés hídrico en esta región.

La incertidumbre ligada a las discrepancias entre las proyecciones de los modelos climáticos se destaca en el estudio de Arnell et al. (2011), quienes contrastan un escenario de referencia que se acerca a un calentamiento de 4°C (por sobre la temperatura de la era preindustrial) en 2100 con un escenario de mitigación que estabiliza el clima por debajo de los 2°C. Para ello, utilizan el mismo modelo hidrológico que el estudio descrito más arriba, pero recurren a proyecciones de cuatro modelos climáticos diferentes, todos ellos con distintos patrones de variación en las precipitaciones en el marco del cambio climático. Esto genera patrones diferentes en la variación de las escorrentías producidas por el modelo hidrológico. Aunque en los cuatro casos se proyecta un aumento en la escorrentía media anual en las latitudes altas del

Norte y una disminución en el Mediterráneo oriental y en África meridional, no hay consenso respecto de la orientación del cambio en la mayoría de las otras regiones. Sin embargo y pese a estas discordancias en los patrones espaciales, la diferencia entre un mundo con 2°C más y otro con 4°C más es similar en los cuatro casos. Según Arnell et al. (2011), alrededor del 50% de los cambios en la escorrentía en cualquier dirección previstos con un calentamiento de 4°C podría evitarse si el nivel se mantuviera en 2°C.

Sin embargo y respecto del estrés hídrico, la diferencia parece ser menor. En un mundo con 2°C más, se espera que alrededor de un 20% a 30% menos de la población mundial se vea afectado por la creciente falta de agua, sobre la base de la disponibilidad per cápita, en comparación con un mundo con 4°C más. Por otra parte, sobre la base de la relación entre extracción y disponibilidad de agua, entre un 15% y 47% menos personas se verían afectadas. El amplio margen de este cálculo se debe a las diferencias entre los cuatro patrones del cambio climático. Por lo tanto, cuando se trata de la diferencia entre un mundo con +2°C y otro con +4°C, hay mucha más incertidumbre asociada con los impactos sociales reales del cambio climático que con las variaciones físicas de la escorrentía. Esto se debe en parte a la incertidumbre en torno a la distribución geográfica de las variaciones en la escorrentía, que determina qué proporción de la población mundial se verá afectada por el aumento o la disminución del fenómeno. Además, es difícil evaluar cuál de las métricas simplificadas utilizadas en estos estudios refleja mejor el real estrés hídrico que experimentan las personas. Si bien mediciones tan simplificadas como la disponibilidad per cápita de agua o la relación entre extracción y disponibilidad sirven para evaluaciones de impacto a gran escala, el estrés hídrico real de un lugar determinado depende de muchos otros factores que no quedan reflejados en esta medición (Rijsberman, 2006).

DISPONIBILIDAD DE AGUA PARA LA PRODUCCIÓN DE ALIMENTOS

Se supone que uno de estos factores más importantes cuando se trata del impacto directo en las personas es la cantidad de agua que se requiere efectivamente para producir una cierta cantidad y tipo de alimentos en un lugar determinado. Gerten et al. (2011) intentan tomar en cuenta este factor y, para ese fin, desarrollaron un indicador que no solo refleja la disponibilidad de “agua azul” contenida en ríos, lagos, embalses y otros cuerpos de agua al aire libre, sino el “agua verde” que se encuentra en la tierra. En términos generales, esta última agua es más importante para mantener la productividad agrícola. Es más, Gerten et al. (2011) utilizaron un modelo combinado de vegetación e hidrología (LPJmL) para evaluar permanentemente la disponibilidad y los requerimientos de agua para producción agrícola. Como la eficiencia en el uso del agua disponible para los cultivos difiere mucho entre las regiones –según el clima y también las prácticas de gestión– la comparación espacial directa entre las necesidades hídricas para fines agrícolas y la disponibilidad de agua verde-azul (CWCB) arroja un patrón más preciso sobre la escasez de agua que la aplicación de un umbral uniforme a nivel mundial.

En sus proyecciones para los años 2080 conforme al escenario SRES A2 (que implica un calentamiento de unos 4°C en comparación con las temperaturas preindustriales), Gerten et al. (2011) concluyen que entre 43% y 50% de la población mundial estará viviendo en países donde escasee el agua, en comparación con 28% actual. Es muy probable que la falta de agua (definida

como la relación entre disponibilidad de agua verde y azul y las necesidades hídricas para producir una dieta balanceada) se agrave a causa del cambio climático en muchos países en los que hoy ya escasea el recurso, principalmente en el norte y este de África y en Asia meridional. Sin embargo, en comparación con esta señal solo del cambio climático, el efecto directo (incierto) de las crecientes concentraciones de CO₂ en cuanto a reducir los requisitos de agua de las plantas podrían incluso aliviar la escasez en África oriental y Asia meridional. Se prevé que la falta de agua en otros países, en particular en el Sahel y en África ecuatorial, se deberá a cambios demográficos y no climáticos.

ADVERTENCIA: LÍMITES AL PRONÓSTICO DE LA INSEGURIDAD HÍDRICA EN UN MUNDO CON +4°C

Algunos de los pocos estudios recientes mencionados anteriormente que evalúan el impacto del calentamiento de 4°C han arribado a algunos resultados comunes. Los análisis que comparan diferentes niveles de calentamiento concluyen que es dable esperar que los cambios encontrados a niveles inferiores de calentamiento se amplíen en un mundo con 4°C más, mientras que la dirección y el patrón espacial del cambio serían similares. Es probable que el clima tenga impactos espacialmente heterogéneos en los recursos hídricos mundiales, con más disponibilidad de agua sobre todo en las latitudes altas del hemisferio norte y menos en diversas regiones tropicales y subtropicales, entre ellas vastas zonas de África y el Mediterráneo, Oriente Medio y partes de Asia. Sin importar el indicador de escasez de agua que se utilice, es claro que muchas regiones están en riesgo de resultar particularmente afectadas por un cambio climático grave, mientras que otras se verían beneficiadas debido a factores como el aumento en las precipitaciones regionales, baja población o gran eficiencia en el uso del agua agrícola. Otro factor que puede complicar el panorama en las regiones que registrarán un incremento en la demanda de agua dice relación con el uso del recurso para producir energía. El alza de la demanda en diferentes lugares podría aumentar la tensión y los conflictos relativos a reclamos por las fuentes de agua y la prioridad de usos.

Sin embargo, los patrones espaciales exactos del cambio en el estrés hídrico no están claros, principalmente debido a la persistente escasez de modelos climáticos globales a la hora de simular los futuros patrones de precipitación. Esto se aplica en particular en el ámbito del monzón indio, donde una gran proporción de la población mundial depende en alto grado de aguas naturales que incluso hoy están bajo considerable estrés. Y sin embargo, a la fecha aún es imposible plantear aseveraciones sólidas sobre la futura reacción de las precipitaciones monzónicas al cambio climático. Además, mientras la incertidumbre en torno a este modelo climático se desprende claramente de los estudios analizados aquí, también es importante mencionar que cada uno de estos estudios utiliza un único modelo hidrológico. Y dado que estos modelos tienen muchas diferencias estructurales, es necesario realizar comparaciones sistemáticas de los diferentes modelos para cuantificar la incertidumbre asociada, proceso que casi no se ha realizado, en particular para escenarios que se acercan al calentamiento de 4°C.

Estos estudios también destacan la dificultad de evaluar el estrés o escasez de agua subterránea a nivel global. Las regiones difieren mucho en cuanto a sus prácticas de gestión de este elemental líquido, eficiencia en su uso para fines agrícolas y otros y alternativas de adaptación ante la variabilidad en la disponibilidad del recurso,

entre otros factores. Además, si se analizan solo los promedios a largo plazo de la disponibilidad estacional media de agua, se pasa por alto la importancia de los procesos subestacionales. Se prevé que el cambio climático alterará la distribución estacional de la escorrentía y la disponibilidad de agua en la tierra, de manera que es probable que aumente la cantidad de fenómenos extremos como inundaciones y sequías (ambos de potenciales efectos devastadores), incluso sin que se modifiquen los promedios anuales. Para calcular mejor los impactos del cambio climático en los recursos hídricos de lugares potencialmente vulnerables, la futura investigación sobre dichos recursos tendrá que considerar escalas espaciales y temporales cada vez más ajustadas. Aparte de los cambios en la escorrentía y la humedad del suelo, muchos otros procesos físicos importantes inciden en la evaluación integral de los efectos del cambio climático sobre el agua, incluidas la extracción y la recarga de las napas freáticas, la salinización de los acuíferos y estuarios, el derretimiento de los glaciares, las temperaturas del agua, los flujos de sedimentos y la capacidad de las actuales características hidrológicas –tanto naturales (por ejemplo, lechos de ríos) como artificiales (embalses y presas)– para manejar el cambio en el flujo del agua. Por ejemplo, la escorrentía de los glaciares es fundamental durante la estación seca en India, China y América del Sur. Escasean los estudios de estos factores a escala mundial, para qué decir en el caso de aumentos de temperatura de 4°C o más.

Por último, una conclusión importante de los estudios mencionados anteriormente es que, más que el cambio climático por sí solo, lo que determinará el estrés hídrico del futuro será la combinación de cambio climático, crecimiento demográfico y modificación en los patrones de demanda del agua. El resultado será, a su vez, moldeado por el grado de capacidad de adaptación. En muchos países, en especial en el mundo en desarrollo, es probable que los efectos adversos de la reducción en las escorrentías y en la disponibilidad de agua total se profundicen en gran medida por las altas tasas de crecimiento demográfica y por el hecho de que muchos de estos países ya tienen escasez de agua y poca capacidad para satisfacer la creciente demanda del recurso. Por el contrario, se pronostica que los efectos positivos del cambio climático se producirán principalmente en países que ya tienen mayor capacidad de adaptación y menores tasas de crecimiento demográfico. En el contexto de un mundo con 4°C más, el hecho de que el estrés hídrico dependa tanto de la población implica que el momento en que ocurra el calentamiento también es importante. Dependiendo del escenario, se estima que la población mundial crecerá hasta la segunda mitad de este siglo. Sin embargo, esta tendencia se revertirá hacia el año 2100 y más allá, cuando la población comience a contraerse. Por lo tanto, en un mundo que se calienta rápidamente, los efectos más graves en la disponibilidad del agua asociados con un mundo con 4°C más pueden coincidir con la máxima demanda de agua cuando la población mundial alcance su nivel más alto (Fung et al., 2011).

Ecosistemas y biodiversidad

Los ecosistemas y sus especies proveen una amplia gama de bienes y servicios importantes para las sociedades humanas. En éstos se incluyen agua, alimentos y valores culturales y de otro tipo. El 4IE sobre los efectos en los ecosistemas y sus servicios, reveló lo siguiente:

- Si los gases de efecto invernadero y otras perturbaciones mantienen sus tasas actuales o incluso aumentan, es probable que

se supere la resiliencia de muchos otros ecosistemas por una combinación sin precedentes de cambios en el clima, trastornos asociados (por ejemplo, inundaciones, sequías, incendios forestales, insectos y acidificación de los océanos) y otros factores de estrés (impulsores del cambio global), incluidas modificaciones en el uso del suelo, contaminación y sobreexplotación de recursos.

- Probablemente entre el 20% y el 30% de las especies de plantas y animales evaluadas a la fecha se encontrará en mayor peligro de extinción si el aumento en la temperatura promedio mundial supera los 2°C–3°C respecto de los niveles de la era preindustrial.
- En el caso de aumentos en la temperatura promedio mundial superior a los 2°C y 3°C por sobre los niveles preindustriales y con concentraciones atmosféricas concomitantes de CO₂, se proyectan cambios importantes en la estructura y la función de los ecosistemas, las interacciones ecológicas entre las especies y su desplazamiento en el área de distribución geográfica, con consecuencias mayormente negativas para los bienes y servicios que provee el ecosistema y la biodiversidad, como abastecimiento de agua y alimentos.

Es sabido que las anteriores pérdidas masivas de ecosistemas completos y extinciones de especies han estado asociadas con cambios climáticos rápidos en combinación con otros factores de estrés ecológicos. La pérdida y/o degradación de los ecosistemas y las tasas de extinción debido a las presiones humanas durante el último siglo o más que se han intensificado en las últimas décadas y han contribuido a una tasa muy alta de extinción medido por estándares geológicos. Está comprobado que la pérdida o degradación de los servicios ecosistémicos ocurre como consecuencia de extinciones de especies, reducción en su abundancia o desplazamientos masivos en las distribuciones de los biomas o especies (Leadley et al., 2010).

Se prevé que el cambio climático empeorará esta situación. Esta sección resume las posibles consecuencias para algunos ecosistemas claves y para la biodiversidad. La bibliografía tiende a confirmar las conclusiones del 4IE descritas más arriba.

Pese a la existencia de estudios de caso detallados y con abundante información, los cuales sirven de base para esta sección, también es importante recordar que aún hay mucha incertidumbre (Bellard, Bertelsmeier, Leadley, Thuiller y Courchamp, 2012). Sin embargo, es sabido que los sistemas biológicos responden al comportamiento umbral (Barnosky et al., 2012) y la mayoría de las proyecciones de los modelos concuerdan en que habrá consecuencias adversas graves para la biodiversidad en un mundo con 4°C más (Bellard et al., 2012). Con altos niveles de calentamiento, los factores de estrés antropogénico combinados a los que se verían sometidos los ecosistemas tienen el potencial de desencadenar un colapso ecosistémico masivo (Barnosky et al., 2012). Además, aunque las proyecciones sean inciertas, existe el riesgo no solo de dañar servicios ecosistémicos valiosos e importantes –en particular para los pobres y los más vulnerables que dependen de ellos– sino también de desatar reacciones que resultarían en emisiones incluso mayores de CO₂ y, por ende, en un aumento de las tasas de calentamiento.

Según los pronósticos, el cambio climático tendrá efectos considerables incluso con niveles de calentamiento muy por debajo de los 4°C. En un escenario de calentamiento de 2,5°C, no es posible descartar graves cambios ecosistémicos en ningún continente generados por cambios absolutos y relativos en el flujo y almacenamiento del carbono y el agua (Heyder, Schaphoff, Gerten, & Lucht, 2011). Si el calentamiento se limita a menos de 2°C, con

niveles constantes o levemente en descenso en las precipitaciones, se proyectan pequeños cambios en el bioma y luego solo en las regiones tropicales y templadas. Ya con 3°C, se prevén cambios considerables en los climas fríos y tropicales. Si la temperatura sube de 4°C, los biomas de las zonas templadas también se verán gravemente afectados. Dichos cambios perjudicarían no solo a las comunidades humanas y de animales que dependen directamente de dichos ecosistemas, sino tendrían un costo (económico y de otro tipo) para la sociedad en su conjunto, desde pérdidas masivas de biodiversidad y reducción de la cubierta vegetal, hasta pérdida de servicios ecosistemas tales como recursos pesqueros y forestales (de Groot et al., 2012; Farley et al., 2012).

Se ha descubierto que los ecosistemas son muy sensibles a los patrones geográficos del cambio climático (Gonzalez, Neilson, Lenihan y Drapek, 2010). Además, no solo se ven afectados por cambios locales en las temperaturas y las precipitaciones medias y por cambios en la variabilidad de sus cantidades, sino también por la ocurrencia de fenómenos extremos. Por lo tanto, estas variables climáticas son factores decisivos para determinar la estructura de la flora y la composición del ecosistema (Reu et al., 2011).

La creciente vulnerabilidad al estrés debido al calor y la sequía probablemente aumentará la mortalidad y extinción de especies. Por ejemplo, las temperaturas extremas ya han sido sindicadas como responsables de la mortalidad de especies de murciélagos gigantes de Australia (Welbergen, Klose, Markus y Eby, 2008) y las interacciones entre variaciones fenológicas motivadas por cambios climáticos graduales y fenómenos extremos pueden causar la reducción de la fertilidad (Campbell et al., 2009; Inouye, 2008).

El cambio climático también tiene el poder de facilitar la propagación e instalación de especies invasivas como plagas y malezas (Hellmann, Byers, Bierwagen, & Dukes, 2008; Rahel & Olden, 2008), con consecuencias a menudo perjudiciales para los servicios ecosistémicos y la biodiversidad.

Las modificaciones en el uso del suelo por los humanos exacerbará aún más las transformaciones ecosistémicas impulsadas por el cambio climático, en particular en las zonas tropicales, donde se prevén graves impactos producto del aumento de las temperaturas y la disminución de las precipitaciones (Campbell et al., 2009; Lee & Jetz, 2008). Los ecosistemas se verán afectados por el aumento de episodios extremos, como la pérdida de la cubierta forestal debido a sequías e incendios, situación que se verá agravada por el uso del suelo y la expansión de la frontera agrícola (Fischlin et al., 2007).

El cambio climático también tiene la capacidad de catalizar modificaciones rápidas en los ecosistemas, como la repentina pérdida forestal o la pérdida regional de la productividad agrícola como resultado de la desertificación (Barnosky et al., 2012). El pronosticado aumento en los fenómenos climáticos extremos también desencadenará transformaciones drásticas en los ecosistemas (Thibault y Brown, 2008; Wernberg, Smale y Thomsen, 2012). Uno de dichos episodios extremos que según las proyecciones incidiría de inmediato en los ecosistemas es el aumento de los incendios forestales. Por lo tanto, las modificaciones en el patrón de los incendios inducidas por el cambio climático son, a su vez, potentes fuerzas de transformación del bioma y tienen la capacidad de generar cambios considerables en los flujos del carbono en vastas superficies (Heyder et al., 2011; Lavorel et al., 2006).

Se anticipa que el calentamiento global producirá transformaciones en el bioma mundial (Barnosky et al., 2012). Sobre la base de observaciones del siglo XX y proyecciones del siglo XXI, es posible que el bioma registre desplazamientos latitudinales en

dirección hacia los polos de hasta 400 kilómetros, en un mundo con 4°C más (Gonzalez et al., 2010). Por ejemplo, en el caso de los ecosistemas cordilleranos, dicho desplazamiento no siempre es practicable, lo que deja a estas especies en peligro de extinción (La Sorte y Jetz, 2010). Las especies que habitan en el extremo superior de los continentes o en islas enfrentarían un impedimento similar para adaptarse, puesto que la migración hacia los ecosistemas adyacentes es imposible (Campbell, et al., 2009; Hof, Levinsky, Araújo y Rahbek, 2011).

Las consecuencias de los desplazamientos geográficos, provocados por los cambios climáticos y por el aumento de las concentraciones de CO₂ serían la disminución tanto de la riqueza como de la renovación de las especies (ver, por ejemplo, Phillips et al., 2008; White y Beissinger, 2008). Un estudio (Midgley y Thuiller, 2011) reveló que de las 5.197 plantas africanas estudiadas, entre el 25% y 42% podría perder toda su área de distribución apropiada en el año 2085. Es necesario destacar que en el próximo siglo, la competencia por el espacio con la agricultura podría, en la mayoría de los casos, impedir la expansión de la vegetación (Zelazowski et al., 2011).

Los cambios en la composición de las especies pueden provocar transformaciones estructurales del ecosistema completo, como el aumento de las lianas en los bosques tropicales y templados (Phillips et al., 2008) y la invasión de plantas leñosas en praderas templadas (Bloor et al., 2008; Ratajczak et al., 2012), lo que dejaría a los herbívoros que se alimentan de hierbas en peligro de extinción debido a la falta de alimento disponible. Éste es solo de un ejemplo de las complejidades y sensibilidades de las respuestas del ecosistema a perturbaciones externas. También hay un creciente riesgo de extinción para los herbívoros en las regiones en que los bosques sufren enfermedades degenerativas a causa de la sequía, debido a su incapacidad de digerir las recientemente instaladas hierbas C4 (Morgan et al., 2008).

A continuación aportamos algunos ejemplos de ecosistemas que han sido identificados como particularmente vulnerables al cambio climático. El análisis se limita a los propios ecosistemas, más que a los impactos importantes y a veces masivos sobre los servicios ecosistémicos.

La vulnerabilidad de los ecosistemas templados-boreales al cambio climático es especialmente marcada, aunque las proyecciones varían de manera considerable dependiendo del modelo de clima futuro utilizado y las trayectorias de las emisiones estudiadas. No obstante, hay riesgos evidentes de que el sistema templado-boreal se vea afectado por enfermedades forestales degenerativas a gran escala a causa del calor y la sequía (Heyder et al., 2011). Este fenómeno ya ha sido observado en vastas zonas de los bosques boreales de América del Norte (Allen et al., 2010), que es característico de la vulnerabilidad al estrés por calor y sequía que desemboca en un aumento de la mortalidad en los bordes externos de estos bosques. En zonas de transición entre bosques boreales y templados, así como entre bosques boreales y biomas polares/tundra, la vulnerabilidad ha sido corroborada por estudios de los cambios en la riqueza funcional de la flora con el cambio climático (Reu et al., 2011), así como por análisis que utilizan múltiples modelos dinámicos globales de la vegetación (Gonzalez et al., 2010). Los cambios sutiles en ciertos tipos de bosques también son un riesgo grave para la diversidad cuando algunos tipos de plantas consiguen predominar sobre otras (Scholze et al., 2006).

También hay un creciente riesgo de sufrir pérdidas enormes inducidas por el clima en las selvas húmedas tropicales. Con un

calentamiento de 4°C por sobre los niveles preindustriales, se prevé que estas selvas –que se caracterizan por una diversidad de especies arbóreas y densidad de biomasa– contraerán su extensión hasta aproximadamente el 25% de su tamaño original [ver la figura 3 en (Zelazowski et al., 2011)], mientras que con un calentamiento de 2°C, es posible conservar más del 75% de su superficie inicial. En estos ecosistemas, la disponibilidad de agua es el principal factor determinante de adecuación climática (Zelazowski et al., 2011). En general, Asia enfrenta bastante menos peligro de perder su cubierta forestal que el trópico de las Américas. Sin embargo, incluso con 2°C más, los bosques de la península indochina estarán en riesgo de sufrir enfermedades degenerativas. Con 4°C más, la zona afectada aumenta hasta incluir a Sumatra central, Sulawesi, India y Filipinas, donde hasta un 30% del nicho total de selvas húmedas tropicales estaría en riesgo de degradación y pérdida (Zelazowski et al., 2011).

Los científicos han discutido bastante sobre el riesgo de que se produzca un cambio rápido y abrupto hacia un ecosistema de sabana o pastizal más seco debido al calentamiento global. Este riesgo ha sido identificado como un posible punto de inflexión planetario en torno a un calentamiento de 3,5°C a 4,5°C. De sobrepasarse este valor, habría una pérdida masiva de biodiversidad y servicios ecosistémicos y se dañaría un gran sumidero terrestre de carbono, todo lo cual aumentaría las concentraciones atmosféricas de CO₂ (Lenton et al., 2008; Cox, et al., 2004; Kriegler, Hall, Held, Dawson y Schellnhuber, 2009). Se mantienen dudas considerables con respecto a la probabilidad, oportunidad y comienzo de dicho riesgo debido a una serie de factores, incluidos la incertidumbre en la variación de las precipitaciones, las consecuencias del aumento de la concentración de CO₂ en la eficiencia del uso del agua y el efecto de fertilización con CO₂, la retroalimentación del uso de la tierra e interacciones con la frecuencia e intensidad de los incendios, y los efectos de una mayor temperatura en las especies de árboles tropicales y en importantes servicios ecosistémicos, como los polinizadores.

Aunque las proyecciones de los modelos climáticos para la Amazonía, en particular referente a las precipitaciones, siguen siendo bastante inciertas, los análisis recientes que utilizan modelos climáticos de la generación del 4IE del IPCC indican que el riesgo de disminución masiva de las precipitaciones a nivel de cuencas es menor que en algunos trabajos anteriores. Sin embargo, si ocurren sequías, aumentaría la probabilidad de un cambio abrupto hacia un ecosistema más seco y menos biodiverso. Las actuales proyecciones indican que la ocurrencia de incendios en el Amazonas podrían duplicarse en 2050, en base al escenario A2 SRES que implica un calentamiento de alrededor de 1,5°C por sobre los niveles preindustriales (Silvestrini et al., 2011) y, por lo tanto, es dable esperar que sea incluso mayor en un mundo con 4°C más. Las interacciones entre cambio climático, uso del suelo y expansión agrícola aumentan la incidencia de incendios (Aragao et al., 2008), lo que ocuparía un lugar de suma importancia en la (re)estructuración de la vegetación (Gonzalez et al., 2010; Scholze et al., 2006). Por lo tanto, una disminución de las lluvias sobre las selvas del Amazonas puede desembocar en el repliegue del bosque o en una transición hacia un bosque con escasa biomasa (Malhi et al., 2009). Un factor que puede moderar este riesgo es el posible aumento en la eficiencia del uso del agua por parte de los ecosistemas cuando se incrementan las concentraciones de CO₂. Si se tiene en cuenta este factor, es probable que se conserve más del 90% del nicho original de bosques húmedos tropicales en el Amazonas en el caso con 2°C más, pero apenas menos de la mitad

en el caso con 4°C más (ver la figura 5 en Zelazowski et al., 2011); (Cook, Zeng y Yoon, 2012; Salazar y Nobre, 2010).

En trabajos recientes se han analizado una serie de estos factores y sus incertidumbres y se ha encontrado que hay más probabilidades de que el riesgo de pérdidas masivas de bosques debido al clima sea regional más que de la cuenca del Amazonas; el principal peligro estaría más bien en la zona oriental y suroriental del Amazonas (Zelazowski et al., 2011). Salazar y Nobre (2010) calculan que la transición de bosques tropicales a bosques estacionales o sabana en el Amazonas oriental podría producirse a niveles de calentamiento de 2,5°C a 3,5°C, cuando no se considera la fertilización con CO₂, y de 4,5°C a 5,5°C cuando sí se toma en cuenta. Es importante destacar, como apuntan Salazar y Nobre (2010), que los efectos de la deforestación y el creciente riesgo de incendio interactúan con el cambio climático, de modo que es probable que se acelere una transición de bosques tropicales a ecosistemas más secos.

El aumento en las concentraciones de CO₂ también puede traducirse en que la plantas mejoren su eficiencia hídrica (Ainsworth y Long, 2005). Así disminuiría el riesgo de sufrir enfermedades degenerativas y se estimularía la expansión de la vegetación en muchas regiones, como en la cuenca del Congo, África occidental y Madagascar (Zelazowski et al., 2011), y además de algunos ecosistemas de tierras secas (Heyder et al., 2011). Sin embargo, el impacto de este “reverdecimiento” inducido por el CO₂ afectaría negativamente la biodiversidad en muchos ecosistemas. En particular, la invasión de plantas leñosas en las praderas y sabanas en las comunidades de pastizales de América del Norte podría causar la disminución de hasta 45% en la riqueza de las especies (Ratajczak y Nippert, 2012) y la desaparición de especies de plantas exclusivas de la sabana en África meridional (Parr, Gray y Bond, 2012).

Los manglares son un importante ecosistema y son particularmente vulnerables a los múltiples impactos del cambio climático, como aumento en el nivel del mar, incrementos de las concentraciones de CO₂ en la atmósfera, temperatura del aire y el agua y modificaciones en el patrón de precipitaciones. El alza en el nivel del mar puede causar la pérdida de estos ecosistemas al interrumpir el flujo de agua dulce y nutrientes y ahogar las raíces (Dasgupta, Laplante et al., 2010). Se prevé que la cobertura de los manglares se reducirá drásticamente en todo el mundo a fines de siglo XXI debido al estrés térmico y al aumento del nivel del mar (Alongi, 2008; Beaumont et al., 2011). De hecho, se ha calculado que en el escenario de emisiones A1B (3,5°C más que los niveles preindustriales), los manglares tendrían que desplazarse geográficamente alrededor de 1 km/año para mantenerse en zonas climáticas adecuadas (Loarie et al., 2009). Los bosques de manglares más vulnerables son los que ocupan islas de bajo relieve, como las pequeñas islas del Pacífico, donde el aumento del nivel del mar es uno de los factores más importantes. Ahí donde escasean los ríos y/o la tierra se está hundiéndose, la vulnerabilidad también es alta. Dado que hoy los manglares disminuyen a una tasa de 1% a 2% al año a causa de la deforestación (Beaumont et al., 2011), el cambio climático puede no ser la principal amenaza inmediata para su futuro. Sin embargo, si las medidas de conservación tienen éxito a largo plazo, el cambio climático puede transformarse en un tema determinante (Beaumont et al., 2011).

Los arrecifes de coral son extremadamente sensibles al cambio en las temperaturas del agua, el pH del océano y la intensidad y frecuencia de los ciclones tropicales. El calentamiento y la acidificación de los océanos causa el masivo blanqueamiento de estos ecosistemas como resultado de la absorción de CO₂ (por ejemplo,

Frieler et al., 2012a). También se sabe que el aumento en las temperaturas de la superficie del mar y la reducción de los carbonatos disponibles son factores que disminuyen las tasas de calcificación, un proceso fundamental en la formación de los arrecifes (De'ath, Lough y Fabricius, 2009). Los efectos del cambio climático en los arrecifes de coral ya son evidentes. Por ejemplo, se estima que la Gran Barrera de Coral ha perdido el 50% de su cubierta de corales vivos desde 1985, proceso que se atribuye en parte al blanqueamiento debido al aumento en la temperatura del agua (De'ath et al., 2012). Con las concentraciones atmosféricas de CO₂ que corresponden a un calentamiento de 4°C en 2100, es probable que la erosión de los corales supere las tasas de calcificación, dejando a los arrecifes como “estructuras derruidas con unos pocos corales calcáreos” (Hoegh-Guldberg et al., 2007). De hecho, se ha pronosticado que la frecuencia de los episodios de blanqueamiento debido al calentamiento global, incluso en un mundo con 2°C más, superará la capacidad de los corales de recuperarse. La extinción de estas formaciones sería catastrófica para ecosistemas coralinos completos y quienes dependen de ellos para su alimentación, ingresos y protección del litoral. En efecto, además de ser un valioso recurso turístico, los arrecifes protegen contra las inundaciones costeras y el aumento del nivel del mar, y son sitios de crianza y hábitat de una variedad de especies pesqueras. Estos valiosos servicios a comunidades costeras e insulares con economías de subsistencia probablemente se perderán mucho antes de llegar al mundo con 4°C más de temperatura.

El análisis precedente examinó las implicancias de un mundo con 4°C más solo para unos pocos ejemplos de ecosistemas importantes. La siguiente sección estudia los efectos del clima en la diversidad biológica. Los ecosistemas se componen, en última instancia, de las especies y sus interacciones y su entorno físico. Los ecosistemas ricos en términos biológicos suelen ser diversos y hay consenso generalizado en que ahí existen fuertes lazos entre esta diversidad y la productividad, la estabilidad y el funcionamiento del ecosistema (McGrady-Steed, Harris y Morin, 1997; David Tilman, Wedin y Knops, 1996; Hector, 1999; D. Tilman et al., 2001). Por lo tanto, la pérdida de especies al interior de los ecosistemas tendrá efectos extremadamente negativos en su propio funcionamiento y estabilidad y en su capacidad de proporcionar bienes y servicios a las comunidades humanas. Es la diversidad general de las especies lo que en última instancia caracteriza la biodiversidad y el legado de la evolución de la vida en la Tierra. Tal como se mencionó al inicio de este análisis, las tasas de extinción de especies se encuentran hoy a niveles muy altos en comparación con el historial geológico. La pérdida de las especies clasificadas en este momento como “en peligro crítico de extinción” llevaría a la extinción masiva a una escala experimentada solo cinco veces antes en los últimos 540 millones de años. En tanto, la pérdida de especies clasificadas como “en peligro de extinción” y “vulnerables” confirmaría esta pérdida como el sexto episodio de extinción masiva (Barnosky, 2011).

Esta pérdida de biodiversidad supondrá un reto para quienes dependen de los servicios ecosistémicos. Entre otras, las industrias pesqueras (Dale, Tharp, Lannom y Hodges, 2010), agrícolas (Howden et al., 2007) y forestales (Stram y Evans, 2009) deberán hacer coincidir la selección de especies con el cambio en las condiciones climáticas y al mismo tiempo diseñar nuevas estrategias para enfrentar plagas invasivas (Bellard, Bertelsmeier, Leadley, Thuiller y Courchamp, 2012). Estos desafíos deben abordarse considerando también la creciente competencia entre los ecosistemas naturales y agrícolas por los recursos hídricos.

Durante el siglo XXI, el cambio climático probablemente provocará la desaparición de algunos bioclimas, sobre todo en las montañas tropicales y en las regiones continentales cerca de los polos, además de la aparición de climas nuevos o novedosos en los trópicos y subtropicos (Williams, Jackson y Kutzbach, 2007). En este estudio, los climas “novedosos” son aquellos proyectados para el siglo XXI que no se superponen con sus análogos del siglo XX, mientras que los climas “obsoletos” son los climas del siglo XX que no se superponen con los climas proyectados para el siglo XXI. Las proyecciones realizadas por Williams et al (2007) indican que en un mundo con 4°C más de temperatura (SRES A2), el 12% a 39% de la superficie terrestre del planeta puede tener un clima novedoso, en comparación con sus análogos del siglo XX. Es difícil predecir las respuestas de las especies a los climas novedosos, ya que los científicos no tienen elementos de comparación actuales en los cuales puedan basarse. Sin embargo, dichos climas generarán, como mínimo, perturbaciones, disolviendo o haciendo desaparecer por completo las actuales relaciones entre las especies.

Conforme al mismo escenario, alrededor del 10% a 48% de la superficie de la Tierra perdería su espacio climático, incluidas regiones con gran biodiversidad como los Himalaya, Mesoamérica, África oriental y meridional, Filipinas y la zona en torno a Indonesia conocida como Wallacea. Considerando las limitaciones de velocidad que tienen las especies para dispersarse o trasladarse, esto indica que muchas de ellas se encontrarán sin un entorno climático adecuado y por lo tanto, enfrentarán graves peligros de extinción. A nivel global, tal como indican otros estudios, de estas proyecciones surge una poderosa asociación entre regiones donde el clima desaparece y zonas de singular diversidad biológica. Si el calentamiento se mantiene a bajos niveles, este estudio muestra que los efectos son mucho menores, mientras que la magnitud de los climas novedosos y obsoletos aumenta en línea con el calentamiento global medio.

El trabajo más reciente de Beaumont y colegas, realizado con un método diferente, confirma la escala de este riesgo (Beaumont et al., 2011, figura 36). Los análisis de la exposición de 185 ecorregiones de excepcional biodiversidad (un conjunto del así llamado Global 200) a condiciones extremas de temperaturas y precipitaciones mensuales en el siglo XXI con respecto al período 1961–1990, muestra que en un plazo de 60 años, casi todas las regiones que ya están sometidas a considerable presión ambiental y social experimentarán condiciones extremas de temperatura sobre la base del escenario de emisiones A2 (aumento de la temperatura media global de 4,1°C en 2100) (Beaumont et al., 2011). En este contexto, las ecorregiones tropicales y subtropicales de África y América del Sur son en extremo vulnerables. La sensibilidad a dichos extremos es especialmente grave en el caso de las latitudes bajas y la biota de islas pequeñas, las cuales tienen escasa capacidad de responder a cambios en las áreas de distribución, y es esa biota –como praderas inundadas, manglares y biomas desérticas– la que requeriría grandes desplazamientos geográficos para encontrar climas comparables en un mundo más caliente.

La orientación general de la literatura reciente confirma los hallazgos del 4IE resumidos al inicio de esta sección, apuntando a una serie de riesgos, como los que afectan a los arrecifes de coral, que ocurrirían a temperaturas considerablemente más bajas de lo que se estima en dicho informe. Aunque es probable que las presiones humanas no relacionadas con el clima sigan siendo un motor determinante y de gran importancia en la pérdida de ecosistemas y biodiversidad durante las próximas décadas, también es

evidente que a medida que aumente la temperatura será el cambio climático el motor predominante en los problemas de supervivencia de los ecosistemas y la biodiversidad. Si bien los factores de estrés humano en los ecosistemas son múltiples, en un mundo con 4°C más es probable que el cambio climático se convierta en una fuerza motriz fundamental de las transformaciones de los ecosistemas y la pérdida de biodiversidad a gran escala (Bellard et al., 2012; New et al., 2011). Investigaciones recientes sugieren que en un mundo con 4°C más es factible que se produzcan pérdidas masivas de biodiversidad, donde el cambio climático y las altas concentraciones de CO₂ impulsarán una transición de los ecosistemas de la Tierra hacia una situación sin precedentes en la experiencia humana. Se prevé que daños de tal magnitud a los ecosistemas reducirán drásticamente la prestación de los servicios ambientales de los que depende la sociedad humana, como hidrología–tasas de caudal de flujo, calidad; pesqueras (corales) y protección del litoral (pérdida de manglares).

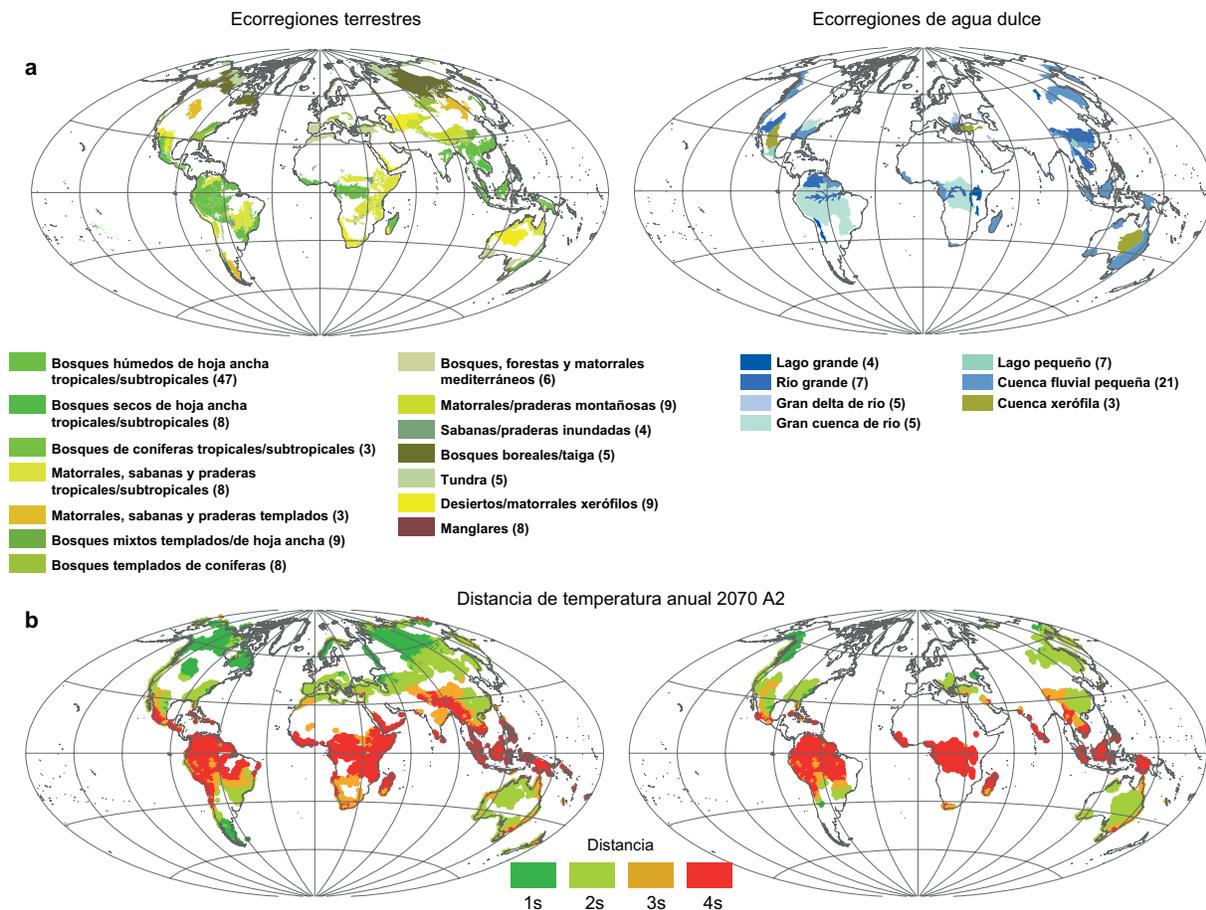
Barnosky ha descrito la actual situación que enfrenta la biodiversidad del planeta como “la tormenta perfecta”, con sus múltiples

factores de estrés ecológico de gran intensidad debido a la modificación y degradación de los hábitats, contaminación y otros, cambios climáticos inusualmente rápidos y concentraciones anormales de CO₂ en la atmósfera. En el pasado, según se mencionó anteriormente, esta combinación de circunstancias ha llevado a extinciones masivas con consecuencias a nivel planetario. Por lo tanto, hay un riesgo cada vez mayor de que el cambio climático, junto con otras actividades humanas, provoque la transición irreversible de los ecosistemas de la Tierra hacia un estado sin precedentes desde la aparición de la humanidad (Barnosky et al., 2012).

Salud humana

En el pasado y en plazos temporales diversos, los cambios climáticos han afectado a comunidades completas y con frecuencia han desembocado en trastorno y agitación social (McMichael, 2012). A continuación, se describen brevemente los posibles efectos adversos del calentamiento en la salud humana.

Figura 36: Distribución de la temperatura mensual proyectada para 2070 (calentamiento de 2,9°C) en los componentes terrestres y de agua dulce de Global 200 de WWF. (A) Distribución de 132 ecosistemas terrestres y 53 de agua dulce, agrupados por biomas. (B) Distancia promedio (medida en número de desviaciones estándar de la media) de las temperaturas mensuales del siglo XXI desde aquella del período de base (1961–1990).



Fuente: Beaumont et al., 2011.

DESNUTRICIÓN Y MALNUTRICIÓN

La “Gran Hambruna” registrada en Europa en el siglo XIV es un ejemplo relacionado con condiciones climáticas extremas. Si bien el suceso se puede atribuir a la compleja interacción de varios factores, entre ellos el contexto socioeconómico, el hecho de que el hambre haya coincidido con condiciones meteorológicas extremas agravó las consecuencias dado que las inundaciones, el barro y el frío propagaron enfermedades contagiosas y minaron la capacidad de superación de las comunidades (McMichael, 2012).

El hambre es causada o profundizada por una variedad de factores, muchos de los cuales son de carácter ambiental. En el futuro, se prevé un probable incremento en la malnutrición y la desnutrición (ambos factores que inciden de manera importante en la mortalidad infantil en los países en desarrollo) como resultado de posibles malas cosechas debido a eventos meteorológicos extremos y cambios en los patrones climáticos. A su vez, es sabido que la desnutrición aumenta la propensión a contraer enfermedades e infecciones graves (Organización Mundial de la Salud (OMS), 2009; Banco Mundial, 2010) y de esta manera genera más impactos sanitarios a futuro. El Informe de Desarrollo Mundial 2010 describió uno de los elementos de dicha cadena causal: la sequía, fenómeno climático extremo que puede provocar hambre y cuya fuerte correlación con la anterior epidemia de meningitis en África al sur del Sahara ha sido demostrada (Grupo del Banco Mundial, 2010).

IMPACTOS DE LOS FENÓMENOS EXTREMOS EN LA SALUD

Los fenómenos extremos han afectado la salud no solo en las regiones en desarrollo. Se calcula que la ola de calor de 2003 en Europa causó unas 70.000 víctimas fatales. Los efectos del calentamiento pueden incluir muertes, lesiones y traumas en la salud mental debido a sucesos meteorológicos extremos y, en entornos de alta vulnerabilidad, un aumento en las infecciones respiratorias y por diarreas. Los niveles de algunos contaminantes atmosféricos en zonas urbano-industriales intensificados por el calor pueden provocar trastornos respiratorios y agravar las enfermedades cardiovascular, mientras en algunas regiones, el aumento en las concentraciones de alérgenos (pólenes, esporas) probablemente ampliarán las tasas de trastornos respiratorios de origen alérgico (McMichael y Lindgren, 2011). Además, se ha demostrado que las extremas de calor contribuyen a las tasas de mortalidad por causa de enfermedades circulatorias (OMS, 2009). Por su parte, los sucesos catastróficos provocan daños a los establecimientos que proveen servicios relacionados con la salud (ONU Habitat, 2011) y pueden minar la capacidad de enfrentar los desafíos que surgen del aumento en las enfermedades y las lesiones.

Con la aplicación de un conjunto coherente y de alta resolución de proyecciones y modelos físicos del cambio climático dentro de un marco de modelación económica, Ciscar et al. (2011) proyectan los impactos del clima para diferentes niveles de calentamiento global. En este marco, el modelo hidrológico LISFLOOD provee estimaciones de los impactos de inundaciones fluviales (cuadro 5). Según los autores, si no se aplican medidas de adaptación adicionales aparte de las ya vigentes, con un calentamiento de 4,1°C (en relación con 1961–1990; o 4,5°C en relación con los niveles preindustriales)

en los años 2080 es probable que unas 251.000 personas se vean afectadas anualmente por inundaciones fluviales en Europa; la cifra aumenta a 396.000 con un calentamiento de 5,4°C (5,8°C con respecto a los niveles preindustriales). Con un calentamiento de 2,5°C (2,9°C en relación con niveles preindustriales), los afectados por inundaciones fluviales en los años 2080 serían 276.000. Se espera que los daños de dichas inundaciones afecten sobre todo a Europa occidental, las islas británicas y las regiones de Europa central y sur-central. Las proyecciones suponen crecimiento nulo en los valores y la población expuestos. El mismo estudio cuantifica los efectos del calor y el frío en la mortalidad. En los años 2080, de no aplicarse medidas de adaptación y climatización fisiológica, el aumento anual en la mortalidad producto del calor en Europa es de entre 60.000 y 165.000 personas. Por otra parte, se prevé que habrá entre 60.000 y 250.000 menos muertes relacionadas con el frío en dicho continente.

Es dable esperar que el número de personas afectadas por fenómenos meteorológicos extremos sea mayor en los países en desarrollo que en el mundo industrializado, tal como ha sido el caso en el pasado (por ejemplo, el ciclón Nargis registrado en Myanmar en 2008). Sin embargo, los autores no conocen estudios que proyecten los riesgos para la salud vinculados con extremas climáticas en los países en desarrollo para distintos niveles de calentamiento global.

La mortalidad relacionada con el calor afecta sobre todo a los ancianos, los muy jóvenes y las personas con enfermedades cardiovasculares o de otro tipo. Dado el envejecimiento de la población y el sostenido aumento en la proporción de personas que viven en zonas urbanas, en conjunción con el cambio climático, se prevé que los efectos del estrés térmico aumentarán considerablemente. Se proyecta que las olas de calor y los valores extremos aumentarán como consecuencia del cambio climático, según se mencionó más arriba en este informe. Sus efectos en la comodidad y el bienestar de las personas están vinculados con una combinación de aumento de la temperatura y la humedad. Recientes proyecciones de los cambios en la temperatura global del bulbo húmedo (WBGT) apuntan a un aumento sustancial en la exposición a condiciones de calor extremo, tomando en cuenta tanto los cambios en la temperatura como en la humedad. Willett y Sherwood (2012) prevén que los episodios de calor empeorarán en las regiones de latitud media y en las húmedas tropicales, aunque éstas se calientan menos en términos absolutos que el promedio mundial debido a mayores aumentos absolutos en la humedad. En este estudio, se proyectan aumentos considerables en la WBGT en los años 2050 en todas las regiones analizadas: India, China y la región del Caribe en el mundo en desarrollo y Estados Unidos, Australia y partes de Europa en el mundo desarrollado.

SALUD MENTAL Y SUS TRASTORNOS RELACIONADOS CON EL ESTILO DE VIDA

Otra dimensión del efecto del cambio climático en la salud humana son las repercusiones complejas y a menudo indirectas en la calidad de vida de las poblaciones afectadas. Es dable esperar que las temperaturas más cálidas y la exposición a fenómenos climáticos extremos tengan efectos negativos en la salud mental y psicológica y que aumente la ocurrencia de conflictos y situaciones de violencia (por ejemplo, McMichael y Lindgren, 2011; Grupo del Banco Mundial, 2009). Sin embargo, esto sigue siendo un tema poco investigado y hay escasos estudios que cuantifican dichas relaciones. Zivin y Neidell (2010) destacan que el aumento en las temperaturas

Cuadro 5: Número de personas afectadas por inundaciones fluviales en regiones europeas (miles)

Personas afectadas (1.000s/a)†	Europa meridional	Europa central	Europa central meridional	Islas Británicas septentrionales	Norte de Europa	UE
2,5°C (2,9°C)	46	117	103	12	-2	276
3,9°C (4,3°C)	49	101	110	48	9	318
4,1°C (4,5°C)	9	84	119	43	-4	251
5,4°C (5,8°C)	-4	125	198	79	-3	396

Fuente: Ciscar et al., 2011.

Nota: Cifra estimada como resultado de inundaciones fluviales, considerando que no se toman medidas de adaptación adicionales a las ya existentes hoy y con proyecciones que suponen un crecimiento nulo en los valores y población expuestos. Las temperaturas en paréntesis indican calentamiento por sobre los niveles preindustriales.

† Diferencias comparadas con el período 1961–1990.

también puede afectar el estilo de vida al disminuir el tiempo que se destina a actividades recreacionales al aire libre. Esto a su vez podría incrementar las tasas de obesidad, diabetes y enfermedades cardio-vasculares. En el estudio de estos autores, que se basa en la Encuesta Americana de Uso del Tiempo, las temperaturas por sobre los 100°F (37,7°C) llevan a una reducción estadísticamente significativa de 22 minutos en las actividades de esparcimiento al aire libre con respecto a temperaturas de 76°F a 80°F (24,4°C a 26,6°C). Por otra parte, las temperaturas más propicias para las actividades al aire libre en otoño, invierno y primavera podrían provocar el efecto opuesto en algunas zonas. Otro posible punto que podría contribuir al estrés mental son las ramificaciones en la identificación nacional y la alteración de la dinámica de las culturas tradicionales que tendrían los cambios en los sistemas climáticos y los entornos asociados.

LA PROPAGACIÓN DE PATÓGENOS Y DE ENFERMEDADES DE TRANSMISIÓN VECTORIAL

Según McMichael y Lindgren (2011), el cambio climático afecta las tasas de propagación y multiplicación de los patógenos y cambia el área de distribución y la supervivencia de especies anfitrionas no humanas. Los cambios en la temperatura, la precipitación y la humedad influyen en las enfermedades transmitidas por vectores (como el paludismo y la fiebre del dengue), así como el virus hanta, la leishmaniosis, la enfermedad de Lyme y la esquistosomiasis (OMS, 2009). En el hemisferio norte, se espera que con el alza en las temperaturas aumenten en particular las enfermedades transmitidas por garrapatas. En Europa, las especies de garrapatas estudiadas pueden transmitir la fiebre botonosa mediterránea, la borreliosis de Lyme y la encefalitis transmitida por garrapata (Gray et al., 2009). Reyburn et al. (2011) descubrieron una correlación entre aumentos de temperatura y mayor riesgo de cólera. Además, las inundaciones pueden introducir contaminantes y enfermedades en las fuentes de agua y aumentar la incidencia de enfermedades respiratorias y diarreas, tanto en países en desarrollo como desarrollados (ONU Habitat, 2011; Grupo del Banco Mundial, 2009). Con altos niveles de calentamiento, es más probable que aumente el número de contagio de enfermedades debido a la coincidencia de condiciones más favorables, por una parte, y la desnutrición a causa de hambrunas, por la otra, todo lo cual empeoraría el impacto general en la salud.

El paludismo es un ejemplo de una enfermedad transmitida por vectores que podría aumentar su zona de distribución debido al

cambio climático. Las condiciones meteorológicas, entre ellas los patrones de lluvia, la temperatura y la humedad, afectan la cantidad y la supervivencia de los mosquitos, el vector de la malaria. Por ejemplo, el máximo contagio suele producirse justo durante la estación de lluvias o muy poco después (OMS, 2012). Los cambios repentinos en las condiciones climáticas pueden provocar brotes de esta enfermedad en zonas donde ésta rara vez surgía y la población tiene poca o ninguna inmunidad (OMS, 2012). Por ejemplo, Peterson (2009) pronostica que aumentará el riesgo del paludismo en el este y sur de África, donde las temperaturas medias anuales están aumentando a un ritmo tal que permiten el establecimiento de colonias de nuevas especies de mosquitos.

Sin embargo, según Gollin et al. (2010), en un escenario en el cual la temperatura aumenta en 3°C, el impacto del contagio del paludismo se puede minimizar en cierta medida si se adoptan medidas de protección (entre ellas vacunas, mosquiteros en las camas y rejillas en las casas). Este estudio revela que, con una eficacia en la protección que oscila entre 90% y 70% (en base al supuesto de que estas medidas pueden no ser eficientes todo el tiempo), el aumento de las personas afectadas fluctúa entre 0,32% y 2,22%.

En otro estudio, Béguin et al., (2011) estiman que la población en riesgo de contraer paludismo en 2050 aumenta en más de 200 millones conforme al escenario A1B del IPCC (2,8°C en relación con 1980–1999; 3,5°C en relación con niveles preindustriales). Se prevé que la población total en riesgo en 2050 será de 5.200 millones si se consideran solo los impactos del clima, pero disminuye a 2.000 millones si se toman en cuenta los efectos del cambio climático y el desarrollo socioeconómico. Además, considerando solo las repercusiones del cambio de clima, la exposición a la probabilidad de transmisión de paludismo aumentaría a una tasa superior al 50% en algunas zonas de América del Sur, África al sur del Sahara y China (Béguin et al., 2011).

OTROS FACTORES DE VULNERABILIDAD

La vulnerabilidad a los impactos sanitarios de las temperaturas extremas varía entre los subgrupos de la población. Los países de ingreso mediano y bajo enfrentan más desafíos que los países de la OCDE. En general, se prevé que los efectos serán más graves en niños y mujeres (OMS, 2009; Síntesis EACC del Grupo del Banco Mundial, 2010). Según la OMS (2009), los pequeños Estados insulares en desarrollo y las regiones bajas están expuestos particularmente a

sufrir impactos en la salud debido a la salinización del agua dulce y las tierras cultivables y la exposición a mareas tormentosas. La vulnerabilidad de los pueblos indígenas en la región del Ártico probablemente aumentará debido a la reducción de las fuentes de alimento cuando, a causa de la merma del hielo del mar, comiencen a escasear los animales de los cuales dependen y se altere su cultura de caza e intercambio de alimentos (Evaluación del Impacto del Clima en el Ártico (ACIA), 2004; Crowley, 2010). Por otra parte, los habitantes urbanos enfrentan mayores riesgos ante el alza de la temperatura debido a una combinación de factores: más calor en el centro de las ciudades, densidad de población y servicios inadecuados de saneamiento y agua potable (OMS, 2009). Además, los riesgos para la salud asociados con el cambio climático están estrechamente vinculados con efectos del clima aún no del todo claros en otros ámbitos, como la agricultura (Pandey, 2010).

Por lo tanto, aunque es probable que la eventual vulnerabilidad ante los efectos sanitarios inducidos por el cambio climático dependa en forma considerable del futuro contexto socioeconómico, las evaluaciones cuantitativas de los diversos efectos en este campo permiten una primera aproximación al alcance de los riesgos venideros. No obstante, es difícil encontrar evaluaciones cuantitativas de los riesgos para la salud a diferentes niveles de aumento de la temperatura en el futuro. Además, los estudios que llevan a cabo dichos análisis suelen enfocar su atención en un solo riesgo sanitario, sin hacer una evaluación integral de diversos peligros interrelacionados del calentamiento global. Sin embargo, cabe argumentar que es probable que los riesgos analizados aquí aumenten a la par con el alza de la temperatura y afecten de manera desproporcionada a los más pobres y vulnerables.

Capítulo

7

Interacción de los sistemas y no linealidad: La necesidad de evaluar los riesgos multisectoriales

Las secciones previas presentaron nuevos análisis sobre las proyecciones del aumento del nivel del mar y las alzas en las olas de calor extremo a nivel regional, además de una instantánea de lo que podrían significar los impactos sectoriales de un calentamiento medio global de 4°C o más por sobre las temperaturas preindustriales. La presente revisión apunta a temas muy sustanciales en una serie de sectores cruciales.

También es importante considerar de qué manera los impactos, los riesgos y las vulnerabilidades se amplifican con el aumento en los niveles de calentamiento global medio y las concentraciones de CO₂. Muchos de los efectos identificados en un mundo con 4°C más pueden evitarse con bastante certeza si se limita el alza de calor. Hay otros riesgos que no se pueden eliminar, pero se pueden reducir considerablemente con niveles de calentamiento y concentraciones de CO₂ más bajos. En este informe no se ha emprendido una evaluación integral de estos temas.

En su Informe de Síntesis del Cuarto Informe de Evaluación (4IE), el IPCC reveló que es muy probable que los daños y costos económicos del cambio climático aumenten en el tiempo a medida que suba la temperatura global. El IPCC destacó que la respuesta al cambio climático implica un proceso iterativo de gestión de riesgos, con medidas de adaptación y mitigación que tomen en cuenta los daños climáticos, los co-beneficios, la equidad en la sostenibilidad y las actitudes frente a los riesgos. También vale la pena mencionar aquí otro hallazgo del Informe de Síntesis del 4IE (IPCC, 2007) relacionado con el tema de evitar un calentamiento de 4°C: “las iniciativas de mitigación y las inversiones que se realicen en las próximas dos o tres décadas influirán enormemente en las oportunidades de lograr bajar los niveles de estabilización. El retraso en la reducción de las emisiones restringe en forma considerable las oportunidades en este aspecto y aumentan el riesgo de que se agraven los impactos del cambio climático”. En anteriores secciones de este informe, se mencionó la bibliografía reciente que refuerza y amplía estas conclusiones y, en particular, muestra que aún es posible mantener el calentamiento por debajo de los 2°C.

Una de las conclusiones más sorprendentes que se desprenden de los impactos y riesgos proyectados es la enormidad de los peligros y daños generados cuando la temperatura se acerca a los 4°C más y, para algunos sistemas, aun muy por debajo de los 2°C. Los hallazgos del informe de síntesis del 4IE y de otras

investigaciones indican que los daños del cambio climático tienden a aumentar en magnitud o bien ocurrir a alzas muy inferiores de la temperatura global, en comparación con lo revelado en estudios anteriores (por ejemplo, Smith et al., 2009).

Si consideramos los impactos en un mundo de 4°C más desde una perspectiva de planificación de gestión de los riesgos, surgen de inmediato algunas de las siguientes preguntas:

- ¿Cómo se desarrollarán los impactos? ¿Qué tan rápido se presentarán los posibles impactos y las necesidades de adaptación y en qué medida se diferenciarán de lo previsto para un calentamiento de 2°C?
- ¿Serán los costos de los impactos y de las medidas de adaptación previstos para un calentamiento de 4°C el doble de aquellos para un calentamiento de 2°C? ¿Es factible que se produzcan aumentos no lineales en términos de impactos y costos, o por el contrario, una saturación de daños después de un calentamiento de 2°C o 3°C?
- ¿Serán las consecuencias del cambio climático cualitativamente similares sin importar el alza en la temperatura? ¿Serán las inversiones hechas para adaptarse a un calentamiento de 2°C ampliables a un calentamiento de 4°C o hay probabilidades que algunas se pierdan o por lo menos resulten inservibles? ¿Es factible una adaptación tan focalizada dada la incertidumbre asociada con las repercusiones de estos altos niveles de calentamiento global?
- ¿Será el creciente aumento de la riqueza en el futuro suficiente para reducir la vulnerabilidad a niveles aceptables o acaso el cambio climático reducirá las perspectivas de desarrollo económico y agravará las vulnerabilidades?

Para muchas de estas interrogantes no hay evaluaciones de modelos cuantitativos disponibles que puedan proporcionar respuestas confiables. Aunque la comunidad de la modelación climática puede

ofrecer proyecciones del calentamiento medio global e incluso de cambios meteorológicos regionales hasta un calentamiento de por lo menos 4°C–5°C, las incertidumbres están aumentando. Se espera que los patrones del cambio climático proyectado con un calentamiento de 2°C sean más o menos similares para la mayoría de las regiones, pero considerablemente superiores para un calentamiento de 4°C. No obstante, puede haber muchas sorpresas desagradables latentes en los extremos de las distribuciones de probabilidad. Una ilustración de lo anterior son las nuevas proyecciones para las olas de calor y extremas de temperatura sin precedentes en un calentamiento de 4°C. Muchos sistemas y cambios en los extremos tienen un impacto muy superior a los cambios en la media. Los investigadores pronostican que muchos fenómenos extremos, entre ellos olas de calor, sequías, lluvias intensas, inundaciones y ciclones tropicales severos, podrían responder de manera no lineal a un aumento en el mismo calentamiento medio global. Ya están observando algunos de estos efectos, los cuales obligan a volver a calibrar importantes parámetros de impactos, como las respuestas de los cultivos y del sistema agrícola al cambio climático. Un calentamiento a esos niveles de riesgo somete al sistema climático a un aumento de temperatura a muy largo plazo (Solomon, Plattner, Knutti y Friedlingstein, 2009; Hare y Meinshausen, 2006) y a ciertos impactos –como un aumento del nivel del mar de varios metros por mucho tiempo– debido a la respuesta de los mantos de hielo en el transcurso de miles de años (Huybrechts et al., 2011).

La escala y la velocidad del cambio climático no ocurrirán en un vacío, sino en el contexto de crecimiento económico y demográfico, procesos que ejercerán creciente presión y nuevas demandas sobre un ecosistema planetario que ya se está acercando a límites y fronteras importantes, o incluso superándolos (Barnosky et al., 2012; Rockström et al., 2009). La resiliencia de muchos ecosistemas naturales y manejados podría verse afectada negativamente tanto por el desarrollo como por el crecimiento, al igual que por las consecuencias del cambio climático.

Aunque los sistemas interactúan, muchas veces en forma poderosa, las actuales herramientas para proyectar los impactos del cambio climático no sirven para tomar en cuenta las fuertes interacciones asociadas con los sistemas interconectados que se verán afectados por el cambio climático y otros factores de estrés planetario, como la fragmentación de los hábitats, la contaminación y las especies invasoras (Warren, 2011). Los hallazgos científicos están comenzando a indicar que, más que efectos de segundo orden, algunas de estas interacciones podrían ser bastante profundas. Las repercusiones en los ecosistemas, la agricultura y el suministro de agua en el siglo XXI que se han pronosticado podrían desembocar en desplazamientos a gran escala de la población, con múltiples consecuencias para la seguridad y la salud humana, y los sistemas económicos y comerciales.

Poco se sabe respecto de la gama completa de consecuencias sociales y económicas de un colapso de los ecosistemas coralinos, combinado con la posible pérdida concomitante de la producción marina debido al aumento de la temperatura del mar y su creciente acidificación, además de los impactos masivos sobre los asentamientos humanos y la infraestructura en bordes costeros bajos con el aumento de 1 metro en el nivel del mar durante este siglo. Si bien se ha examinado cada uno de estos sectores, los investigadores aún no comprenden en su cabalidad todas las consecuencias que tendrán impactos interconectados de tal alcance para la sociedad (muchos de los cuales muy probablemente se produzcan antes o cerca de un calentamiento de 4°C).

Un aspecto de los riesgos que surgen del cambio climático y que requieren investigación adicional para comprender mejor sus consecuencias para la sociedad es la manera en que el comportamiento no lineal de los sistemas terrestres y humanos alterará e intensificará los impactos a lo largo de diversos niveles de calentamiento. Esto es lo que se analiza en las siguientes secciones.

Riesgos de los impactos no lineales y en cascada

En la descripción de los impactos que se ha presentado en este informe, un supuesto implícito en casi la totalidad de los ejercicios de modelación y evaluación es que el sistema climático y los sectores afectados responderán de una manera relativamente lineal al aumento en la temperatura media global. En los ejercicios de modelación habitualmente no se incluyen cambios masivos y perturbadores al sistema climático o a su funcionamiento, y con muy poca frecuencia en las evaluaciones de impacto. Sin embargo, dada la creciente probabilidad de que se alcancen o superen los umbrales o puntos de inflexión, tales riesgos deben examinarse en un ejercicio de evaluación de todos los peligros que indague las consecuencias de un calentamiento de 4°C y considere de manera especial que se prevén calentamientos y alzas aún mayores en el nivel del mar en los próximos siglos. A continuación se bosquejan los posibles mecanismos que puedan desencadenar una cascada de riesgos de evolución no lineal asociados con el aumento en la temperatura media global. Esta lista no pretende ser exhaustiva; para un análisis más extenso, vea, por ejemplo, Warren (2011).

RESPUESTAS NO LINEALES DEL SISTEMA TERRESTRE

Si el calentamiento global supera los 2°C, aumentan los riesgos de cruzar umbrales de activación de elementos de inflexión no lineales en el sistema terrestre y de que los impactos del cambio climático sean irreversibles (Lenton et al., 2008); también se incrementa la probabilidad de transitar hacia patrones climáticos sin precedentes. Unos pocos ejemplos demuestran la necesidad de examinar con mayor profundidad los futuros plausibles que enfrenta el mundo.

Enfermedades degenerativas en la selva pluvial amazónica

La selva pluvial que cubre vastas superficies de la cuenca del Amazonas está en riesgo de sufrir pérdidas masivas como resultado de una abrupta transición climática hacia condiciones más secas y la transformación concomitante en el sistema vegetal. Una vez que se produzca el colapso, las condiciones probablemente impedirán que el bosque se restablezca. Se estima que el punto de inflexión para esta simulación está cerca de un calentamiento global de 3°C–5°C (Lenton et al., 2008; Malhi et al., 2009; Salazar y Nobre, 2010). Una crisis de este tipo tendría consecuencias devastadoras para la biodiversidad, los medios de sustento de los pueblos indígenas, la hidrología y la seguridad hídrica de la cuenca del Amazonas, el ciclo de nutrientes y otros servicios ecosistémicos. La constante deforestación de la región incrementa los riesgos de que disminuyan las lluvias y aumente el calentamiento (Malhi et al., 2009) y se exacerben los peligros provocados por el cambio climático.

Ecosistemas oceánicos

La perturbación de estos sistemas debido al calentamiento y la acidificación de los mares plantea riesgos nuevos, diversos y considerables (Hofmann y Schellnhuber, 2009). La creciente concentración de CO₂ en la atmósfera promueve la rápida acidificación del océano global. Una mayor acidez (a saber, pH más bajo) de las aguas oceánicas reduce la disponibilidad del carbonato de calcio (aragonito), un recurso fundamental para que las especies de coral y los ecosistemas formen esqueletos y valvas.

Es probable que la combinación de calentamiento y acidificación del océano lleve a la desaparición de la mayoría de los ecosistemas de arrecifes coralinos (Hoegh-Guldberg, 2010). Los más vulnerables son los corales de aguas cálidas y de aguas frías y los ecosistemas del océano Austral. La investigación reciente indica que reducir el calentamiento a niveles tan bajos como 1,5°C puede no ser suficiente para proteger los sistemas de arrecifes en todo el mundo (Frieler et al., 2012). Esta es una estimación más que las evaluaciones previas (por ejemplo, la masiva mortalidad de arrecifes de coral proyectada por el 4IE del IPCC a 3°C–4°C por sobre niveles preindustriales). La pérdida de estos sistemas tendría consecuencias de enorme alcance para las sociedades humanas que dependen de ellos. Además, su agotamiento constituiría una pérdida gigantesca para el patrimonio biológico de la Tierra.

Una consecuencia del calentamiento de los océanos que sería en extremo grave sería la posible expansión de las zonas de hipoxia, ya que finalmente interferiría con la producción del océano y dañarían los ecosistemas marinos en general. Ya se está observando la disminución de las zonas de oxigenación en el mar y en algunas cuencas oceánicas, estas pérdidas están reduciendo el hábitat de peces pelágicos tropicales, como el atún (Stramma et al., 2011). La merma en la producción de alimentos marinos podría tener consecuencias muy perjudiciales para la seguridad alimentaria internacional y, en última instancia, redundar en costos económicos considerables.

Manto de hielo de la Antártica occidental

Desde hace mucho tiempo se especula que el manto de hielo de la Antártica occidental, cuyo hielo equivaldría a unos 3 metros de aumento en el nivel del mar, es especialmente vulnerable al calentamiento global (Mercer 1968; 1978). La aceleración que se ha observada en la pérdida de hielo de este manto es muy superior a lo proyectado por los estudios de modelación y parece estar vinculada al calentamiento de las profundidades del océano. Esto provocaría el repliegue de los flujos de hielos vulnerables que drenan el interior de esta región (Rignot y Thomas, 2002; Pritchard, Arthern, Vaughan y Edwards, 2009; Scott, Schell, St-Onge, Rochon y Blaso, 2009; Velicogna, 2009). Aunque el acalorado debate científico sobre el tema continúa (sin resultados concluyentes), no es posible ignorar el riesgo, puesto que un repliegue inestable puede provocar tasas considerablemente mayores de subidas del nivel del mar en los próximos siglos que lo proyectado en la actualidad.

Manto de hielo de Groenlandia

Las nuevas estimaciones del umbral que se debe cruzar para provocar el deterioro irreversible del manto de hielo de Groenlandia (que contiene hielo equivalente a un alza de 6-7 metros de la cota marina) indican que esto podría ocurrir cuando la temperatura promedio mundial aumente más o menos 1,5°C por sobre los niveles preindustriales (fluctuación de 0,8°C a 3,2°C) (Robinson

et al., 2012). Este valor es inferior al rango anterior del 4IE de 1,9°C a 4,6°C por sobre el nivel preindustrial. Es probable que el deterioro irreversible de este manto se produzca en el transcurso de varios siglos y ponga al mundo en vías de experimentar un aumento considerable del nivel del mar en un futuro bastante lejano.

Aunque aún es muy incierto cuándo y cómo se activarán esos puntos de inflexión, un fenómeno de ese tipo podría desembocar en cambios drásticos y fundamentales, por lo que es necesario prestar mucha atención a la identificación de las posibles alternativas de adaptación a largo plazo. Si bien el riesgo de una reacción más acelerada de los mantos de hielo parece ir en aumento, la interrogante que aún sigue pendiente es si la planificación de los riesgos debe orientarse al supuesto de un aumento de 1 metro en 2100 o de una cifra considerablemente mayor, por ejemplo, 2 metros. El inicio de una transición masiva de los arrecifes de coral hacia ecosistemas mucho más simples podría producirse luego, incluso bastante antes de que se alcance el calentamiento de 2°C. Además de la incertidumbre respecto del arranque y el impacto humano asociado de éstos y otros fenómenos no lineales, también se desconoce el alcance de la capacidad de superación humana ante estos efectos.

NO LINEALIDAD ENTRE SECTORES Y SISTEMAS SOCIALES

Al interior de cada sector y sistema puede haber respuestas no lineales al calentamiento cuando se cruzan umbrales críticos. Una de dichas reacciones surge debido al comportamiento de umbral del crecimiento de los cultivos. En diferentes regiones, entre ellas Estados Unidos, África, India y Europa, se han encontrado efectos no lineales ante las temperaturas en importantes cultivos, incluidos maíz, trigo, soja y mandioca (ver el capítulo 2). Por ejemplo, esto se ha observado en Estados Unidos, cuando la temperatura local supera los 29°C en el caso del maíz, 30°C en los frijoles de soja y 32°C en el algodón. Según el escenario SRES A1F, que implica un alza térmica superior a 4°C en 2100, se prevé que los rendimientos disminuirían entre 63% y 82% (Schlenker y Roberts, 2009). Es probable que la posibilidad de daños a los cultivos a causa de plagas y enfermedades, además del efecto no lineal de la temperatura, aumente a medida que el mundo avanza hacia los 2°C y más de calor. La mayoría de los actuales modelos de cultivo no toman en cuenta dichos efectos, motivo por el cual Rötter et al. (2011) instó a “revisar” los actuales modelos climáticos-de cultivos. A la luz de los análisis de las temperaturas extremas presentados en este informe, los impactos negativos en la productividad agrícola podrían ser mayores que lo previsto anteriormente. Por ejemplo, en el Mediterráneo y Estados Unidos central, se prevé que en el mes de julio más cálido de las últimas décadas del siglo XXI, las temperaturas se acerquen a los 35°C, o 9°C más que el mes de julio más cálido de las últimas dos décadas. Sin embargo, se necesita investigar más para comprender mejor las repercusiones que tendría un mundo con 4°C más en la agricultura, dada la incertidumbre en las proyecciones tanto de la temperatura como de los impactos, así como del potencial de las respuestas de adaptación y la posibilidad de reproducir variedades de cultivos resistentes al calor.

Del mismo modo, los sistemas sociales pueden ser presionados más allá de la capacidad de contención de las actuales instituciones, provocando un colapso sistémico (Kates et al., 2012). Es probable que el riesgo de cruzar dichos límites aumente a la par con el incremento de las presiones cuando el calentamiento se

Recuadro 3: África al sur del Sahara

África al sur del Sahara es una región expuesta a múltiples presiones y ha sido identificada como un lugar especialmente vulnerable a los embates del cambio climático. La zona constituye un ejemplo de un ambiente donde los impactos sectoriales pueden interactuar de formas complejas entre sí, produciendo posibles efectos en cascada en gran medida impredecibles.

Por ejemplo, en un mundo con 4°C más, se proyecta que África al sur del Sahara experimentará temperaturas muy por sobre las olas de calor extremo registradas en la actualidad. En las zonas costeras, otro problema será el aumento del nivel del mar, el cual se prevé que desplazará a las poblaciones. Esto, en especial en combinación con fuertes tormentas, podría contaminar el agua dulce con agua de mar (Nicholls y Cazenave, 2010). A su vez, el calor extremo y los cambios en el ciclo hidrológico proyectados afectarían los ecosistemas y la agricultura.

Las ecorregiones tropicales y subtropicales de África al sur del Sahara son particularmente vulnerables al daño de los ecosistemas (Beaumont et al., 2011). Por ejemplo, con un calentamiento de 4°C, de las 5.197 especies de plantas africanas estudiadas, se estima que entre el 25% y 42% perderá toda su área de distribución en 2085 (Midgley y Thuiller, 2011). El daño a los ecosistemas tendría el poder de traspasar los efectos a las comunidades humanas al reducir los servicios ambientales disponibles.

En el presente, la seguridad alimentaria es uno de los desafíos más sobrecogedores que enfrenta África al sur del Sahara. Las economías de la región dependen enormemente de la agricultura, sector que da cuenta del 20%–40% del PIB (Godfray et al., 2010a). Es probable que el cambio climático reduzca la superficie de tierras cultivables (Brown, Hammill y McLeman, 2007). Puesto que la agricultura en la zona es particularmente sensible a variables climáticas (por ejemplo, el 75% de los cultivos son de secano), es extremadamente vulnerable a las variaciones en las precipitaciones (Brown, Hammel y McLeman, 2007) y tiene poca capacidad de adaptación (Kotir, 2011). Con un calentamiento de 4°C o más, se prevé que el 35% de las tierras de labradío quedarán inservibles (Arnell, 2009). En un mundo con 5°C más, es dable esperar una considerable reducción en la temporada de crecimiento de gran parte de las praderas y tierras de labranza de la región (Thornton et al., 2011b). Por ejemplo, en caso de un calentamiento de esa naturaleza, se prevé que el rendimiento del maíz se reducirá en 13%–23% en diferentes regiones de África (sin tomar en cuenta el efecto incierto de la fertilización con CO₂) (Thornton et al., 2011). Las pérdidas en el caso de los frijoles serían mucho mayores.

La salud humana se verá afectada en esta región como resultado del alza en las temperaturas y la menor disponibilidad de agua, en especial como resultado de las modificaciones en los patrones de transmisión de enfermedades. Algunas zonas podrían enfrentar un aumento del 50% en la probabilidad de contagio del paludismo (Béguin, 2011) como resultado del asentamiento de nuevas especies de mosquitos (Peterson, 2009). Los impactos en la agricultura y los ecosistemas detallados más arriba empeorarían aún más los efectos directos sobre la salud humana al aumentar las tasas de desnutrición y reducir los ingresos, situación que en última instancia tendrá repercusiones negativas para el crecimiento económico. Estas condiciones elevarían la escala del desplazamiento humano y la probabilidad de que surjan conflictos debido a la mayor escasez de recursos. África también se considera particularmente vulnerable a las crecientes amenazas que afectan la seguridad humana. Según parece, los cambios a largo plazo en el clima tienden a catalizar conflictos al generar o exacerbar la falta de alimento, agua y energía, provocar el traslado de poblaciones y poner a grupos de cada vez más personas a competir por recursos progresivamente escasos. El aumento en la variabilidad climática, incluidas las mayor frecuencia de fenómenos extremos, también complicará el acceso a los recursos y así empeorará condiciones que son propicias para gatillar conflictos (Brown, Hammer y McLeman, 2007; Hendrix y Glaser, 2007). Como muchos otros efectos del cambio climático analizados en este informe, las situaciones de conflicto pueden darse “de manera tal de podrían hacer retroceder el desarrollo en muchos países” (Brown, Hammer y McLeman, 2007).

Es importante enfatizar aquí que cada uno de estos impactos socavaría las capacidades de los habitantes de África al sur del Sahara –que en este preciso momento y con mucha frecuencia, experimentan condiciones de pobreza y precariedad– para adaptarse a los desafíos asociados con las crisis en otros sectores. En este contexto, un motivo de especial preocupación es el potencial del cambio climático para actuar como un verdadero “multiplicador de amenazas”, lo que podría complicar e incluso hacer irresolubles los actuales desafíos como la falta de agua y la inseguridad alimentaria.

acerque a los 4°C y se combine con tensiones sociales, ecológicas, económicas y demográficas no relacionadas con el clima. Barnett y Adger (2003) destacan los riesgos de que el aumento en el nivel del mar en los países de atolones provoque el fracaso de la migración controlada para fines de adaptación, lo que generaría el abandono definitivo de las zonas afectadas. Del mismo modo, los apremios sobre la salud humana –como olas de calor, desnutrición, menor calidad del agua potable producto de la intrusión de aguas salinas y más– pueden provocar la sobrecarga de los sistemas de atención de salud hasta el punto de imposibilitar un proceso de adaptación. La exposición física inmediata de establecimientos como hospitales a fenómenos climáticos extremos, mareas tormentosas y aumento del nivel del mar, también puede contribuir a esta presión sobre los sistemas de atención médica.

Cuando un sistema responde de manera lineal y proporcional al calentamiento, existe mejor base para las planificaciones sistemáticas. En cambio, una respuesta no lineal en un sector o sistema humano puede plantear una cantidad considerable de

desafíos adicionales y debe tomarse en cuenta cuando se planifique la adaptación.

NO LINEALIDAD DEBIDO A LA INTERACCIÓN DE LOS IMPACTOS

Las posibles interacciones de los impactos sectoriales pueden introducir una dimensión adicional de no linealidad en los análisis sobre el potencial del calentamiento global para tener consecuencias de magnitud.

Si los cambios fueran pequeños, es plausible que existan unas pocas interacciones entre sectores. Por ejemplo, una pequeña variación en la producción agrícola podría ser compensada en otra región o sistema. Sin embargo, a medida que crece la escala y el número de impactos con el aumento de la temperatura media global, las interacciones entre dichos impactos son cada vez más probables y así agravan las consecuencias generales. Por ejemplo, una crisis agrícola

extendida como resultado de temperaturas y sequías extremas en muchas regiones probablemente provocará cambios sustanciales en otros sectores y a su vez, se vería afectada por dichos cambios. Por ejemplo, una presión importante sobre los recursos hídricos y los cambios en el ciclo del agua podrían, en última instancia, afectar la disponibilidad del recurso para fines agrícolas. A su vez, la escasez de agua y de alimentos podría impactar la salud humana y los medios de sustento. El desvío de agua de las funciones de conservación del ecosistema con el fin de satisfacer el aumento en las necesidades humanas podría tener consecuencias muy negativas para la biodiversidad y los servicios ambientales vitales que surgen del entorno natural. Ello podría tener un efecto en cascada para el desarrollo económico, por ejemplo, al reducir la capacidad laboral de la población, lo que a su vez disminuiría el crecimiento del PIB.

Los factores no climáticos interactúan con los impactos y profundizan la vulnerabilidad. Por ejemplo, el aumento en la demanda por los recursos necesarios para enfrentar el incremento demográfico podría reducir la resiliencia, si es que dichos recursos no se distribuyen de manera adecuada y equitativa. Otro ejemplo es el envejecimiento de la población, que aumentará la vulnerabilidad a efectos particulares, como los riesgos para la salud. Además, las medidas de mitigación -como cambios en el uso del suelo para permitir la producción de biomasa y la adaptación incremental diseñada para un mundo con 2°C más- podrían aumentar -tal vez de manera exponencial- la vulnerabilidad ante un mundo con 4°C más, dado el incremento en el valor de la tierra y los recursos sin un debido resguardo contra impactos abruptos debido al cambio climático (Kates et al., 2012). Warren (2011), pone énfasis adicional en que las futuras medidas de adaptación debido a grandes impactos previstos, como el cambio en las prácticas de riego para contrarrestar las malas cosechas, podrían exacerbar los efectos en otros sectores, como la disponibilidad de agua.

NO LINEALIDADES DEBIDO A IMPACTOS EN CASCADA

Existe la posibilidad de que las capacidades de adaptación instaladas fracasen en un mundo con 4°C más, donde la infraestructura que juega un rol clave en la distribución de bienes está más expuesta a los impactos del cambio climático. Esto podría hacer que los impactos y daños se transmitan hacia áreas bastante alejadas del punto crítico inicial. Por lo tanto, existe el riesgo de que la vulnerabilidad se disperse y extienda mucho más de lo previsto en las evaluaciones de impactos sectoriales.

Las proyecciones del costo de los daños generados por los impactos del cambio climático suelen evaluar los costos de los asentamientos dañados en forma directa, sin considerar la infraestructura de los alrededores. Sin embargo, en un mundo cada vez más globalizado que experimenta una creciente especialización en sus sistemas de producción y una mayor dependencia de la infraestructura de distribución de los bienes producidos, los daños a la infraestructura pueden causar efectos indirectos considerables. Por ejemplo, el desplome o las averías de consideración en la infraestructura portuaria pueden desencadenar problemas en el interior e incluso más allá en la cadena de distribución.

Es necesario comprender mejor el potencial de dichos efectos en cascada, su extensión y las potenciales respuestas. A la fecha, los impactos sobre la infraestructura y su alcance no han sido investigados de manera suficiente para entender cuantitativamente todo el alcance y marco cronológico de la totalidad de los efectos. Esos posibles ejemplos constituyen un desafío mayúsculo para la investigación a futuro.

Comentarios finales

Un mundo con 4°C más de temperatura planteará desafíos sin precedentes a la humanidad. La probabilidad de que se produzcan daños y amenazas regionales y mundiales a gran escala mucho antes de que se alcance ese nivel de calentamiento es evidente. Este informe ha intentado identificar el alcance de estos desafíos derivados de las respuestas del sistema terrestre y de los diversos sectores humanos y naturales. Aunque aún no es posible cuantificar la escala completa de daños a la población, la imagen que surge pone en tela de juicio un supuesto muchas veces implícito de que el cambio climático no socavará en mayor grado el crecimiento económico¹⁵. Sin embargo, hoy parece ser evidente que el cambio climático en un mundo con 4°C más podría afectar seriamente los esfuerzos de lucha contra la pobreza en muchas regiones. Esta conclusión está respaldada por observaciones –realizadas

en el pasado– de los efectos negativos del cambio climático en el crecimiento económico en los países en desarrollo. Aunque estas naciones ya se han visto perjudicadas por los impactos del cambio de clima y se prevé que lo seguirán siendo, las regiones en desarrollo tienen una menor capacidad de adaptación. En el futuro, no obstante, el peso del cambio climático probablemente recaerá de manera distinta en aquellas regiones que ya son vulnerables a sus efectos y a la variabilidad del clima. Dado que no está claro si la adaptación y el ulterior avance hacia los objetivos del desarrollo sean posibles con este nivel de cambio climático, simplemente debemos evitar a toda costa el calentamiento proyectado de 4°C: tenemos que bajar el calor. Esto solo será posible con medidas oportunas y concertadas a nivel internacional.

¹⁵ Una notable excepción es el Informe Stern, Stern, N. 2007. *The Economics of Climate Change: The Stern Review*. Cambridge y New York, Cambridge University Press.



Anexo 1

Métodos para modelar el aumento del nivel del mar en un mundo con 4°C más

Los autores formularon los escenarios del nivel del mar utilizando una combinación de enfoques, conscientes de las deficiencias tanto de la modelación numérica de mantos de hielo de base física como de los métodos parcialmente empíricos, pero también de la necesidad de proporcionar estimaciones de la pérdida de los mantos de hielo para poder calcular el aumento del nivel del mar a nivel regional. No intentaron caracterizar la gama completa de incertidumbres, ya sea en el nivel más bajo o más alto. Las proyecciones tampoco incluyen los aportes a futuro de la extracción de aguas subterráneas, los que podrían agregar otros 10 centímetros (Wada et al., 2012). A continuación se describe la construcción de los escenarios.

Para la construcción del escenario más alto del nivel del mar, los autores aplicaron un modelo parcialmente empírico del aumento de dicha cota (Rahmstorf, Perrette y Vermeer, 2011; Schaeffer et al., 2012), para cuyo objetivo proporcionaron una estimación global para los escenarios específicos de emisiones que llevan a un aumento de 2°C o 4°C en la temperatura media global en 2100. Puesto que los modelos parcialmente empíricos del aumento del nivel del mar no calculan por separado las condiciones individuales que dan lugar a tales incrementos, se requieren pasos adicionales para caracterizar los aportes plausibles del manto de hielo. Los autores calculan la contribución del aumento térmico del nivel del mar a partir de los glaciares de montaña y casquetes de hielo y lo restan del aumento total del nivel de mar, al tiempo que asignan esta diferencia a los mantos de hielo –la mitad a Groenlandia y la otra mitad, a la Antártica. Los aportes resultantes de los mantos de hielo son considerablemente superiores a los estimados por la mayoría de los modelos basados en procesos y se acercan a la contribución que harían dichos mantos si las tasas de aceleración de las pérdidas observadas desde 1992 se mantuvieran constantes durante el siglo XXI.

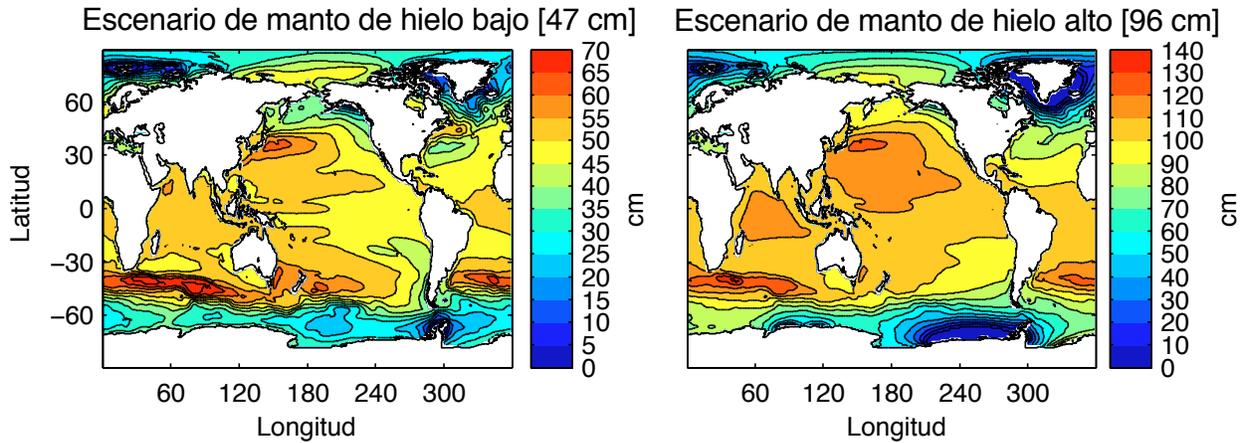
Para la construcción del escenario del nivel del mar más bajo, los autores utilizan el aumento térmico del nivel del mar y el aporte de los glaciares de montaña y casquetes de hielo como punto de partida. Con este fin, agregan el aporte del balance de masa superficial a partir del manto de hielo de Groenlandia (MHG; sin contar la dinámica del hielo) y asumen que el manto de hielo de la Antártica (MHA) mantendrá el equilibrio durante el siglo XXI. La mayoría de los modelos MHA proyecta que este manto de hielo reducirá el aumento del nivel del mar durante el siglo XXI, ya que no se calienta lo suficiente como para perder más hielo del que

obtiene debido al incremento de las precipitaciones durante este período. Por otra parte, las observaciones indican que el manto sí está perdiendo hielo a una tasa creciente que se acerca lentamente al ritmo actual del manto de hielo de Groenlandia. Por lo tanto, dejar el aporte del MHA en cero es una forma de dejar abierta la posibilidad de que los procesos a corto plazo hayan estado operando durante los últimos 20 años. Este escenario de aporte muy bajo del manto de hielo se aproxima a los niveles de algunas proyecciones de modelos basados en procesos, donde la absorción neta proyectada para el hielo de la Antártica se equilibra con el derretimiento del hielo de Groenlandia durante el siglo XXI.

En el escenario del aporte más bajo del manto de hielo (aumento del nivel del mar de 47 centímetros como media global), las costas orientales de Asia y nororientales de América experimentan aumentos de la cota sobre el promedio, de alrededor de 20% y 15%, respectivamente, por sobre la media global (por ejemplo, -3% a +23% en torno a Nueva York, rango de 68%). En el escenario de aporte más alto del manto de hielo (aumento del nivel del mar de 96 centímetros en la media global), donde los efectos de la dinámica del océano son relativamente menos significativos, la costa oriental de Asia claramente se destaca con el mayor aumento proyectado en la cota del mar, un 20% por sobre la media global.

En ese escenario, se prevé que el aumento del nivel del mar estará levemente por debajo de la media global en la costa nororiental de América y 20% (5%–33%, rango de 68%) por debajo de la media global a lo largo de la costa holandesa (figura A1.1, figura 32). Es importante destacar el posible debilitamiento de la Circulación Meridional de Retorno del Atlántico (AMOC) con el creciente calentamiento, lo cual podría agravarse con el rápido derretimiento del manto de hielo de Groenlandia. Dicho efecto,

Figura A1.1: Proyección regional del nivel del mar para el escenario de aporte más bajo (izquierda) y más alto (derecha) del manto de hielo. Los números en paréntesis denotan el valor correspondiente de la media global del aumento en el nivel del mar, de 47 centímetros y 96 centímetros, respectivamente.



que no se incluye en las proyecciones de los autores, podría añadir otros 10 centímetros al aumento del nivel del mar local en torno a Nueva York, tal como se discute en la actualidad en la bibliografía científica (Sallenger et al., 2012; Slangen et al., 2011; Stammer, Agarwal, Herrmann, Köhl y Mechoso, 2011; Yin et al., 2009). El ajuste postglaciar también aportaría otros 20 centímetros, aunque con bastantes incertidumbres (Slangen et al., 2011).

La diferencia en los patrones regionales del aumento del nivel del mar entre un calentamiento de 4°C y de 2°C respecto del nivel preindustrial se indica en la figure A1.2 para ambos escenarios de mantos de hielo a fines de siglo. En ambos, el componente de la

variable espacial de la diferencia está estrechamente relacionado con la dinámica del océano (ver la figura A1.3). El beneficio de utilizar una trayectoria de 2°C, más que una de 4°C, puede ser la de limitar más de 20 centímetros del aumento local del nivel del mar (figura A1.2). Cabe destacar que los autores no excluyen beneficios mayores de la mitigación, en particular, el posible (pero incierto) quiebre de los puntos de inflexión respecto del colapso de los mantos de hielo que en un mundo con 4°C más podría profundizar los efectos en comparación con uno con 2°C más.

Las proyecciones regionales presentadas aquí incorporan las incertidumbres de los métodos aplicados para estimar el aumento

Figura A1.2: Diferencia en el aumento del nivel del mar entre un mundo con +4°C y +2°C para el escenario de aporte más bajo (izquierda) y más alto (derecha) del manto de hielo. Los números en paréntesis indican la diferencia en el aumento del nivel del mar medio global. El sombreado gris muestra las regiones con mayor aumento en el nivel del mar en un mundo con 2°C más: corresponden a zonas donde se prevé que la cota disminuirá en el próximo siglo debido al levantamiento de la tierra y a efectos gravitacionales.

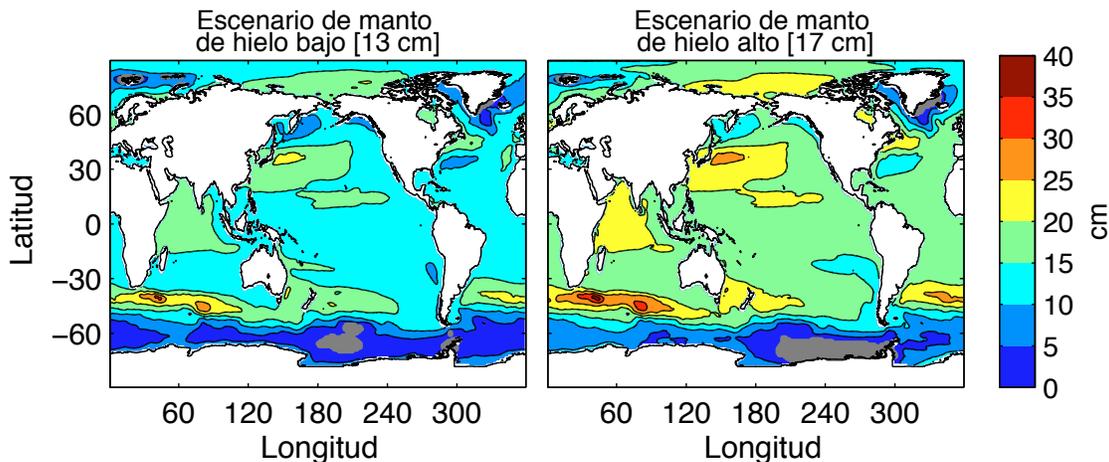
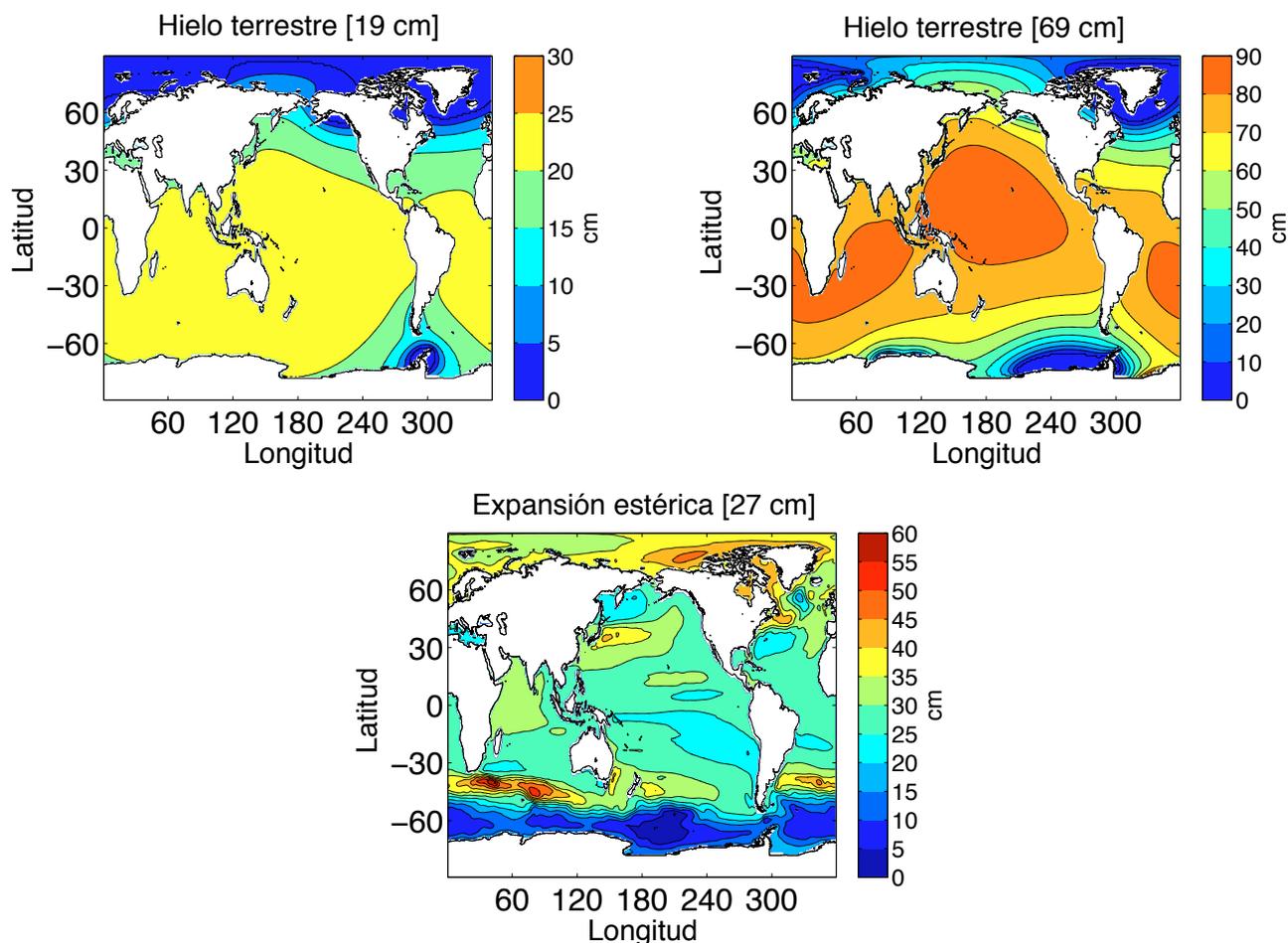


Figura A1.3: Aportes individuales al aumento del nivel del mar en 2100 en un mundo con 4°C más: contribución del hielo de la tierra (glaciares de montaña y casquetes de hielo + mantos de hielo) en el escenario de aporte más bajo (arriba-izquierda) y más alto (arriba-derecha) del manto de hielo; expansión térmica media global más la dinámica de los cambios en el nivel del mar (denominados en conjunto “expansión estérica”) (abajo izquierda). Los promedios mundiales se indican en paréntesis. El sombreado gris indica bajas en el nivel del mar (valores negativos). Vale la pena observar que los autores no excluyen los beneficios más altos de la mitigación, en particular, el posible (pero incierto) quiebre de los puntos de inflexión respecto del colapso de los mantos de hielo que podrían profundizar los efectos de un mundo con 4°C más en comparación con uno con 2°C más.



del nivel del mar medio global. Para reducirlas, se requiere investigar más sobre los cambios dinámicos en los mantos de hielo, utilizando la reconstrucción de las anteriores respuestas al clima y las observaciones de las transformaciones en curso, así como modelación numérica. Otra necesidad más específica de las proyecciones regionales implica combinar los pronósticos, como los que se presentan en este informe, con información local específica acerca de las tasas de levantamiento o subsidencia debido a procesos no climáticos, como la acumulación de sedimentos, extracción

o ajuste isostático glaciar a largo plazo desde el último deshielo. Este informe consideró el aumento del nivel del mar regional hasta 2100, pero las escalas cronológicas de menor plazo también tienen importancia para las sociedades. En efecto, las tasas de cambio del nivel del mar por décadas pueden variar considerablemente a nivel regional debido a los efectos superpuestos de la variabilidad natural. En escalas temporales inferiores a un año, las mareas y olas tormentosas pueden inundar y erosionar el litoral incluso con pequeñas alzas en el nivel medio anual del mar.



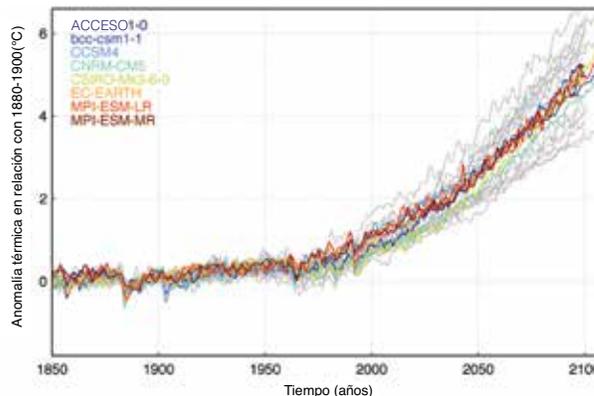
Anexo
2

Métodos de análisis de olas de calor extremo en un mundo con 4°C más

Para analizar las olas de calor extremo en un mundo con 4°C más de temperatura, se seleccionaron las simulaciones CMIP5 que proyectan un mundo más caluroso en cuatro grados Celsius a fines del siglo XXI. La figura A2.1 muestra el aumento en la temperatura media global durante dicho siglo en relación con los niveles preindustriales (promedio del período 1880–1900) para 24 modelos basados en el escenario RCP8,5. Solo con el escenario de altas emisiones RCP8,5 (Moss et al., 2010) los modelos producen climas en torno a los 4°C más cálidos con respecto a la era preindustrial antes de fines del siglo XXI. De este modelo RCP8,5, se seleccionaron aquellas simulaciones que muestran un calentamiento medio global de entre 4,0 ±0,5°C –promediado por los años 2080–2100 (curvas coloreadas en la figura A2.1)– en relación con las condiciones actuales (1980–2000). Por lo tanto, esto implica 4°C–5°C más calor en comparación con las condiciones preindustriales (figura A2.1), (Betts et al., 2011). Las ocho simulaciones seleccionadas de este modo muestran una tasa de calentamiento que se ubica en la parte media de la gama de aquellas producidas por el escenario RCP8,5, a diferencia de varios modelos que alcanzan anticipadamente un mundo con 4°C más y otros que solo lo hacen en el siglo XXII (curvas grises).

Para cada una de las simulaciones de un mundo con 4°C más seleccionadas, se determinó la desviación estándar mensual local debido a la variabilidad natural durante todo el siglo XX (1901–2000) de cada mes en particular. Para hacerlo, en primer lugar se utilizó un análisis de espectro singular para extraer la tendencia del calentamiento no lineal a largo plazo (a saber, la señal de calentamiento climatológico). Luego, se eliminó la tendencia de la serie cronológica mensual del siglo XX restándole la tendencia a largo plazo, procedimiento que arroja la variabilidad mensual año a año. A partir de esta señal sin tendencia, se calcularon las desviaciones estándar mensuales, las que luego se promediaron por temporada (es decir, desviaciones estándar mensuales promediadas por temporada). En el actual análisis, se usó la desviación estándar calculada para todo el siglo XX (1901–2000), aunque se constató que esta estimación mantuvo su solidez frente a plazos más breves. Todos los resultados referidos a fenómenos extremos se presentan en términos de desviaciones estándar, lo que permite calcular las medias a través de múltiples modelos, incluso si la variabilidad natural es diferente entre los modelos.

Figura A2.1: Anormalidades simuladas de la temperatura media global histórica y del siglo XXI, en comparación con el período preindustrial (1880–1900), para 24 modelos CMIP5 basados en el escenario RCP8,5. Las curvas coloreadas (y rotuladas) muestran que dichas simulaciones alcanzan un calentamiento medio global de 4°C–5°C por sobre los niveles preindustriales en 2080–2100, las que se utilizan para análisis adicionales.





Bibliografía

Bibliografía

- Ahmed, S. A., Diffenbaugh, N. S. y Hertel, T. W. (2009). Climate volatility deepens poverty vulnerability in developing countries. *Environmental Research Letters*, 4(3), 034004. doi:10.1088/1748-9326/4/3/034004
- Ainsworth, E.A. y Long, S. P. (2005). What have we learned from 15 years of free-air CO₂ enrichment (FACE)? A meta-analytic review of the responses of photosynthesis, canopy properties and plant production to rising CO₂. *The New Phytologist*, 165(2), 351–71. doi:10.1111/j.1469-8137.2004.01224.x
- Alexandratos, N. (2009). How to feed the world in 2050? *Proceedings of a Technical Meeting of Experts (FAO, Rome)*, 1–32.
- Allan, R. P. (2012). Regime dependent changes in global precipitation. *Climate Dynamics*, 39(3–4), 827–840. Recuperado de: <http://link.springer.com/article/10.1007/s00382-011-1134-x/fulltext.html>.
- Allen, C. D., Macalady, A. K., Chenchouni, H., Bachelet, D., McDowell, N., Vennetier, M., Kitzberger, T., et al. (2010). A global overview of drought and heat-induced tree mortality reveals emerging climate change risks for forests. *Forest Ecology and Management*, 259(4), 660–684. doi:10.1016/j.foreco.2009.09.001
- Alongi, D. M. (2008). Mangrove forests: Resilience, protection from tsunamis, and responses to global climate change. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 76(1), 1–13. doi:10.1016/j.ecss.2007.08.024
- Aragao, L. E., Malhi, Y., Barbier, N., Lima, A., Shimabukuro, Y., Anderson, L. y Saatchi, S. (2008). Interactions between rainfall, deforestation and fires during recent years in the Brazilian Amazonia. *Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological sciences*, 363(1498), 1779–85. doi:10.1098/rstb.2007.0026
- Arnell, N. (2009). Beyond 4 degrees: impacts cross the global scale. *Implications of a climate change of 4+ degrees for people, ecosystems and the earth system*. Environmental Change Institute.
- Arnell, N., van Vuuren, D. P. e Isaac, M. (2011). The implications of climate policy for the impacts of climate change on global water resources. *Global Environmental Change*, 21(2), 592–603. doi:10.1016/j.gloenvcha.2011.01.015
- Asseng, S., Foster, I. y Turner, N. C. (2011). The impact of temperature variability on wheat yields. *Global Change Biology*, 17(2), 997–1012. doi:10.1111/j.1365-2486.2010.02262.x
- Ballantyne, A. P., Alden, C. B., Miller, J. B., Tans, P. P. y White, J. W. C. (2012). Increase in observed net carbon dioxide uptake by land and oceans during the past 50 years. *Nature*, 488(7409), 70–2. Recuperado de: <http://dx.doi.org/10.1038/nature11299>
- Bamber, J. L., Riva, R. E. M., Vermeersen, B. L. A. y LeBrocq, A. M. (2009). Reassessment of the potential sea-level rise from a collapse of the West Antarctic Ice Sheet. *Science*, 324(5929), 901–3. doi:10.1126/science.1169335
- Bamber, J. y Riva, R. (2010). The sea level fingerprint of recent ice mass fluxes. *The Cryosphere*, 4(4), 621–627. doi:10.5194/tc-4-621-2010
- Barnett, D. N., Brown, S. J., Murphy, J. M., Sexton, D. M. H. y Webb, M. J. (2006). Quantifying uncertainty in changes in extreme event frequency in response to doubled CO₂ using a large ensemble of GCM simulations. *Climate Dynamics*, 26(5), 489–511. doi:10.1007/s00382-005-0097-1
- Barnett, J. y Adger, W. N. (2003). Climate Dangers and Atoll Countries. *Climatic Change*, 61(3), 321–337. doi:10.1023/B:CLIM.0000004559.08755.88
- Barnosky, A. D., Hadly, E. A., Bascompte, J., Berlow, E. L., Brown, J. H., Fortelius, M., Getz, W. M., et al. (2012). Approaching a state shift in Earth's biosphere. *Nature*, 486(7401), 52–58. doi:10.1038/nature11018
- Barriopedro, D., Fischer, E. M., Luterbacher, J., Trigo, R. M. y García-Herrera, R. (2011). The hot summer of 2010: redrawing the temperature record map of Europe. *Science (Nueva York, N.Y.)*, 332(6026), 220–4. Recuperado de: <http://www.sciencemag.org/content/332/6026/220.full>
- Beaumont, L. J., Pitman, A., Perkins, S., Zimmermann, N. E., Yoccoz, N. G. y Thuiller, W. (2011). Impacts of climate change on the world's most exceptional ecoregions. *Proceedings of the*

- National Academy of Sciences of the United States of America*, 108(6), 2306–11. doi:10.1073/pnas.1007217108
- Becker, M., Meyssignac, B., Letetrel, C., Llovel, W., Cazenave, A. y Delcroix, T. (2012). Sea level variations at tropical Pacific islands since 1950. *Global and Planetary Change*, 80–81, 85–98. doi:10.1016/j.gloplacha.2011.09.004
- Béguin, A., Hales, S., Rocklöv, J., Aström, C., Louis, V. R. y Sauerborn, R. (2011). The opposing effects of climate change and socio-economic development on the global distribution of malaria. *Global Environmental Change*, 21(4), 1209–1214. doi:10.1016/j.gloenvcha.2011.06.001
- Bellard, C., Bertelsmeier, C., Leadley, P., Thuiller, W. y Courchamp, F. (2012). Impacts of climate change on the future of biodiversity. *Ecology Letters*, 365–377. doi:10.1111/j.1461-0248.2011.01736.x
- Bender, M. A., Knutson, T. R., Tuleya, R. E., Sirutis, J. J., Vecchi, G. A., Garner, S. T. y Held, I. M. (2010). Modeled Impact of Anthropogenic Warming on the Frequency of Intense Atlantic Hurricanes. *Science*, 327(5964), 454–458. doi:10.1126/science.1180568
- Bernie, D., Lowe, J., Tyrrell, T. y Legge, O. (2010). Influence of mitigation policy on ocean acidification. *Geophysical Research Letters*, 37(15), 1–5.
- Betts, R. a, Collins, M., Hemming, D. L., Jones, C. D., Lowe, J. a y Sanderson, M. G. (2011). When could global warming reach 4°C? *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences*, 369(1934), 67–84. doi:10.1098/rsta.2010.0292
- Bindoff et al. (2007). 5.4.2.3 *Ocean Acidification by Carbon Dioxide - AR4 WGI Chapter 5: Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level*. Recuperado de: http://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/en/ch5s5-4-2-3.html
- Bjork, A., Kjar, K. H., Korsgaard, N. J., Khan, S. a., Kjeldsen, K. K., Andresen, C. S., Box, J. E., et al. (2012). An aerial view of 80 years of climate-related glacier fluctuations in southeast Greenland. *Nature Geoscience*, 5(6), 427–432. doi:10.1038/ngeo1481
- Bloor, J. M. G., Barthes, L. y Leadley, P. W. (2008). Effects of elevated CO₂ and N on tree-grass interactions: an experimental test using *Fraxinus excelsior* and *Dactylis glomerata*. *Functional Ecology*, 22(3), 537–546. doi:10.1111/j.1365-2435.2008.01390.x
- Blunden, J., Arndt, D. S., Scambos, T. A., Thiaw, W. M., Thorne, P. W., Weaver, S. J. y Sánchez-Lugo, A. (2012). State of the Climate in 2011. *Bull. Amer. Meteor. Soc*, 93(7), 1–264.
- Booth, B., Dunstone, N., Halloran, P., Andrews, T. y Bellouin, N. (2012). Aerosols implicated as a prime driver of twentieth-century North Atlantic climate variability. *Nature*, 484, 228–234.
- Bouwer, L. M. (2012). Projections of Future Extreme Weather Losses Under Changes in Climate and Exposure. *Risk Analysis*. doi:10.1111/j.1539-6924.2012.01880.x
- Brecht, H., Dasgupta, S., Laplante, B., Murray, S. y Wheeler, D. (2012). Sea-Level Rise and Storm Surges: High Stakes for a Small Number of Developing Countries. *The Journal of Environment & Development*, 21(1), 120–138. doi:10.1177/1070496511433601
- Brown, O., Hammill, A. y McLeman, R. (2007). Climate change as the “new” security threat: implications for Africa. *International Affairs*, 83(6).
- Caldeira, K. y Wickett, M. E. (2003). Oceanography: anthropogenic carbon and ocean pH. *Nature*, 425(6956), 365. Recuperado de: <http://dx.doi.org/10.1038/425365a>
- Campbell, A., Kapos, V., Scharlemann, J. P. W., Bubb, P., Chenery, A., Coad, L., Dickson, B., et al. (2009). Review of the literatura on the links between biodiversity and climate change: impacts, adaptation and mitigation. *CBD Technical Series*, (42).
- Canadell, J. G., Le Quéré, C., Raupach, M. R., Field, C. B., Buitenhuis, E. T., Ciais, P., Conway, T. J., et al. (2007). Contributions to accelerating atmospheric CO₂ growth from economic activity, carbon intensity, and efficiency of natural sinks. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 104(47), 18866–70. Recuperado de: <http://www.pnas.org/content/104/47/18866.abstract>
- Cao, L. y Caldeira, K. (2008). Atmospheric CO₂ stabilization and ocean acidification. *Geophysical Research Letters*, 35.
- Cazenave, A. y Llovel, W. (2010). Contemporary Sea Level Rise. *Annual Review of Marine Science*, 2(1), 145–173. doi:10.1146/annurev-marine-120308-081105
- Challinor, A. J., Simelton, E. S., Fraser, E. D. G., Hemming, D. y Collins, M. (2010). Increased crop failure due to climate change: assessing adaptation options using models and socio-economic data for wheat in China. *Environmental Research Letters*, 5(3), 034012. doi:10.1088/1748-9326/5/3/034012
- Chen, G., Ming, Y., Singer, N. D. y Lu, J. (2011). Testing the Clausius-Clapeyron constraint on the aerosol-induced changes in mean and extreme precipitation. *Geophysical Research Letters*, 38(4), L04807. doi:10.1029/2010GL046435.
- Church, J. A. y White, N. J. (2011). Sea-Level Rise from the Late 19th to the Early 21st Century. *Surveys in Geophysics*, 32(4–5), 585–602. doi:10.1007/s10712-011-9119-1
- Church, J. A., White, N. J., Konikow, L. F., Domingues, C. M., Cogley, J. G., Rignot, E., Gregory, J. M., et al. (2011). Revisiting the Earth’s sea-level and energy budgets from 1961 to 2008. *Geophysical Research Letters*, 38(18), L18601. doi:10.1029/2011GL048794
- Ciscar, J., Iglesias, A., Feyen, L., Szabó, L., Regemorter, D. V. y Amelung, B. (2011). *Physical and economic consequences of climate change in Europe*. doi:10.1073/pnas.1011612108/-DCSupplemental. www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1011612108
- Clark, R. T., Brown, S. J. y Murphy, J. M. (2006). Modeling Northern Hemisphere Summer Heat Extreme Changes and Their Uncertainties Using a Physics Ensemble of Climate Sensitivity Experiments. *Journal of Climate*, 19, 4418–4435.
- Cook, B., Zeng, N. y Yoon, J.-H. (2012). Will Amazonia Dry Out? Magnitude and Causes of Change from IPCC Climate Model Projections. *Earth Interactions*, 16(3), 1–27. Recuperado de:

- <http://adsabs.harvard.edu/abs/2012EaInt..16c...1C>
- Coumou, D. y Rahmstorf, S. (2012). A decade of weather extremes. *Nature Climate Change*, 2, 491–496.
- Coumou, D., Robinson, A. y Rahmstorf, S. (n.d.). Global increase in record-breaking monthly-mean temperatures. *Climate Change*, in review.
- Cox, P. M., Betts, R. a., Collins, M., Harris, P. P., Huntingford, C. y Jones, C. D. (2004). Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century. *Theoretical and Applied Climatology*, 78(1–3), 137–156. doi:10.1007/s00704-004-0049-4
- Cramer, W., Bondeau, A., Schaphoff, S., Lucht, W., Smith, B. y Sitch, S. (2004). Tropical forests and the global carbon cycle: impacts of atmospheric carbon dioxide, climate change and rate of deforestation. *Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological sciences*, 359(1443), 331–43. doi:10.1098/rstb.2003.1428
- Dai, A. (2010). Drought under global warming: A review. *WIRE*, 2, 45–65.
- Dai, A. (2011). Characteristics and trends in various forms of the Palmer Drought Severity Index during 1900–2008. *J. Geoph. Res.*, 116(D12115), doi:10.1029/2010JD015541.
- Dai, A. (2012). Increasing drought under global warming in observations and models. *Nature Climate Change*. doi:10.1038/nclimate1633
- Dale, V. H., Tharp, M. L., Lannom, K. O. y Hodges, D. G. (2010). Modeling transient response of forests to climate change. *The Science of the total environment*, 408(8), 1888–901. doi:10.1016/j.scitotenv.2009.11.050
- Dasgupta, S., Laplante, B., Murray, S. y Wheeler, D. (2010). Exposure of developing countries to sea-level rise and storm surges. *Climatic Change*, 106(4), 567–579. Recuperado de: <http://www.springerlink.com/content/872263308t238p81/>
- De'ath, G., Fabricius, K. E., Sweatman, H. y Puotinen, M. (2012). The 27-year decline of coral cover on the Great Barrier Reef and its causes. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 1–5. doi:10.1073/pnas.1208909109
- De'ath, G., Lough, J. M. y Fabricius, K. E. (2009). Declining coral calcification on the Great Barrier Reef. *Science (Nueva York, N.Y.)*, 323(5910), 116–9. doi:10.1126/science.1165283
- De Groot, R., Brander, L., van der Ploeg, S., Costanza, R., Bernard, F., Braat, L., Christie, M., et al. (2012). Global estimates of the value of ecosystems and their services in monetary units. *Ecosystem Services*, 1(1), 50–61. Recuperado de: <http://dx.doi.org/10.1016/j.ecoser.2012.07.005>
- De Schutter, O. (2011). *Report of the Special Rapporteur on the right to food on his mission to Syria*. Nueva York: Consejo de Derechos Humanos de las Naciones Unidas.
- Dell, M. y Jones, B. F. (2009). Temperature Shocks and Economic Growth: Evidence from the Last Half Century. Deryng, D., Sacks, W. J., Barford, C. C. y Ramankutty, N. (2011). Simulating the effects of climate and agricultural management practices on global crop yield. *Global Biogeochemical Cycles*, 25(2), 1–18. doi:10.1029/2009GB003765
- Deschamps, P., Durand, N., Bard, E., Hamelin, B., Camoin, G., Thomas, A. L., Henderson, G. M., et al. (2012). Ice-sheet collapse and sea-level rise at the Bolling warming 14,600 years ago. *Nature*, 483(7391), 559–564. doi:10.1038/nature10902
- Diffenbaugh, N. S. y Scherer, M. (2011). Observational and model evidence of global emergence of permanent, unprecedented heat in the 20th and 21st centuries. *Climatic Change*, DOI10.1007/s10584-011-0112-y.
- Duffy, P. B. y Tebaldi, C. (2012). Increasing prevalence of extreme summer temperatures in the U.S. *Climatic Change*, 111(2), 487–495. doi:10.1007/s10584-012-0396-6
- Durack, P. J., Wijffels, S. E. y Matear, R. J. (2012). Ocean Salinities Reveal Strong Global Water Cycle Intensification During 1950 to 2000. *Science*, 27.
- Fabry, V. J., Seibel, B. A., Feely, R. A. y Orr, J. C. (2008). Impacts of ocean acidification on marine fauna and ecosystem processes, (Dic), 414–432.
- Farley, K. A., Bremer, L. L., Harden, C. P. y Hartsig, J. (2012). Changes in carbon storage under alternative land uses in biodiverse Andean grasslands: implications for payment for ecosystem services. *Conservation Letters*, no–no. doi:10.1111/j.1755-263X.2012.00267.x
- Farrell, W. E. y Clark, J. A. (1976). On Postglacial Sea Level. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 46(3), 647–667. Recuperado de: <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.1976.tb01252.x>
- Feely, R. A., Sabine, C. L., Lee, K., Berelson, W., Kleypas, J., Fabry, V. J. y Millero, F. J. (2004). Impact of anthropogenic CO₂ on the CaCO₃ system in the oceans. *Science (Nueva York, N.Y.)*, 305(5682), 362–6. Recuperado de: <http://www.sciencemag.org/content/305/5682/362.abstract>
- Feely, R. A., Sabine, C. L., Hernandez-Ayon, J. M., Ianson, D. y Hales, B. (2008). Evidence for upwelling of corrosive “acidified” water onto the continental shelf. *Science (Nueva York, N.Y.)*, 320(5882), 1490–2. doi:10.1126/science.1155676
- Field, C. B., Barros, V., Stocker, T. F., Qin, D., Dokken, D. J., Ebi, K. L., Mastrandrea, M. D., et al. (2012). IPCC: *Managing the Turn Down the Heat: risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, RU, y Nueva York, NY, Estados Unidos.
- Fischlin, A., Midgley, G. F., Price, G. T., Leemans, R., Gopal, B., Turley, C., Rounsevell, M. D. A., et al. (2007). *Ecosystems, their Properties, Goods and Services*. Cambridge.
- Foster, G. y Rahmstorf, S. (2011). Global temperature evolution 1979–2010. *Environmental Research Letters*, 6(4), 044022. Recuperado de: <http://stacks.iop.org/1748-9326/6/i=4/a=044022>

- Fouillet, A., Rey, G., Laurent, F., Pavillon, G., Bellec, S., Ghiheneuc-Jouyaux, C., Clavel, J., *et al.* (2006). Excess mortality related to the August 2003 heat wave in France. *Int Arch Occup Environ Health*, 80(1).
- Founda, D. y Giannaopoulos, C. (2009). The exceptionally hot summer of 2007 in Athens, Greece — A typical summer in the future climate? *Global and Planetary Change*, 67(3–4).
- Francis, J. A. y Vavrus, S. J. (2012). Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. *Geophysical Research Letters*, 39(6), L06801. Recuperado de: <http://www.agu.org/pubs/crossref/2012/2012GL051000.shtml>
- Frauenfeld, O. W., Knappenberger, P. C. y Michaels, P. J. (2011). A reconstruction of annual Greenland ice melt extent, 1784–2009. *Journal of Geophysical Research*, 116(D8), D08104.
- Frieler, K., Meinshausen, M., Golly, A., Mengel, M., Lebek, K., Donner, S. D. y Hoegh-Guldberg, O. (2012a). Limiting global warming to 2 °C is unlikely to save most coral reefs. *Nature Climate Change*, 2(9), 1–6. doi:10.1038/nclimate1674
- Frieler, K., Meinshausen, M., Mengel, M., Braun, N. y Hare, W. (2012b). A Scaling Approach to Probabilistic Assessment of Regional Climate Change. *Journal of Climate*, 25(9), 3117–3144. doi:10.1175/JCLI-D-11-00199.1
- Fung, F., Lopez, A. y New, M. (2011). Water availability in +2°C and +4°C worlds. *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences*, 369(1934), 99–116. doi:10.1098/rsta.2010.0293
- Funk, C. (2012). Exceptional warming in the western Pacific-Indian ocean warm pool has contributed to more frequent droughts in Eastern Africa. *BAMS*, 1049–1051.
- Ganopolski, A. y Robinson, A. (2011). Palaeoclimate: The past is not the future. *Nature Geoscience*, 4(10), 661–663. doi:10.1038/ngeo1268
- Gerten, D., Heinke, J., Hoff, H., Biemans, H., Fader, M. y Waha, K. (2011). Global Water Availability and Requirements for Future Food Production. *Journal of Hydrometeorology*, 12(5), 885–899. doi:10.1175/2011JHM1328.1
- Gleckler, P. J., Santer, B. D., Domingues, C. M., Pierce, D. W., Barnett, T. P., Church, J. A., Taylor, K. E., *et al.* (2012). Human-induced global ocean warming on multidecadal timescales. *Nature Climate Change*, 2, 524–529.
- Godfray, H. C. J., Beddington, J. R., Crute, I. R., Haddad, L., Lawrence, D., Muir, J. F., Pretty, J., *et al.* (2010). Food security: the challenge of feeding 9 billion people. *Science (Nueva York, N.Y.)*, 327(5967), 812–8. doi:10.1126/science.1185383
- Godfray, H. C. J., Crute, I. R., Haddad, L., Lawrence, D., Muir, J. F., Nisbett, N., Pretty, J., *et al.* (2010). The future of the global food system. *Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological sciences*, 365(1554), 2769–77. doi:10.1098/rstb.2010.0180
- Gollin, D., Zimmermann, C., Ifo, C. E. S. y Aper, W. O. P. (2010). Global Climate Change and the Resurgence of Tropical Disease: An Economic Approach Global Climate Change and the Resurgence of Tropical Disease: An Economic Approach. Department of Economics Working Papers, 2010–04, Department of Economics, Williams College.
- Gonzalez, P., Neilson, R. P., Lenihan, J. M. y Drapek, R. J. (2010). Global patterns in the vulnerability of ecosystems to vegetation shifts due to climate change. *Global Ecology and Biogeography*, 19(6), 755–768. doi:10.1111/j.1466-8238.2010.00558.x
- Gray, J. S., Dautel, H., Estrada-Pena, A., Kahl, O. y Lindgren, E. (2009). Effects of climate change on ticks and tick-borne diseases in Europe. *Interdisciplinary perspectives on infectious diseases*, 2009, 593232. doi:10.1155/2009/593232
- Grupo del Banco Mundial. (2010). Economics of Adaptation to Climate Change. Washington: Banco Mundial.
- Grupo del Banco Mundial. (2009). *World Development Report 2010: Development and Climate Change*. Washington: Banco Mundial.
- Hansen, J., Sato, M. y Ruedy, R. (2012). Perception of climate change. *Proc. Nat. Ac. Sc.*, (early edition).
- Hare, B. y Meinshausen, M. (2006). How Much Warming are We Committed to and How Much can be Avoided? *Climatic Change*, 75(1–2), 111–149. Recuperado de: <http://link.springer.com/article/10.1007/s10584-005-9027-9>
- Hare, W. L., Cramer, W., Schaeffer, M., Battaglini, A. y Jaeger, C. C. (2011). Climate hotspots: key vulnerable regions, climate change and limits to warming. *Regional Environmental Change*, 11(S1), 1–13. doi:10.1007/s10113-010-0195-4
- Hector, A. (1999). Plant Diversity and Productivity Experiments in European Grasslands. *Science*, 286(5442), 1123–1127. Recuperado de: <http://www.sciencemag.org/content/286/5442/1123.abstract>
- Hellmann, J. J., Byers, J. E., Bierwagen, B. G. y Dukes, J. S. (2008). Five potential consequences of climate change for invasive species. *Conservation biology: the journal of the Society for Conservation Biology*, 22(3), 534–43. doi:10.1111/j.1523-1739.2008.00951.x
- Hendrix, C. S. y Glaser, S. M. (2007). Trends and triggers: Climate, climate change and civil conflict in Sub-Saharan Africa. *Political Geography*, 26.
- Hertel, T. W., Burke, M. B. y Lobell, D. B. (2010). The poverty implications of climate-induced crop yield changes by 2030. *Global Environmental Change*, 20(4), 577–585. doi:10.1016/j.gloenvcha.2010.07.001
- Heyder, U., Schaphoff, S., Gerten, D. y Lucht, W. (2011). Risk of severe climate change impact on the terrestrial biosphere. *Environmental Research Letters*, 6(3), 034036. doi:10.1088/1748-9326/6/3/034036
- Hinkel, J., Brown, S., Exner, L., Nicholls, R. J., Vafeidis, A. T. y Kebede, A. S. (2011). Sea-level rise impacts on Africa and the effects of mitigation and adaptation: an application of DIVA. *Regional Environmental Change*, 12(1), 207–224. doi:10.1007/s10113-011-0249-2

- Hoegh-Guldberg, O, Mumby, P. J., Hooten, a J., Steneck, R. S., Greenfield, P., Gomez, E., Harvell, C. D., *et al.* (2007). Coral reefs under rapid climate change and ocean acidification. *Science (Nueva York, N.Y.)*, 318(5857), 1737–42. doi:10.1126/science.1152509
- Hoegh-Guldberg, O. (2010). Coral reef ecosystems and anthropogenic climate change. *Regional Environmental Change*, 11(S1), 215–227. doi:10.1007/s10113-010-0189-2
- Hoerling, M., Eischei, J., Perlwitz, J., Quan, X., Zhang, T. y Pegion, P. (2012). On the Increased Frequency of Mediterranean Drought. *Journal of Climate*, 25, 2146–2161.
- Hof, C., Levinsky, I., Araújo, M. B. y Rahbek, C. (2011). Rethinking species' ability to cope with rapid climate change. *Global Change Biology*, 17(9), 2987–2990. doi:10.1111/j.1365-2486.2011.02418.x
- Hofmann, M. y Schellnhuber, H. J. (2009). Oceanic acidification affects marine carbon pump and triggers extended marine oxygen holes. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 106(9), 3017–3022. doi:DOI10.1073/pnas.0813384106
- Honisch, B., Ridgwell, A., Schmidt, D. N., Thomas, E., Gibbs, S. J., Sluijs, A., Zeebe, R., *et al.* (2012). The Geological Record of Ocean Acidification. *Science*, 335(6072), 1058–1063. doi:10.1126/science.1208277
- Howden, S. M., Soussana, J.-F., Tubiello, F. N., Chhetri, N., Dunlop, M. y Meinke, H. (2007). Adapting agriculture to climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 104(50), 19691–6. doi:10.1073/pnas.0701890104
- Hughes, T. (1973). Is the West Antarctic Ice Sheet Disintegrating? *Journal of Geophysical Research*, 78, 7884–7910. doi:10.1029/JC078i033p07884
- Huybrechts, P., Goelzer, H., Janssens, I., Driesschaert, E., Fichet, T., Goosse, H. y Loutre, M.-F. (2011). Response of the Greenland and Antarctic Ice Sheets to Multi-Millennial Greenhouse Warming in the Earth System Model of Intermediate Complexity LOVECLIM. *Surveys in Geophysics*, 32(4), 397–416. doi:10.1007/s10712-011-9131-5
- IEA. (2012). *Energy Technology Perspectives 2012. Pathways to a Clean Energy System*. (p. 690). París: IEA.
- Indermühle, A. (1999). Early Holocene Atmospheric CO₂ Concentrations. *Science*, 286(5446), 1815a–1815. Recuperado de: <http://www.sciencemag.org/content/286/5446/1815.short>
- Inouye, D. W. (2008). Effects of Climate Change on Phenology, Frost Damage and Floral Abundance of Montane Wildflowers. *Ecology*, 89(2), 353–362. doi:10.1890/06-2128.1
- IPCC. (2007). *Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Synthesis Report*. Ginebra: IPCC.
- Jaiser, R., Dethloff, K., Handorf, D., Rinke, A. y Cohen, J. (2012). Impact of sea ice cover changes on the Northern Hemisphere atmospheric winter circulation. *Tellus A*, 64. doi:10.3402/tellusa.v64i0.11595
- Jones, P. D., Lister, D. H. y Li, Q. (2008). Urbanization effects in large-scale temperature records, with an emphasis on China. *Journal of Geophysical Research*, 113(D16), 1–12. doi:10.1029/2008JD009916
- Jones, P. D., Lister, D. H., Osborn, T. J., Harpham, C., Salmon, M. y Morice, C. P. (2012). Hemispheric and large-scale landsurface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2010. *Journal of Geophysical Research*, 117.
- Joughin, I. y Alley, R. B. (2011). Stability of the West Antarctic ice sheet in a warming world. *Nature Geoscience*, 4(8), 506–513. doi:10.1038/ngeo1194
- Kalkstein, L. S. y Smoyer, K. E. (1993). The impact of climate change on human health: some international implications. *Experientia*, 49, 969–979.
- Karoly, D. J. (2009). The recent bushfires and extreme heat wave in southeast Australia. *Bulletin of the Australian Meteorological and Oceanographic Society*, 22, 10–13.
- Kates, R. W., Travis, W. R. y Wilbanks, T. J. (2012). Transformational adaptation when incremental adaptations to climate change are insufficient. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(19), 7156–61.
- Katsman, C. A., Hazeleger, W., Drijfhout, S. S., van Oldenborgh, G., Burgers, G. y Oldenborgh, G. J. (2008). Climate scenarios of sea level rise for the northeast Atlantic Ocean: a study including the effects of ocean dynamics and gravity changes induced by ice melt. *Climatic Change*, 91(3), 351–374. doi:10.1007/s10584-008-9442-9
- Katsman, C. A., Sterl, A., Beersma, J. J., Brink, H. W., Church, J. A., Hazeleger, W., Kopp, R. E., *et al.* (2011). Exploring highend scenarios for local sea level rise to develop flood protection strategies for a low-lying delta—the Netherlands as an example. *Climatic Change*, 109(3–4), 617–645. doi:10.1007/s10584-011-0037-5
- Keeling, C. D., Bacastow, R. B., Bainbridge, A. E., Ekdahl, C. A., Guenther, P. R., Waterman, L. S. y Chin, J. F. S. (1976). Atmospheric carbon dioxide variations at Mauna Loa Observatory, Hawái. *Tellus*, 28(6), 538–551. doi:10.1111/j.2153-3490.1976.tb00701.x
- Kemp, A. C., Horton, B. P., Donnelly, J. P., Mann, M. E., Vermeer, M. y Rahmstorf, S. (2011). Climate related sea-level variations over the past two millennia. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 108(27), 11017–22. doi:10.1073/pnas.1015619108
- Kinnard, C., Zdanowicz, C. M., Fisher, D. A., Isaksson, E., de Vernal, A. y Thompson, L. G. (2011). Reconstructed changes in Arctic sea ice over the past 1,450 years. *Nature*, 479(7374), 509–12. doi:10.1038/nature10581
- Knutson, T. R., McBride, J. L., Chan, J., Emanuel, K., Holland, G., Landsea, C., Held, I., *et al.* (2010). Tropical cyclones and

- climate change. *Nature Geosci*, 3(3), 157–163. doi:http://www.nature.com/ngeo/journal/v3/n3/supinfo/ngeo779_S1.html
- Kopp, R. E., Simons, F. J., Mitrovica, J. X., Maloof, A. C. y Oppenheimer, M. (2009). Probabilistic assessment of sea level during the last interglacial stage. *Nature*, 462, 863–867. doi:10.1038/nature08686
- Kotir, J. H. (2011). Climate change and variability in Sub-Saharan Africa: a review of current and future trends and impacts on agriculture and food security. *Environment, Development and Sustainability*, 13(3).
- Kriegler, E., Hall, J. W., Held, H., Dawson, R. y Schellnhuber, H. J. (2009). Imprecise probability assessment of tipping points in the climate system. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 106(13), 5041–6. Recuperado de: <http://www.pnas.org/content/106/13/5041.long>
- La Sorte, F. A. y Jetz, W. (2010). Projected range contractions of montane biodiversity under global warming. *Proceedings. Biological sciences / The Royal Society*, 277(1699), 3401–10. Recuperado de: <http://rspb.royalsocietypublishing.org/content/277/1699/3401.short?rss=1&source=mfc&cited-by=yes&legid=royprsb;277/1699/3401>
- Landerer, F. W., Jungclaus, J. H. y Marotzke, J. (2007). Regional Dynamic and Steric Sea Level Change in Response to the IPCC-A1B Scenario. *Journal of Physical Oceanography*, 37(2), 296–312. Recuperado de: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JPO3013.1>
- Lange, G.-M., Dasgupta, S., Thomas, T., Murray, S., Blankespoor, B., Sander, K. y Essam, T. (2010). Economics of Adaptation to Climate Change — Ecosystem Service. *Discussion Paper Series, Environment Department*, 7. Washington, DC: Banco Mundial.
- Lavorel, S., Flannigan, M. D., Lambin, E. F. y Scholes, M. C. (2006). Vulnerability of land systems to fire: Interactions among humans, climate, the atmosphere, and ecosystems. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, 12(1), 33–53. doi:10.1007/s11027-006-9046-5
- Leadley, P. Pereira, H. M., Alkemade, R., Fernández-Manjarrés, J. F., Proença, V., Scharlemann, J. P. W. y Walpole, M. J. (2010). *Biodiversity Scenarios: Projections of 21st century change in biodiversity and associated ecosystem services*. 132 pp. Convenio sobre la Diversidad Biológica, Montreal, Canadá. ISBN 92-9225-219-4
- Lee, T. M. y Jetz, W. (2008). Future battlegrounds for conservation under global change. *Proceedings. Biological sciences / The Royal Society*, 275(1640), 1261–70. doi:10.1098/rspb.2007.1732
- Lenton, T. M., Held, H., Kriegler, E., Hall, J. W., Lucht, W., Rahmstorf, S. y Schellnhuber, H. J. (2008). Tipping elements in the Earth's climate system. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 105(6), 1786–93.
- Levermann, A., Griesel, A., Hofmann, M., Montoya, M. y Rahmstorf, S. (2005). Dynamic sea level changes following changes in the thermohaline circulation. *Climate Dynamics*, 24(4), 347–354. doi:10.1007/s00382-004-0505-y
- Levitus, S., Yarosh, E. S., Zweng, M. M., Antonov, J. I., Boyer, T. P., Baranova, O. K., Garcia, H. E., et al. (2012). World ocean heat content and thermosteric sea level change (0–2000), 1955–2010. *Geophysical Research Letters*, m. doi:10.1029/2012GL051106
- Li, Y., Ye, W., Wang, M. y Yan, X. (2009). Climate change and drought: a risk assessment of crop-yield impacts. *Climate Research*, 39(June), 31–46. doi:10.3354/cr00797
- Lloyd, S. J., Kovats, R. S. y Chalabi, Z. (2011). Climate Change, Crop Yields, and Undernutrition: Development of a Model to Quantify the Impact of Climate Scenarios on Child Undernutrition. *Environmental Health Perspectives*, 119(12), 1817–1823.
- Loarie, S. R., Duffy, P. B., Hamilton, H., Asner, G. P., Field, C. B. y Ackerly, D. D. (2009). The velocity of climate change. *Nature*, 462(7276), 1052–5. doi:10.1038/nature08649
- Lobell, D. B., Schlenker, W. y Costa-Roberts, J. (2011). Climate trends and global crop production since 1980. *Science (Nueva York, N.Y.)*, 333(6042), 616–20. doi:10.1126/science.1204531
- Lobell, D. B., Sibley, A. y Ortiz-Monasterio, I. J. (2012). Extreme heat effects on wheat senescence in India. *Nature Climate Change*, 2(3), 186–189. doi:10.1038/nclimate1356
- Lutz, W. y Samir, K. C. (2010). Dimensions of global population projections: what do we know about future population trends and structures? *Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological sciences*, 365(1554), 2779–91. doi:10.1098/rstb.2010.0133
- MacDonald, G. (2010). Water, climate change, and sustainability in the southwest. *PNAS*, 107(50), 21256–21262.
- Malhi, Y., Aragao, L. E., Galbraith, D., Huntingford, C., Fisher, R., Zelazowski, P., Sitch, S., et al. (2009). Exploring the likelihood and mechanism of a climate-change-induced dieback of the Amazon rainforest. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 106(49), 20610–5. doi:10.1073/pnas.0804619106
- Masui, T., Matsumoto, K., Hijioka, Y., Kinoshita, T., Nozawa, T., Ishiwatari, S., Kato, E., et al. (2011). An emission pathway for stabilization at 6 Wm⁻² radiative forcing. *Climatic Change*, 109.
- McGrady-Steed, J., Harris, P. M. y Morin, P. J. (1997). Biodiversity regulates ecosystem predictability, 390(6656), 162–165. Recuperado de: <http://dx.doi.org/10.1038/36561>
- McMichael, A. J. y Lindgren, E. (2011). Climate change: present and future risks to health, and necessary responses. *Journal of Internal Medicine*, 270(5), 401–413. doi:10.1111/j.1365-2796.2011.02415.x
- McMichael, A. J. (2012). Insights from past millennia into climatic impacts on human health and survival. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 109(13), 4730–7. doi:10.1073/pnas.1120177109

- Meehl, G. A., Stocker, T. y Collins, W. (2007). Global climate projections. (S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, *et al.*, Eds.) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.
- Meehl, G. A. y Tebaldi, C. (2004). More intense, more frequent, and longer lasting heat waves in the 21st century. *Science (Nueva York, N.Y.)*, 305(5686), 994–7. doi:10.1126/science.1098704
- Meinshausen, M., Smith, S. J., Calvin, K., Daniel, J. S., Kainuma, M. L. T., Lamarque, J.-F., Matsumoto, K., *et al.* (2011). The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Climatic Change*, 109(1–2), 213–241. Recuperado de: <http://link.springer.com/article/10.1007/s10584-011-0156-z/fulltext.html>
- Mendelsohn, R., Emanuel, K., Chonabayashi, S. y Bakkensen, L. (2012). The impact of climate change on global tropical cyclone damage. *Nature Climate Change*, 2(3), 205–209.
- Mercer, J. H. (1968). Antarctic Ice and Sangamon Sea Level. *Int. Assoc. Sci. Hydrol. Symp.*, 79, 217–225.
- Mercer, J. H. (1978). West Antarctic ice sheet and CO₂ greenhouse effect: a threat of disaster. *Nature*, 271(5643), 321–325. doi:10.1038/271321a0
- Mernild, S. H., Mote, T. L. y Liston, G. E. (2011). Greenland ice sheet surface melt extent and trends: 1960–2010. *Journal of Glaciology*, 57(204), 8. Recuperado de: <http://www.ingentaconnect.com/content/igsoc/jog/2011/00000057/00000204/art00004>
- Meyssignac, B., Salas y Melia, D., Becker, M., Llovel, W. y Cazenave, A. (2012). Tropical Pacific spatial trend patterns in observed sea level: internal variability and/or anthropogenic signature? *Climate of the Past Discussions*, 8(1), 349–389. doi:10.5194/cpd-8-349-2012
- Meyssignac, B. y Cazenave, A. (2012). Sea level: A review of present-day and recent-past changes and variability. *Journal of Geodynamics*, 58, 96–109. doi:10.1016/j.jog.2012.03.005
- Midgley, G. y Thuiller, W. (2011). Potential responses of terrestrial biodiversity in Southern Africa to anthropogenic climate change. *Regional Environmental Change*, 11, 127–135.
- Min, S. K., Zhang, X., Zwiers, F. W. y Hegerl, G. C. (2011). Human contribution to more-intense precipitation extremes. *Nature*, 470, 378–381.
- Min, S.-K., Zhang, X., Zwiers, F. W. y Agnew, T. (2008). Human influence on Arctic sea ice detectable from early 1990s onwards. *Geophysical Research Letters*, 35(21), L21701. doi:10.1029/2008GL035725
- Mitchell, R. A., Lawlor, D. W., Mitchell, V. J., Gibbard, C. L., White, E. M. y Porter, J. R. (1995). Effects of elevated CO₂ concentration and increased temperature on winter wheat: test of ARCWHEAT1 simulation model. *Plant, Cell & Environment*, 18(7), 736–748.
- Moon, T., Joughin, I., Smith, B. y Howat, I. (2012). 21st-Century Evolution of Greenland Outlet Glacier Velocities. *Science*, 336(6081), 576–578. doi:10.1126/science.1219985
- Morgan, E., Nelson, S. V., Behrensmeier, A. K., Cerling, T. E., Badgley, C., Barry, J. C. y Pilbeam, D. (2008). Ecological changes in Miocene mammalian record show impact of prolonged climatic forcing, *105*(34), 12145–12149.
- Moss, R. H., Edmonds, J. A., Hibbard, K. A., Manning, M. R., Rose, S. K., van Vuuren, D. P., Carter, T. R., *et al.* (2010). The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463(7282), 747–56. Recuperado de: <http://dx.doi.org/10.1038/nature08823>
- Murray, T., Scharrer, K., James, T. D., Dye, S. R., Hanna, E., Booth, a. D., Selmes, N., *et al.* (2010). Ocean regulation hypothesis for glacier dynamics in southeast Greenland and implications for ice sheet mass changes. *Journal of Geophysical Research*, 115(F3), 1–15. doi:10.1029/2009JF001522
- Müller, C., Bondeau, A., Popp, A., Waha, K. y Fader, M. (2009). *Development and Climate Change, Background note to the Development Report 2010*.
- Nakicenovic, N. y Swart, R. (2000). *IPCC Special Report on Emissions Scenarios* (p. 612). Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press.
- NASA (2012). Greenland Melt. Recuperado de: <http://www.nasa.gov/topics/earth/features/greenland-melt.html>
- Nelson, G., Rosegrant, M., Koo, J., Robertson, R., Sulser, T., Zhu, T., Ringler, C., *et al.* 2010. *The Costs of Agricultural Adaptation to Climate Change*. Instituto Internacional de Investigación sobre Políticas Alimentaria (IFPRI).
- New, M., Liverman, D., Schroeder, H., Schroder, H. y Anderson, K. (2011). Four degrees and beyond: the potential for a global temperature increase of four degrees and its implications. *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences*, 369(1934), 6–19. doi:10.1098/rsta.2010.0303
- Nghiem, S. V., Hall, D. K., Mote, T. L., Tedesco, M., Albert, M. R., Keegan, K., Shuman, C. a., *et al.* (2012). The extreme melt across the Greenland ice sheet in 2012. *Geophysical Research Letters*, 39(20), 6–11. doi:10.1029/2012GL053611.
- Nicholls, R. J. y Cazenave, A. (2010). Sea-level rise and its impact on coastal zones. *Science (Nueva York, N.Y.)*, 328(5985), 1517–20. doi:10.1126/science.1185782
- Nicholls, R. J., Marinova, N., Lowe, J. a, Brown, S., Vellinga, P., de Gusmao, D., Hinkel, J., *et al.* (2011). Sea-level rise and its possible impacts given a “beyond 4°C world” in the twenty-first century. *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences*, 369(1934), 161–81. doi:10.1098/rsta.2010.0291
- Nick, F. M., Vieli, A., Howat, I. M. y Joughin, I. (2009). Large-scale changes in Greenland outlet glacier dynamics triggered at the

- terminus. *Nature Geoscience*, 2(2), 110–114. doi:10.1038/ngeo394
- NOAA. (2011). National Climatic Data Center (NCDC), State of the Climate: Global Hazards for August 2011. <http://www.ncdc.noaa.gov/sotc/hazards/2011/8>, (publicado en línea en septiembre de 2011).
- NOAA. (2012). National Climatic Data Center (NCDC), State of the Climate: Global Hazards for July 2012. <http://www.ncdc.noaa.gov/sotc/national/2012/7>, (publicado en línea en agosto de 2012).
- NOAA, P. C. P. (2012). *Hawaii Carbon Dioxide Time-Series*. Recuperado el 5 de noviembre, 1BC, de: <http://www.pmel.noaa.gov/co2/file/Hawaii+Carbon+Dioxide+Time-Series>.
- Notz, D. y Marotzke, J. (2012). Observations reveal external driver for Arctic sea-ice retreat. *Geophysical Research Letters*, 39(8), L08502. doi:10.1029/2012GL051094
- Observatorio Terrestre de la NASA. (2012). Global Maps: Land Surface Temperature Anomaly. Recuperado de: http://earthobservatory.nasa.gov/GlobalMaps/view.php?d1=MOD_LSTAD_M
- Organización Mundial de la Salud. (2009). *Protecting health from climate change: connecting science, policy and people*. Ginebra: OMS.
- Organización Mundial de la Salud. (2012). *Malaria Fact Sheet*. Ginebra: OMS. Recuperado de: <http://www.who.int/mediacentre/factsheets/fs094/en/>
- Otto, F. E., Massey, N., Oldenborgh, G. J. van, Jones, R. y Allen, M. R. (2012). Reconciling two approaches to attribution of the 2010 Russian heatwave. *Geoph. Res. Lett.*, 39(L04702), 1–5.
- ONU Habitat. (2011). *Cities and Climate Change: Global Report on Human Settlements 2011*. Nueva York: ONU Habitat.
- Pales, J. C. y Keeling, C. D. (1965). The concentration of atmospheric carbon dioxide in Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, 70(24), 6053. Recuperado de: <http://www.agu.org/pubs/crossref/1965/JZ070i024p06053.shtml>
- Pandey, K. (2010). Costs of Adapting to Climate Change for Human Health in Developing Countries. *Discussion Paper Series, Environment Department*, 11. Washington, DC: Banco Mundial.
- Parr, C. L., Gray, E. F. y Bond, W. J. (2012). Cascading biodiversity and functional consequences of a global change-induced biome switch. *Diversity and Distributions*, 18(5), 493–503. doi:10.1111/j.1472-4642.2012.00882.x
- Peduzzi, P., Chatenoux, B., Dao, H., Bono, A. D., Herold, C., Kossin, J., Mouton, F., et al. (2012). Global trends in tropical cyclone risk. *Nature Climate Change*, 2(4), 289–294.
- Peltier, W. R. y Andrews, J. T. (1976). Glacial-Isostatic Adjustment—I. The Forward Problem. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 46(3), 605–646. doi:10.1111/j.1365-246X.1976.tb01251.x
- Perrette, M., Landerer, F., Riva, R., Frieler, K. y Meinshausen, M. (2012). Probabilistic projection of sea-level change along the world's coastlines. *Earth System Dynamics Discussions*, 3(1), 357–389. doi:10.5194/esdd-3-357-2012
- Peterson, A. T. (2009). Shifting suitability for malaria vectors across Africa with warming climates. *BMC infectious diseases*, 9, 59. doi:10.1186/1471-2334-9-59
- Petoukhov, V., Rahmstorf, S., Petri, S. y Schellnhuber, H.-J. (n.d.). Quasi-resonant amplification of planetary waves and recent Northern Hemisphere weather extremes. *PNAS*, in review.
- Petoukhov, V. y Semenov, V. A. (2010). A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents. *Journal of Geophysical Research*, 115, 11 PP. doi:10.1029/2009JD013568
- Pfeffer, W. T., Harper, J. T. y O'Neel, S. (2008). Kinematic constraints on glacier contributions to 21st-century sea-level rise. *Science (Nueva York, N.Y.)*, 321(5894), 1340–3. Recuperado de: <http://www.sciencemag.org/content/321/5894/1340.abstract>
- Phillips, O. L., Lewis, S. L., Baker, T. R., Chao, K.-J. y Higuchi, N. (2008). The changing Amazon forest. *Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological sciences*, 363(1498), 1819–27. doi:10.1098/rstb.2007.0033
- Poland, J. F. y Davis, G. H. (1969). Land subsidence due to withdrawal of fluids. *Rev Eng Geol*, 2, 187–269.
- Pritchard, H. D., Ligtenberg, S. R. M., Fricker, H. A., Vaughan, D. G., van den Broeke, M. R. y Padman, L. (2012). Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves. *Nature*, 484(7395), 502–505. doi:10.1038/nature10968
- Rabalais, N. N., Diaz, R. J., Levin, L. A., Turner, R. E., Gilbert, D. y Zhang, J. (2010). Dynamics and distribution of natural and human-caused hypoxia. *Biogeosciences* 7, 585–619. [KLI-P 1630].
- Radi, V. y Hock, R. (2010). Regional and global volumes of glaciers derived from statistical upscaling of glacier inventory data. *Journal of Geophysical Research*, 115(F1), F01010. doi:10.1029/2009JF001373
- Rahel, F. J. y Olden, J. D. (2008). Assessing the effects of climate change on aquatic invasive species. *Conservation biology: the journal of the Society for Conservation Biology*, 22(3), 521–33. doi:10.1111/j.1523-1739.2008.00950.x
- Rahmstorf, S., Cazenave, A., Church, J. A., Hansen, J. E., Keeling, R. F., Parker, D. E. y Somerville, R. C. J. (2007). Recent climate observations compared to projections. *Science*, 316(5825), 709. doi:10.1126/science.1136843
- Rahmstorf, S., Perrette, M. y Vermeer, M. (2011). Testing the robustness of semi-empirical sea level projections. *Climate Dynamics*, in press, 1–15. doi:10.1007/s00382-011-1226-7
- Rao, S. y Riahi, K. (2006). The role of non-CO₂ greenhouse gases in climate change mitigation: Long-term scenarios for the 21st century. *The Energy Journal*, IAEE, 27.
- Ratajczak, Z. y Nippert, J. B. (2012). Comment on “Global resilience of tropical forest and savanna to critical transitions”. *Science (Nueva York, N.Y.)*, 336(6081), 541; respuesta del autor 541. doi:10.1126/science.1219346

- Raven, J. (2005). Ocean acidification due to increasing atmospheric carbon dioxide. Londres: The Royal Society.
- Reu, B., Zaehle, S., Proulx, R., Bohn, K., Kleidon, A., Pavlick, R. y Schmidlein, S. (2011). The role of plant functional tradeoffs for biodiversity changes and biome shifts under scenarios of global climatic change. *Biogeosciences*, 8(5), 1255–1266. doi:10.5194/bg-8-1255-2011
- Reyburn, R., Kim, D. R., Emch, M., Khatib, A., von Seidlein, L. y Ali, M. (2011). Climate variability and the outbreaks of cholera in Zanzibar, East Africa: a time series analysis. *The American journal of tropical medicine and hygiene*, 84(6), 862–9. doi:10.4269/ajtmh.2011.10-0277
- Rignot, E., Box, J. E., Burgess, E. y Hanna, E. (2008). Mass balance of the Greenland ice sheet from 1958 to 2007. *Geophysical Research Letters*, 35(20), L20502. doi:10.1029/2008GL035417
- Rignot, E., Velicogna, I., van den Broeke, M. R., Monaghan, A., Lenaerts, J. y Velicogna, I. (2011). Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise. *Geophysical Research Letters*, 38(5), L05503. doi:10.1029/2011GL046583
- Rignot, E. y Kanagaratnam, P. (2006). Changes in the velocity structure of the Greenland Ice Sheet. *Science*, 311(5763), 986–990. doi:10.1126/science.1121381
- Rignot, E. y Thomas, R. H. (2002). Mass balance of polar ice sheets. *Science (Nueva York, N.Y.)*, 297(5586), 1502–6. Recuperado de: <http://www.sciencemag.org/content/297/5586/1502.abstract>
- Rijsberman, F. (2006). Water scarcity: Fact or fiction? *Agricultural water management*, 1–14.
- Robinson, A., Calov, R. y Ganopolski, A. (2012). Multistability and critical thresholds of the Greenland ice sheet. *Nature Climate Change*, 2(4), 1–4. doi:10.1038/nclimate1449
- Rockström, J., Steffen, W., Noone, K., Persson, A., Chapin, S. F., Lambin, E. F., Lenton, T. M., Scheffer, M., Folke, C., Schellnhuber, H. J., Nykvist, B., de Wit, C. A., Hughes, T., van der Leeuw, S., Rodhe, H., Sörlin, S., Snyder, P. K., Constanza, R., et al. (2009). A safe operating space for humanity. *Nature*, 461(septiembre), 472–475.
- Rogelj, J., Chen, C., Nabel, J., Macey, K., Hare, W., Schaeffer, M., Markmann, K., et al. (2010). Analysis of the Copenhagen Accord pledges and its global climatic impacts, a snapshot of dissonant ambitions. *Environmental Research Letters*, 5(3), 34013.
- Rogelj, J., Meinshausen, M. y Knutti, R. (2012). Global warming under old and new scenarios using IPCC climate sensitivity range estimates. *Nature Climate Change*, 2, 248–253. Recuperado de: www.iac.ethz.ch/people/knuttir/papers/rogelj12natcc.pdf
- Rohling, E. J., Grant, K., Bolshaw, M., Roberts, a. P., Siddall, M., Hemleben, C. y Kucera, M. (2009). Antarctic temperature and global sea level closely coupled over the past five glacial cycles. *Nature Geoscience*, 2(7), 500–504. doi:10.1038/ngeo557
- Rötter, R. P., Carter, T. R., Olesen, J. E. y Porter, J. R. (2011). Crop-climate models need an overhaul. *Nature Climate Change*, 1(4), 175–177. doi:10.1038/nclimate1152
- Rupp, D. E., Mote, P. W., Massey, N., Rye, C. J. y Allen, M. (2012). Did Human influence on climate make the 2011 Texas drought more probable? *BAMS*, 1053–1057.
- Salazar, L. F. y Nobre, C. A. (2010). Climate change and thresholds of biome shifts in Amazonia. *Geophys. Res. Lett.*, 37(17), L17706. doi:10.1029/2010gl043538
- Sallenger, A. H., Doran, K. S. y Howd, P. A. (2012). Hotspot of accelerated sea-level rise on the Atlantic coast of North America. *Nature Climate Change*, 2(8), 1–5. doi:10.1038/nclimate1597
- Santer, B. D., Taylor, K. E., Wigley, T. M. L., Penner, J. E., Jones, P. D. y Cubasch, U. (1995). Towards the detection and attribution of an anthropogenic effect on climate. *Climate Dynamics*, 12(2), 77–100. Recuperado de: <http://www.springerlink.com/content/vml28620367lw244/>
- Schaeffer, M., Hare, W., Rahmstorf, S. y Vermeer, M. (2012). Long-term sea-level rise implied by 1.5 °C and 2 °C warming levels. *Nature Climate Change, advance on*. doi:10.1038/nclimate1584
- Schaeffer, M. y van Vuuren, D. (2012). Evaluation of IEA ETP 2012 emission scenarios. *Climate Analytics Working Paper, 2012–1*.
- Schaphoff, S., Lucht, W., Gerten, D., Sitch, S., Cramer, W. y Prentice, I. C. (2006). Terrestrial biosphere carbon storage under alternative climate projections. *Climatic Change*, 74(1–3), 97–122. doi:10.1007/s10584-005-9002-5
- Schiermeier, Q. (2012). Models hone picture of climate impacts. *Nature*, 482(7385), 286. doi:10.1038/482286a
- Schlenker, W. y Lobell, D. B. (2010). Robust negative impacts of climate change on African agriculture. *Environmental Research Letters*, (1), 14010.
- Schlenker, W. y Roberts, M. J. (2009). Nonlinear temperature effects indicate severe damages to U.S. crop yields under climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(37), 15594–15598. doi:10.1073/pnas.0906865106
- Scholze, M., Knorr, W., Arnell, N. W. y Prentice, I. C. (2006). A climate-change risk analysis for world ecosystems. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 103(35), 13116–20. doi:10.1073/pnas.0601816103
- Schoof, C. (2010). Ice-sheet acceleration driven by melt supply variability. *Nature*, 468(7325), 803–806. doi:10.1038/nature09618
- Schär, C., Vidale, P. L., Lüthi, D., Frei, C., Häberli, C., Liniger, M. A. y Appenzeller, C. (2004). The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature*, 427(January), 3926–3928. doi:10.1038/nature02230.1.
- Scott, D. B., Schell, T., St-Onge, G., Rochon, A. y Blaso, S. (2009). Foraminiferal assemblage changes over the last 15,000 years on the Mackenzie-Beaufort Sea Slope and Amundsen Gulf, Canada: Implications for past sea ice conditions. *Paleoceanography*, 24.

- Semenov, M. a., Mitchell, R. a. C., Whitmore, A. P., Hawkesford, M. J., Parry, M. a. J. y Shewry, P. R. (2012). Shortcomings in wheat yield predictions. *Nature Climate Change*, 2(6), 380–382. doi:10.1038/nclimate1511
- Sillmann, J. y Kharin, V. V. (2012). Climate extreme índices in the CMIP5 multi-model ensemble. Part 2: Future climate projections, 1–55.
- Silverman, J., Lazar, B., Cao, L., Caldeira, K. y Erez, J. (2009). Coral reefs may start dissolving when atmospheric CO₂ doubles. *Geophysical Research Letters*, 36.
- Silvestrini, R. A., Soares-Filho, B. S., Nepstad, D., Coe, M., Rodrigues, H. y Assunção, R. (2011). Simulating fire regimes in the Amazon in response to climate change and deforestation. *Ecological applications: a publication of the Ecological Society of America*, 21(5), 1573–90.
- Simpson, M.C.,^{1,2} Scott, D.,^{2,3} Harrison, M.,⁴ Silver, N.,⁵ O’Keeffe, E.,⁶ Sim, R.,³ Harrison, S.,⁴ Taylor, M.,⁷ Lizcano, G.,¹ Rutty, M.,³ Stager, H.,^{2,3} Oldham, J.,³ Wilson, M.,⁷ New, M.,¹ Clarke, J.,² Day, O.J.,² Fields, N.,² Georges, J.,² Waithe, R.,² McSharry, P.1 (2010). *Quantification and Magnitude of Losses and Damages Resulting from the Impacts of Climate Change: Modeling the Transformational Impacts and Costs of Sea Level Rise in the Caribbean (Summary Document)*, Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD), Barbados, Indias Occidentales.
- Slangen, A. B. A., Katsman, C. A., Wal, R. S. W., Vermeersen, L. L. A. y Riva, R. E. M. (2011). Towards regional projections of twenty-first century sea-level change based on IPCC SRES scenarios. *Climate Dynamics*, 38(5–6), 1191–1209. doi:10.1007/s00382-011-1057-6
- Smith, J. B., Schneider, S. H., Oppenheimer, M., Yohe, G. W., Hare, W., Mastrandrea, M. D., Patwardhan, A., et al. (2009). Assessing dangerous climate change through an update of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) “reasons for concern”. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 106(11), 4133–7. Recuperado de: <http://www.pnas.org/content/106/11/4133>
- Smith, P., Gregory, P. J., van Vuuren, D., Obersteiner, M., Havlík, P., Rounsevell, M., Woods, J., et al. (2010). Competition for land. *Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological sciences*, 365(1554), 2941–57. doi:10.1098/rstb.2010.0127
- Smoyer, K. E. (1998). A comparative analysis of heat waves and associated mortality in St. Louis, Missouri – 1980 and 1995. *Int J Biometeorol*, 42, 44–50.
- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor y H.L. Miller (eds.). (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergo* (p. 995). Cambridge. Recuperado de: http://www.ipcc.ch/publications_and_data/publications_ipcc_fourth_assessment_report_wg1_report_the_physical_science_basis.htm
- Solomon, S., Plattner, G.-K., Knutti, R. y Friedlingstein, P. (2009). Irreversible climate change due to carbon dioxide emissions. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 106(6), 1704–9. Recuperado de: <http://www.pnas.org/content/106/6/1704.full>
- Stammer, D., Agarwal, N., Herrmann, P., Köhl, A. y Mechoso, C. R. (2011). Response of a Coupled Ocean–Atmosphere Model to Greenland Ice Melting. *Surveys in Geophysics*, 32(4–5), 621–642. doi:10.1007/s10712-011-9142-2
- Stott, P A, Jones, G. S., Christidis, N., Zwiers, F., Hegerl, G. y Shiogama, H. (2011). Single-step attribution of increasing frequencies of very warm regional temperatures to human influence. *Atmospheric Science Letters*, 12(2), 220–227.
- Stott, P A, Stone, D. A. y Allen, M. R. (2004). Human contribution to the European heatwave of 2003. *Nature*, 432(7017), 610–614. Recuperado de: <Go to ISI >://000225433200043
- Stott, P. A. (2000). External Control of 20th Century Temperature by Natural and Anthropogenic Forcings. *Science*, 290(5499), 2133–2137. Recuperado de: <http://www.sciencemag.org/content/290/5499/2133.abstract>
- Stram, D. L. y Evans, D. C. K. (2009). Fishery management responses to climate change in the North Pacific. *ICES Journal of Marine Science*, 66(7), 1633–1639. doi:10.1093/icesjms/fsp138
- Stramma, L., Prince, E. D., Schmidtko, S., Luo, J., Hoolihan, J. P., Visbeck, M., Wallace, D. W. R., et al. (2011). Expansion of oxygen minimum zones may reduce available habitat for tropical pelagic fishes. *Nature Climate Change*, 2(1), 33–37. doi:10.1038/nclimate1304
- Straneo, F., Hamilton, G. S., Sutherland, D. A., Stearns, L. A., Davidson, F., Hammill, M. O., Stenson, G. B., et al. (2010). Rapid circulation of warm subtropical waters in a major glacial fjord in East Greenland. *Nature Geosci*, 3(3), 182–186. doi:10.1038/ngeo764
- Sumaila, U. R. (2010). Cost of Adapting Fisheries to Climate Change. *Discussion Paper Series, Environment Department*, 5. Washington D.C.: Banco Mundial.
- Sun, F., Roderick, M.L. y Farquhar, G. D. (2012). Changes in the variability of global land precipitation. *Geophysical Research Letters*, 39(L19402).
- Sundal, A. V., Shepherd, A., Nienow, P., Hanna, E., Palmer, S. y Huybrechts, P. (2011). Melt-induced speed-up of Greenland ice sheet offset by efficient subglacial drainage. *Nature*, 469(7331), 521–524. doi:10.1038/nature09740
- Tan, J., Zheng, Y., Song, G., Kalkstein, L. S., Kalkstein, A. J. y Tang, X. (2006). Heat wave impacts on mortality in Shanghai, 1998 and 2003. *Int J Biometeorol*, 51, 193–200.

- Tao, F. y Zhang, Z. (2010). Impacts of climate change as a function of global mean temperature: maize productivity and water use in China. *Climatic Change*, 105(3–4), 409–432. doi:10.1007/s10584-010-9883-9
- Taylor, C., de Jeu, R., Guichard, F., Harris, P. y Dorigo, W. (2012). Afternoon rain more likely over drier soils. *Nature*, 489, 423–426.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J. y Meehl, G. a. (2012). An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), 485–498. doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1
- Thibault, K. M. y Brown, J. H. (2008). Impact of an extreme climatic event on community assembly. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 105(9), 3410–5. Recuperado de: <http://www.pnas.org/content/105/9/3410.short>
- Thomson, A. M., Calvin, K. V., Smith, S. J., Kyle, G. P., Volke, A., Patel, P., Delgado-Arias, S., et al. (2011). RCP4.5: a pathway for stabilization of radiative forcing by 2100. *Climatic Change*, 109(1–2), 77–94. Recuperado de: <http://link.springer.com/article/10.1007/s10584-011-0151-4/fulltext.html>
- Thornton, P. K., Jones, P. G., Ericksen, P. J. y Challinor, A. J. (2011). Agriculture and food systems in sub-Saharan Africa in a 4°C+ world. *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences*, 369(1934), 117–36. doi:10.1098/rsta.2010.0246
- Tilman, D., Balzer, C., Hill, J. y Befort, B. L. (2011). Global food demand and the sustainable intensification of agriculture. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 108(50), 20260–4. doi:10.1073/pnas.1116437108
- Tilman, D., Reich, P. B., Knops, J., Wedin, D., Mielke, T. y Lehman, C. (2001). Diversity and productivity in a long-term grassland experiment. *Science (Nueva York, N.Y.)*, 294(5543), 843–5. Recuperado de: <http://www.sciencemag.org/content/294/5543/843.abstract>
- Tilman, David, Wedin, D. y Knops, J. (1996). Productivity and sustainability influenced by biodiversity in grassland ecosystems. *Nature*, 379(6567), 718–720. Recuperado de: <http://dx.doi.org/10.1038/379718a0>
- Trenberth, K. E. (2010). Changes in precipitation with climate change. *Climate Research*, 47, 123–138.
- Trigo, R. M., Gouveia, C. M. y Barriopedro, D. (2010). The intense 2007–2009 drought in the Fertile Crescent: Impacts and associated atmospheric circulation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 150(9), 1245–1257.
- Tripathi, A. K., Roberts, C. D. y Eagle, R. A. (2009). Coupling of CO₂ and ice sheet stability over major climate transitions of the last 20 million years. *Science (Nueva York, N.Y.)*, 326(5958), 1394–7. Recuperado de: <http://www.sciencemag.org/content/326/5958/1394.abstract>
- Tyndall, J. (1861). XXIII. On the absorption and radiation of heat by gases and vapours, and on the physical connexion of radiation, absorption, and conduction.—The bakerian lecture. *Philosophical Magazine Series 4*, 22(146), 169–194. Recuperado de: <http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/14786446108643138>
- UNISDR. (2011). *Global Assessment Report on Disaster Risk Reduction 2011. Revealing Risk, Redefining Development*. Ginebra: UNISDR.
- Ummenhofer, C., England, M., McIntosh, P., Meyers, G., Pook, M., Risbey, J., Gupta, A., et al. (2009). What causes southeast Australia's worst droughts? *Geoph Res Lett*, 36(L04706), 1–5.
- US Drought Monitor. (2012). Recuperado de: <http://droughtmonitor.unl.edu/>
- Van den Broeke, M., Bamber, J., Ettema, J., Rignot, E., Schrama, E., van de Berg, W. J., van Meijgaard, E., et al. (2009). Partitioning recent Greenland mass loss. *Science*, 326(5955), 984–986. doi:10.1126/science.1178176
- Van Groenigen, K. J., van Kessel, C. y Hungate, B. A. (2012). Increased greenhouse-gas intensity of rice production under future atmospheric conditions. *Nature Climate Change*. Recuperado de: http://www.nature.com/nclimate/journal/vaop/ncurrent/fig_tab/nclimate1712_ft.html
- Velicogna, I. (2009). Increasing rates of ice mass loss from the Greenland and Antarctic ice sheets revealed by GRACE. *Geophysical Research Letters*, 36(19), L19503. doi:10.1029/2009GL040222
- Veron, J. E. N., Hoegh-Guldberg, O., Lenton, T. M., Lough, J. M., Obura, D. O., Pearce-Kelly, P., Sheppard, C. R. C., et al. (2009). The coral reef crisis: the critical importance of < 350 ppm CO₂. *Marine Pollution Bulletin*, 58(10), 1428–36.
- Vuuren, D. P., Stehfest, E., Elzen, M. G. J., Kram, T., Vliet, J., Deetman, S., Isaac, M., et al. (2011). RCP2.6: exploring the possibility to keep global mean temperature increase below 2°C. *Climatic Change*, 109(1–2), 95–116. Recuperado de: <http://link.springer.com/article/10.1007/s10584-011-0152-3/fulltext.html>
- Vézina, A. y Hoegh-Guldberg, O. (2008). Effects of ocean acidification on marine ecosystems. *Marine Ecology Progress Series*, 373, 199–201. doi:10.3354/meps07868
- Wada, Y., van Beek, L. P. H., Sperna Weiland, F. C., Chao, B. F., Wu, Y.-H. y Bierkens, M. F. P. (2012). Past and future contribution of global groundwater depletion to sea-level rise. *Geophysical Research Letters*, 39(9), 1–6. doi:10.1029/2012GL051230
- Warren, R. (2011). The role of interactions in a world implementing adaptation and mitigation solutions to climate change. *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences*, 369(1934), 217–41. doi:10.1098/rsta.2010.0271
- Weertman, J. (1974). Stability of the junction of an ice sheet and an ice shelf. *Journal of Glaciology*, 13, 3–11.
- Welbergen, J. A., Klose, S. M., Markus, N. y Eby, P. (2008). Climate change and the effects of temperature extremes on Australian flying-foxes. *Proceedings. Biological sciences / The Royal Society*, 275(1633), 419–25. doi:10.1098/rspb.2007.1385

- Wernberg, T., Smale, D. A. y Thomsen, M. S. (2012). A decade of climate change experiments on marine organisms: procedures, patterns and problems. *Global Change Biodiversity*, 18(5).
- White, G. C. y Beissinger, S. R. (2008). Impact of a Century of Climate Change on Small-Mammal Communities in Yosemite National Park, USA, (October), 261–264.
- Wigley, T. M. L. y Santer, B. D. (2012). A probabilistic quantification of the anthropogenic component of twentieth century global warming. *Climate Dynamics*.
- Willett, K. M. y Sherwood, S. (2012). Exceedance of heat index thresholds for 15 regions under a warming climate using the wet-bulb globe temperature. *International Journal of Climatology*, 32(2), 161–177. Recuperado de: <http://doi.wiley.com/10.1002/joc.2257>
- Williams, J. W., Jackson, S. T. y Kutzbach, J. E. (2007). Projected distributions of novel and disappearing climates by 2100 AD. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(14).
- Yin, J., Griffies, S. M. y Stouffer, R. J. (2010). Spatial Variability of Sea Level Rise in Twenty-First Century Projections. *Journal of Climate*, 23(17), 4585–4607. doi:10.1175/2010JCLI3533.1
- Yin, J., Schlesinger, M. E. y Stouffer, R. J. (2009). Model projections of rapid sea-level rise on the northeast coast of the United States. *Nature Geoscience*, 2(4), 262–266. doi:10.1038/ngeo462
- You, L., Rosegrant, M. W., Wood, S. y Sun, D. (2009). Impact of growing season temperature on wheat productivity in China. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149(6–7), 1009–1014. doi:10.1016/j.agrformet.2008.12.004
- Zeebe, R. E. (2012). History of Seawater Carbonate Chemistry, Atmospheric CO₂, and Ocean Acidification. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40(1), 141–165. Recuperado de: <http://www.annualreviews.org/doi/abs/10.1146/annurev-earth-042711-105521>
- Zelazowski, P., Malhi, Y., Huntingford, C., Sitch, S. y Fisher, J. B. (2011). Changes in the potential distribution of humid tropical forests on a warmer planet. *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences*, 369(1934), 137–60. doi:10.1098/rsta.2010.0238
- Zhang, X. y Cai, X. (2011). Climate change impacts on global agricultural land availability. *Environmental Research Letters*, 6(1), 014014. doi:10.1088/1748-9326/6/1/014014
- Zivin, J. G. y Neidell, M. J. (2010). Temperature and the Allocation of Time: Implications for Climate Change. Cambridge, MA. Recuperado de: <http://www.nber.org/papers/w15717>
- Zwiers, F. W. y Kharin, V. V. (1998). Changes in the Extremes of the Climate Simulated by CCC GCM2 under CO₂ Doubling. *Journal of Climate*, 11(1993), 2200–2222. doi:10.1175/1520-0442(1998)011 <2200:CITEOT > 2.0.CO;2



BANCO MUNDIAL