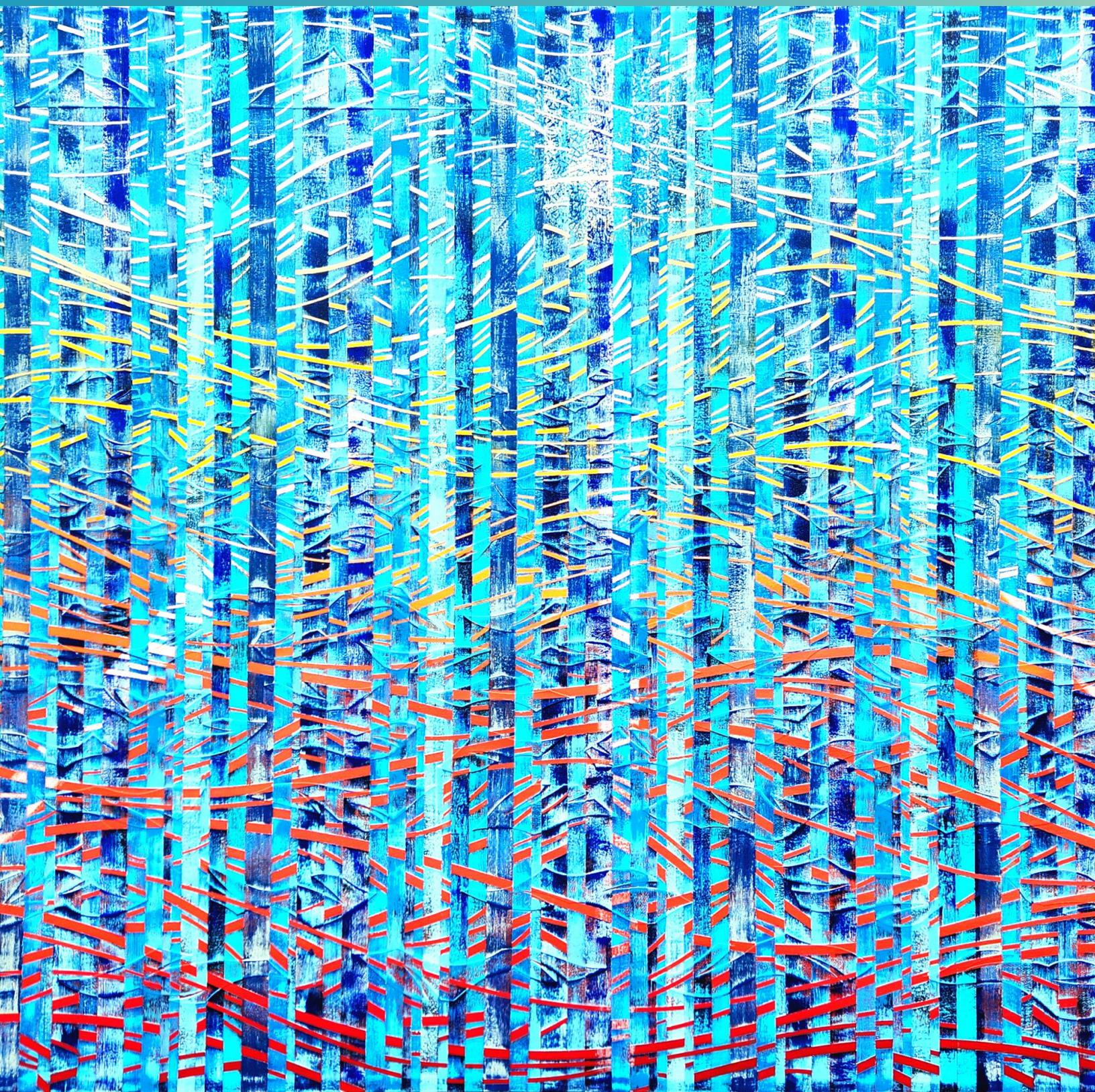


Tendencias climáticas



Capítulo 2. Tendencias climáticas

Autores y colaboradores

Autor principal de coordinación federal

Wenying Su, NASA Langley Research Center

Autor principal del capítulo

Kate Marvel, Project Drawdown

Autor principal del capítulo de la agencia

Roberto Delgado, National Science Foundation

Autores

Sarah Aarons, University of California San Diego, Scripps Institution of Oceanography

Abhishek Chatterjee, NASA Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology

Margaret E. Garcia, Arizona State University

Zeke Hausfather, Stripe Inc.

Katharine Hayhoe, Texas Tech University

Deanna A. Hence, University of Illinois at Urbana-Champaign

Elizabeth B. Jewett, National Oceanic and Atmospheric Administration

Alexander Robel, Georgia Institute of Technology

Deepti Singh, Washington State University Vancouver

Aradhna Tripathi, University of California, Los Angeles

Russell S. Vose, NOAA National Centers for Environmental Information

Editor revisor

Caroline P. Normile, Bipartisan Policy Center

Arte de apertura de capítulo

Dodd Holsapple

Cita recomendada

Marvel, K., W. Su, R. Delgado, S. Aarons, A. Chatterjee, M.E. Garcia, Z. Hausfather, K. Hayhoe, D.A. Hence, E.B. Jewett, A. Robel, D. Singh, A. Tripathi, and R.S. Vose, 2023: Cap. 2. Tendencias climáticas. En: *La Quinta Evaluación Nacional del Clima*. Crimmins, A.R., C.W. Avery, D.R. Easterling, K.E. Kunkel, B.C. Stewart, and T.K. Maycock, Eds. U.S. Global Change Research Program, Washington, DC, USA. <https://doi.org/10.7930/NCA5.2023.CH2.ES>

Índice de Contenidos

Introducción4

Mensaje clave 2.1.

El clima está cambiando y los científicos entienden la razón5

El CO₂ emitido hace tiempo sigue contribuyendo al cambio climático en la actualidad..... 7

Los gases de efecto invernadero no son los únicos contaminantes atmosféricos que afectan el clima 8

Llegó el cambio climático 9

Los cambios a los que nos enfrentamos no tienen precedentes en la historia de la humanidad..... 10

El clima en Estados Unidos está cambiando 11

Los cambios fuera de las fronteras nacionales afectan Estados Unidos 15

Mensaje clave 2.2.

Los eventos extremos son cada vez más frecuentes y severos 16

El cambio climático no es solo un problema para las generaciones futuras, es un problema actual ... 16

Mensaje clave 2.3.

El cambio climático depende de las decisiones que se tomen ahora22

A medida que el mundo se calienta, Estados Unidos se calienta más 22

Algunas regiones serán más húmedas y otras más secas 23

El riesgo de calor extremo aumenta con el calentamiento global 24

La frecuencia y severidad de las fuertes precipitaciones aumenta con el nivel de calentamiento global 25

Los cambios en el balance hídrico provocados por el calentamiento afectan el riesgo de sequía 26

A medida que el planeta se calienta, las tormentas se vuelven más peligrosas 27

El calentamiento aumenta el riesgo de eventos extremos compuestos 27

El calentamiento provoca un aumento del nivel del mar a largo plazo 28

El calentamiento global cambia los océanos 28

El momento en que alcancemos un determinado umbral de calentamiento depende de las emisiones futuras 30

Algunos impactos son inevitables debido a decisiones pasadas 31

No podemos descartar resultados catastróficos 32

Cuentas trazables.....36

Reconocimientos..... 36

Descripción del proceso 36

Mensaje clave 2.1 36

Mensaje clave 2.2..... 39

Mensaje clave 2.3..... 40

Referencias43

Introducción

Las actividades humanas están cambiando el clima. La evidencia del calentamiento en múltiples aspectos del sistema terrestre es indiscutible, y la ciencia es inequívoca en cuanto a que el aumento de los gases de efecto invernadero en la atmósfera está impulsando muchas de las tendencias y cambios observados (KM 3.1). Hay más gases de efecto invernadero en la atmósfera principalmente porque los seres humanos han quemado y siguen quemando combustibles fósiles para el transporte y la generación de energía.¹ Los procesos industriales, la deforestación y las prácticas agrícolas también aumentan los gases de efecto invernadero en la atmósfera.¹ Como consecuencia del aumento de las concentraciones atmosféricas de estos gases que atrapan el calor, el planeta es en promedio unos 2 °F (1.1 °C) más cálido que a finales del siglo XIX^{2,3,4,5}. Ningún proceso natural conocido por la ciencia podría haber causado esta tendencia a largo plazo de la temperatura. La única explicación creíble del calentamiento observado son las actividades humanas (Capítulo 3).

El cambio climático está ocurriendo ahora en Estados Unidos. Incluyendo Alaska, EE. UU. continental se ha calentado un 60 % más rápido que el planeta en su conjunto desde 1970. Este cambio de temperatura ha provocado un aumento en la frecuencia y severidad de algunos eventos extremos, lo que concuerda con los conocimientos científicos sobre el cambio climático (Capítulo 3). Siempre ha habido condiciones meteorológicas extremas, que se producen incluso en un clima sin cambios debido a la variabilidad natural del sistema terrestre. Sin embargo, los avances recientes en la ciencia de la atribución (KM 3.3) significan que el papel del cambio climático en algunos eventos extremos ahora se puede cuantificar en tiempo real^{6,7}. Por ejemplo, el cambio climático hizo que la ola de calor que batió récord en el Noroeste del Pacífico en junio de 2021 fuera entre 2 °F y 4 °F más calurosa⁸, y en 2017 se estimó que las lluvias del huracán Harvey fueron entre un 15 % y un 20 % más intensas de lo que habrían sido sin el calentamiento provocado por el hombre^{9,10,11}.

El cambio climático ya está afectando a las personas en Estados Unidos. Se estimó que el calor extremo fue responsable de más de 700 muertes por año entre 2004 y 2018¹², aunque algunas estimaciones sitúan la mortalidad relacionada con el calor más cerca de las 1,300 muertes anuales^{13,14}. Los desastres son ahora más frecuentes y causan más daños. En la década de los años 80 del siglo XX, el país sufrió, en promedio, un desastre meteorológico de mil millones de dólares (ajustado a la inflación) cada cuatro meses¹⁵. Ahora hay uno, en promedio, cada tres semanas¹⁵.

El riesgo de desastre en una sociedad compleja como la de Estados Unidos nunca se determina simplemente por eventos meteorológicos extremos. También depende en gran medida de la exposición (quién o qué se encuentra en la trayectoria de los peligros) y la vulnerabilidad (su capacidad para lidiar con los peligros). El cambio climático interactúa con las estructuras sociales, políticas y económicas actuales —el incremento del valor de la propiedad, así como el crecimiento del desarrollo en zonas de peligro¹⁶ también han contribuido al aumento de los desastres de mil millones de dólares— y agrava las desigualdades existentes. Ciertos grupos son más vulnerables a los eventos extremos debido a factores socioeconómicos o demográficos. Los estadounidenses mayores de 65 años tienen varias veces más probabilidades de morir de enfermedades cardiovasculares relacionadas con el calor que los más jóvenes, mientras que los estadounidenses de raza negra mueren de enfermedades relacionadas con el calor a una tasa dos veces superior al de la población general¹⁷. Las lluvias extremas provocadas por el huracán Harvey aumentaron en un 14 % la superficie inundada del área metropolitana de Houston¹⁸, lo que provocó un 32 % más de viviendas inundadas en el condado de Harris¹⁹, con un impacto desproporcionado en los vecindarios hispanos de bajos ingresos. La distribución espacial de los impactos del cambio climático refleja en parte las opciones políticas actuales y pasadas: los vecindarios de bajos ingresos, incluidos los afectados históricamente por la retención de fondos para préstamos de vivienda o seguros u otras políticas discriminatorias, pueden ser hasta 12 °F más calurosos durante las olas de calor que los vecindarios más ricos de la misma ciudad²⁰ y corren un riesgo mucho mayor de sufrir inundaciones²¹.

El cambio climático tiene otras consecuencias de gran alcance para la salud y el bienestar de las personas (KM 15.1) y los ecosistemas terrestres y oceánicos de los que dependemos (Capítulos 8, 10). La ola de calor de 2021 en el Noroeste del Pacífico, que provocó más de 1,400 muertes relacionadas con el calor, también provocó la muerte generalizada de mariscos y otros organismos marinos (Recuadro 10.1), daños en árboles y cultivos y otros impactos en los ecosistemas de la región^{15, 22}. Los incendios forestales del occidente, que se han hecho más severos debido al cambio climático (enfoque en los incendios forestales del occidente), han destruido ciudades e infraestructuras y han contribuido a aumentar la frecuencia y la persistencia de altos niveles de contaminación del aire en el Oeste de EE. UU. (Capítulos 14, 15)²³. Estos eventos extremos se producen en un contexto cambiante a medida que el cambio climático impulsa aspectos del sistema terrestre hacia una “nueva normalidad”.

Las tendencias de calentamiento a largo plazo están asociadas a cambios en otros aspectos del sistema climático. Por ejemplo, tanto la sequía en el Oeste de EE. UU.²⁴ como las precipitaciones más intensas y el aumento del riesgo de inundaciones en gran parte de EE. UU.²⁵ tienen relación con el aumento de las temperaturas (KM 3.5). El aumento del nivel del mar amenaza las costas (Capítulo 9; Figura A4.10) y hace que las marejadas ciclónicas sean más altas. Los científicos no pueden descartar la posibilidad de cambios aún más drásticos si determinados elementos de inflexión desencadenan cambios rápidos e irreversibles. Aunque las reducciones inmediatas y agresivas de las emisiones de gases de efecto invernadero pueden mitigar el calentamiento futuro (KM 32.2) y reducir el riesgo de superar los puntos de inflexión, las temperaturas seguirán aumentando hasta que las emisiones de dióxido de carbono alcancen el cero neto. Cuando el calentamiento se detenga, o si se detiene, las respuestas a largo plazo a los cambios de temperatura que ya se han producido seguirán impulsando cambios durante décadas. En pocas palabras, las comunidades de todo el país están construidas para un clima que ya no existe.

Mensaje clave 2.1.

El clima está cambiando y los científicos entienden la razón

Es inequívoco que las actividades humanas han aumentado los niveles atmosféricos de dióxido de carbono y otros gases de efecto invernadero. También es inequívoco que la temperatura promedio global ha aumentado en respuesta. El calentamiento observado en el territorio continental de Estados Unidos y Alaska es superior al promedio global (*prácticamente seguro, confianza muy alta*). Se han observado cambios a largo plazo en muchos otros aspectos del sistema climático (*confianza muy alta*). El sistema terrestre es complejo y está interconectado, lo que significa que es *prácticamente seguro* que los cambios en regiones lejanas afecten Estados Unidos (*confianza muy alta*).

Los seres humanos están aumentando las concentraciones atmosféricas de gases que calientan el planeta, entre ellos los tres principales gases de efecto invernadero producidos por las actividades humanas: dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄) y óxido nitroso (N₂O; Tabla 2.1; Figura A4.3). Desde 1850, las concentraciones de dióxido de carbono han aumentado más del 47 %, las de óxido nitroso el 23 % y las de metano más del 156 %¹. El metano es un gas de efecto invernadero más potente que el CO₂, pero dura menos y está presente en concentraciones más bajas que el CO₂. El óxido nitroso dura mucho tiempo y es más potente, pero sus concentraciones también son más bajas que las de CO₂. Se requieren fuertes reducciones de emisiones de CO₂ y de gases distintos al CO₂ para limitar el calentamiento global inducido por el hombre a niveles específicos²⁶.

Tabla 2.1. Las concentraciones de gases de efecto invernadero causantes del calentamiento global están aumentando

Las actividades humanas han aumentado las concentraciones atmosféricas de los tres principales gases de efecto invernadero: dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄) y óxido nitroso (N₂O). A continuación, se muestran las concentraciones en 1850 y 2020 de los tres gases, junto con información sobre la duración en la atmósfera, las fuentes y los sumideros (procesos por los que el gas se elimina de la atmósfera).

Gases de efecto invernadero	Concentración en 1850	Concentración en 2020	Duración de vida	Fuentes	Sumideros
Dióxido de carbono (CO₂)	280 partes por millón (ppm) ²⁷	412 ppm ²⁸	Vea más adelante*	Actividades humanas: uso de combustibles fósiles, procesos industriales y cambios en el uso del suelo, como deforestación, limpieza de tierra para la agricultura y degradación del suelo. Fuentes naturales: océanos, respiración animal y vegetal, descomposición, incendios forestales y erupciones volcánicas.	Absorción por la biósfera terrestre y oceánica y formación de carbonato cálcico y carbonato iónico, lo que provoca acidificación de los océanos y erosión terrestre.
Metano (CH₄)	700 partes por mil millones (parts per billion, ppb) ²⁹	1,878 ppb ³⁰	9.1 ± 0.09 años	Actividades humanas: agricultura, gestión de residuos, uso de energía y quema de biomasa. Fuentes naturales: geológicas, hidratos oceánicos, permafrost, termitas y animales salvajes.	Reacciones químicas en la atmósfera y absorción por el suelo.
Óxido nitroso (N₂O)	270 ppb ¹	333 ppb ³¹	116 ± 9 años ³²	Actividades humanas: agricultura, combustión de combustibles fósiles, quema de biomasa o biocombustibles y aguas residuales; deposición atmosférica de nitrógeno en el océano y la tierra. Fuentes naturales: ríos, estuarios y zonas costeras, océanos abiertos, suelos bajo vegetación natural y química atmosférica.	Destrucción estratosférica por fotólisis o descomposición por reacciones químicas.

* La duración de vida del dióxido de carbono no puede representarse con un único valor, ya que el CO₂ se mueve entre diferentes depósitos dentro del sistema océano-atmósfera-tierra (vea "Ciclo del carbono", Apéndice 5). La velocidad a la que se produce esta transferencia de CO₂ entre depósitos puede variar de meses a miles de años, por lo que no es realista proporcionar un único valor numérico para la duración de vida del CO₂, a diferencia del CH₄ y del N₂O que tienen mecanismos específicos de pérdida química en la atmósfera. Vea también <https://www.epa.gov/climate-indicators/greenhouse-gases>.

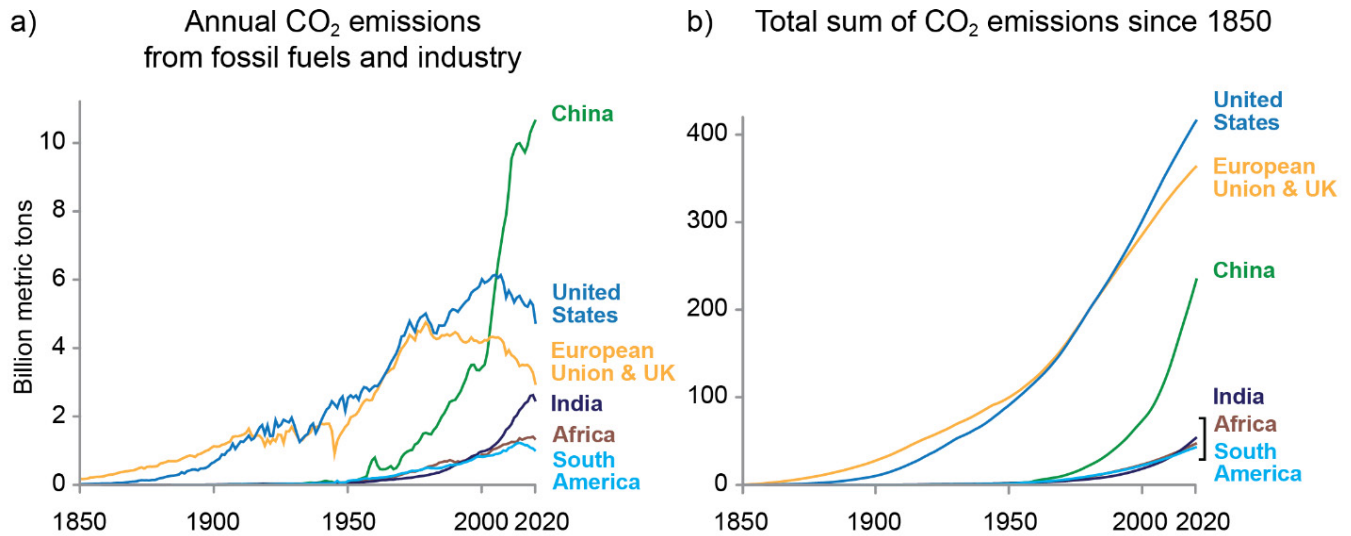
El CO₂ emitido hace tiempo sigue contribuyendo al cambio climático en la actualidad

El dióxido de carbono no eliminado de la atmósfera por sumideros naturales persiste durante miles de años. Esto significa que las emisiones de CO₂ emitidas hace mucho tiempo siguen contribuyendo al cambio climático en la actualidad. La larga duración de vida del CO₂ atmosférico es una de las principales razones por las que la reducción de las emisiones de gases de efecto invernadero relacionada con la pandemia del COVID-19, una disminución del 7 % entre 2019 y 2020^{33, 34, 35}, no tuvo un impacto medible en las emisiones atmosféricas de CO₂ atmosférico y poco efecto sobre las temperaturas globales (enfoque en el COVID-19 y cambio climático)^{36,37}. Las tendencias históricas señalan que las emisiones acumuladas de CO₂ procedentes de combustibles fósiles y de la industria en EE. UU. son superiores a las de cualquier otro país (Figura 2.1b).

El dióxido de carbono, junto con otros gases de efecto invernadero como el metano y el óxido nitroso, está bien mezclado en la atmósfera. Esto significa que estos gases calientan el planeta independientemente de dónde se hayan emitido, y que todos los países que los emiten contribuyen al calentamiento de todo el planeta. Durante la primera mitad del siglo XX, la mayoría de las emisiones de gases de efecto invernadero procedían de Estados Unidos y Europa, pero las emisiones del resto del mundo, sobre todo de Asia, han aumentado rápidamente (Figura 2.1a). En 2021, por ejemplo, las emisiones de EE. UU. eran un 17 % inferiores a las de 2005 y seguían disminuyendo. En la actualidad, el país que emite más CO₂ anualmente es China.

Con el fin de entender la contribución total de las acciones pasadas al cambio climático observado, el calentamiento adicional provocado por emisiones de CO₂ procedentes del uso de la tierra, del cambio de uso de la tierra y de la silvicultura, así como las emisiones de óxido nitroso y gas metano de efecto invernadero de duración más corta, también deberían tenerse en cuenta junto con las emisiones acumuladas de CO₂ de origen fósil. Teniendo en cuenta todos estos factores y las emisiones de 1850-2021 se estima que las emisiones de EE. UU. representan aproximadamente el 17 % del calentamiento global actual; las de China, el 12 %; las de la Unión Europea, el 10 %; y las de los 47 países menos desarrollados, en conjunto, el 6 %³⁸. El presente está marcado por el pasado; el calentamiento global futuro depende de las decisiones que se tomen hoy en día (KM 2.3).

Emisiones de gases de efecto invernadero de EE. UU. y otras fuentes



China es ahora el mayor emisor anual de dióxido de carbono. Estados Unidos y Europa han emitido la mayor parte del dióxido de carbono acumulado.

Figura 2.1. El Panel (a) muestra el total anual de emisiones de dióxido de carbono (CO₂) procedentes de combustibles fósiles y la industria en determinadas regiones del mundo. China es actualmente el mayor emisor mundial de CO₂. Las emisiones de EE. UU., la Unión Europea y el Reino Unido (UK) son importantes y están disminuyendo; India, África y Suramérica emiten menos CO₂ anualmente. El Panel (b) muestra las emisiones acumuladas de CO₂ de las mismas regiones del mundo. Algunas emisiones de CO₂ de hace décadas permanecen actualmente en la atmósfera, lo que causa los cambios climáticos que ahora se experimentan. Créditos de la figura: Project Draw-down.

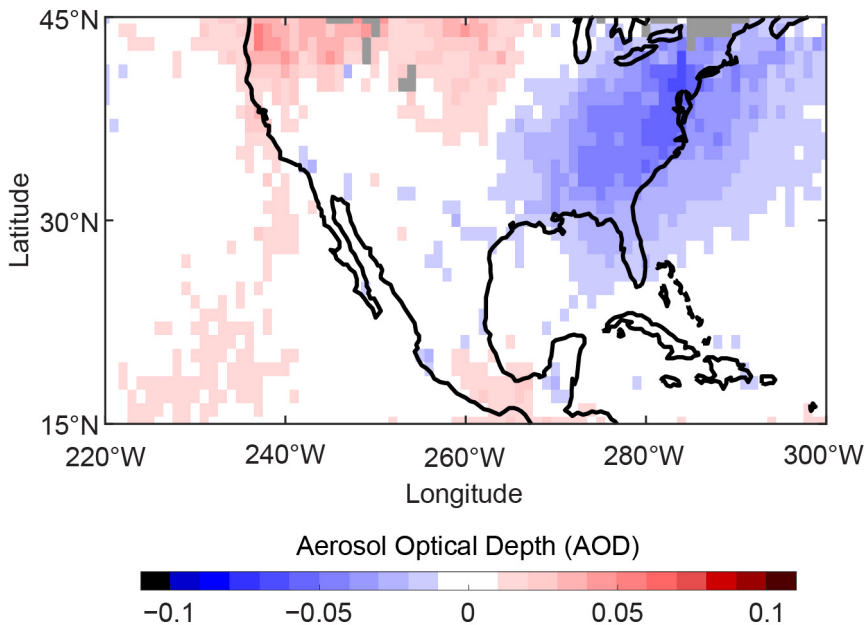
Los gases de efecto invernadero no son los únicos contaminantes atmosféricos que afectan el clima

Muchas de las actividades humanas que producen gases de efecto invernadero también producen pequeñas partículas en el aire conocidas como aerosoles. Las emisiones de aerosoles son un componente importante de la contaminación del aire, responsable de más muertes en Estados Unidos que los asesinatos y los accidentes de tráfico combinados³⁹. Los aerosoles también tienen impactos climáticos: pueden dispersar o absorber la luz solar, lo que tiene efectos de enfriamiento y calentamiento, respectivamente.

Los aerosoles también afectan el clima a través de sus efectos sobre las nubes (Capítulo 3). El aumento de las emisiones globales de aerosoles ha enfriado principalmente el planeta, contrarrestando en parte el calentamiento causado por los gases de efecto invernadero, pero en comparación con el CO₂ los aerosoles son más localizados y de duración más corta. Las emisiones de aerosoles en EE. UU. han disminuido drásticamente desde la aprobación de la Ley de Aire Limpio y la posterior legislación de control de la contaminación (Figura 2.2), las emisiones globales de aerosoles han descendido y la localización de los picos de emisiones de aerosoles se ha desplazado de Norteamérica y Europa al Sur y al Este de Asia. Los cierres relacionados con el COVID-19 (consulte enfoque sobre el COVID-19 y el cambio climático) provocaron una disminución de las emisiones de aerosoles, lo que redujo su efecto de enfriamiento. Esto provocó un calentamiento global pequeño y temporal estimado en 0.05 °F⁴⁰. Las reducciones a largo plazo de las emisiones de aerosoles reducirían aún más el efecto de enfriamiento de los aerosoles^{41, 42}, lo que significa que serían necesarias reducciones aún mayores de los gases de efecto invernadero para limitar el calentamiento a niveles específicos.

Tendencias observadas en la profundidad óptica de los aerosoles de 2002 a 2021

Trend/decade for deseasonalized AOD from MODIS Aqua



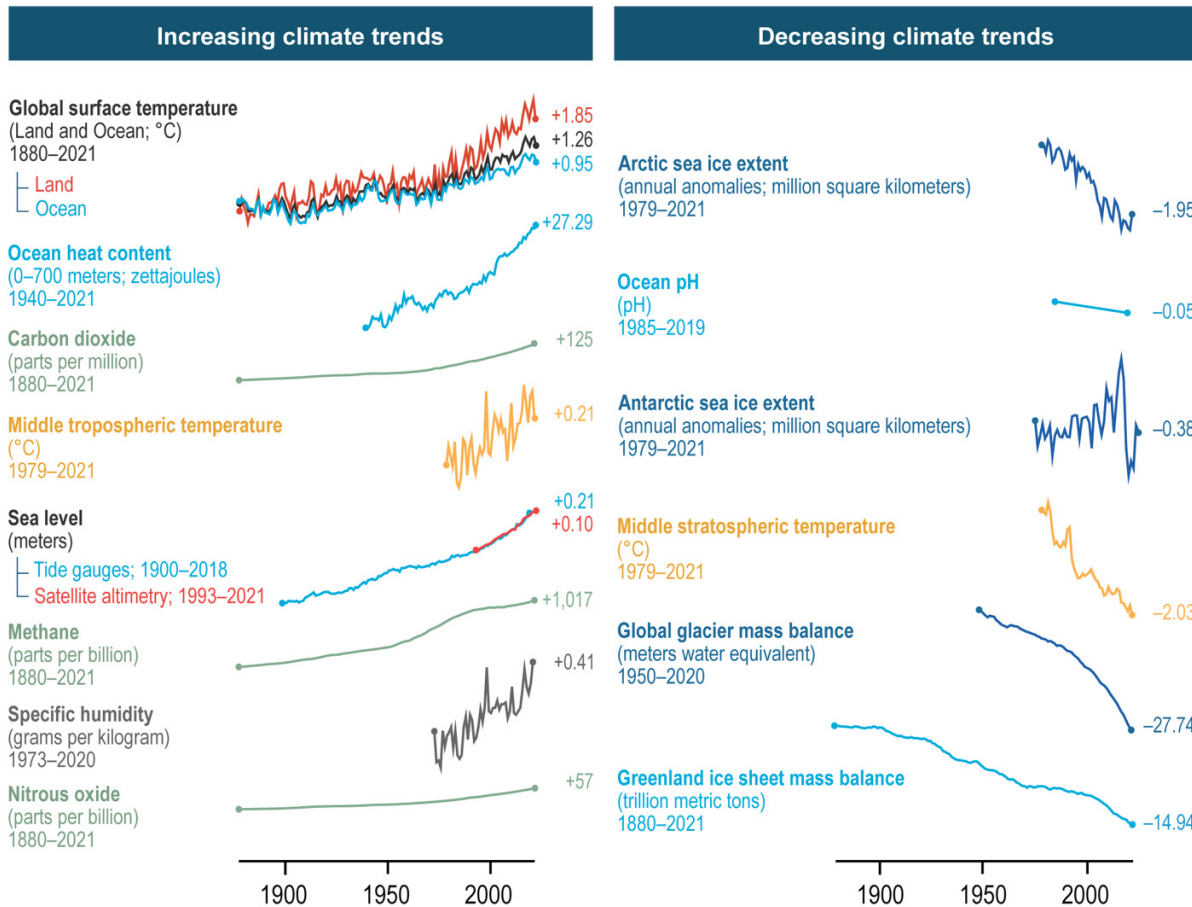
Las tendencias de la profundidad óptica de los aerosoles muestran una disminución de la contaminación por aerosoles en el este de Estados Unidos.

Figura 2.2 La contaminación por aerosoles por encima y a favor del viento en el este de EE. UU. ha disminuido considerablemente en las décadas recientes, lo que ha mejorado la calidad del aire y ha reducido los efectos de enfriamiento. Los aerosoles son partículas diminutas en el aire que se asocian con enfermedades respiratorias. La reducción de estas partículas significa un menor impacto en la salud humana. Estas partículas también reflejan la luz solar hacia el espacio, lo que enfría la atmósfera terrestre. La reducción de estas partículas significa que se refleja menos luz solar, lo que reduce los efectos de enfriamiento. Esta figura muestra la tendencia desde julio de 2002 hasta diciembre de 2021 de la profundidad óptica de los aerosoles (AOD), una medida sin unidades de la cantidad total de aerosoles en la atmósfera obtenida a partir de observaciones por satélite. La tendencia se calcula a partir de la anomalía de la AOD desestacionalizada y se muestra como cambio por década. La tendencia por encima y a favor del viento del este de EE. UU. es significativa con un nivel de confianza del 95 %. Créditos de la figura: Centro de Investigación Langley de la Administración Nacional de Aeronáutica y el Espacio (National Aeronautics and Space Administration, NASA).

Llegó el cambio climático

Las temperaturas promedio globales durante la década pasada (2012-2021) fueron cerca de 2 °F (1.1 °C) más cálidas que en el período preindustrial (1850-1899)^{2,3,4,5}. Este calentamiento ha ido acompañado de varios cambios a gran escala: pérdida de glaciares, masa de la capa de hielo y hielo marino; calentamiento, acidificación y desoxigenación de los océanos; aumento del contenido de calor de los océanos y olas de calor marinas; aumento de la humedad atmosférica; cambios en el régimen de lluvias y mayor frecuencia de precipitaciones intensas; cambios estacionales, como inviernos más cortos y llegada más temprana de las primaveras y los veranos; y cambios en la biósfera (como el desplazamiento hacia los polos de especies terrestres y oceánicas). El nivel del mar promedio global durante la década pasada también fue superior al del período preindustrial entre 7 y 9.5 pulgadas, y más de la mitad de este aumento se produjo a partir de 1980^{43,44,45}. En la Figura 2.3 se muestra un subconjunto de las tendencias climáticas globales más destacadas.

Evidencia del cambio climático a través de múltiples variables



Los cambios en todo el sistema terrestre reflejan la influencia de las actividades humanas en el clima.

Figura 2.3. El cambio climático se manifiesta en muchos aspectos diferentes del sistema terrestre entre 1880 y 2021. Muchos de estos cambios son evidencia de la huella humana en el clima y reflejan los conocimientos científicos actuales sobre cómo responde el planeta a las influencias externas (Capítulo 3). Los cambios globales entre el inicio y el final de cada serie de tiempo se muestran como valores numéricos a la derecha de cada gráfico y se calculan ajustando cada serie de tiempo con una regresión lineal localizada con un ancho de banda de 30 años. Créditos de la figura: Stripe Inc., Centros Nacionales de Información Medioambiental (National Centers for Environmental Information, NCEI) de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) e Instituto Cooperativo de Estudios del Sistema Terrestre por Satélite (Cooperative Institute for Satellite Earth System Studies, CISESS) de Carolina del Norte (North Carolina, NC).

Los cambios a los que nos enfrentamos no tienen precedentes en la historia de la humanidad

Las burbujas de aire antiguo atrapadas en los núcleos de hielo pueden utilizarse para reconstruir concentraciones atmosféricas de gases de efecto invernadero de los últimos 800,000 años. Estas concentraciones suben y bajan debido a procesos naturales, pero las actividades humanas han aumentado los gases de efecto invernadero en la atmósfera rápidamente y hasta niveles sin precedentes en la historia de la vida humana en la Tierra. Otra evidencia paleoclimática indica que la última vez que las concentraciones de CO₂ atmosférico fueron tan altas como en la actualidad fue hace aproximadamente 3.2 millones de años^{46, 47}, una época en la que el nivel promedio global del mar era entre 18 y 63 pies más alto que el actual⁴⁸. La evidencia procedente de varias reconstrucciones del pasado basadas en indicadores señala que la tasa de aumento de las temperaturas de la superficie terrestre observada en las últimas décadas no tiene precedentes en los últimos 2,000 años⁴⁹.

El clima en Estados Unidos está cambiando

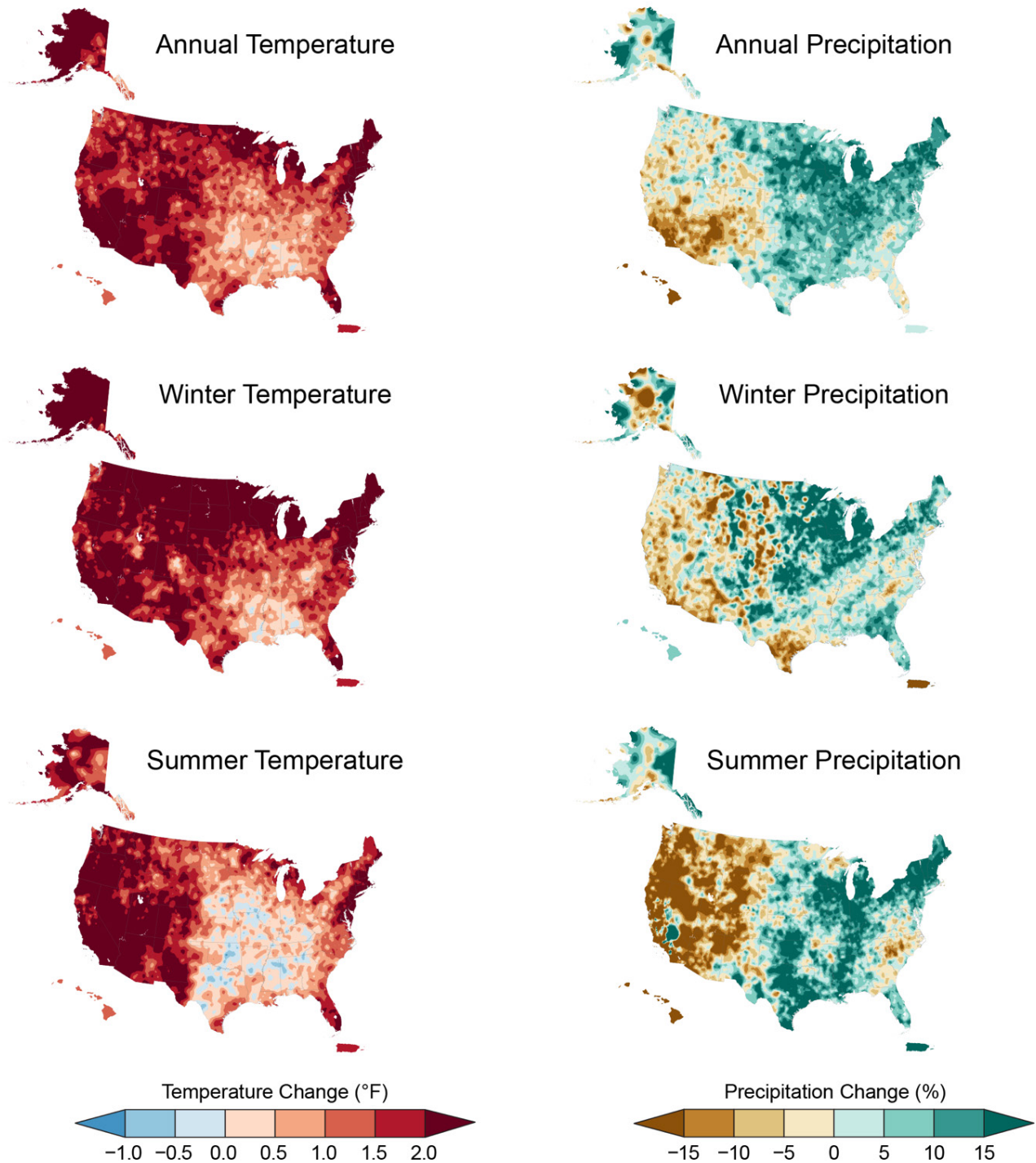
EE. UU. se calienta más rápido que el promedio global

Las temperaturas en Estados Unidos continental (contiguous United States, CONUS) han aumentado en 2.5 °F y las temperaturas en Alaska en 4.2 °F desde 1970, en comparación con un aumento de la temperatura global de alrededor de 1.7 °F durante el mismo período. Esto refleja un patrón global más amplio en el que la tierra se está calentando más rápido que el océano, las latitudes más altas se están calentando más rápido que las latitudes más bajas y el Ártico es lo que se está calentando más rápido que todo⁵⁰. Existen importantes variaciones estacionales y regionales en las tendencias de la temperatura en EE. UU. y sus territorios. El invierno se está calentando casi el doble de rápido que el verano en muchos estados del norte (Figura 2.4). Las temperaturas promedio anuales en algunas áreas (incluidas partes del Suroeste, el Medio Oeste superior, Alaska y el Noreste) son más de 2 °F más cálidas que en la primera mitad del siglo XX, mientras que en partes del Sureste se han calentado menos de 1 °F. Estas diferencias regionales son más pronunciadas en verano: las temperaturas estacionales han disminuido en algunas regiones al este de las Montañas Rocosas. Los estudios han vinculado estas tendencias regionales a una combinación de variabilidad climática natural^{51, 52, 53, 54, 55}, causas humanas, como el riego y la intensificación de la agricultura^{56, 57}, y la contaminación por aerosoles (Figura 2.4; Capítulo 3)^{53, 58}. Esta tendencia decreciente se ha invertido recientemente en el sureste de EE. UU., posiblemente en respuesta a la disminución de las cantidades de aerosoles (Figura 2.2)⁵⁹, un cambio que, según las proyecciones, aumentará los impactos del cambio climático en esa región (Capítulo 22).

Las características de las precipitaciones están cambiando

Muchas regiones del este del país son cada vez más húmedas (Figura 2.4). La precipitación promedio anual entre 2002 y 2021 fue entre el 5 % y el 15 % más alto que el promedio de 1901-1960 en el centro y el este de EE. UU., una tendencia atribuible al cambio climático⁶⁰. Hawaii (Capítulo 30), el Caribe (Capítulo 23) y partes del Suroeste (Capítulo 28) se están volviendo más secos (Figura 2.4), registrando disminuciones de las precipitaciones anuales promedio de entre el 10 % y el 15 % en el mismo período. La sincronización de precipitaciones también está cambiando. Mientras que el Noreste y el Medio Oeste han registrado condiciones más húmedas en todas las estaciones, el Sureste ha recibido más precipitaciones en otoño, pero condiciones más secas en primavera y verano⁶¹. En la mayor parte del Suroeste, las precipitaciones fueron más de un 15 % inferiores al promedio durante el verano, el otoño y la primavera, y entre un 10 % y un 15 % superiores al promedio en invierno^{62, 63}. El Noroeste del Pacífico también experimentó veranos más secos e inviernos más húmedos. Ahora las lluvias son mayores que las nevadas, lo que contribuye a reducir el manto de nieve y el equivalente máximo anual de nieve (Capítulo 4; Figura A4.7).

Cambios observados en las temperaturas y las precipitaciones anuales, en invierno y verano



La temperatura ha aumentado y las precipitaciones han cambiado en gran parte de Estados Unidos.

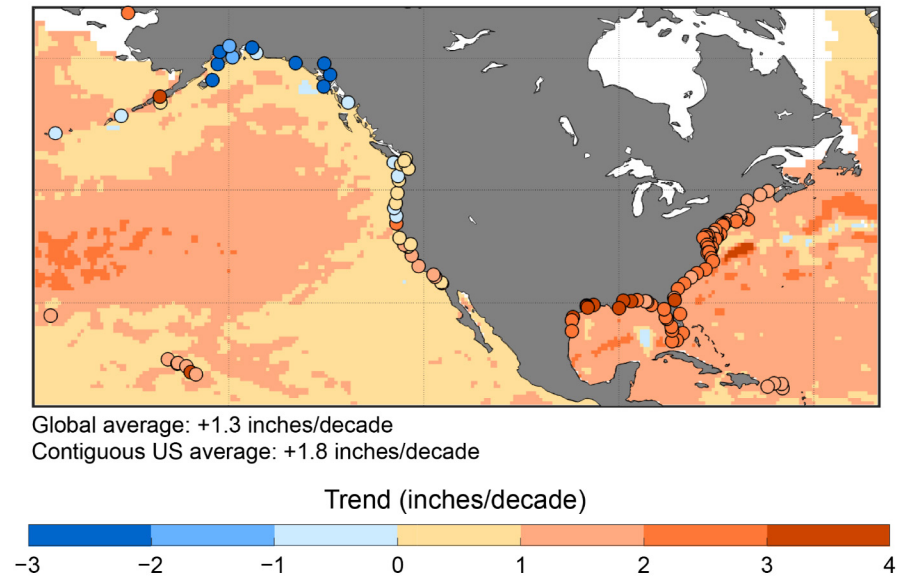
Figura 2.4. Los cambios mostrados son la diferencia entre las temperaturas promedio anuales o estacionales (**columna izquierda**) y los totales de precipitación (**columna derecha**) para la actualidad (2002-2021) en comparación con el promedio de la primera mitad del siglo pasado (1901-1960) para Estados Unidos continental (CONUS), Hawaii y Puerto Rico; y 1925-1960 para Alaska. Las estimaciones de temperatura y precipitación para CONUS y Alaska proceden del conjunto de datos de nClimGrid^{64,65}. Para Hawaii y Puerto Rico, las estimaciones de temperatura proceden de NOAA GlobalTemp⁵ y las estimaciones de precipitación proceden del conjunto de datos del Centro Mundial de Climatología de las Precipitaciones⁶⁶. Créditos de la figura: NCEI de la NOAA y CISS de NC.

El nivel del mar en la costa continental de EE. UU. aumenta más rápido que el promedio global

En el siglo pasado, el nivel promedio del mar a lo largo de la costa continental de EE. UU. ha subido unas 11 pulgadas, una cifra considerablemente superior a la subida del nivel del mar promedio de 7 pulgadas⁶⁷. Solo en las tres décadas pasadas (1993-2020), el nivel del mar ha subido a un ritmo de 1.8 pulgadas por década en EE. UU. continental, frente a 1.3 pulgadas por década a escala global (Figura 2.5). Durante el mismo período, la tasa de aumento del nivel del mar se ha acelerado tanto a escala global como en el territorio continental de EE. UU.⁶⁸. Dentro de EE. UU., las tasas de aumento del nivel del mar relativo (es decir, cambios en el nivel del mar en relación con las alturas locales de la superficie terrestre, incluidos cambios locales en la elevación del terreno) varían espacialmente, observándose las tasas más altas entre 1993 y 2020 a lo largo de las costas del Golfo y del Atlántico Medio (más de 2.4 pulgadas por década de subida del nivel del mar, como se muestra en la Figura 2.5), las tasas más bajas en el Noroeste del Pacífico (0-1 pulgadas por década de subida del nivel del mar, como se muestra en la Figura 2.5) y un descenso relativo del nivel del mar en el sureste de Alaska.

Muchos procesos han contribuido a estas diferencias regionales. La subsidencia del terreno ha provocado tasas muy altas de aumento del nivel del mar relativo a lo largo de la costa del Golfo. Las variaciones en la circulación oceánica y la subsidencia de la tierra han impulsado mayores tasas de aumento del nivel del mar a lo largo de la costa del Atlántico Medio en las décadas recientes^{69,70}. En la costa del Pacífico, la variación de la circulación oceánica relacionada con la oscilación por décadas del Pacífico y el levantamiento local de la tierra han provocado tasas más bajas de aumento del nivel del mar y, en algunos lugares (como el sureste de Alaska), incluso un descenso del nivel del mar⁷¹. En varias décadas pasadas, los cambios en el nivel promedio del mar han duplicado la frecuencia de las inundaciones provocadas por las mareas altas en el territorio continental de Estados Unidos⁷². En algunas ciudades, el aumento de la frecuencia de las inundaciones ha sido incluso mayor debido a las tasas localmente más elevadas de aumento del nivel del mar; por ejemplo, en los 20 años pasados se ha cuadruplicado la frecuencia de las inundaciones por marea alta en Miami Beach, Florida⁷³.

Tendencias observadas del nivel del mar



El nivel del mar está aumentando en la mayoría de las áreas costeras de EE. UU.

Figura 2.5. Los datos de satélites y mareógrafos muestran tendencias de aumento del nivel del mar durante 1993-2020 que son, en promedio, superiores a las tendencias globales. El nivel del mar no está aumentando de manera uniforme en las costas de EE. UU. Las mayores tasas de aumento del nivel del mar se han producido a lo largo de la costa del Golfo y la costa del Atlántico, con tasas más bajas en la costa del Pacífico y descenso del nivel del mar en partes de la costa de Alaska. Las tasas de aumento del nivel del mar en Hawaii y Puerto Rico se acercan más al promedio global. Adaptado de Sweet *et al.* 2022⁶⁷.

Los océanos están cambiando

Los océanos se están calentando a lo largo de todas las costas de EE. UU., pero no al mismo ritmo en todas las áreas^{74,75}. Las aguas superficiales a lo largo de las costas de Alaska y del Noreste se están calentando más rápidamente que en la mayoría de las demás regiones debido a impactos del cambio climático sobre las condiciones meteorológicas y la circulación oceánica en esas regiones (KM 21.2, 29.5)⁷⁶. Las zonas de oxígeno mínimo (áreas del océano profundo donde los niveles de oxígeno son bajos) han aumentado en volumen desde 1970, especialmente en las aguas de Alaska, con consecuencias negativas para la pesca (Capítulo 10)^{77, 78, 79}. Las zonas muertas —áreas en el océano costero donde los niveles de oxígeno descienden estacionalmente, lo que causa a veces la muerte masiva de la vida marina— se están produciendo en más lugares de todo el país, siendo el cambio climático uno de los muchos factores que contribuyen a su expansión^{77,80}. La acidificación, causada por el aumento de los niveles atmosféricos de CO₂ que absorbe el océano (KM 3.4; Figura 3.9), ha cambiado la química de los carbonatos de las aguas costeras y de alta mar de EE. UU. a ritmos variables, lo que impacta la vida marina⁸¹. La acidificación de las aguas costeras y de mar abierto sigue las tendencias promedio globales,¹ pero los cambios en las aguas costeras de EE. UU. dependen de las condiciones regionales de surgencia (Capítulo 27) y de las contribuciones acidificantes de la tierra y los aportes de nutrientes y agua dulce^{82, 83}.

El hielo de mares y lagos está disminuyendo

El hielo marino ha retrocedido drásticamente en los mares costeros de Alaska durante varias décadas pasadas, a una tasa superior al de otras partes del océano Ártico (Capítulo 29)^{79, 84}. En 2018, el hielo marino en el mar de Bering de Alaska alcanzó un mínimo histórico con menos de la mitad de la extensión invernal promedio desde 1979⁸⁵. En toda América del Norte y el Ártico, la superficie de hielo lacustre y su duración estacional también han disminuido notablemente durante la era satelital (Capítulo 24)^{86, 87}.

Los cambios fuera de las fronteras nacionales afectan Estados Unidos

El calentamiento de los trópicos afecta todo Estados Unidos

Los cambios observados en la circulación atmosférica están modificando la distribución de las precipitaciones en los trópicos y subtrópicos, lo que trae como consecuencia una mayor variabilidad de las precipitaciones en las Islas del Caribe y del Pacífico (Capítulos 3, 23, 30)⁸⁸. También se cree que estos desplazamientos amplían las trayectorias de los ciclones tropicales hacia las latitudes medias⁸⁹, especialmente en la cuenca del Pacífico occidental. La actividad ciclónica tropical en el Pacífico occidental también se ha relacionado con un efecto de intensificación de El Niño-Oscilación Sur (El Niño-Southern Oscillation, ENSO)^{90,91,92}. Desde la década de los años 50 del siglo XX, el propio ENSO no solo ha tendido hacia eventos más extremos⁹³ que impactan fuertemente las islas del Pacífico asociadas a EE. UU. (Capítulo 30), sino que también influyen en gran medida en los patrones de temperatura y precipitaciones en varias regiones de EE. UU. continental^{94, 95, 96}, así como el desarrollo de ciclones tropicales en las cuencas del Pacífico y del Atlántico⁹⁷. Los trópicos son también una fuente clave de humedad para los ríos atmosféricos y las tormentas tropicales que traen precipitaciones a gran parte del país. A medida que se calientan los trópicos, el consiguiente aumento de humedad intensifica las precipitaciones asociadas a estos sistemas en el oeste y el este de Estados Unidos^{98, 99}.

Los cambios en las capas de hielo de Groenlandia y la Antártida contribuyen al aumento del nivel del mar en EE. UU.

El patrón de pérdida de masa de los glaciares y capas de hielo fuera de Estados Unidos también influye de forma importante en el patrón espacial del aumento del nivel del mar a lo largo de las costas de EE. UU., ya que las pérdidas de hielo en la Antártida provocan un mayor aumento del nivel del mar a lo largo de la costa del Atlántico estadounidense que las pérdidas equivalentes de hielo en Groenlandia, debido a los cambios gravitacionales asociados a la redistribución de la masa en la superficie terrestre^{100, 101}. Las estimaciones mejoradas de los cambios del nivel del mar durante los períodos cálidos de la prehistoria de la Tierra se utilizan ahora directamente para calibrar las proyecciones del límite superior del aumento del nivel del mar en el futuro^{102, 103}. El análogo más cercano a las tasas actuales de aumento del nivel del mar, y a las que pueden producirse en el próximo siglo, son los períodos cálidos del pasado, cuando las capas de hielo de Groenlandia y la Antártida eran considerablemente más pequeñas que su estado actual y el nivel global promedio del mar era de 10 pies o más alto¹⁰⁴.

Los cambios en el Ártico afectan las condiciones meteorológicas en las latitudes medias

El Ártico se está calentando más rápido que la mayor parte del mundo y, como consecuencia, el hielo marino ártico está disminuyendo rápidamente⁴⁹. Está surgiendo evidencia de estudios de modelos y observaciones de que estos cambios en el Ártico están afectando la circulación atmosférica y las condiciones meteorológicas extremas en todo Estados Unidos. En verano, el contraste de temperatura entre el Ártico y las latitudes medias ha disminuido, lo que debilita la corriente en chorro de las latitudes medias y hace más persistentes ciertos regímenes meteorológicos¹⁰⁵. Esto ha ocasionado extremos cálidos y secos más persistentes en algunas partes de Norteamérica^{105, 106, 107}. Sin embargo, la relación entre el calentamiento del Ártico y las condiciones meteorológicas invernales sigue siendo incierta. En invierno, la influencia de la variabilidad climática natural y la falta de coherencia entre las observaciones y los estudios basados en modelos dificultan la conexión entre los cambios que se producen en el Ártico y las condiciones meteorológicas invernales severas^{108, 109}. Sin embargo, algunos estudios recientes sugieren que el calentamiento del Ártico provoca interrupciones cada vez mayores del vórtice polar estratosférico que hacen que el aire frío del Ártico se disperse sobre Estados Unidos, como se ha visto en recientes eventos meteorológicos invernales severos como la ola de frío de febrero de 2021 que afectó amplias partes del país (Figura 26.7)^{110, 111, 112}. Cabe destacar que este aire ártico, aunque sigue siendo frío en términos absolutos, es más cálido que hace cuatro décadas.

Mensaje clave 2.2.

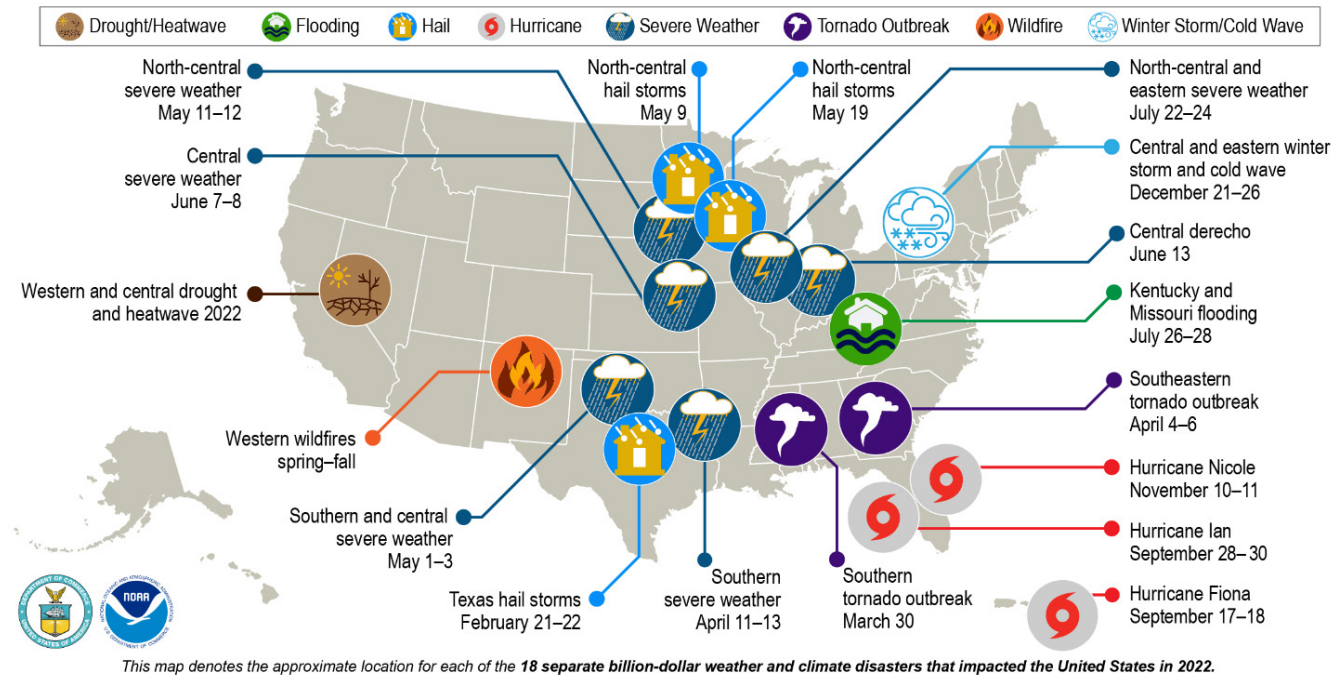
Los eventos extremos son cada vez más frecuentes y severos

Las observaciones muestran un aumento de la severidad, extensión o frecuencia de varios tipos de eventos extremos. Las olas de calor se han vuelto más frecuentes y severas en el Oeste desde la década de los años 80 del siglo XX (*confianza alta*). El riesgo de sequía ha aumentado en el Suroeste durante el siglo pasado (*confianza muy alta*), al tiempo que las lluvias se han vuelto más extremas en las décadas recientes, sobre todo al este de las Montañas Rocosas (*confianza muy alta*). Los huracanes se han intensificado más rápidamente desde la década de los años 80 del siglo XX (*confianza alta*) y provocan lluvias más intensas y marejadas ciclónicas más elevadas (*confianza alta*). En décadas pasadas, los incendios forestales en el oeste han sido más frecuentes y de mayor envergadura debido a una combinación de factores climáticos, cambios sociales y políticas (*confianza muy alta*).

El cambio climático no es solo un problema para las generaciones futuras, es un problema actual

El número y el costo de los desastres relacionados con el estado del tiempo han aumentado drásticamente en las cuatro décadas pasadas, en parte debido a la mayor frecuencia y severidad de los eventos extremos y en parte al incremento de la exposición y la vulnerabilidad. Solo en 2022, Estados Unidos sufrió 18 desastres meteorológicos y climáticos cuyos daños superaron los \$1,000 millones (Figuras 2.6, A4.5). Cada vez se cree más que los cambios en algunos eventos extremos se deben al cambio climático provocado por el hombre (KM 3.5).

Desastres meteorológicos y climáticos de mil millones de dólares en 2022



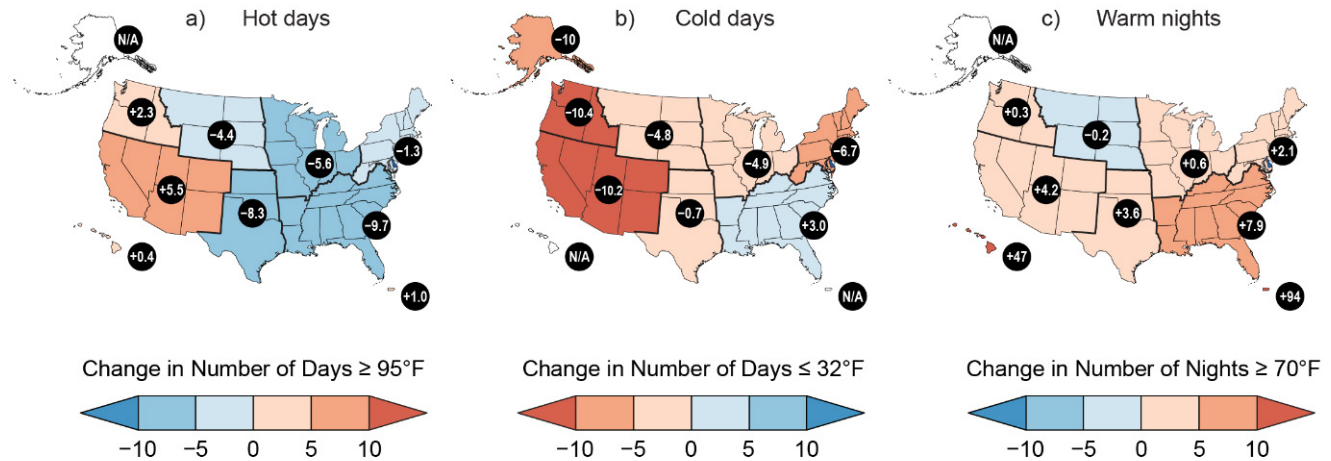
EE. UU. sufrió 18 desastres meteorológicos y climáticos de mil millones de dólares en 2022.

Figura 2.6. En la década de los años 80 del siglo pasado se produjo un desastre meteorológico/climático con pérdidas superiores a \$1,000 millones, aproximadamente, cada cuatro meses. En la primera década de este siglo, ocurría uno cada tres semanas o menos. En 2022, ocurrieron 18 eventos de este tipo que afectaron Estados Unidos. Estos eventos incluyen 1 evento de sequía, 1 evento de inundación, 11 eventos de tormentas severas (incluidos tornados, tormentas de granizo y vientos en línea recta), 3 eventos de ciclón tropical, 1 evento de incendio forestal y 1 evento de tormenta de invierno. En conjunto, estos eventos causaron la muerte de 474 personas y tuvieron efectos económicos significativos en las áreas impactadas. Fuente: NCEI 2022¹⁵.

El riesgo de temperaturas extremas está cambiando

Según algunas mediciones, las olas de calor más extremas registradas en Estados Unidos ocurrieron durante la época del Dust Bowl en la década de los años 30 del siglo XX¹¹³. Esto sirve como recordatorio histórico de las consecuencias sociales del calor extremo. A escala global, tales olas de calor son cada vez más frecuentes, y en las décadas recientes el oeste de Estados Unidos ha seguido esas tendencias. Varias olas de calor importantes han afectado EE. UU. desde 2018, incluido un evento que batió récord en el Noroeste del Pacífico en 2021. El oeste de EE. UU. se ha visto especialmente afectado por el calor extremo desde la década de los años 80 del siglo XX (Figura 2.7), experimentando un mayor aumento de días con una temperatura por encima de los 95 °F, como cabría esperar dado el mayor calentamiento en esa región en relación con el este de EE. UU.¹¹⁴. En contraste, el número de días muy calurosos ha disminuido en las regiones central y oriental debido a las tendencias de enfriamiento estival en la región (Figura 2.7; Capítulo 22). Sin embargo, esto no significa que el centro y el este de EE. UU. no se vean afectados por el calor. Los impactos de las altas temperaturas extremas son más severos si persisten durante varios días y, en general, en las décadas recientes las olas de calor de varios días de duración se han vuelto más calurosas, frecuentes, extensas y prolongadas^{115, 116, 117}. En 50 grandes ciudades de EE. UU., el indicador de olas de calor del Programa de Investigación del Cambio Global de EE. UU. (<https://www.globalchange.gov/indicators/heat-waves>) muestra que el número promedio de olas de calor se ha duplicado desde la década de los años 80 del siglo XX, y la duración de la temporada de olas de calor ha aumentado de unos 40 días a unos 70 días¹¹⁸. Incluso el océano está experimentando un calor extremo: se han documentado olas de calor marinas —períodos prolongados de temperaturas superficiales del mar anormalmente altas y discretas (de días a varios meses)— en todos los sistemas marinos de EE. UU. (KM 8.2, 10.1, 21.2, 27.2, 28.2, 30.4; Recuadro 10.1; Figura 29.1)¹¹⁹.

Cambios observados en los extremos de calor y frío



Los días calurosos han aumentado en el Oeste, las noches calurosas han aumentado en casi todas partes y los días fríos han disminuido.

Figura 2.7. En gran parte del país, el riesgo de noches cálidas ha aumentado, mientras que el riesgo de días fríos ha disminuido. También ha aumentado el riesgo de días calurosos en el oeste de EE. UU. Esta figura muestra el cambio observado en el número de (a) días calurosos (días a 95 °F o más), (b) días fríos (días a 32 °F o menos) y (c) noches cálidas (noches a 70 °F o más) durante el período 2002-2021 en relación con 1901-1960 (1951-1980 para Alaska y Hawaii y 1956-1980 para Puerto Rico). No se dispone de datos sobre las Islas del Pacífico asociadas a EE. UU. y las Islas Vírgenes estadounidenses. Créditos de la figura: Project Drawdown, Washington State University Vancouver, NCEI de la NOAA y CISSS de NC.

El número de días fríos (en los que la temperatura desciende por debajo del punto de congelación) ha disminuido en todo CONUS (excepto en el Sureste, donde el número de días por debajo del punto de congelación es pequeño para empezar). A pesar de algunos eventos recientes de frío dañino, en general, los extremos fríos son cada vez menos frecuentes y más leves (Figura 2.7)^{120, 121}.

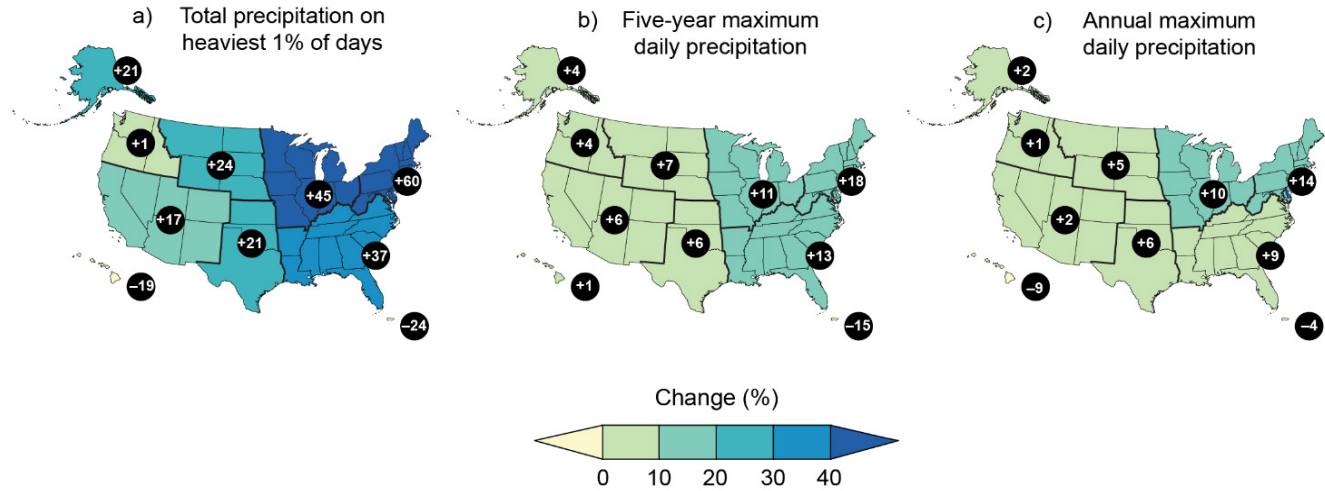
Las temperaturas nocturnas aumentan más rápido que las diurnas, y el número de noches en las que la temperatura nunca desciende por debajo de los 70 °F está aumentando en todos los lugares de EE. UU., excepto en las Grandes Llanuras del Norte (Figura 2.7). La extensión de CONUS que experimenta noches calurosas de verano está creciendo a una tasa más rápida que la extensión que experimenta días calurosos de verano^{121, 122}. Las temperaturas suelen ser más bajas por la noche, lo que permite que los cuerpos humanos (y de animales), los cultivos y el entorno construido se enfríen. Por eso, un aumento en la frecuencia y la intensidad de las noches cálidas puede tener un impacto significativo en la salud humana, el rendimiento de los cultivos y otros aspectos.

Las lluvias son cada vez más extremas

Desde la década de los años 50 del siglo XX, ha habido una tendencia al alza de las precipitaciones intensas en todo EE. UU. continental (Figura 2.8)²⁵. Este aumento se debe en gran medida a la mayor frecuencia de precipitaciones extremas, con cambios relativamente menores en su intensidad. El mayor aumento en el número de días de precipitaciones extremas (definidas como el 1 % de las precipitaciones más intensas) se ha producido en el Noreste (un aumento de alrededor del 60 %) y el Medio Oeste (alrededor del 45 %), junto con aumentos de más del 10 % en su cantidad máxima anual y quinquenal (Figura 2.8). Estos cambios han contribuido al aumento de las crecidas de ríos y arroyos en estas regiones^{123, 124}. El aumento de la frecuencia y la intensidad de las precipitaciones extremas es evidente en una amplia gama de duraciones (de 1 a 30 días) e intervalos de retorno (de 1 a 20 años), especialmente al este de las Montañas Rocosas¹²⁵.

Existe evidencia sólida de que el calentamiento provocado por el hombre ha contribuido a aumentar la frecuencia y la severidad de las precipitaciones más intensas en casi el 70 % de EE. UU.^{126, 127}. Los registros paleoclimáticos derivados del crecimiento de los anillos de árboles evidencian que la humedad de verano ha aumentado durante el siglo pasado en algunas partes de Nueva Inglaterra¹²⁸, el centro-este de EE. UU.¹²⁹ y el Norte del valle del río Mississippi¹³⁰.

Cambios observados en la frecuencia y la severidad de las precipitaciones intensas



Las fuertes precipitaciones son cada vez más frecuentes e intensas en gran parte del país.

Figura 2.8. La frecuencia y la intensidad de las fuertes precipitaciones han aumentado en gran parte de Estados Unidos, sobre todo en la parte oriental de EE. UU. continental, lo que repercute en el riesgo de inundaciones y la planificación de infraestructuras. Los mapas muestran los cambios observados en tres medidas de precipitaciones extremas: (a) precipitación total caída en el 1 % de los días más intensos, (b) precipitación máxima diaria en un período de 5 años y (c) cantidad de precipitación diaria anual más intensa entre 1958 y 2021. Las cifras de los círculos negros representan los cambios porcentuales a nivel regional. No se dispone de datos sobre las Islas del Pacífico asociadas a EE. UU. y las Islas Vírgenes estadounidenses. Créditos de las figuras: (a) adaptado de Easterling *et al.* 2017¹³¹; (b, c) NCEI de la NOAA y CISS de NC.

El riesgo de sequía es complejo y cambiante

La sequía es un fenómeno tan complejo que es un reto incluso definir qué es: en la literatura científica han aparecido más de 150 definiciones diferentes¹³². En términos generales, la sequía se produce cuando hay un desajuste entre la oferta y la demanda de humedad. La sequía meteorológica se produce cuando hay una falta severa o continua de precipitaciones. La sequía hidrológica es el resultado de déficits en la escorrentía superficial y en el suministro de humedad subsuperficial. El secado de la humedad del suelo afecta el rendimiento de los cultivos y puede provocar sequías agrícolas. La sincronización de las sequías también es compleja. Las sequías pueden durar semanas o décadas. Pueden desarrollarse lentamente a lo largo de meses o aparecer rápidamente. Una sequía puede ser inmediatamente aparente o detectable solo en retrospectiva.

A pesar de esta complejidad, están surgiendo algunas tendencias regionales sólidas. El caudal del río Colorado durante el período 2000-2014 fue un 19 % inferior al promedio del siglo XX¹³³, debido en gran medida a la reducción de las nevadas, la menor luz solar reflejada y el aumento de la evaporación¹³⁴. El período 2000-2021 en el Suroeste tuvo la humedad del suelo más seca de cualquier período de la misma duración en al menos los 1,200 años pasados¹³⁵. Aunque esta sequía está parcialmente relacionada con la variabilidad natural del clima, existe evidencia de que el cambio climático la exacerbó, debido a que las

temperaturas más cálidas aumentan la “sed” atmosférica y secan el suelo^{24, 136, 137, 138}. Las sequías en la región son cada vez más duraderas¹³⁹ y no reflejan un evento extremo temporal, sino una tendencia a la aridificación a largo plazo: una “nueva normalidad” más seca¹⁴⁰ ocasionalmente salpicada por períodos de humedad extrema, en consonancia con el aumento previsto de la volatilidad de las precipitaciones en un mundo que se calienta^{141, 142}.

El Suroeste es la única región en la que aumenta la superficie total de humedad del suelo inusualmente seca¹⁴³. En las regiones orientales del país, las sequías hidrológicas son menos frecuentes desde finales del siglo XIX debido al aumento de las precipitaciones que compensa el aumento de la evaporación provocado por el calentamiento (Figuras 2.4, A4.9)¹⁴⁴. Sin embargo, existe evidencia de que la probabilidad de sequía en el Noreste no disminuyó tanto como cabría esperar dadas estas condiciones más húmedas¹⁴⁵ y de que los mayores aumentos de la evapotranspiración hacen que el Sureste sea más propenso a la sequía que el Noreste (Capítulo 22). Además, gran parte de EE. UU. es vulnerable a sequías repentinas de aparición rápida que pueden materializarse en cuestión de días, impulsadas por temperaturas o velocidades del viento extremadamente altas y falta de precipitaciones^{146, 147}. Estos eventos son difíciles de predecir y prepararse para ellos, y pueden tener impactos muy grandes¹⁴⁸. Existe evidencia de que estos eventos están secando el suelo con mayor rapidez a medida que el mundo se calienta¹⁴⁹.

Las tormentas están cambiando

También se aprecian cambios en algunos tipos de tormentas. En las tres décadas pasadas, las nevadas intensas han sido más frecuentes en el Noreste¹¹¹, una tendencia consistente con el calentamiento del océano Atlántico occidental y con los brotes cada vez más frecuentes de aire ártico provocados por las perturbaciones del vórtice polar¹¹⁰. Los ríos atmosféricos a lo largo de la costa del Pacífico se han calentado en las décadas pasadas¹⁵⁰ y han transportado mayores cantidades de humedad hacia el oeste debido al aumento de las temperaturas del océano Pacífico¹⁵¹.

No existe una tendencia a largo plazo en la frecuencia de huracanes que tocan tierra en Estados Unidos desde finales del siglo XIX, pero se ha producido un aumento en la actividad de los huracanes en toda la cuenca del Atlántico Norte desde principios de la década los años 70 del siglo XX^{152, 153}. Además de los recientes aumentos en la frecuencia de las tormentas, se sigue acumulando evidencia de que los huracanes están cambiando en otros aspectos peligrosos. Los ciclones tropicales se han intensificado más rápidamente desde principios de la década de los años 80 del siglo XX^{154, 155} dejando a las comunidades con menos tiempo para prepararse. Los huracanes tienden a perder energía a medida que se alejan del océano, pero el ritmo de esta decadencia de los huracanes ha disminuido desde la década de los años 60 del siglo XX, lo que permite que las tormentas se extiendan algo más tierra adentro¹⁵⁶. La velocidad de desplazamiento de las tormentas en la cuenca del Atlántico Norte ha disminuido un 17 % desde 1900¹⁵⁷, así como una mayor tendencia de las tormentas a lo largo de la costa norteamericana a serpentear y estancarse desde la década de los años 50 del siglo XX¹⁵⁸. Las tormentas que se mueven más despacio pueden provocar lluvias más intensas, daños por el viento, marejadas ciclónicas e inundaciones costeras; en particular, después de tener en cuenta los cambios en el valor de las propiedades y otros bienes en peligro, los daños causados por los huracanes en Estados Unidos han aumentado en general desde 1900¹⁵⁹.

Los cambios en condiciones meteorológicas severas de menor escala y corta duración, como tornados y tormentas eléctricas, son más difíciles de evaluar, y las observaciones directas de esos eventos y de las condiciones asociadas están incompletas¹⁶⁰. Aunque el número promedio anual de tornados parece haber permanecido relativamente constante, existe evidencia de que los brotes de tornados se han hecho más frecuentes¹⁶¹, que la potencia de los tornados ha aumentado¹⁶², que la actividad de los tornados aumenta en otoño¹⁶³ y que el “callejón de los tornados” se ha desplazado hacia el este¹⁶⁴. Los complejos de tormentas que traen precipitaciones sustanciales al centro de Estados Unidos durante la estación cálida se han hecho más frecuentes y duraderos en las dos décadas pasadas¹⁶⁵.

Las tormentas eléctricas están asociadas a otros peligros importantes, como el granizo y los rayos de nube a tierra. Los registros de observación directa de estos peligros son en gran medida insuficientes para identificar tendencias debido a factores como los sesgos de los observadores, la duración limitada de los registros y los cambios en los sistemas de observación^{166, 167}. Sin embargo, los días con condiciones ambientales propicias para la producción de granizo de gran tamaño (más de 2 pulgadas de diámetro) se han vuelto más frecuentes en el centro y el este de EE. UU. y en partes del Noroeste del Pacífico¹⁶⁸.

Una combinación de factores está aumentando el riesgo de incendios

Gran parte del país sufre incendios forestales más intensos y frecuentes asociados al calentamiento y a la sequía^{16, 169} que se agravan por la reducción de las prácticas indígenas de uso de la tierra y de control de incendios que han sido fundamentales para su manejo en el pasado^{170, 171}. En los últimos 1,000 años, las temperaturas cálidas y las sequías han tendido a aumentar la superficie quemada por los incendios forestales en el oeste, incluso en el Noroeste del Pacífico y las Montañas Rocosas¹⁷². En el período 1979–2020, el calentamiento provocado por el hombre fue responsable de casi el 68 % del aumento observado de la aridez en el oeste, lo que creó las condiciones que impulsaron el crecimiento de la superficie quemada por incendios forestales¹⁷³. En las Montañas Rocosas, el aumento de las temperaturas, los cambios en las precipitaciones y el estrés de los incendios han provocado importantes cambios ecológicos, como la desaparición de bosques (Capítulo 7)¹⁷⁴. Los registros del historial de incendios, obtenidos a partir de anillos de árboles y cicatrices de incendios de los bosques de las Montañas Rocosas, muestran que durante la mayor parte de los últimos 2,000 años, las condiciones más frías y húmedas, combinadas con las prácticas indígenas de manejo del fuego, limitaron los incendios¹⁷¹. Sin embargo, el calentamiento y la desecación inducidos por los gases de efecto invernadero y la propagación de tipos de vegetación invasora (KM 8.2) se han combinado con las opciones políticas de manejo forestal y la limitación de la soberanía indígena para contribuir a nuevos regímenes de incendios extremos e incendios más frecuentes.

Tanto los rayos como las actividades humanas son fuentes de ignición de incendios forestales en EE. UU. Los rayos son una fuente dominante en gran parte del oeste de EE. UU. y están asociados a incendios más grandes e intensos, mientras que los humanos son una fuente dominante en el este de EE. UU. y a lo largo de la costa Sur de California^{167, 175, 176}. Tanto los incendios provocados por rayos como los provocados por el hombre han aumentado entre 1992 y 2012¹⁷⁵. Mientras el aumento de la población, el desarrollo y la creciente interfaz urbano-forestal contribuyen al incremento de los incendios provocados por el hombre¹⁷⁷, no existe evidencia clara de cambios en la actividad de los rayos^{178, 179}. Los cambios en la actividad de los rayos son difíciles de detectar debido a la falta de mediciones por satélite a largo plazo y a las incertidumbres de las redes terrestres de detección de rayos¹⁶⁷.

Mensaje clave 2.3.

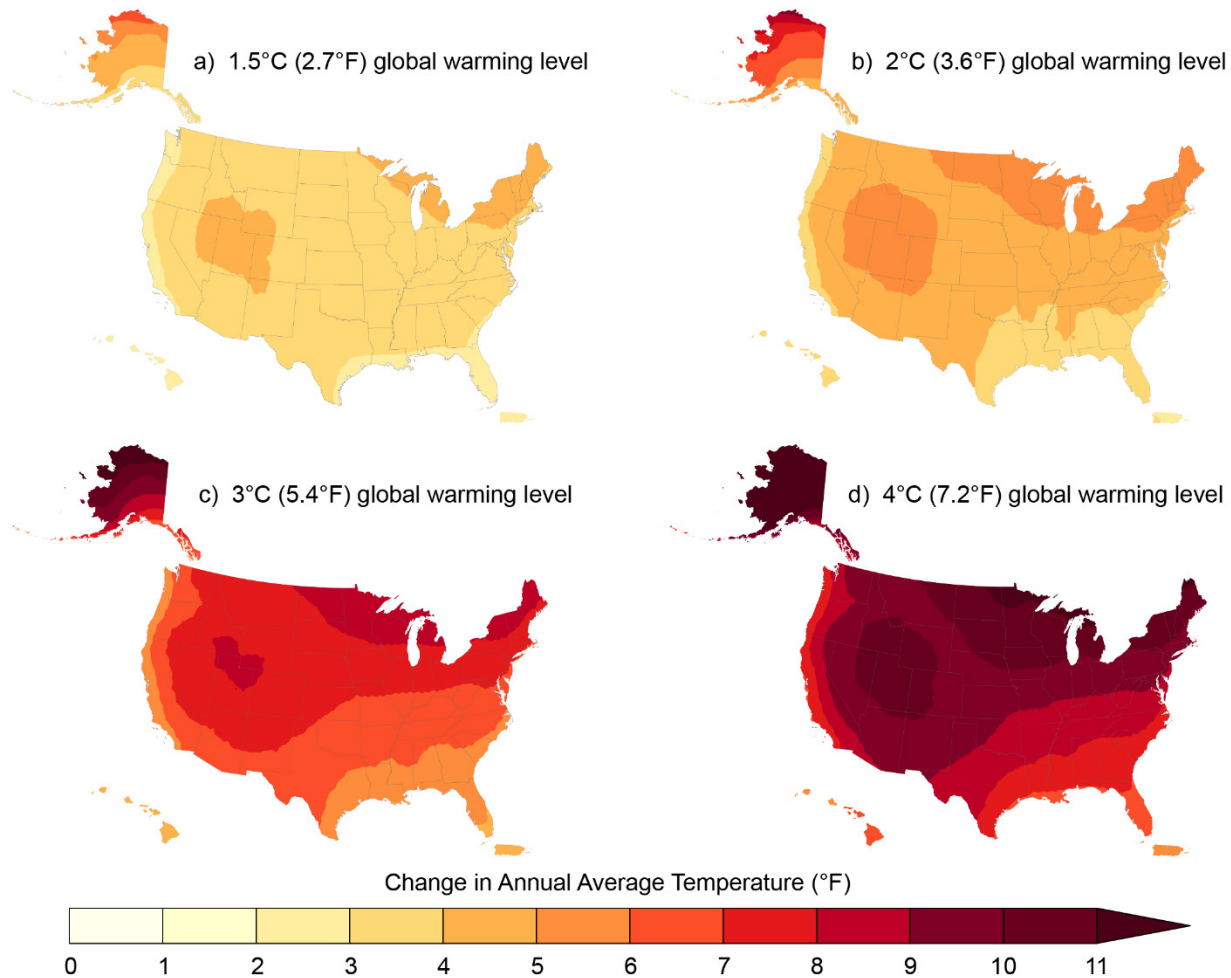
El cambio climático depende de las decisiones que se tomen ahora

Cuanto más se caliente el planeta, mayores serán los impactos y el riesgo de consecuencias imprevistas (*confianza muy alta*). Los impactos del cambio climático aumentan con el calentamiento, el cual es *prácticamente seguro* si las emisiones de dióxido de carbono no llegan al cero neto (*confianza muy alta*). Reducir las emisiones de forma rápida *muy probablemente* limitaría el calentamiento futuro (*confianza muy alta*) y los aumentos asociados de muchos riesgos (*confianza alta*). Aunque todavía hay incertidumbres sobre cómo reaccionará el planeta al calentamiento rápido y no se pueden descartar escenarios futuros catastróficos, el futuro está en gran medida en manos humanas.

A medida que el mundo se calienta, Estados Unidos se calienta más

Cada incremento del calentamiento global provoca mayores aumentos de temperatura en muchas regiones, lo que incluye gran parte de Estados Unidos (Figura 2.9). El Acuerdo de París insta a limitar el calentamiento global “muy por debajo de 2 °C” con respecto a las temperaturas preindustriales, preferiblemente a 1.5 °C, y los objetivos de emisiones nacionales e internacionales se expresan generalmente en estos términos. Para reflejar este lenguaje, en la medida de lo posible, las tendencias de esta sección se presentan en términos del nivel de calentamiento global (global warming level, GWL): el cambio de la temperatura promedio global en grados Celsius en relación con las temperaturas preindustriales. Con un GWL de 2 °C (3.6 °F), es *muy probable* que la temperatura promedio en Estados Unidos aumente entre 4.4 °F y 5.6 °F (2.4 °C y 3.1 °C). Por cada 1 °C adicional de calentamiento global, se proyecta que la temperatura promedio de EE. UU. aumente alrededor de 2.5 °F (1.4 °C). Las partes norte y oeste del país *probablemente* experimenten un calentamiento proporcionalmente mayor (Figura 2.9).

Cambios de temperatura proyectados en EE. UU. a 1.5 °C, 2 °C, 3 °C y 4 °C de calentamiento global



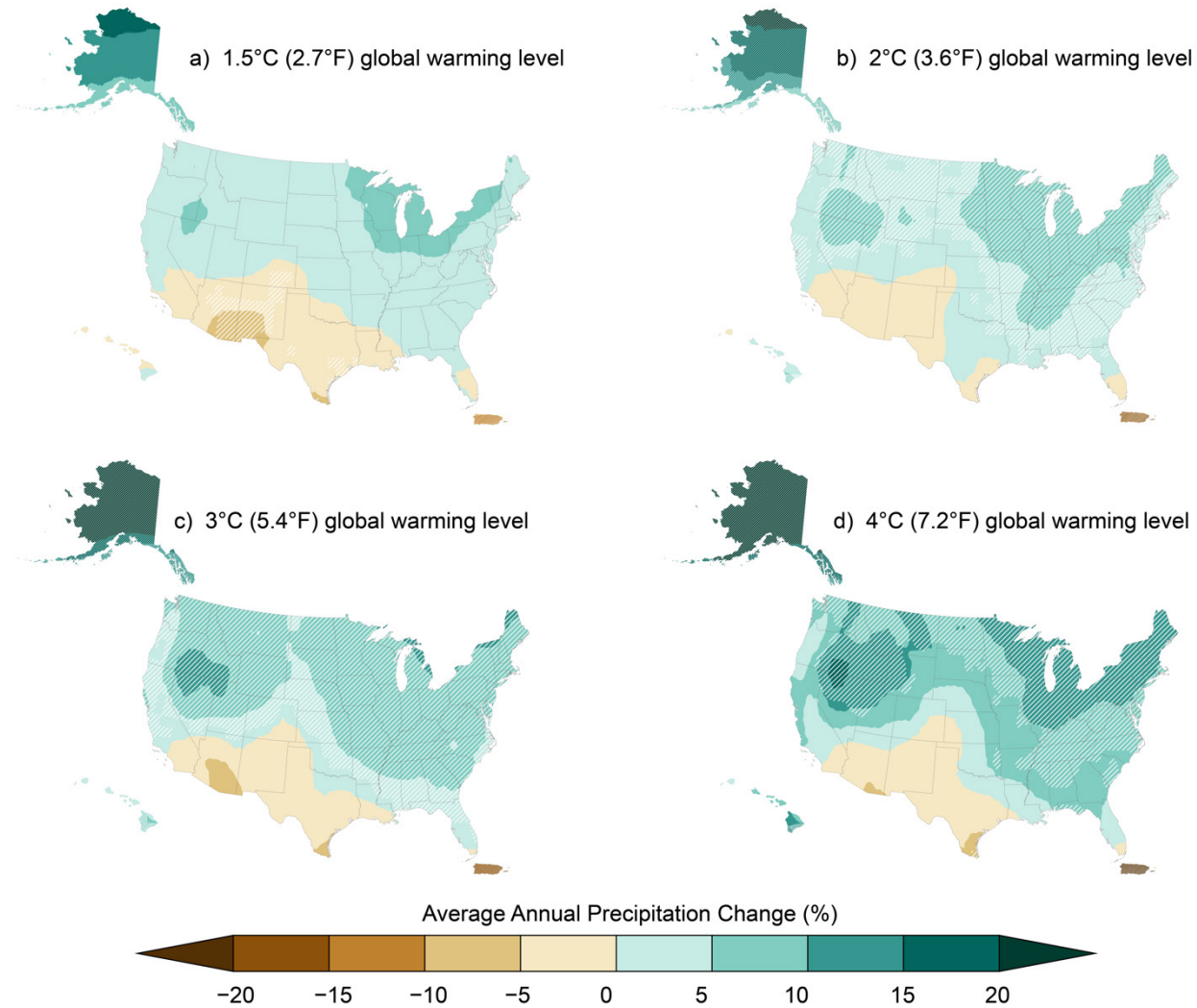
Se proyecta que Estados Unidos se caliente más rápido que el promedio global.

Figura 2.9. A medida que el mundo se calienta, EE. UU. se calienta más. Los aumentos de temperatura proyectados son mayores en las partes norte y oeste del país y más severos en el Ártico. Estos mapas muestran cambios proyectados en la temperatura promedio anual (°F) de distintos niveles de calentamiento global (1.5, 2.0, 3.0 y 4.0 °C). Los cambios son relativos al período 1851-1900. Basado en CMIP6. No se dispone de datos sobre las islas del Pacífico asociadas a EE. UU. Créditos de la figura: NCEI de la NOAA y CISESS de NC.

Algunas regiones serán más húmedas y otras más secas

Los cambios en las precipitaciones también oscilan con el calentamiento global, pero estas proyecciones varían según el lugar (Figura 2.10) y son menos seguras que los cambios de temperatura. A medida que aumenta la temperatura global, es *muy probable* que la precipitación promedio anual aumente en las regiones norte y este de CONUS y en Alaska, más probablemente disminuyan en el Suroeste y Texas y *probablemente* disminuyan en el Caribe. También se prevén cambios en el ciclo estacional de las precipitaciones: en el Noroeste es *muy probable* que los aumentos de las precipitaciones se produzcan durante la estación húmeda invernal y disminuyan en verano. En un mundo más cálido, es *prácticamente seguro* que caerán menos precipitaciones en forma de nieve, lo que provocará grandes reducciones en el manto de nieve de las montañas y una disminución de la escorrentía primaveral en el oeste montañoso (Capítulos 4, 27, 28; Figura A4.7).

Cambios en las precipitaciones proyectados en EE. UU. a 1.5 °C, 2 °C, 3 °C y 4 °C de calentamiento global



Se proyecta que los cambios en las precipitaciones sean mayores a niveles más altos de calentamiento.

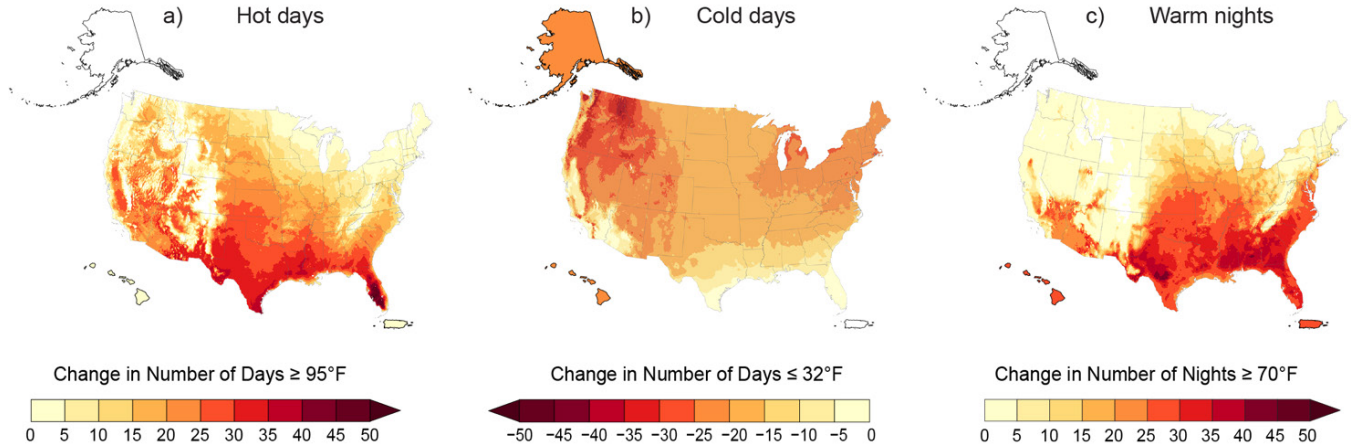
Figura 2.10. Estos mapas muestran cambios proyectados en la precipitación promedio anual (%) de distintos niveles de calentamiento global (1.5, 2.0, 3.0 y 4.0 °C). Se proyecta que las precipitaciones aumenten con el calentamiento en el norte y el este y disminuyan en el Suroeste y el Caribe. Los cambios son relativos al período 1851-1900. Basado en CMIP6. No se dispone de datos sobre las islas del Pacífico asociadas a EE. UU. El sombreado indica áreas en las que el 80 % o más de los modelos coinciden en el signo del cambio. Créditos de la figura: Project Drawdown, Stripe Inc., NCEI de la NOAA y CISS de NC.

El riesgo de calor extremo aumenta con el calentamiento global

Las tendencias recientes del calor extremo y las precipitaciones presagian lo que está por venir en un mundo más cálido. La relación entre el calentamiento y las olas de calor es bien conocida: a un nivel muy básico, a medida que se calientan las temperaturas promedio, aumenta el riesgo de que se produzcan temperaturas extremas y se batan récords de temperatura (Capítulo 3), y es *muy probable* que las olas de calor aumenten en frecuencia, severidad y duración a medida que continúe el calentamiento. La Figura 2.11a muestra los cambios proyectados en el número de días con temperaturas iguales o superiores a 95 °F con un nivel de calentamiento global de 2 °C. Además de los cambios en el número de días calurosos, es *muy probable* que las olas de calor de varios días duren más, afecten una mayor extensión espacial y sean más severas, exponiendo simultáneamente a más personas e infraestructuras y durante períodos más largos¹⁸⁰. En contraste, se proyecta que disminuya el número de días fríos (Figura 2.11b). Es *muy probable* que las

temperaturas nocturnas aumenten más rápidamente que las temperaturas diurnas, lo que provocará un aumento de las temperaturas nocturnas extremas a medida que aumente el nivel de calentamiento global (Figura 2.11c). Es *muy probable* que tales cambios en el calor extremo tengan impactos negativos en la salud humana (Capítulo 15) y la productividad agrícola (Capítulo 11).

Cambios proyectados en los extremos cálidos y fríos con 2 °C de calentamiento global



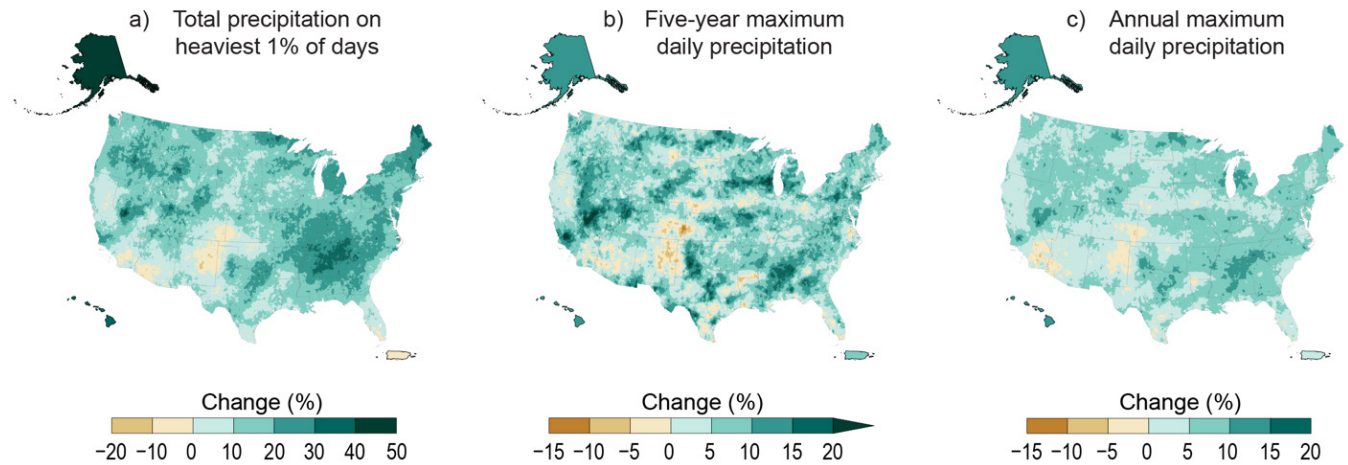
Se esperan más días calurosos, noches aún más cálidas y menos días fríos con un nivel de calentamiento global de 2 °C.

Figura 2.11. Estos mapas muestran cambios en el (a) el número proyectado de días calurosos con una temperatura máxima igual o superior a 95 °F, (b) días fríos (temperatura mínima igual o inferior a 32 °F) y (c) noches cálidas (temperatura mínima igual o superior a 70 °F) con un nivel de calentamiento global de 2.0 °C. Los cambios son relativos al período 1991-2020. Basado en LOCA2/STAR. Los valores de Alaska, Hawaii y Puerto Rico son promedios de la reducción de escala STAR de 44, 15 y 31 estaciones, respectivamente. El valor de Hawaii de los días fríos corresponde a Mauna Loa, la única estación de la red en la que se registran temperaturas bajo cero. Las áreas que no muestran cambios (en blanco) generalmente no experimentarán temperaturas superiores a esos umbrales. No se dispone de datos sobre las Islas del Pacífico asociadas a EE. UU. y las Islas Vírgenes estadounidenses. Créditos de la figura: NCEI de la NOAA y CISESS de NC.

La frecuencia y severidad de las fuertes precipitaciones aumenta con el nivel de calentamiento global

Es *muy probable* que los sistemas meteorológicos que producen precipitaciones extremas, desde ciclones tropicales hasta ríos atmosféricos, produzcan precipitaciones más intensas con niveles de calentamiento global más elevados^{127, 181, 182, 183, 184}. Se espera que los aumentos recientes en la frecuencia, la severidad y la cantidad de precipitaciones extremas continúen en EE. UU. incluso si el calentamiento global se limita a los objetivos del Acuerdo de París^{126, 185}. La Figura 2.12 muestra cambios *probables* con un GWL de 2 °C. Los cambios en las precipitaciones extremas difieren según las estaciones: es *muy probable* que aumenten en primavera y en invierno en todo CONUS y Alaska y en los estados del este y noroeste en otoño, mientras que los cambios proyectados en el verano son más inciertos¹⁸⁶.

Cambios proyectados en las precipitaciones extremas con 2 °C de calentamiento global



Se prevé un aumento de la frecuencia y la severidad de las precipitaciones intensas con un calentamiento global de 2 °C.

Figura 2.12. Los mapas muestran los cambios proyectados en tres medidas de precipitaciones extremas en un nivel de calentamiento global de 2 °C: **(a)** precipitación total caída en el 1 % de los días más intensos, **(b)** precipitación máxima diaria en un período de 5 años y **(c)** la precipitación diaria anual más intensa. Los cambios son relativos al período 1991-2020. Basado en LOCA2/STAR. Los valores de Alaska, Hawaii y Puerto Rico son promedios de la reducción de escala STAR de 45, 16 y 31 estaciones, respectivamente. No se dispone de datos sobre las Islas del Pacífico asociadas a EE. UU. y las Islas Vírgenes estadounidenses. Créditos de la figura: NCEI de la NOAA y CISS de NC.

Los cambios en el balance hídrico provocados por el calentamiento afectan el riesgo de sequía

Aunque aumenten los aguaceros, también se proyecta que aumente el riesgo de sequía con la temperatura global. El pasado puede darnos una idea de lo que podría ocurrir con el aumento de las temperaturas. Los datos paleoclimáticos muestran que la región de la Gran Cuenca, que incluye Nevada, partes de Utah y Wyoming y gran parte del Suroeste, ya sufría escasez de agua, y padeció sequías severas a mediados del Holoceno (hace aproximadamente de 5,000 a 9,000 años), cuando el Pacífico occidental era cálido, las temperaturas del Ártico eran elevadas y había menos hielo marino; cambios globales que se proyectan en un mundo futuro más cálido¹⁸⁷. En el Suroeste, se proyecta que en el futuro aumenten las sequías de varias décadas de humedad del suelo análogas o más secas que la sequía de 2000-2021, independientemente del nivel de calentamiento global (Capítulo 28)¹⁸⁸. Esto se debe a la disminución proyectada de las precipitaciones primaverales y al deshielo más temprano que, combinados con temperaturas más cálidas, llevan a la región a un nuevo estado promedio más seco¹⁴⁰. Sin embargo, el riesgo de sequías de un solo año análogas a la del año reciente más seco (2002) depende en gran medida del nivel de calentamiento global, aumentando un 8 % con un GWL de 2 °C, pero un 24 % con 4 °C¹⁸⁸. Limitar el calentamiento global también reduciría la severidad de las sequías inevitables de varias décadas al disminuir la magnitud de las sequías extremas de un solo año durante estos eventos.

No se proyecta que otras regiones del país se aridifiquen en la misma medida que el Suroeste. Sin embargo, los cambios proyectados en la cantidad, el tipo y la sincronización de las precipitaciones y la evapotranspiración afectarán el equilibrio entre la oferta y la demanda de agua, configurando el riesgo de sequía en un mundo más cálido. Se proyecta que la escorrentía primavera procedente del deshielo disminuya con el calentamiento en las regiones norte y oeste de CONUS¹⁸⁹. En las regiones sur y este del país, los aumentos proyectados de las precipitaciones invernales y primaverales aumentarán la disponibilidad de humedad en el

momento en que los suelos estén más húmedos, lo que provocará un aumento de la escorrentía y del riesgo de inundaciones¹³⁸. Se proyecta que el secado de los suelos superficiales se produzca en casi todas partes; el secado aumenta con el GWL debido al incremento de la demanda evaporativa con el calentamiento. Las proyecciones de humedad del suelo a mayor profundidad son más inciertas¹⁹⁰, pero es *probable* que la humedad total del suelo en columna en el Suroeste y en partes de las Grandes Llanuras del Sur se vuelva más seca con el calentamiento¹³⁸.

A medida que el planeta se calienta, las tormentas se vuelven más peligrosas

Cada vez existe más evidencia de que el calentamiento del planeta alterará las características y los impactos de varios tipos de tormentas. Con cada incremento del calentamiento global es *muy probable* que el aumento proyectado del nivel del mar provoque mayores niveles de inundación cuando se produzcan tormentas (Capítulo 9). Es *muy probable* que los aumentos proyectados del vapor de agua atmosférico provoquen precipitaciones más extremas (Capítulo 3). Es *muy probable* que el aumento proyectado de la temperatura del agua provoque ciclones tropicales más fuertes en todo el mundo, con vientos un 5 % más rápidos (3 % en la cuenca atlántica) a un GWL de 2 °C. Es *probable* que disminuya la frecuencia global general de ciclones tropicales, mientras que es *probable* que aumente la frecuencia de huracanes de categoría 4 o 5¹⁸³. Investigaciones recientes apuntan a una continua incertidumbre en la frecuencia futura de los huracanes atlánticos (p. ej., Sena *et al.* 2022¹⁹¹; Knutson *et al.* 2022¹⁹²), el comportamiento al tocar tierra (p. ej., Zhang *et al.* 2020¹⁹³; Jing *et al.* 2021¹⁹⁴; Knutson *et al.* 2022¹⁹²) y los peligros asociados (p. ej., Gori *et al.* 2022¹⁹⁵), así como posibles cambios hacia una mayor actividad ciclónica tropical en el Pacífico Central (Capítulo 30)¹⁹².

Incluso en las regiones que experimentan una disminución general de las precipitaciones se proyecta que los ríos atmosféricos sean más fuertes y anchos^{184, 196}, lo que aumenta el riesgo de aguaceros e inundaciones en el oeste de Estados Unidos^{181, 184, 197, 198}. Además, el registro paleoclimático muestra que los lugares a lo largo de la costa del Pacífico donde las tormentas traen humedad también pueden cambiar con el calentamiento¹⁹⁹.

Es *probable* que la frecuencia de los entornos meteorológicos que ocasionan tormentas severas en Estados Unidos durante la primavera y el otoño aumente en escenarios de calentamiento más intensos^{200, 201}. Estos cambios *probablemente* alarguen la temporada de tormentas severas a medida que el mundo se calienta, especialmente en el Medio Oeste y el Sureste durante los meses de estación fría²⁰².

El calentamiento aumenta el riesgo de eventos extremos compuestos

El aumento del riesgo de muchos eventos meteorológicos y climáticos extremos individuales con el calentamiento también aumenta el riesgo de que se produzcan múltiples eventos extremos en rápida sucesión en la misma región. El calentamiento también aumenta el riesgo de que se produzcan simultáneamente múltiples situaciones extremas en varias regiones interconectadas o interdependientes (enfoque en eventos compuestos). Se proyecta que las condiciones calientes y secas concurrentes sean más frecuentes con el calentamiento^{156, 203, 204}. Estas condiciones aumentan el riesgo de incendios forestales extremos, además de afectar la agricultura, los recursos hídricos y los ecosistemas marinos y de agua dulce.

También se proyecta que aumenten con el calentamiento las condiciones calientes y húmedas concurrentes y que aumente el riesgo de olas de calor húmedo de uno o varios días en el Noreste, el Sureste y partes del Suroeste, áreas densamente pobladas²⁰⁵. Las temperaturas más altas combinadas con el aumento de la humedad debido al mayor contenido de humedad atmosférica están contribuyendo al aumento de los extremos de calor húmedo, condiciones que limitan la capacidad del cuerpo humano para enfriarse de forma natural y que están asociadas a una menor productividad laboral y a que se agraven los impactos sobre la salud relacionados con el calor^{206, 207}.

Es probable que la combinación del aumento del riesgo de sequía y las precipitaciones extremas aumente el riesgo de temporadas de incendios forestales extremos que vayan seguidas poco después de fuertes precipitaciones en todo el Oeste²⁰⁸, lo que podría aumentar el riesgo de peligros posteriores a los incendios, como flujos de escombros, deslizamientos de tierras e inundaciones repentinas similares a las que han afectado algunas partes de la región en las décadas recientes (Capítulo 4; Figura 3.13). Los mayores aumentos se prevén en el Noroeste del Pacífico, donde este riesgo ha sido históricamente bajo²⁰⁸. El aumento de la volatilidad hidroclimática también podría afectar el Caribe, Hawaii y algunas Islas del Pacífico (Capítulos 23, 30). A medida que aumenta la temperatura global, se proyecta que las costas del Atlántico y del Golfo experimenten un aumento de las inundaciones compuestas por el aumento del nivel del mar, que provoca marejadas ciclónicas más fuertes y precipitaciones más intensas que ocasionan escorrentías e inundaciones, las cuales impactan a las personas, los ecosistemas y las infraestructuras a lo largo de las costas (Capítulo 9)^{195, 209}. La comprensión científica de este tipo de eventos sigue evolucionando (enfoque en eventos compuestos).

El calentamiento provoca un aumento del nivel del mar a largo plazo

Las diferencias más sustanciales en el aumento proyectado del nivel del mar para Estados Unidos en distintos niveles de calentamiento global empiezan a surgir a finales de este siglo, debido a la incertidumbre sobre la cantidad y la rapidez con que se perderá el hielo de la capa de hielo del Antártico^{210, 211}. Un GWL de 2 °C provocaría una subida del nivel del mar probable en CONUS de 2 a 3 pies en 2100 y de 2.5 a 5 pies en 2150, en relación con los niveles del mar de 2000. Cada grado Celsius adicional de calentamiento global es probable que cause al menos 4 pulgadas adicionales de aumento del nivel del mar en CONUS en 2100 y de, al menos, 7 pulgadas adicionales en 2150 (consulte el Capítulo 9 y la Figura 9.2 respecto a las proyecciones del nivel del mar en términos de los niveles de calentamiento global)⁶⁷. Con un GWL de 2 °C, no se espera que la subida del nivel del mar en CONUS supere los 4 pies en 2100 y los 7 pies en 2150, aunque no se considera imposible. Con GWL más elevados, este aumento extremo del nivel del mar es más probable en los próximos 100-150 años.

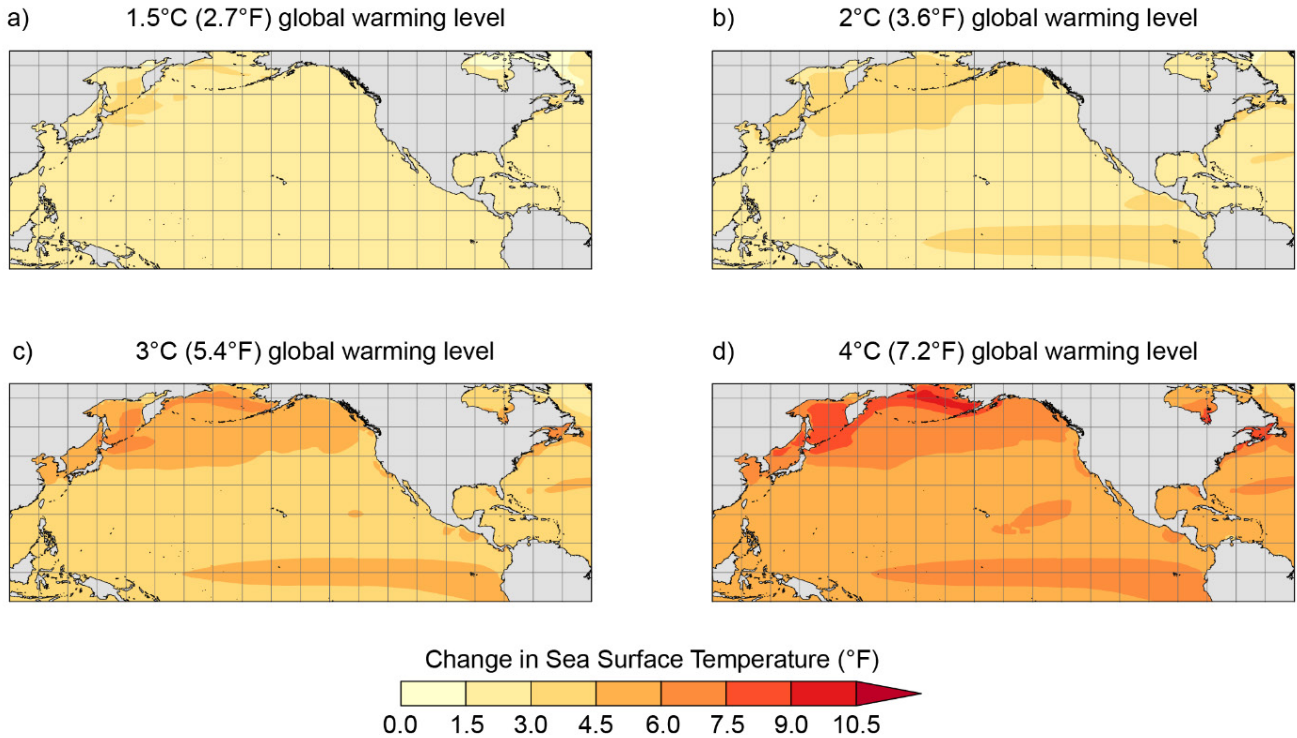
El aumento del nivel del mar total que se producirá después de 2150 puede diferir en muchos pies según los niveles de calentamiento global de los próximos 50-100 años, debido a la posible pérdida rápida e irreversible de hielo de Groenlandia y la Antártida a partir del próximo siglo^{102, 212, 213}. Estos cambios significativos en 2100 y más allá se traducen directamente en un aumento sustancial de la frecuencia de las inundaciones en las regiones costeras, haciendo que las inundaciones grandes en algunas regiones sean tan comunes en 2100 como las inundaciones menores en la actualidad⁶⁷. Sin embargo, también hay muchos procesos que impulsan las variaciones locales en la subida del nivel del mar que no están claramente relacionados con los niveles de calentamiento global, como el movimiento vertical de la tierra. Para ayudar en la planificación de un aumento del nivel del mar en un futuro incierto, también se suelen utilizar proyecciones para construir escenarios del nivel del mar⁶⁷, lo cual se trata con más detalle en el Capítulo 9 y el Apéndice 3.

El calentamiento global cambia los océanos

Las temperaturas de la superficie del mar aumentan con el nivel de calentamiento global, pero los cambios no son uniformes en todo el planeta: se prevé que los océanos del norte se calienten más rápido que los tropicales (Figura 2.13). El calor seguirá acumulándose en los océanos superficiales y profundos: con un GWL de 4 °C, las aguas oceánicas de la costa occidental y Alaska podrían acumular 3,000 millones de julios por metro cuadrado; la costa atlántica, 5,000 millones de julios por metro cuadrado; y el Golfo de México, hasta 6,000 millones de julios por metro cuadrado, aproximadamente el equivalente energético de doscientas libras de TNT por pie cuadrado. En consecuencia, se proyecta que el riesgo de olas de calor marinas aumente a medida que el mundo se calienta. Las proyecciones indican un aumento de entre 150 y 300 días de olas de calor marinas al año si el GWL alcanza los 2.5 °C. Por tanto, es posible que los océanos costeros

de Estados Unidos entren en un estado de ola de calor casi permanente, con importantes ramificaciones para la vida marina²¹⁴. La probabilidad de que el hielo marino de septiembre desaparezca por completo del océano Ártico, incluidas las aguas costeras de Alaska, pasa del 1 % en 2100 con un GWL de 1.5 °C al 10 %-30 % con un GWL de 2 °C⁷⁹.

Cambios proyectados de la temperatura de la superficie del mar con 1.5 °C, 2 °C, 3 °C y 4 °C de calentamiento global



Con niveles de calentamiento global más elevados, se proyecta que las temperaturas de la superficie del mar cambien en torno a las costas estadounidenses y en mar abierto, con consecuencias para los recursos marinos de esas aguas.

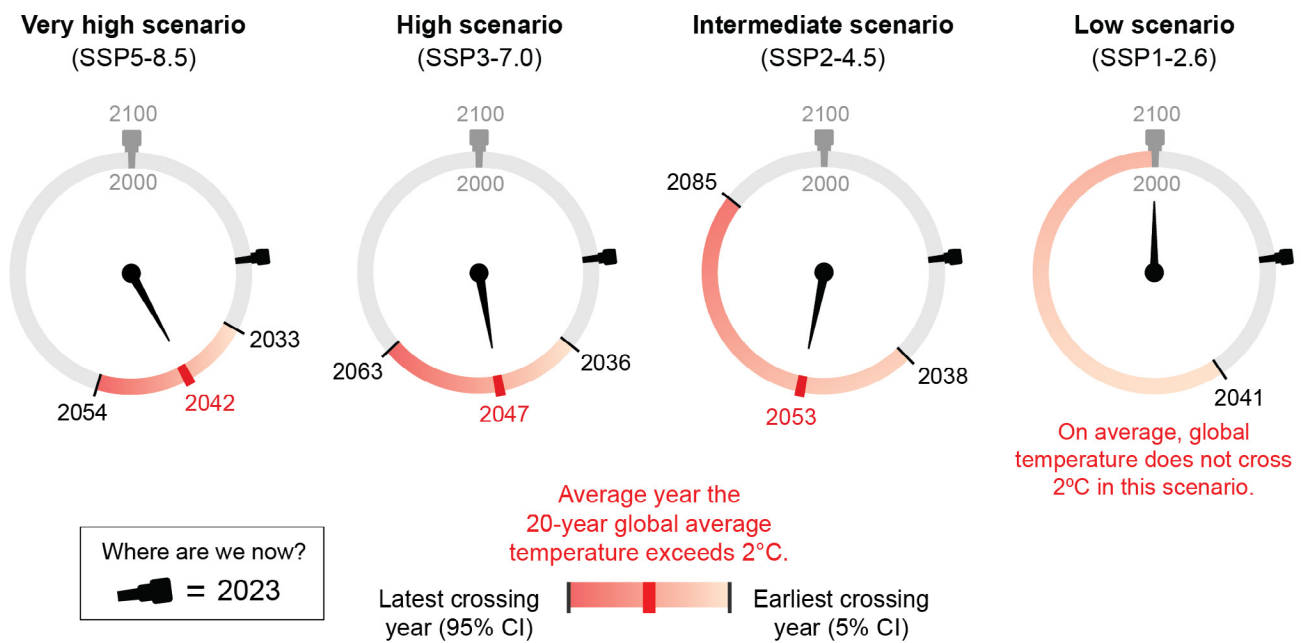
Figura 2.13. Estos mapas muestran los cambios proyectados en las temperaturas de la superficie del mar (°F) respecto a distintos niveles de calentamiento global (1.5, 2.0, 3.0 y 4.0 °C). Los cambios son relativos al período entre 1851-1900. Créditos de la figura: NOAA, NCEI de la NOAA y CISESS de NC.

Los cambios proyectados en la acidificación de los océanos y la pérdida de oxígeno en aguas estadounidenses varían según la ubicación. Para niveles más altos de futuras emisiones de CO₂, la química de las aguas del Golfo de Maine cambiará de forma perjudicial para los organismos conculícolos, ya que se proyecta que el nivel de saturación de aragonito —una forma de carbonato cálcico utilizado por la vida marina conculícola— caiga por debajo de un umbral crucial para la formación de conchas durante la mayor parte del año²¹⁵. La pérdida de oxígeno oceánico en las profundidades superiores y medias será más pronunciada para Estados Unidos en el Pacífico Norte, incluidas las costas de Alaska y la costa del Pacífico, que comprimirán los hábitats de la vida marina que se aleja de las aguas cálidas de la superficie^{216, 217}.

El momento en que alcancemos un determinado umbral de calentamiento depende de las emisiones futuras

Las proyecciones de la temperatura promedio global del futuro en superficie dependen principalmente de dos cosas: 1) emisiones futuras (Capítulo 32); y 2) la sensibilidad del sistema climático a estas emisiones (KM 3.2). En un escenario muy alto, es *muy probable* que el mundo supere un nivel de calentamiento global de 2 °C entre 2033 y 2054, de acuerdo con la sensibilidad climática a las emisiones de gases de efecto invernadero (Capítulo 3). En un escenario bajo, en contraste, es *muy probable* que el mundo no cruce este umbral en absoluto (Figura 2.14). Además de calentarse más, en los escenarios alto y muy alto, la Tierra se calienta más rápido. La aparición de algunas situaciones extremas que baten récords depende de este ritmo de calentamiento²¹⁸. Un cambio climático más rápido también aumenta el reto de la adaptación tanto para los sistemas humanos como para los naturales.

Cambio proyectado de la temperatura global en superficie



Las futuras emisiones de gases de efecto invernadero determinan si alcanzaremos los 2 °C de calentamiento global y con qué velocidad.

Figura 2.14. Cuando el mundo alcance los 2 °C de calentamiento global, o si los alcanza, depende de las futuras emisiones de gases de efecto invernadero y de la sensibilidad del sistema climático a esas emisiones. Se muestran las proyecciones de calentamiento evaluadas por el Sexto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (Intergovernmental Panel on Climate Change Sixth Assessment Report, IPCC AR6) en cuatro escenarios futuros, con los años proyectados en los que se alcanzaría el nivel de calentamiento global de 2 °C (3.6 °F). Por ejemplo, en un escenario muy alto (SSP5-8.5), los modelos proyectan alcanzar los 2 °C entre 2033 y 2054, con una estimación promedio de 2042. En un escenario bajo (SSP1-2.6), el intervalo de confianza (IC) del 5 % comienza en 2041, pero la proyección promedio muestra que el calentamiento se mantendría por debajo de los 2 °C. Créditos de la figura: Project Drawdown, Stripe Inc., NCEI de la NOAA y CISSS de NC.

En años pasados, varios análisis han reducido el rango plausible de resultados de las emisiones actuales basándose en las políticas vigentes actualmente (consulte las políticas de mitigación existentes en EE. UU. por estados, Figura 32.20), situando al mundo en la senda de un calentamiento central estimado en torno

a 2.6 °C (que oscila entre 2 y 3.7 °C) para 2100^{219, 220, 221, 222, 223, 224}. Los compromisos climáticos existentes, si se cumplen, aumentarían la probabilidad de limitar el cambio de temperatura muy por debajo de los 2 °C²²⁵. Para alcanzar objetivos más ambiciosos, sería necesario adoptar medidas más contundentes. Las emisiones de las infraestructuras de combustibles fósiles existentes y actualmente planificadas a escala mundial situarían al planeta en una trayectoria que superaría los 1.5 °C en las próximas décadas²²⁶. Sin embargo, las proyecciones políticas actuales no representan ni un límite superior ni inferior de los futuros resultados climáticos. Nuestras decisiones importan: las temperaturas de la superficie terrestre seguirán aumentando hasta que las emisiones de CO₂ alcancen el cero neto y no se espera que las temperaturas de la superficie descendan durante siglos en ausencia de emisiones netas negativas. Al mismo tiempo, los modelos del sistema terrestre sugieren que solo se espera un pequeño cambio adicional de la temperatura de la superficie en los próximos siglos si las emisiones de CO₂ alcanzan el cero neto y se reducen drásticamente otros gases de efecto invernadero, al menos en los escenarios en los que el calentamiento global se limita a 2 °C o menos para 2100²²⁷. En otras palabras, el calentamiento adicional durante los próximos siglos no está necesariamente “asegurado” después de que las emisiones netas de CO₂ se reduzcan a cero.

Algunos impactos son inevitables debido a decisiones pasadas

Aunque la mayoría de los modelos proyectan que la Tierra dejará de calentarse si las emisiones de CO₂ alcanzan el cero neto, el fin del calentamiento no implica el fin del cambio climático. Dado que el CO₂ no eliminado por los sumideros en tierra y en el océano permanece en la atmósfera durante miles de años, la acumulación de emisiones pasadas ya hace inevitables algunos impactos, independientemente de las futuras medidas de mitigación. Ciertos aspectos lentos del sistema climático, como las capas de hielo y las profundidades oceánicas, tardan décadas o siglos en responder a los cambios. Esto significa que incluso en un escenario bajo en el que el calentamiento global se reduzca o se detenga, algunos cambios climáticos continuarán a medida que la Tierra siga ajustándose.

Algunos cambios oceánicos se mantienen incluso en escenarios de mitigación agresiva

Las emisiones del pasado seguirán afectando el océano durante miles de años. Independientemente de las emisiones futuras, el océano superficial seguirá absorbiendo calor de la atmósfera, acumulando entre 2 y 4 veces más calor del que ha absorbido desde 1970, incluso en escenarios bajos o muy bajos⁷⁹. Este calor tendrá efectos en cascada sobre los ecosistemas marinos: aumentar la probabilidad de olas de calor marinas y provocar el aumento del nivel del mar debido a la expansión del agua caliente. Incluso después de que el mundo alcance las emisiones cero neto, los océanos seguirán acidificándose a medida que absorban gradualmente el CO₂ atmosférico producido por las actividades humanas del pasado.

El nivel del mar seguirá aumentando

Se prevé que el nivel del mar a lo largo de las costas estadounidenses siga subiendo independientemente de los niveles de calentamiento global en un futuro previsible (al menos durante cientos de años). De acuerdo con una serie de posibles niveles de calentamiento global, el nivel del mar promedio a lo largo de las costas de EE. UU. es probable que se sitúe entre 12 y 20 pulgadas por encima del nivel del mar de 2000 en 2050 (Figura 9.2)^{67, 88}. En estas escalas temporales tan cortas, las variaciones regionales del aumento proyectado del nivel del mar son grandes, con un aumento del nivel del mar probable de 4 a 12 pulgadas en el Noroeste del Pacífico y de un aumento del nivel del mar probable de 20 a 27 pulgadas en el oeste del Golfo de México. En las escalas temporales relevantes para la planificación de infraestructuras (la vida útil de las infraestructuras oscila entre 10 y más de 100 años), también se proyecta que las tasas de aumento del nivel del mar sigan acelerándose en todos los casos, salvo en los niveles posibles de calentamiento global más bajos (superiores a 2 °C)⁶⁷. Los futuros cambios proyectados del nivel del mar probablemente provocarán un aumento de la frecuencia de las inundaciones costeras en Estados Unidos continental en los próximos 30 años, con un aumento de más de diez veces en las inundaciones típicamente dañinas (p. ej.,

las marejadas ciclónicas que actualmente se repiten cada pocos años) y un aumento de cinco veces en las inundaciones destructivas (p. ej., las marejadas ciclónicas importantes que actualmente se repiten una vez cada muchas décadas) durante este período⁶⁷. El aumento de la frecuencia de las inundaciones en las áreas costeras depende no solo de la evolución local del nivel del mar, sino también de los ciclos de marea de baja frecuencia²²⁸ y de modos remotos de variabilidad climática natural (p. ej., ENSO, la oscilación por décadas del Pacífico y la Oscilación del Atlántico Norte)²²⁹.

Será necesario adaptarse al cambio climático

No es posible evitar el cambio climático: el nivel actual de calentamiento global supera ya el 1.1 °C. EE. UU., a todos los niveles de gobierno, empresas y sociedad civil, debe adaptarse a la realidad de un clima cambiante y prepararse para al menos un cierto nivel de calentamiento adicional. La inercia en las infraestructuras mundiales²³⁰ y los sistemas económicos y políticos²³¹ significa que la tendencia a corto plazo del riesgo en las próximas décadas es en gran medida independiente de la elección del escenario de emisiones²²⁴, y es poco probable que los beneficios climáticos de una acción agresiva para reducir las emisiones de gases de efecto invernadero se materialicen a corto plazo. Cuanto más rápido y extenso sea el calentamiento, mayor será el riesgo de que los impactos climáticos superen la velocidad de adaptación (KM 4.3), ya que existen tanto barreras como límites a la adaptación (Capítulo 31; KM 31.2). Esto significa que EE. UU. tendrá que adaptarse a un clima cambiante independientemente de las emisiones futuras.

No podemos descartar resultados catastróficos

Las sensibilidades climáticas superiores a 4 °C son improbables, pero no imposibles

No se conoce ningún precedente de una especie que cambie su propio clima tan rápidamente como los humanos estamos cambiando el nuestro, y hay muchas incertidumbres asociadas a un mundo que se calienta rápidamente. Los resultados poco probables y potencialmente catastróficos no son imposibles, y estos riesgos persisten incluso con las políticas actuales. Aunque las evaluaciones recientes (KM 3.2)²³² sitúan el rango *probable* de la sensibilidad climática de equilibrio —el calentamiento a largo plazo que experimentará el mundo si se duplican las concentraciones atmosféricas de CO₂— entre 2.5 °C y 4.0 °C, no se descartan definitivamente valores superiores, y los circuitos de retroalimentación, como los cambios en la nubosidad, pueden provocar un mayor calentamiento en el futuro. Del mismo modo, no podemos descartar un GWL de 4 °C o más este siglo, sobre todo si el cambio climático reduce fuertemente la capacidad de la biósfera o de los océanos para eliminar carbono de la atmósfera (Capítulo 3).

Los cambios en el ciclo del carbono pueden aumentar la cantidad de CO₂ restante en la atmósfera

Nuestro conocimiento emergente de los sistemas terrestres, oceánicos, costeros y de agua dulce sugiere la posibilidad de una disminución de la capacidad futura de absorción de carbono tanto en los ecosistemas terrestres como en los oceánicos^{233, 234, 235}. El equilibrio entre la absorción y la liberación de carbono en los ecosistemas terrestres depende del equilibrio relativo entre fotosíntesis, respiración y descomposición, que a su vez depende en gran medida de la temperatura y de la disponibilidad de humedad. Los cambios en uno u otro pueden alterar el equilibrio de la absorción y liberación de carbono en los ecosistemas terrestres (Capítulo 7). Del mismo modo, el ritmo y la medida en que el CO₂ atmosférico se intercambia con los sistemas oceánicos y de agua dulce está controlado por una combinación de temperatura, salinidad, presión, surgencia, consumo biológico y liberación de CO₂.

Aunque los sumideros netos de carbono terrestre y oceánico han aumentado en respuesta al incremento de las emisiones de carbono en las seis décadas pasadas^{33, 233}, los modelos climáticos proyectan que la fracción de emisiones absorbida por la tierra y los océanos disminuirá, aunque con diferencias significativas en las respuestas regionales y los mecanismos subyacentes que impulsan esas respuestas^{1, 236}. Por ejemplo, los

reservorios terrestres, como los bosques tropicales o los ecosistemas boreales del Ártico, podrían pasar de ser un sumidero neto a una fuente neta de carbono a la atmósfera (p. ej., Huntzinger *et al.* 2018²³⁴).

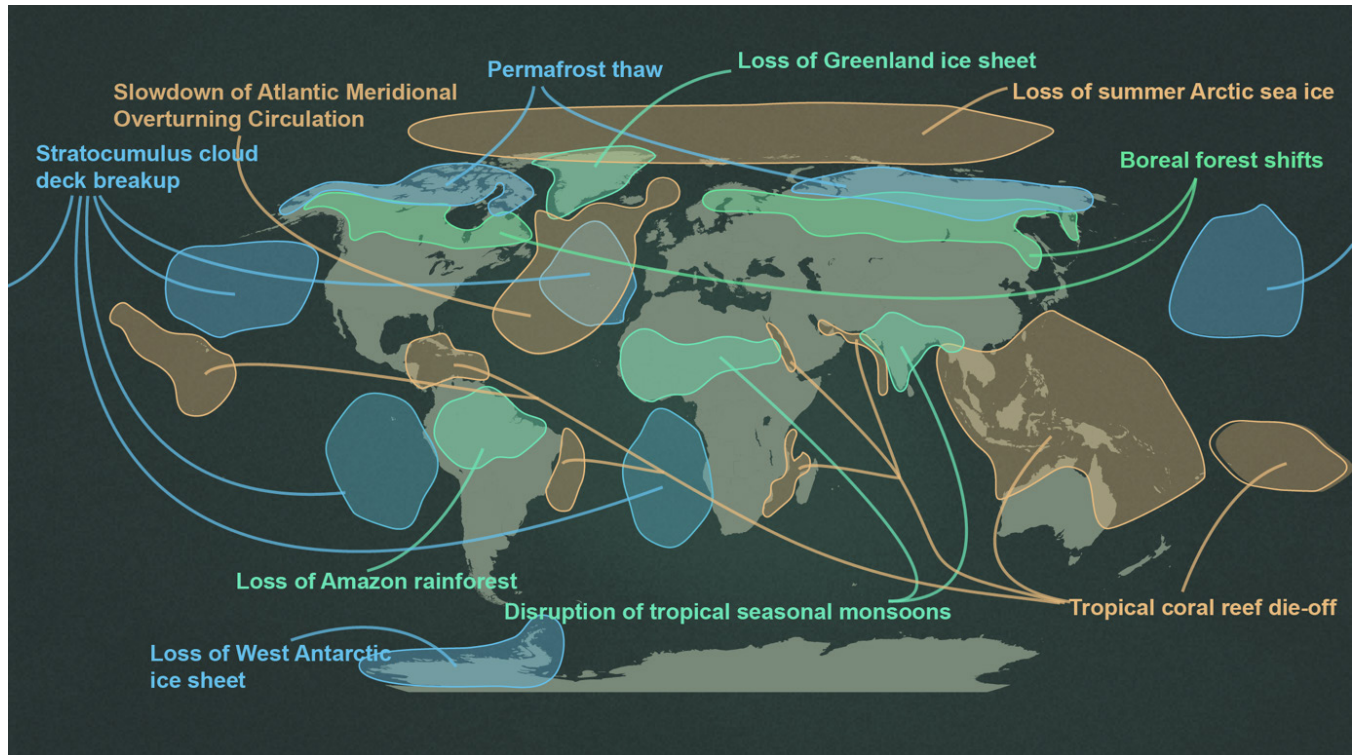
La región ártico-boreal (Capítulo 29) es especialmente vulnerable al futuro cambio climático y al aumento de las temperaturas, que podrían provocar la liberación de grandes cantidades de carbono a partir del deshielo del permafrost, junto con cambios en la productividad de la vegetación y perturbaciones como incendios forestales y brotes de insectos. Se estima que hay entre 4.8 y 5.9 billones de toneladas de carbono²³⁷ congelado hasta 20 metros de profundidad en el permafrost ártico. Esto supone aproximadamente el doble de la cantidad que hay actualmente en la atmósfera y más del triple de lo que ya se ha emitido a la atmósfera por el uso de combustibles fósiles desde la época preindustrial. Con el aumento de las temperaturas y el deshielo de los suelos, algunos de estos depósitos de carbono pueden movilizarse hacia la atmósfera, principalmente en forma de CO₂. Es probable que se liberen más de cien mil millones de toneladas de CO₂ por el deshielo del permafrost durante el próximo siglo, con estimaciones más elevadas de unos 400,000 millones de toneladas²³⁸. Se prevé que las emisiones totales de carbono procedentes del deshielo del permafrost superen el carbono capturado por el aumento de la productividad de la vegetación²³⁸. Una fracción menor del carbono del permafrost se emitirá como metano, el gas de efecto invernadero más potente. Se proyecta que las emisiones de metano causen entre el 40 % y el 70 % del forzamiento radiativo total afectado por el permafrost en este siglo²³⁹.

Los elementos de inflexión podrían provocar cambios regionales rápidos

Los elementos de inflexión, o puntos de inflexión como se les conoce coloquialmente, son componentes del sistema terrestre que pueden responder al cambio climático provocado por el hombre mediante una transición hacia estados a largo plazo sustancialmente diferentes al superar umbrales clave²⁴⁰. En algunos casos, esos cambios podrían producir emisiones adicionales de gases de efecto invernadero que agravarían el calentamiento global^{241, 242, 243}.

Entre los sistemas que se han identificado como posibles elementos de inflexión se encuentran la reducción de la velocidad de la circulación meridional de oscilación del Atlántico, el deshielo del permafrost ártico, la pérdida de las capas de hielo de Groenlandia y la Antártida Occidental, la pérdida de hielo marino ártico, los cambios de los bosques boreales, la alteración de los monzones estacionales tropicales, el retroceso de la selva amazónica, la pérdida de arrecifes de coral tropicales y la desaparición de las nubes que actualmente reflejan la luz solar enfriando la Tierra (Figura 2.15)⁹¹. Aunque algunos de estos elementos de inflexión están representados en los modelos modernos del sistema terrestre, muchos todavía no lo están, y la respuesta precisa de estos sistemas al rápido cambio climático sigue sin conocerse bien. No es posible afirmar que la superación de un determinado GWL desencadenará estos elementos de inflexión, ni los científicos están seguros de que la permanencia por debajo de un determinado GWL los evitará. Sin embargo, el riesgo de estos cambios no lineales aumenta con cada incremento del calentamiento global.

Posibles elementos de inflexión regional



El calentamiento continuo podría llevar a algunos aspectos del sistema terrestre más allá de los puntos de inflexión.

Figura 2.15. La figura muestra 10 posibles elementos de inflexión en el sistema climático. Entre ellos se encuentran los cambios en los bosques tropicales y boreales y en los arrecifes de coral, la pérdida de las capas de hielo de Groenlandia o de la Antártida occidental y los cambios en la circulación de los océanos y los monzones. Se muestra el área espacial afectada por cada elemento de inflexión; los colores se utilizan para mayor claridad visual. Adaptado con permiso de la Figura 1 en Wang *et al.* 2023²⁴⁰, que fue adaptada de McSweeney 2020²⁴⁴.

No se puede descartar un aumento extremo del nivel del mar

Los aumentos en el nivel del mar a lo largo de la costa continental de EE. UU. de 3 a 6 pies para 2100 y de 5 a 12 pies para 2150, dependiendo de las emisiones humanas, son posibilidades claras que no pueden descartarse (es decir, tienen al menos un 1 % de probabilidades de ocurrir con niveles de calentamiento global de 1.5 a 4 °C)^{67, 102, 210}. Más allá de 2100 sigue existiendo una gran incertidumbre en cuanto al aumento proyectado del nivel del mar en los escenarios más extremos de calentamiento futuro y pérdida de masa de la capa de hielo²¹⁰. Esta incertidumbre a largo plazo está relacionada principalmente con las brechas persistentes en nuestra comprensión de cómo fluye y se fractura el hielo de los glaciares^{245, 246, 247}, cómo cambian las nevadas con el calentamiento²⁴⁸ y cómo se comporta el agua de deshielo en la superficie de la capa de hielo^{249, 250}. Los avances recientes para cuantificar mejor las incertidumbres en la contribución de la capa de hielo a las proyecciones futuras del nivel del mar^{212, 251} y la garantía de que los modelos reflejen con precisión el comportamiento de la capa de hielo en el pasado^{103, 252} indican que los modelos de los mantos de hielo se están adaptando rápidamente para producir proyecciones del nivel del mar utilizables y creíbles. El desarrollo continuo de modelos puede reducir la incertidumbre sobre la probabilidad de escenarios extremos de aumento del nivel del mar. En particular, existe un fuerte incentivo para seguir reduciendo la incertidumbre en torno a los riesgos de eventos excepcionales asociados a las posibles proyecciones de baja probabilidad, pero alto impacto, del aumento del nivel del mar más allá de 2100, ya que la planificación de resultados catastróficos hace que la adaptación sea mucho más costosa^{253, 254}.

La mayor incertidumbre es qué haremos

A pesar de las incertidumbres sobre cómo responderán la tierra, el océano, la atmósfera y el hielo al calentamiento, y a pesar de la variabilidad interna del sistema climático, la mayor fuente de incertidumbre es la trayectoria de nuestras emisiones de gases de efecto invernadero (KM 3.3). Esto está bajo control humano y depende de nuestras decisiones políticas, económicas y sociales colectivas (Capítulo 32). Aunque probablemente no podamos detectar beneficios climáticos incluso de las reducciones de emisiones más agresivas posibles antes de mediados de siglo, dada la magnitud de la variabilidad climática interna, existen numerosos beneficios colaterales de la mitigación a corto plazo, como mejoras en la calidad del aire y la salud, reducciones de la mortalidad y beneficios para la agricultura, la economía y el mercado laboral (KM 32.4)¹⁴.

Los esfuerzos humanos para lograr una rápida reducción de las emisiones aún pueden limitar los cambios de temperatura global muy por debajo de los 2 °C²²². Las temperaturas globales pueden limitarse a 1.5 °C por encima de los niveles preindustriales en 2100 en escenarios en los que las emisiones globales de CO₂ lleguen al cero neto a mediados de este siglo, junto con fuertes reducciones de metano (KM 32.2) y otros contaminantes climáticos de corta duración, con despliegues modestos de emisiones negativas netas a partir de entonces²⁵⁵. Sin embargo, la mayoría de estos escenarios presentan al menos un cierto rebasamiento de la temperatura a mediados de siglo, lo que podría tener consecuencias irreversibles en los ecosistemas globales (Capítulo 8)²⁵⁶. Aun así, el grado en que el cambio climático siga empeorando depende en gran medida del ser humano. La drástica reducción de emisiones que se requiere para estabilizar el clima mundial es posible (KM 32.1) y puede lograrse de forma sostenible, saludable y justa (KM 32.4). Si las emisiones no disminuyen rápidamente, seguirán aumentando los riesgos de eventos meteorológicos extremos, eventos compuestos y otros impactos climáticos. Cuánto más se caliente el mundo dependerá de las decisiones que tomen las sociedades en la actualidad. El futuro está en manos humanas.

Cuentas trazables

Reconocimientos

Los autores agradecen a Talia Resnick y Annika Larson por su ayuda en la investigación, incluidos los análisis sobre la estructura del informe, la revisión de la literatura y el manejo de la bibliografía.

Descripción del proceso

La mayoría de los miembros del equipo fueron seleccionados a partir del grupo de nominaciones recibidas a través de la convocatoria pública de autores; otros fueron identificados a través de redes extendidas para garantizar una representación diversa en múltiples ejes. Las siguientes áreas de especialización se consideraron cruciales para el Capítulo 2:

- Paleoclima y contexto a largo plazo de las tendencias climáticas.
- Observaciones del ciclo del carbono y gases de efecto invernadero.
- Escenarios y proyecciones de infraestructuras y resiliencia en los modelos CMIP6 (Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados, Fase 6).
- Tendencias regionales.
- Huracanes, ciclones tropicales y tormentas de latitudes medias.
- Tendencias oceánicas.
- La criósfera y el aumento del nivel del mar.
- Extremos climáticos.
- Liderazgo diverso en la ciencia.
- Observaciones de las tendencias climáticas.

Las reuniones con los autores se llevaron a cabo prácticamente cada dos semanas. Para llegar a un consenso se consultó la literatura y se aprovecharon los conocimientos específicos de los autores de los capítulos. La colaboración con otros capítulos se llevó a cabo mediante presentaciones formales en la reunión de líderes de capítulos de abril de 2022 y reuniones individuales entre los autores principales de los capítulos.

Mensaje clave 2.1.

El clima está cambiando y los científicos entienden la razón

Descripción de la base de evidencia

La base de evidencia del aumento de los gases de efecto invernadero (greenhouse gases, GHG) provocado por el hombre es amplia e incluye observaciones por satélite y terrestres, conocimientos teóricos sólidos y mediciones coherentes en múltiples sistemas. La evidencia de los cambios en los aerosoles incluye observaciones a largo plazo por satélite y desde tierra. La evidencia del calentamiento y otros cambios climáticos a largo plazo se han documentado ampliamente en múltiples variables. Las observaciones a escalas más pequeñas son más ruidosas y las señales regionales más difíciles de separar de la variabilidad climática interna natural.

Existen registros observacionales de la temperatura de la superficie procedentes de una gran variedad de grupos científicos (p. ej., Hansen *et al.* 2010²; Vose *et al.* 2021⁵; Morice *et al.* 2021³; Rohde y Hausfather 2020⁴). Estos registros de temperatura combinan datos de temperatura de la superficie terrestre procedentes de

estaciones meteorológicas con registros de temperatura de la superficie del mar procedentes de fuentes como barcos y boyas. Estos registros se corrigen para tener en cuenta la falta de homogeneidad introducida por cambios en las técnicas de medición a lo largo del tiempo y utilizan distintas técnicas de interpolación para estimar las anomalías de temperatura entre los lugares de medición.

Se han observado cambios a largo plazo en muchos otros aspectos del sistema climático. Los cambios en el promedio estacional y en las precipitaciones extremas están ampliamente documentados mediante observaciones, y los cambios son coherentes con nuestros conocimientos físicos. La base de evidencia de los cambios oceánicos incluye observaciones oceánicas a largo plazo de la superficie y subsuperficie de la temperatura, la salinidad, el oxígeno y el pH en el océano costero y el abierto, así como datos obtenidos por satélite.

La evidencia paleoclimática incluye múltiples reconstrucciones basadas en indicadores y en modelos.

El aumento del nivel del mar durante la era industrial se ha medido con mareógrafos locales y altimetría por satélite (desde la década de los años 70 del siglo XX). Los cambios en los procesos que contribuyen al aumento del nivel del mar (expansión térmica de los océanos, deshielo de glaciares y capas de hielo y descargas terrestres de agua dulce) se han medido de forma independiente utilizando técnicas in situ en el océano (p. ej., flotadores y mediciones desde buques) y en las capas de hielo, así como a distancia (p. ej., gravimetría e interferometría por satélite). Los cambios en el hielo de mares y lagos en los polos durante varias décadas pasadas han sido ampliamente documentados desde satélites, lo que incluye imágenes visibles, altimetría y retrodispersión de microondas.

La sequía tiene muchas definiciones, entre ellas sequía meteorológica, sequía agrícola, sequía de nieve y sequía de humedad del suelo; las proyecciones de humedad del suelo dependen de la profundidad, siendo las capas superficiales más sensibles a los cambios de temperatura a corto plazo, mientras que la humedad de las áreas más profundas de las raíces cambia en escalas temporales más largas. Además, la sequía puede definirse en escalas temporales que van desde varias semanas hasta megasequías de varias décadas. El nivel de incertidumbre en los cambios de la sequía en varias regiones depende de las definiciones y las métricas utilizadas y de las fuentes de las mediciones. Las mediciones de la humedad del suelo basadas en la superficie son limitadas, y las mediciones confiables de la humedad del suelo basadas en satélites llevan menos de una década.

Principales incertidumbres y brechas en la investigación

Incetidumbre en las reconstrucciones de la temperatura global en superficie

En los años recientes, los diferentes grupos que producen registros de temperatura global en la superficie han convergido en cierto modo en el enfoque metodológico, basándose en un conjunto más amplio de datos recogidos de estaciones meteorológicas^{257, 258} y utilizando enfoques de interpolación más granulares, en vez del simple promedio de celdas de latitud/longitud⁵. Las incertidumbres anuales publicadas sobre la temperatura global de la superficie oscilan entre ± 0.13 °C y ± 0.2 °C en la década de los años 50 del siglo XIX, cuando los registros eran más escasos, y entre ± 0.03 °C y ± 0.09 °C en la actualidad, según los distintos conjuntos de datos sobre la temperatura de la superficie. Las diferencias entre los conjuntos de datos se deben al número de mediciones incluidas, al método de interpolación espacial y al método de cálculo de la incertidumbre⁴.

Incetidumbre en las estimaciones de emisiones de GHG a partir de inventarios y modelos

Las estimaciones de emisiones de GHG suelen derivarse utilizando un enfoque “ascendente” o “descendente”^{259, 260}. El enfoque ascendente utiliza una combinación de datos de actividad y factores de emisión junto con modelos empíricos o basados en procesos para estimar el intercambio de flujos entre los diferentes compartimentos del sistema tierra-océano-atmósfera. Una ventaja fundamental del

enfoque ascendente es que permite la caracterización explícita de las emisiones y absorciones en sectores específicos identificados en las *Directrices para los Inventarios Nacionales de Gases de Efecto Invernadero* del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) de 2006^{79, 261}. Sin embargo, las estimaciones de emisiones ascendentes pueden tener una incertidumbre significativa cuando los datos de actividad o los factores de emisión no están bien cuantificados o cuando los modelos basados en procesos no están bien caracterizados debido a la ausencia de procesos o a una parametrización incierta. Por otro lado, el enfoque descendente pretende utilizar la información procedente de las observaciones de los gases de efecto invernadero atmosféricos y del modelo de transporte atmosférico para inferir información sobre la distribución de las emisiones y absorciones en la superficie de la Tierra. Por ejemplo, los recientes avances en materia de CO₂ atmosférico desde satélites y modelos descendentes han permitido comprender mejor las emisiones de CO₂ a escala nacional²⁶². Sin embargo, las incertidumbres en el marco de modelización, las brechas de observación espaciales y temporales y las incertidumbres en los datos pueden ocasionar grandes incertidumbres en las estimaciones de emisiones derivadas de los enfoques descendentes. Dentro de la comunidad científica del ciclo del carbono en general se están realizando diversos esfuerzos (p. ej., evaluación y procesos regionales del ciclo del carbono, fase 2) para aumentar el nivel de concordancia entre las estimaciones de estos dos enfoques, lo que permitirá obtener un conocimiento más sólido de las emisiones de GHG²⁶³.

Incertidumbre en las conexiones del Ártico con las condiciones meteorológicas extremas de latitudes medias

Persisten las incertidumbres sobre la influencia del Ártico en las condiciones meteorológicas extremas de latitudes medias debido a la falta de coherencia entre las respuestas de los modelos y las observaciones, en particular para la estación invernal. Desde la publicación de la *Cuarta Evaluación Nacional del Clima*²⁶⁴ se han producido varios avances en la comprensión física de cómo los procesos árticos podrían influir en los extremos de latitudes medias en diversas estaciones; sin embargo, los mecanismos siguen siendo objeto de debate en la comunidad científica.

Incertidumbre en las proyecciones y definiciones de sequía

Las proyecciones de sequía se complican por la ambigüedad de las definiciones y el uso de muchas métricas estándar. Por ejemplo, existe ambigüedad en la definición de “sequía repentina”, con más de 20 definiciones diferentes presentes en la literatura²⁶⁵. Además, la sequía agrícola no solo depende de las precipitaciones y la temperatura, sino también de la evaporación y la transpiración de la superficie terrestre, procesos que se proyecta que cambien en un mundo más cálido (Capítulo 3). Las métricas como el Índice de Precipitación Normalizado o el Índice de Severidad de la Sequía de Palmer, que se basan en valores meteorológicos, pueden ocasionar proyecciones diferentes de las de los índices que tienen en cuenta los cambios del terreno (como la precipitación menos la evaporación)²⁶⁶.

Descripción de confianza y probabilidad

Es inequívoco que las temperaturas globales están aumentando, y los científicos están *prácticamente seguros* de que el planeta se ha calentado entre 1.1 y 1.2 °C desde el inicio de la revolución industrial, basándose en múltiples conjuntos de datos observacionales. Existe una *confianza muy alta* de que este calentamiento se debe a las emisiones de GHG causadas por el hombre, que han aumentado más de un 47 % desde 1850, según los estudios de modelos y los conocimientos teóricos. Hay una *confianza muy alta* en que los cambios fuera de los límites de Estados Unidos afectan el clima del país porque los científicos comprenden los mecanismos por los que el deshielo en la Antártida y Groenlandia afecta el nivel del mar en EE. UU.⁶⁷. Los vínculos entre el calentamiento tropical y la intensidad de los ríos atmosféricos se deben a una termodinámica atmosférica bien entendida^{98, 99}. Una amplia gama de estudios de detección y atribución (analizados en el Capítulo 3 y resumidos en Eyring *et al.* 2021²⁶⁷) establecen que se han observado cambios a largo plazo debido al cambio climático en muchos aspectos del sistema climático.

Mensaje clave 2.2.

Los eventos extremos son cada vez más frecuentes y severos

Descripción de la base de evidencia

Los eventos extremos son muy poco frecuentes por definición, pero múltiples conjuntos de datos^{125, 268} indican que están aumentando. Los autores tienen una sólida comprensión teórica de cómo algunos eventos (olas de calor o aguaceros) deberían aumentar en un mundo que se calienta (Capítulo 3). Otros (p. ej., la sequía agrícola) dependen de múltiples procesos físicos que interactúan entre sí^{190, 269}. La atribución de eventos nos permite ahora asignar una fracción cuantificable del riesgo atribuible al cambio climático (Capítulo 3).

Existe una gran variedad de evidencia observacional sobre la aparición de distintos tipos de tormentas. Observadores meteorológicos y de tormentas capacitados elaboran informes de tormentas en todo el país sobre granizo, vientos y tornados severos. La red de radares WSR-88D del Servicio Nacional de Meteorología (National Weather Service, NWS) mantiene observaciones de vigilancia de precipitaciones, vientos y ocurrencia de tormentas en todo el país. Además, el NWS lleva a cabo estudios de los daños causados por las tormentas en los eventos de gran impacto. Los cazadores de huracanes de la NOAA y las Fuerzas Aéreas realizan vuelos de vigilancia de los ciclones tropicales que se espera que impacten los intereses de EE. UU. Las observaciones de los satélites geoestacionarios de la NOAA mantienen un registro de las propiedades de las nubes y la aparición de rayos. Sin embargo, la duración y la representatividad de cada fuente de datos son variables, la notificación de tormentas está relacionada con la densidad de población y la exposición y la disponibilidad de observadores capacitados impacta en la calidad de los registros, especialmente en el caso de fenómenos transitorios como el granizo.

Principales incertidumbres y brechas en la investigación

Cada vez hay más evidencias de que los impactos del cambio climático se distribuyen, y se distribuirán, de forma desigual entre la población estadounidense debido a diferencias tanto en la exposición como en la vulnerabilidad. Sin embargo, existen brechas en la comprensión de los impactos a escala comunitaria de los cambios proyectados en los eventos extremos. La vulnerabilidad a este nivel es en parte una función de nuestras inversiones (capital, operaciones y gestión) en el entorno construido y la funcionalidad de los recursos naturales que sirven para amortiguar estos impactos (p. ej., conducción de aguas pluviales y diques para reducir las inundaciones, almacenamiento de agua para aliviar la escasez de agua durante la sequía, etc.). Falta una evaluación sistemática de estos activos y de otras facetas de la vulnerabilidad en todo Estados Unidos.

Han aparecido nuevas publicaciones que documentan cambios en ciertos tipos de extremos compuestos, como el calor y la sequía, pero el limitado registro observado dificulta la cuantificación de las tendencias a largo plazo en varios otros extremos compuestos. También han surgido varios marcos para el estudio de diversos extremos compuestos y se ha documentado la comprensión física de ciertos eventos extremos compuestos como calor/sequía, calor/humedad y viento/precipitaciones/inundaciones costeras, pero aún está emergiendo la comprensión de los impulsores físicos de muchos otros extremos compuestos. Por lo tanto, existen brechas en los avances metodológicos, los avances en la comprensión de sus impulsores físicos y los estudios que cuantifican las proyecciones en los riesgos de extremos compuestos.

La falta de conjuntos de datos homogeneizados de temperaturas diarias y horarias limita nuestra capacidad para evaluar de forma fiable la evolución de los eventos de calor extremo a lo largo de períodos a escala de siglo, aunque la disponibilidad de productos de reanálisis modernos ha aumentado el acuerdo sobre los cambios en los eventos de calor extremo en los 50 años pasados.

La investigación sobre los cambios en la actividad de los rayos es limitada debido a la falta de un registro observacional a largo plazo. Los registros por satélite y las redes de detección de rayos no son lo suficientemente largos como para permitir detectar tendencias. Los rayos pueden suponer grandes peligros para la sociedad, como víctimas directas, provocar incendios forestales y dañar las infraestructuras energéticas¹⁶⁷.

Descripción de confianza y probabilidad

Existe una *confianza muy alta* en que las olas de calor son cada vez más frecuentes y severas en todo el mundo, basándose en múltiples conjuntos de datos observacionales. En Estados Unidos, existe una *confianza alta* en que las olas de calor en el Oeste son cada vez más frecuentes y severas, basándose en los registros de observación desde 1901 (Figura 2.7). También existe una *confianza muy alta* en que el cambio climático está haciendo y seguirá haciendo que las precipitaciones extremas sean más intensas. Tanto la comprensión física básica como los modelos climáticos proporcionan explicaciones sólidas de los vínculos entre el cambio climático y los cambios observados en estos extremos: por eso los autores también tienen una *confianza alta* en que las tormentas están produciendo más precipitaciones y una *confianza alta* en que las marejadas ciclónicas son cada vez mayores. Existe una *confianza muy alta* en que el Suroeste está sufriendo una sequía más severa: según un estudio reciente, la sequía de varias décadas de humedad del suelo de 2002-2022 fue la peor de los 1,200 años pasados¹³⁵. La región oriental está experimentando un menor riesgo de sequía; los estudios sugieren una transición hacia extremos más frecuentes¹⁴¹ e indican que el calentamiento puede contrarrestar parcialmente los efectos del aumento de las precipitaciones. Otros extremos implican interacciones más complejas entre los sistemas humanos y naturales: la aparición y los impactos de los incendios forestales dependen de las prácticas de ignición y extinción de incendios. Sin embargo, aunque el riesgo de incendio no está determinado únicamente por factores climáticos, los autores tienen una *confianza muy alta* en que las condiciones climáticas cálidas y secas que elevan el riesgo de incendio son cada vez más frecuentes.

Mensaje clave 2.3.

El cambio climático depende de las decisiones que se tomen ahora

Descripción de la base de evidencia

Las Vías Socioeconómicas Compartidas (Shared Socioeconomic Pathways, SSP) se pusieron a disposición de la comunidad investigadora en general, sustituyeron a las antiguas Vías de Concentración Representativas (Representative Concentration Pathways, RCP) y proporcionaron una evaluación más detallada de la gama de posibles vías de emisiones, así como de los retos de mitigación y adaptación a través de diferentes conjuntos de supuestos socioeconómicos²⁷⁰. Un subconjunto de las SSP sirvió de base para los escenarios CMIP6 que se utilizaron en esta evaluación y en el Sexto Informe de Evaluación (AR6) del IPCC⁸⁸.

CMIP6 ofrece un amplio conjunto de modelos que pueden utilizarse para evaluar las diferentes vías de emisiones futuras y los niveles de calentamiento global. Además, trabajos recientes que evalúan múltiples líneas de evidencia procedentes de datos observacionales, evidencias paleoclimáticas y de modelos de procesos físicos han contribuido a reducir el rango de sensibilidad climática²³². El AR6 del IPCC elaboró un nuevo conjunto de proyecciones de calentamiento basadas en estas estimaciones de sensibilidad climática y en modelos CMIP6 ponderados en función de su rendimiento en la reproducción de las temperaturas históricas.

El Grupo de Trabajo III del AR6 del IPCC²⁵⁶ exploró una gama más amplia de escenarios de “rebasamiento”, en los que las temperaturas globales superan temporalmente los 1.5 °C antes de reducirse mediante el uso a gran escala de tecnologías de emisiones negativas. Además, el Grupo de Trabajo I del AR6 exploró en

profundidad el compromiso de emisiones cero asociado con el cese de las emisiones de dióxido de carbono (CO₂) y otras emisiones de GHG, basándose en el trabajo del Proyecto de Intercomparación de Modelos de Compromiso de Emisiones Cero (Zero Emissions Commitment Model Intercomparison Project, ZECMIP)²²⁷.

Literatura reciente resumida en el Grupo de Trabajo III del AR6 del IPCC²⁵⁶ y en Hausfather y Moore (2022)²¹⁹ ofrece una idea más clara de los resultados previstos de la temperatura promedio global en superficie en escenarios que incluyen solo la política actual, los compromisos a corto plazo para 2030 y los compromisos a largo plazo de cero neto.

Principales incertidumbres y brechas en la investigación

Aún existen grandes incertidumbres en torno a las vías de emisiones que implican las políticas actuales y a la plausibilidad de resultados peores que los de las políticas actuales. Aunque la mayoría de los escenarios políticos actuales proyectan unas emisiones globales relativamente estables durante las próximas décadas, hay algunos (p. ej., en la base de datos de escenarios del Grupo de Trabajo III del AR6 del IPCC) en los que las emisiones siguen aumentando. Del mismo modo, siguen existiendo grandes incertidumbres a la hora de traducir los compromisos de mitigación a corto y largo plazos en vías de emisiones globales, sobre todo en lo que respecta a los GHG distintos del CO₂ y otros forzamientos climáticos como los aerosoles.

La traslación de los escenarios de emisiones a los resultados de calentamiento se complica por las incertidumbres tanto en la sensibilidad del clima a las emisiones (tanto la respuesta climática transitoria como la sensibilidad climática de equilibrio) como en las retroalimentaciones del ciclo del carbono que pueden afectar la parte de las emisiones que se acumulan en la atmósfera. En el caso específico de las retroalimentaciones del ciclo del carbono, será el equilibrio entre la respuesta de los sistemas terrestres y oceánicos al clima futuro lo que determine la intensidad y el alcance de la absorción de carbono por estos sistemas, si pueden convertirse en una fuente neta de CO₂ a la atmósfera y, en consecuencia, la vía de los futuros forzamientos de GHG.

Aunque trabajos recientes²³² han reducido significativamente el rango potencial de sensibilidad climática, sigue habiendo riesgos de que la sensibilidad climática de equilibrio supere los 5 °C o esté por debajo de los 2 °C por duplicación del CO₂. También hay desacuerdo entre un subconjunto de modelos CMIP6 de alta sensibilidad y otras líneas de evidencia que apoyan un rango más estrecho de sensibilidad climática²⁷¹.

En escalas temporales inferiores a 50 años, las incertidumbres más significativas sobre el nivel futuro del mar se deben a las variaciones regionales y locales del aumento del nivel del mar y a la variabilidad interanual del nivel del mar intrínseca al sistema oceánico costero. En Alaska y Nueva Inglaterra, la influencia gravitacional regional de los glaciares y las capas de hielo puede provocar un menor aumento del nivel del mar o incluso su descenso en el futuro, aunque el alcance de estos efectos gravitacionales depende en gran medida de la huella espacial de la pérdida de glaciares y capas de hielo, que es incierta¹⁰⁰. La variabilidad interna y los cambios provocados por el hombre en la circulación oceánica parecen tener un fuerte efecto sobre el nivel del mar de un año a otro, especialmente en la costa del Atlántico Medio de EE. UU.²⁷², pero no se simulan de forma coherente entre los modelos ni se incluyen en el rango de incertidumbre de la mayoría de las proyecciones del nivel del mar⁶⁷.

A más largo plazo (a partir de 2100), existen grandes incertidumbres sobre el aumento proyectado del nivel del mar, debido a que no se sabe a ciencia cierta (y a las diferencias entre modelos) cómo se comportarán las capas de hielo de Groenlandia y la Antártida en un clima más cálido. Existe un consenso en que las emisiones de carbono del pasado e incluso los niveles relativamente moderados de calentamiento global del futuro comprometen al planeta a un aumento del nivel del mar de al menos 3-6 pies durante cientos o miles de años debido al deshielo de las capas de hielo de Groenlandia y la Antártida²⁷³. Sin embargo, quedan muchos pies de incertidumbre tanto en el aumento del nivel del mar ya comprometido como en el aumento

del nivel del mar que podría esperarse en una serie de niveles de calentamiento global^{102, 210, 274, 275}. Las investigaciones que se están llevando a cabo para comprender cómo fluyen, se fracturan y se funden los glaciares y las capas de hielo en respuesta al cambio climático tienen como objetivo reducir esta amplia gama en la subida del nivel del mar más allá de 2100.

Las proyecciones de precipitaciones estacionales y extremas se han estudiado ampliamente y muestran respuestas más coherentes y sólidas en los extremos que en los cambios promedios. El vínculo físico entre el aumento de las temperaturas y la mayor disponibilidad de humedad en la atmósfera está bien documentado y es bien conocido. Sin embargo, todavía existen incertidumbres en nuestra comprensión de la respuesta de los sistemas productores de precipitaciones, en particular los regidos por procesos de mesoescala, como los sistemas convectivos de mesoescala y las tormentas eléctricas, que no se simulan directamente en los modelos climáticos globales. Las incertidumbres, especialmente en torno a cómo cambiarán en climas futuros otros factores que influyen en el desarrollo de las tormentas (como la cizalladura vertical del viento y la inestabilidad atmosférica), se relacionan con la incertidumbre y el sesgo de los modelos a escalas mayores.

La incertidumbre en las proyecciones de sequía surge de estas incertidumbres en las precipitaciones. En general, los modelos climáticos proyectan una desecación en el Suroeste de EE. UU. como respuesta a los elevados niveles de calentamiento global, pero la respuesta de las precipitaciones es muy incierta. La respuesta de la vegetación terrestre también complica las proyecciones de sequía. Con niveles elevados de CO₂ ciertos tipos de plantas pueden ser más eficientes en el uso del agua debido a una respuesta fisiológica. Se espera que esto se vea contrarrestado, al menos parcialmente, por el reverdecimiento en respuesta a los niveles elevados de CO₂. Además, la respuesta de la vegetación al aumento del estrés térmico, las precipitaciones extremas y el riesgo de incendios es compleja y aún no se conoce del todo.

Descripción de confianza y probabilidad

Existe una *confianza muy alta* en que muchos impactos —tanto los cambios en el estado promedio como el riesgo de eventos extremos— se intensificarán a medida que aumente la temperatura. Esto se basa en la comprensión física de los factores subyacentes reflejados en modelos climáticos de diversa complejidad, incluidos los modelos de circulación general más avanzados que participan en el CMIP6²⁷⁶. Es un hecho inequívoco, respaldado por más de 100 años de teoría y observación, que el calentamiento aumenta con las emisiones de GHG²⁷⁷, y es *prácticamente seguro* que el calentamiento continuará con los niveles actuales de emisiones. Existe una *confianza muy alta* en que el calentamiento continuará al menos hasta que las emisiones de dióxido de carbono lleguen al cero neto. El cese del calentamiento en el punto de cero (neto) de emisiones de CO₂ (llamado compromiso de emisiones cero [zero-emissions commitment, ZEC]) se remonta a Matthews y Caldeira (2008)²⁷⁸; Solomon *et al.* (2009)²⁷⁹; y Matthews y Weaver (2010)²⁸⁰, que fueron de los primeros en explorar escenarios de emisiones cero en ejecuciones de modelos climáticos basados en las emisiones. La confusión común de escenarios de concentración constante con escenarios de emisiones cero ha llevado a la idea errónea de que un calentamiento futuro sustancial es inevitable. En el período previo al AR6, la comunidad expresó su deseo de seguir explorando la solidez de los resultados del ZEC. Esto condujo a la creación del ZECMIP, en el que se utilizaron 18 modelos diferentes del sistema terrestre para examinar el ZEC bajo una variedad de vías de reducción de emisiones y escenarios de emisiones acumulativas. En general, el ZECMIP constató que el ZEC era de 0 °C ± 0.3 °C en todos los modelos del sistema terrestre examinados²²⁷. Por lo tanto, reducir rápidamente las emisiones *muy probablemente* limitaría el calentamiento futuro (*confianza muy alta*). Es *muy probable* que el calentamiento global final en respuesta a una duplicación del CO₂ se sitúe entre 2.3 y 4.7 °C y que *probablemente* el calentamiento se sitúe entre 2.6 y 3.9 °C²³². Existe una *alta confianza* en que no se pueden descartar escenarios catastróficos en los que el calentamiento supere los 4 °C debido a las incertidumbres sobre sensibilidad climática, retroalimentaciones del ciclo del carbono^{239, 281} y escenarios de emisiones²⁸².

Referencias

1. Canadell, J.G., P.M.S. Monteiro, M.H. Costa, L. Cotrim da Cunha, P.M. Cox, A.V. Eliseev, S. Henson, M. Ishii, S. Jaccard, C. Koven, A. Lohila, P.K. Patra, S. Piao, J. Rogelj, S. Syampungani, S. Zaehle, and K. Zickfeld, 2021: Ch. 5. Global carbon and other biogeochemical cycles and feedbacks. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 673–816. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.007>
2. Hansen, J., R. Ruedy, M. Sato, and K. Lo, 2010: Global surface temperature change. *Reviews of Geophysics*, **48** (4), 4004. <https://doi.org/10.1029/2010rg000345>
3. Morice, C.P., J.J. Kennedy, N.A. Rayner, J.P. Winn, E. Hogan, R.E. Killick, R.J.H. Dunn, T.J. Osborn, P.D. Jones, and I.R. Simpson, 2021: An updated assessment of near-surface temperature change from 1850: The HadCRUT5 data set. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **126** (3), e2019JD032361. <https://doi.org/10.1029/2019jd032361>
4. Rohde, R.A. and Z. Hausfather, 2020: The Berkeley Earth land/ocean temperature record. *Earth System Science Data*, **12** (4), 3469–3479. <https://doi.org/10.5194/essd-12-3469-2020>
5. Vose, R.S., B. Huang, X. Yin, D. Arndt, D.R. Easterling, J.H. Lawrimore, M.J. Menne, A. Sanchez-Lugo, and H.M. Zhang, 2021: Implementing full spatial coverage in NOAA's global temperature analysis. *Geophysical Research Letters*, **48** (4), e2020GL090873. <https://doi.org/10.1029/2020gl090873>
6. Seneviratne, S.I., X. Zhang, M. Adnan, W. Badi, C. Dereczynski, A.D. Luca, S. Ghosh, I. Iskandar, J. Kossin, S. Lewis, F. Otto, I. Pinto, M. Satoh, S.M. Vicente-Serrano, M. Wehner, and B. Zhou, 2021: Ch. 11. Weather and climate extreme events in a changing climate. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 1513–1766. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.013>
7. Herring, S.C., N. Christidis, A. Hoell, and P.A. Stott, 2022: Explaining extreme events of 2020 from a climate perspective. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **103** (3), S1–S117. <https://doi.org/10.1175/bams-explainingextremeevents2020.1>
8. Philip, S.Y., S.F. Kew, G.J. van Oldenborgh, F.S. Anslow, S.I. Seneviratne, R. Vautard, D. Coumou, K.L. Ebi, J. Arrighi, R. Singh, M. van Aalst, C. Pereira Marghidan, M. Wehner, W. Yang, S. Li, D.L. Schumacher, M. Hauser, R. Bonnet, L.N. Luu, F. Lehner, N. Gillett, J. Tradowsky, G.A. Vecchi, C. Rodell, R.B. Stull, R. Howard, and F.E.L. Otto, 2021: Rapid attribution analysis of the extraordinary heat wave on the Pacific coast of the US and Canada in June 2021. *Earth System Dynamics*, **13** (4), 1689–1713. <https://doi.org/10.5194/esd-13-1689-2022>
9. Risser, M.D. and M.F. Wehner, 2017: Attributable human-induced changes in the likelihood and magnitude of the observed extreme precipitation during Hurricane Harvey. *Geophysical Research Letters*, **44** (24), 12457–12464. <https://doi.org/10.1002/2017gl075888>
10. van Oldenborgh, G.J., K. van der Wiel, A. Sebastian, R. Singh, J. Arrighi, F. Otto, K. Haustein, S. Li, G. Vecchi, and H. Cullen, 2017: Attribution of extreme rainfall from Hurricane Harvey, August 2017. *Environmental Research Letters*, **12** (12), 124009. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa9ef2>
11. Wang, S.Y.S., L. Zhao, J.-H. Yoon, P. Klotzbach, and R.R. Gillies, 2018: Quantitative attribution of climate effects on Hurricane Harvey's extreme rainfall in Texas. *Environmental Research Letters*, **13** (5), 054014. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aabb85>
12. Vaidyanathan, A., J. Malilay, P. Schramm, and S. Saha, 2020: Heat-related deaths—United States, 2004–2018. *Morbidity and Mortality Weekly Report*, **69** (24), 729–734. <https://doi.org/10.15585/mmwr.mm6924a1>
13. Sarofim, M.C., S. Saha, M.D. Hawkins, D.M. Mills, J. Hess, R. Horton, P. Kinney, J. Schwartz, and A. St. Juliana, 2016: Ch. 2. Temperature-related death and illness. In: *The Impacts of Climate Change on Human Health in the United States: A Scientific Assessment*. U.S. Global Change Research Program, Washington, DC, 43–68. <https://doi.org/10.7930/j0mg7mdx>
14. Shindell, D., Y. Zhang, M. Scott, M. Ru, K. Stark, and K.L. Ebi, 2020: The effects of heat exposure on human mortality throughout the United States. *GeoHealth*, **4** (4), e2019GH000234. <https://doi.org/10.1029/2019gh000234>

15. NCEI, 2022: U.S. Billion-Dollar Weather and Climate Disasters. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite, Data, and Information Service, National Centers for Environmental Information. <https://www.ncei.noaa.gov/access/billions/>
16. Iglesias, V., A.E. Braswell, M.W. Rossi, M.B. Joseph, C. McShane, M. Cattau, M.J. Koontz, J. McGlinchy, R.C. Nagy, J. Balch, S. Leyk, and W.R. Travis, 2021: Risky development: Increasing exposure to natural hazards in the United States. *Earth's Future*, **9** (7), e2020EF001795. <https://doi.org/10.1029/2020ef001795>
17. EPA, 2022: Climate Change Indicators: Heat-Related Deaths. U.S. Environmental Protection Agency. <https://www.epa.gov/climate-indicators/climate-change-indicators-heat-related-deaths>
18. Wehner, M. and C. Sampson, 2021: Attributable human-induced changes in the magnitude of flooding in the Houston, Texas region during Hurricane Harvey. *Climatic Change*, **166** (1), 1–13. <https://doi.org/10.1007/s10584-021-03114-z>
19. Smiley, K.T., I. Noy, M.F. Wehner, D. Frame, C.C. Sampson, and O.E.J. Wing, 2022: Social inequalities in climate change-attributed impacts of Hurricane Harvey. *Nature Communications*, **13** (1), 3418. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-31056-2>
20. Hoffman, J.S., V. Shandas, and N. Pendleton, 2020: The effects of historical housing policies on resident exposure to intra-urban heat: A study of 108 US urban areas. *Climate*, **8** (1), 12. <https://doi.org/10.3390/cli8010012>
21. Wing, O.E.J., W. Lehman, P.D. Bates, C.C. Sampson, N. Quinn, A.M. Smith, J.C. Neal, J.R. Porter, and C. Kousky, 2022: Inequitable patterns of US flood risk in the Anthropocene. *Nature Climate Change*, **12** (2), 156–162. <https://doi.org/10.1038/s41558-021-01265-6>
22. Raymond, W.W., J.S. Barber, M.N. Dethier, H.A. Hayford, C.D.G. Harley, T.L. King, B. Paul, C.A. Speck, E.D. Tobin, A.E.T. Raymond, and P.S. McDonald, 2022: Assessment of the impacts of an unprecedented heatwave on intertidal shellfish of the Salish Sea. *Ecology*, **103** (10), e3798. <https://doi.org/10.1002/ecy.3798>
23. Kalashnikov, D.A., J.L. Schnell, J.T. Abatzoglou, D.L. Swain, and D. Singh, 2022: Increasing co-occurrence of fine particulate matter and ground-level ozone extremes in the western United States. *Science Advances*, **8** (1), 9386. <https://doi.org/10.1126/sciadv.abi9386>
24. Williams, A.P., E.R. Cook, J.E. Smerdon, B.I. Cook, J.T. Abatzoglou, K. Bolles, S.H. Baek, A.M. Badger, and B. Livneh, 2020: Large contribution from anthropogenic warming to an emerging North American megadrought. *Science*, **368** (6488), 314–318. <https://doi.org/10.1126/science.aaz9600>
25. Kunkel, K.E., T.R. Karl, M.F. Squires, X. Yin, S.T. Stegall, and D.R. Easterling, 2020: Precipitation extremes: Trends and relationships with average precipitation and precipitable water in the contiguous United States. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **59** (1), 125–142. <https://doi.org/10.1175/jamc-d-19-0185.1>
26. IPCC, 2021: Summary for policymakers. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 3–32. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.001>
27. Etheridge, D.M., L.P. Steele, R.L. Langenfelds, R.J. Francey, J.-M. Barnola, and V.I. Morgan, 1996: Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **101** (D2), 4115–4128. <https://doi.org/10.1029/95jd03410>
28. Lan, X., P. Tans, and K.W. Thoning, 2023: Trends in Globally-Averaged CO₂ Determined from NOAA Global Monitoring Laboratory Measurements. Version 2023-03. National Oceanic and Atmospheric Administration, Global Monitoring Laboratory. <https://www.gml.noaa.gov/ccgg/trends/>
29. Kirschke, S., P. Bousquet, P. Ciais, M. Saunois, J.G. Canadell, E.J. Dlugokencky, P. Bergamaschi, D. Bergmann, D.R. Blake, L. Bruhwiler, P. Cameron-Smith, S. Castaldi, F. Chevallier, L. Feng, A. Fraser, M. Heimann, E.L. Hodson, S. Houweling, B. Josse, P.J. Fraser, P.B. Krummel, J.-F. Lamarque, R.L. Langenfelds, C. Le Quére, V. Naik, S. O'Doherty, P.I. Palmer, I. Pison, D. Plummer, B. Poulter, R.G. Prinn, M. Rigby, B. Ringeval, M. Santini, M. Schmidt, D.T. Shindell, I.J. Simpson, R. Spahni, L.P. Steele, S.A. Strode, K. Sudo, S. Szopa, G.R. van der Werf, A. Voulgarakis, M. van Weele, R.F. Weiss, J.E. Williams, and G. Zeng, 2013: Three decades of global methane sources and sinks. *Nature Geoscience*, **6** (10), 813–823. <https://doi.org/10.1038/ngeo1955>

30. Saunio, M., A.R. Stavert, B. Poulter, P. Bousquet, J.G. Canadell, R.B. Jackson, P.A. Raymond, E.J. Dlugokencky, S. Houweling, P.K. Patra, P. Ciais, V.K. Arora, D. Bastviken, P. Bergamaschi, D.R. Blake, G. Brailsford, L. Bruhwiler, K.M. Carlson, M. Carrol, S. Castaldi, N. Chandra, C. Crevoisier, P.M. Crill, K. Covey, C.L. Curry, G. Etiope, C. Frankenberg, N. Gedney, M.I. Hegglin, L. Höglund-Isaksson, G. Hugelius, M. Ishizawa, A. Ito, G. Janssens-Maenhout, K.M. Jensen, F. Joos, T. Kleinen, P.B. Krummel, R.L. Langenfelds, G.G. Laruelle, L. Liu, T. Machida, S. Maksyutov, K.C. McDonald, J. McNorton, P.A. Miller, J.R. Melton, I. Morino, J. Müller, F. Murguía-Flores, V. Naik, Y. Niwa, S. Noce, S. O'Doherty, R.J. Parker, C. Peng, S. Peng, G.P. Peters, C. Prigent, R. Prinn, M. Ramonet, P. Regnier, W.J. Riley, J.A. Rosentreter, A. Segers, I.J. Simpson, H. Shi, S.J. Smith, L.P. Steele, B.F. Thornton, H. Tian, Y. Tohjima, F.N. Tubiello, A. Tsuruta, N. Viovy, A. Voulgarakis, T.S. Weber, M. van Weele, G.R. van der Werf, R.F. Weiss, D. Worthy, D. Wunch, Y. Yin, Y. Yoshida, W. Zhang, Z. Zhang, Y. Zhao, B. Zheng, Q. Zhu, Q. Zhu, and Q. Zhuang, 2020: The global methane budget 2000–2017. *Earth System Science Data*, **12** (3), 1561–1623. <https://doi.org/10.5194/essd-12-1561-2020>
31. Lan, X., K.W. Thoning, and E.J. Dlugokencky, 2022: Trends in Globally-Averaged CH₄, N₂O, and SF₆ Determined from NOAA Global Monitoring Laboratory Measurements. Version 2023–04. National Oceanic and Atmospheric Administration, Global Monitoring Laboratory. <https://doi.org/10.15138/p8xg-aa10>
32. Prather, M.J., J. Hsu, N.M. DeLuca, C.H. Jackman, L.D. Oman, A.R. Douglass, E.L. Fleming, S.E. Strahan, S.D. Steenrod, O.A. Søvde, I.S.A. Isaksen, L. Froidevaux, and B. Funke, 2015: Measuring and modeling the lifetime of nitrous oxide including its variability. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **120** (11), 5693–5705. <https://doi.org/10.1002/2015jd023267>
33. Friedlingstein, P., M. O'Sullivan, M.W. Jones, R.M. Andrew, L. Gregor, et al., 2022: Global carbon budget 2022. *Earth System Science Data*, **14** (11), 4811–4900. <https://doi.org/10.5194/essd-14-4811-2022>
34. Le Quéré, C., R.B. Jackson, M.W. Jones, A.J.P. Smith, S. Abernethy, R.M. Andrew, A.J. De-Gol, D.R. Willis, Y. Shan, J.G. Canadell, P. Friedlingstein, F. Creutzig, and G.P. Peters, 2020: Temporary reduction in daily global CO₂ emissions during the COVID-19 forced confinement. *Nature Climate Change*, **10** (7), 647–653. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0797-x>
35. Liu, Z., P. Ciais, Z. Deng, R. Lei, S.J. Davis, S. Feng, B. Zheng, D. Cui, X. Dou, B. Zhu, R. Guo, P. Ke, T. Sun, C. Lu, P. He, Y. Wang, X. Yue, Y. Wang, Y. Lei, H. Zhou, Z. Cai, Y. Wu, R. Guo, T. Han, J. Xue, O. Boucher, E. Boucher, F. Chevallier, K. Tanaka, Y. Wei, H. Zhong, C. Kang, N. Zhang, B. Chen, F. Xi, M. Liu, F.-M. Bréon, Y. Lu, Q. Zhang, D. Guan, P. Gong, D.M. Kammen, K. He, and H.J. Schellnhuber, 2020: Near-real-time monitoring of global CO₂ emissions reveals the effects of the COVID-19 pandemic. *Nature Communications*, **11** (1), 5172. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-18922-7>
36. Laughner, J.L., J.L. Neu, D. Schimel, P.O. Wennberg, K. Barsanti, K.W. Bowman, A. Chatterjee, B.E. Croes, H.L. Fitzmaurice, D.K. Henze, J. Kim, E.A. Kort, Z. Liu, K. Miyazaki, A.J. Turner, S. Anenberg, J. Avise, H. Cao, D. Crisp, J.d. Gouw, A. Eldering, J.C. Fyfe, D.L. Goldberg, K.R. Gurney, S. Hasheminassab, F. Hopkins, C.E. Ivey, D.B.A. Jones, J. Liu, N.S. Lovenduski, R.V. Martin, G.A. McKinley, L. Ott, B. Poulter, M. Ru, S.P. Sander, N. Swart, Y.L. Yung, and Z.-C. Zeng, 2021: Societal shifts due to COVID-19 reveal large-scale complexities and feedbacks between atmospheric chemistry and climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **118** (46), e2109481118. <https://doi.org/10.1073/pnas.2109481118>
37. Lovenduski, N.S., A. Chatterjee, N.C. Swart, J.C. Fyfe, R.F. Keeling, and D. Schimel, 2021: On the detection of COVID-driven changes in atmospheric carbon dioxide. *Geophysical Research Letters*, **48** (22), e2021GL095396. <https://doi.org/10.1029/2021gl095396>
38. Jones, M.W., G.P. Peters, T. Gasser, R.M. Andrew, C. Schwingshackl, J. Gütschow, R.A. Houghton, P. Friedlingstein, J. Pongratz, and C. Le Quéré, 2023: National contributions to climate change due to historical emissions of carbon dioxide, methane, and nitrous oxide since 1850. *Scientific Data*, **10** (1), 155. <https://doi.org/10.1038/s41597-023-02041-1>
39. Thakrar, S.K., S. Balasubramanian, P.J. Adams, I.M.L. Azevedo, N.Z. Muller, S.N. Pandis, S. Polasky, C.A. Pope, A.L. Robinson, J.S. Apte, C.W. Tessum, J.D. Marshall, and J.D. Hill, 2020: Reducing mortality from air pollution in the United States by targeting specific emission sources. *Environmental Science & Technology Letters*, **7** (9), 639–645. <https://doi.org/10.1021/acs.estlett.0c00424>
40. Gettelman, A., R. Lamboll, C.G. Bardeen, P.M. Forster, and D. Watson-Parris, 2021: Climate impacts of COVID-19 induced emission changes. *Geophysical Research Letters*, **48** (3), e2020GL091805. <https://doi.org/10.1029/2020gl091805>

41. IPCC, 2022: Summary for policymakers. In: *Climate Change 2022: Mitigation of Climate Change. Contribution of Working Group III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Shukla, P.R., J. Skea, R. Slade, A. Al Khourdajie, R. van Diemen, D. McCollum, M. Pathak, S. Some, P. Vyas, R. Fradera, M. Belkacemi, A. Hasija, G. Lisboa, S. Luz, and J. Malley, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA. <https://doi.org/10.1017/9781009157926.001>
42. Szopa, S., V. Naik, B. Adhikary, P. Artaxo, T. Berntsen, W.D. Collins, S. Fuzzi, L. Gallardo, A. Kiendler-Scharr, Z. Klimont, H. Liao, N. Unger, and P. Zanis, 2021: Ch. 6. Short-lived climate forcers. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 817–922. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.008>
43. Dangendorf, S., M. Marcos, G. Wöppelmann, C.P. Conrad, T. Frederikse, and R. Riva, 2017: Reassessment of 20th century global mean sea level rise. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **114** (23), 5946–5951. <https://doi.org/10.1073/pnas.1616007114>
44. Frederikse, T., F. Landerer, L. Caron, S. Adhikari, D. Parkes, V.W. Humphrey, S. Dangendorf, P. Hogarth, L. Zanna, L. Cheng, and Y.-H. Wu, 2020: The causes of sea-level rise since 1900. *Nature*, **584** (7821), 393–397. <https://doi.org/10.1038/s41586-020-2591-3>
45. Nerem, R.S., B.D. Beckley, J.T. Fasullo, B.D. Hamlington, D. Masters, and G.T. Mitchum, 2018: Climate-change-driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **115** (9), 2022–2025. <https://doi.org/10.1073/pnas.1717312115>
46. Bartoli, G., B. Hönisch, and R.E. Zeebe, 2011: Atmospheric CO₂ decline during the Pliocene intensification of Northern Hemisphere glaciations. *Paleoceanography*, **26** (4). <https://doi.org/10.1029/2010pa002055>
47. Martínez-Botí, M.A., G.L. Foster, T.B. Chalk, E.J. Rohling, P.F. Sexton, D.J. Lunt, R.D. Pancost, M.P.S. Badger, and D.N. Schmidt, 2015: Plio-Pleistocene climate sensitivity evaluated using high-resolution CO₂ records. *Nature*, **518** (7537), 49–54. <https://doi.org/10.1038/nature14145>
48. Dumitru, O.A., J. Austermann, V.J. Polyak, J.J. Fornós, Y. Asmerom, J. Ginés, A. Ginés, and B.P. Onac, 2019: Constraints on global mean sea level during Pliocene warmth. *Nature*, **574** (7777), 233–236. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1543-2>
49. Gulev, S.K., P.W. Thorne, J. Ahn, F.J. Dentener, C.M. Domingues, S. Gerland, D. Gong, D.S. Kaufman, H.C. Nnamchi, J. Quaas, J.A. Rivera, S. Sathyendranath, S.L. Smith, B. Trewin, K. von Schuckmann, and R.S. Vose, 2021: Ch. 2. Changing state of the climate system. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 287–422. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.004>
50. Rantanen, M., A.Y. Karpechko, A. Lipponen, K. Nordling, O. Hyvärinen, K. Ruosteenoja, T. Vihma, and A. Laaksonen, 2022: The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979. *Communications Earth & Environment*, **3** (1), 168. <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00498-3>
51. Banerjee, A., L.M. Polvani, and J.C. Fyfe, 2017: The United States “warming hole”: Quantifying the forced aerosol response given large internal variability. *Geophysical Research Letters*, **44** (4), 1928–1937. <https://doi.org/10.1002/2016gl071567>
52. Kumar, S., J. Kinter, P.A. Dirmeyer, Z. Pan, and J. Adams, 2013: Multidecadal climate variability and the “warming hole” in North America: Results from CMIP5 twentieth- and twenty-first-century climate simulations. *Journal of Climate*, **26** (11), 3511–3527. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-12-00535.1>
53. Mascioli, N.R., M. Previdi, A.M. Fiore, and M. Ting, 2017: Timing and seasonality of the United States ‘warming hole’. *Environmental Research Letters*, **12** (3), 034008. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa5ef4>
54. Partridge, T.F., J.M. Winter, E.C. Osterberg, D.W. Hyndman, A.D. Kendall, and F.J. Magilligan, 2018: Spatially distinct seasonal patterns and forcings of the U.S. warming hole. *Geophysical Research Letters*, **45** (4), 2055–2063. <https://doi.org/10.1002/2017gl076463>

55. Weaver, S.J., 2013: Factors associated with decadal variability in Great Plains summertime surface temperatures. *Journal of Climate*, **26** (1), 343–350. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-11-00713.1>
56. Alter, R.E., H.C. Douglas, J.M. Winter, and E.A.B. Eltahir, 2018: Twentieth century regional climate change during the summer in the central United States attributed to agricultural intensification. *Geophysical Research Letters*, **45** (3), 1586–1594. <https://doi.org/10.1002/2017gl075604>
57. Mueller, N.D., E.E. Butler, K.A. McKinnon, A. Rhines, M. Tingley, N.M. Holbrook, and P. Huybers, 2016: Cooling of US Midwest summer temperature extremes from cropland intensification. *Nature Climate Change*, **6** (3), 317–322. <https://doi.org/10.1038/nclimate2825>
58. Leibensperger, E.M., L.J. Mickley, D.J. Jacob, W.T. Chen, J.H. Seinfeld, A. Nenes, P.J. Adams, D.G. Streets, N. Kumar, and D. Rind, 2012: Climatic effects of 1950–2050 changes in US anthropogenic aerosols—Part 2: Climate response. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **12** (7), 3349–3362. <https://doi.org/10.5194/acp-12-3349-2012>
59. Ghate, V.P., A.G. Carlton, T. Surleta, and A.M. Burns, 2022: Changes in aerosols, meteorology, and radiation in the southeastern U.S. warming hole region during 2000 to 2019. *Journal of Climate*, **35** (23), 4125–4137. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-22-0073.1>
60. Knutson, T.R. and F. Zeng, 2018: Model assessment of observed precipitation trends over land regions: Detectable human influences and possible low bias in model trends. *Journal of Climate*, **31** (12), 4617–4637. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-17-0672.1>
61. Bishop, D.A., A.P. Williams, R. Seager, A.M. Fiore, B.I. Cook, J.S. Mankin, D. Singh, J.E. Smerdon, and M.P. Rao, 2019: Investigating the causes of increased twentieth-century fall precipitation over the southeastern United States. *Journal of Climate*, **32** (2), 575–590. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-18-0244.1>
62. Goss, M., D.L. Swain, J.T. Abatzoglou, A. Sarhadi, C.A. Kolden, A.P. Williams, and N.S. Diffenbaugh, 2020: Climate change is increasing the likelihood of extreme autumn wildfire conditions across California. *Environmental Research Letters*, **15** (9), 094016. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab83a7>
63. Zhang, F., J.A. Biederman, M.P. Dannenberg, D. Yan, S.C. Reed, and W.K. Smith, 2021: Five decades of observed daily precipitation reveal longer and more variable drought events across much of the western United States. *Geophysical Research Letters*, **48** (7), e2020GL092293. <https://doi.org/10.1029/2020gl092293>
64. Vose, R.S., S. Applequist, M. Squires, I. Durre, M.J. Menne, C.N. Williams, Jr., C. Fenimore, K. Gleason, and D. Arndt, 2014: Improved historical temperature and precipitation time series for U.S. climate divisions. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **53** (5), 1232–1251. <https://doi.org/10.1175/jamc-d-13-0248.1>
65. Vose, R.S., M. Squires, D. Arndt, I. Durre, C. Fenimore, K. Gleason, M.J. Menne, J. Partain, C.N. Williams Jr., P.A. Bieniek, and R.L. Thoman, 2017: Deriving historical temperature and precipitation time series for Alaska climate divisions via climatologically aided interpolation. *Journal of Service Climatology*, **10** (1), 20. <https://doi.org/10.46275/joasc.2017.10.001>
66. Becker, A., P. Finger, A. Meyer-Christoffer, B. Rudolf, K. Schamm, U. Schneider, and M. Ziese, 2013: A description of the global land-surface precipitation data products of the Global Precipitation Climatology Centre with sample applications including centennial (trend) analysis from 1901–present. *Earth System Science Data*, **5** (1), 71–99. <https://doi.org/10.5194/essd-5-71-2013>
67. Sweet, W.V., B.D. Hamlington, R.E. Kopp, C.P. Weaver, P.L. Barnard, D. Bekaert, W. Brooks, M. Craghan, G. Dusek, T. Frederikse, G. Garner, A.S. Genz, J.P. Krasting, E. Larour, D. Marcy, J.J. Marra, J. Obeysekera, M. Osler, M. Pendleton, D. Roman, L. Schmied, W. Veatch, K.D. White, and C. Zuzak, 2022: Global and Regional Sea Level Rise Scenarios for the United States: Updated Mean Projections and Extreme Water Level Probabilities Along U.S. Coastlines. NOAA Technical Report NOS 01. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Ocean Service, Silver Spring, MD, 111 pp. <https://oceanservice.noaa.gov/hazards/sealevelrise/sealevelrise-tech-report-sections.html>
68. Dangendorf, S., C. Hay, F.M. Calafat, M. Marcos, C.G. Piecuch, K. Berk, and J. Jensen, 2019: Persistent acceleration in global sea-level rise since the 1960s. *Nature Climate Change*, **9** (9), 705–710. <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0531-8>
69. Harvey, T.C., B.D. Hamlington, T. Frederikse, R.S. Nerem, C.G. Piecuch, W.C. Hammond, G. Blewitt, P.R. Thompson, D.P.S. Bekaert, F.W. Landerer, J.T. Reager, R.E. Kopp, H. Chandanpurkar, I. Fenty, D. Trossman, J.S. Walker, and C. Boening, 2021: Ocean mass, steric dynamic effects, and vertical land motion largely explain US coast relative sea level rise. *Communications Earth & Environment*, **2** (1), 233. <https://doi.org/10.1038/s43247-021-00300-w>

70. Little, C.M., A. Hu, C.W. Hughes, G.D. McCarthy, C.G. Piecuch, R.M. Ponte, and M.D. Thomas, 2019: The relationship between U.S. East Coast sea level and the Atlantic Meridional Overturning Circulation: A review. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **124** (9), 6435–6458. <https://doi.org/10.1029/2019jc015152>
71. Bromirski, P.D., A.J. Miller, R.E. Flick, and G. Auad, 2011: Dynamical suppression of sea level rise along the Pacific coast of North America: Indications for imminent acceleration. *Journal of Geophysical Research*, **116** (C7), C07005. <https://doi.org/10.1029/2010jc006759>
72. Sweet, W., G. Dusek, J.T.B. Obeysekera, and J.J. Marra, 2018: Patterns and Projections of High Tide Flooding Along the U.S. Coastline Using a Common Impact Threshold. NOAA Technical Report NOS CO-OPS 086. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Ocean Service, Silver Spring, MD. <https://doi.org/10.7289/v5/tr-nos-coops-086>
73. Wdowinski, S., R. Bray, B.P. Kirtman, and Z. Wu, 2016: Increasing flooding hazard in coastal communities due to rising sea level: Case study of Miami Beach, Florida. *Ocean & Coastal Management*, **126**, 1–8. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2016.03.002>
74. Pershing, A.J., M.A. Alexander, C.M. Hernandez, L.A. Kerr, A. Le Bris, K.E. Mills, J.A. Nye, N.R. Record, H.A. Scannell, J.D. Scott, G.D. Sherwood, and A.C. Thomas, 2015: Slow adaptation in the face of rapid warming leads to collapse of the Gulf of Maine cod fishery. *Science*, **350** (6262), 809–812. <https://doi.org/10.1126/science.aac9819>
75. Smale, D.A., T. Wernberg, E.C.J. Oliver, M. Thomsen, B.P. Harvey, S.C. Straub, M.T. Burrows, L.V. Alexander, J.A. Benthuisen, M.G. Donat, M. Feng, A.J. Hobday, N.J. Holbrook, S.E. Perkins-Kirkpatrick, H.A. Scannell, A. Sen Gupta, B.L. Payne, and P.J. Moore, 2019: Marine heatwaves threaten global biodiversity and the provision of ecosystem services. *Nature Climate Change*, **9** (4), 306–312. <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0412-1>
76. Jewett, L. and A. Romanou, 2017: Ch. 13. Ocean acidification and other ocean changes. In: *Climate Science Special Report: Fourth National Climate Assessment, Volume I*. Wuebbles, D.J., D.W. Fahey, K.A. Hibbard, D.J. Dokken, B.C. Stewart, and T.K. Maycock, Eds. U.S. Global Change Research Program, Washington, DC, USA, 364–392. <https://doi.org/10.7930/j0qv3jqb>
77. Breitburg, D., L.A. Levin, A. Oschlies, M. Grégoire, F.P. Chavez, D.J. Conley, V. Garçon, D. Gilbert, D. Gutiérrez, K. Isensee, G.S. Jacinto, K.E. Limburg, I. Montes, S.W.A. Naqvi, G.C. Pitcher, N.N. Rabalais, M.R. Roman, K.A. Rose, B.A. Seibel, M. Telszewski, M. Yasuhara, and J. Zhang, 2018: Declining oxygen in the global ocean and coastal waters. *Science*, **359** (6371), 7240. <https://doi.org/10.1126/science.aam7240>
78. Hicke, J.A., S. Lucatello, L.D. Mortsch, J. Dawson, M.D. Aguilar, C.A.F. Enquist, E.A. Gilmore, D.S. Gutzler, S. Harper, K. Holsman, E.B. Jewett, T.A. Kohler, and K. Miller, 2022: Ch. 14. North America. In: *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Pörtner, H.-O., D.C. Roberts, M. Tignor, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegria, M. Craig, S. Langsdorf, S. Löschke, V. Möller, A. Okem, and B. Rama, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 1929–2042. <https://doi.org/10.1017/9781009325844.016>
79. IPCC, 2019: *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*. Pörtner, H.-O., D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegria, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, and N.M. Weyer, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 755 pp. <https://doi.org/10.1017/9781009157964>
80. Committee on Environment and Natural Resources, 2010: Scientific Assessment of Hypoxia in U.S. Coastal Waters. Interagency Working Group on Harmful Algal Blooms, Hypoxia, and Human Health of the Joint Subcommittee on Ocean Science and Technology, Washington, DC, 154 pp. <https://obamawhitehouse.archives.gov/sites/default/files/microsites/ostp/hypoxia-report.pdf>
81. Barton, A., G.G. Waldbusser, R.A. Feely, S.B. Weisberg, J.A. Newton, B. Hales, S. Cudd, B. Eudeline, C.J. Langdon, I. Jefferds, T. King, A. Suhrbier, and K. McLaughli, 2015: Impacts of coastal acidification on the Pacific Northwest shellfish industry and adaptation strategies implemented in response. *Oceanography*, **28** (2), 146–159. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2015.38>
82. Gomez, F.A., R. Wanninkhof, L. Barbero, S.K. Lee, and F.J. Hernandez Jr, 2020: Seasonal patterns of surface inorganic carbon system variables in the Gulf of Mexico inferred from a regional high-resolution ocean biogeochemical model. *Biogeosciences*, **17** (6), 1685–1700. <https://doi.org/10.5194/bg-17-1685-2020>
83. Xu, Y.-Y., W.-J. Cai, R. Wanninkhof, J. Salisbury, J. Reimer, and B. Chen, 2020: Long-term changes of carbonate chemistry variables along the North American East Coast. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **125** (7), e2019JC015982. <https://doi.org/10.1029/2019jc015982>

84. Mahoney, A.R., H. Eicken, A.G. Gaylord, and R. Gens, 2014: Landfast sea ice extent in the Chukchi and Beaufort Seas: The annual cycle and decadal variability. *Cold Regions Science and Technology*, **103**, 41–56. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2014.03.003>
85. Thoman, R.L., U.S. Bhatt, P.A. Bieniek, B.R. Brettschneider, M. Brubaker, S.L. Danielson, Z. Labe, R. Lader, W.N. Meier, G. Sheffield, and J.E. Walsh, 2020: The record low Bering Sea ice extent in 2018: Context, impacts, and an assessment of the role of anthropogenic climate change. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **101** (1), S53–S58. <https://doi.org/10.1175/bams-d-19-0175.1>
86. Dauginis, A.A. and L.C. Brown, 2021: Recent changes in pan-Arctic sea ice, lake ice, and snow-on/off timing. *The Cryosphere*, **15** (10), 4781–4805. <https://doi.org/10.5194/tc-15-4781-2021>
87. Imrit, M.A. and S. Sharma, 2021: Climate change is contributing to faster rates of lake ice loss in lakes around the Northern Hemisphere. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, **126** (7), e2020JG006134. <https://doi.org/10.1029/2020jg006134>
88. IPCC, 2021: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 2391 pp. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>
89. Sharmila, S. and K.J.E. Walsh, 2018: Recent poleward shift of tropical cyclone formation linked to Hadley cell expansion. *Nature Climate Change*, **8** (8), 730–736. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0227-5>
90. Lian, T., J. Ying, H.-L. Ren, C. Zhang, T. Liu, and X.-X. Tan, 2019: Effects of tropical cyclones on ENSO. *Journal of Climate*, **32** (19), 6423–6443. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-18-0821.1>
91. Wang, Q. and J. Li, 2022: Feedback of tropical cyclones on El Niño diversity. Part I: Phenomenon. *Climate Dynamics*, **59**, 169–184. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-06122-y>
92. Wang, Q., J. Li, F.-F. Jin, J.C.L. Chan, C. Wang, R. Ding, C. Sun, F. Zheng, J. Feng, F. Xie, Y. Li, F. Li, and Y. Xu, 2019: Tropical cyclones act to intensify El Niño. *Nature Communications*, **10** (1), 3793. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-11720-w>
93. Cai, W., A. Santoso, M. Collins, B. Dewitte, C. Karamperidou, J.-S. Kug, M. Lengaigne, M.J. McPhaden, M.F. Stuecker, A.S. Taschetto, A. Timmermann, L. Wu, S.-W. Yeh, G. Wang, B. Ng, F. Jia, Y. Yang, J. Ying, X.-T. Zheng, T. Bayr, J.R. Brown, A. Capotondi, K.M. Cobb, B. Gan, T. Geng, Y.-G. Ham, F.-F. Jin, H.-S. Jo, X. Li, X. Lin, S. McGregor, J.-H. Park, K. Stein, K. Yang, L. Zhang, and W. Zhong, 2021: Changing El Niño–Southern Oscillation in a warming climate. *Nature Reviews Earth & Environment*, **2** (9), 628–644. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00199-z>
94. Cook, B.I., A.P. Williams, J.S. Mankin, R. Seager, J.E. Smerdon, and D. Singh, 2018: Revisiting the leading drivers of Pacific coastal drought variability in the contiguous United States. *Journal of Climate*, **31** (1), 25–43. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-17-0172.1>
95. Jong, B.-T., M. Ting, and R. Seager, 2021: Assessing ENSO summer teleconnections, impacts, and predictability in North America. *Journal of Climate*, **34** (9), 3629–3643. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-20-0761.1>
96. Murphy, B.F., S.B. Power, and S. McGree, 2014: The varied impacts of El Niño–Southern Oscillation on Pacific island climates. *Journal of Climate*, **27** (11), 4015–4036. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-13-00130.1>
97. Lin, I.-I., S.J. Camargo, C.M. Patricola, J. Boucharel, S. Chand, P. Klotzbach, J.C.L. Chan, B. Wang, P. Chang, T. Li, and F.-F. Jin, 2020: Ch. 17. ENSO and tropical cyclones. In: *El Niño Southern Oscillation in a Changing Climate*. McPhaden, M.J., A. Santoso, and W. Cai, Eds. American Geophysical Union, 377–408. <https://doi.org/10.1002/9781119548164.ch17>
98. Algarra, I., R. Nieto, A.M. Ramos, J. Eiras-Barca, R.M. Trigo, and L. Gimeno, 2020: Significant increase of global anomalous moisture uptake feeding landfalling atmospheric rivers. *Nature Communications*, **11** (1), 5082. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-18876-w>
99. Hu, H. and F. Dominguez, 2019: Understanding the role of tropical moisture in atmospheric rivers. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **124** (24), 13826–13842. <https://doi.org/10.1029/2019jd030867>
100. Larour, E., E.R. Ivins, and S. Adhikari, 2017: Should coastal planners have concern over where land ice is melting? *Science Advances*, **3** (11), e1700537. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1700537>

101. Mitrovica, J.X., C.C. Hay, R.E. Kopp, C. Harig, and K. Latychev, 2018: Quantifying the sensitivity of sea level change in coastal localities to the geometry of polar ice mass flux. *Journal of Climate*, **31** (9), 3701–3709. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-17-0465.1>
102. DeConto, R.M., D. Pollard, R.B. Alley, I. Velicogna, E. Gasson, N. Gomez, S. Sadai, A. Condron, D.M. Gilford, E.L. Ashe, R.E. Kopp, D. Li, and A. Dutton, 2021: The Paris Climate Agreement and future sea-level rise from Antarctica. *Nature*, **593** (7857), 83–89. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03427-0>
103. Gilford, D.M., E.L. Ashe, R.M. DeConto, R.E. Kopp, D. Pollard, and A. Rovere, 2020: Could the last interglacial constrain projections of future Antarctic ice mass loss and sea-level rise? *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **125** (10), e2019JF005418. <https://doi.org/10.1029/2019jf005418>
104. Dutton, A., A.E. Carlson, A.J. Long, G.A. Milne, P.U. Clark, R. DeConto, B.P. Horton, S. Rahmstorf, and M.E. Raymo, 2015: Sea-level rise due to polar ice-sheet mass loss during past warm periods. *Science*, **349** (6244), 4019. <https://doi.org/10.1126/science.aaa4019>
105. Coumou, D., G. Di Capua, S. Vavrus, L. Wang, and S. Wang, 2018: The influence of Arctic amplification on mid-latitude summer circulation. *Nature Communications*, **9** (1), 2959. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05256-8>
106. Francis, J.A., N. Skific, and S.J. Vavrus, 2018: North American weather regimes are becoming more persistent: Is Arctic amplification a factor? *Geophysical Research Letters*, **45** (20), 11414–11422. <https://doi.org/10.1029/2018gl080252>
107. Kornhuber, K. and T. Tamarin-Brodsky, 2021: Future changes in Northern Hemisphere summer weather persistence linked to projected Arctic warming. *Geophysical Research Letters*, **48** (4), e2020GL091603. <https://doi.org/10.1029/2020gl091603>
108. Blackport, R., J.A. Screen, K. van der Wiel, and R. Bintanja, 2019: Minimal influence of reduced Arctic sea ice on coincident cold winters in mid-latitudes. *Nature Climate Change*, **9** (9), 697–704. <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0551-4>
109. Cohen, J., X. Zhang, J. Francis, T. Jung, R. Kwok, J. Overland, T.J. Ballinger, U.S. Bhatt, H.W. Chen, D. Coumou, S. Feldstein, H. Gu, D. Handorf, G. Henderson, M. Ionita, M. Kretschmer, F. Laliberte, S. Lee, H.W. Linderholm, W. Maslowski, Y. Peings, K. Pfeiffer, I. Rigor, T. Semmler, J. Stroeve, P.C. Taylor, S. Vavrus, T. Vihma, S. Wang, M. Wendisch, Y. Wu, and J. Yoon, 2020: Divergent consensus on Arctic amplification influence on midlatitude severe winter weather. *Nature Climate Change*, **10** (1), 20–29. <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0662-y>
110. Cohen, J., L. Agel, M. Barlow, C.I. Garfinkel, and I. White, 2021: Linking Arctic variability and change with extreme winter weather in the United States. *Science*, **373** (6559), 1116–1121. <https://doi.org/10.1126/science.abi9167>
111. Cohen, J., K. Pfeiffer, and J.A. Francis, 2018: Warm Arctic episodes linked with increased frequency of extreme winter weather in the United States. *Nature Communications*, **9** (1), 869. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-02992-9>
112. Overland, J.E., T.J. Ballinger, J. Cohen, J.A. Francis, E. Hanna, R. Jaiser, B.M. Kim, S.J. Kim, J. Ukita, T. Vihma, M. Wang, and X. Zhang, 2021: How do intermittency and simultaneous processes obfuscate the Arctic influence on midlatitude winter extreme weather events? *Environmental Research Letters*, **16** (4), 043002. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abdb5d>
113. Vose, R.S., D.R. Easterling, K.E. Kunkel, A.N. LeGrande, and M.F. Wehner, 2017: Ch. 6. Temperature changes in the United States. In: *Climate Science Special Report: Fourth National Climate Assessment, Volume I*. Wuebbles, D.J., D.W. Fahey, K.A. Hibbard, D.J. Dokken, B.C. Stewart, and T.K. Maycock, Eds. U.S. Global Change Research Program, Washington, DC, USA, 185–206. <https://doi.org/10.7930/j0n29v45>
114. Rogers, C.D.W., M. Ting, C. Li, K. Kornhuber, E.D. Coffel, R.M. Horton, C. Raymond, and D. Singh, 2021: Recent increases in exposure to extreme humid-heat events disproportionately affect populated regions. *Geophysical Research Letters*, **48** (19), e2021GL094183. <https://doi.org/10.1029/2021gl094183>
115. Keellings, D. and H. Moradkhani, 2020: Spatiotemporal evolution of heat wave severity and coverage across the United States. *Geophysical Research Letters*, **47** (9), e2020GL087097. <https://doi.org/10.1029/2020gl087097>
116. Lyon, B. and A.G. Barnston, 2017: Diverse characteristics of U.S. summer heat waves. *Journal of Climate*, **30** (19), 7827–7845. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-17-0098.1>

117. Rogers, C.D.W., K. Kornhuber, S.E. Perkins-Kirkpatrick, P.C. Loikith, and D. Singh, 2022: Sixfold increase in historical Northern Hemisphere concurrent large heatwaves driven by warming and changing atmospheric circulations. *Journal of Climate*, **35** (3), 1063–1078. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-21-0200.1>
118. USGCRP, 2023: USGCRP Indicators Platform: Heat Waves. U.S. Global Change Research Program. <https://www.globalchange.gov/indicators/heat-waves>
119. Cooley, S., D. Schoeman, L. Bopp, P. Boyd, S. Donner, D.Y. Ghebrehiwet, S.-I. Ito, W. Kiessling, P. Martinetto, E. Ojea, M.-F. Racault, B. Rost, and M. Skern-Mauritzen, 2022: Ch. 3. Oceans and coastal ecosystems and their services. In: *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Pörtner, H.-O., D.C. Roberts, M. Tignor, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Löschke, V. Möller, A. Okem, and B. Rama, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 379–550. <https://doi.org/10.1017/9781009325844.005>
120. Smith, E.T. and S.C. Sheridan, 2020: Where do cold air outbreaks occur, and how have they changed over time? *Geophysical Research Letters*, **47** (13), e2020GL086983. <https://doi.org/10.1029/2020gl086983>
121. van Oldenborgh, G.J., E. Mitchell-Larson, G.A. Vecchi, H. de Vries, R. Vautard, and F. Otto, 2019: Cold waves are getting milder in the northern midlatitudes. *Environmental Research Letters*, **14** (11), 114004. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab4867>
122. Tuholske, C., K. Caylor, C. Funk, A. Verdin, S. Sweeney, K. Grace, P. Peterson, and T. Evans, 2021: Global urban population exposure to extreme heat. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **118** (41), e2024792118. <https://doi.org/10.1073/pnas.2024792118>
123. Davenport, F.V., M. Burke, and N.S. Diffenbaugh, 2021: Contribution of historical precipitation change to US flood damages. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **118** (4), e2017524118. <https://doi.org/10.1073/pnas.2017524118>
124. Mallakpour, I. and G. Villarini, 2015: The changing nature of flooding across the central United States. *Nature Climate Change*, **5** (3), 250–254. <https://doi.org/10.1038/nclimate2516>
125. Dunn, R.J.H., L.V. Alexander, M.G. Donat, X. Zhang, M. Bador, N. Herold, T. Lippmann, R. Allan, E. Aguilar, A.A. Barry, M. Brunet, J. Caesar, G. Chagnaud, V. Cheng, T. Cinco, I. Durre, R. de Guzman, T.M. Htay, W.M. Wan Ibadullah, M.K.I. Bin Ibrahim, M. Khoshkam, A. Kruger, H. Kubota, T.W. Leng, G. Lim, L. Li-Sha, J. Marengo, S. Mbatha, S. McGree, M. Menne, M. de los Milagros Skansi, S. Ngwenya, F. Nkrumah, C. Oonariya, J.D. Pabon-Caicedo, G. Panthou, C. Pham, F. Rahimzadeh, A. Ramos, E. Salgado, J. Salinger, Y. Sané, A. Sopaheluwakan, A. Srivastava, Y. Sun, B. Timbal, N. Trachow, B. Trewin, G. van der Schrier, J. Vazquez-Aguirre, R. Vasquez, C. Villarroel, L. Vincent, T. Vischel, R. Vose, and M.N.A. Bin Hj Yussof, 2020: Development of an updated global land in situ-based data set of temperature and precipitation extremes: HadEX3. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **125** (16), e2019JD032263. <https://doi.org/10.1029/2019jd032263>
126. Diffenbaugh, N.S., D. Singh, and J.S. Mankin, 2018: Unprecedented climate events: Historical changes, aspirational targets, and national commitments. *Science Advances*, **4** (2), 3354. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aao3354>
127. Kirchmeier-Young, M.C. and X. Zhang, 2020: Human influence has intensified extreme precipitation in North America. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **117** (24), 13308–13313. <https://doi.org/10.1073/pnas.1921628117>
128. Pederson, N., A.R. Bell, E.R. Cook, U. Lall, N. Devineni, R. Seager, K. Eggleston, and K.P. Vranes, 2013: Is an epic pluvial masking the water insecurity of the Greater New York City region? *Journal of Climate*, **26** (4), 1339–1354. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-11-00723.1>
129. McEwan, R.W., J.M. Dyer, and N. Pederson, 2011: Multiple interacting ecosystem drivers: Toward an encompassing hypothesis of oak forest dynamics across eastern North America. *Ecography*, **34** (2), 244–256. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0587.2010.06390.x>
130. Pederson, N., A.W. D'Amato, J.M. Dyer, D.R. Foster, D. Goldblum, J.L. Hart, A.E. Hessler, L.R. Iverson, S.T. Jackson, D. Martin-Benito, B.C. McCarthy, R.W. McEwan, D.J. Mladenoff, A.J. Parker, B. Shuman, and J.W. Williams, 2015: Climate remains an important driver of post-European vegetation change in the eastern United States. *Global Change Biology*, **21** (6), 2105–2110. <https://doi.org/10.1111/gcb.12779>

131. Easterling, D.R., K.E. Kunkel, J.R. Arnold, T. Knutson, A.N. LeGrande, L.R. Leung, R.S. Vose, D.E. Waliser, and M.F. Wehner, 2017: Precipitation change in the United States. In: *Climate Science Special Report: Fourth National Climate Assessment, Volume I*. Wuebbles, D.J., D.W. Fahey, K.A. Hibbard, D.J. Dokken, B.C. Stewart, and T.K. Maycock, Eds. U.S. Global Change Research Program, Washington, DC, USA, 207–230. <https://doi.org/10.7930/J0H993CC>
132. Wilhite, D.A. and M.H. Glantz, 1985: Understanding: The drought phenomenon: The role of definitions. *Water International*, **10** (3), 111–120. <https://doi.org/10.1080/02508068508686328>
133. Udall, B. and J. Overpeck, 2017: The twenty-first century Colorado River hot drought and implications for the future. *Water Resources Research*, **53** (3), 2404–2418. <https://doi.org/10.1002/2016wr019638>
134. Milly, P.C.D. and K.A. Dunne, 2020: Colorado River flow dwindles as warming-driven loss of reflective snow energizes evaporation. *Science*, **367** (6483), 1252–1255. <https://doi.org/10.1126/science.aay9187>
135. Williams, A.P., B.I. Cook, and J.E. Smerdon, 2022: Rapid intensification of the emerging southwestern North American megadrought in 2020–2021. *Nature Climate Change*, **12** (3), 232–234. <https://doi.org/10.1038/s41558-022-01290-z>
136. Albano, C.M., J.T. Abatzoglou, D.J. McEvoy, J.L. Huntington, C.G. Morton, M.D. Dettinger, and T.J. Ott, 2022: A Multidataset assessment of climatic drivers and uncertainties of recent trends in evaporative demand across the continental United States. *Journal of Hydrometeorology*, **23** (4), 505–519. <https://doi.org/10.1175/jhm-d-21-0163.1>
137. Diffenbaugh, N.S., D.L. Swain, and D. Touma, 2015: Anthropogenic warming has increased drought risk in California. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **112** (13), 3931–3936. <https://doi.org/10.1073/pnas.1422385112>
138. Marvel, K., B.I. Cook, C. Bonfils, J.E. Smerdon, A.P. Williams, and H. Liu, 2021: Projected changes to hydroclimate seasonality in the continental United States. *Earth's Future*, **9** (9), e2021EF002019. <https://doi.org/10.1029/2021ef002019>
139. Andreadis, K.M. and D.P. Lettenmaier, 2006: Trends in 20th century drought over the continental United States. *Geophysical Research Letters*, **33** (10), L10403. <https://doi.org/10.1029/2006gl025711>
140. Overpeck, J.T. and B. Udall, 2020: Climate change and the aridification of North America. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **117** (22), 11856–11858. <https://doi.org/10.1073/pnas.2006323117>
141. Stevenson, S., S. Coats, D. Touma, J. Cole, F. Lehner, J. Fasullo, and B. Otto-Bliesner, 2022: Twenty-first century hydroclimate: A continually changing baseline, with more frequent extremes. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **119** (12), e2108124119. <https://doi.org/10.1073/pnas.2108124119>
142. Swain, D.L., B. Langenbrunner, J.D. Neelin, and A. Hall, 2018: Increasing precipitation volatility in twenty-first-century California. *Nature Climate Change*, **8** (5), 427–433. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0140-y>
143. Su, L., Q. Cao, M. Xiao, D.M. Mocko, M. Barlage, D. Li, C.D. Peters-Lidard, and D.P. Lettenmaier, 2021: Drought variability over the conterminous United States for the past century. *Journal of Hydrometeorology*, **22** (5), 1153–1168. <https://doi.org/10.1175/jhm-d-20-0158.1>
144. McCabe, G.J., D.M. Wolock, and S.H. Austin, 2017: Variability of runoff-based drought conditions in the conterminous United States. *International Journal of Climatology*, **37** (2), 1014–1021. <https://doi.org/10.1002/joc.4756>
145. Krakauer, N.Y., T. Lakhankar, and D. Hudson, 2019: Trends in drought over the northeast United States. *Water*, **11** (9), 1834. <https://doi.org/10.3390/w11091834>
146. Otkin, J.A., M. Svoboda, E.D. Hunt, T.W. Ford, M.C. Anderson, C. Hain, and J.B. Basara, 2018: Flash droughts: A review and assessment of the challenges imposed by rapid-onset droughts in the United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **99** (5), 911–919. <https://doi.org/10.1175/bams-d-17-0149.1>
147. Otkin, J.A., M. Woloszyn, H. Wang, M. Svoboda, M. Skumanich, R. Pulwarty, J. Lisonbee, A. Hoell, M. Hobbins, T. Haigh, and A.E. Cravens, 2022: Getting ahead of flash drought: From early warning to early action. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **103** (10), E2188–E2202. <https://doi.org/10.1175/bams-d-21-0288.1>

148. Pendergrass, A.G., G.A. Meehl, R. Pulwarty, M. Hobbins, A. Hoell, A. AghaKouchak, C.J.W. Bonfils, A.J.E. Gallant, M. Hoerling, D. Hoffmann, L. Kaatz, F. Lehner, D. Llewellyn, P. Mote, R.B. Neale, J.T. Overpeck, A. Sheffield, K. Stahl, M. Svoboda, M.C. Wheeler, A.W. Wood, and C.A. Woodhouse, 2020: Flash droughts present a new challenge for subseasonal-to-seasonal prediction. *Nature Climate Change*, **10**, 191–199. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0709-0>
149. Qing, Y., S. Wang, B.C. Ancell, and Z.-L. Yang, 2022: Accelerating flash droughts induced by the joint influence of soil moisture depletion and atmospheric aridity. *Nature Communications*, **13** (1), 1139. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-28752-4>
150. Gonzales, K.R., D.L. Swain, K.M. Nardi, E.A. Barnes, and N.S. Diffenbaugh, 2019: Recent warming of landfalling atmospheric rivers along the West Coast of the United States. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **124** (13), 6810–6826. <https://doi.org/10.1029/2018jd029860>
151. Gershunov, A., T. Shulgina, F.M. Ralph, D.A. Lavers, and J.J. Rutz, 2017: Assessing the climate-scale variability of atmospheric rivers affecting western North America. *Geophysical Research Letters*, **44** (15), 7900–7908. <https://doi.org/10.1002/2017gl074175>
152. Knutson, T., S.J. Camargo, J.C.L. Chan, K. Emanuel, C.-H. Ho, J. Kossin, M. Mohapatra, M. Satoh, M. Sugi, K. Walsh, and L. Wu, 2019: Tropical cyclones and climate change assessment: Part I: Detection and attribution. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **100** (10), 1987–2007. <https://doi.org/10.1175/bams-d-18-0189.1>
153. Vecchi, G.A., C. Landsea, W. Zhang, G. Villarini, and T. Knutson, 2021: Changes in Atlantic major hurricane frequency since the late-19th century. *Nature Communications*, **12** (1), 4054. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-24268-5>
154. Bhatia, K.T., G.A. Vecchi, T.R. Knutson, H. Murakami, J. Kossin, K.W. Dixon, and C.E. Whitlock, 2019: Recent increases in tropical cyclone intensification rates. *Nature Communications*, **10** (1), 635. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-08471-z>
155. Kishtawal, C.M., N. Jaiswal, R. Singh, and D. Niyogi, 2012: Tropical cyclone intensification trends during satellite era (1986–2010). *Geophysical Research Letters*, **39** (10). <https://doi.org/10.1029/2012gl051700>
156. Li, L. and P. Chakraborty, 2020: Slower decay of landfalling hurricanes in a warming world. *Nature*, **587** (7833), 230–234. <https://doi.org/10.1038/s41586-020-2867-7>
157. Kossin, J.P., 2019: Reply to: Moon, I.-J. et al.; Lanzante, J. R. *Nature*, **570** (7759), E16–E22. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1224-1>
158. Hall, T.M. and J.P. Kossin, 2019: Hurricane stalling along the North American coast and implications for rainfall. *npj Climate and Atmospheric Science*, **2** (1), 1–9. <https://doi.org/10.1038/s41612-019-0074-8>
159. Grinsted, A., P. Ditlevsen, and J.H. Christensen, 2019: Normalized US hurricane damage estimates using area of total destruction, 1900–2018. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **116** (48), 23942–23946. <https://doi.org/10.1073/pnas.1912277116>
160. Taszarek, M., J.T. Allen, H.E. Brooks, N. Pilguy, and B. Czernecki, 2021: Differing trends in United States and European severe thunderstorm environments in a warming climate. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **102** (2), E296–E322. <https://doi.org/10.1175/bams-d-20-0004.1>
161. Tippett, M.K., C. Lepore, and J.E. Cohen, 2016: More tornadoes in the most extreme U.S. tornado outbreaks. *Science*, **354** (6318), 1419–1423. <https://doi.org/10.1126/science.aah7393>
162. Elsner, J.B., T. Fricker, and Z. Schroder, 2019: Increasingly powerful tornadoes in the United States. *Geophysical Research Letters*, **46** (1), 392–398. <https://doi.org/10.1029/2018gl080819>
163. Moore, T.W., 2018: Annual and seasonal tornado trends in the contiguous United States and its regions. *International Journal of Climatology*, **38** (3), 1582–1594. <https://doi.org/10.1002/joc.5285>
164. Gensini, V.A. and H.E. Brooks, 2018: Spatial trends in United States tornado frequency. *npj Climate and Atmospheric Science*, **1** (1), 38. <https://doi.org/10.1038/s41612-018-0048-2>
165. Hu, H., L.R. Leung, and Z. Feng, 2020: Observed warm-season characteristics of MCS and Non-MCS rainfall and their recent changes in the central United States. *Geophysical Research Letters*, **47** (6), e2019GL086783. <https://doi.org/10.1029/2019gl086783>

166. Allen, J.T. and M.K. Tippett, 2015: The characteristics of United States hail reports: 1955–2014. *E-Journal of Severe Storms Meteorology*, **10** (3). <https://doi.org/10.55599/ejssm.v10i3.60>
167. Füllekrug, M., E. Williams, C. Price, S. Goodman, R. Holzworth, K. Virts, and D. Buechler, 2022: Sidebar 2.1: Lightning [in State of the Climate 2021]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **103** (8). <https://doi.org/10.1175/2022bamsstateoftheclimate.1>
168. Tang, B.H., V.A. Gensini, and C.R. Homeyer, 2019: Trends in United States large hail environments and observations. *Climate and Atmospheric Science*, **2** (1), 1–7. <https://doi.org/10.1038/s41612-019-0103-7>
169. Higuera, P.E. and J.T. Abatzoglou, 2021: Record-setting climate enabled the extraordinary 2020 fire season in the western United States. *Global Change Biology*, **27** (1), 1–2. <https://doi.org/10.1111/gcb.15388>
170. Carter, V.A., A. Brunelle, M.J. Power, R.J. DeRose, M.F. Bekker, I. Hart, S. Brewer, J. Spangler, E. Robinson, M. Abbott, S.Y. Maezumi, and B.F. Coddling, 2021: Legacies of Indigenous land use shaped past wildfire regimes in the Basin-Plateau Region, USA. *Communications Earth & Environment*, **2** (1), 72. <https://doi.org/10.1038/s43247-021-00137-3>
171. Higuera, P.E., B.N. Shuman, and K.D. Wolf, 2021: Rocky Mountain subalpine forests now burning more than any time in recent millennia. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **118** (25), e2103135118. <https://doi.org/10.1073/pnas.2103135118>
172. Hessburg, P.F., C.L. Miller, S.A. Parks, N.A. Povak, A.H. Taylor, P.E. Higuera, S.J. Prichard, M.P. North, B.M. Collins, M.D. Hurteau, A.J. Larson, C.D. Allen, S.L. Stephens, H. Rivera-Huerta, C.S. Stevens-Rumann, L.D. Daniels, Z.e. Gedalof, R.W. Gray, V.R. Kane, D.J. Churchill, R.K. Haggmann, T.A. Spies, C.A. Cansler, R.T. Belote, T.T. Veblen, M.A. Battaglia, C. Hoffman, C.N. Skinner, H.D. Safford, and R.B. Salter, 2019: Climate, environment, and disturbance history govern resilience of western North American forests. *Frontiers in Ecology and Evolution*, **7**, 239. <https://doi.org/10.3389/fevo.2019.00239>
173. Zhuang, Y., R. Fu, B.D. Santer, R.E. Dickinson, and A. Hall, 2021: Quantifying contributions of natural variability and anthropogenic forcings on increased fire weather risk over the western United States. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **118** (45), e2111875118. <https://doi.org/10.1073/pnas.2111875118>
174. Calder, W.J. and B. Shuman, 2017: Extensive wildfires, climate change, and an abrupt state change in subalpine ribbon forests, Colorado. *Ecology*, **98** (10), 2585–2600. <https://doi.org/10.1002/ecy.1959>
175. Balch, J.K., B.A. Bradley, J.T. Abatzoglou, R.C. Nagy, E.J. Fusco, and A.L. Mahood, 2017: Human-started wildfires expand the fire niche across the United States. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **114** (11), 2946–2951. <https://doi.org/10.1073/pnas.1617394114>
176. Cattau, M.E., C. Wessman, A. Mahood, and J.K. Balch, 2020: Anthropogenic and lightning-started fires are becoming larger and more frequent over a longer season length in the U.S.A. *Global Ecology and Biogeography*, **29** (4), 668–681. <https://doi.org/10.1111/geb.13058>
177. Radeloff, V.C., D.P. Helmers, H.A. Kramer, M.H. Mockrin, P.M. Alexandre, A. Bar-Massada, V. Butsic, T.J. Hawbaker, S. Martinuzzi, A.D. Syphard, and S.I. Stewart, 2018: Rapid growth of the US wildland-urban interface raises wildfire risk. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **115** (13), 3314–3319. <https://doi.org/10.1073/pnas.1718850115>
178. Kalashnikov, D.A., J.T. Abatzoglou, N.J. Nauslar, D.L. Swain, D. Touma, and D. Singh, 2022: Meteorological and geographical factors associated with dry lightning in central and northern California. *Environmental Research: Climate*, **1** (2), 025001. <https://doi.org/10.1088/2752-5295/ac84a0>
179. Villarini, G. and J.A. Smith, 2013: Spatial and temporal variability of cloud-to-ground lightning over the continental U.S. during the period 1995–2010. *Atmospheric Research*, **124**, 137–148. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.12.017>
180. Lyon, B., A.G. Barnston, E. Coffel, and R.M. Horton, 2019: Projected increase in the spatial extent of contiguous US summer heat waves and associated attributes. *Environmental Research Letters*, **14** (11), 114029. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab4b41>
181. Baek, S.H. and J.M. Lora, 2021: Counterbalancing influences of aerosols and greenhouse gases on atmospheric rivers. *Nature Climate Change*, **11** (11), 958–965. <https://doi.org/10.1038/s41558-021-01166-8>
182. Huang, X., D.L. Swain, and A.D. Hall, 2020: Future precipitation increase from very high resolution ensemble downscaling of extreme atmospheric river storms in California. *Science Advances*, **6** (29), 1323. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aba1323>

183. Knutson, T., S.J. Camargo, J.C.L. Chan, K. Emanuel, C.H. Ho, J. Kossin, M. Mohapatra, M. Satoh, M. Sugi, K. Walsh, and L. Wu, 2020: Tropical cyclones and climate change assessment: Part II: Projected response to anthropogenic warming. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **101** (3), 303–322. <https://doi.org/10.1175/bams-d-18-0194.1>
184. Payne, A.E., M.-E. Demory, L.R. Leung, A.M. Ramos, C.A. Shields, J.J. Rutz, N. Siler, G. Villarini, A. Hall, and F.M. Ralph, 2020: Responses and impacts of atmospheric rivers to climate change. *Nature Reviews Earth & Environment*, **1** (3), 143–157. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0030-5>
185. Swain, D.L., O.E.J. Wing, P.D. Bates, J.M. Done, K.A. Johnson, and D.R. Cameron, 2020: Increased flood exposure due to climate change and population growth in the United States. *Earth's Future*, **8** (11), e2020EF001778. <https://doi.org/10.1029/2020ef001778>
186. Akinsanola, A.A., G.J. Kooperman, K.A. Reed, A.G. Pendergrass, and W.M. Hannah, 2020: Projected changes in seasonal precipitation extremes over the United States in CMIP6 simulations. *Environmental Research Letters*, **15** (10), 104078. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abb397>
187. Lachniet, M.S., Y. Asmerom, V. Polyak, and R. Denniston, 2020: Great Basin paleoclimate and aridity linked to Arctic warming and tropical Pacific sea surface temperatures. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, **35** (7), e2019PA003785. <https://doi.org/10.1029/2019pa003785>
188. Cook, B.I., J.S. Mankin, A.P. Williams, K.D. Marvel, J.E. Smerdon, and H. Liu, 2021: Uncertainties, limits, and benefits of climate change mitigation for soil moisture drought in southwestern North America. *Earth's Future*, **9** (9), e2021EF002014. <https://doi.org/10.1029/2021ef002014>
189. Lehner, F., A.W. Wood, J.A. Vano, D.M. Lawrence, M.P. Clark, and J.S. Mankin, 2019: The potential to reduce uncertainty in regional runoff projections from climate models. *Nature Climate Change*, **9** (12), 926–933. <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0639-x>
190. Cook, B.I., T.R. Ault, and J.E. Smerdon, 2015: Unprecedented 21st century drought risk in the American Southwest and Central Plains. *Science Advances*, **1** (1), e1400082. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1400082>
191. Sena, A.C.T., C.M. Patricola, and B. Loring, 2022: Future changes in active and inactive Atlantic hurricane seasons in the energy exascale Earth system model. *Geophysical Research Letters*, **49** (21), e2022GL100267. <https://doi.org/10.1029/2022gl100267>
192. Knutson, T.R., J.J. Sirutis, M.A. Bender, R.E. Tuleya, and B.A. Schenkel, 2022: Dynamical downscaling projections of late twenty-first-century U.S. landfalling hurricane activity. *Climatic Change*, **171** (3), 28. <https://doi.org/10.1007/s10584-022-03346-7>
193. Zhang, G., H. Murakami, T.R. Knutson, R. Mizuta, and K. Yoshida, 2020: Tropical cyclone motion in a changing climate. *Science Advances*, **6** (17), 7610. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaz7610>
194. Jing, R., N. Lin, K. Emanuel, G. Vecchi, and T.R. Knutson, 2021: A comparison of tropical cyclone projections in a high-resolution global climate model and from downscaling by statistical and statistical-deterministic methods. *Journal of Climate*, **34** (23), 9349–9364. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-21-0071.1>
195. Gori, A., N. Lin, D. Xi, and K. Emanuel, 2022: Tropical cyclone climatology change greatly exacerbates US extreme rainfall–surge hazard. *Nature Climate Change*, **12** (2), 171–178. <https://doi.org/10.1038/s41558-021-01272-7>
196. Espinoza, V., D.E. Waliser, B. Guan, D.A. Lavers, and F.M. Ralph, 2018: Global analysis of climate change projection effects on atmospheric rivers. *Geophysical Research Letters*, **45** (9), 4299–4308. <https://doi.org/10.1029/2017gl076968>
197. Gershunov, A., T. Shulgina, R.E.S. Clemesha, K. Guirguis, D.W. Pierce, M.D. Dettinger, D.A. Lavers, D.R. Cayan, S.D. Polade, J. Kalansky, and F.M. Ralph, 2019: Precipitation regime change in western North America: The role of atmospheric rivers. *Scientific Reports*, **9** (1), 9944. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-46169-w>
198. Rhoades, A.M., M.D. Risser, D.A. Stone, M.F. Wehner, and A.D. Jones, 2021: Implications of warming on western United States landfalling atmospheric rivers and their flood damages. *Weather and Climate Extremes*, **32**, 100326. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2021.100326>
199. Lora, J.M., J.L. Mitchell, C. Risi, and A.E. Tripati, 2017: North Pacific atmospheric rivers and their influence on western North America at the Last Glacial Maximum. *Geophysical Research Letters*, **44** (2), 1051–1059. <https://doi.org/10.1002/2016gl071541>

200. Allen, J.T., 2018: Climate change and severe thunderstorms. In: *Oxford Research Encyclopedia of Climate Science*. Von Storch, H., Ed. Oxford University Press. <https://doi.org/10.1093/acrefore/9780190228620.013.62>
201. Trapp, R.J., K.A. Hoogewind, and S. Lasher-Trapp, 2019: Future changes in hail occurrence in the United States determined through convection-permitting dynamical downscaling. *Journal of Climate*, **32** (17), 5493–5509. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-18-0740.1>
202. Haberlie, A.M., W.S. Ashley, C.M. Battisto, and V.A. Gensini, 2022: Thunderstorm activity under intermediate and extreme climate change scenarios. *Geophysical Research Letters*, **49** (14), e2022GL098779. <https://doi.org/10.1029/2022gl098779>
203. Alizadeh, M.R., J. Adamowski, M.R. Nikoo, A. AghaKouchak, P. Dennison, and M. Sadegh, 2020: A century of observations reveals increasing likelihood of continental-scale compound dry-hot extremes. *Science Advances*, **6** (39), 4571. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaz4571>
204. Ridder, N.N., A.M. Ukkola, A.J. Pitman, and S.E. Perkins-Kirkpatrick, 2022: Increased occurrence of high impact compound events under climate change. *npj Climate and Atmospheric Science*, **5** (1), 3. <https://doi.org/10.1038/s41612-021-00224-4>
205. Mukherjee, S., A.K. Mishra, M.E. Mann, and C. Raymond, 2021: Anthropogenic warming and population growth may double US heat stress by the late 21st century. *Earth's Future*, **9** (5), e2020EF001886. <https://doi.org/10.1029/2020ef001886>
206. Coffel, E.D., R.M. Horton, and A. Sherbinin, 2018: Temperature and humidity based projections of a rapid rise in global heat stress exposure during the 21st century. *Environmental Research Letters*, **13** (1), 014001. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aaa00e>
207. Speizer, S., C. Raymond, C. Ivanovich, and R.M. Horton, 2022: Concentrated and intensifying humid heat extremes in the IPCC AR6 regions. *Geophysical Research Letters*, **49** (5), e2021GL097261. <https://doi.org/10.1029/2021gl097261>
208. Touma, D., S. Stevenson, D.L. Swain, D. Singh, D.A. Kalashnikov, and X. Huang, 2022: Climate change increases risk of extreme rainfall following wildfire in the western United States. *Science Advances*, **8** (13), 0320. <https://doi.org/10.1126/sciadv.abm0320>
209. Wahl, T., S. Jain, J. Bender, S.D. Meyers, and M.E. Luther, 2015: Increasing risk of compound flooding from storm surge and rainfall for major US cities. *Nature Climate Change*, **5** (12), 1093–1097. <https://doi.org/10.1038/nclimate2736>
210. Edwards, T.L., S. Nowicki, B. Marzeion, R. Hock, H. Goelzer, H. Seroussi, N.C. Jourdain, D.A. Slater, F.E. Turner, C.J. Smith, C.M. McKenna, E. Simon, A. Abe-Ouchi, J.M. Gregory, E. Larour, W.H. Lipscomb, A.J. Payne, A. Shepherd, C. Agosta, P. Alexander, T. Albrecht, B. Anderson, X. Asay-Davis, A. Aschwanden, A. Barthel, A. Bliss, R. Calov, C. Chambers, N. Champollion, Y. Choi, R. Cullather, J. Cuzzone, C. Dumas, D. Felikson, X. Fettweis, K. Fujita, B.K. Galton-Fenzi, R. Gladstone, N.R. Golledge, R. Greve, T. Hattermann, M.J. Hoffman, A. Humbert, M. Huss, P. Huybrechts, W. Immerzeel, T. Kleiner, P. Kraaijenbrink, S. Le clec'h, V. Lee, G.R. Leguy, C.M. Little, D.P. Lowry, J.-H. Malles, D.F. Martin, F. Maussion, M. Morlighem, J.F. O'Neill, I. Nias, F. Pattyn, T. Pelle, S.F. Price, A. Quiquet, V. Radić, R. Reese, D.R. Rounce, M. Rückamp, A. Sakai, C. Shafer, N.-J. Schlegel, S. Shannon, R.S. Smith, F. Straneo, S. Sun, L. Tarasov, L.D. Trusel, J. Van Breedam, R. van de Wal, M. van den Broeke, R. Winkelmann, H. Zekollari, C. Zhao, T. Zhang, and T. Zwinger, 2021: Projected land ice contributions to twenty-first-century sea level rise. *Nature*, **593** (7857), 74–82. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03302-y>
211. Robel, A.A., H. Seroussi, and G.H. Roe, 2019: Marine ice sheet instability amplifies and skews uncertainty in projections of future sea-level rise. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **116** (30), 14887–14892. <https://doi.org/10.1073/pnas.1904822116>
212. Aschwanden, A., M.A. Fahnestock, M. Truffer, D.J. Brinkerhoff, R. Hock, C. Khroulev, R. Mottram, and S.A. Khan, 2019: Contribution of the Greenland ice sheet to sea level over the next millennium. *Science Advances*, **5** (6), 9396. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aav9396>
213. Lowry, D.P., M. Krapp, N.R. Golledge, and A. Alevropoulos-Borrill, 2021: The influence of emissions scenarios on future Antarctic ice loss is unlikely to emerge this century. *Communications Earth & Environment*, **2** (1), 221. <https://doi.org/10.1038/s43247-021-00289-2>

214. Jones, T., J.K. Parrish, W.T. Peterson, E.P. Bjorkstedt, N.A. Bond, L.T. Ballance, V. Bowes, J.M. Hipfner, H.K. Burgess, J.E. Dolliver, K. Lindquist, J. Lindsey, H.M. Nevins, R.R. Robertson, J. Roletto, L. Wilson, T. Joyce, and J. Harvey, 2018: Massive mortality of a planktivorous seabird in response to a marine heatwave. *Geophysical Research Letters*, **45** (7), 3193–3202. <https://doi.org/10.1002/2017gl076164>
215. Siedlecki, S.A., J. Salisbury, D.K. Gledhill, C. Bastidas, S. Meseck, K. McGarry, C.W. Hunt, M. Alexander, D. Lavoie, Z.A. Wang, J. Scott, D.C. Brady, I. Mlsna, K. Azetsu-Scott, C.M. Liberti, D.C. Melrose, M.M. White, A. Pershing, D. Vandemark, D.W. Townsend, C. Chen, W. Mook, and R. Morrison, 2021: Projecting ocean acidification impacts for the Gulf of Maine to 2050: New tools and expectations. *Elementa: Science of the Anthropocene*, **9** (1), 00062. <https://doi.org/10.1525/elementa.2020.00062>
216. Gong, H., C. Li, and Y. Zhou, 2021: Emerging global ocean deoxygenation across the 21st century. *Geophysical Research Letters*, **48** (23), e2021GL095370. <https://doi.org/10.1029/2021gl095370>
217. Kwiatkowski, L., O. Torres, L. Bopp, O. Aumont, M. Chamberlain, J.R. Christian, J.P. Dunne, M. Gehlen, T. Ilyina, J.G. John, A. Lenton, H. Li, N.S. Lovenduski, J.C. Orr, J. Palmieri, Y. Santana-Falcón, J. Schwinger, R. Séférian, C.A. Stock, A. Tagliabue, Y. Takano, J. Tjiputra, K. Toyama, H. Tsujino, M. Watanabe, A. Yamamoto, A. Yool, and T. Ziehn, 2020: Twenty-first century ocean warming, acidification, deoxygenation, and upper-ocean nutrient and primary production decline from CMIP6 model projections. *Biogeosciences*, **17** (13), 3439–3470. <https://doi.org/10.5194/bg-17-3439-2020>
218. Fischer, E.M., S. Sippel, and R. Knutti, 2021: Increasing probability of record-shattering climate extremes. *Nature Climate Change*, **11** (8), 689–695. <https://doi.org/10.1038/s41558-021-01092-9>
219. Hausfather, Z. and F.C. Moore, 2022: Net-zero commitments could limit warming to below 2 °C. *Nature*, **604** (7905), 247–248. <https://doi.org/10.1038/d41586-022-00874-1>
220. Hausfather, Z. and G.P. Peters, 2020: Emissions—The ‘business as usual’ story is misleading. *Nature*, **577** (7792), 618–620. <https://doi.org/10.1038/d41586-020-00177-3>
221. IEA, 2021: World Energy Outlook 2021. International Energy Agency, Paris, France. <https://www.iea.org/reports/world-energy-outlook-2021>
222. Meinshausen, M., J. Lewis, C. McGlade, J. Gütschow, Z. Nicholls, R. Burdon, L. Cozzi, and B. Hackmann, 2022: Realization of Paris Agreement pledges may limit warming just below 2 °C. *Nature*, **604** (7905), 304–309. <https://doi.org/10.1038/s41586-022-04553-z>
223. Sognaes, I., A. Gambhir, D.-J. van de Ven, A. Nikas, A. Anger-Kraavi, H. Bui, L. Campagnolo, E. Delpiazzo, H. Doukas, S. Giarola, N. Grant, A. Hawkes, A.C. Köberle, A. Kolpakov, S. Mittal, J. Moreno, S. Perdana, J. Rogelj, M. Vielle, and G.P. Peters, 2021: A multi-model analysis of long-term emissions and warming implications of current mitigation efforts. *Nature Climate Change*, **11** (12), 1055–1062. <https://doi.org/10.1038/s41558-021-01206-3>
224. UNEP, 2021: Emissions Gap Report 2021: The Heat Is On—A World of Climate Promises Not Yet Delivered. United Nations Environment Programme, Nairobi, Kenya. <https://www.unep.org/emissions-gap-report-2021>
225. Ou, Y., G. Iyer, L. Clarke, J. Edmonds, A.A. Fawcett, N. Hultman, J.R. McFarland, M. Binsted, R. Cui, C. Fyson, A. Geiges, S. Gonzales-Zuñiga, M.J. Gidden, N. Höhne, L. Jeffery, T. Kuramochi, J. Lewis, M. Meinshausen, Z. Nicholls, P. Patel, S. Ragnauth, J. Rogelj, S. Waldhoff, S. Yu, and H. McJeon, 2021: Can updated climate pledges limit warming well below 2°C? *Science*, **374** (6568), 693–695. <https://doi.org/10.1126/science.abl8976>
226. Tong, D., Q. Zhang, Y. Zheng, K. Caldeira, C. Shearer, C. Hong, Y. Qin, and S.J. Davis, 2019: Committed emissions from existing energy infrastructure jeopardize 1.5 °C climate target. *Nature*, **572** (7769), 373–377. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1364-3>
227. MacDougall, A.H., T.L. Frölicher, C.D. Jones, J. Rogelj, H.D. Matthews, K. Zickfeld, V.K. Arora, N.J. Barrett, V. Brovkin, F.A. Burger, M. Eby, A.V. Eliseev, T. Hajima, P.B. Holden, A. Jeltsch-Thömmes, C. Koven, N. Mengis, L. Menviel, M. Michou, I.I. Mokhov, A. Oka, J. Schwinger, R. Séférian, G. Shaffer, A. Sokolov, K. Tachiiri, J. Tjiputra, A. Wiltshire, and T. Ziehn, 2020: Is there warming in the pipeline? A multi-model analysis of the Zero Emissions Commitment from CO₂. *Biogeosciences*, **17** (11), 2987–3016. <https://doi.org/10.5194/bg-17-2987-2020>
228. Thompson, P.R., M.J. Widlansky, B.D. Hamlington, M.A. Merrifield, J.J. Marra, G.T. Mitchum, and W. Sweet, 2021: Rapid increases and extreme months in projections of United States high-tide flooding. *Nature Climate Change*, **11** (7), 584–590. <https://doi.org/10.1038/s41558-021-01077-8>

229. Hamlington, B.D., T. Frederikse, P.R. Thompson, J.K. Willis, R.S. Nerem, and J.T. Fasullo, 2021: Past, present, and future Pacific sea-level change. *Earth's Future*, **9** (4), e2020EF001839. <https://doi.org/10.1029/2020ef001839>
230. Fisch-Romito, V., C. Guivarch, F. Creutzig, J.C. Minx, and M.W. Callaghan, 2021: Systematic map of the literature on carbon lock-in induced by long-lived capital. *Environmental Research Letters*, **16** (5), 053004. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aba660>
231. Roberts, C., F.W. Geels, M. Lockwood, P. Newell, H. Schmitz, B. Turnheim, and A. Jordan, 2018: The politics of accelerating low-carbon transitions: Towards a new research agenda. *Energy Research & Social Science*, **44**, 304–311. <https://doi.org/10.1016/j.erss.2018.06.001>
232. Sherwood, S.C., M.J. Webb, J.D. Annan, K.C. Armour, P.M. Forster, J.C. Hargreaves, G. Hegerl, S.A. Klein, K.D. Marvel, E.J. Rohling, M. Watanabe, T. Andrews, P. Braconnot, C.S. Bretherton, G.L. Foster, Z. Hausfather, A.S. von der Heydt, R. Knutti, T. Mauritsen, J.R. Norris, C. Proistosescu, M. Rugenstein, G.A. Schmidt, K.B. Tokarska, and M.D. Zelinka, 2020: An assessment of Earth's climate sensitivity using multiple lines of evidence. *Reviews of Geophysics*, **58** (4), e2019RG000678. <https://doi.org/10.1029/2019rg000678>
233. Gruber, N., D.C.E. Bakker, T. DeVries, L. Gregor, J. Hauck, P. Landschützer, G.A. McKinley, and J.D. Müller, 2023: Trends and variability in the ocean carbon sink. *Nature Reviews Earth & Environment*, **4** (2), 119–134. <https://doi.org/10.1038/s43017-022-00381-x>
234. Huntzinger, D.N., A. Chatterjee, D.J.P. Moore, S. Ohrel, T.O. West, B. Poulter, A.P. Walker, J. Dunne, S.R. Cooley, A.M. Michalak, M. Tzortziou, L. Bruhwiler, A. Rosenblatt, Y. Luo, P.J. Marcotullio, and J. Russell, 2018: Ch. 19. Future of the North American carbon cycle. In: *Second State of the Carbon Cycle Report (SOCCR2): A Sustained Assessment Report*. Cavallaro, N., G. Shrestha, R. Birdsey, M.A. Mayes, R.G. Najjar, S.C. Reed, P. Romero-Lankao, and Z. Zhu, Eds. U.S. Global Change Research Program, Washington, DC, USA, 760–809. <https://doi.org/10.7930/SOCCR2.2018.Ch19>
235. O'Sullivan, M., P. Friedlingstein, S. Sitch, P. Anthoni, A. Arneeth, V.K. Arora, V. Bastrikov, C. Delire, D.S. Goll, A. Jain, E. Kato, D. Kennedy, J. Knauer, S. Lienert, D. Lombardozzi, P.C. McGuire, J.R. Melton, J.E.M.S. Nabel, J. Pongratz, B. Poulter, R. Séférian, H. Tian, N. Vuichard, A.P. Walker, W. Yuan, X. Yue, and S. Zaehle, 2022: Process-oriented analysis of dominant sources of uncertainty in the land carbon sink. *Nature Communications*, **13** (1), 4781. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-32416-8>
236. Cooley, S.R., D.J.P. Moore, S.R. Alin, D. Butman, D.W. Clow, N.H.F. French, R.A. Feely, Z.I. Johnson, G. Keppel-Aleks, S.E. Lohrenz, I.B. Ocko, E.H. Shadwick, A.J. Sutton, C.S. Potter, Y. Takatsuka, A.P. Walker, and R.M.S. Yu, 2018: Ch. 17. Biogeochemical effects of rising atmospheric carbon dioxide. In: *Second State of the Carbon Cycle Report (SOCCR2): A Sustained Assessment Report*. Cavallaro, N., G. Shrestha, R. Birdsey, M.A. Mayes, R.G. Najjar, S.C. Reed, P. Romero-Lankao, and Z. Zhu, Eds. U.S. Global Change Research Program, Washington, DC, USA, 690–727. <https://doi.org/10.7930/SOCCR2.2018.Ch17>
237. Hugelius, G., J. Strauss, S. Zubrzycki, J.W. Harden, E.A.G. Schuur, C.L. Ping, L. Schirrmeister, G. Grosse, G.J. Michaelson, C.D. Koven, J.A. O'Donnell, B. Elberling, U. Mishra, P. Camill, Z. Yu, J. Palmtag, and P. Kuhry, 2014: Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps. *Biogeosciences*, **11** (23), 6573–6593. <https://doi.org/10.5194/bg-11-6573-2014>
238. Schuur, E.A.G., R. Bracho, G. Celis, E.F. Belshe, C. Ebert, J. Ledman, M. Mauritz, E.F. Pegoraro, C. Plaza, H. Rodenhizer, V. Romanovsky, C. Schädel, D. Schirokauer, M. Taylor, J.G. Vogel, and E.E. Webb, 2021: Tundra underlain by thawing permafrost persistently emits carbon to the atmosphere over 15 years of measurements. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, **126** (6), e2020JG006044. <https://doi.org/10.1029/2020jg006044>
239. Schuur, E.A.G., B.W. Abbott, R. Commane, J. Ernakovich, E. Euskirchen, G. Hugelius, G. Grosse, M. Jones, C. Koven, V. Leshyk, D. Lawrence, M.M. Loranty, M. Mauritz, D. Olefeldt, S. Natali, H. Rodenhizer, V. Salmon, C. Schädel, J. Strauss, C. Treat, and M. Turetsky, 2022: Permafrost and climate change: Carbon cycle feedbacks from the warming Arctic. *Annual Review of Environment and Resources*, **47** (1), 343–371. <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-012220-011847>
240. Wang, S., A. Foster, E.A. Lenz, J.D. Kessler, J.C. Stroeve, L.O. Anderson, M. Turetsky, R. Betts, S. Zou, W. Liu, W.R. Boos, and Z. Hausfather, 2023: Mechanisms and impacts of Earth system tipping elements. *Reviews of Geophysics*, **61** (1), e2021RG000757. <https://doi.org/10.1029/2021rg000757>
241. Armstrong McKay, D.I., A. Staal, J.F. Abrams, R. Winkelmann, B. Sakschewski, S. Loriani, I. Fetzer, S.E. Cornell, J. Rockström, and T.M. Lenton, 2022: Exceeding 1.5°C global warming could trigger multiple climate tipping points. *Science*, **377** (6611), 7950. <https://doi.org/10.1126/science.abn7950>

242. Kopp, R.E., R.L. Shwom, G. Wagner, and J. Yuan, 2016: Tipping elements and climate-economic shocks: Pathways toward integrated assessment. *Earth's Future*, **4**, 346–372. <https://doi.org/10.1002/2016ef000362>
243. Lenton, T.M., H. Held, E. Kriegler, J.W. Hall, W. Lucht, S. Rahmstorf, and H.J. Schellnhuber, 2008: Tipping elements in the Earth's climate system. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **105** (6), 1786–1793. <https://doi.org/10.1073/pnas.0705414105>
244. McSweeney, R., 2020: Explainer: Nine 'Tipping Points' that Could be Triggered by Climate Change. Carbon Brief, London, UK. <https://www.carbonbrief.org/explainer-nine-tipping-points-that-could-be-triggered-by-climate-change/>
245. Bassis, J.N., B. Berg, A.J. Crawford, and D.I. Benn, 2021: Transition to marine ice cliff instability controlled by ice thickness gradients and velocity. *Science*, **372** (6548), 1342–1344. <https://doi.org/10.1126/science.abf6271>
246. Clerc, F., B.M. Minchew, and M.D. Behn, 2019: Marine ice cliff instability mitigated by slow removal of ice shelves. *Geophysical Research Letters*, **46** (21), 12108–12116. <https://doi.org/10.1029/2019gl084183>
247. Zeitz, M., A. Levermann, and R. Winkelmann, 2020: Sensitivity of ice loss to uncertainty in flow law parameters in an idealized one-dimensional geometry. *The Cryosphere*, **14** (10), 3537–3550. <https://doi.org/10.5194/tc-14-3537-2020>
248. Mottram, R., N. Hansen, C. Kittel, J.M. van Wessem, C. Agosta, C. Amory, F. Boberg, W.J. van de Berg, X. Fettweis, A. Gossart, N.P.M. van Lipzig, E. van Meijgaard, A. Orr, T. Phillips, S. Webster, S.B. Simonsen, and N. Souverijns, 2021: What is the surface mass balance of Antarctica? An intercomparison of regional climate model estimates. *The Cryosphere*, **15** (8), 3751–3784. <https://doi.org/10.5194/tc-15-3751-2021>
249. Bell, R.E., W. Chu, J. Kingslake, I. Das, M. Tedesco, K.J. Tinto, C.J. Zappa, M. Frezzotti, A. Boghosian, and W.S. Lee, 2017: Antarctic ice shelf potentially stabilized by export of meltwater in surface river. *Nature*, **544** (7650), 344–348. <https://doi.org/10.1038/nature22048>
250. MacFerrin, M., H. Machguth, D. van As, C. Charalampidis, C.M. Stevens, A. Heilig, B. Vandecrux, P.L. Langen, R. Mottram, X. Fettweis, M.R. van den Broeke, W.T. Pfeffer, M.S. Moussavi, and W. Abdalati, 2019: Rapid expansion of Greenland's low-permeability ice slabs. *Nature*, **573** (7774), 403–407. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1550-3>
251. Schlegel, N.J., H. Seroussi, M.P. Schodlok, E.Y. Larour, C. Boening, D. Limonadi, M.M. Watkins, M. Morlighem, and M.R. van den Broeke, 2018: Exploration of Antarctic ice sheet 100-year contribution to sea level rise and associated model uncertainties using the ISSM framework. *The Cryosphere*, **12** (11), 3511–3534. <https://doi.org/10.5194/tc-12-3511-2018>
252. Nias, I.J., S.L. Cornford, T.L. Edwards, N. Gourmelen, and A.J. Payne, 2019: Assessing uncertainty in the dynamical ice response to ocean warming in the Amundsen Sea Embayment, West Antarctica. *Geophysical Research Letters*, **46** (20), 11253–11260. <https://doi.org/10.1029/2019gl084941>
253. Buchanan, M.K., R.E. Kopp, M. Oppenheimer, and C. Tebaldi, 2016: Allowances for evolving coastal flood risk under uncertain local sea-level rise. *Climatic Change*, **137** (3), 347–362. <https://doi.org/10.1007/s10584-016-1664-7>
254. Haasnoot, M., J. Kwadijk, J. van Alphen, D. Le Bars, B. van den Hurk, F. Diermanse, A. van der Spek, G.O. Essink, J. Delsman, and M. Mens, 2020: Adaptation to uncertain sea-level rise; how uncertainty in Antarctic mass-loss impacts the coastal adaptation strategy of the Netherlands. *Environmental Research Letters*, **15** (3), 034007. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab666c>
255. Rogelj, J., A. Popp, K.V. Calvin, G. Luderer, J. Emmerling, D. Gernaat, S. Fujimori, J. Strefler, T. Hasegawa, G. Marangoni, V. Krey, E. Kriegler, K. Riahi, D.P. van Vuuren, J. Doelman, L. Drouet, J. Edmonds, O. Fricko, M. Harmsen, P. Havlik, F. Humpenöder, E. Stehfest, and M. Tavoni, 2018: Scenarios towards limiting global mean temperature increase below 1.5 °C. *Nature Climate Change*, **8** (4), 325–332. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0091-3>
256. O'Neill, B., M. van Aalst, Z. Zaiton Ibrahim, L. Berrang Ford, S. Bhadwal, H. Buhaug, D. Diaz, K. Frieler, M. Garschagen, A. Magnan, G. Midgley, A. Mirzabaev, A. Thomas, and R. Warren, 2022: Ch. 16. Key risks across sectors and regions. In: *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Pörtner, H.-O., D.C. Roberts, M. Tignor, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegria, M. Craig, S. Langsdorf, S. Lösche, V. Möller, A. Okem, and B. Rama, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 2411–2538. <https://doi.org/10.1017/9781009325844.025>

257. Menne, M.J., C.N. Williams, B.E. Gleason, J.J. Rennie, and J.H. Lawrimore, 2018: The Global Historical Climatology Network monthly temperature dataset, version 4. *Journal of Climate*, **31** (24), 9835–9854. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-18-0094.1>
258. Rohde, R., R.A. Muller, R. Jacobsen, E. Muller, S. Perlmutter, A. Rosenfeld, J. Wurtele, D. Groom, and C. Wickham, 2013: A new estimate of the average Earth surface land temperature spanning 1753 to 2011. *Geoinformatics & Geostatistics: An Overview*, **1** (1). <https://doi.org/10.4172/2327-4581.1000101>
259. Kondo, M., P.K. Patra, S. Sitch, P. Friedlingstein, B. Poulter, F. Chevallier, P. Ciais, J.G. Canadell, A. Bastos, R. Lauerwald, L. Calle, K. Ichii, P. Anthoni, A. Arneth, V. Haverd, A.K. Jain, E. Kato, M. Kautz, R.M. Law, S. Lienert, D. Lombardozzi, T. Maki, T. Nakamura, P. Peylin, C. Rödenbeck, R. Zhuravlev, T. Saeki, H. Tian, D. Zhu, and T. Ziehn, 2020: State of the science in reconciling top-down and bottom-up approaches for terrestrial CO₂ budget. *Global Change Biology*, **26** (3), 1068–1084. <https://doi.org/10.1111/gcb.14917>
260. Xu, R., H. Tian, N. Pan, R.L. Thompson, J.G. Canadell, E.A. Davidson, C. Nevison, W. Winiwarter, H. Shi, S. Pan, J. Chang, P. Ciais, S.R.S. Dangal, A. Ito, R.B. Jackson, F. Joos, R. Lauerwald, S. Lienert, T. Maavara, D.B. Millet, P.A. Raymond, P. Regnier, F.N. Tubiello, N. Vuichard, K.C. Wells, C. Wilson, J. Yang, Y. Yao, S. Zaehle, and F. Zhou, 2021: Magnitude and uncertainty of nitrous oxide emissions from North America based on bottom-up and top-down approaches: Informing future research and national inventories. *Geophysical Research Letters*, **48** (23), e2021GL095264. <https://doi.org/10.1029/2021gl095264>
261. IPCC, 2006: 2006 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories. Eggleston, S., L. Buendia, K. Miwa, T. Ngara, and K. Tanabe, Eds. Institute for Global Environmental Strategies, Hayama, Japan. <https://www.ipcc.ch/report/2006-ipcc-guidelines-for-national-greenhouse-gas-inventories/>
262. Byrne, B., D.F. Baker, S. Basu, M. Bertolacci, K.W. Bowman, D. Carroll, A. Chatterjee, F. Chevallier, P. Ciais, N. Cressie, D. Crisp, S. Crowell, F. Deng, Z. Deng, N.M. Deutscher, M.K. Dubey, S. Feng, O.E. García, D.W.T. Griffith, B. Herkommer, L. Hu, A.R. Jacobson, R. Janardanan, S. Jeong, M.S. Johnson, D.B.A. Jones, R. Kivi, J. Liu, Z. Liu, S. Maksyutov, J.B. Miller, S.M. Miller, I. Morino, J. Notholt, T. Oda, C.W. O'Dell, Y.S. Oh, H. Ohyama, P.K. Patra, H. Peiro, C. Petri, S. Philip, D.F. Pollard, B. Poulter, M. Remaud, A. Schuh, M.K. Sha, K. Shiomi, K. Strong, C. Sweeney, Y. Té, H. Tian, V.A. Velazco, M. Vrekoussis, T. Warneke, J.R. Worden, D. Wunch, Y. Yao, J. Yun, A. Zammit-Mangion, and N. Zeng, 2023: National CO₂ budgets (2015–2020) inferred from atmospheric CO₂ observations in support of the global stocktake. *Earth System Science Data*, **15** (2), 963–1004. <https://doi.org/10.5194/essd-15-963-2023>
263. Ciais, P., A. Bastos, F. Chevallier, R. Lauerwald, B. Poulter, J.G. Canadell, G. Hugelius, R.B. Jackson, A. Jain, M. Jones, M. Kondo, I.T. Lujikx, P.K. Patra, W. Peters, J. Pongratz, A.M.R. Petrescu, S. Piao, C. Qiu, C. Von Randow, P. Regnier, M. Saunio, R. Scholes, A. Shvidenko, H. Tian, H. Yang, X. Wang, and B. Zheng, 2022: Definitions and methods to estimate regional land carbon fluxes for the second phase of the REgional Carbon Cycle Assessment and Processes Project (RECCAP-2). *Geoscientific Model Development*, **15** (3), 1289–1316. <https://doi.org/10.5194/gmd-15-1289-2022>
264. USGCRP, 2018: *Impacts, Risks, and Adaptation in the United States: Fourth National Climate Assessment, Volume II*. Reidmiller, D.R., C.W. Avery, D.R. Easterling, K.E. Kunkel, K.L.M. Lewis, T.K. Maycock, and B.C. Stewart, Eds. U.S. Global Change Research Program, Washington, DC, USA, 1515 pp. <https://doi.org/10.7930/nca4.2018>
265. Lisonbee, J., M. Woloszyn, and M. Skumanich, 2021: Making sense of flash drought: Definitions, indicators, and where we go from here. *Journal of Applied and Service Climatology*, **2021** (001), 1–19. <https://doi.org/10.46275/joasc.2021.02.001>
266. Swann, A.L.S., F.M. Hoffman, C.D. Koven, and J.T. Randerson, 2016: Plant responses to increasing CO₂ reduce estimates of climate impacts on drought severity. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **113** (36), 10019–10024. <https://doi.org/10.1073/pnas.1604581113>
267. Eyring, V., N.P. Gillett, K.M.A. Rao, R. Barimalala, M.B. Parrillo, N. Bellouin, C. Cassou, P.J. Durack, Y. Kosaka, S. McGregor, S. Min, O. Morgenstern, and Y. Sun, 2021: Ch. 3. Human influence on the climate system. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou, Eds. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 423–552. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.005>
268. NCEI, n.d.: U.S. Climate Extremes Index (CEI). National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite, Data, and Information Service, National Centers for Environmental Information, accessed April 7, 2023. <https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/cei/>

269. Cook, B.I., J.S. Mankin, K. Marvel, A.P. Williams, J.E. Smerdon, and K.J. Anchukaitis, 2020: Twenty-first century drought projections in the CMIP6 forcing scenarios. *Earth's Future*, **8** (6), e2019EF001461. <https://doi.org/10.1029/2019ef001461>
270. Riahi, K., D.P. van Vuuren, E. Kriegler, J. Edmonds, B.C. O'Neill, S. Fujimori, N. Bauer, K. Calvin, R. Dellink, O. Fricko, W. Lutz, A. Popp, J.C. Cuaresma, S. Kc, M. Leimbach, L. Jiang, T. Kram, S. Rao, J. Emmerling, K. Ebi, T. Hasegawa, P. Havlik, F. Humpenöder, L.A. Da Silva, S. Smith, E. Stehfest, V. Bosetti, J. Eom, D. Gernaat, T. Masui, J. Rogelj, J. Strefler, L. Drouet, V. Krey, G. Luderer, M. Harmsen, K. Takahashi, L. Baumstark, J.C. Doelman, M. Kainuma, Z. Klimont, G. Marangoni, H. Lotze-Campen, M. Obersteiner, A. Tabeau, and M. Tavoni, 2017: The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An overview. *Global Environmental Change*, **42**, 153–168. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2016.05.009>
271. Hausfather, Z., K. Marvel, G.A. Schmidt, J.W. Nielsen-Gammon, and M. Zelinka, 2022: Climate simulations: Recognize the 'hot model' problem. *Nature*, **605** (7908), 26–29. <https://doi.org/10.1038/d41586-022-01192-2>
272. Kopp, R.E., R.M. Horton, C.M. Little, J.X. Mitrovica, M. Oppenheimer, D.J. Rasmussen, B.H. Strauss, and C. Tebaldi, 2014: Probabilistic 21st and 22nd century sea-level projections at a global network of tide-gauge sites. *Earth's Future*, **2** (8), 383–406. <https://doi.org/10.1002/2014ef000239>
273. Levermann, A., P.U. Clark, B. Marzeion, G.A. Milne, D. Pollard, V. Radic, and A. Robinson, 2013: The multimillennial sea-level commitment of global warming. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **110** (34), 13745–13750. <https://doi.org/10.1073/pnas.1219414110>
274. Goelzer, H., S. Nowicki, A. Payne, E. Larour, H. Seroussi, W.H. Lipscomb, J. Gregory, A. Abe-Ouchi, A. Shepherd, E. Simon, C. Agosta, P. Alexander, A. Aschwanden, A. Barthel, R. Calov, C. Chambers, Y. Choi, J. Cuzzzone, C. Dumas, T. Edwards, D. Felikson, X. Fettweis, N.R. Golledge, R. Greve, A. Humbert, P. Huybrechts, S. Le clec'h, V. Lee, G. Leguy, C. Little, D.P. Lowry, M. Morlighem, I. Nias, A. Quiquet, M. Rückamp, N.J. Schlegel, D.A. Slater, R.S. Smith, F. Straneo, L. Tarasov, R. van de Wal, and M. van den Broeke, 2020: The future sea-level contribution of the Greenland ice sheet: A multi-model ensemble study of ISMIP6. *The Cryosphere*, **14** (9), 3071–3096. <https://doi.org/10.5194/tc-14-3071-2020>
275. Seroussi, H., S. Nowicki, A.J. Payne, H. Goelzer, W.H. Lipscomb, A. Abe-Ouchi, C. Agosta, T. Albrecht, X. Asay-Davis, A. Barthel, R. Calov, R. Cullather, C. Dumas, B.K. Galton-Fenzi, R. Gladstone, N.R. Golledge, J.M. Gregory, R. Greve, T. Hattermann, M.J. Hoffman, A. Humbert, P. Huybrechts, N.C. Jourdain, T. Kleiner, E. Larour, G.R. Leguy, D.P. Lowry, C.M. Little, M. Morlighem, F. Pattyn, T. Pelle, S.F. Price, A. Quiquet, R. Reese, N.J. Schlegel, A. Shepherd, E. Simon, R.S. Smith, F. Straneo, S. Sun, L.D. Trusel, J. Van Breedam, R.S.W. van de Wal, R. Winkelmann, C. Zhao, T. Zhang, and T. Zwinger, 2020: ISMIP6 Antarctica: A multi-model ensemble of the Antarctic ice sheet evolution over the 21st century. *The Cryosphere*, **14** (9), 3033–3070. <https://doi.org/10.5194/tc-14-3033-2020>
276. Eyring, V., S. Bony, G.A. Meehl, C.A. Senior, B. Stevens, R.J. Stouffer, and K.E. Taylor, 2016: Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, **9** (5), 1937–1958. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>
277. Archer, D. and R. Pierrehumbert, Eds., 2011: *The Warming Papers: The Scientific Foundation for the Climate Change Forecast*. Wiley-Blackwell, 432 pp. <https://www.wiley.com/en-us/the+warming+papers%3a+the+scientific+foundation+for+the+climate+change+forecast-p-9781405196161>
278. Matthews, H.D. and K. Caldeira, 2008: Stabilizing climate requires near-zero emissions. *Geophysical Research Letters*, **35** (4). <https://doi.org/10.1029/2007GL032388>
279. Solomon, S., G.-K. Plattner, R. Knutti, and P. Friedlingstein, 2009: Irreversible climate change due to carbon dioxide emissions. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **106** (6), 1704–1709. <https://doi.org/10.1073/pnas.0812721106>
280. Matthews, H.D. and A.J. Weaver, 2010: Committed climate warming. *Nature Geoscience*, **3** (3), 142–143. <https://doi.org/10.1038/ngeo813>
281. Friedlingstein, P., 2015: Carbon cycle feedbacks and future climate change. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, **373** (2054), 20140421. <https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0421>
282. Lehner, F., C. Deser, N. Maher, J. Marotzke, E.M. Fischer, L. Brunner, R. Knutti, and E. Hawkins, 2020: Partitioning climate projection uncertainty with multiple large ensembles and CMIP5/6. *Earth System Dynamics*, **11** (2), 491–508. <https://doi.org/10.5194/esd-11-491-2020>