

CAMBIO CLIMÁTICO EN EL MEDITERRÁNEO

Procesos, riesgos y políticas

Juan Romero
Jorge Olcina
(Editores)



CAMBIO CLIMÁTICO EN EL MEDITERRÁNEO

Procesos, riesgos y políticas

JUAN ROMERO
JORGE OLCINA
(Editores)

tirant humanidades
Valencia, 2021

Índice

Prólogo.....	13
--------------	----

Capítulo 1

Cambio climático. Una evidencia científica

JORGE OLICINA CANTOS

1. CALENTAMIENTO CLIMÁTICO ACTUAL. UN PROBLEMA GLOBAL.....	19
2. CAMBIO CLIMÁTICO ACTUAL: EVIDENCIAS E INCERTIDUMBRES	24
3. CAMBIO CLIMÁTICO EN EL LITORAL MEDITERRÁNEO ESPAÑOL: SINGULARIDADES REGIONALES	29
3.1. Cambios en la precipitación.....	31
3.2. Incremento de temperaturas. Perdida de confort térmico, aumento destacado de “noches tropicales” y “noches ecuatoriales”	34
3.3. Un mar Mediterráneo cada vez más cálido	37
BIBLIOGRAFÍA	42

Primera parte. **CAMBIO CLIMÁTICO. LAS CAUSAS**

Capítulo 2

Cambio climático: una perspectiva global

J. FIDEL GONZÁLEZ ROUCO, ELENA GARCÍA BUSTAMANTE, FÉLIX GARCÍA PEREIRA,
ETOR LUCIO ECEIZA, CAMILO MELO AGUILAR, JORGE NAVARRO MONTESINOS,
CRISTINA ROJAS LABANDA, PEDRO ROLDÁN, NORMAN STEINERT, y CRISTINA VEGAS CAÑAS

1. INTRODUCCIÓN: VARIABILIDAD Y CAMBIO CLIMÁTICO	49
2. EL CLIMA DESDE LA ERA INDUSTRIAL Y LA INFLUENCIA HUMANA	51
3. EL FUTURO IRREVERSIBLE.....	59
4. EL FUTURO QUE PODEMOS ELEGIR.....	64
5. CONSIDERACIONES FINALES	66
AGRADECIMIENTOS	69
BIBLIOGRAFÍA	69

Capítulo 3

Cambio climático en España. Realidades

JAVIER MARTÍN-VIDE

1. CONTEXTO GEOGRÁFICO Y EVOLUCIÓN TEMPORAL DE ALGUNAS VARIABLES CLIMÁTICAS	75
---	----

Capítulo 2

Cambio climático: una perspectiva global

J. Fidel González Rouco¹, Elena García Bustamante²,
Félix García Pereira¹, Etor Lucio Eceiza¹,
Camilo Melo Aguilar¹, Jorge Navarro Montesinos²,
Cristina Rojas Labanda¹, Pedro Roldán¹,
Norman Steinert¹, Cristina Vegas Cañas¹

¹*Universidad Complutense de Madrid.*
Dpto. de Física de la Tierra y Astrofísica. IGEO
(UCM-CSIC), Madrid.

²*Unidad de Energía Eólica, Departamento de Renovables,*
CIEMAT, Madrid

RESUMEN: La temperatura global del planeta ha aumentado del orden de 1 °C desde mediados del siglo XIX. Los valores más altos se producen en latitudes altas del Hemisferio Norte, y son más altos sobre los continentes que sobre el océano. Estos cambios son el resultado de un cambio en el balance radiativo a escala planetaria y se detectan también de forma consistente en otras variables indicativas del estado del sistema como el nivel del mar, la cantidad de masa glaciar, temperaturas en la estratosfera, etc. Hoy en día sabemos que la mayor parte de estos cambios se deben a las actividades humanas y que continuarán en el futuro con una intensidad y velocidad de las que dependen emisiones futuras de gases de efecto invernadero.

Podemos entender este cambio como un proceso irreversible porque las concentraciones de carbono permanecen aproximadamente estables en la atmósfera durante siglos. Por tanto, para poner límites al aumento de temperatura, hay que limitar la cantidad total de carbono emitido a la atmósfera. Existe un margen estrecho de emisiones que todavía se pueden realizar si se quiere acotar el aumento de temperatura global a 1.5-2 °C a finales del S. XXI. Limitar los impactos al nivel de un aumento de temperatura de 1.5 °C en vez de 2 °C es importante y evita consecuencias graves y discernibles para los ecosistemas y para la sociedad. Limitar el aumento de temperatura global e impactos derivados a escala regional, contribuye a desarrollar de forma viable los objetivos de la Agenda 2030 de desarrollo sostenible.

1. INTRODUCCIÓN: VARIABILIDAD Y CAMBIO CLIMÁTICO

La variabilidad climática abarca un amplísimo rango de escalas temporales: desde variaciones intra-mensuales, por encima de la variabilidad sinóptica, hasta varia-

ciones en el rango de la propia edad de la Tierra. Solemos identificar la magnitud de los cambios pasados por las variaciones de la temperatura global del planeta o por cualquier otro indicador que sea representativo del estado del sistema (salinidad, precipitación, nivel del mar, indicadores de sequía, velocidad del viento, etc) a escala global o para una región de interés. Tanto los datos instrumentales, posteriores a ca. 1850 CE, como los datos proxy anteriores, muestran que el comportamiento del clima es el de un sistema caótico cuya variabilidad es el resultado de las interacciones entre los diferentes subsistemas (atmósfera, hidrosfera, criosfera, litosfera y biosfera) que actúan con tiempos de respuesta muy diferentes, y de su respuesta a cambios en la energía solar entrante o de la emisión infrarroja del planeta. De hecho, podemos entender que todas las variaciones climáticas están asociadas a cambios en el equilibrio energético global del planeta y que se manifiestan en las escalas regionales en función de la interacción entre la circulación atmosférica y oceánica con las características físicas (orografía, albedo, rugosidad, etc) de cada región. Cuando una variación climática es el resultado de un equilibrio energético distinto y representa un cambio significativo en las variables representativas del sistema, se dice que ha habido un cambio climático.

La variabilidad climática es el resultado de las contribuciones de factores externos e internos. Las variaciones externas están asociadas a cambios en los factores que regulan la energía que entra en el planeta (factores de forzamiento radiativo). Es el caso de la variabilidad solar, la actividad volcánica, los cambios en los usos y cobertura del suelo (del inglés, LULC), la composición química de la atmósfera o el albedo terrestre. Los cambios internos están asociados a interacciones o a retroalimentaciones entre los subsistemas climáticos. Este marco tiene sentido desde una perspectiva general y lo que se considera específicamente en algunos casos un factor de forzamiento externo, como por ejemplo el aumento en las concentraciones de gases de efecto invernadero a lo largo del S. XX y XXI, puede ser considerado como un mecanismo interno de retroalimentación y amplificación del cambio en otro contexto, como el de las transiciones entre períodos glaciales e interglaciales.

La emisión continua y creciente durante la era industrial de gases de efecto invernadero, aerosoles y los cambios en LULC ha modificado la composición química de la atmósfera generando el consiguiente cambio en el equilibrio radiativo del planeta. Hoy en día disponemos de las herramientas que nos permiten entender la evolución de la temperatura a escala global a lo largo de las últimas décadas como un resultado del desequilibrio energético producido por las actividades humanas y nos permiten también estimar los cambios de temperatura que experimentaremos a lo largo de las próximas décadas. Estos cambios son irreversibles y la magnitud de los mismos depende de las emisiones acumuladas desde el principio de la revolución industrial. Por lo tanto, si queremos limitar su magnitud e impactos futuros, hemos de desarrollar transformaciones que permitan reducir las emisiones de forma drástica a lo largo de las próximas décadas.

Este texto recoge los contenidos de una contribución al Seminario Estrategias de Adaptación a la Crisis Climática (PROSPECT 2030, Valencia, 3 de octubre de 2019) en el que se sintetizan brevemente los principales argumentos que conforman el marco argumental anteriormente descrito. En la Sección 2 se resume la evolución del clima a lo largo del período industrial y su relación con las actividades humanas. En la Sección 3 se discuten las proyecciones de cambio climático para las próximas décadas y sus implicaciones desde el punto de vista de la irreversibilidad de los procesos que están en marcha. En las Secciones 4 y 5 se discuten más específicamente escenarios plausibles de limitación de emisiones y su relación con la consecución de los objetivos de desarrollo sostenible (ODS; Naciones Unidas 2015).

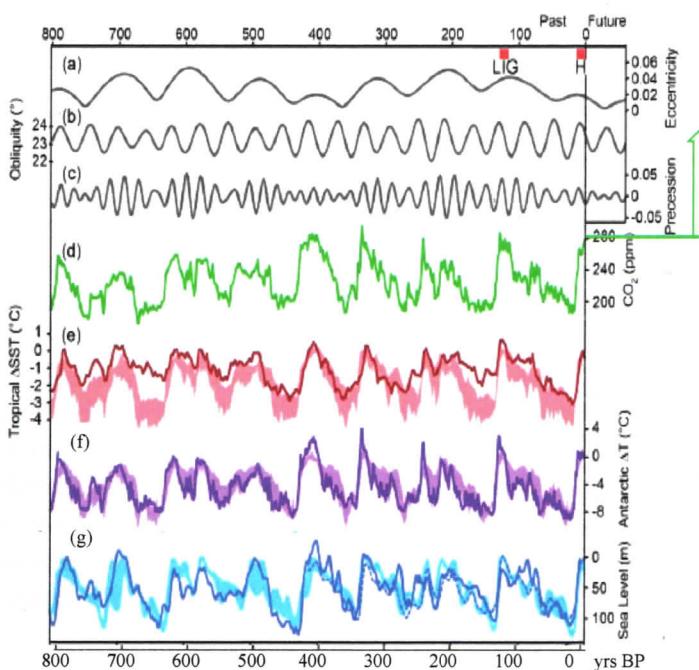
2. EL CLIMA DESDE LA ERA INDUSTRIAL Y LA INFLUENCIA HUMANA

Hoy sabemos que las variaciones de temperatura del planeta y las concentraciones de gases de efecto invernadero han cambiado de forma síncrona en las transiciones glaciares e interglaciales a lo largo del último millón de años (Masson-Delmotte et al. 2013). La Figura 1 muestra esta evolución en los datos del proyecto EPICA (2005) a lo largo de los últimos 800 ka (ka se referirá a 1000 años de aquí en adelante). La variación en los parámetros orbitales produce cambios complejos en la inclinación con la que se reciben los rayos solares y en la recepción de energía eficaz en el planeta. Podemos observar cómo las variaciones de temperatura, concentración de CO₂ y nivel del mar evolucionan de forma quasi-síncrona entre estados fríos (glaciares) y cálidos (interglaciales). Cuando la insolación aumenta en la transición a un interglacial debido a cambios en la posición relativa de la Tierra respecto al Sol (Berger and Loutre 1991), el aumento de temperatura genera una disminución de la cobertura de hielo y el albedo y entra más radiación de onda corta solar, amplificando estos cambios. A su vez, el aumento de temperatura contribuye a una menor retirada de CO₂ por parte del océano y, por tanto, a una intensificación del efecto invernadero. Esto retroalimenta positivamente los cambios iniciados amplificando el efecto de aumento de temperatura, retroceso del hielo y aumento del nivel del mar asociado a expansión de la columna de agua oceánica y a fusión de hielo de la círosfera. En una transición a una glaciación ocurre lo contrario. Por tanto, la composición química de la atmósfera y el estado climático han estado acoplados a lo largo del último millón de años, mostrando variaciones similares: los cambios en la temperatura del planeta alteran la composición química de la atmósfera y viceversa.

A lo largo de la historia climática del planeta, la variabilidad y el cambio climático han estado presentes de forma continuada. Sin embargo, desde un punto de vista antropocéntrico, la experiencia de los mismos es muy reciente. Tiene sentido plantear los impactos para la sociedad de los cambios climáticos solamente a lo largo del

último período interglaciar en que nos encontramos, el Holoceno (últimos 11 ka). El último máximo glaciar, momento de máxima extensión del hielo continental en la última glaciación, tuvo lugar hace aproximadamente 20 ka. En ese momento la especie humana sobrevivía con la caza y la recolección (Clottes et al. 1997; Leroi-Gourhan 1982); el desarrollo de la sociedad agrícola y comercial tiene lugar a lo largo del Holoceno y la sociedad industrial a lo largo de los últimos dos siglos (Harari 2014). Es en este intervalo temporal cuando la sociedad contribuye a la evolución climática y es también sensible a sus consecuencias (e.g. Rockström et al. 2009).

Figura 1. Parámetros orbitales y reconstrucciones proxy de los últimos 800000 años



(a-c) parámetros orbitales, excentricidad, oblicuidad y precesión; (d) concentración atmosférica de CO₂ a partir de testigos de hielo antárticos; (e) temperaturas en la superficie del mar en los trópicos; (f) temperatura antártica; (g) y nivel del mar. La flecha verde indica el nivel actual de la concentración de CO₂ relativo a la curva (d).

Fuente: Figura 5.3 AR5 (Masson-Delmotte et al. 2013).

Los parámetros orbitales controlan las variaciones climáticas en escalas de decenas a centenares de miles de años. En los últimos siglos su variación es muy lenta y se necesita considerar otros factores adicionales para entender la variabilidad y el cambio climáticos. La Figura 2 muestra la evolución de varios factores de forzamiento externo (variabilidad solar, actividad volcánica y concentraciones de gases de efecto inverna-

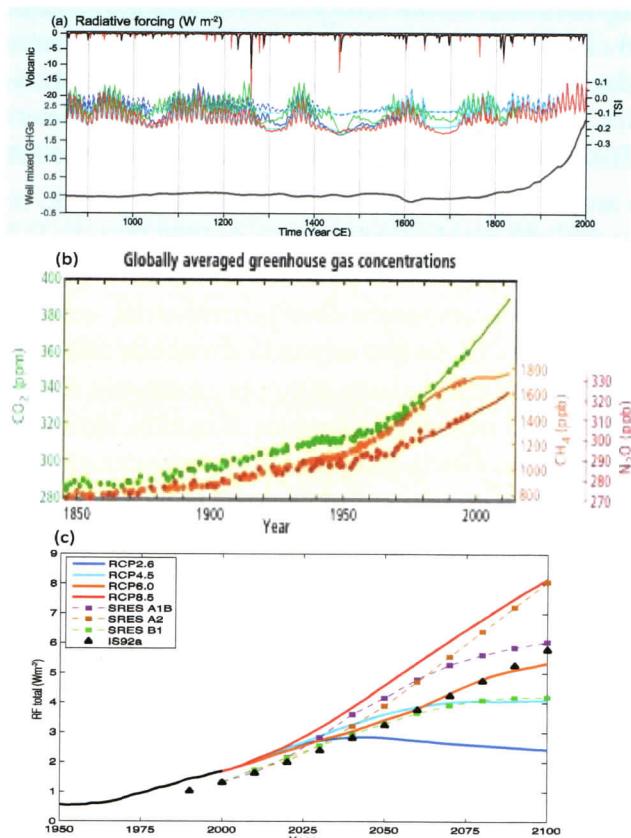
dero) a lo largo del último milenio utilizados por modelos del proyecto CMIP5 (del inglés, Coupled Model Intercomparison Project Phase 5; Taylor 2012). Estos factores regulan la cantidad de energía que entra en el sistema. Además de las variaciones orbitales, de magnitud menor en este intervalo, las variaciones asociadas a la actividad solar y volcánica son los únicos factores de variación natural. Ambos contribuyen a variabilidad en escalas decadales a centenales (Schmidt et al. 2011; Jungclaus et al. 2017). La primera con el ciclo de actividad solar de ca. 11 años y variaciones de más baja frecuencia asociadas a cambios en la dinamo solar. La segunda genera enfriamiento en escales interanuales, pero la acumulación de erupciones en un determinado período puede generar enfriamientos más prolongados (Fernández Donado et al. 2013).

El forzamiento asociado a los gases de efecto invernadero y LULC es muy estable a lo largo del milenio y aumenta rápidamente a partir de 1850 (Fig. 2a; la figura no incluye el forzamiento de LULC). El aumento en las concentraciones de gases de efecto invernadero es evidente en diferentes compuestos de origen industrial, agrícola y ganadero (Fig. 2b). Las concentraciones de CO₂ no han superado el valor de 300 ppm a lo largo de los últimos 800 ka (Fig. 1) y han subido hasta 400 ppm en tan solo 150 años (flecha verde en Fig. 1). El CH₄ y el N₂O han sufrido también aumentos significativos desde la era preindustrial. Estas variaciones en la composición química constituyen una intensificación del efecto invernadero y generan un aumento de la energía infrarroja que se queda en el sistema (Peixoto and Oort, 1984). El aumento de energía continuará en el futuro en la medida en la que se emitan gases de efecto invernadero a la atmósfera, aspecto que depende de diferentes trayectorias o escenarios de riesgo posibles asociados al desarrollo humano, e. g. la evolución de la población, la tecnología, el modelo energético, etc. Los cambios experimentados en el forzamiento externo a lo largo de las últimas décadas y sus trayectorias en diferentes escenarios futuros se representan en la Figura 2c. Nótese que a partir de 2005 los escenarios incluyen únicamente factores de forzamiento antropogénico, asociado únicamente a las emisiones de gases de efecto invernadero y cambios en LULC. El escenario RCP2.6 representa una limitación del aumento en el forzamiento externo de 2.6 Wm⁻² a finales del siglo XXI y es el considerado como referencia en el Acuerdo de París (CMCC 2015). El escenario RCP8.5 representa el de mayor crecimiento en las emisiones de gases de efecto invernadero, con un aumento neto en el forzamiento de 8.5 Wm⁻² en 2100. Se indican también, para su comparación, escenarios intermedios y otros más antiguos utilizados a lo largo de las últimas décadas (IPCC 1990, 2001, 2007).

La temperatura global del planeta ha aumentado del orden de 1 °C a lo largo del S. XX y en las primeras décadas del XXI (línea gris en Fig. 3a), durante las cuales ha superado el rango de variabilidad en el Holoceno. El aumento de temperatura ha sido global, mayor en latitudes altas del Hemisferio Norte, debido a retroalimentación por disminución del albedo asociado a la círosfera y consiguiente aumento de la energía

solar absorbida (amplificación polar), y ha sido mayor también sobre los continentes que sobre el océano, en virtud de las diferentes propiedades termodinámicas (Fig. 3b).

Figura 2. Ilustración de factores de forzamiento externo en diferentes escalas temporales

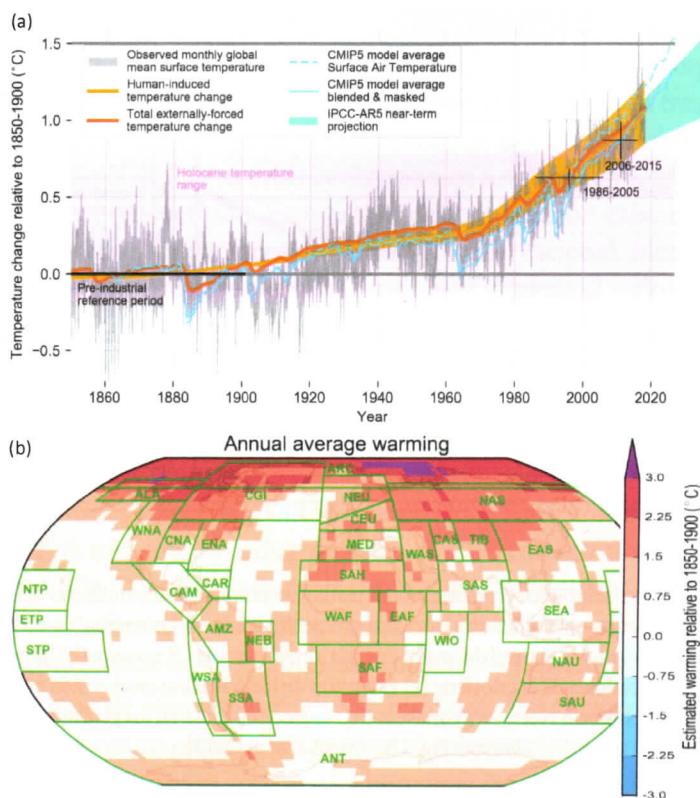


a) forzamiento asociado a la actividad volcánica, solar y de gases de efecto invernadero considerado en los experimentos del CMIP5 para el último milenio (Taylor et al. 2012). Los diferentes colores indican estimaciones de diferentes bases de datos disponibles, dos para el forzamiento volcánico y cuatro para el solar. La curva a trazos para variabilidad solar indica una reconstrucción en la que solamente se tiene en cuenta el ciclo de actividad solar de 11 años (modificado de Box TS5, Fig. 1, Stocker et al. 2013); b) variaciones en la concentración de los gases de efecto invernadero más importantes: dióxido de carbono (CO₂, verde); metano (CH₄, naranja) y óxido nitroso (N₂O, rojo) obtenidas a partir de información en los testigos de hielo (puntos) y a partir de medidas directas atmosféricas (líneas; figura modificada de SPM Fig 1, IPCC 2014); c) forzamiento radiativo total para las últimas décadas del período histórico, 1950-2005 (línea negra) y RCPs (líneas de color) en el siglo XXI con respecto a los niveles preindustriales adoptados en CMIP5 en el AR5. En líneas de trazo y símbolos se muestran las trayectorias de diferentes familias de escenarios de forzamiento radiativo en el tercer y cuarto informe del IPCC (SRES y IS92a).

Fuente: Figura 1.15 AR5 (Cubasch et al. 2013).

Sobre los continentes el aumento de temperatura ha sido del orden de 1.5 °C (Fig. 4a) y en el océano el aumento ha sido del orden de 0.7 °C (Fig. 4b,c). Nótese que el aumento de temperatura ha afectado a toda la troposfera (Fig. 4e), lo que es consistente también con una mayor capacidad de albergar vapor de agua (Fig. 4h) y con descensos de temperatura en la estratosfera (Hartmann et al. 2013), como se espera de un efecto invernadero intensificado. El aumento de temperatura sobre los océanos es indicativo de un proceso continuado de calentamiento en el que aumenta la energía almacenada en las capas superiores del océano, hasta 700 m de profundidad (Fig. 4g).

Figura 3. Cambio de temperatura global 1850-2015

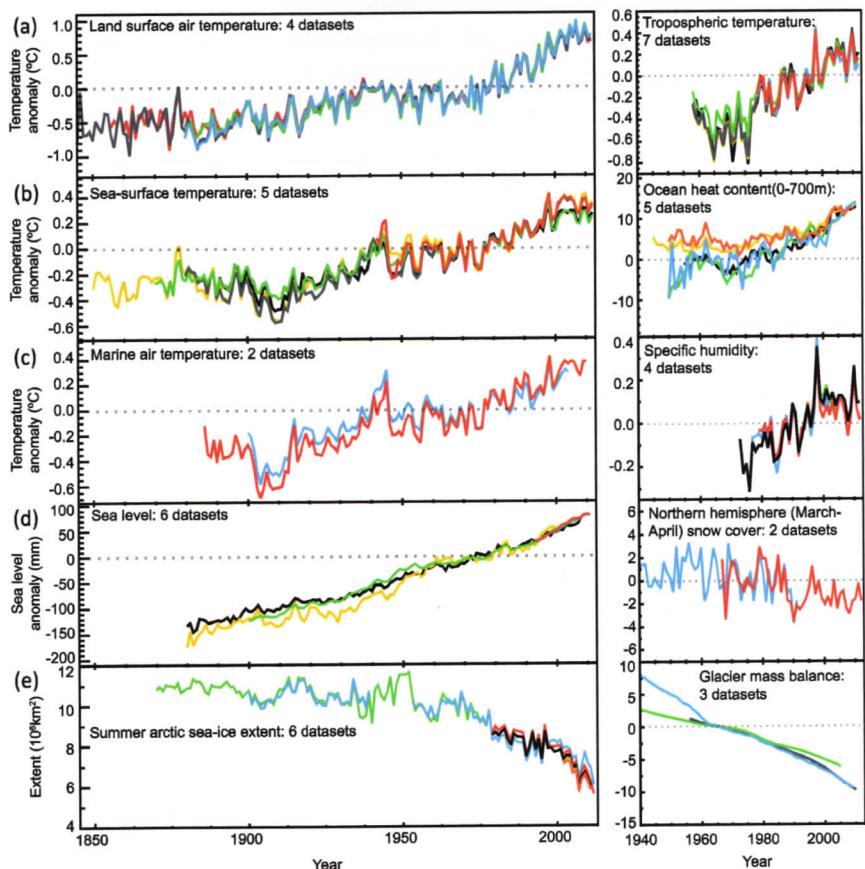


a) anomalías de temperatura media global de HadCRUT4, NOAA GlobalTemp, GISTEMP y Cowtan-Way respecto al período 1850–1900. Las líneas grises representan las diferentes bases de datos. La contribución de las influencias humanas y la total (humanas y forzamiento natural) se muestran en amarillo y rojo, respectivamente (Haustein et al. 2017). Las líneas azules muestran el promedio de las simulaciones del CMIP5 (línea continua) y teniendo en cuenta solamente las zonas con observaciones (trazos), y continuadas siguiendo el escenario RCP8.5. El rango en rosa muestra el intervalo de variabilidad de las temperaturas en el Holoceno. El intervalo en verde muestra el rango de las predicciones a corto plazo para el periodo 2016-2035.

b) Anomalías de temperatura promedio en el periodo 2006-2015 respecto al preindustrial (1850-1900).

Fuente: Figs. 1.2, 1.3 (Alen et al. 2018).

Figura 4. Indicadores del cambio climático a escala global



Cada serie temporal se corresponde con estimaciones institucionalmente independientes del cambio climático.

Las series de cada indicador son anomalías calculadas respecto a un periodo común. (a-c, f) Temperatura en tierra, mar y en la troposfera; (d, g) nivel del mar y energía almacenada en el océano; (h) humedad específica en la troposfera; (e, i, j) indicadores de la criósfera: (e) extensión de hielo marino en el Ártico en verano; (i) cubierta de nieve en el Hemisferio Norte en primavera y (j) balance de masa en los glaciares continentales.

Fuente: Fig. TS.1 (Stocker et al. 2013).

El aumento de energía almacenada en el océano induce expansión térmica, que, añadida a la contribución de la fusión de hielo en los glaciares continentales es consistente con un aumento del nivel del mar (Fig. 4d). La disminución de la masa de hielo en la criósfera puede constatarse en la evolución del hielo marino, cobertura de nieve y volumen de hielo glaciar (Fig. 4e,i,j). Por tanto, todos estos subsistemas han experimentado un calentamiento. La comprobación de estos cambios consistentes en diferentes variables representativas del estado de diferentes subsistemas es impor-

tante para evaluar la robustez y confianza en la existencia de un calentamiento global y su consistencia con el aumento de energía entrante en el sistema (Fig. 2).

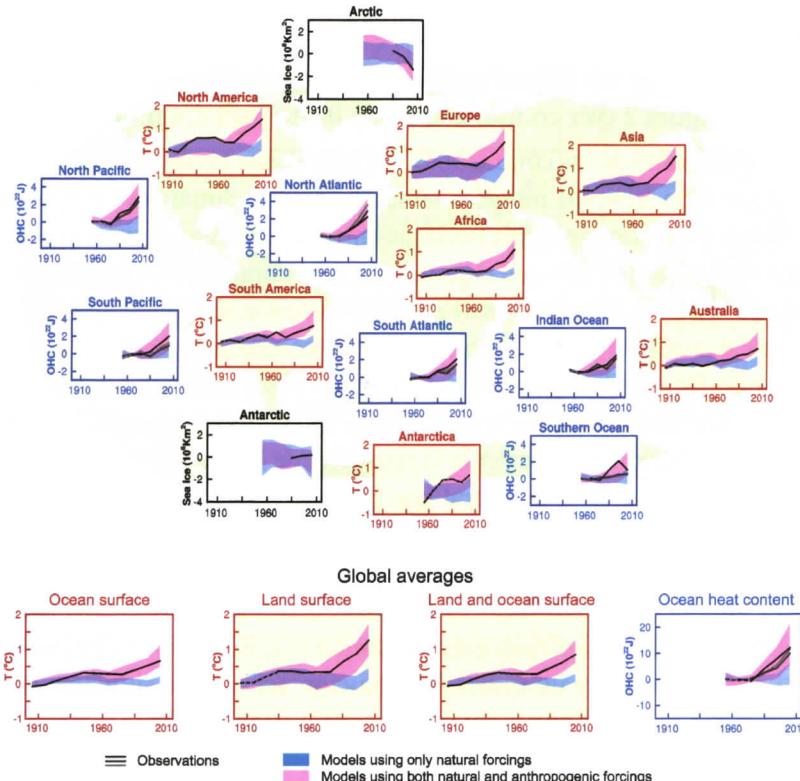
Podemos comparar la evolución de las temperaturas a lo largo del período 1850-2005 (Fig. 3a, 4a-c), conocido como período histórico en nomenclatura CMIP5 (Taylor et al. 2012) con la de las emisiones (Fig. 2b) y constatar la consistencia entre el aumento de emisiones en los años 20, 30 y 70 del siglo pasado con el mayor aumento de las temperaturas durante esas décadas. Para realizar una comparación objetiva se utilizan modelos climáticos en los que se introducen como condiciones de contorno los valores de los forzamientos naturales y antropogénicos anteriormente indicados en la Figura 2 (ver comunicación de Rodríguez-Camino et al. 2020).

Independientemente de las condiciones iniciales desde las que parten las simulaciones a finales del siglo XIX, los modelos simulan estados climáticos compatibles con el forzamiento externo y con la energía neta que entra en el sistema y sus trayectorias serán similares. La Figura 4a muestra que el promedio del conjunto de simulaciones CMIP5 a lo largo del siglo XX y XXI (curva azul) evoluciona de forma consistente con las temperaturas observadas en este período. En este tipo de comparación existen también incertidumbres asociadas a las limitaciones del muestreo observacional. Muchas regiones no disponen de observaciones instrumentales hasta bien entrado el siglo XX. Si se tienen en cuenta estas limitaciones y se calcula la respuesta de los modelos teniendo en cuenta el mismo muestreo espacial y temporal que para las observaciones, la consistencia es aún mayor (curva azul a trazos). Por tanto, los modelos climáticos permiten explicar el aumento de temperatura experimentado a lo largo de los últimos 150 años. En estas simulaciones intervienen tanto factores de forzamiento antropogénicos como naturales; nótense los períodos de enfriamiento volcánico (e.g. Krakatoa en 1883, Pinatubo en 1991). La curva roja muestra un índice de evolución del cambio climático desarrollado por Haustein et al. (2017) y la curva naranja la contribución al mismo teniendo en cuenta solamente factores de forzamiento antropogénico. Resulta evidente que la contribución al aumento de temperatura de los factores naturales no es superior al 5-10%.

Gracias a este tipo de ejercicios utilizando modelos climáticos podemos atribuir el aumento de la temperatura global y, en general el calentamiento en los diferentes subsistemas climáticos (Fig. 4) a las actividades humanas. La Figura 5 lleva este ejercicio a la escala regional. En la parte inferior se muestran promedios decadales (líneas negras) de temperatura para zonas continentales y oceánicas, así como el contenido de energía almacenada en el océano. Podemos ver la comparación con el rango de estas variables simulado por modelos CMIP5 teniendo en cuenta solamente factores de forzamiento natural (azul) o considerando a la vez factores naturales y antropogénicos (rosa). El rango de incertidumbre producido por los modelos se debe a que diferentes simulaciones se realizan con modelos diferentes y empiezan desde condiciones iniciales distin-

tas. Independientemente de esto, todas las gráficas indican que la evolución del clima observado solamente se puede explicar si se tienen en cuenta factores antropogénicos.

Figura 5. Comparación de cambio climático observado y simulado en el sistema climático, en escalas regionales (paneles superiores) y a escala global (panel inferior)



Los paneles marrones muestran temperaturas en superficie sobre tierra, los paneles azules representan energía almacenada en el océano y los paneles blancos hielo marino. Todas las series son promedios decenales. Cada panel muestra las observaciones (negro y gris) y los intervalos de confianza del 90% de valores simulados en respuesta a los forzamientos naturales (azul) y a los naturales y antropogénicos (rosa), junto con los correspondientes promedios del ensemble en cada caso. Las líneas a trazos de las observaciones indican mayor incertidumbre asociada a un peor muestreo espacial.

Fuente: Fig. TS.12 (Stocker et al. 2013).

El panel superior de la Figura 5 muestra los cambios de diferentes variables (temperatura, hielo marino, contenido de energía en el océano) en diferentes regiones. Puede apreciarse que en la mayor parte de las regiones es necesario tener en cuenta los factores de forzamiento antropogénico para explicar la evolución de las observaciones en el período

instrumental de cada región. La influencia humana en el clima es, por tanto, indiscutible y explica la mayor parte del aumento de temperatura desde mediados del siglo XX.

3. EL FUTURO IRREVERSIBLE

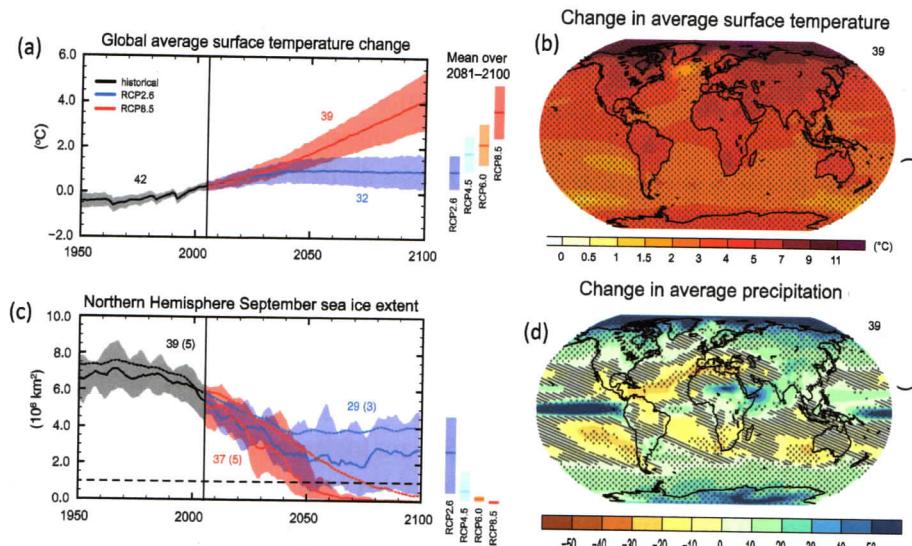
Los experimentos con modelos climáticos nos muestran que la evolución del sistema en los últimos 150 años se debe a los cambios en el equilibrio energético resultante de alterar la composición química de la atmósfera. Este ejercicio se puede extender al siglo XXI y permite estimar los cambios de temperatura a lo largo de las próximas décadas. La Figura 2c muestra los distintos escenarios de emisión utilizados en lo que puede considerarse una evaluación de riesgos.

Las simulaciones de escenarios de cambio climático proporcionan diferentes estimaciones (proyecciones) de la respuesta climática a lo largo del siglo XXI (Figura 6). Al igual que en las simulaciones del período histórico, el rango de respuesta depende del uso de diferentes modelos y condiciones iniciales. Si se sigue el escenario de menor emisión (RCP2.6; Acuerdo de París) el aumento de temperatura global se limita por debajo de 2 °C (Fig. 3a). La respuesta en otros escenarios puede aumentar hasta valores de 5 °C en el escenario RCP8.5; para los escenarios RCP4.5 y RCP6.0 se obtienen valores intermedios. A escala regional los cambios pueden ser superiores a 10 °C en el caso del escenario RCP8.5 (Fig. 6b). El patrón de respuesta espacial (Fig. 6b) es comparable en la distribución de los cambios al observado (Fig. 3b). Otras variables representativas del sistema como la cantidad de hielo ártico en el Hemisferio Norte apuntan a un descenso importante del mismo incluso en el caso de reducir las emisiones y a un colapso de seguirse escenarios de alta emisión como el RCP8.5. A su vez, la precipitación muestra intensificaciones del ciclo hidrológico con aumento de la precipitación asociada a una intensificación de la circulación zonal: más precipitación en latitudes altas, descenso en el Mediterráneo y alteración de la precipitación en los regímenes monzónicos intertropicales (Fig. 6d). A escala regional, el clima cambia como resultado de la interacción entre la circulación a gran escala y las características físicas del terreno a escala regional (orografía, LULC, albedo, etc).

Desde la publicación del primer informe del IPCC (1990) se han realizado proyecciones similares a las de la Figura 6 con los modelos estado del arte disponibles para cada informe. Esos ejercicios de estimación de cambio climático futuro en el momento de la publicación de cada informe se pueden utilizar para comparar con las observaciones registradas desde entonces. Las proyecciones de los sucesivos informes del IPCC han resultado ser satisfactoriamente coincidentes con las observaciones (Cubasch et al. 2013). La Figura 7 ilustra esta coincidencia en el análisis de Rahmstorf et

al. (2012). Puede observarse como las proyecciones de los informes AR3 y AR4 (IPCC 2001, 2007) coinciden con las observaciones desde 1990. Nótese sobre todo la consistencia de los datos filtrados en los que se ha eliminado la influencia de la variabilidad natural solar y volcánica y la contribución de la variabilidad interna tropical.

Figura 6



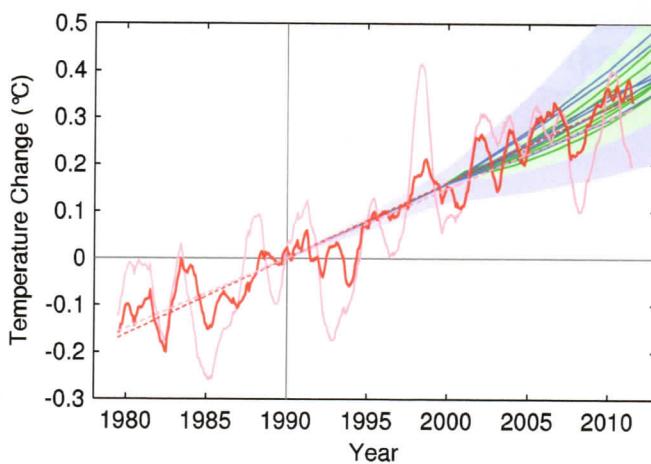
(a) Cambio de temperatura global 1950-2100 y cobertura de hielo marino en el Hemisferio Norte en septiembre (b) en las observaciones (líneas negras y rango gris) y en las simulaciones CMIP5 (líneas rojas y azules) para los varios escenarios RCP. (c) Anomalías globales de temperatura y (d) precipitación simuladas por el ensemble CMIP5 para el periodo 2081-2100 en el escenario RCP 8.5, relativas a 1986-2005.

Fuente: Figs. SPM7,8 (IPCC 2013).

La evolución histórica y futura de las emisiones de carbono a la atmósfera genera planteamientos de irreversibilidad y compromiso; de dependencia con las emisiones pasadas. Las proyecciones de los modelos climáticos actuales no solamente indican las posibles trayectorias del aumento de temperatura futuro en una variedad de escenarios climáticos. También indican que el sistema es irreversible en tanto en cuanto no es posible volver inmediatamente al estado inicial, preindustrial. La Figura 8a muestra un experimento imposible de realizar en la realidad pero útil para entender que ni siquiera hay reversibilidad en una escala temporal comparable a la del desarrollo de las emisiones desde mediados del siglo XIX. En ella se representa el compromiso o dependencia de la respuesta climática actual de las emisiones pasadas con simulaciones en las que se mantienen las emisiones a cero o las concentraciones constantes para los siglos XXI a XXIV. Puede observarse como en el primer caso el aumento de temperatura se mantiene constante o disminuye lenta-

mente a lo largo de los próximos siglos y en el segundo el aumento de temperatura continúa hasta alcanzar una estabilización en los siglos XXIII y XXIV. Las simulaciones del IPCC (2007) son consistentes con este escenario a lo largo del siglo XXI. Esto significa que el sistema no vuelve al estado inicial durante siglos. La Figura 8b muestra una representación conceptual de este proceso. La acumulación progresiva de emisiones acumuladas (niveles amarillo, naranja y rojo) genera aumentos proporcionales de las concentraciones de gases de efecto invernadero en la atmósfera y finalmente aumentos proporcionales de temperatura en el sistema. Esto sugiere que la respuesta final de la temperatura a cambios en las emisiones acumuladas desde la era preindustrial es aproximadamente lineal.

Figura 7. Temperaturas globales observadas (rosa) y anomalías resultantes (rojo) después de filtrar variaciones de alta frecuencia debidas a la variabilidad solar, volcanes y variabilidad interna. Se muestran ajustes lineales y el rango de simulaciones de escenario del IPCC en el tercer y cuarto informe.

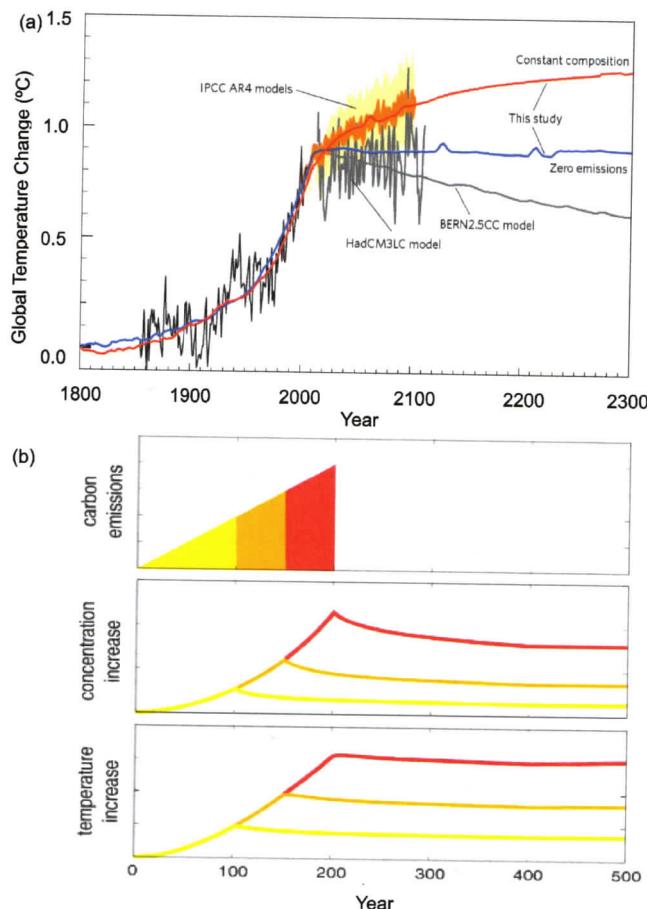


Fuente: Rahmstorf et al. (2012).

La Figura 9 muestra el cambio de temperatura desde la era preindustrial hasta una determinada fecha de acuerdo con el registro observacional (línea negra) y siguiendo el escenario RCP8.5 (línea roja). Se muestra también la proyección de los cambios trasladados a partir de las observaciones recientes y de acuerdo con los modelos del CMIP5 (zona morada). De acuerdo con la Figura 8b, el cambio de temperatura para un instante dado es proporcional a la cantidad total de carbono emitido a la atmósfera desde finales del siglo XIX. Esto puede observarse tanto en el comportamiento de las observaciones, como del ensemble de simulaciones CMIP5 en el período histórico y a lo largo del S. XXI.

El cambio de temperatura y los efectos derivados del mismo en otras variables en un intervalo dado depende de la cantidad total de las emisiones pasadas y no es reversible, porque las concentraciones de carbono permanecen aproximadamente estables en la atmósfera durante siglos (Fig. 8). Por tanto, si se pretende limitar el aumento de temperatura a una determinada cantidad en una fecha dada, hay que limitar la cantidad total de carbono emitido a un determinado nivel hasta esa fecha.

Figura 8

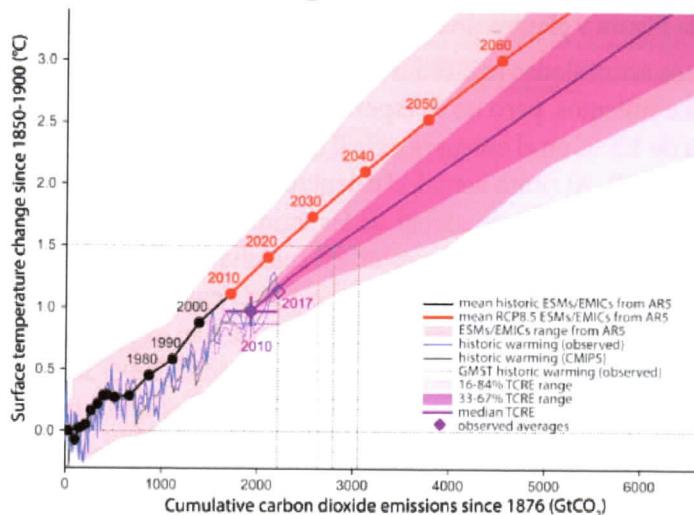


(a) Observaciones (línea negra) y simulaciones con modelos climáticos de complejidad intermedia en las que a partir del presente y durante los próximos tres siglos, se establecen emisiones cero (línea azul) o concentraciones constantes de gases de efecto invernadero (línea roja). Se muestran también las simulaciones de composición constante para el siglo XXI del IPCC (2007).

Fuente: Matthews and Weaver (2010). (b) Diagrama conceptual en el que se representa la emisión de una determinada cantidad de carbono (nivel amarillo, naranja y rojo), las concentraciones correspondientes en la atmósfera y el incremento de temperatura resultante.

A la vista de la Figura 9, existe un margen estrecho de emisiones que todavía se pueden realizar a lo largo de las próximas décadas si se quiere limitar el aumento de temperatura global a 1.5-2 °C a finales del S. XXI de acuerdo con CMCC (2015). Nótese que la cantidad acumulada de emisiones hasta 2010, con un aumento de 1 °C, era de aproximadamente 2000 GtCO₂. Si se quiere limitar el aumento de temperatura a 1.5 °C, el nivel de emisiones acumuladas puede subir hasta un valor límite de ca. 3000 GtCO₂. Sin embargo, al ritmo actual de aumento de emisiones, esa cantidad se alcanzaría antes de mediados del siglo XXI. Efectivamente, la zona verde en la Figura 3a muestra el resultado para las próximas décadas en predicciones climáticas a corto plazo cuando se parte del estado climático actual como condiciones iniciales y se tienen en cuenta las emisiones previstas para un futuro próximo. Al ritmo actual de emisiones podemos esperar un aumento de temperatura de más de 1.5 °C a mediados del siglo XXI respecto al estado preindustrial (Fig. 9). La amplitud del aumento de temperatura en la segunda mitad de este siglo dependerá de la trayectoria de emisiones a lo largo de las próximas décadas.

Figura 9. Cambio de temperatura global desde 1850-1900 frente a emisiones acumuladas de CO₂ (equivalente) desde 1876



Se representan las observaciones frente a las concentraciones históricas integradas (líneas azules y grises) y el promedio (línea negra con puntos) de las simulaciones históricas del AR5 (Stocker et al. 2013), así como su continuación en el escenario RCP8.5 (línea roja con puntos). La zona roja representa el rango de todas las simulaciones y escenarios. La zona morada representa el rango de las simulaciones estimado a partir de las observaciones recientes.

Fuente: Fig. 2.3 (Rojelj et al. 2018).

Por tanto, los experimentos con modelos climáticos nos permiten estimar el cambio de temperatura futuro y que este depende de las emisiones acumuladas. La

evolución actual de las emisiones de gases de efecto invernadero es más compatible con escenarios de alta emisión que con el escenario RCP2.6 (Figs. 3,6,9) en el que se consideraría una reducción importante en la tasa de emisiones.

4. EL FUTURO QUE PODEMOS ELEGIR

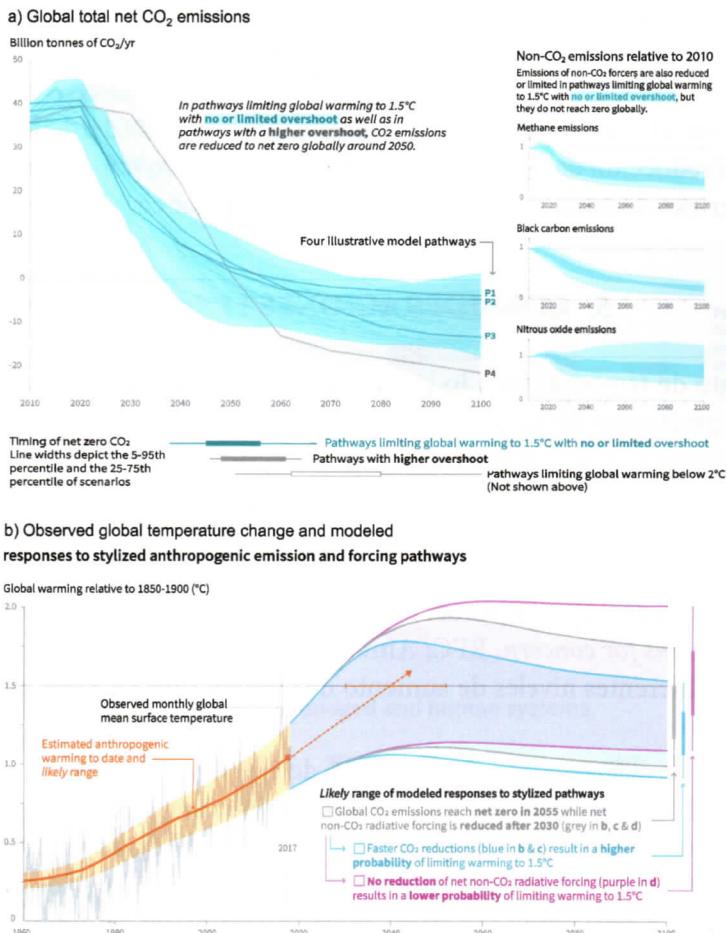
La Figura 9 plantea una perspectiva que podría calificarse como pesimista: describe consecuencias irreversibles en términos del cambio de temperatura y otros impactos climáticos para cada nivel acumulado de carbón emitido que se supera. Nos informa de que no es posible revertir los cambios a un estado anterior; al menos no en una escala temporal corta. Sin embargo, proporciona también información útil sobre los umbrales que no han de ser superados de querer limitar el calentamiento a un nivel dado y en una fecha determinada. Para ello, las transformaciones sociales, tecnológicas y energéticas han de iniciarse con antelación suficiente de forma que los cambios puedan hacerse de forma efectiva. En el presente, existe todavía un margen de oportunidad que permitiría abordar cambios para plantearnos el objetivo de limitar el aumento de temperatura global a 1.5 o 2 °C. Desde este punto de vista la Figura 9 plantea una situación de urgencia para la toma de decisiones.

Las emisiones acumuladas realizadas hasta hoy día desde la era preindustrial persistirán por siglos o milenios, pero no se espera que produzcan por sí mismas un aumento de temperatura de 1.5 °C en el escenario irreal de que se pudiesen cortar las emisiones en este momento (Fig. 8). Al ritmo actual, el calentamiento producido por el hombre añade del orden de 0.2 °C de aumento global de las temperaturas en cada década, resultado de las emisiones pasadas y de las que están en marcha en este momento. A este ritmo, el aumento global de temperatura alcanzará los 1.5 °C entre 2030 y 2050 (Sección 3). El 20-40% de la población global vive en regiones que ya han experimentado un aumento de más de 1.5 °C en alguna estación del año. En el período 2006-2015 gran parte de las latitudes altas del Hemisferio Norte superaron este nivel respecto a la era preindustrial.

En el Acuerdo de París (CMCC 2015) las naciones firmantes respaldaron el objetivo a largo plazo de limitar el calentamiento global por debajo de 2 °C y desarrollar esfuerzos orientados a 1.5 °C. La Figura 10 muestra que es posible alcanzar un aumento de temperatura de 1.5 °C respecto al nivel preindustrial. Existen varias trayectorias de emisiones posibles para poder alcanzar ese objetivo (Fig. 10a). Algunas involucran un “disparo” (en inglés se suele usar el término *overshoot*) por encima de 1.5 °C en 2050 que se relaja posteriormente al objetivo de 1.5 °C en 2100 (Fig. 10b). El rango azul muestra las trayectorias de emisión en las que el disparo es menor de 0.2 °C o inexistente. El rango gris contempla retrasos de reducción en las emisiones y la posibilidad de mayores niveles de disparo. Todas las curvas que llevan a alcanzar el objetivo de 1.5 °C de calentamiento

contemplan una reducción de emisiones de CO₂ netas a cero en 2050 y una reducción considerable de otros gases de efecto invernadero y aerosoles (Fig. 10a). En la figura se muestran trayectorias que alcanzan emisiones cero en la década de 2070; estas trayectorias cumplirían con el objetivo de calentamiento máximo de 2 °C en 2100.

Figura 10



(a) Trayectorias de emisión de gases de efecto invernadero para limitar el aumento de temperatura en el S. XXI a 1.5 o 2 °C. El panel de la izquierda muestra las posibles trayectorias para el CO₂, alcanzando el valor de cero emisiones netas en 2050 o algunas décadas después. Los diagramas de cajas horizontales muestran el intervalo temporal en el que se alcanzan emisiones nulas cero. (b) Temperatura promedio global observada (gris) y aumento de temperatura antropogénico estimado (naranja) hasta 2017. La flecha naranja indica el rango temporal probable en el que se alcanza la cota de 1.5 °C al ritmo de calentamiento actual. Los rangos azul, gris y morado se corresponden con los de las emisiones en (a); ver leyenda.

Fuente: Fig. SPM.1,3a (IPCC 2018).

La Figura 10b muestra temperaturas globales observadas respecto a niveles preindustriales (gris) y la contribución del aumento de temperatura debido a causas humanas (rojo). Los rangos azul y en gris muestran diferentes caminos de respuesta a los escenarios de forzamiento en la Figura 10a para acotar el aumento de temperatura a 1.5 °C en 2100. El rango morado muestra trayectorias en las que el aumento de temperatura se acota a 2 °C. Por tanto, una reducción de emisiones de acuerdo con el rango azul de escenarios de la Figura 10a genera un máximo de temperatura en 2050 que se relaja a menos de 1.5 °C de aumento respecto a niveles preindustriales en 2100. Todas las trayectorias involucran emisiones de CO₂ netas cero en 2050, lo que se consigue con el apoyo de *tecnologías de emisión negativa* (del inglés, NET). Los retrasos en la reducción de emisiones llevan a mayor disparo por encima de 1.5 °C en 2050 y requerirán de mayor esfuerzo en NETs para retirar carbono de la atmósfera.

5. CONSIDERACIONES FINALES

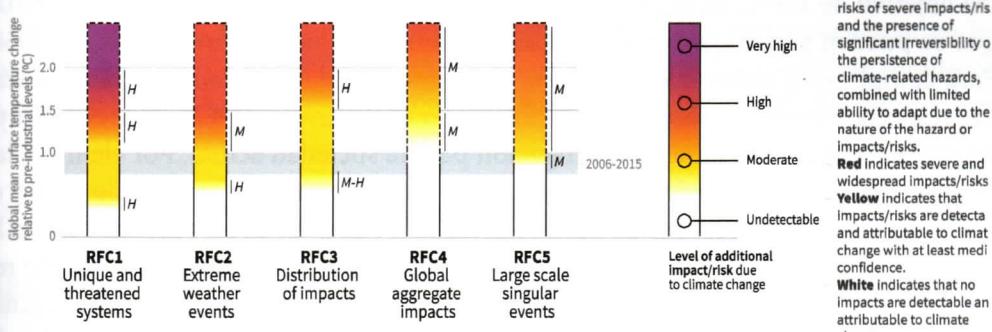
El aumento de temperatura a lo largo de las últimas décadas ya ha resultado en alteraciones profundas de los sistemas humanos y naturales, produciendo aumentos en los extremos meteorológicos, sequías, inundaciones, en el nivel del mar y en pérdidas de biodiversidad, elevando el riesgo y vulnerabilidad a partes importantes de la sociedad. El riesgo aumenta con el aumento de temperatura y es significativamente mayor para un umbral de 2 °C que de 1.5 °C respecto al clima preindustrial. La Figura 11 ilustra los riesgos futuros en términos de las *razones para preocupación* (del inglés, *reasons for concern*, RFC; Ahmad et al. 2001); la escala de color clasifica el riesgo para diferentes niveles de aumento de temperatura en 2100, desde indetectable a muy alto.

El riesgo es elevado con un calentamiento de 1.5 °C y muy elevado si es superior, para sistemas únicos bajo amenaza: sistemas en dominios geográficos restringidos con propiedades endémicas específicas (e.g. arrecifes de coral, el Ártico, glaciares de montaña y puntos focales de biodiversidad). El riesgo es elevado en un aumento de 1.5 °C y por encima para la ocurrencia de meteorología extrema (olas de calor, sequías, fuegos e inundaciones) e impactos en la salud humana, las infraestructuras y sistemas económicos relacionados. Por ejemplo, 1.5 °C en vez de 2 °C supone 420 millones de personas menos expuestas frecuentemente a olas de calor. El riesgo es elevado por encima de 1.5 °C y en 2 °C para todas las demás RFCs que describen la vulnerabilidad de sectores concretos de la sociedad, la economía y la calidad de los ecosistemas y la biodiversidad. Al superar el nivel de 1.5 °C, también aumenta el riesgo de respuestas no lineales.

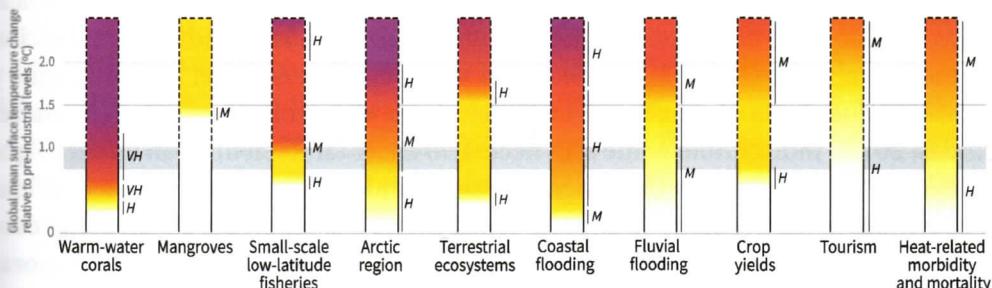
Más específicamente (IPCC 2018): la desaparición de los arrecifes de coral será total con un aumento de 2 °C y mayoritaria en 1.5 °C; la presencia de hielo marino en el Ártico disminuye 10 veces en un escenario de 2 °C de aumento respecto a uno de 1.5 °C; la desaparición de especies de vertebrados y plantas se duplica y la de insectos se triplica con un aumento de 2 °C; el impacto para los ecosistemas, las pesquerías y la productividad de las cosechas se duplica aproximadamente con medio grado más de aumento de temperatura. Adicionalmente, hay que contar con las sorpresas: procesos que no están representados de forma suficientemente realista en los modelos climáticos actuales y que pueden acelerarse al cruzar umbrales, al aumentar la probabilidad de respuestas no lineales en el sistema, e.g. fusión del permafrost o de mantos glaciares en Groenlandia o en la Antártida (e.g. Lenton et al. 2019).

Figura 11

Impacts and risks associated with the Reasons for Concern (RFCs)



Impacts and risks for selected natural, managed and human systems



(Arriba) Motivos de preocupación (del inglés RFC). Cinco clases descriptivas de sistemas sensibles que permiten resumir riesgos y aspectos climáticos clave en diferentes sectores y regiones. Los RFCs ilustran las implicaciones del cambio climático para la sociedad, las economías y los ecosistemas. (Abajo) Selección de impactos y riesgos en sistemas naturales, gestionados y humanos. La selección pretende ser ilustrativa y no exhaustiva. Fuente: Fig. SPM.2 (IPCC 2018).

Al ritmo actual de emisión consumiremos el margen de carbono disponible para no superar los 1.5 °C de temperatura entre 2030 y 2040. Este margen es de menos de 500 GtCO₂ equivalente, aproximadamente correspondiente a 10 años al ritmo de emisiones actual (IPCC 2018). Aún así es posible limitar el aumento a 1.5 °C en 2100 si se consiguen emisiones netas de cero en 2050 (Fig. 10) y se compensa con NETs como tecnologías de retirada de carbono de la atmósfera (del inglés, CDR). Dependiendo de la velocidad en la reducción de emisiones puede haber disparo por encima del nivel de 1.5 °C a mediados de siglo. Se estima que se necesitaría retirar entre 100 y 1000 GtCO₂ dependiendo del grado de disparo a mediados de siglo.

Los cambios necesarios para llevar a cabo esta transformación no tendrían precedentes y requieren acuerdos que entiendan la oportunidad de la situación y la necesidad de llevar a cabo una transición tecnológica y energética hoy en día para que la reducción de emisiones se haga dentro del margen de carbono disponible (referido en inglés como *carbon budget*). De lo contrario se perderá la oportunidad del objetivo de 1.5 °C de aumento o incluso el de 2 °C. Existen muchas trayectorias que se pueden seguir, pero todas requieren emisiones netas cero de CO₂ en 2050. Para cumplir este objetivo la transición energética debe de adelantarse varias décadas respecto a lo que se necesitaría para alcanzar el objetivo de 2 °C, lo que constituye un reto enorme en términos de mitigación para la sociedad actual. Por ejemplo, las emisiones de la industria deberían caer en un 80 % respecto a los niveles de 2010 y el mercado eléctrico debería estar descarbonizado a partir de 2050 y sustentado en la generación de energía renovable en un 70-85 %. Existen sectores que no pueden reducir las emisiones a cero fácilmente como la producción de arroz, carne o el transporte aéreo. En el contexto de las NETs se pueden plantear sistemas generadores de bioenergía incorporando captura y secuestro de carbono, así como reforestación (del inglés BECCS), aunque esto puede plantear problemas adicionales por competencia en los usos de suelo con recursos que permiten el acceso a la comida o la protección del medioambiente (IPCC 2018). Se deben evitar conflictos con el acceso al agua y la comida que vayan en contra de los objetivos de desarrollo sostenible (Naciones Unidas, 2015); indiscutiblemente será necesario hacer también un gran esfuerzo que incluya no solo estrategias de mitigación sino también de adaptación, entendidas éstas últimas como procesos de ajuste al clima actual o al esperado, o bien como evolución que permita aprovechar las oportunidades para generar beneficios o mejoras en la sociedad.

El reto que plantea el cambio climático es el mayor al que se ha enfrentado la sociedad desde sus orígenes: gestionar las consecuencias adversas de su propio crecimiento y evolución y garantizar un desarrollo sostenible que cumpla con las necesidades de las generaciones actuales sin comprometer la habilidad de las generaciones

futuras de satisfacer sus propias necesidades. Esto requiere equilibrar el bienestar social, la prosperidad económica y la protección del medioambiente.

Los escenarios de reducción de emisiones antes descritos (IPCC 2018) constituyen la concreción de este reto desde un punto de vista científico. Su consecución permitiría desarrollar sinergias para alcanzar los objetivos de desarrollo sostenible (Naciones Unidas 2030). Por el contrario, no hacerlo socava objetivamente esa posibilidad por los problemas derivados de los impactos del cambio climático y las siguientes dificultades de acceso a la comida, al agua y a un medioambiente limpio. La ciencia actual está en posición de ofrecer soluciones y enseñar el camino a seguir: *en cuanto al futuro, no se trata de predecirlo, sino de hacerlo posible – Antoine de Saint Exupéry, Citadelle, 1948.*

AGRADECIMIENTOS

JFGR agradece a J. Olcina y al comité científico la invitación a participar en las jornadas PROSPECT 2030 (Valencia, 3 de octubre de 2019). Los autores agradecen la financiación de los proyectos PCIN-2016-009 y RTI2018-102305-B-C21.

BIBLIOGRAFÍA

Ahmad, Q.K., R.A. Warrick, T.E. Downing, S. Nishioka, K.S. Parikh, C. Parmesan, S.H. Schneider, F. Toth and G. Yohe, 2001. “Methods and tools. Climate Change 2001: Impacts, Adaptation, and Vulnerability”. *Contribution of II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, J.J. McCarthy, O.F. Canziani, N.A. Leary, D.J. Dokken and K.S. White, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, 105-143.

Allen, M.R., O.P. Dube, W. Solecki, F. Aragón-Durand, W. Cramer, S. Humphreys, M. Kainuma, J. Kala, N. Mahowald, Y. Mulugetta, R. Perez, M. Wairiu, and K. Zickfeld, 2018. “Framing and Context”. In: *Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, H.-O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P.R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J.B.R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M.I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor, and T. Watereld (eds.)]. In Press.

- Berger, A. and M. F. Loutre, 1991. "Insolation values for the climate of the last 10 million years", *Quaternary Science Reviews*, 10, 297-317.
- Clottes, J., Courtin, J., Collina-Girard, J., Arnold, M., and Valladas, H., 1997. "News from Cosquer Cave: Climatic studies, recording, sampling, dates". *Antiquity*, 71(272), 321-326. doi:10.1017/S0003598X00084945.
- Cubasch, U., D. Wuebbles, D. Chen, M.C. Facchini, D. Frame, N. Mahowald, and J.-G. Winther, 2013. "Introduction". In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- EPICA, 2005. "Eight glacial cycles from an Antarctic Ice Core". *Nature*, 429, 623-628.
- Fernandez-Donado, L., J. F. Gonzalez-Rouco, C. C. Raible, C. M. Ammann, D. Barriopedro, E. Garcia-Bustamante, J. H. Jungclaus, S. J. Lorenz, J. Luterbacher, S. J. Phipps, J. Servonnat, D. Swingedouw, S. F. B. Tett, S. Wagner, P. Yiou, and E. Zorita, 2013. "Temperature response to external forcing in simulations and reconstructions of the last millennium", *Climate of the Past*, 9, 393-421, DOI: doi:10.5194/cp-9-393-2013.
- Harari, Y. N, 2014. *Sapiens, a brief history of humankind*. Penguin Random House Ld. 450pp.
- Hartmann D.L., A.M.G. Klein Tank, M. Rusticucci, L.V. Alexander, S. Brönnimann, Y. Charabi, F.J. Dentener, E.J. Dlugokencky, D.R. Easterling, A. Kaplan, B.J. Soden, P.W. Thorne, M. Wild and P.M. Zhai, 2013. "Observations: Atmosphere and Surface". In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Haustein K., M. R. Allen, P. M. Forster, F. E. L. Otto, D. M. Mitchell, H. D. Matthews and D. J. Frame, 2017. "A real time Global Warming Index". *Scientific Reports*, 7, 15417, DOI:10.1038/s41598-017-14828-5.
- IPCC, 1990. *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment* [J. T. Houghton, G. J. Jenkins and J. J. Ephraums (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 212 pp.
- IPCC, 2001. *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate*

- Change* [J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noquer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C. A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp.
- IPCC, 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [IPCC] [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, 996 pp.
- IPCC, 2013. "Summary for Policymakers". In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC, 2014. *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.
- IPCC, 2018. Summary for Policymakers. In: *Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, H.-O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P.R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J.B.R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M.I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor, and T. Waterfield (eds.)]. In Press.
- Jungclaus, J.H., E. Bard, M. Baroni, P. Braconnot, J. Cao, L.P. Chini, T. Egorova, M. Evans, J.F. González-Rouco, H. Goosse, G.C. Hurtt, F. Joos, J.O. Kaplan, M. Khodri, K. Klein Goldewijk, N. Krivova, A.N. LeGrande, S.J. Lorenz, J. Luterbacher, W. Man, M. Meinshausen, A. Moberg, C. Nehrbass-Ahles, B.I. Otto-Bliesner, S.J. Phipps, J. Pongratz, E. Rozanov, G.A. Schmidt, H. Schmidt, W. Schmutz, A. Schurer, A.I. Shapiro, M. Sigl, J.E. Smerdon, S.K. Solanki, C. Timmreck, M. Toohey, I.G. Usoskin, S. Wagner, C.-Y. Wu, K.L. Yeo, D. Zanchettin, Q. Zhang, and E. Zorita, 2017. "The PMIP4 contribution to CMIP6 — Part 3: "The last millennium, scientific objective and experimental design for the PMIP4 past1000 simulations". *Geosci. Model Dev.*, 10, 4005-4033, doi:10.5194/gmd-10-4005-2017.

- Lenton T. M., J. Rockström, O. Gaffney, S. Rahmstorf, K. Richardson, W. Steffen and H. J. Schellnhuber, 2019. "Climate tipping points — too risky to bet against". *Nature*, 575, 592-595
- Leroi-Gourhan, A. 1982. "The archeology of Lascaux cave". *Scientific American*, 246, 104-113.
- Masson-Delmotte, V., M. Schulz, A. Abe-Ouchi, J. Beer, A. Ganopolski, J.F. González Rouco, E. Jansen, K. Lambeck, J. Luterbacher, T. Naish, T. Osborn, B. Otto-Bliesner, T. Quinn, R. Ramesh, M. Rojas, X. Shao and A. Timmermann, 2013. "Information from Paleoclimate Archives". In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Matthews, H. and A. Weaver, 2010. "Committed climate warming". *Nature Geoscience*, 3, 142–143. <https://doi.org/10.1038/ngeo813>
- Naciones Unidas, 2015. *Transformar nuestro mundo: la Agenda 2030 para el Desarrollo Sostenible*. Resolución aprobada por la Asamblea General el 25 de septiembre de 2015 (A/RES/70/1). http://www.un.org/ga/search/view_doc.asp?symbol=A/RES/70/1&Lang=S
- CMCC, 2015. *Informe de la Conferencia de las Partes sobre su 21er período de sesiones. Aprobación del Acuerdo de París*. París del 30 de noviembre al 13 de diciembre de 2015. (Decisión1/CP.21). <https://unfccc.int/sites/default/files/resource/docs/2015/cop21/spa/10a01s.pdf>
- Peixoto, J. P., and A. Oort, 1984. "Physics of climate", *Rev. Mod. Phys.*, 56, 365-429.
- Rahmstorf S, G. Foster and A. Cazenave, 2012. "Comparing climate projections to observations up to 2011". *Environ. Res. Lett.* 7, 044035, doi:10.1088/1748-9326/7/4/044035.
- Rockström, J., W. Steffen, K. Noone, Å. Persson, F. S. Chapin, E. F. Lambin, T. M. Lenton, M. Scheffer, C. Folke, H. J. Schellnhuber, B. Nykvist, C. A. de Wit, T. Hughes, S. van der Leeuw, H. Rodhe, S. Sörlin, P. K. Snyder, R. Costanza, U. Svedin, M. Falkenmark, L. Karlberg, R. W. Corell, V. J. Fabry, J. Hansen, B. Walker, D. Liverman, K. Richardson, P. Crutzen, J. A. Foley, 2009. "A safe operating space for humanity". *Nature*, 461, 472-475.
- Rogelj, J., D. Shindell, K. Jiang, S. Fita, P. Forster, V. Ginzburg, C. Handa, H. Khesghi, S. Kobayashi, E. Kriegler, L. Mundaca, R. Séférian, and M.V.Vilariño, 2018. "Mitigation Pathways Compatible with 1.5°C in the Context of Sustainable Deve-

lopment". In: *Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, H.-O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P.R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J.B.R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M.I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor, and T. Waterfield (eds.)]. In Press.

Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, L.V. Alexander, S.K. Allen, N.L. Bindoff, F.-M. Bréon, J.A. Church, U. Cubasch, S. Emori, P. Forster, P. Friedlingstein, N. Gillett, J.M. Gregory, D.L. Hartmann, E. Jansen, B. Kirtman, R. Knutti, K. Krishna Kumar, P. Lemke, J. Marotzke, V. Masson-Delmotte, G.A. Meehl, I.I. Mokhov, S. Piao, V. Ramaswamy, D. Randall, M. Rhein, M. Rojas, C. Sabine, D. Shindell, L.D. Talley, D.G. Vaughan and S.-P. Xie, 2013. "Technical Summary". In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Taylor, K. E., R. J. Stouffer, and G. A. Meehl, 2012. "An overview of CMIP5 and the experiment design". *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93, DOI:10.1175/BAMS-D-11-00094.1.

Schmidt, G. A., J. H. Jungclaus, C. M. Ammann, E. Bard, P. Braconnot, T. J. Crowley, G. Delaygue, F. Joos, N. A. Krivova, R. Muscheler, B. L. Otto-Bliesner, J. Pongratz, D. T. Shindell, S. K. Solanki, F. Steinhilber, and L. E. A. Vieira, 2011. "Climate forcing reconstructions for use in PMIP simulations of the last millennium". *Geosci. Model Dev.*, 4, 33-45.