

Proyecciones climáticas

29

DOI: [10.31978/014-18-009-X.29](https://doi.org/10.31978/014-18-009-X.29)

ERNESTO RODRÍGUEZ CAMINO

Área de Evaluación y Modelización del Clima (AEMC), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

JOSÉ ANTONIO PARODI PERDOMO

Delegación territorial (DT) Murcia, AEMET

FIDEL GONZÁLEZ ROUCO Y MARISA MONTOYA REDONDO

Departamento de Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera; Instituto de Geociencias UCM-CSIC (DACA+IG), Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid (UCM)

The urgency of the situation crystallized only in the past few years. We now have clear evidence of the crisis, provided by increasingly detailed information about how Earth responded to perturbing forces during its history and by observations of changes that are beginning to occur around the globe in response to ongoing climate change.

JAMES HANSEN, 2010

Este capítulo introduce las simulaciones a escala climática y las principales incertidumbres que afectan a éstas, provenientes del conocimiento actual de los forzamientos externos, la variabilidad natural y la resolución numérica de las ecuaciones de evolución del sistema climático en distintos intervalos temporales del pasado, presente y del clima futuro. Por medio de ensembles éstas exploran principalmente las incertidumbres asociadas a los diferentes forzamientos externos descritos por escenarios de emisión alternativos, a las diferentes formas de representar el sistema climático por parte de una colección de modelos climáticos y a diferentes condiciones iniciales, que exploran la variabilidad interna. Las simulaciones del clima pasado se basan en **sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC)** o *ensembles* que exploran todas estas incertidumbres centrándose, en el caso de los forzamientos externos, en las causas naturales que influyen en la variabilidad y el cambio climático.

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados a las proyecciones del clima, escalas de variabilidad climática, ENSO, NAO, forzamientos climáticos, modelos climáticos, clima pasado, proyecciones del clima, IPCC, cambio climático.

Imagen parte superior: fuentes de incertidumbre en la simulación climática (fuente: Cubasch et al. 2013 [8]), composición artística con imagen de satélite (ESA).

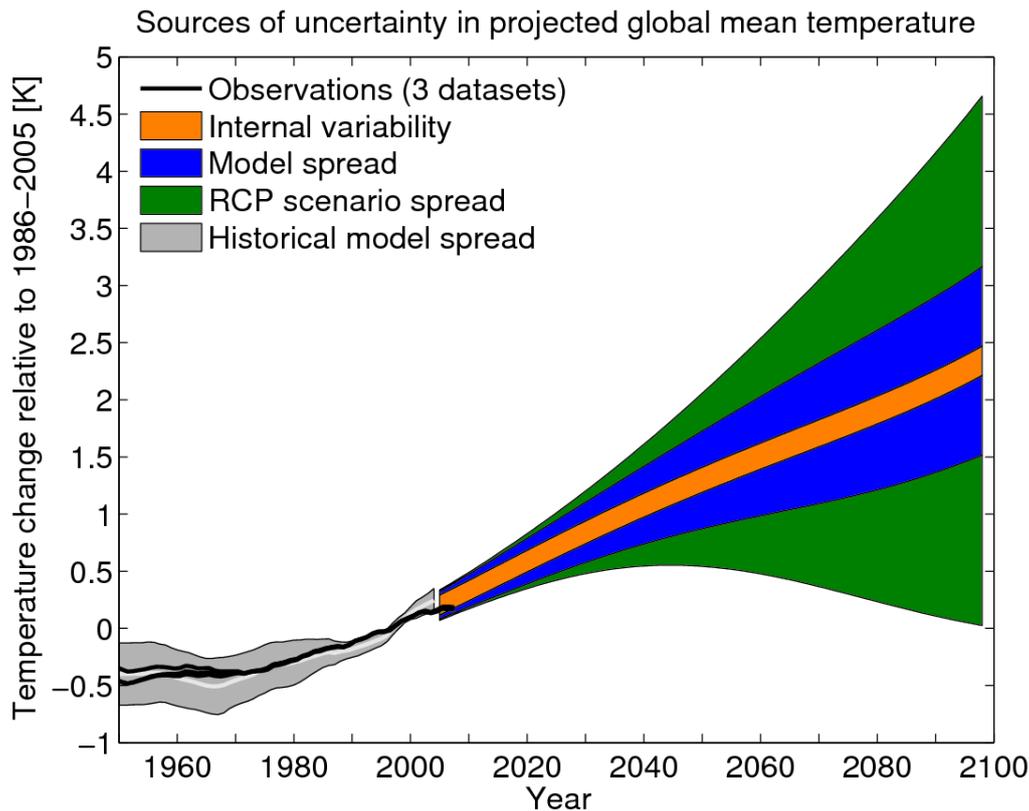


Figura 29.1: Fuentes de incertidumbre en la simulación climática (fuente: Cubasch et al. 2013 [8]).

29.1 Introducción

En los capítulos previos, el término *caos* (sec. 5.4 en la página 63) se refiere fundamentalmente al resultado de interacciones dentro de la atmósfera en un sentido meteorológico y, a lo sumo, de las interacciones de la atmósfera con las primeras capas del océano. La evolución de estos sistemas es muy dependiente de las condiciones iniciales. Por esta razón, de cara a simular el estado futuro, el muestreo del espacio de estados se desarrolla realizando conjuntos (ensembles, ver cap. 13 en la página 165) de simulaciones a partir de diferentes condiciones iniciales o conjuntos de simulaciones en las que se usan diferentes modelos y/o parametrizaciones (sec. 10.5 en la página 137) en un intento de establecer diferentes hipótesis acerca de la física de los procesos involucrados.

Cuando se amplía el rango de escalas temporales y espaciales a considerar entramos en el dominio del clima. En este contexto, el comportamiento caótico es el resultado no solamente de los procesos que se desarrollan en el subsistema atmosférico, sino también en todos los otros subsistemas del sistema Tierra y de las interacciones entre ellos. Ésto amplía el espectro de mecanismos que contribuyen a la variabilidad climática en relación a la meteorológica. La variabilidad

y el cambio climático son el resultado de las interacciones de procesos internos y externos que afectan a la energía del sistema. En este contexto se usan también ensembles por medio de conjuntos de modelos que permiten explorar diferentes representaciones del sistema climático (modelos de circulación general o modelos del sistema Tierra; **Global Circulation Model (GCM)** o **ESM** de sus siglas en inglés) en experimentos con diferentes condiciones iniciales y diferentes condiciones de contorno. Estas últimas modulan la energía que entra en el sistema a través de diferentes factores de forzamiento naturales (p.ej., la variabilidad solar o volcánica) o antropogénicos (p.ej., variaciones en la concentración de los **gases de efecto invernadero** y/o aerosoles). En estas simulaciones el rango de la predicción se extiende a escalas temporales en las que el sistema va perdiendo la memoria de las condiciones iniciales y en las que domina la influencia de los cambios en la energía del sistema impuestos por las condiciones de contorno. En este rango, cuando se hacen estimaciones de las posibles evoluciones del clima en el futuro, se deja de hablar de *predicción* para hablar de *proyección* climática.

La Figura 29.1 ilustra las diferentes fuentes de incertidumbre asociadas a la simulación climática. Aún en ausencia de forzamientos externos el clima varía

por causas internas en torno a un estado de equilibrio. Esta incertidumbre se explora en las simulaciones climáticas, al igual que en las meteorológicas, utilizando conjuntos de simulaciones con diferentes condiciones iniciales. La Sección 29.2 discute las escalas de variabilidad climática y su relación con los mecanismos de variabilidad interna. Las causas externas de variabilidad, de origen natural o antropogénico, generan cambios en el balance energético y en el estado de equilibrio del clima. La simulación de la respuesta climática a estos cambios depende de la magnitud de los mismos y de la sensibilidad climática del sistema, i. e. de la tasa de cambio de temperatura por unidad de cambio en la energía (potencia radiativa por unidad de superficie) recibida. La incertidumbre asociada a las causas externas se explora utilizando diferentes escenarios posibles de cambios en el forzamiento externo. En las simulaciones de clima futuro esto se refiere fundamentalmente a cambios asociados a las actividades humanas (producción eléctrica, industria, transporte, ganadería, etc.). En los estudios de climas pasados los escenarios consideran la incertidumbre en las reconstrucciones de forzamientos naturales (solar, volcánico u orbital) y también los relacionados, si procede, con las actividades humanas (p.ej., cambios en los usos y cobertura del terreno). Aunque en los estudios de los climas pasados recientes (época instrumental) además de las observaciones, también se utilizan diferentes **reanálisis** y métodos de **reanálisis** basados en ensembles para estimar la incertidumbre observacional, aunque esta fuente adicional de incertidumbre no será analizada en este capítulo. La Sección 29.3 en la página 487 introduce los diferentes factores de forzamiento que se consideran para experimentos en diferentes períodos y escalas temporales. La incertidumbre asociada al desconocimiento de la sensibilidad climática del sistema se explora utilizando diferentes modelos. En cada uno de ellos se resuelven las mismas ecuaciones de la atmósfera y el océano, aunque siguiendo diferentes métodos, utilizando diferentes discretizaciones espaciales y temporales y representando los procesos de escalas inferiores a la resolución del modelo por medio de parametrizaciones físicas (sec. 10.5 en la página 137) diferentes.

Mientras que la Sección 29.4 en la página 493 se centra en una descripción del estado actual de los modelos climáticos, la Sección 29.5 en la página 499 describe su uso mediante ensembles para entender la evolución de las temperaturas en el período histórico, en

diferentes estados del clima pasado o la realización de proyecciones de la evolución del clima futuro. La Sección 29.6 en la página 513 describe de una forma muy resumida qué es el IPCC y cuál es el consenso actual respecto al cambio climático desde el punto de vista de las bases físicas. Finalmente, la Sección 29.7 en la página 515 resume las conclusiones principales de este capítulo.

29.2 Escalas de variabilidad climática

Uno de los aspectos más destacados del tiempo meteorológico y del clima es su variabilidad. El tiempo meteorológico es la descripción de las condiciones atmosféricas, como temperatura, viento, lluvia, etc. en una determinada localidad y en un momento dado. Varía según la época del año y con cambios más o menos marcados según la latitud, la proximidad al mar o la altitud.

El clima de un lugar o región se define como el estado promedio del tiempo y, más formalmente, como una descripción estadística del tiempo atmosférico en términos de los valores medios y de la variabilidad de las magnitudes correspondientes durante períodos que pueden abarcar desde meses hasta millares o millones de años. El período de promedio habitual es de 30 años, según las recomendaciones de la Organización Meteorológica Mundial, **World Meteorological Organization (WMO)**. Las magnitudes empleadas son casi siempre variables de superficie como la temperatura, la precipitación o el viento. En un sentido más amplio, el clima es la descripción estadística del estado del sistema climático, de sus componentes, la atmósfera, hidrosfera, criosfera, litosfera y biosfera, y de las interacciones entre ellas. El clima varía en todas las escalas de tiempo: intra-anual, interanual, decadal, secular, etc.

El concepto de clima hace referencia a escalas temporales superiores a las asociadas a la meteorología y el clima medio de una localidad o región y se refiere al promedio de toda la sucesión de estados meteorológicos. El concepto de variabilidad climática hace referencia a las desviaciones respecto a ese estado medio, que tienen su máxima expresión en la ocurrencia de extremos.

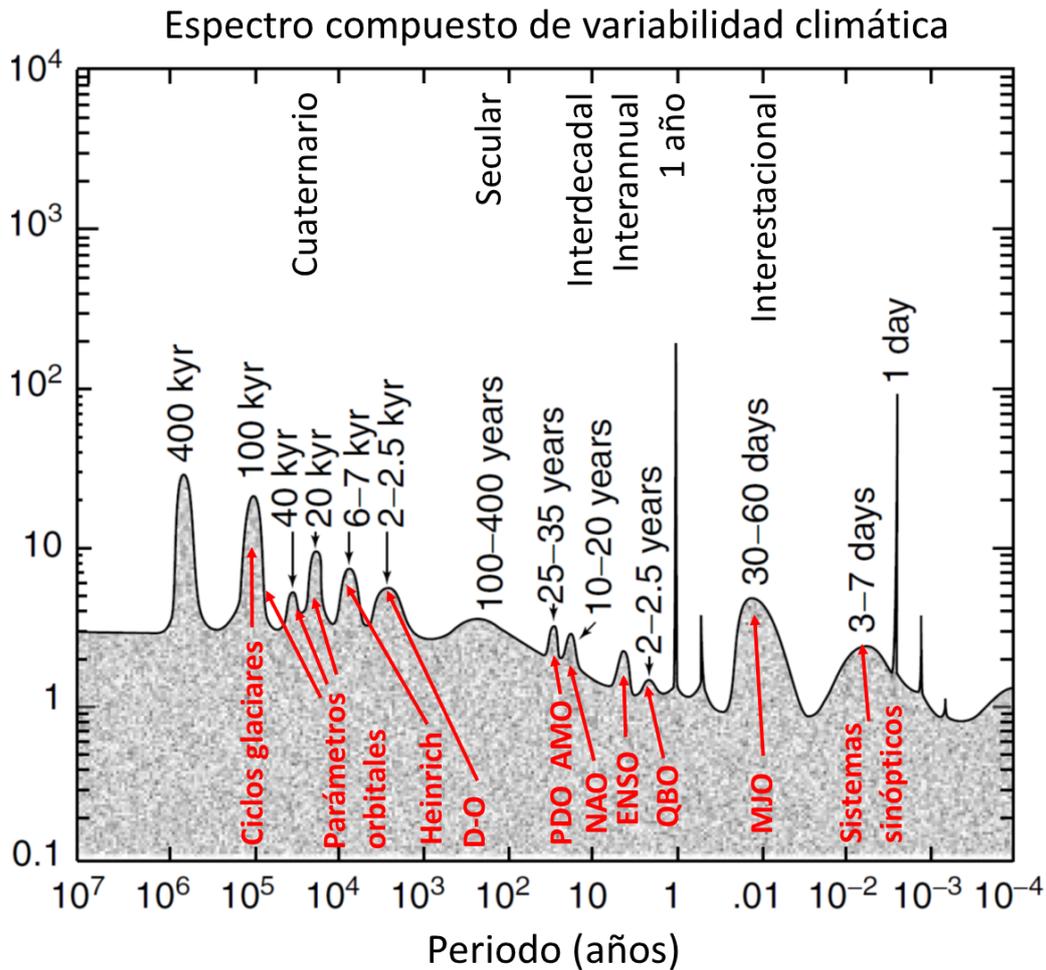


Figura 29.2: Espectro idealizado de frecuencias de la variabilidad climática. En la parte superior aparecen nombradas las escalas temporales y en la inferior (en rojo) los eventos y mecanismos (Fuente: modificada de GHIL 2002 [11]).

Desde un punto de vista probabilista, la variabilidad se representa por la anchura de la distribución de probabilidad de una determinada variable (p.ej., la desviación típica) y los extremos se caracterizan por la forma de las colas de la distribución. En la Figura 29.2 se muestra esquemáticamente el análisis espectral de la variabilidad climática de los últimos 10 millones de años [11]; en abscisas se representa el periodo en años y en ordenadas la varianza. Se pueden distinguir tres tipos de variabilidad: i) líneas muy definidas que se corresponden con variaciones forzadas periódicamente para los valores de 1 día y 1 año; ii) picos más anchos asociados con modos internos de variabilidad; y iii) una parte continua del espectro que refleja las variaciones forzadas estocásticamente así como el *caos determinista* (sec. 5.4 en la página 63). Este último representa las variaciones irregulares que resultan de la interacción determinista de las retroalimentaciones no lineales.

Entre las líneas de 1 día y 1 año, asociadas con el ciclo diurno y anual, respectivamente, se encuentra la variabilidad sinóptica de los sistemas meteorológicos de latitudes medias, concentrada entre 3-7 días, así como la variabilidad intraestacional, en la escala temporal de 1 a 3 meses. La variabilidad intraestacional comprende fenómenos como la *Oscilación de MADDEN-JULIAN* (MJO de sus siglas en inglés) de los vientos y la nubosidad en los trópicos, así como la alternancia de los episodios de circulación zonal y de bloqueo en las latitudes medias. A la izquierda del ciclo estacional se encuentra la variabilidad interanual, asociada por ejemplo al hecho de que unos años sean más cálidos o lluviosos que otros. Esta variabilidad está dominada por distintos fenómenos, algunos muy conocidos, tales como El Niño (sec. 29.2.1 en la página 484) o la Oscilación del Atlántico Norte (sec. 29.2.2 en la página 485).

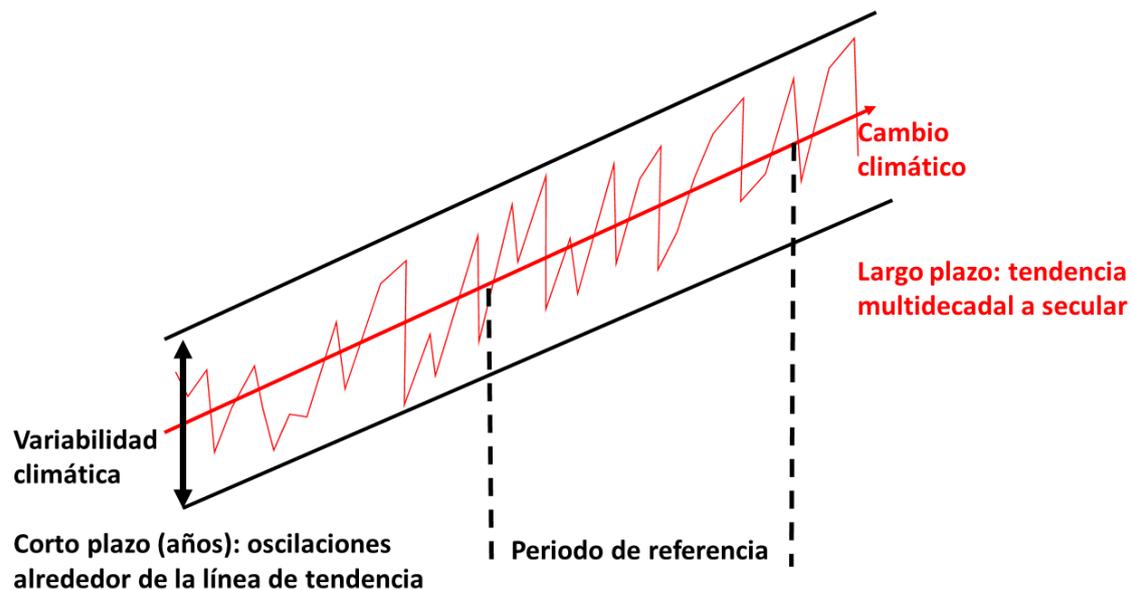


Figura 29.3: Conceptos de variabilidad y cambio climáticos.

La variabilidad climática puede deberse a procesos internos naturales del sistema climático o a variaciones de forzamiento externo natural o antropogénico. La variabilidad natural puede ser interna (ruido natural) o externa. La interna está asociada a la naturaleza caótica del sistema climático, debida a la presencia de procesos no lineales en cada subsistema, a la existencia de constantes de tiempo físicas diferentes y al modo en que los diferentes subsistemas se acoplan. La variabilidad externa es el resultado de forzamientos externos de origen natural (señal natural), como son los cambios en los parámetros orbitales de la Tierra, cambios en el forzamiento solar o las erupciones volcánicas. El forzamiento externo natural se superpone al ruido natural e interactúa con él.

La variabilidad climática también puede responder a causas externas no naturales, antropogénicas. Esta variabilidad es debida a la respuesta a las actividades de origen humano, como la perturbación del **efecto invernadero** por la emisión de **gases de efecto invernadero** o la alteración de las propiedades físicas de la superficie por cambios en los usos y cobertura del terreno.

Es importante distinguir entre variabilidad climática y cambio climático. El cambio climático se identifica con un cambio en el estado medio del sistema y/o en la variabilidad de sus propiedades, y que persiste durante largos períodos de tiempo, generalmente decenios o períodos más largos. El cambio climático siempre está relacionado con una alteración del equi-

librio energético del planeta, bien debida a cambios en el forzamiento externo (véase la Sección 29.3 en la página 487) que redundan en cambios en la energía extraterrestre que entra en el sistema, bien debida a cambios internos o externos que modifican el albedo superficial o la composición química de la atmósfera, alterando así la energía saliente. A lo largo de la historia de la Tierra ha habido múltiples cambios climáticos (véase la Sección 29.5.3 en la página 502). La Figura 29.3 ilustra esquemáticamente los conceptos de variabilidad climática y cambio climático. La variabilidad se representa como fluctuaciones alrededor de la evolución media, calculada promediando en un periodo de referencia. Si la evolución media presenta variaciones persistentes en periodos largos tenemos adicionalmente cambio climático.

Es muy importante dilucidar cuándo determinados eventos son atribuibles al cambio climático o, por el contrario, son un reflejo de la variabilidad climática. Las tendencias del calentamiento global son generalmente más evidentes cuando se hacen promedios globales de temperatura que cuando se consideran series de temperatura local. Esto se debe principalmente a que la variabilidad interna del clima local se elimina en gran parte cuando se promedia para obtener la temperatura global. A escala regional la variabilidad interna cobra importancia de modo que la diferenciación entre la respuesta al forzamiento externo y la variabilidad interna puede ser más evidente en unas regiones que en otras y, por tanto, el cambio de temperatura local necesario para poder detectarlo,

menor (Figura 29.4). Así, en los trópicos el rango de variabilidad interna es menor que otras regiones (p.ej.,

Eurasia), facilitándose la diferenciación más temprana de la respuesta forzada con respecto a la interna.

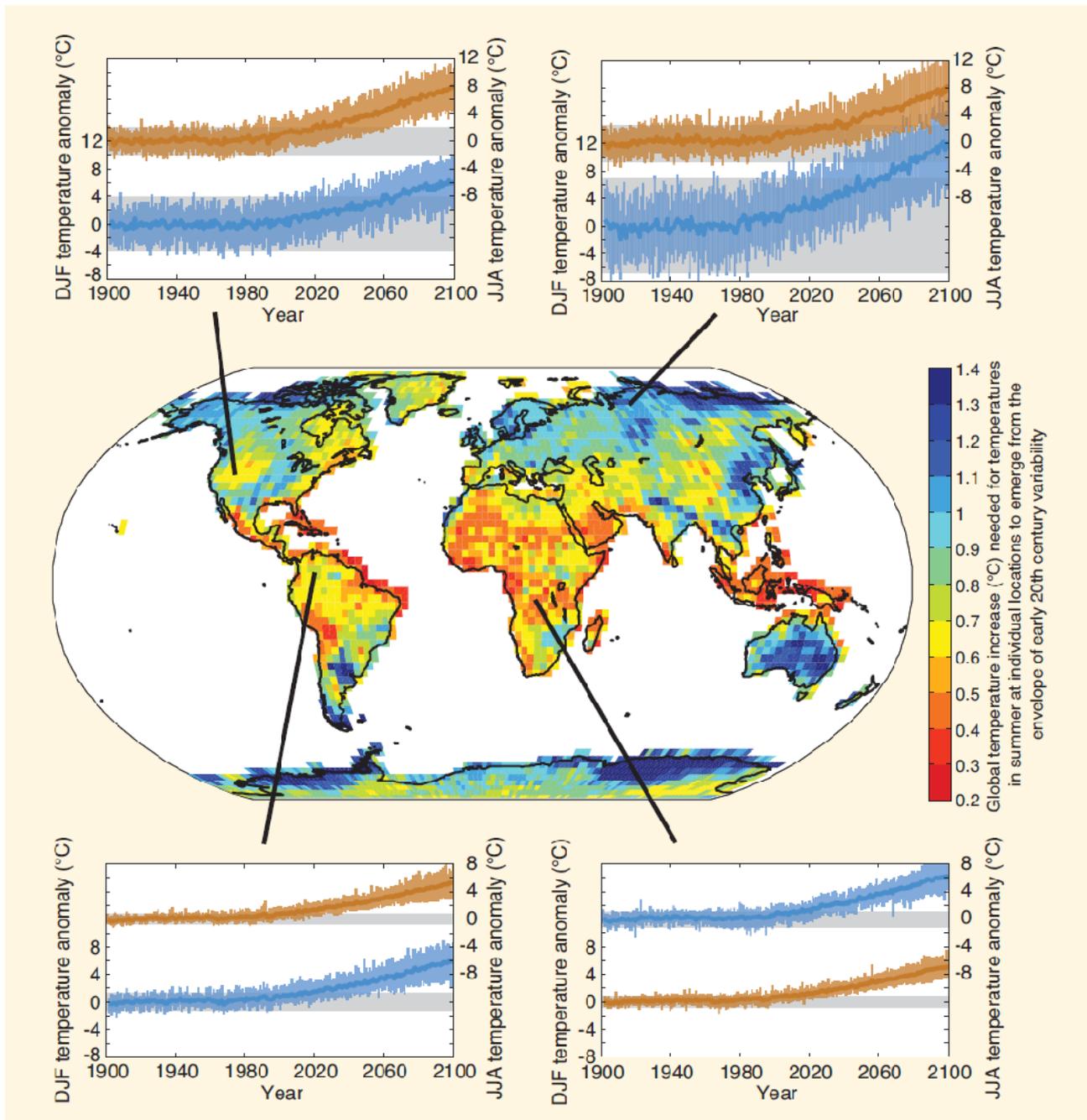


Figura 29.4: Series temporales del cambio de la temperatura simulada en el período histórico (S XX) y proyectada para el S. XXI en cuatro localidades representativas para verano (curvas rojas) e invierno (curvas azules). Cada serie temporal aparece rodeada por una envolvente de los cambios proyectados (a partir de simulaciones con 24 modelos diferentes) que emergen de la variabilidad natural (bandas grises, simulada con los mismos modelos utilizando las condiciones de forzamiento de principios del siglo XX). Todas las simulaciones proceden de simulaciones climáticas del Proyecto de Intercomparación de Modelos Climáticos en su fase 5 (CMIP5, de sus siglas en inglés [41]) con un forzamiento RCP 8.5. Las envolventes de los cambios proyectados y de la variabilidad natural se definen como ± 2 desviaciones estándar (fuente: Figura 1 de BINDOFF ET AL. 2013 [1])

Con respecto a las estaciones del año, la variabilidad de la temperatura tiende a ser menor en verano que en invierno, por lo que la respuesta forzada es más evidente en verano. La atribución del aumento de temperatura a causas naturales o de origen humano requiere involucrar en el razonamiento los cambios en el forzamiento externo como origen de las alteraciones en la energía del sistema (Sección 29.3 en la página 487).

Cuando se analiza la variabilidad climática, el primer hecho que llama la atención es la existencia de estructuras de gran escala espacial aproximadamente fijas que tienen un comportamiento fluctuante con el tiempo. Estas estructuras reflejan modos y regímenes de variabilidad interna que con frecuencia ponen de manifiesto la existencia de *teleconexiones*, es decir, respuestas atmosféricas a perturbaciones que se producen en lugares remotos, a miles de kilómetros. Un ejemplo de teleconexión puede ser la aparición de un determinado patrón de presión. Generalmente se aplica a perturbaciones en la circulación atmosférica u oceánica que son persistentes, recurrentes y de amplia escala espacial (continental o mayor).

Como en todo fluido, en la atmósfera y en los océanos las perturbaciones se propagan a través de desplazamientos y movimientos ondulatorios en todo su volumen. Las *teleconexiones* pueden ocurrir de dos maneras. En primer lugar, la atmósfera y los océanos se autoorganizan en una variedad de circulaciones coherentes con distintas escalas espaciales y temporales tales como la célula de HADLEY, el chorro subtropical, los monzones, las brisas de mar y de montaña o la circulación general de los océanos. Un cambio en la intensidad o posición de la circulación general será apreciable en una amplia zona. Además, las perturbaciones asociadas a estas circulaciones generan ondas de distinta naturaleza que pueden ser bastante persistentes. Estas ondas no siguen necesariamente la trayectoria de las circulaciones antes mencionadas y pueden generar anomalías climáticas regionales lejos de la fuente de la perturbación original.

Las *teleconexiones* reflejan aspectos importantes de la variabilidad interna del sistema climático y también de la interacción entre sus componentes. Las fluctuaciones asociadas a la variabilidad climática pueden describirse y cuantificarse mediante un número res-

tringido de modos o patrones de variabilidad que representan circulaciones atmosféricas y/o oceánicas típicas [4]. Estos modos se caracterizan por presentar una estructura espacial cuasi-fija de gran escala y una serie temporal asociada que caracteriza la evolución de esta estructura, su amplitud y su fase [44]. Las anomalías climáticas asociadas a cada fase de determinada oscilación se transmiten sobre amplias zonas del mundo a través de los mecanismos mencionados anteriormente.

La manera más sencilla de identificar estos patrones con datos observacionales es elegir determinados puntos del globo y correlacionar la evolución temporal en estos puntos con la de todos los demás. Una técnica estadística más sofisticada es el uso del Análisis en Componentes Principales, técnica basada en combinaciones lineales de variables climáticas en diferentes localidades que presentan una varianza máxima con sujeción a determinadas limitaciones de normalización. Esta técnica permite obtener mapas de distribución espacial que explican la mayor parte de la variabilidad espacial mediante un número reducido de patrones básicos, quedando la variabilidad temporal explicada por las series temporales asociadas a estos patrones espaciales. Generalmente se considera que un modo de variabilidad es el producto de un patrón climático y su serie temporal asociada. Cada patrón de variabilidad tiene asociado unos impactos canónicos en términos de variables climáticas, principalmente temperatura y precipitación (véanse las sec. 29.2.1 en la página siguiente y 29.2.2 en la página 485 sobre ejemplos de Patrones Globales de Variabilidad).

El origen de los modos que caracterizan la variabilidad climática es muy diverso. Asimismo, su ocurrencia no es uniforme durante el año. Las estructuras espaciales de los modos, la intensidad de sus centros de acción y su comportamiento en el tiempo varían en función de la estación astronómica considerada. En Christensen et al. (2013 [6]) puede verse un resumen de todos estos conceptos y los principales modos de variabilidad, así como sus principales impactos climáticos regionales.

Los modelos climáticos son generalmente capaces de simular las principales características de muchos modos de variabilidad climática y permiten además comprender como dichos modos han cambiado en climas pasados y pueden cambiar en el futuro [10].

29.2.1 Ejemplos de Patrones Globales de Variabilidad: El Niño y la Oscilación del Sur

El principal modo de variabilidad tropical a escala interanual está asociado al fenómeno de El Niño y la Oscilación del Sur (ENSO, de sus siglas en inglés). Su importancia se debe a la magnitud de los intercambios de calor entre el océano y la atmósfera, que afectan a la temperatura media de la Tierra y que tienen un impacto global, afectando al ciclo hidrológico y causando, por ejemplo, lluvias torrenciales y sequías en diferentes partes del mundo. Ocurre en escalas temporales de entre 3 y 7 años alcanzando su amplitud máxima en el verano austral. La alta predecibilidad de ENSO está en gran medida determinada por el ciclo de vida de los procesos que lo constituyen, con una duración de aproximadamente un año, que viene determinada por la memoria o inercia asociada

con el contenido calorífico del océano superficial y el acoplamiento entre el océano y la atmósfera.

El ENSO se caracteriza por un calentamiento (enfriamiento) en su fase positiva (negativa, también denominada La Niña) del océano Pacífico tropical desde la costa de Perú hasta el Pacífico central, acompañado por un descenso (aumento) en el gradiente de presiones entre el este y el oeste del Pacífico ecuatorial, un cambio en el régimen de vientos alisios sobre el Pacífico y en la pendiente de la **termoclina**, con comportamientos anómalos en el sistema de afloramiento del Perú. La Figura 29.5 partes a,b muestra la temperatura superficial del mar (SST, de sus siglas en inglés) para dos casos típicos de ENSO positivo (El Niño) y negativo (La Niña), respectivamente. La Figura 29.5 parte c muestra la serie temporal asociada al patrón ENSO que caracteriza la evolución de esta estructura, su amplitud y su fase.

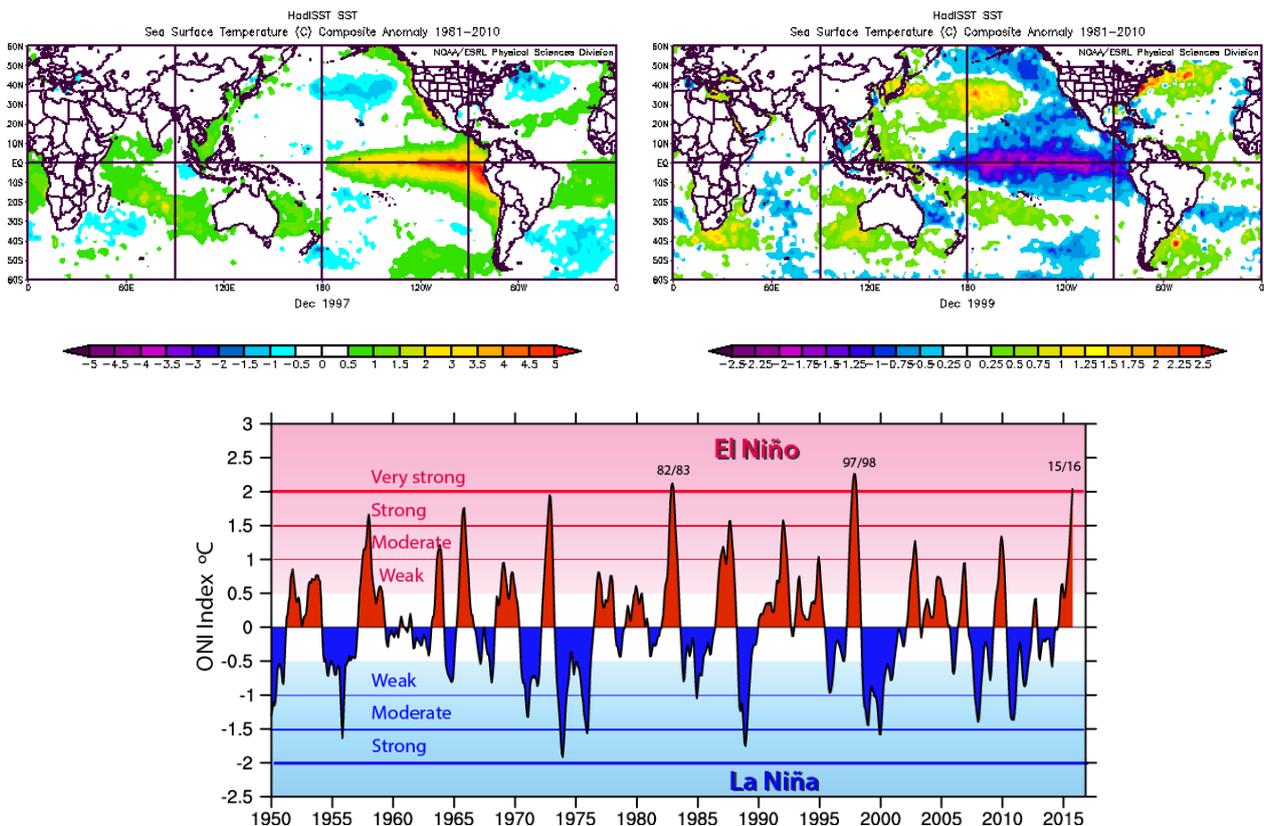


Figura 29.5: Estructura espacial de la SST en un año con: a) ENSO positivo (diciembre 1997) y b) ENSO negativo (diciembre 1999) [datos de reanálisis NCEP/NCAR (1949-2012) utilizando herramientas del NOAA/ESRL, <https://www.esrl.noaa.gov/psd/>]. c) Serie temporal asociada al índice ENSO 3.4 [Trenberth, Kevin & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). Última modificación 02 feb 2016. "The Climate Data Guide: Nino SST Indices (Nino 1+2, 3, 3.4, 4; ONI and TNI).", <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/nino-sst-indices-nino-12-3-4-oni-and-tni>]

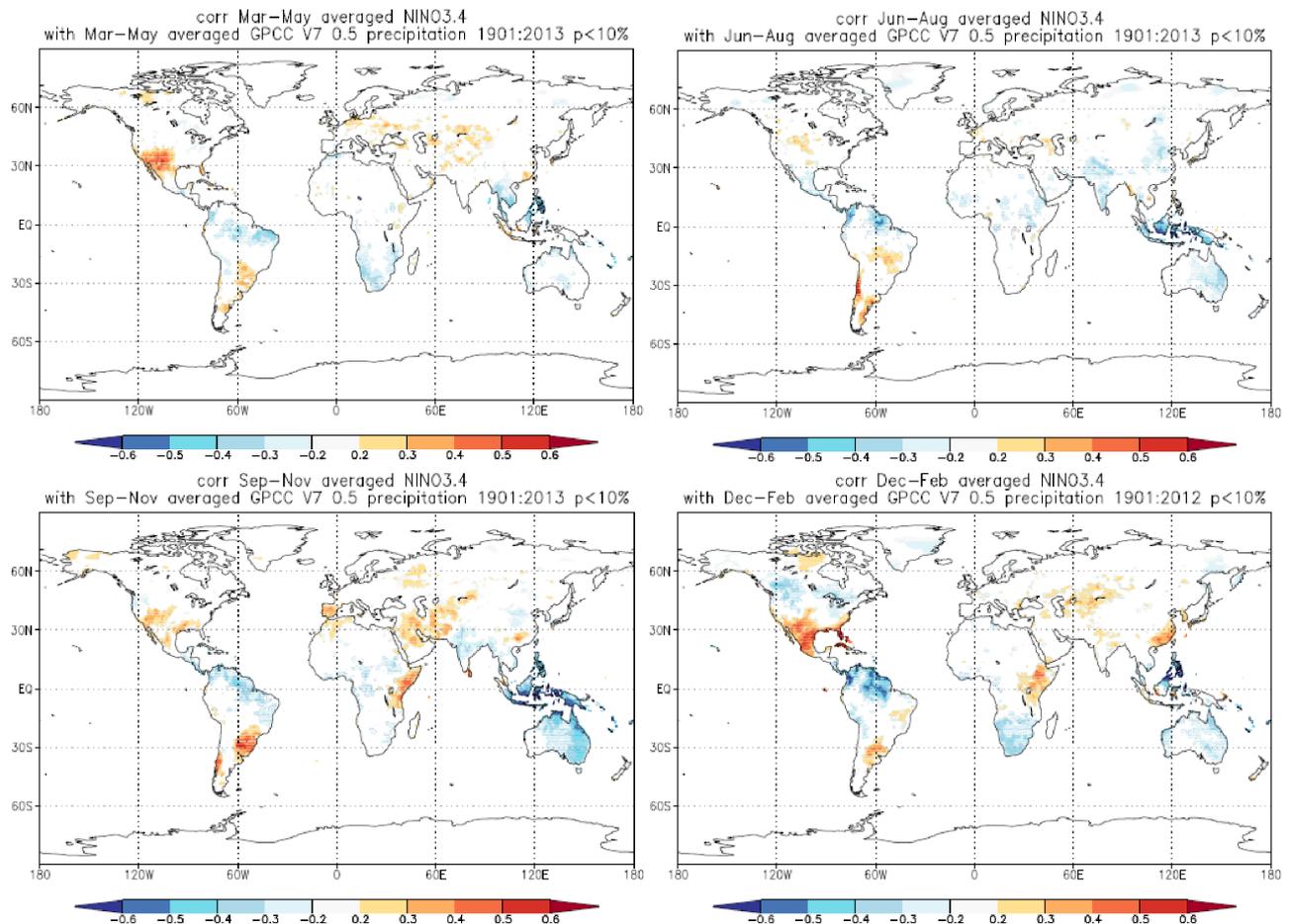


Figura 29.6: Correlación entre el índice Niño3.4 (promedio de SST 5°N – 5°S , 170° – 120°W) y precipitación (GPCP v7) en el periodo 1901-2013, (a) marzo-mayo, (b) junio-agosto, (c) septiembre-noviembre, y (d) diciembre-febrero (fuente: Climate Explorer <http://climexp.knmi.nl/>).

El fenómeno ENSO no solamente introduce variabilidad en la atmósfera a escala local sino también a escala global a través de **teleconexiones**.

La alta predecibilidad de ENSO es la razón de que la principal señal de predicción a escala estacional en diferentes regiones esté ligada a las **teleconexiones** de ENSO.

El impacto de ENSO a escala global se muestra en la Figura 29.6 partes a-d, en las que se representa a modo de ejemplo la correlación por estaciones entre el índice Niño3.4 (calculado como la anomalía promedio de SST en el dominio 5°N – 5°S , 170° – 120°W) y la precipitación en el periodo 1901-2013.

De la figura se deduce la alta asociación lineal entre el índice ENSO y la precipitación local en muchas regiones, incluidas las extratropicales, si bien la relación muestra una fuerte estacionalidad.

29.2.2 Ejemplos de Patrones Globales de Variabilidad: Oscilación del Atlántico Norte

En cuanto a la atmósfera, el principal modo de variabilidad en el hemisferio norte extratropical es la Oscilación Ártica (AO, de sus siglas en inglés), con un centro de acción sobre el Ártico y un antinodo en latitudes medias. Debido a su simetría zonal también se lo conoce como Modo Anular del Norte (NAM, de sus siglas en inglés). La AO fluctúa caóticamente en escalas temporales que van desde la diaria hasta la anual. Se caracteriza porque su extensión vertical alcanza niveles estratosféricos, afectando a la variabilidad del vórtice polar estratosférico. La parte de la AO del sector atlántico es el patrón conocido como Oscilación del Atlántico Norte (NAO, de sus siglas en inglés). La NAO es el único patrón que puede observarse a lo largo de todo el año y la mayor fuente de variabilidad tanto estacional como interdecadal de la circulación atmosférica sobre el continente europeo, especialmente en invierno, cuando es más pronuncia-

da. La NAO, identificada por primera vez a principios del siglo XX por SIR GILBERT WALKER (1924 [43]), consiste en una fluctuación de un dipolo norte-sur de anomalías de presión, con un centro de bajas presiones situado en las proximidades de Islandia y otro centro de signo opuesto que se sitúa sobre las latitudes centrales del Atlántico Norte entre 35°N y 40°N (anticiclón subtropical de las Azores). Hay varias formas de definir un índice de la NAO; por ejemplo, utilizando la diferencia de presión en superficie entre estaciones situadas en altas latitudes (Reikiavik o Stykkisholmur), que representan las bajas presiones de Islandia, y estaciones subtropicales (Lisboa o Gibraltar), que representan las altas presiones en Azores. Otra manera de definir un índice de la NAO sería mediante una aproximación estadística en la que se analizan las series temporales y los patrones espaciales mediante un análisis de componentes principales [17, 19]. La fase positiva de la NAO se caracteriza por alturas geopotenciales y presiones por debajo de los valores medios en la región de Islandia y por encima de la media en la región de Azores. Esto provoca

que ambos sistemas de presiones sean más intensos y aumente, por tanto, el gradiente de presión entre el norte y el sur, y en consecuencia los vientos del oeste sobre las regiones centrales del Atlántico Norte. En la fase negativa ocurre lo contrario, y los sistemas de presiones son más débiles, así como los vientos del oeste sobre el Atlántico Norte. Ambas fases están relacionadas con cambios en la intensidad y posición de la corriente en chorro del Atlántico Norte y con modulaciones de gran escala de los patrones normales del transporte zonal y meridional de calor y humedad, que a su vez provoca cambios en los patrones de temperatura y de precipitación que se extienden desde el este de América del norte a Europa occidental y central. La Figura 29.7 parte a muestra la estructura espacial del modo de variabilidad NAO definido a partir de un análisis de componentes principales como la función ortogonal empírica (EOF, de sus siglas en inglés [25, 26, 33]) de las anomalías de la presión reducida al nivel del mar en el sector Atlántico definido por 20°-80°N, 90°W-40°E.

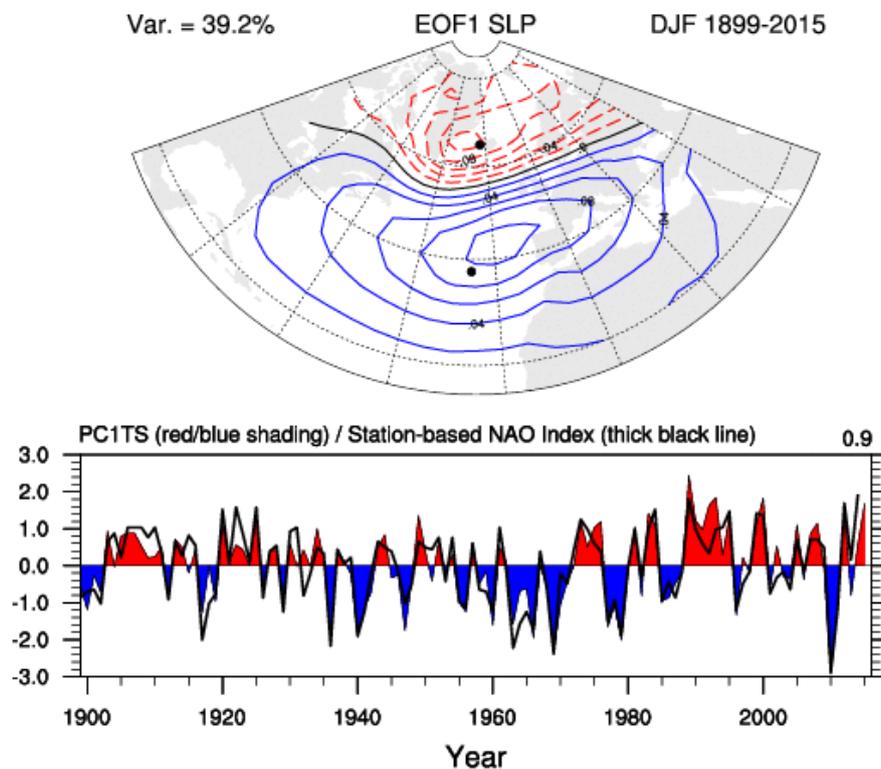


Figura 29.7: a) Estructura espacial del modo de variabilidad NAO (EOF1) en invierno y b) su serie temporal asociada (Fuente: Hurrell North Atlantic Oscillation (NAO) Index (PC-based) – véase más en: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-pc-based#sthash.sPKVZBnW.dpuf>)

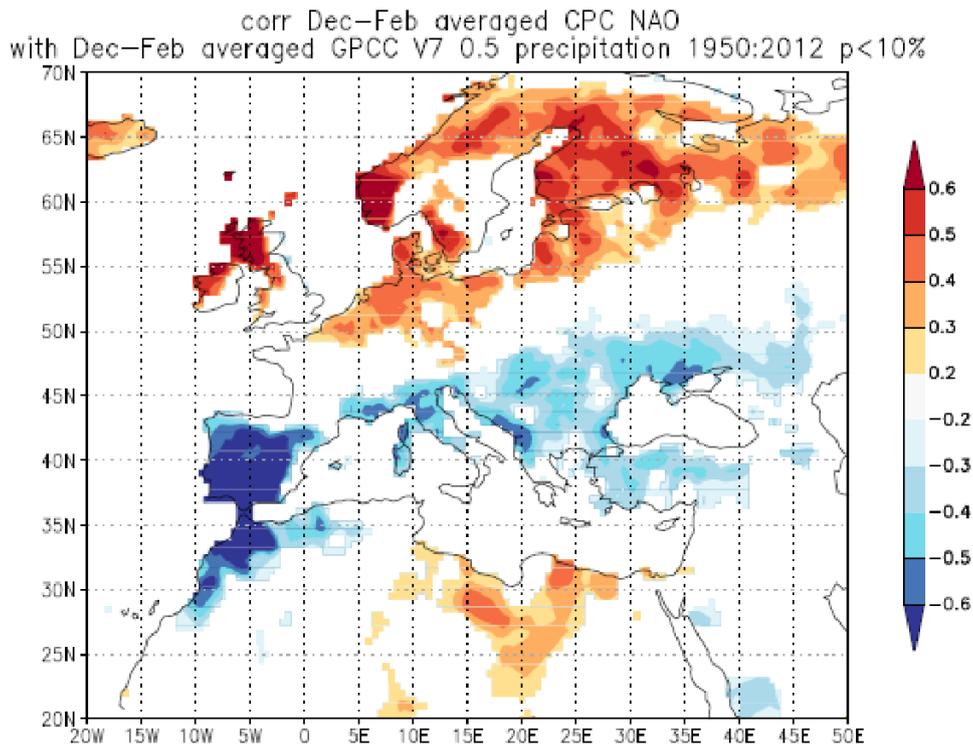


Figura 29.8: Correlación estacional de la precipitación (GPCP v7) con el índice NAO (CPC) en el mismo periodo invernal 1950-2012 (fuente: Climate Explorer <http://climexp.knmi.nl/>).

La Figura 29.7 en la página anterior parte b muestra su serie temporal asociada. Las fases positivas muy intensas, asociadas con profundización de las bajas presiones de Islandia y reforzamiento de las altas presiones en Azores, están relacionadas con temperaturas invernales más cálidas en el este de Estados Unidos y el norte de Europa y más frías en Groenlandia, sur de Europa y el Medio Oriente, ya que la intensificación de los vientos del oeste provoca una fuerte advección de masas de aire polar sobre Groenlandia y de masas de aire tropical sobre el noroeste de Europa. Esta fase está asociada también a lluvias más abundantes en el norte de Europa y Escandinavia y precipitaciones por debajo de la media en el sur y el centro de Europa en el periodo invernal. Por el contrario, patrones opuestos de anomalías de temperatura y precipitación se observan durante fases negativas intensas de la NAO. La Figura 29.8 muestra la correlación estacional de la precipitación con el índice NAO en el periodo invernal sobre el continente europeo. Nótese la correlación negativa de la precipitación con la NAO en el sur de Europa, singularmente en la península ibérica y norte de Marruecos, y positiva en la fachada más occidental de Europa septentrional.

29.3 Forzamientos climáticos

Entendemos como *forzamiento climático* cualquier mecanismo o factor que genera cambios en la energía neta que entra en el sistema climático. Todos los forzamientos climáticos se pueden expresar, por tanto, en términos de un forzamiento radiativo, entendido como un cambio instantáneo en el flujo radiativo (suma de la radiación de onda corta entrante y la larga saliente en la cima de la atmósfera, en Wm^{-2}). Cualquier cambio en el balance radiativo redundará en cambios en la temperatura de equilibrio del planeta y contribuirá a la variabilidad y al cambio climático. La razón entre el cambio de temperatura global resultante y el forzamiento radiativo se conoce como *sensibilidad climática*.

La cantidad de energía solar entrante puede verse modificada fundamentalmente por variaciones temporales en la irradiancia solar o por variaciones en el albedo terrestre. Las variaciones de energía debidas a cambios en la radiación saliente en onda larga se deben a cambios en la composición química de la atmósfera, que alteran la intensidad del *efecto invernadero*.

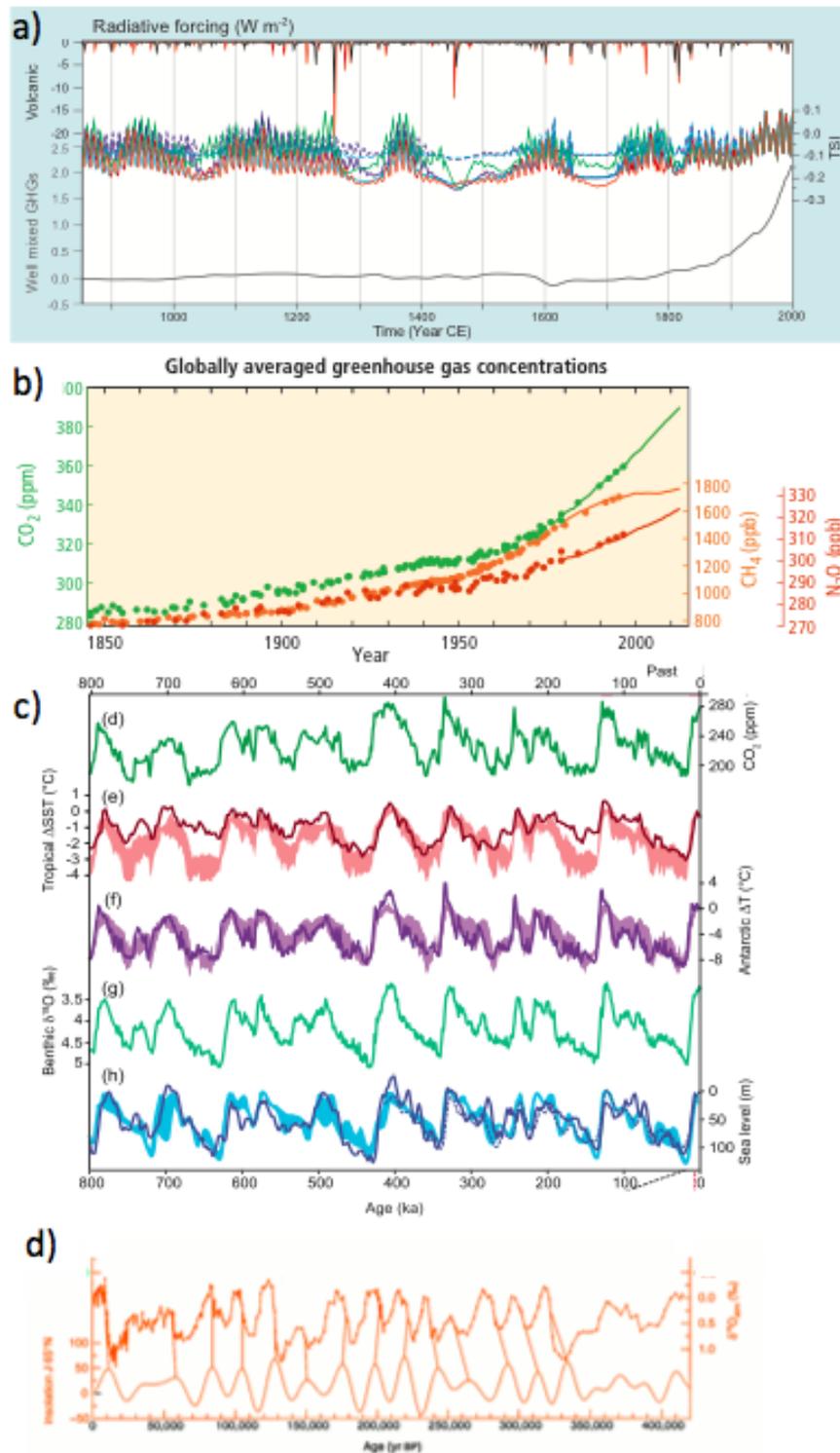


Figura 29.9: Ilustración de factores de forzamiento externo en diferentes escalas temporales. a) Forzamiento asociado a la actividad volcánica, solar y de gases de efecto invernadero considerado en los experimentos del CMIP5/PMIP3 para el último milenio. Los diferentes colores indican estimaciones de 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 [40]). b) Variaciones en la concentración de los gases de efecto invernadero más importantes: dióxido de carbono (CO_2 , verde); metano (CH_4 , naranja) y óxido nítrico (N_2O , rojo) obtenidas a partir de información en los testigos de hielo (puntos) y a partir de medidas directas atmosféricas (líneas; figura modificada de Synthesis Report Fig. 1, IPCC 2014 [34]). c) variaciones de las concentraciones de CO_2 (testigos de hielo Antártico), temperatura tropical (sedimentos marinos), antártica (testigos de hielo) y variaciones en la fracción isotópica $\delta^{18}\text{O}$ en los últimos 800 ka (foraminífera bentónicos) y reconstrucciones del nivel del mar (modificado de Fig. 5.3, Masson-Delmotte et al. 2013 [28]). d) Variaciones en la fracción $\delta^{18}\text{O}$ en los últimos 400 ka e insolación a 65°N (modificado de Fig. 2 de Petit et al. 1999 [35])

Los cambios en la irradiancia solar pueden deberse a cambios en el flujo total de irradiancia o bien en su distribución espectral. Los cambios en el área total o en la forma del espectro solar son importantes por modular la cantidad total de energía entrante al sistema climático así como la disponible en diferentes rangos de frecuencia. Por tanto, los cambios en la irradiancia total o en la espectral regulan la energía que interacciona con los diferentes componentes atmosféricos (p.ej., la radiación ultravioleta y el ozono) y la recibida en la superficie terrestre. La *irradiancia solar total* (TSI, de sus siglas en inglés) varía del orden del 0.1 % (Figura 29.9 en la página anterior) con un ciclo aproximado de 11 años mientras que las variaciones espectrales en el ultravioleta pueden ser de varias unidades.

Las primeras son relevantes para la superficie mientras que los cambios en el ultravioleta son relevantes en la estratosfera. Las variaciones en la TSI se asocian fundamentalmente a variaciones en las estructuras magnéticas en la superficie del Sol como las manchas solares y las fáculas. El número de manchas solares y su posición evoluciona a lo largo de cada ciclo de actividad solar durante aproximadamente 11 años, siendo éste máximo en el momento de mayor TSI.

Los modelos actuales reproducen la variabilidad de la TSI desde la era satelital. Para fechas anteriores a 1978 esta información se reconstruye a partir de datos indirectos (*proxy*) como el número de manchas solares o la producción de isótopos cosmogénicos (^{10}Be y ^{14}C). En el último milenio las variaciones de la TSI se caracterizan por pasar por mínimos importantes de 50 a 100 años de duración (p.ej., el Mínimo de Maunder, 1645-1715) que se superponen a las variaciones decadales asociadas al ciclo de actividad solar, generando tendencias a largo plazo (Figura 29.9 en la página anterior parte a). En escalas temporales más largas, habría que considerar los parámetros orbitales asociados a los cambios periódicos de la excentricidad de la órbita elíptica de rotación de la Tierra alrededor del Sol (con periodos de 96 000 y 413 000 años), la inclinación del eje de rotación de la Tierra (periodo de 41 000 años) y la precesión de la órbita de la Tierra (periodo de 21 000 años). Los cambios en estos parámetros orbitales (*ciclos de MILANKOVITCH*) son la causa de la ocurrencia de ciclos glaciales durante los dos últimos millones de años aproximadamente.

El forzamiento volcánico influye en el albedo a través de los impactos de los aerosoles emitidos por las erupciones. Los aerosoles emitidos alcanzan la estratosfera, donde la dispersión zonal y latitudinal es

global. El aumento del albedo estratosférico asociado a la presencia de aerosoles volcánicos contribuye a la reducción de la radiación entrante de onda corta solar y por tanto a un enfriamiento. La intensidad de la misma depende de la distribución y tamaño de aerosoles, la localización de la erupción y otros factores. La reconstrucción del forzamiento volcánico pasado (Figura 29.9 en la página anterior parte a) se hace a partir de la evaluación de la deposición de sulfatos en testigos de hielo en Groenlandia y en la Antártida y la comparación con modelización de la distribución de aerosoles y la profundidad óptica. El impacto de las erupciones es de relativamente corta duración (interanual, de 3 a 10 años), aunque la acumulación temporal de erupciones contribuye a la variabilidad multidecadal en el sistema.

Además de los aerosoles de origen volcánico en la atmósfera existen aerosoles de origen natural provenientes de fuentes orgánicas (p.ej., combustión de madera), minerales (p.ej., polvo del desierto) o marinas (p.ej., sales). Estos aerosoles actúan como núcleos de condensación en la formación de nubes y en el transporte de humedad, así como en el balance radiativo. Adicionalmente existe una gran cantidad de aerosoles de origen humano asociados a las emisiones por la actividad industrial, agrícola o el transporte (p.ej., hollín [2]). Los aerosoles troposféricos pueden absorber y dispersar, en función de su tamaño, radiación solar y terrestre; este efecto se conoce como el *efecto radiativo directo*. Además, la composición, tamaño y densidad de los aerosoles influye en la formación de las nubes, de tal forma que existe un efecto radiativo indirecto resultante de la modificación del color, distribución espacial y altura y duración de las nubes. El balance neto global es el de una disminución en la radiación entrante y, por tanto, de un enfriamiento.

Las variaciones de las concentraciones de *gases de efecto invernadero* (GHG, de sus siglas en inglés) modifican la cantidad de radiación infrarroja absorbida por la atmósfera y reemitida a la superficie y pueden entenderse como el factor de forzamiento radiativo más importante ($> 2 \text{ Wm}^{-2}$, Figura 29.9 en la página anterior parte a) desde la era preindustrial. Las concentraciones de los GHG más importantes han pasado de ca. 280 a 400 ppm (CO_2), 800 a 1800 ppb (CH_4), y 270 a 330 ppb (N_2O) en los últimos dos siglos (Figura 29.9 en la página anterior parte b). Las concentraciones actuales de CO_2 son probablemente superiores a las existentes en el último millón de años (Figura 29.9 en la página anterior parte c). Nótese que en este período tan amplio las concentraciones de

CO₂ y las temperaturas del planeta varían de forma síncrona. De este modo, aumentos (disminuciones) en la temperatura del planeta disminuyen (aumentan) la capacidad de captura de CO₂ atmosférico por parte del océano generando el consiguiente aumento (disminución) de la concentración de CO₂ que, a su vez, actúa como forzamiento radiativo positivo (negativo) que contribuye a un mayor calentamiento (enfriamiento). Desde este punto de vista, cuando un cambio de temperatura precede a las variaciones de los GHG, se pueden entender estos últimos como parte de un mecanismo de retroalimentación más que como un forzamiento. Este comportamiento es característico de los ciclos glaciales, en los que los cambios en los parámetros orbitales generan variaciones importantes en la irradiancia normal recibida en superficie (Figura 29.9 en la página 488 parte d). Cuando la energía recibida a una determinada latitud es durante un largo período insuficiente para fundir toda la nieve caída en invierno, se acumula la nieve en superficie, aumenta el albedo y consecuentemente disminuye la temperatura por disminución de la radiación solar entrante. Esta disminución activa procesos de retroalimentación positiva que involucran cambios en la circulación oceánica y en último extremo de los GHG, como los descritos anteriormente, en los que el enfriamiento se

amplifica, dando lugar a una glaciación. El proceso contrario se da en la transición de una glaciación a un período interglacial que, además, ocurre de modo más abrupto. La Figura 29.9 en la página 488 parte d ilustra los cambios en la fracción del isótopo atmosférico $\delta^{18}\text{O}$, indicativo de la temperatura, a partir de testigos de hielo y las variaciones de insolación a 65°N. Las variaciones de temperatura global producen fusión del hielo de los glaciares y mantos de hielo (Fig. 29.9 en la página 488 c) y dilatación térmica de la columna de agua oceánica, con las consiguientes variaciones síncronas del nivel del mar (Fig. 29.9 en la página 488 c), la temperatura y el CO₂.

Los cambios en los usos y cobertura del suelo constituyen un factor de forzamiento climático asociado al aumento de la población, la urbanización, la deforestación y la evolución en las prácticas agrícolas. El primer impacto de los mismos es físico, a través del cambio del albedo superficial y la reflexión de onda corta solar y en la emisión de aerosoles asociada a la desertización en algunas regiones. Adicionalmente existen consecuencias que podrían caracterizarse como químicas asociadas a los efectos en el ciclo del carbono de los cambios en la cobertura vegetal y que contribuyen al efecto invernadero.

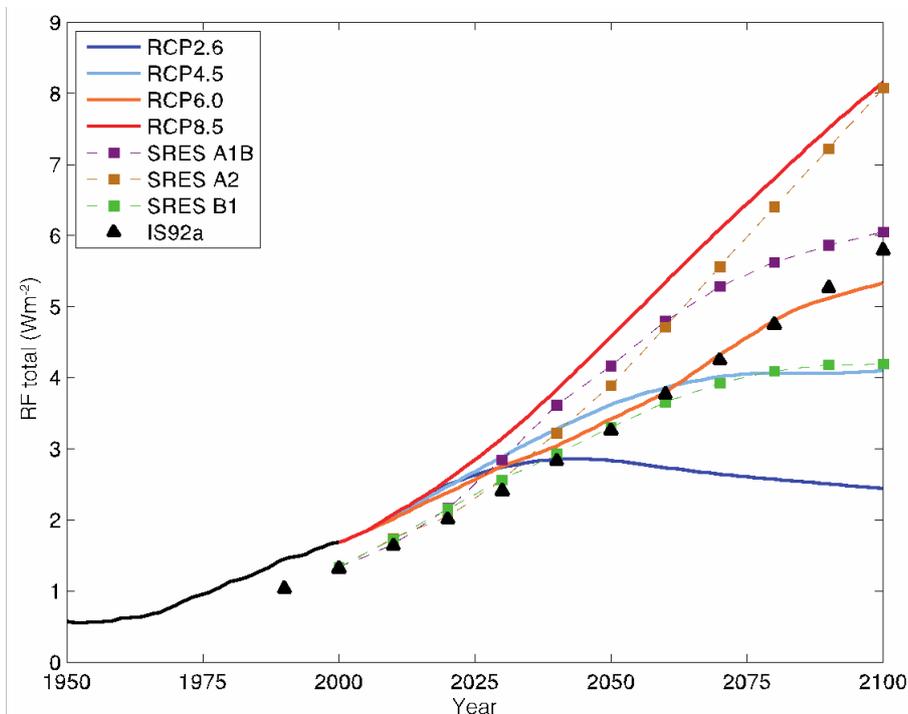


Figura 29.10: Forzamiento radiativo total para las últimas décadas del período histórico, 1950-2005 (línea negra) y RCPs (líneas de color) en el siglo XXI con respecto a los niveles preindustriales adoptados en CMIP5 en el AR5 del IPCC. En líneas de trazos y símbolos se muestran las trayectorias de diferentes familias de escenarios de forzamiento radiativo en el AR3 y AR4 (SRES e IS92a). Fuente: Figura 1.15 (Cubasch et al. 2013 [8]).

La sección «Influencia del forzamiento radiativo en el clima» (sec. 29.3.1 en la página siguiente) ilustra la influencia de los factores de forzamiento en los cambios de temperatura global en el período industrial (1850-2005). En el contexto del CMIP5 este intervalo temporal se conoce como *período histórico*.

Para las simulaciones de cambio climático futuro se adoptan escenarios de forzamiento radiativo asociado solamente a las actividades humanas. Estos escenarios incluyen diferentes trayectorias posibles en las emisiones de *gases de efecto invernadero* asociados a posibles evoluciones de la sociedad en el futuro, dependiendo del crecimiento de la población y la demanda energética, de los desarrollos tecnológicos, etc. (Figura 29.10 en la página anterior; ver también Sección 29.5.6 en la página 508). El CMIP5 establece escenarios conocidos como trayectorias de concentración representativa (RCP, de sus siglas en inglés) que se definen por el aumento total de forzamiento radiativo a finales del siglo XXI asociado a las emisiones de GHG y aerosoles.

Este diseño fue adoptado para que fuese de utilidad en la toma de decisiones por parte de los gobiernos a la hora de evaluar específicamente la influencia de determinadas trayectorias de emisión. Se consideran cuatro escenarios en los que el aumento de forzamiento radiativo es de 2.6, 4.5, 6.0 y 8.5 Wm^{-2} al final del siglo XXI. La Figura 29.10 en la página anterior muestra estos cuatro escenarios, utilizados en el quinto informe del IPCC (ver Sección 29.6.1 en la página 513), así como también para su comparación, los usados en informes anteriores del IPCC.

Históricamente estos escenarios incorporan solamente cambios en el forzamiento radiativo asociados a las actividades humanas. Los escenarios RCP, tal como se puede apreciar en la figura, incluyen también

ciclos sintéticos de variaciones en la actividad solar de 11 años. Aunque el ciclo es muy regular, no se espera que la fase e intensidad del mismo en el futuro coincida con el impuesto en los escenarios. No se considera actividad volcánica en el futuro al no ser posible anticipar la ocurrencia e intensidad de estos eventos.

Para el análisis del clima anterior a la era instrumental se determinan varios períodos de referencia en el contexto del CMIP5. Dentro del CMIP5 el proyecto de Intercomparación de Modelos en Paleoclima en su fase 3 (PMIP3, de sus siglas en inglés) seleccionó tres períodos de interés en los cuales se establecieron escenarios de forzamiento radiativo de consenso (ver Sección 29.3 en la página 487): el último máximo glacial (LGM, de sus siglas en inglés), hace ca. 21 ka; el Holoceno medio (MH, de sus siglas en inglés), hace ca. 6 ka; y el último milenio (LM, de sus siglas en inglés), identificado como el intervalo 850 a 1850 preindustrial, inmediatamente anterior al conocido como período histórico. En los dos primeros se simulan condiciones medias de ese período climático, mientras que en el último se realizan simulaciones transitorias con cambios anuales en el forzamiento radiativo (Figura 29.9 en la página 488 parte a). En todos los experimentos descritos en esta sección, los cambios en el forzamiento se especifican como condiciones de contorno para la realización de simulaciones. En los experimentos de cambio climático futuro, la realización de ensembles permite explorar las incertidumbres asociadas a la evolución futura del sistema en diferentes niveles de emisión. En los escenarios del pasado se explora la incertidumbre asociada a la reconstrucción de los forzamientos naturales en el pasado. La Figura 29.9 en la página 488 parte a muestra diferentes reconstrucciones de forzamiento solar y volcánico que han tenido en cuenta.

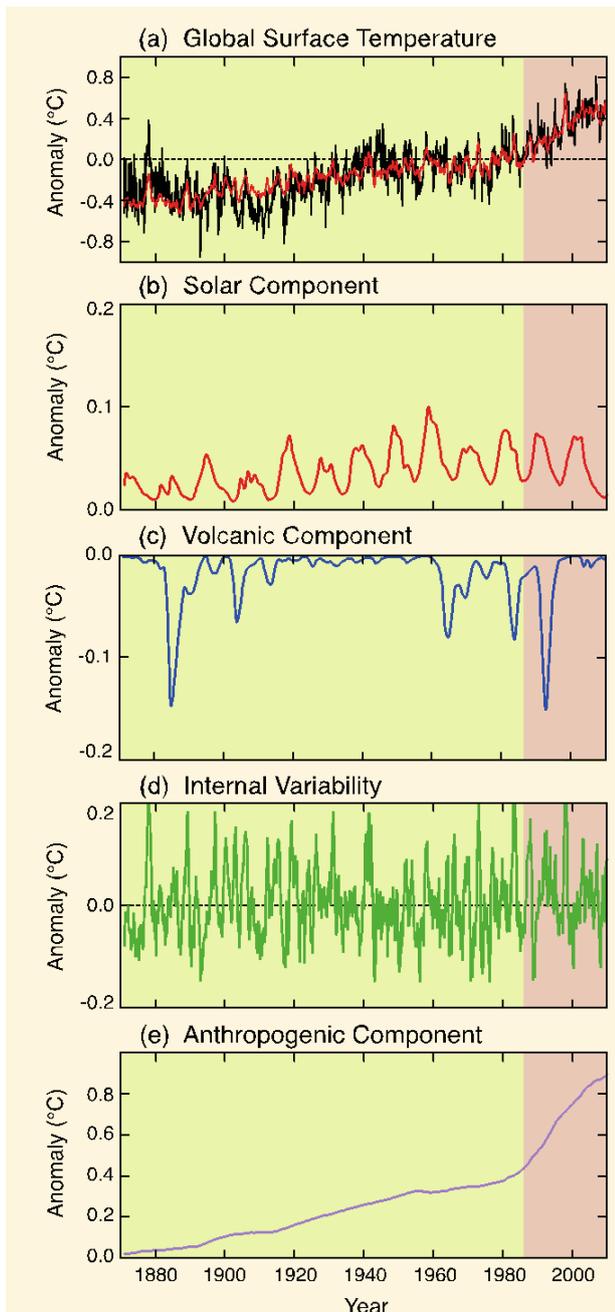


Figura 29.11: Variación de la temperatura en función de los factores de forzamiento natural (solar, volcánico) y antropogénicos (gases de efecto invernadero y aerosoles) (modificada de FAQ 5.1, Figura 1 en Masson-Delmotte et al. 2013 [28]). a) Anomalías de temperatura global en superficie de 1870 a 2010 con respecto al período 1961-1990 (negro) frente a estimaciones de temperatura (rojo) usando un modelo que incluye la respuesta de la temperatura a los cambios en la irradiancia solar (b), la actividad volcánica (c), la variabilidad interna global del sistema representada por el índice del ENSO (d) y la contribución antropogénica de los GHG y aerosoles (e). Nótese los diferentes rangos de variación en la respuesta de la temperatura. La zona sombreada representa el intervalo de mayor crecimiento de la respuesta a la componente antropogénica.

29.3.1 Influencia del forzamiento radiativo en el clima

Los forzamientos climáticos naturales y antropogénicos permiten explicar las variaciones de tendencia a largo plazo en la temperatura global observada en superficie.

La Figura 29.11 muestra el efecto en la temperatura de las variaciones de la TSI, la actividad volcánica y los gases de efecto invernadero y aerosoles desde 1850. Para ello se ha considerado una regresión múltiple de la temperatura con cada una de estas variables y la variabilidad interna, representada en este caso por el índice del ENSO. La suma de todas estas componentes es consistente con los cambios en variabilidad multidecadal de las temperaturas a lo largo del período industrial.

El efecto del forzamiento volcánico fue notable a finales de los siglos XIX y XX. La variabilidad de la TSI contribuyó, junto con la componente antropogénica al aumento de temperatura de los años 1920 a 1950. La variabilidad solar se mantiene estable o decrece desde 1980, período durante el cual la aportación al aumento de temperatura la realiza el forzamiento radiativo antropogénico. Por tanto, a partir de consideraciones radiativas es posible argumentar que la mayor parte del aumento de temperatura desde la mitad del siglo XX se debe a las actividades humanas.

La variabilidad interna no presenta tendencias a largo plazo. La gráfica muestra que la variabilidad interanual de las estimaciones a lo largo de todo el período es inferior a la de las observaciones. Esto es una indicación de que el índice ENSO utilizado para representar la variabilidad interna del sistema explica solamente una parte de la misma y existen otras contribuciones que no se han tenido en cuenta en esta aproximación sencilla.

Por otro lado, la mayor parte de las tendencias a largo plazo quedan bien descritas por los forzamientos incluidos.

ESQUEMA DE UN MODELO ATMOSFERICO DE CIRCULACION GENERAL

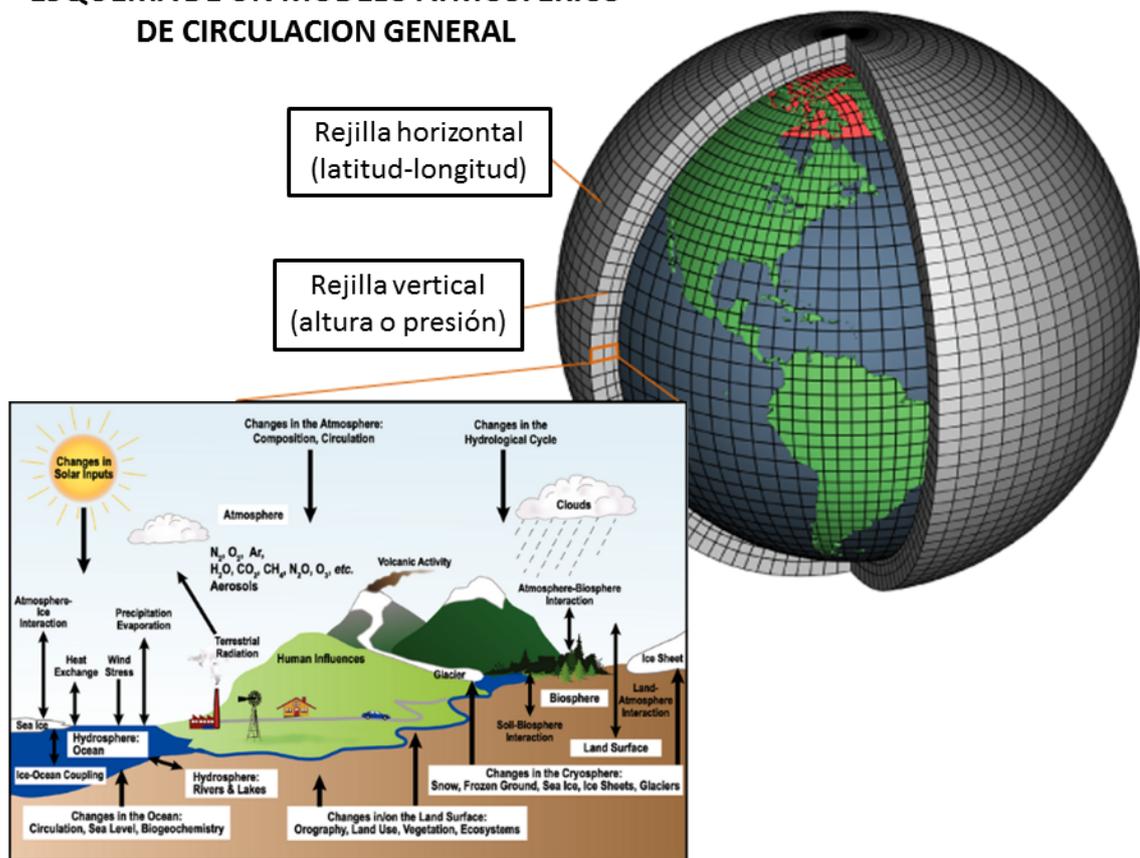


Figura 29.12: Ilustración esquemática de la malla, procesos representados y usos de un AGCM tridimensional (ver texto).

29.4 Modelos climáticos

La herramienta fundamental para el estudio cuantitativo del clima son los modelos climáticos y, como se describirá más adelante, su extensión a los ESM (véase la Figura 29.12). La utilización de modelos, por una parte, nos permite tratar y analizar sistemas que por su complejidad son inabordables. Por otra, la realización de experimentos controlados es consustancial al método científico pero, en general, muy difícil en el ámbito de las ciencias de la Tierra. La sustitución del sistema real por modelos del mismo permite la realización de experimentos por medio de simulaciones numéricas. Ejemplos concretos son la imposición de cambios en las condiciones iniciales o de contorno, incluyendo los forzamientos climáticos, la topografía o la distribución de los continentes.

En el ámbito de la atmósfera y el océano los modelos que constituyen el estado del arte del conocimiento son los GCM (ver Sección 29.1 en la página 478), tanto atmosféricos (AGCM, de sus siglas en inglés)

como oceánicos (OGCM, de sus siglas en inglés). El desarrollo de los AGCM tiene su origen en los modelos de predicción numérica del tiempo adaptados para los objetivos climáticos (sec. 29.4.2 en la página 497). Los GCM simulan la dinámica de la atmósfera y el océano en tres dimensiones a partir de las ecuaciones fundamentales que gobiernan estos sistemas, es decir, de principios físicos fundamentales. Éstos son la conservación del momento, la energía y la masa, y la ecuación de estado (sec. 10.4 en la página 135). Cada uno de ellos se expresa mediante una ecuación. Además, se necesitan ecuaciones adicionales para la evolución de la concentración de sustancias características de cada sistema como la humedad en el caso de la atmósfera o la salinidad en el del océano, así como cualquier otra sustancia presente en estos sistemas. Esto nos proporciona un sistema de ecuaciones cerrado, con igual número de ecuaciones que de incógnitas que, en principio, puede resolverse para cualquier instante y punto del espacio. Sin embargo, por contener términos no lineales estas ecuaciones no pueden resolverse analíticamente (sec. 5.1.5 en la página 54).

Por esta razón su resolución se lleva a cabo numéricamente reemplazando las ecuaciones continuas, en derivadas parciales, por ecuaciones discretizadas espacial y temporalmente con una resolución determinada y eligiendo un sistema de coordenadas adecuado tanto en la horizontal como en la vertical y esquemas adecuados para resolver numéricamente las ecuaciones (Figura 29.12 en la página anterior). Un aspecto importante es que al resolver las ecuaciones se hacen ciertas aproximaciones en éstas que simplifican su solución sin que se pierda información relevante desde un punto de vista climático.

La discretización de las ecuaciones fundamentales a una resolución espacio-temporal dada está limitada por la capacidad computacional. La resolución típica de los modelos climáticos ha aumentado en paralelo con el aumento de los recursos computacionales a lo largo del tiempo (cap. 11 en la página 145). Un aspecto muy importante es que a cualquier resolución espacial siempre habrá procesos que el modelo resolverá explícitamente y otros que no, por ocurrir a escalas inferiores a la resolución del modelo. Estos últimos se denominan procesos de submalla o subrejilla, e incluyen multitud de procesos físicos importantes (parametrizaciones, sec. 10.5 en la página 137); en el caso de la atmósfera, los procesos radiativos, la turbulencia, la convección, la cubierta de nubes, la microfísica de nubes o el arrastre orográfico. Estos procesos no pueden ignorarse por ser fundamentales desde el punto de vista físico y afectar a los campos resueltos explícitamente por el modelo. Con frecuencia, de hecho, están relacionados con procesos de retorno al equilibrio dinámico o termodinámico, e ignorarlos conduciría a errores en la simulación. Por esta razón es necesario incluirlos, bien en las ecuaciones, bien mediante ajustes adicionales al margen de éstas. Esto se lleva a cabo mediante representaciones paramétricas a partir de los campos resueltos o parametrizaciones. La exactitud de las parametrizaciones depende de nuestra comprensión de los procesos físicos subyacentes y determina la calidad de las simulaciones. Por esta razón las parametrizaciones han sido y son objeto de intensa investigación. Nótese que a medida que la resolución espacial de un modelo aumenta existen procesos que, por sus escalas espaciales características podrán resolverse, con lo que su parametrización deja de ser necesaria. Un ejemplo de ello es la convección, que se parametriza en los modelos de resolución relativamente grosera que utilizan la aproximación de balance hidrostático, pero que se resuelve –al menos en parte– en los modelos de alta resolución no hidrostáticos

(sec. 10.4 en la página 136). Sin embargo, hay otros procesos que incluso a muy alta resolución siempre será necesario parametrizar, como los procesos radiativos, que tienen lugar a escalas espaciales atómicas y moleculares, o la microfísica de nubes, que ocurre a escalas de milímetros a micras.

Los AGCM se desarrollaron a partir de los modelos atmosféricos de predicción numérica del tiempo, adaptados a los objetivos de las simulaciones climáticas. Los AGCM requieren la prescripción de condiciones de contorno así como la inclusión de un modelo de suelo para caracterizar el tipo de suelo, la vegetación, el almacenamiento de agua en forma de humedad, nieve o acuíferos. Esta caracterización es necesaria para poder determinar propiedades como el albedo superficial, la evapotranspiración o la rugosidad, que se utilizan en el cálculo de los flujos de momento, calor y agua intercambiados con la superficie, así como la escorrentía. Mientras que en las simulaciones a corto plazo pueden despreciarse las variaciones en las condiciones oceánicas, que por tanto pueden prescribirse como condiciones de contorno para los modelos atmosféricos, las simulaciones a más largo plazo requieren la incorporación de las interacciones entre la atmósfera y el océano. Esto motivó el desarrollo de los modelos oceánicos (véase sec. 29.4.2 en la página 497). Una componente esencial del océano es el hielo marino, que se forma cuando el agua superficial del océano se congela.

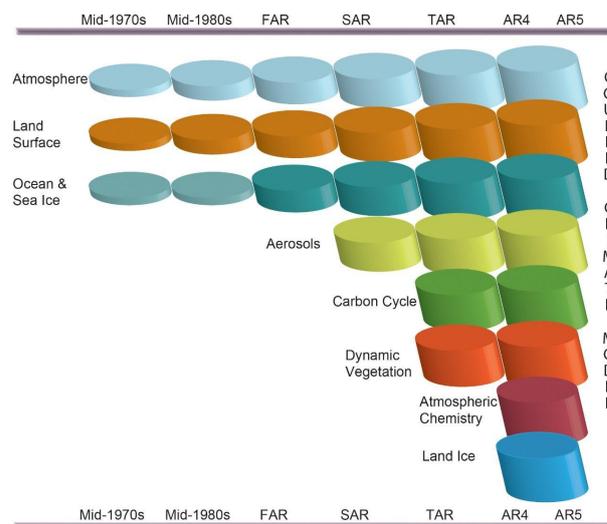


Figura 29.13: Evolución temporal del desarrollo de los modelos climáticos. Se muestra la incorporación de nuevas componentes así como el incremento con el tiempo de la complejidad y el rango de los procesos representados, ilustrados por el crecimiento los cilindros (Fig. 13 de Cubasch et al. 2013 [8]).

La atmósfera, el océano y el hielo marino son esencialmente componentes físicos, descritas por los principios físicos fundamentales mencionados anteriormente. Junto con los modelos de suelo, éstas constituyen las componentes básicas de los AOGCM, los modelos que representaban el estado del arte hasta finales de los años 90 (Figura 29.13 en la página anterior). Un aspecto importante es que el desarrollo de los modelos es modular, en el sentido de que sus componentes se desarrollan por separado para ser finalmente acopladas.

Al igual que ocurrió al pasar de los modelos meramente atmosféricos en estudios a corto plazo a los modelos acoplados de atmósfera y océano para estudios climáticos, a medida que ha aumentado la complejidad de las preguntas científicas, ha surgido la necesidad de aumentar el número de componentes de los modelos climáticos. En general, existe una relación directa entre la escala temporal de interés y el número de componentes del sistema terrestre que deben considerarse (Figura 29.14). En la actualidad se acepta que la comprensión completa del clima involucra a todas las componentes del sistema terrestre: la atmósfera no sólo desde el punto de vista físico sino también químico, la litosfera, la biosfera, tanto marina como terrestre y la criosfera. Los modelos correspondientes son los ESM y constituyen las herramientas del estado del arte actual de la simulación climática. Así, cada vez más modelos tratan de incorporar nuevos procesos y componentes (Figura 29.13 en la página anterior). Mientras los AOGCM de los años 70-90 consideraban esencialmente las componentes físicas del sistema terrestre (atmósfera, océano, hielo marino y suelo), los ESM incorporan procesos adicionales no estrictamente relacionados con estas componentes físicas. Así, estos modelos tratan de representar el papel de los

aerosoles en los procesos radiativos, la química atmosférica o el ciclo de carbono. El efecto de los aerosoles es una de las principales fuentes de incertidumbre en los forzamientos radiativos como consecuencia de su muy diferente origen, características y propiedades, así como de la dificultad de caracterizar su interacción con la radiación. Las interacciones entre la química y el clima son esenciales para el estudio de efecto de la creación y recuperación del agujero de la capa de ozono. La química y el cálculo del ozono estratosférico se han incorporado recientemente en algunos modelos. La dinámica estratosférica puede afectar a la circulación troposférica. Por esta razón muchos modelos son capaces en la actualidad de resolver la estratosfera. Incluir el ciclo de carbono involucra representar las fuentes y sumideros de carbono en el sistema terrestre y, por tanto, la biogeoquímica terrestre y oceánica. En estos modelos, en su versión más completa y realista, la concentración de CO₂ no viene impuesta externamente sino que se calcula considerando las fuentes y sumideros del sistema, al igual que para cualquier otro gas atmosférico que forme parte de un ciclo cerrado del sistema terrestre, incluyendo las biológicas como la biosfera terrestre y la biogeoquímica marina (Figura 29.15 en la página siguiente). La vegetación terrestre además puede prescribirse, como en los modelos de suelo relativamente sencillos o representarse de modo interactivo mediante modelos dinámicos globales que permiten calcular la evolución dinámica de la cubierta de vegetación, que afecta no sólo al ciclo de carbono sino al cálculo de flujos de calor y humedad. Por último, una componente fundamental del sistema terrestre y que hasta ahora se ha incluido en muy pocos modelos es la componente terrestre de criosfera, que comprende los mantos de hielo de la Antártida y Groenlandia, cuyas variaciones pueden afectar considerablemente al nivel del mar.

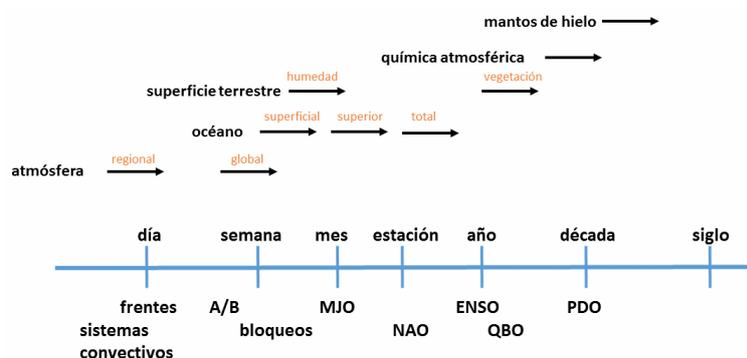


Figura 29.14: Esquema que ilustra las escalas espacio-temporales típicas de los diferentes modos de variabilidad climática y la relevancia de diferentes componentes del sistema terrestre a las distintas escalas (ver texto).

An Earth System Model (ESM) closes the carbon cycle

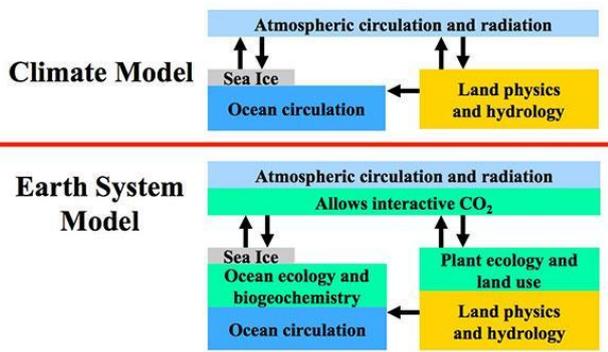


Figura 29.15: Esquema que ilustra las diferencias entre un modelo climático, que incluye las componentes físicas del sistema climático (atmósfera, océano, hielo marino y suelo) y un modelo del sistema terrestre que en este caso incluye el ciclo de carbono y las fuentes y sumideros de éste asociados a la biosfera terrestre y la biogeoquímica marina (Fig. de <https://soccom.princeton.edu/content/what-earth-system-model-esm>).

29.4.1 Predicciones y proyecciones climáticas

Una pregunta que surge con frecuencia en el contexto de la simulación numérica del clima, en particular con la realización de proyecciones futuras es:

¿Cómo es posible simular el clima a cien años vista si ni siquiera somos capaces de predecir el tiempo con un horizonte de predicción de dos semanas? La respuesta a esta pregunta es que estos dos problemas son de naturaleza diferente: mientras que la predicción del tiempo a corto plazo es un problema de valores iniciales, donde capturar bien las condiciones iniciales es esencial y, por tanto, cualquier desviación con respecto a las condiciones iniciales exactas se traduce en errores que crecen ilimitadamente, las proyecciones climáticas a largo plazo constituyen un problema de condiciones de contorno, impuestas por los forzamientos (son problemas de predecibilidad distintos, véase sec. 12.2 en la página 157). Mientras que las predicciones del tiempo intentan capturar con la mayor fidelidad posible la trayectoria exacta del sistema, las proyecciones simplemente ofrecen una trayectoria plausible de este, compatible con las condiciones de contorno. Entre ambas se encuentran las así llamadas predicciones climáticas, donde tanto las condiciones iniciales como las condiciones de contorno son relevantes (Figura 29.16). Un aspecto importante es que aunque los modelos climáticos (véase Sección 29.4 en la página 493) se desarrollaron a partir de los modelos de predicción numérica del tiempo adaptados para las objetivos y escalas espacio-temporales típicas del clima, en la actualidad se apunta a lo que así se denomina una simulación *sin costuras* (en inglés, *seamless*), es decir, la utilización de los mismos modelos para simulación futura a todas las escalas espacio temporales.

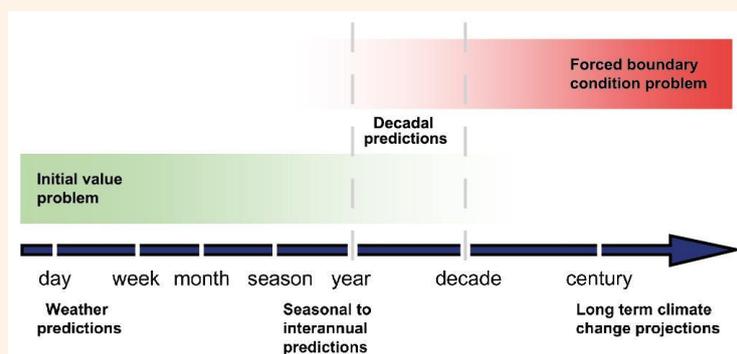


Figura 29.16: Esquema que ilustra la progresión desde las predicciones a escalas temporales cortas, que constituyen un problema de valores iniciales, a las proyecciones climáticas, que son problemas de condiciones de contorno forzadas. La predicción decadal ocupa el término medio entre ambos (Fig. 1.2 de Kirtman et al. 2013 [23]).

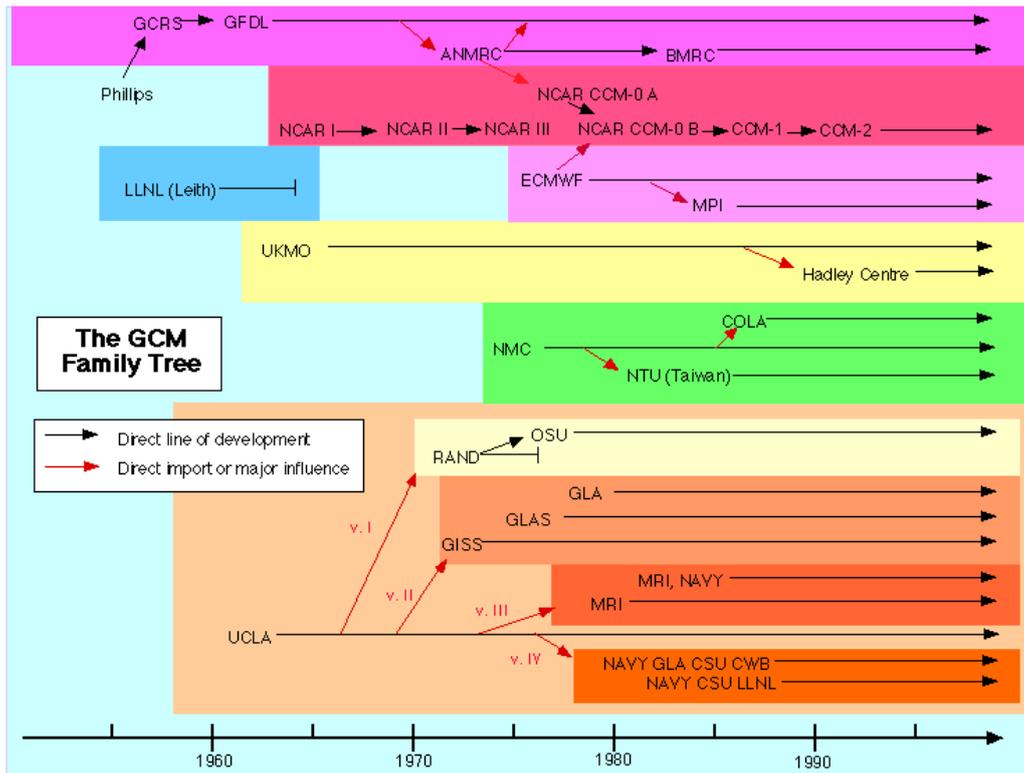


Figura 29.17: Árbol genealógico de algunos de los más importantes modelos de circulación general de la atmósfera (<http://pne.people.si.umich.edu/sloan/mainpage.html>).

29.4.2 Historia del desarrollo de los modelos

Los modelos climáticos tienen su origen en los modelos de predicción del tiempo [9]. Como se ha descrito (Sección 3.5), tras el éxito de la primera predicción numérica del tiempo por CHARNEY ET AL. en 1950 [5], se llevó a cabo una simulación a más largo plazo, un mes, mediante un modelo sencillo (cuasigeostrófico) con sólo dos niveles verticales en un único hemisferio. Los resultados reflejaban las características de la circulación general atmosférica. JOHN VON NEUMANN, miembro del equipo del ENIAC, reconoció de inmediato su importancia: no sólo la escala sinóptica, responsable de las variaciones en el tiempo a escala diaria podía simularse a partir de las ecuaciones fundamentales, sino también la circulación general atmosférica.

El gobierno de los EE. UU. enseguida proporcionó los fondos para el desarrollo de un modelo global, tridimensional, de ecuaciones primitivas de la circulación general de la atmósfera (AGCM, de sus siglas en inglés), proyecto llevado a cabo por JOSEPH SMAGORINSKY, SYUKURO MANABE y otros en el que ahora se conoce como Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL).

Enseguida surgieron iniciativas similares en otras instituciones de los EE. UU. como la Universidad de California en Los Ángeles (UCLA), liderada por AKIO ARAKAWA y YALE MINTZ [29] o el National Centre for Atmospheric Research (NCAR), institución liderada por WARREN WASHINGTON y AKIRA KASAHARA.

Los AGCM evolucionaron, por tanto, a partir de los modelos atmosféricos de predicción numérica del tiempo. Al contrario que las simulaciones a corto plazo, en las que pueden despreciarse las variaciones en las condiciones oceánicas, que por tanto pueden prescribirse como condiciones de contorno para los modelos atmosféricos, las simulaciones a más largo plazo requerían la inclusión de las interacciones entre la atmósfera y el océano. Esto motivó el desarrollo de modelos oceánicos a partir de los años 60, primero en el GFDL. Inicialmente se utilizaron modelos muy simples de pocos niveles verticales con intercambio de humedad y/o calor, seguidos de modelos de la capa de mezcla oceánica sin transporte de calor oceánico y, finalmente, modelos de ecuaciones primitivas tridimensionales oceánicos (OGCM, de sus siglas en inglés). El acoplamiento entre los AGCM y OGCM dio lugar al nacimiento de los modelos acoplados de la circulación general de la atmósfera y el océano (AOGCM, de sus siglas en inglés).

En los años 70 y 80 surgieron iniciativas similares en muchas instituciones, entre ellas instituciones europeas como el ECMWF o el Instituto Max Planck de Meteorología en Hamburgo en Alemania (MPI, de sus siglas en inglés). Muchos de los nuevos modelos se desarrollaron a partir de los existentes previamente. Por ejemplo, el modelo atmosférico del MPI se construyó adaptando el modelo del ECMWF a los objetivos de las simulaciones climáticas (Figura 29.17 en la página anterior).

Un aspecto crucial que contribuyó a fomentar el interés en el desarrollo de los modelos climáticos fueron los problemas medioambientales, entre ellos el cambio climático. La constatación en los años 60 del aumento en las concentraciones atmosféricas de CO₂ llevó a considerar la posibilidad de un calentamiento por aumento del **efecto invernadero**. El calentamiento global se convirtió en un problema político y científico, y se empezó a tratar de obtener una estimación de la respuesta de la temperatura a un aumento en la concentración atmosférica de CO₂. La Academia Nacional de Ciencias de los EE. UU. creó un comité presidido por JULE CHARNEY que comparó los resultados de dos AOGCM independientes, los de GFDL y NCAR, encontrando en ambos un aumento de las temperaturas en respuesta a una duplicación de CO₂ entre 1.5 y 4.5 K, y concluyó la imposibilidad de concebir un efecto físico ignorado que pudiera reducir este calentamiento. La respuesta transitoria del sistema climático no sólo al aumento en la concentración de CO₂ sino al registro histórico de aerosoles de erupciones volcánicas fue obtenida casi una década más tarde por JIM HANSEN utilizando el modelo del Goddard Institute for Space Studies (GISS) de la NASA [12].

Los resultados reproducían fielmente la tendencia creciente de la temperatura global observada entre los años 60 y finales de los 80, y para el futuro mostraban una tendencia creciente sostenida. En 1988 HANSEN testificó en el Senado de los EEUU para afirmar que la Tierra había alcanzado valores de la temperatura mayores que en cualquier periodo histórico anterior y que la probabilidad de que esto fuera consecuencia del azar era muy baja. Desde ese momento, las proyecciones de los modelos se convertirían en un problema político [9]. Ese mismo año, la conferencia internacional de Toronto concluyó que los cambios en la atmósfera debido a la contaminación representaban una amenaza fundamental para la seguridad global y se hacía una llamada a los gobiernos de todo el mundo para una acción conjunta encaminada a restringir las concentraciones de **gases de efecto invernadero**. Esto llevó a las negociaciones de un acuerdo internacional como paso previo a las legislaciones nacionales. En el mismo año también dos organizaciones de las Naciones Unidas, el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente y la WMO, crearon el IPCC (Sección 29.6.1 en la página 513). Durante los últimos veinte años, con el incremento gradual en nuestra confianza sobre los impactos de los cambios en las concentraciones de **gases de efecto invernadero**, aerosoles, etc. se ha producido una demanda creciente de resultados de los modelos por parte de los responsables políticos. En la actualidad está establecido que los modelos constituyen la herramienta fundamental para la detección, atribución y proyección de la evolución futura del clima. Una descripción más detallada de la historia del desarrollo de los modelos climáticos puede encontrarse en EDWARDS [9].

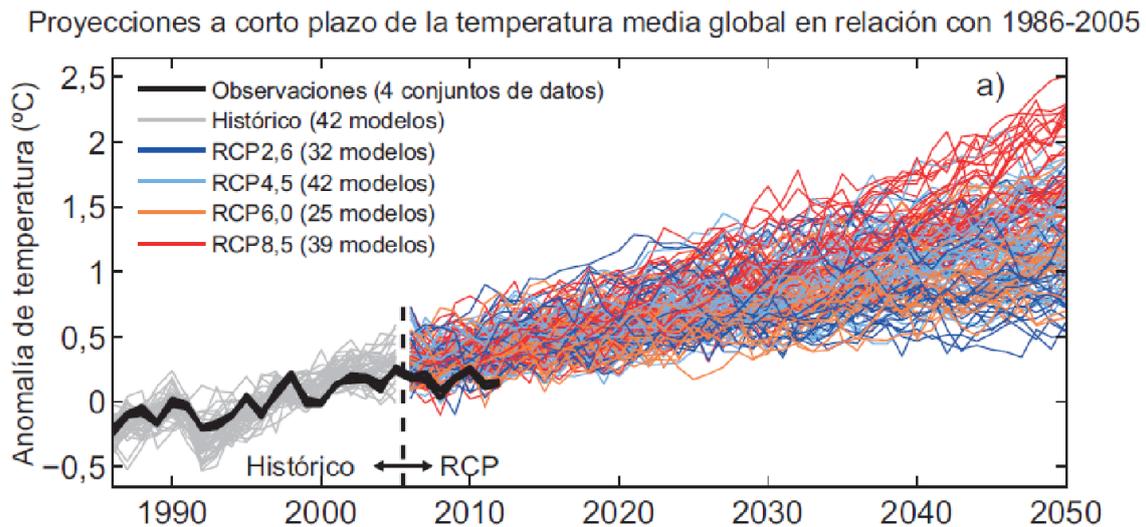


Figura 29.18: Ensemble de oportunidad de proyecciones multimodelo a corto plazo climático (hasta 2050) de la temperatura media global del aire en superficie con modelos del CMIP5 que incluye 4 escenarios de emisión (RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0, RCP8.5) con un número variable de modelos para cada escenario de emisión. De cada modelo se ha seleccionado una sola simulación. Para el periodo histórico se ha utilizado un ensemble de 42 modelos. Las observaciones proceden de estimaciones realizadas con 4 conjuntos de datos en rejilla (fuente: IPCC [34]).

29.5 Incertidumbres y uso de ensembles en clima

En la Sección 29.1 en la página 478 se han descrito las principales fuentes de incertidumbres que afectan a las simulaciones climáticas. Éstas son las asociadas a las condiciones iniciales, las condiciones de contorno y a los modelos que simulan la evolución del sistema climático. Al igual que en las predicciones a corto y medio plazo, se exploran con la ayuda de ensembles (cap. 13 en la página 165). Los ensembles que exploran diferentes condiciones iniciales en simulaciones que abarcan escalas temporales climáticas permiten caracterizar el rango de la variabilidad climática interna. Los ensembles que exploran diferentes condiciones de contorno cuantifican el efecto de modular la energía que entra en el sistema a través de diferentes factores de forzamiento naturales o antropogénicos. Los ensembles que exploran diferentes modelos permiten cuantificar las incertidumbres asociadas a las suposiciones y aproximaciones que los modelos introducen en las ecuaciones del sistema climático. Estas incertidumbres también pueden provenir de una comprensión teórica limitada (p.ej., cómo afectan los aerosoles a la formación de las nubes), de incertidumbre en los parámetros del modelo o de incertidumbre estructural (es decir, la imposibilidad de simular un proceso conocido de forma realista o simplemente la ausencia de representación o simulación de un proceso). La incertidumbre en los parámetros procede del hecho de que muchos procesos de pe-

queña escala (subrejilla o submalla, sec. 10.5 en la página 137) que afectan a las escalas resueltas por el modelo se describen empíricamente y con frecuencia no están bien constreñidas por las observaciones. El muestreo de esta incertidumbre permite estimar también la sensibilidad climática del sistema puesto que las diferentes respuestas en la simulación de procesos por parte de distintos modelos se traducen en una respuesta diferente de la temperatura a cambios en el forzamiento externo.

Para cuantificar suficientemente bien las incertidumbres asociadas a los modelos habría que explorar idealmente los diferentes modelos en términos de resolución, componentes y procesos, parametrizaciones, etc. Sin embargo, en la práctica hay familias de modelos del mismo tipo que incorporan el mismo conjunto de procesos a resoluciones similares. Las diferentes familias de modelos se utilizan para explorar las incertidumbres que provienen de los modelos perturbados (en inglés *perturbed physics ensemble*, PPE, sec. 13.5 en la página 174) o bien ensembles multimodelo (en inglés *multimodel ensembles*, MME, sec. 13.5 en la página 174) constituidos por diferentes modelos que comparten una estructura y grado de complejidad similar. En las ciencias del clima, la utilización de MME ha sido la forma tradicional de representar, estimar y promediar las incertidumbres y errores de los modelos. La utilización de ensembles de simulaciones ha avanzado en paralelo con las series de proyectos sucesivos de intercomparación de modelos climáticos (CMIP).

En toda la historia de las diferentes fases de los proyectos CMIP siempre se ha supuesto implícitamente que los modelos considerados son lo suficientemente diferentes como para explorar las incertidumbres mediante lo que se ha venido en llamar un *ensemble generacional de oportunidad* [24]. Dicho ensemble carece de una estrategia objetiva definida para explorar las diferentes incertidumbres procedentes de los modelos y simplemente incorpora los modelos disponibles o incluso versiones sucesivas de un mismo modelo. Mientras que el CMIP3 proporcionó 22 modelos diferentes para el ensemble multimodelo utilizado en el 4º informe de evaluación (AR4) del IPCC, CMIP5 proporcionó 59 modelos para el 5º informe (AR5) simplemente por el hecho de que había más modelos disponibles. Los modelos utilizados no tenían unos mínimos requerimientos de calidad para participar en el ensemble salvo estar documentados y referenciados en la literatura científica con revisión por pares. La Figura 29.18 en la página anterior muestra un ensemble de oportunidad de proyecciones climáticas que incluye básicamente todas las simulaciones para cada escenario de emisión disponibles en el CMIP5.

29.5.1 Verificación vs evaluación

Verificación y evaluación son dos conceptos diferentes asociados a la corrección de las simulaciones y, en definitiva, a la credibilidad que asignamos a los modelos atmosféricos o climáticos (ver cap. 15 en la página 207).

La *verificación* surgió con los modelos de predicción numérica del tiempo (corto y medio plazo) como una forma objetiva de medir la calidad de las predicciones realizadas con los mismos [20, 45]. En el contexto de las simulaciones numéricas realizadas con ordenadores, la verificación es un proceso que incluye tareas como la correcta implementación de un modelo conceptual (ausencia de errores) así como la cuantificación objetiva, mediante una métrica (*score*, sec. 15.2.3 en la página 211) acordada, de la distancia de las predicciones a lo que habitualmente denominamos realidad, representada por las observaciones. Aunque hay diferentes puntos de vista acerca de lo que es una buena predicción [32], existe una amplia variedad de procedimientos de verificación (cap. 15.2.3 en la página 211). Todos ellos incluyen una medida de la relación entre una predicción o un conjunto de predicciones y la(s) correspondiente(s) observación(es) del predictando.

La *evaluación* es un concepto que ha surgido con los modelos climáticos y que se asocia fundamentalmente con el grado de realismo de las simulaciones y con la comparación de éstas en periodos históricos o paleoclimáticos con las observaciones o reconstrucciones disponibles del clima. El grado de confianza en un determinado modelo climático es mayor cuando éste es capaz de simular con cierto realismo periodos climáticos pasados (Sección 29.5.3 en la página 502). La evaluación de un modelo climático puede realizarse de muy diferentes formas. Por ejemplo, mediante la evaluación de procesos y/o componentes individuales (así, la atmósfera, el océano, etc. se evalúan típicamente de forma aislada como parte del proceso de desarrollo de cada componente) o mediante la evaluación de la totalidad del modelo climático con todos sus componentes ensamblados. Las evaluaciones se realizan también en diferentes escalas temporales. Esto permite conocer las capacidades de los modelos para simular la variabilidad climática en rangos temporales que abarcan desde la escala sinóptica hasta la decadal y secular. Es muy importante conocer la capacidad de los modelos climáticos para simular con precisión los modos de variabilidad de baja frecuencia que condicionan fuertemente el clima en muchas regiones (véase sec. 29.2 en la página 479). Éste es el caso, por ejemplo, de Europa occidental, y de la península ibérica en particular, cuyas precipitaciones están correlacionadas con la fase e intensidad del patrón de la NAO (sec. 29.2.2 en la página 485).

Al igual que en la verificación, la evaluación puede realizarse cuantitativamente mediante el uso de métricas que evalúan el grado de calidad de los modelos individuales. Normalmente los diferentes modelos simulan mejor uno u otro proceso de forma específica y tiene poco sentido hacer evaluaciones de carácter general. Por ello, no es una cuestión obvia discriminar los modelos «buenos» de los «malos» para asignar una credibilidad a las proyecciones climáticas en las escalas seculares. De hecho, en el caso de los modelos climáticos es mucho más difícil que en la predicción numérica del tiempo definir un único índice o métrica para las proyecciones a escala secular, ya que cada modelo tiende a simular mejor unos aspectos del sistema climático mientras que otros los simula más defectuosamente.

La confianza en las proyecciones de un modelo climático se basa en la comprensión física del sistema climático y en su representación en los modelos, así como en la demostración de hasta qué punto los modelos son capaces de simular un amplio rango de pro-

cesos y características climáticas en diferentes escalas espaciales y temporales. La credibilidad de un modelo climático aumenta si el modelo es capaz de simular las variaciones pasadas del clima tales como las tendencias a lo largo del siglo XX y los cambios paleoclimáticos. Al contrario de lo que sucede con las predicciones a corto plazo, las proyecciones climáticas seculares están sometidas a forzamientos externos que empujan a los modelos hacia condiciones que se encuentran fuera del rango y situaciones observadas en un periodo histórico utilizado para su evaluación. Para tener una idea de las diferentes formas de evaluar los modelos climáticos puede consultarse el capítulo 9 del Grupo de Trabajo I del 5° Informe de Evaluación del IPCC dedicado exhaustivamente al tema [10].

29.5.2 El Periodo histórico

Utilizando un ensemble de oportunidad como el descrito más arriba se puede explorar en el periodo histórico (p.e., 1860-2010) tanto las incertidumbres procedentes de los modelos como de los forzamientos externos. La Figura 29.19 muestra la dispersión asociada a dos ensembles multimodelo (CMIP3 y CMIP5) de la simulación de dicho periodo, superpuesta a la observación de la anomalía de la temperatura global en superficie. La figura en la parte superior incluye solamente los forzamientos naturales (erupciones volcánicas, radiación solar), mientras que en la parte inferior incluye, además de los forzamientos naturales, los forzamientos antropogénicos (emisiones de gases de efecto invernadero, partículas procedentes de contaminación atmosférica, etc.).

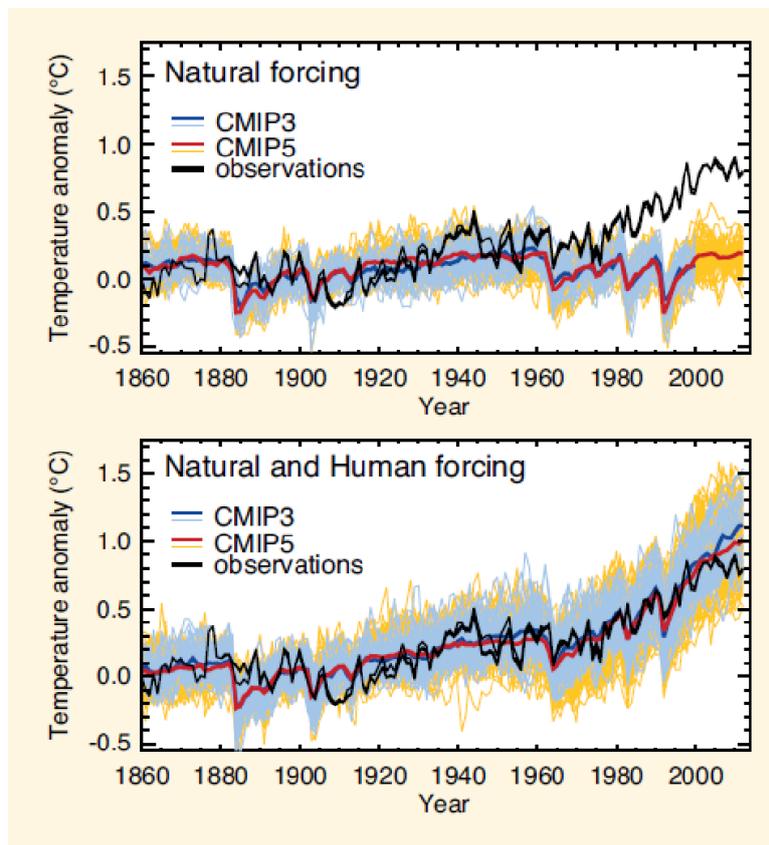


Figura 29.19: Serie temporal de temperatura media global en superficie promediada anualmente entre 1850 y 2010. El panel superior muestra las simulaciones de dos ensembles multimodelo (CMIP3 y CMIP5) forzados solamente con forzamientos naturales. El panel inferior muestra los dos mismos ensembles forzados con forzamientos naturales y antropogénicos. Las líneas continuas azul y naranja muestran el promedio de los ensembles CMIP3 y CMIP5, respectivamente. Tres estimaciones de la observación aparecen representadas mediante las líneas negras (fuente: Figura 10.1 de Bindoff et al., 2013 [1]).

Ambos MME (CMIP3 y CMIP5) son razonablemente capaces de simular la tendencia de la evolución de la temperatura global media, mostrando la anchura de la banda que superpone todas las simulaciones la incertidumbre asociada a la formulación de los diferentes modelos climáticos. Los dos MME nos permiten estimar la incertidumbre asociada con los modelos climáticos; más aún, con las diferentes generaciones de modelos climáticos, ya que CMIP3 se corresponde con una generación anterior de modelos a CMIP5. Además, utilizando ambos ensembles con diferentes forzamientos externos se puede atribuir la tendencia creciente de la temperatura global media a causas antropogénicas, ya que los forzamientos naturales por sí solos no son capaces de reproducir la evolución de la temperatura observada. Simulaciones similares con diferentes forzamientos antropogénicos atribuyen a las emisiones de **gases de efecto invernadero**, principalmente por el uso extensivo de combustibles fósiles, la mayor parte del aumento de la temperatura global.

Las medias de los dos ensembles muestran varias reducciones bruscas en la temperatura que están asociadas a grandes erupciones volcánicas. Este descenso de la temperatura, que dura un pocos años, se identifica también aunque menos marcadamente en la curva negra correspondiente a las observaciones. La curva observacional muestra también una mayor variabilidad interanual asociada a la variabilidad interna del sistema climático, singularmente condicionada por la variabilidad oceánica de gran escala principalmente debida a las fluctuaciones de ENSO en el océano Pacífico ecuatorial (véase sec. 29.3.1 en la página 492 *Influencia del forzamiento radiativo en el clima*). Esta variabilidad interna aparece simulada por cada miembro individual del ensemble pero desaparece al promediar los diferentes miembros.

29.5.3 Paleoclima

El estudio del clima en épocas pasadas o *paleoclima* permite comprender mejor los mecanismos que contribuyen a la variabilidad climática en escalas temporales mayores que el período instrumental. Esto permite entender mejor el contexto climático actual y las posibles respuestas a un cambio climático futuro [18, 28].

Las herramientas fundamentales de la investigación paleoclimática son dos: las reconstrucciones y las simulaciones. Las reconstrucciones, mediante datos

indirectos o **proxy** (corales, sedimentos marinos o lacustres, espeleotemas, testigos de hielo, dendroclimáticos, etc.) proporcionan información acerca de la variabilidad climática natural en el pasado así como los forzamientos climáticos que contribuyeron a ésta (Sección 29.3 en la página 487). Las reconstrucciones y las simulaciones paleoclimáticas tienen propósitos diferentes. Mientras que las reconstrucciones intentan conocer lo más exactamente posible la evolución climática pasada, las simulaciones generan, de acuerdo con las ecuaciones de la dinámica y física de los distintos componentes del sistema climático, estados físicamente consistentes con el forzamiento externo. Por tanto, para compararlas se necesitan ensembles de reconstrucciones que permitan evaluar las incertidumbres en los datos y metodologías de reconstrucción utilizadas, así como ensembles de simulaciones con diferentes modelos, condiciones iniciales, forzamientos externos (condiciones de contorno), específicamente diseñados para poder ofrecer explicaciones cuantitativas de las reconstrucciones y explorar los mecanismos de variabilidad climática que han podido influir en los cambios observados.

Las comparaciones entre las simulaciones y las reconstrucciones paleoclimáticas son útiles en relación con las proyecciones de cambio climático futuro en varios aspectos. En primer lugar, permiten evaluar los modelos bajo condiciones de contorno independientes de las utilizadas en el desarrollo y ajuste de éstos, correspondientes al clima actual. La habilidad de los modelos a la hora de reproducir climas pasados bajo los forzamientos considerados relevantes incrementa nuestra confianza en su capacidad para simular correctamente el clima en las proyecciones de futuro. Las reconstrucciones permiten además corroborar la existencia de relaciones robustas entre variables físicas sugeridas por los modelos en las simulaciones para un rango de climas diferentes.

La comparación de las simulaciones y reconstrucciones permite potencialmente reducir las incertidumbres en las proyecciones de escenarios de cambio climático futuro al evaluar la incertidumbre estructural, asociada a una deficiente representación de los procesos físicos en diferentes modelos. En principio, la bondad de un modelo para simular el clima actual podría considerarse una métrica adecuada para atribuir un cierto grado de confianza en las proyecciones. Sin embargo, las observaciones presentan limitaciones importantes, ya que la franja del espectro de variaciones climáticas muestreado en el período instrumental es estrecha (véase la Figura 29.2 en la página 480) y el rango

de las mismas pequeño comparado con el proyectado para el futuro. En consecuencia, con frecuencia la dispersión en las proyecciones es independiente de la bondad de la simulación del clima en el período instrumental. Al ser la magnitud de los cambios paleoclimáticos relativos al presente mayor que en el pasado reciente y comparable con la proyectada bajo cambio climático futuro (Sección 29.5.6 en la página 508), las reconstrucciones más robustas pueden proporcionar pruebas cruciales de la bondad de los modelos en un rango más amplio que el proporcionado por las observaciones en el registro instrumental.

La evaluación sistemática de los modelos requiere la realización de ensembles de simulaciones paleoclimáticas PMIP [13], que tiene como objetivo comparar el comportamiento de diferentes modelos en simulaciones con un diseño experimental idéntico. Tal como se ha mencionado para el CMIP, en el PMIP se desarrollan ensembles de oportunidad. La fase más reciente, PMIP3, incluyó por primera vez la realización de simulaciones paleoclimáticas de forma coordinada utilizando los mismos modelos que para la realización de simulaciones futuras empleados en el CMIP5 [39]. Las simulaciones paleoclimáticas CMIP5/PMIP3 abarcan tres periodos anteriores al período histórico: el último máximo glacial (LGM), el Holoceno medio (MH) y el último milenio (LM) de la era común (véase Sección 29.3 en la página 487 y Taylor et al. 2012 [41]).

La consideración de estos diferentes períodos ofrece perspectivas y oportunidades de estudio diferentes. El LGM y el MH representan estados climáticos muy diferentes al actual y con forzamientos naturales bien conocidos y comparables o mayores que los del siglo XX (Sección 29.3 en la página 487) y para ambos se dispone de un gran número de reconstrucciones. En ambos casos el enfoque principal de los análisis de los experimentos es sobre el impacto de un gran cambio en el forzamiento en la respuesta climática media en simulaciones de equilibrio con forzamientos constantes. Por el contrario, las simulaciones del LM son transitorias, i. e. el forzamiento externo se va cambiando con resolución anual siguiendo las reconstrucciones de forzamientos naturales y antropogénicos. En este caso, los forzamientos naturales son similares a los

actuales y los antropogénicos representan el estado de referencia antes de la inyección masiva de gases de efecto invernadero resultantes de la quema de combustibles fósiles a lo largo de la era industrial, post 1850 CE. Esto permite continuar sin solución de continuidad el análisis de la variabilidad y el cambio climático actual en el contexto de los dos últimos milenios. Por otro lado, en este período existe un elevado número de registros proxy con alta resolución temporal, lo que hace posible la comparación con simulaciones transitorias.

La comparación de simulaciones y reconstrucciones a escala global es, en general, satisfactoria en los diferentes períodos estudiados (ver sec. 29.5.4 en la página siguiente y sec. 29.5.5 en la página 506). No obstante, a escala regional existen diferencias que pueden resultar de una representación todavía inadecuada de procesos físicos o condiciones de contorno (p.ej., la vegetación). Estas diferencias plantean retos importantes para la evolución de las próximas generaciones de modelos. Los ensembles de simulaciones que se realizarán en el futuro incorporarán un mayor grado de realismo en los procesos a escala regional y local. Se incluirán mejores representaciones de ciclos biogeoquímicos incluyendo aerosoles minerales y orgánicos con impactos esperables en la simulación del clima regional y en las interacciones con la biogeoquímica oceánica. Se mejorará la estimación de la incertidumbre en las reconstrucciones de la elevación de los mantos de hielo, de la evolución histórica de la vegetación o de la actividad volcánica y solar pasadas. La realización de ensembles de simulaciones se extenderá a la consideración del efecto de forzamientos radiativos individuales y su retroalimentación sobre el clima. La comparación de simulaciones y reconstrucciones climáticas se extenderá a la generación de productos híbridos similares a los reanálisis del siglo XX, en los cuales se asimila la información de datos proxy en simulaciones climáticas. Adicionalmente, la inclusión de modelos biogeoquímicos más sofisticados permitirá obtener la representación no sólo de la climatología del pasado sino también de la evolución de concentraciones isotópicas en los diferentes subsistemas o la simulación de ecosistemas (p.ej., bosques), facilitando así la comparación directa de simulaciones con información proxy.

29.5.4 Los climas glacial e interglacial: el LGM y el MH

En el Último Máximo Glacial (LGM), los parámetros orbitales eran similares a los actuales, por lo que las diferencias en la insolación eran pequeñas. Las principales diferencias en el forzamiento son la presencia de grandes mantos de hielo en el hemisferio norte y la menor concentración atmosférica de **gases de efecto invernadero**. La expansión de la cubierta de hielo resultó en un descenso del nivel del mar de unos 130 m y un incremento importante en el albedo superficial. La mayor parte de los experimentos no han considerado el forzamiento que resulta de cambios en la distribución de la vegetación debido a que las observaciones de la vegetación en la época glacial son escasas. Por lo tanto, ésta se calcula mediante modelos que incluyen vegetación dinámica, o se prescribe igual que en las simulaciones de control preindustrial. Tampoco se considera el impacto de los cambios en la concentración de polvo atmosférico. La magnitud del cambio total en el forzamiento del LGM fue comparable o algo mayor al proyectado para el próximo siglo, motivo por el que resulta de especial interés.

El MH, por su parte, permite analizar la respuesta a cambios en la estacionalidad de la insolación, cuando la extensión de la capa de hielo y la geografía terrestre-marítima eran comparables a la actual. La distribución estacional y latitudinal de la insolación del MH difería de la actual como consecuencia de la diferencia en la configuración orbital. El contraste estacional en el hemisferio norte se incrementó alrededor de 60 Wm^{-2} como consecuencia del aumento en la insolación de verano y su disminución en invierno. Las concentraciones de **gases de efecto invernadero** fueron similares a los niveles en la era preindustrial. Aunque los cambios en la distribución de la vegetación fueron relevantes, estos tampoco se han tenido en cuenta en los experimentos del PMIP.

La comparación entre las reconstrucciones y las simu-

laciones paleoclimáticas ha mostrado cómo la respuesta a gran escala de la temperatura y la precipitación a los cambios pasados en el forzamiento para el LGM y el MH están correctamente representadas en los modelos. Éstos reproducen los cambios climáticos pasados globales o hemisféricos de primer orden reconstruidos en respuesta a los cambios en el forzamiento para el LGM y el MH, lo que sugiere que éstas son características robustas de la respuesta real del sistema climático a los cambios en el forzamiento. Ello incrementa nuestra confianza en que las proyecciones en el contraste de temperatura tierra-mar, la amplificación a latitudes altas, la estacionalidad de la temperatura y la respuesta de la precipitación a los cambios en la temperatura sean fiables. En general, los resultados para el LGM son más fiables que para el MH por ser el forzamiento y, por tanto, la respuesta al mismo, mayor en magnitud y escala espacial.

Sin embargo, los modelos son menos fiables en lo que respecta a la simulación regional. Para el LGM, tal como se recoge en el último informe del IPCC [10], la mayoría de los modelos muestra una reducción de la temperatura con respecto al presente dentro del rango de las reconstrucciones (Figura 29.20 en la [página siguiente](#) parte a), pero con cierto sesgo sobre el océano. Las simulaciones tienden a sobrestimar el enfriamiento tropical y a subestimar el enfriamiento de latitudes medias, y, por tanto, la amplificación polar, como muestra la Figura 29.20 en la [página siguiente](#) parte b. Lo mismo ocurre en el MH. Se han identificado diversos aspectos como posibles fuentes de error. Estos incluyen problemas en la representación de la convección en el monzón, de los intercambios de agua y energía entre la tierra y la atmósfera, la variabilidad a corto plazo en la circulación atmosférica y el hielo marino. Por último, existen procesos relevantes a escala regional que todavía no se han tenido en cuenta en las simulaciones paleoclimáticas PMIP. Esto incluye los cambios en la vegetación y sus retroalimentaciones con el clima, y la influencia de aerosoles naturales, orgánicos y minerales (i. e., polvo).

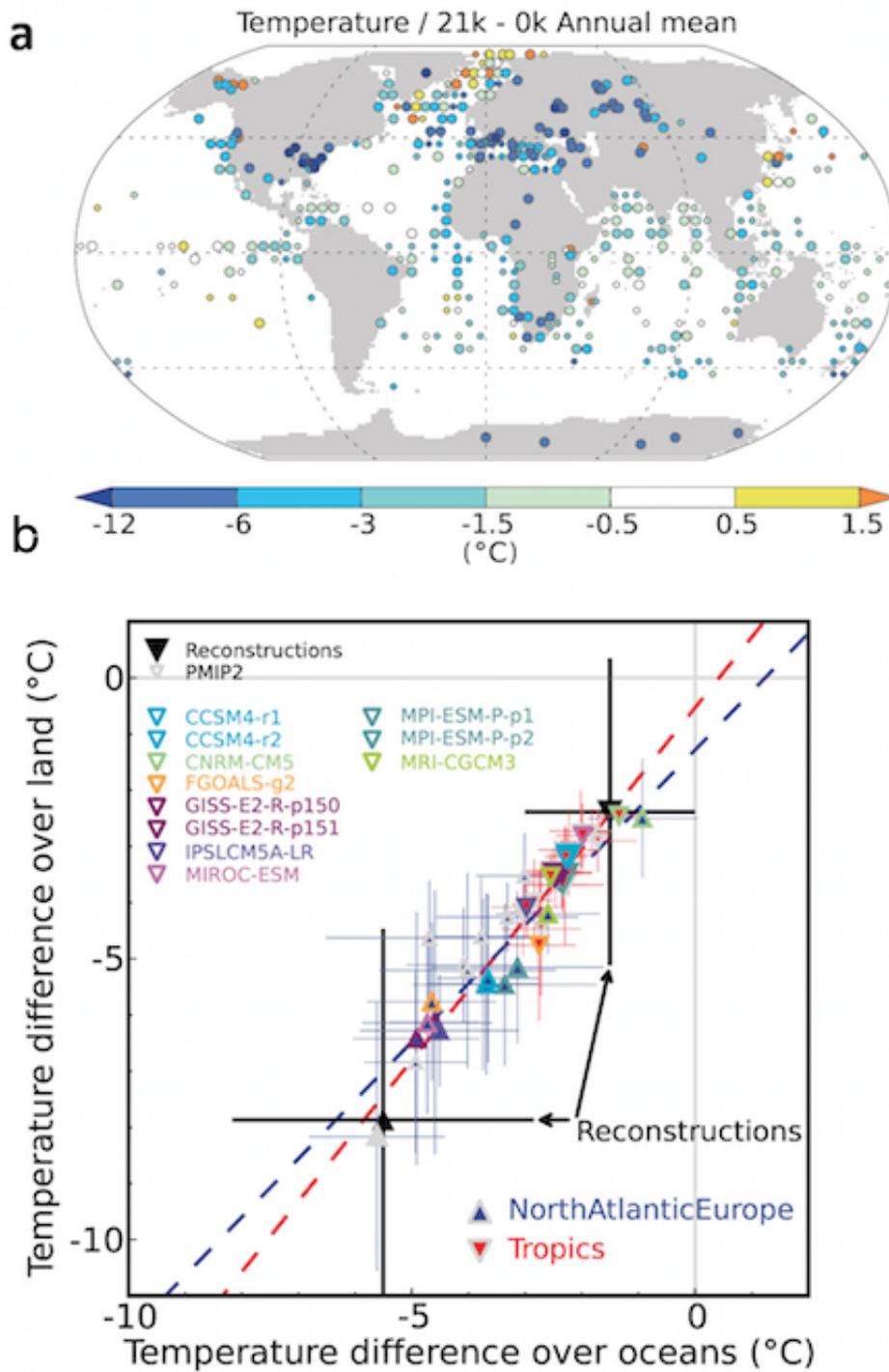


Figura 29.20: Condiciones reconstruidas y simuladas para el Último Máximo Glacial (LGM, hace 21 000 años) (a) Cambio en la temperatura superficial anual media (°C) terrestre a partir de reconstrucciones climáticas paleoambientales de polen, macrofósiles y testigos de hielo, y en temperatura media anual de la superficie del mar (°C) sobre el océano a partir de diferentes tipos de registros marinos; el tamaño de los puntos es proporcional a las incertidumbres en los diferentes sitios según lo previsto en las reconstrucciones (b) Cambios anuales de temperatura promedio sobre la tierra frente a cambios en el océano, en los trópicos (triángulos descendentes) y sobre el Atlántico Norte y Europa (triángulos ascendentes). La media y el rango de las reconstrucciones se muestran en negro, las simulaciones PMIP2 como triángulos grises y las simulaciones CMIP5 / PMIP3 como triángulos de colores. Los rangos del modelo del 5 al 95% están en rojo para los trópicos y en azul para el Atlántico Norte / Europa. La figura es una modificación de la Figura 9.11 de Masson-Delmotte et al., 2013 [28].

29.5.5 La Era Común

La era común (CE, de las siglas en inglés), i. e. los últimos dos milenios, constituye un intervalo rico en fuentes proxy, muchas de las cuales ofrecen alta resolución temporal, anual o incluso superior (Figura 29.21 en la [página siguiente](#) parte a). La mayoría de los proxies se distribuyen sobre zonas continentales. La extensión temporal de los mismos es variable y la cobertura es relativamente alta en los últimos 500 años, disminuyendo hacia el pasado.

Esta disponibilidad de proxies permite desarrollar reconstrucciones de temperatura y variables hidroclimáticas (precipitación, sequía, cobertura de nieve, etc.) para el pasado a diferentes escalas espaciales según la disponibilidad de información (local, regional, continental, hemisférica). Las técnicas de reconstrucción climática utilizan normalmente intervalos temporales de calibración y validación de modelos estadísticos en los que se entrena el modelo para que reproduzca del modo más realista posible la variabilidad observada del parámetro de interés en el período instrumental utilizando los datos proxy como variables predictoras. El modelo obtenido se somete a verificación con datos independientes y posteriormente se utiliza para estimar la variable de interés en todo el periodo de disponibilidad de datos proxy. La Figura 29.21 en la [página siguiente](#) parte b muestra ejemplos de reconstrucciones de la temperatura en el hemisferio norte a lo largo de la CE a partir de diferentes conjuntos de datos proxy. Algunas reconstrucciones como las basadas en testigos de temperatura del subsuelo muestran solamente información de baja frecuencia y se desarrollan por métodos de inversión en vez de calibración estadística.

El ensemble de reconstrucciones disponibles permite estimar la incertidumbre en nuestro conocimiento de las variaciones de temperatura en estas escalas a lo largo de la CE. Las diferentes metodologías de reconstrucción, distribución y disponibilidad espacio-temporal de datos proxy, errores de calibración y otros factores contribuyen a estimaciones puntuales sensiblemente diferentes de la temperatura en el pasado. Sin embargo, el conjunto de reconstrucciones concuerda en identificar un periodo, la anomalía climática medieval (950-1250, MCA de sus siglas en inglés), relativamente cálido con temperaturas comparables

a las de la primera mitad del siglo XX y un período frío posterior, la pequeña era glacial (1450-1850, LIA de sus siglas en inglés), con temperaturas más frías que se interrumpen coincidiendo con el desarrollo de la era industrial. Los primeros siglos del primer milenio fueron más fríos que la MCA, aunque la cantidad de reconstrucciones disponibles es menor en esta época. Muchos de los eventos más fríos de la CE coinciden con eventos singulares o agrupaciones de eventos volcánicos importantes. La incertidumbre en las reconstrucciones nos remite a la idea de probabilidad en la determinación de las temperaturas pasadas y suele representarse por una distribución que indica el solapamiento entre las diferentes reconstrucciones considerando las incertidumbres asociadas a cada estimación (Figura 29.21 en la [página siguiente](#) parte c).

El ensemble de reconstrucciones puede compararse con el de simulaciones disponibles para el último milenio producidas en el contexto del CMIP5/PMIP3 para el período 850 a 1850 y su continuación en el intervalo histórico (1851-2005). Mientras que las reconstrucciones climáticas intentan obtener una estimación de la temperatura que realmente ocurrió en el pasado, las simulaciones climáticas son el resultado de experimentos en los que se modifican las condiciones de contorno, i.e. el forzamiento externo (Figura 29.9 en la [página 488](#), Sección 29.3 en la [página 487](#)), a partir de condiciones iniciales diferentes y, por tanto, proporcionan estados físicamente consistentes que podrían haber sido compatibles con el forzamiento externo. Las simulaciones climáticas están, por tanto, afectadas de las incertidumbres asociadas a la limitada representación de los mecanismos físicos que contribuyen a la variabilidad climática, a la estimación de las variaciones pasadas en el forzamiento radiativo y al hecho de que los modelos no pueden reproducir la variabilidad interna del sistema en el pasado. Aun así, en la medida en la que las tendencias multidecadales y seculares del sistema climático se deban a cambios en el forzamiento externo, cabe esperar consistencia entre los ensembles de simulaciones y reconstrucciones. El conjunto de simulaciones disponibles actualmente remite a esta consistencia (Figura 29.21 en la [página siguiente](#) parte c), mostrando también la secuencia de períodos cálido en el MCA y frío en la LIA y en los sucesivos eventos volcánicos a lo largo de la CE, así como también el aumento de temperatura desde 1850.

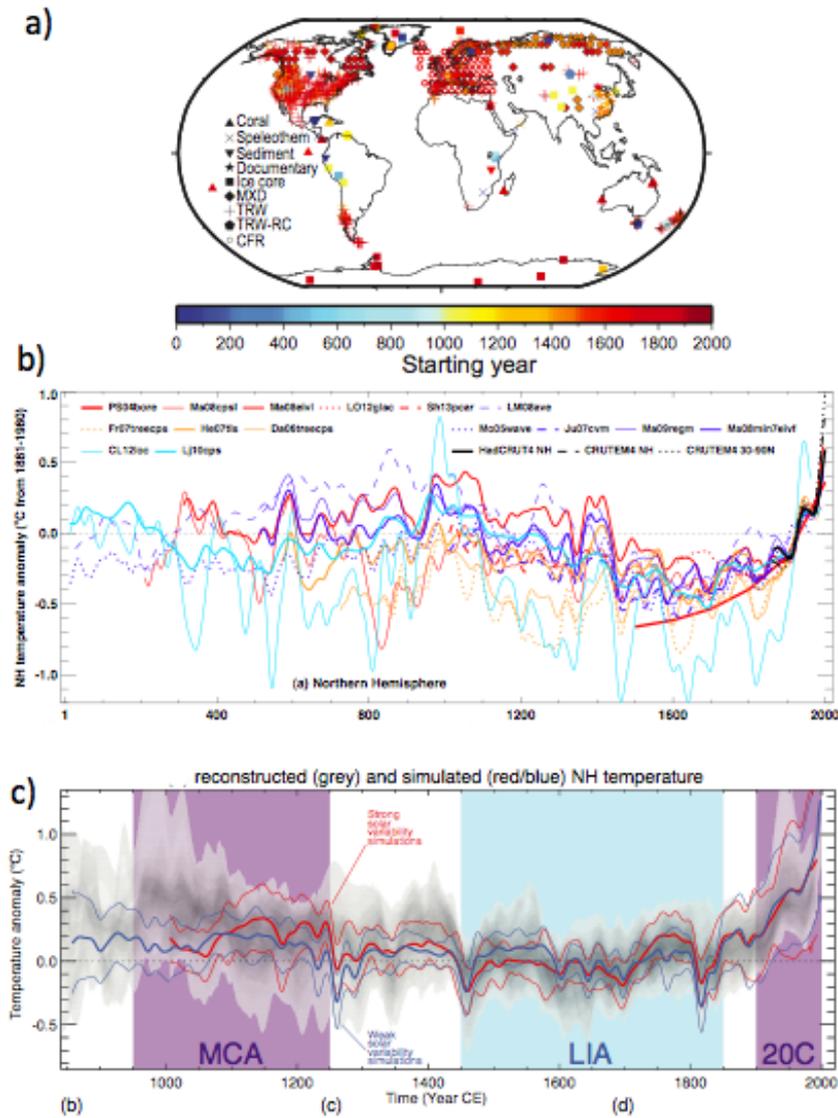


Figura 29.21: a) Distribución, tipo y extensión temporal de datos proxy utilizados en algunas de las reconstrucciones de temperatura del último milenio [27]; los tipos de proxy se indican en la leyenda y los acrónimos indican proxies usados en dendroclimatología (MXD, densidad máxima de madera tardía; TRW, anchura de los anillos; TRW-RC, serie regional de TRW; CFR, reconstrucción multiproxy de campos de temperatura). b) Reconstrucciones de la temperatura del Hemisferio Norte a lo largo de los dos últimos milenios respecto al periodo 1881-1980. Las series son salidas de filtros paso baja de 50 años. Los colores indican el dominio espacial de la reconstrucción (rojo: continental; naranja: continental extratropical; cian: continental y oceánico extratropical; azul: continental y oceánico). c) Comparación de temperaturas simuladas y reconstruidas para el Hemisferio Norte a lo largo del último milenio (MCA, anomalía climática medieval; LIA, pequeña edad glacial; 20C, siglo XX) respecto al periodo 1500-1850. Las simulaciones se muestran en líneas a color indicando la media de todas las simulaciones (línea gruesa) y los percentiles 5 y 95 (línea fina). Se indica el ensemble de simulaciones utilizando forzamientos del CMIP3 (rojo) y CMIP5 (azul). La distribución de probabilidad de temperaturas reconstruidas se muestra en gris. Las series son filtros paso baja de 30 años. Las figuras son modificaciones de las Figs. 5.7, 5.8 y 5.9 en Masson-Delmotte et al. 2013 [28]. La incertidumbre en el forzamiento externo se ilustra en c) mostrando dos ensembles de simulaciones utilizando estimaciones de actividad solar de mayor variabilidad en baja frecuencia, típicas del proyecto CMIP3 y de menor variabilidad siguiendo las indicaciones del CMIP5. Las simulaciones usando forzamiento de mayor amplitud de variabilidad solar muestran un MCA ligeramente más cálido pero son, en general, muy consistentes con las del forzamiento CMIP5.

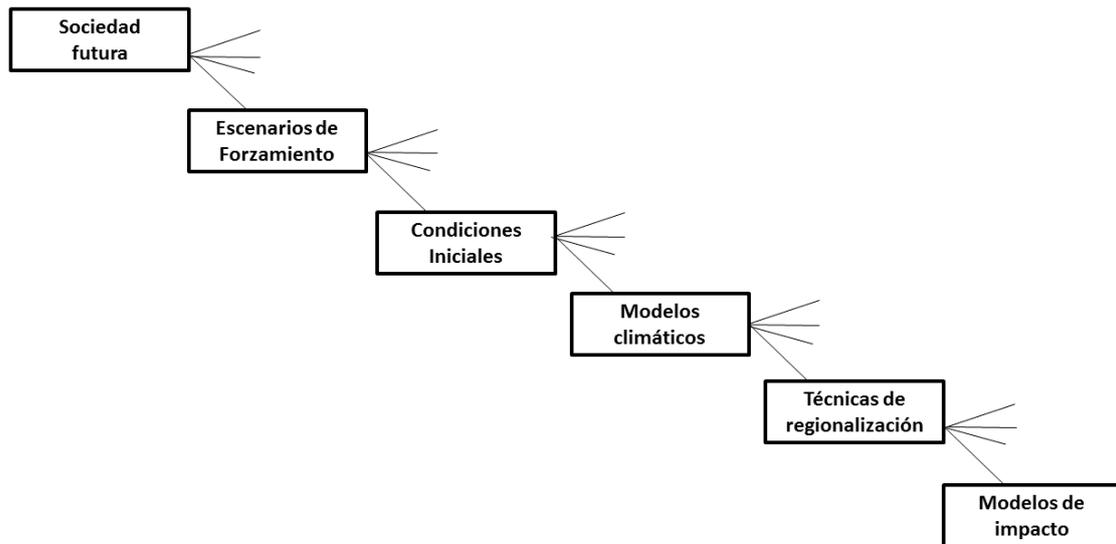


Figura 29.22: Conjunto de incertidumbres que afectan a las proyecciones de cambio climático en forma jerárquica o de cascada.

29.5.6 Proyecciones de cambio climático

La obtención de proyecciones o escenarios regionales de cambio climático está sujeta a una variedad de fuentes de incertidumbre que, como se ha descrito más arriba, (véase la introducción de la sec. 29.5 en la página 499) se refieren principalmente a las condiciones iniciales, las condiciones de contorno y los modelos que simulan la evolución del sistema climático. En el caso de las proyecciones se suelen incluir como fuentes adicionales de incertidumbre las técnicas de regionalización que permiten hacer un descenso de escala (*downscaling*) desde las resoluciones típicas de los modelos globales a escalas más pequeñas. También se pueden incluir en la colección de incertidumbres las asociadas con los modelos de impacto y las diferentes respuestas de la adaptación al cambio climático. Estas incertidumbres se pueden describir en forma jerárquica o de cascada [30], de tal forma que cada paso conducente a la generación de proyecciones regionales hereda todas las incertidumbres de los pasos anteriores tal y como se representan en la Figura 29.22.

En el vértice de todas las incertidumbres se sitúan las asociadas a los cambios en las condiciones de contorno del sistema climático, que se refieren, en el caso de proyecciones seculares, a la evolución futura de la

sociedad y los forzamientos antropogénicos asociados a ella (p.ej., emisiones de *gases de efecto invernadero* y de aerosoles antropogénicos, así como cambios de uso de suelo). Como la evolución futura de la sociedad no es predecible, al menos según los modelos físico-matemáticos que simulan los procesos del sistema climático, se recurre a utilizar una serie de escenarios plausibles de futura evolución de los anteriores factores de tipo socioeconómico (véase Sección 29.3 en la página 487).

La contribución relativa de las diferentes fuentes de incertidumbre depende del alcance de las predicciones y proyecciones climáticas. Si nos restringimos a tres de las principales fuentes de incertidumbre [i) condiciones iniciales; ii) diferentes formas de representar el sistema climático por parte de una colección de modelos climáticos; iii) forzamientos externos], mientras que en la escala estacional las incertidumbres asociadas a las condiciones iniciales y las imperfecciones de los modelos son las que tienen mayor contribución relativa, en la escala decadal y secular la mayor contribución corresponde a las imperfecciones de los modelos y a los diferentes forzamientos externos, siendo el peso de estos últimos, representados por escenarios alternativos de emisiones, el dominante a medida que se aumenta el alcance temporal.

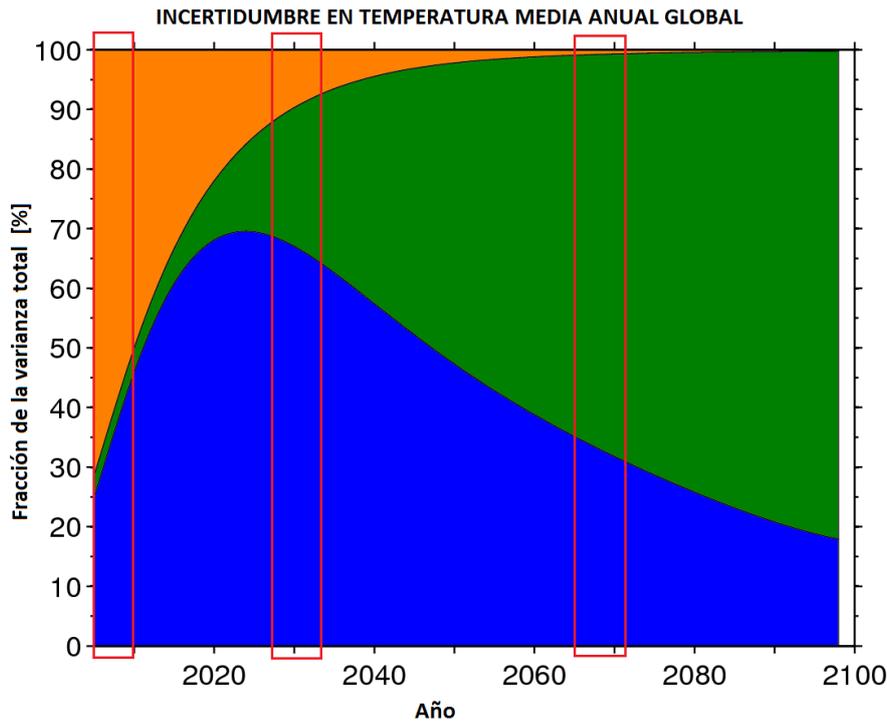


Figura 29.23: Contribuciones relativas de tres fuentes de incertidumbre: condiciones iniciales (naranja), modelos climáticos (azul), escenarios de emisión (verde). Los rectángulos en rojo muestran la diferente contribución relativa de las distintas fuentes de incertidumbre para diferentes escalas temporales (véase explicación en el texto). (Fuente: Kirtman et al. 2013 [23], modificado).

La Figura 29.23 representa las contribuciones relativas a la incertidumbre en la temperatura media anual global de estas tres fuentes mencionadas. Una vez identificadas las principales fuentes de incertidumbre que afectan a las predicciones/proyecciones climáticas, el siguiente paso es diseñar un ensemble de simulaciones con miembros que exploren las incertidumbres conocidas. Algunas incertidumbres no se exploran en los sistemas operativos bien por insuficiencia de conocimiento (p.ej., incertidumbres estructurales o naturales) o por limitaciones técnicas (p.ej., de cálculo).

La Figura 29.24 en la página siguiente muestra un ejemplo de utilización de ensembles, referidos a la temperatura de superficie y el nivel del mar extraídos del quinto informe de evaluación del IPCC donde se evalúan las incertidumbres provenientes de los escenarios de emisión (condiciones de contorno) y de las representaciones del sistema climático (diferentes modelos). Más detalles relativos a la utilización de ensembles en proyecciones de cambio climático pueden verse en Collins et al., 2013 [7].

La Figura 29.24 en la página siguiente parte a muestra

la evolución del cambio de temperatura media global en superficie para distintos escenarios de emisión. El aumento en el período 2081–2100 respecto al período 1986–2005 obtenido a partir del ensemble multimodelo generado con las simulaciones CMIP5 varía desde 0.3 - 1.7 °C para el escenario RCP2.6 y 2.6 - 4.8 °C para el escenario RCP8.5. También se concluye en el AR5 que el cambio de la temperatura superficial no será regionalmente uniforme, si bien, en el largo plazo, el calentamiento será mayor sobre tierra que sobre los océanos. La región Ártica se calentará más rápidamente. En un clima más cálido, el contraste en la precipitación estacional media entre las regiones secas y húmedas aumentará en la mayor parte del globo. Las regiones situadas en latitudes altas y en el océano Pacífico ecuatorial verán incrementarse sus precipitaciones. En la mayoría de las regiones habrá más episodios relacionados con extremos de altas temperaturas y menos relacionados con extremos de bajas temperaturas. Las olas de calor serán más frecuentes y tendrán mayor duración. Los fríos invernales extremos continuarán ocurriendo ocasionalmente. En algunas áreas aumentará la frecuencia, intensidad y/o cantidad de precipitaciones fuertes [7].

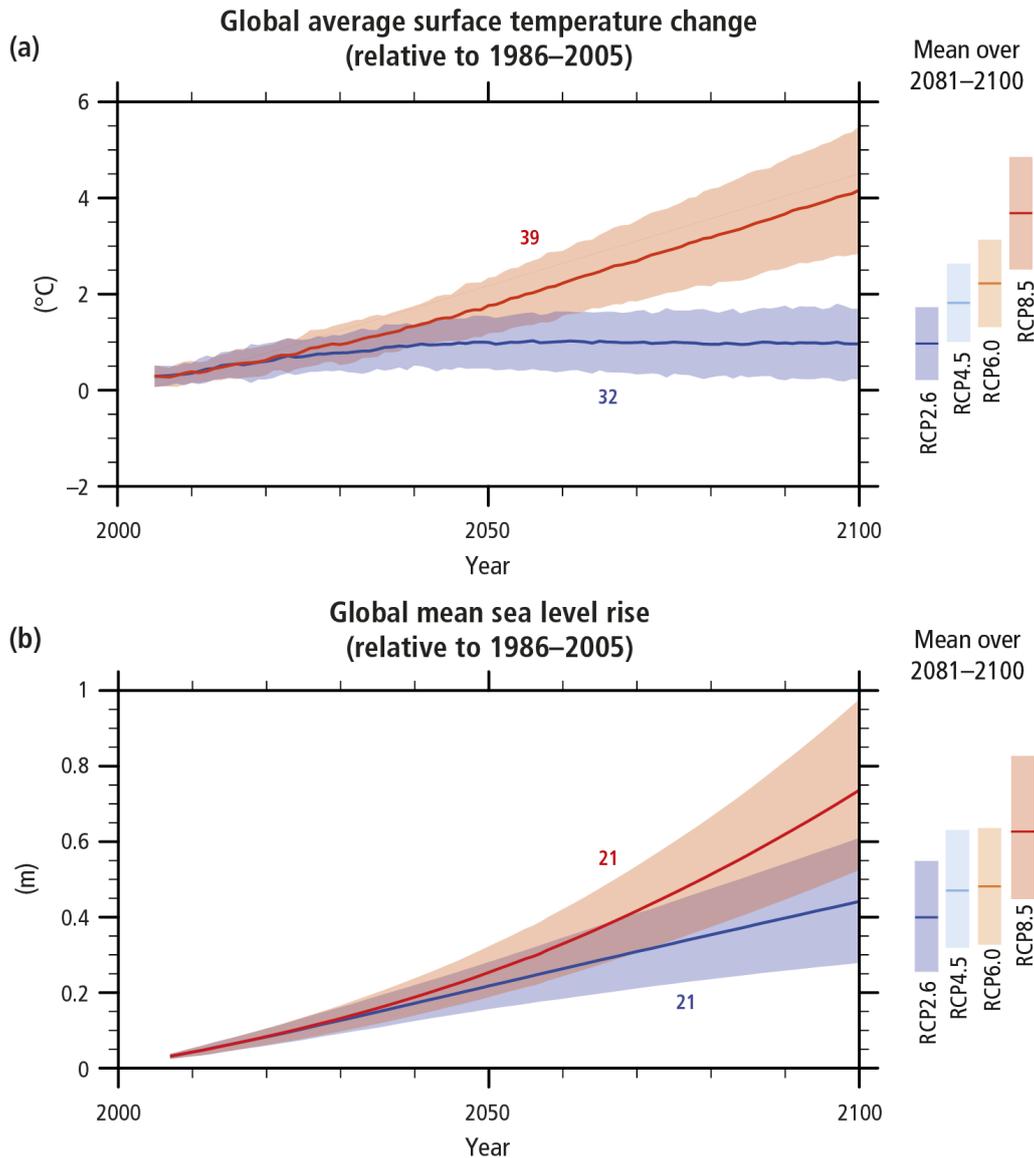


Figura 29.24: Evolución del cambio en a) temperatura media global y b) nivel medio global del mar desde 2006 hasta 2100 obtenida a partir de un ensemble multimodelo. Todos los cambios son relativos al periodo 1986-2005. Los valores medios y la incertidumbre (sombreada) se representa para dos escenarios de emisión: RCP2.6 (azul) y RCP8.5 (rojo). Las medias y las incertidumbres asociadas para el periodo 2081-2100 para todos los escenarios se representan como barras verticales a la derecha. Se indica también el número de modelos utilizados del CMIP5 utilizados en el ensemble. Fuente: (IPCC 2014 [34])

El nivel medio global del mar se incrementará durante el siglo XXI por el calentamiento de los océanos y las pérdidas de masa de glaciares y mantos de hielo. La Figura 29.24 parte b muestra la elevación del nivel medio del mar para distintos escenarios de emisión. El aumento en el período 2081–2100 respecto a 1986–2005 se situará probablemente en el rango 0.26 - 0.55 m para RCP2.6 y 0.45 - 0.82 m para RCP8.5. Estos rangos se obtienen del ensemble multimodelo de proyecciones CMIP5 en combinación con las contribuciones de glaciares y mantos de hielo [7].

Con respecto a los patrones de variabilidad (véase

sec. 29.2 en la página 479, así como secs. 29.2.1 en la página 484 y 29.2.2 en la página 485), el informe AR5 concluye que el ENSO continuará siendo el principal modo de variabilidad natural del clima en el siglo XXI, si bien el cambio proyectado de la amplitud de ENSO será pequeño en todos los escenarios RCP comparado con las diferencias entre los modelos. Otros patrones de variabilidad presentarán distintos cambios en un contexto de cambio climático durante el siglo XXI. Por ejemplo, la NAO es probable que en promedio sea ligeramente más positiva que en el periodo observacional de referencia.

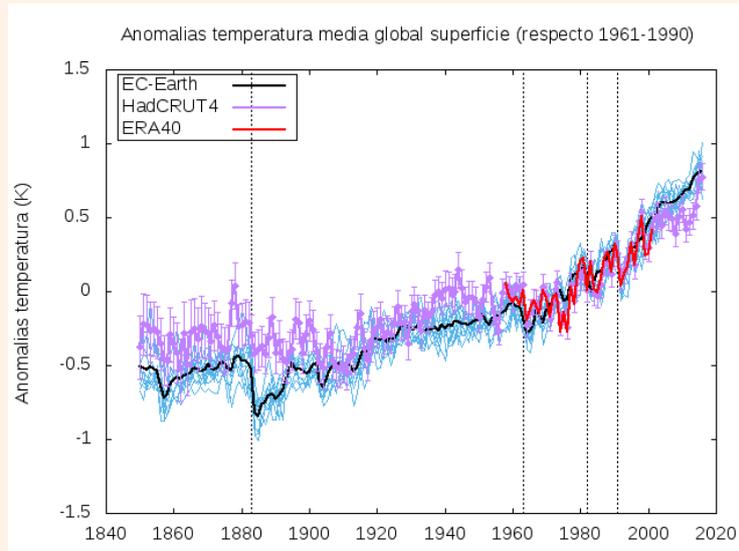


Figura 29.25: Anomalías de temperatura superficial global anual (respecto del periodo 1961-1990): i) miembros pertenecientes a las integraciones EC-Earth (azul) y su promedio (negro); ii) datos según observaciones HadCRUT4.5, con acotación de incertidumbres (magenta); iii) datos reanálisis ERA40 (rojo). Las líneas verticales punteadas indican importantes erupciones volcánicas.

29.5.7 Ejemplo de modelización climática con el modelo EC-Earth

Aquí se muestra un ejemplo de la utilización de ensembles en proyecciones climáticas, mediante la presentación de algunos resultados (temperatura media global en superficie) de las integraciones de largo plazo realizadas con el modelo climático EC-Earth. Estas simulaciones están incluidas en CMIP5 [41]. EC-Earth es el nombre de un modelo y, a su vez, el nombre del proyecto que lo desarrolla, en el que participan varios servicios meteorológicos nacionales, así como diversas instituciones de investigación y universidades, todos ellos europeos. El proyecto EC-Earth (<http://www.ec-earth.org>) se inició con la intención de desarrollar un ESM a partir del modelo atmosférico operativo de predicción estacional del ECMWF que permitiera realizar simulaciones climáticas basándose en el concepto de simulaciones sin costuras (véase sec. 29.4.1 en la página 496). Una descripción detallada sobre la estrategia de desarrollo, los componentes del modelo, una completa evaluación, así como diversos estudios realizados con EC-Earth, se pueden encontrar en [14, 15, 16, 37]. Una de las características del modelo es la posibilidad de ejecutarse en diferentes plataformas de supercomputación y su flexibilidad en la elección de diferentes configuraciones.

Una vez realizada una integración de ajuste (*spin-up*, en inglés) de más de 700 años, utilizando forzamientos externos constantes consistentes con las condiciones de la época preindustrial para alcanzar un equilibrio (o cuasi-equilibrio) interno que evite una deriva climática del modelo con el paso del tiempo, se tomaron distintos años del final de la integración preindustrial y se utilizaron como condiciones iniciales para un ensemble de integraciones de la simulación histórica (1850-2005). Partiendo del final de las integraciones históricas realizadas por cada uno de los miembros, se realizaron las simulaciones de escenarios de cambio climático con los forzamientos correspondientes a los escenarios de emisiones RCP4.5 y RCP8.5.

En la Figura 29.25 se representan las anomalías de temperatura global anual media del aire en superficie, respecto al periodo 1961-1990, para los distintos miembros del ensemble (y su media) correspondientes a la simulación histórica; las anomalías de temperatura global superficial observadas (según HadCRUT4.5 [31]), junto con acotación de incertidumbres asociadas; y los datos correspondientes al reanálisis ERA-40 [42]. Las líneas verticales punteadas indican erupciones volcánicas de importancia (Krakatoa 1883, Agung 1963, Chichón 1982, Pinatubo 1991). Se puede comprobar que las anomalías de temperatura simuladas por el modelo para el siglo XX y principios del siglo XXI se ajustan razonablemente bien a las observaciones y al reanálisis.

La dispersión entre los miembros del modelo, correspondientes a las distintas integraciones realizadas para la simulación histórica, nos proporciona información sobre la incertidumbre asociada a las condiciones climáticas iniciales que nos permite muestrear la variabilidad interna del modelo. Implícitamente se incluye la dispersión debida a las distintas plataformas de computación utilizadas para las integraciones (incertidumbres asociadas al hardware y entornos de compilación). Se observa que las condiciones iniciales apenas influyen en la dispersión entre los miembros y que ésta no aumenta con el paso del tiempo.

La Figura 29.26 parte a muestra la evolución de los distintos miembros y su valor promedio, correspondientes a las simulaciones del modelo EC-Earth para los escenarios de emisiones RCP4.5 y RCP8.5. Se observa claramente que la evolución de la temperatura superficial en las proyecciones climáticas viene determinada principalmente por los forzamientos externos o condiciones de contorno, la sensibilidad del modelo a estos forzamientos y, en menor medida, por los efectos producto de la variabilidad interna. La Figura 29.26 parte b muestra la evolución completa para el periodo histórico y su extensión a los dos escenarios RCP4.5 y RCP8.5. Se observa claramente la poca dispersión en las proyecciones debido a que solamente se ha explorado la variabilidad natural y no se han incluido en el ensemble miembros que incluyan la incertidumbre asociada a los diferentes modelos.

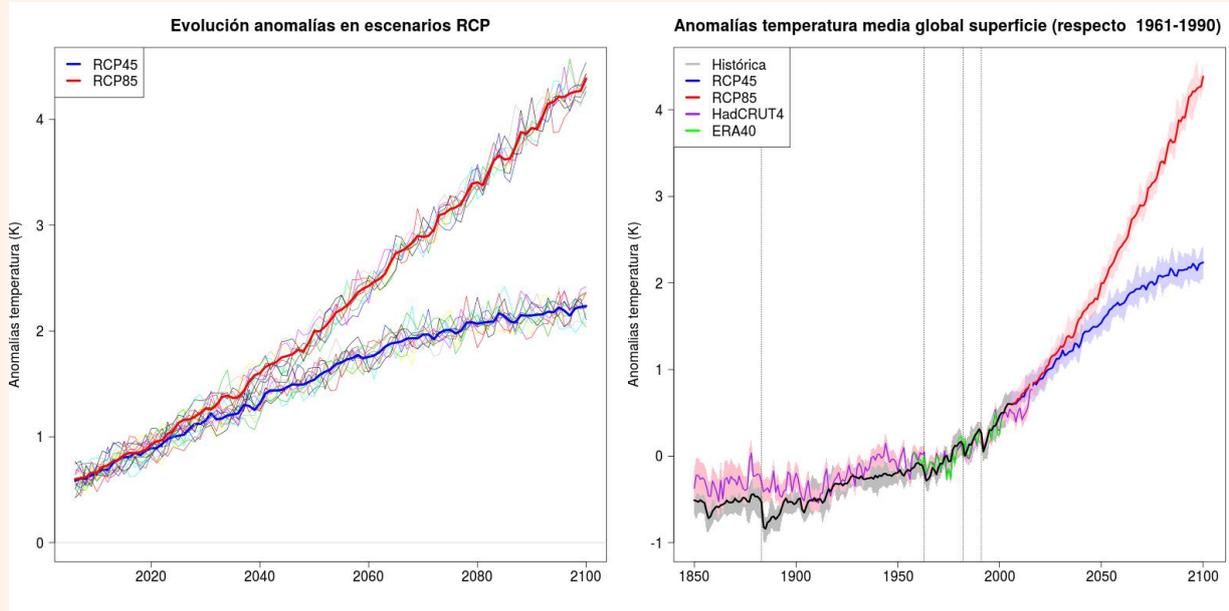


Figura 29.26: a) Evolución de la temperatura media global en superficie para los escenarios de emisiones RCP4.5 y RCP8.5. En líneas finas las integraciones de cada uno de los miembros y en línea gruesa los valores promedio; b) Evolución temporal completa para el periodo histórico y su extensión a los dos escenarios RCP4.5 y RCP8.5. En sombreado, el intervalo de variabilidad de las integraciones de cada uno de los miembros y en línea gruesa los valores promedio, en negro para la simulación histórica, y en color para la simulación histórica y los escenarios RCP.

29.6 Cambio climático

Las primeras mediciones del CO₂ atmosférico comenzaron a realizarse en 1958 en Mauna Loa tras las investigaciones pioneras de, entre otros, ARRHENIUS, CALLENDAR, etc. [3, 21, 22, 36], y tras una serie de eventos climáticos y medioambientales que tuvieron consecuencias desastrosas. Estas medidas comenzaron a crear una conciencia generalizada de la importancia del sistema climático terrestre y la influencia en el mismo de las emisiones de gases a la atmósfera.

Con objeto de establecer los conocimientos que se tenían sobre el clima y considerar los efectos de la variabilidad climática y los cambios en la sociedad humana, en 1979 se celebró la primera conferencia mundial sobre el clima bajo los auspicios de la WMO. En ella, se adoptó una declaración que invitaba a los gobiernos a prever y evitar los posibles cambios en el clima provocados por el hombre.

A ésta la sucedieron una serie de conferencias e informes, en particular, el informe aparecido en 1987 y titulado *Nuestro futuro común* o *Informe Brundtland* en el que se presenta, a grandes rasgos, un mundo en rápido cambio y con una creciente e insostenible explotación de los recursos naturales.

Previamente, en 1972, ya había tenido lugar en Estocolmo la Conferencia de las Naciones Unidas sobre el Desarrollo Humano, donde se tomó la iniciativa de crear el Programa de Naciones Unidas para el Medio Ambiente (UNEP, de sus siglas en inglés) para coordinar las actividades relacionadas con el medio ambiente y asistir a los países en la implementación de políticas medioambientales adecuadas, así como a fomentar el desarrollo sostenible.

A iniciativa del UNEP y de la WMO, se creó en 1988 el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (véase sec. 29.6.1) que proporciona información objetiva, transparente y políticamente neutra a la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (UNFCCC, de sus siglas en inglés), adoptada en 1992, y ha permitido alcanzar importantes acuerdos internacionales como el Protocolo de Kioto (1997), dirigido a la reducción de emisiones de seis **gases de efecto invernadero**, y el acuerdo de París (2015), que también se centra tanto en la reducción de **gases de efecto invernadero** como en otras herramientas para combatir el cambio climático.

29.6.1 Grupo Intergubernamental de Expertos sobre Cambio Climático (IPCC)

En 1988, la WMO y el UNEP establecieron el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre Cambio Climático (IPCC, de sus siglas en inglés) con el objetivo de evaluar la información científica, técnica y socioeconómica relevante para la comprensión del cambio climático. El trabajo del IPCC constituye el referente científico para la toma de decisiones en el proceso de negociación de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (UNFCCC, de sus siglas en inglés). Actualmente, 195 países son miembros del IPCC, junto con las organizaciones observadoras (cuerpos y organizaciones de Naciones Unidas, Organismos Internacionales y ONG). Miles de científicos de todo el mundo contribuyen al trabajo del IPCC de forma voluntaria. El trabajo esencial del IPCC es la elaboración de informes sobre cambio climático, que se desarrolla de una forma objetiva, transparente, inclusiva y coordinada. Los informes del IPCC representan un equilibrio de los puntos de vista científicos y, si bien son políticamente relevantes, no son vinculantes.

Entre los distintos tipos de informes que elabora el IPCC, los llamados *Informes de Evaluación* constituyen los principales, por su carácter exhaustivo y global sobre el estado del conocimiento científico, técnico y socioeconómico del cambio climático, sus causas, sus potenciales impactos y las estrategias de respuesta. El Primer Informe de Evaluación (1990) tuvo un papel decisivo en la creación de la UNFCCC en 1992. El Segundo Informe de Evaluación (1995) proporcionó información científica clave para la adopción del Protocolo de Kioto en 1997. El Tercer Informe de Evaluación (2001) ofreció una valoración de los diferentes aspectos científicos, técnicos y socioeconómicos, políticamente relevantes, sobre el cambio climático. En el año 2007 se aprobó el Cuarto Informe de Evaluación (AR4), proceso que culminó en la reunión celebrada en noviembre de ese año en Valencia (España). El Quinto Informe de Evaluación (AR5), publicado en 2014, proporciona la más actualizada valoración y síntesis de los conocimientos sobre los aspectos científicos, técnicos y socioeconómicos del cambio climático y ha servido de base para el Acuerdo de París (2015).

El IPCC no lleva a cabo ninguna investigación propia, sino que evalúa los avances publicados en revistas científicas y otros documentos, mediante un amplio

proceso inclusivo de evaluación y revisión abierto a toda la comunidad de expertos. Su objetivo es recoger los últimos avances científicos, técnicos y socioeconómicos, ofreciendo una evaluación equilibrada y completa de la información y el conocimiento sobre el cambio climático. Los Informes de Evaluación del IPCC, en tanto que persiguen la excelencia, son elaborados a través de un proceso complejo e iterativo tanto en las fases de nominaciones de expertos como de redacción y de revisión.

El IPCC recibió en 2007 el Premio Nobel de la Paz conjuntamente con AL GORE por sus esfuerzos para construir y difundir un mayor conocimiento sobre el cambio climático causado por el hombre y poner las bases para tomar las medidas necesarias para contrarrestar ese cambio. El IPCC constituye una iniciativa singular e inclusiva como no existe en ninguna otra especialidad. Sus informes constituyen la mejor y más actualizada fuente de información sobre las bases físicas del cambio climático y las medidas para contrarrestarlo, siendo su información la referencia obligada en las negociaciones y decisiones políticas relevantes en materia de cambio climático (más información en <http://www.ipcc.ch>).

29.6.2 Cambio climático: resultados concluyentes

En la actualidad existe un consenso científico generalizado en torno a la idea de que nuestro modo de producción y consumo energético está generando una alteración climática global que provocará, a su vez, serios impactos tanto sobre la Tierra como sobre los sistemas socioeconómicos. Como los informes de evaluación del IPCC constituyen la principal fuente de referencia relativa al cambio climático -incluidas tanto las bases físicas como las diferentes estrategias para combatirlo-, en este capítulo se ha hecho un uso extensivo de información procedente del quinto y último informe de evaluación (AR5, de sus siglas en inglés) del IPCC, extrayendo de ellos la información relevante a la utilización de ensembles en escalas temporales climáticas. Las principales conclusiones del grupo de trabajo relativo a las bases físicas del sistema climático del AR5 son [34, 38] las siguientes:

- El calentamiento del sistema climático es inequívoco. Desde 1950 se han observado cambios en el mismo que no tienen precedente, tanto si se comparan con registros históricos observacionales, que

datan de mediados del siglo XIX, como si se comparan con registros paleoclimáticos referidos a los últimos milenios. Este calentamiento se manifiesta en el hecho de que la atmósfera y los océanos han aumentado su temperatura, la cantidad y extensión de las masas de hielo y nieve han disminuido, el nivel del mar ha subido y las concentraciones de **gases de efecto invernadero** han aumentado.

- La influencia humana en el clima ha sido la causa dominante (con una probabilidad superior al 95 %) de más de la mitad del aumento observado en la temperatura superficial media global en el periodo 1951-2010. El principal agente responsable del calentamiento a largo plazo son las emisiones totales de CO₂. De hecho, ambas magnitudes -incremento de temperatura y emisiones acumuladas de CO₂- están aproximadamente relacionadas de forma lineal. En consecuencia, si se establece un objetivo de calentamiento (por ejemplo, limitar el ascenso global de temperaturas a 2 °C) el hecho de que se produzcan unas emisiones mayores en las décadas próximas implica la necesidad de contrarrestar con emisiones menores después.
- Las emisiones continuadas de **gases de efecto invernadero** causan un calentamiento adicional al actualmente existente. Emisiones a las tasas actuales o superiores inducirán cambios en todos los componentes del sistema climático, algunos de ellos sin precedentes en cientos o miles de años. Los cambios tendrán lugar en todas las regiones del globo, incluyendo cambios en la tierra y el océano, en el ciclo del agua, en la criosfera, en el nivel del mar, en algunos eventos extremos y en la acidez de los océanos. Muchos de estos cambios persistirán durante muchos siglos. La limitación del cambio climático requerirá reducciones substanciales y sostenidas de las emisiones de CO₂.
- Las emisiones antropogénicas de CO₂ acumuladas desde el comienzo de la revolución industrial deberían limitarse a aproximadamente 1000 PgC (1 PgC=1 Petagramo de carbón=1 GtC=1 Gigatonelada de carbón) si se quiere restringir el calentamiento a 2 °C respecto a la época preindustrial. Aproximadamente la mitad (entre 460 y 630 PgC) ya se había emitido en 2011. Si se tienen en cuenta los otros forzamientos (resto de **gases de efecto invernadero** emitidos como resultado de la actividad humana), una posible liberación de gases del permafrost o de los hidratos de metano, o si se quiere una mayor certeza de que no se superarán los 2 °C, habría que rebajar sustancialmente esa cifra.

29.7 Conclusiones

En este capítulo se han descrito fuentes adicionales de incertidumbres a las consideradas en anteriores capítulos y que son relevantes en escalas temporales climáticas. Además de las incertidumbres provenientes de las condiciones iniciales y de las formulaciones de los modelos, que son las principales desde el corto y medio plazo hasta la escala estacional, es necesario considerar las incertidumbres provenientes de los forzamientos externos, bien sean de tipo natural o antropogénico, cuando se simulan en las escalas decadales, seculares y más largas. Para explorar estas nuevas fuentes de incertidumbres se recurre a ensembles (SPC) basados en diferentes bases de datos de forzamientos naturales cuando se simulan climas pasados y en diferentes escenarios de emisión para simulaciones de climas futuros.

En las escalas climáticas se hace un uso frecuente de los denominados *ensembles de oportunidad* que simplemente utilizan las bases de datos y simulaciones disponibles sin que exista un diseño experimental claro para explorar las incertidumbres existentes. Se

ha descrito el uso de ensembles en diferentes periodos climáticos que abarcan desde el último máximo glacial en el pasado hasta proyecciones de cambio climático hasta el año 2100 en el futuro. Se ha hecho también un esfuerzo para poner en contexto las fuentes de incertidumbre asociadas a la variabilidad natural y exploradas con ensembles basados en diferentes condiciones iniciales. También se ha incluido una sección que explica la variabilidad natural en términos de patrones o modos de variabilidad.

Finalmente y, aunque no directamente relacionado con el tema central del uso de métodos basados en ensembles en escalas climáticas, se ha incluido un breve resumen de las principales conclusiones del quinto y último informe de evaluación del IPCC. Este informe constituye la evaluación más reciente de nuestro conocimiento actual del sistema climático y de las perspectivas futuras de evolución antropogénica del mismo. La utilización de ensembles de simulaciones en el informe del IPCC es prácticamente generalizada para conocer y entender los climas pasados, para estimar las evoluciones futuras y para realizar estudios de atribución en los cambios del clima.

29.8 Enlaces de interés

Aparte de los informes originales del IPCC citados en la bibliografía correspondiente a este capítulo, pueden consultarse las guías resumidas siguientes correspondientes al 5º Informe de Evaluación. Los enlaces fueron consultados en octubre de 2018, en el sitio web del [Ministerio para la Transición Ecológica \(MITECO\)](#):

El IPCC y su 5º Informe de Evaluación: https://www.miteco.gob.es/es/ceneam/recursos/mini-portales-tematicos/Cclimatico/informe_ipcc.aspx

Cambio Climático: Bases Físicas: https://www.miteco.gob.es/es/ceneam/recursos/mini-portales-tematicos/guia-resumida-grupo-trabajo1_tcm30-376939.pdf

Cambio Climático: Impactos, Adaptación y Vulnerabilidad: https://www.miteco.gob.es/es/ceneam/recursos/mini-portales-tematicos/quinto-informe-ipcc--grupo-2_tcm30-70704.pdf

Cambio Climático: Mitigación: https://www.miteco.gob.es/es/ceneam/recursos/mini-portales-tematicos/guia_resumida_gt3-mitigacion_tcm30-70706.pdf

Cambio Climático: Informe de síntesis: https://www.miteco.gob.es/es/ceneam/recursos/mini-portales-tematicos/guia-sintesis-resumida_tcm30-376937.pdf

29.9 Referencias

- [1] BINDOFF, Nathaniel L y col. "Detection and attribution of climate change: from global to regional". En: *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Editado por STOCKER, Thomas F y col. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, y New York, 2013 (citado en páginas 482, 501).
- [2] BOUCHER, Olivier y col. "Clouds and aerosols". En: *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Editado por STOCKER, Thomas F y col. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, y New York, 2013, páginas 571-657 (citado en página 489).
- [3] CALLENDAR, Guy Stewart. "The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 64.275 (1938), páginas 223-240. DOI: [10.1002/qj.49706427503](https://doi.org/10.1002/qj.49706427503) (citado en página 513).
- [4] CASSOU, Christophe y GUILYARDI, Éric. "Modes de variabilité et changement climatique: Synthèse du quatrième rapport d'évaluation du Giec". En: (2007) (citado en página 483).
- [5] CHARNEY, Jules G, FJÖRTOFT, Ragnar y NEUMANN, J von. "Numerical integration of the barotropic vorticity equation". En: *Tellus* 2.4 (1950), páginas 237-254. DOI: [10.3402/tellusa.v2i4.8607](https://doi.org/10.3402/tellusa.v2i4.8607) (citado en página 497).
- [6] CHRISTENSEN, J H y col. "Climate phenomena and their relevance for future regional climate change". En: *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Editado por STOCKER, Thomas F y col. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, y New York, 2013, páginas 119-158 (citado en página 483).
- [7] COLLINS, Matthew y col. "Long-term climate change: projections, commitments and irreversibility". En: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 1535 pp. Editado por STOCKER, Thomas F y col. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, y New York, 2013 (citado en páginas 509, 510).
- [8] CUBASCH, U y col. "Introduction in Climate Change 2013, Intergov. Panel Clim. Chang. 2013 Phys". En: *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Editado por STOCKER, Thomas F y col. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, y New York, 2013, páginas 119-158 (citado en páginas 477, 478, 490, 494).
- [9] EDWARDS, Paul N. *A vast machine: Computer models, climate data, and the politics of global warming*. Mit Press, 2010. ISBN: 978-0262013925 (citado en páginas 497, 498).
- [10] FLATO, Gregory y col. "Evaluation of climate models. 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". En: *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Editado por STOCKER, Thomas F y col. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, y New York, 2013, páginas 741-866 (citado en páginas 483, 501, 504).
- [11] GHIL, Michael. "Natural climate variability". En: *Encyclopedia of global environmental change*. Editado por MACCRACKEN, M y PERRY, J. Volumen 1. Chichester: Wiley, 2002, páginas 544-549 (citado en página 480).

- [12] HANSEN, James y col. “Global climate changes as forecast by Goddard Institute for Space Studies three-dimensional model”. En: *Journal of geophysical research: Atmospheres* 93.D8 (1988), páginas 9341-9364. DOI: [10.1029/JD093iD08p09341](https://doi.org/10.1029/JD093iD08p09341) (citado en página 498).
- [13] HARRISON, Sandy P, BARTLEIN, Patrick J y PRENTICE, I Colin. “What have we learnt from palaeoclimate simulations?” En: *Journal of Quaternary Science* 31.4 (2016), páginas 363-385. DOI: [10.1002/jqs.2842](https://doi.org/10.1002/jqs.2842) (citado en página 503).
- [14] HAZELEGER, Wilco y BINTANJA, Richard. “Studies with the EC-Earth seamless earth system prediction model”. En: *Climate Dynamics* 39.11 (2012), páginas 2609-2610. ISSN: 1432-0894. DOI: [10.1007/s00382-012-1577-8](https://doi.org/10.1007/s00382-012-1577-8) (citado en página 511).
- [15] HAZELEGER, Wilco y col. “EC-Earth: a seamless earth-system prediction approach in action”. En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 91.10 (2010), páginas 1357-1363 (citado en página 511).
- [16] HAZELEGER, W y col. “EC-Earth V2. 2: description and validation of a new seamless earth system prediction model”. En: *Climate dynamics* 39.11 (2012), páginas 2611-2629. DOI: [10.1007/s00382-011-1228-5](https://doi.org/10.1007/s00382-011-1228-5) (citado en página 511).
- [17] HOTELLING, Harold. “Analysis of a complex of statistical variables into principal components.” En: *Journal of educational psychology* 24.6 (1933), página 417 (citado en página 486).
- [18] JANSEN, Eystein y col. “Paleoclimate”. En: *Climate change 2007: the physical science basis; contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Editado por SOLOMON, S y col. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, y New York, 2007 (citado en página 502).
- [19] JOLLIFFE, Ian T. “Principal component analysis and factor analysis”. En: *Principal component analysis*. Springer, 1986, páginas 115-128 (citado en página 486).
- [20] JOLLIFFE, Ian T. y STEPHENSON, David B. *Forecast Verification: A Practitioner’s Guide in Atmospheric Science*. 2003, página 254. ISBN: 0470864419. DOI: [10.1016/j.ijforecast.2005.11.002](https://doi.org/10.1016/j.ijforecast.2005.11.002) (citado en página 500).
- [21] KEELING, C D. *Atmospheric CO2 Concentrations-Mauna Loa Observatory, Hawaii 1958-1986*. 2798. Oak Ridge National Laboratory, 1986 (citado en página 513).
- [22] KEELING, Charles D y col. “Atmospheric carbon dioxide variations at Mauna Loa observatory, Hawaii”. En: *Tellus* 28.6 (1976), páginas 538-551. DOI: [10.3402/tellusa.v28i6.11322](https://doi.org/10.3402/tellusa.v28i6.11322) (citado en página 513).
- [23] KIRTMAN, Ben y col. “Near-term climate change: projections and predictability”. En: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 1535 pp*. Editado por STOCKER, Thomas F y col. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, y New York, 2013 (citado en páginas 496, 509).
- [24] KNUTTI, Reto y col. “Challenges in combining projections from multiple climate models”. En: *Journal of Climate* 23.10 (2010), páginas 2739-2758 (citado en página 500).
- [25] KUTZBACH, John E. “Empirical eigenvectors of sea-level pressure, surface temperature and precipitation complexes over North America”. En: *Journal of Applied Meteorology* 6.5 (1967), páginas 791-802 (citado en página 486).
- [26] LORENZ, Edward N. “Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction”. En: (1956) (citado en página 486).
- [27] MANN, Michael E y col. “Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly”. En: *Scien-*

- ce 326.5957 (2009), páginas 1256-1260 (citado en página 507).
- [28] MASSON-DELMOTTE, V y col. "Information from paleoclimate archives". En: *Climate change* 383464 (2013), página 2013 (citado en páginas 488, 492, 502, 505, 507).
- [29] MINTZ, Yale. "Very long-term global integration of the primitive equations of atmospheric motion: An experiment in climate simulation". En: *Causes of Climatic Change*. Springer, 1968, páginas 20-36. DOI: [10.1007/978-1-935704-38-6_3](https://doi.org/10.1007/978-1-935704-38-6_3) (citado en página 497).
- [30] MITCHELL, Timothy D y HULME, Mike. "Predicting regional climate change: living with uncertainty". En: *Progress in Physical Geography* 23.1 (1999), páginas 57-78 (citado en página 508).
- [31] MORICE, Colin P y col. "Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: The HadCRUT4 data set". En: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 117.D8 (2012). DOI: [10.1029/2011JD017187](https://doi.org/10.1029/2011JD017187) (citado en página 511).
- [32] MURPHY, Allan H. "What Is a Good Forecast? An Essay on the Nature of Goodness in Weather Forecasting". En: *Weather and Forecasting* 8.2 (jun. de 1993), páginas 281-293. ISSN: 0882-8156. DOI: [10.1175/1520-0434\(1993\)008<0281:WIAGFA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1993)008<0281:WIAGFA>2.0.CO;2) (citado en página 500).
- [33] OBUKHOV, A M. "Statistically homogeneous fields on a sphere". En: *Usp. Mat. Nauk* 2.2 (1947), páginas 196-198 (citado en página 486).
- [34] PACHAURI, Rajendra K y col. *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*. IPCC, 2014 (citado en páginas 488, 499, 510, 514).
- [35] PETIT, Jean-Robert y col. "Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica". En: *Nature* 399.6735 (1999), página 429 (citado en página 488).
- [36] RODHE, Henning, CHARLSON, Robert y CRAWFORD, Elisabeth. "Svante Arrhenius and the greenhouse effect". En: *Ambio* (1997), páginas 2-5 (citado en página 513).
- [37] STERL, Andreas y col. "A look at the ocean in the EC-Earth climate model". En: *Climate Dynamics* 39.11 (2012), páginas 2631-2657. DOI: [10.1007/s00382-011-1239-2](https://doi.org/10.1007/s00382-011-1239-2) (citado en página 511).
- [38] STOCKER, T F y col. "IPCC, 2013: summary for policymakers". En: *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Editado por STOCKER, Thomas F y col. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, y New York, 2013 (citado en página 514).
- [39] STOCKER, Thomas F y col. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 1535 pp.* 2013 (citado en página 503).
- [40] STOCKER, Thomas F y col. "Technical summary". En: *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Editado por STOCKER, Thomas F y col. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, y New York, 2013, páginas 33-115 (citado en página 488).
- [41] TAYLOR, Karl E, STOUFFER, Ronald J y MEEHL, Gerald A. "An overview of CMIP5 and the experiment design". En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 93.4 (2012), páginas 485-498 (citado en páginas 482, 503, 511).
- [42] UPPALA, Sakari M y col. "The ERA-40 reanalysis". En: *Quarterly Journal of the royal meteorological society* 131.612 (2005), pági-

- nas 2961-3012. DOI: [10.1256/qj.04.176](https://doi.org/10.1256/qj.04.176) (citado en página 511).
- [43] WALKER, Gilbert T. “Correlations in seasonal variations of weather. I. A further study of world weather”. En: *Mem. Indian Meteorol. Dep.* 24 (1924), páginas 275-332 (citado en página 486).
- [44] WALLACE, John M y GUTZLER, David S. “Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter”. En: *Monthly Weather Review* 109.4 (1981), páginas 784-812 (citado en página 483).
- [45] WILKS, Daniel S. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press, 2011, página 676. ISBN: 9780123850225. URL: <https://www.sciencedirect.com/bookseries/international-geophysics/vol/100> (citado en página 500).