

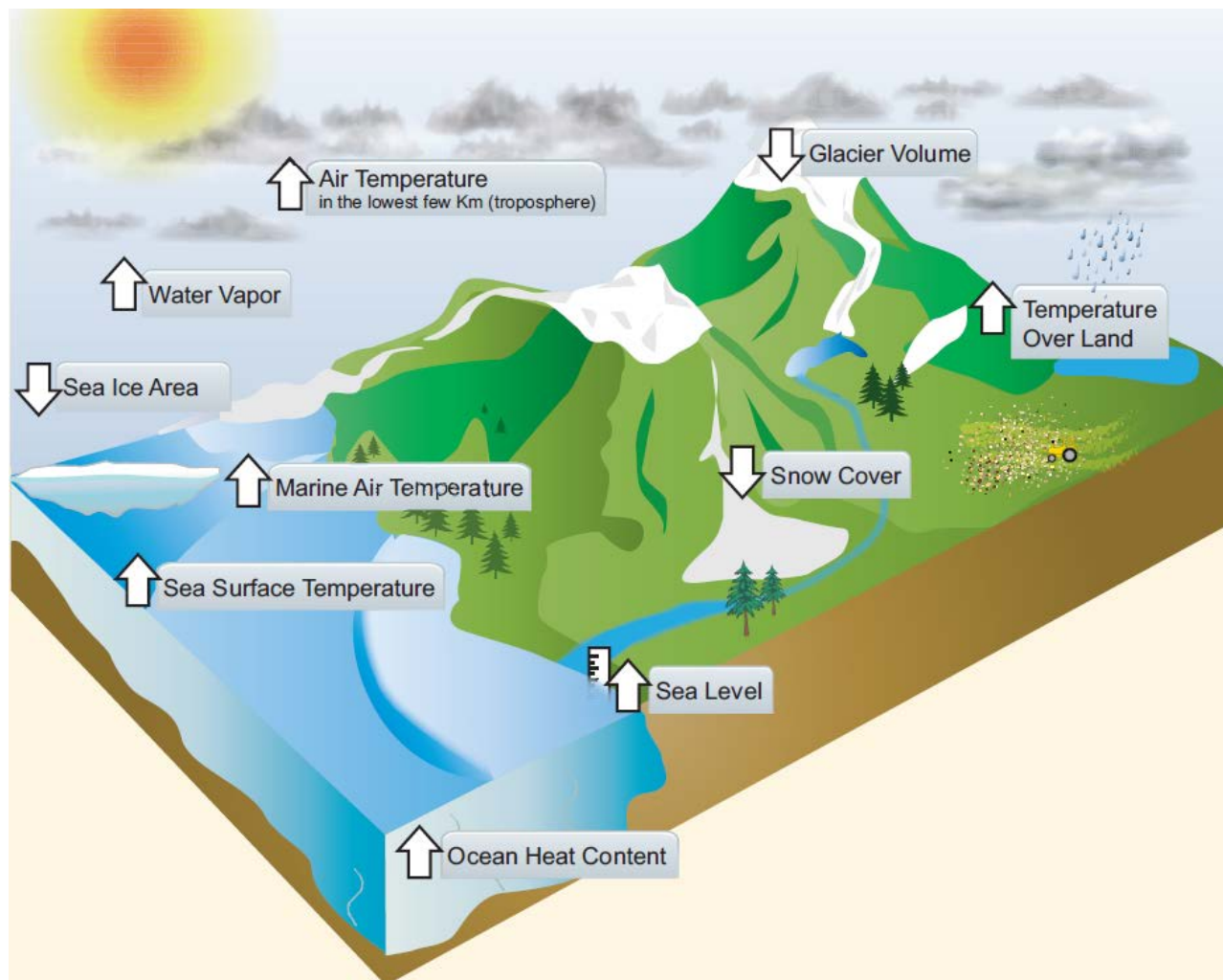
Cambios climáticos observados en la atmósfera, la superficie y en el océano y sus proyecciones futuras

CLIMA ACTUAL

- **Cambios observados en la atmósfera y la superficie**
- **Cambios observados en el océano**

¿Cómo sabemos que el planeta se ha calentado?

• Las evidencias sobre un calentamiento global provienen de múltiples e independientes indicadores desde la parte alta de la atmósfera hasta el océano profundo. Estas evidencias incluyen cambios en las [temperaturas atmosféricas, de la superficie y oceánicas; glaciares; cubierta de hielo; hielo oceánico; nivel del mar y vapor de agua atmosférico](#). Es inequívoco que el planeta se ha calentado desde el siglo IXX.



• **Figura 1** | Análisis independientes de muchos componentes del sistema climático que se espera que cambien exhibiendo tendencias consistentes con el calentamiento global (la flecha indica el signo del cambio).

¿Cómo sabemos que el planeta se ha calentado?

- Aumento de las **temperaturas superficiales** medias globales desde 1900.
- El calentamiento de las temperaturas terrestres se corresponde estrechamente con la tendencia al calentamiento observado en los **océanos**.
- La **troposfera**, la capa de tiempo activo de la atmósfera, se ha calentado.
- Más del 90% del exceso de energía absorbida por el sistema climático desde 1970 se ha almacenado en los océanos aumentando su **contenido de calor**.

¿Cómo sabemos que el planeta se ha calentado?

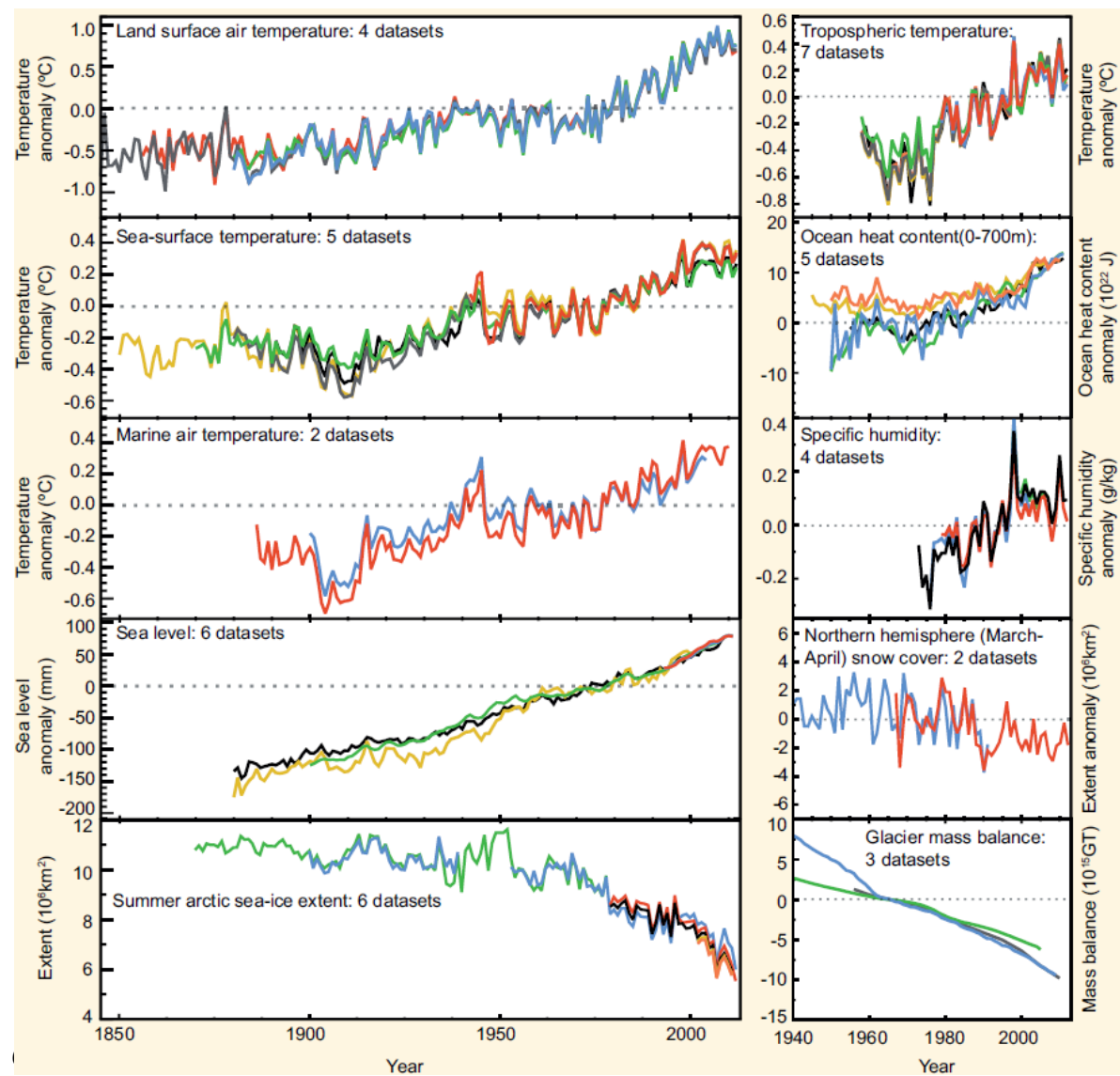
- A medida que los océanos se calientan, el agua se expande. Esta expansión es uno de los principales impulsores del aumento del **nivel del mar** durante el siglo pasado. El derretimiento de los glaciares y capas de hielo también contribuyen, al igual que los cambios en el almacenamiento y el uso de agua en la tierra.
- Un mundo más cálido es también uno más húmedo, ya que el aire más cálido puede contener más **vapor de agua**. La humedad específica, que mide la cantidad de vapor de agua en la atmósfera, se ha incrementado tanto en tierra como en los océanos.
- La **cantidad de hielo** contenido en los glaciares a nivel mundial ha ido disminuyendo cada año durante más de 20 años, y la masa perdida contribuye, en parte, al aumento observado en el nivel del mar.

¿Cómo sabemos que el planeta se ha calentado?

- La **capa de nieve** es sensible a los cambios de temperatura, sobre todo durante la primavera, cuando la nieve comienza a derretirse. La cubierta de nieve de primavera se ha reducido en todo el HN desde 1950.
- Se han observado pérdidas sustanciales de hielo marino en el Ártico, particularmente en Septiembre al final de la estación de deshielo (momento de mínima extensión).
- El aumento del hielo oceánico Antártico ha sido menor.

¿Cómo sabemos que el planeta se ha calentado?

• Desde el fondo de los oceanos a la parte superior de la troposfera, **la evidencia de aire y océanos más cálidos, de fusión del hielo y elevación del mar en todos los puntos nos lleva unívocamente a una cosa: el planeta se ha calentado desde el siglo IXX.**



• **Figura 2** | Múltiples indicadores independientes de cambio climático. Cada línea respresenta una estimación independiente de cambio en el elemento climático. En cada panel, todas las series de datos se ha normalizado a un periodo de tiempo común.

Cambios en la composición de la Atmósfera

•Gases de efecto invernadero

- AR4 concluyó que el aumento de las cargas atmosféricas de los gases de efecto invernadero (GEI) bien mezclados dio lugar a un aumento del 9% en su RF (Radiative Forcing) desde 1998 hasta 2005.
- Desde 2005, las concentraciones atmosféricas de GEI aumentaron aún más, pero la carga de algunas sustancias destructoras del ozono (SDO), controlados por el Protocolo de Montreal, disminuyó.

Basado en observaciones in situ actualizadas, se concluye que los GEI aumentaron en un 7.5% el RF de 2005 a 2011, con una contribución del dióxido de carbono (CO₂) del 80%.

Nota:

GEI del Protocolo de Kyoto (Dióxido de Carbono, Metano, Óxido Nitroso, Hidrofluorocarbonos, Perfluorocarbonos y Hexafluoruro de Azufre).

Cambios en la composición de la Atmósfera

•Dióxido de Carbono (CO₂) :

•Las principales características del CO₂ contemporáneo son:

- el aumento a largo plazo y
- el ciclo estacional que resulta de la fotosíntesis y la respiración de la biosfera terrestre, sobre todo en el HN.

•Los principales contribuyentes al aumento de CO₂ son la quema de combustibles fósiles y el cambio del uso del suelo.

•*La abundancia atmosférica de CO₂ en el año 2011 fue un 40% mayor que en 1750.*

•De 1980 a 2011, el crecimiento medio anual del CO₂ fue de 1.7 ± 0.5 ppm año⁻¹

(1 ppm corresponde globalmente a un aumento de 2.1 PgC en la carga atmosférica).

NOTA: PgC= 1 Peta-gramo de carbono = 10^{12} g de carbono, conversion C- CO₂ = 1/3.67, ppm = $\mu\text{mol mol}^{-1}$

Cambios en la composición de la Atmósfera

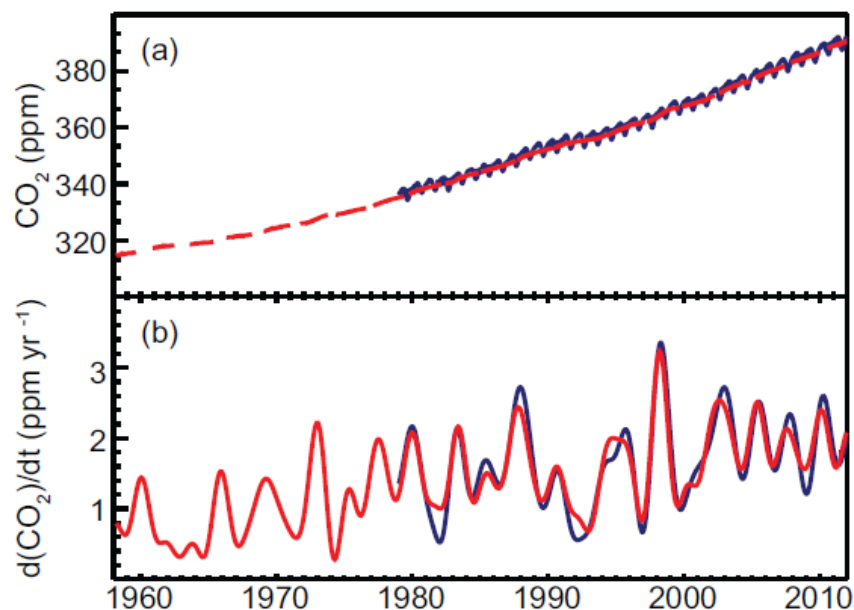
- Gases de efecto invernadero

- Dióxido de Carbono (CO_2) :

- Desde 2001, el CO_2 aumentó $2.0 \pm 0.3 \text{ ppm a}^{-1}$.

- Su tasa de crecimiento varía de año a año desde 1980; $0.7 \pm 0.1 \text{ ppm}$ en 1992 y $2.9 \pm 0.1 \text{ ppm}$ en 1998.

- La mayor parte de esta variabilidad interanual de la tasa de crecimiento es impulsada por los pequeños cambios en el equilibrio entre la fotosíntesis y la respiración de la tierra.



• **Figura 3** | (a) Promedio global de fracciones molares de CO_2 del Scripps Institution of Oceanography (SIO) a escala mensual medido en Mauna Loa, Hawaii y el Polo Sur (rojo) y NOAA/ESRL/GMD a escala quincenal (azul). Los valores de SIO están desestacionalizados. (b) Tasas de crecimiento instantáneo del CO_2 medio global atmosférico usando el mismo código de colores que en (a). Las tasas de crecimiento están calculadas como la derivada temporal de los valores medios globales desestacionalizados (Dlugokencky et al., 1994).

Cambios en la composición de la Atmósfera

- Gases de efecto invernadero

- **El Óxido nítrico atmosférico (N_2O) en 2011 aumentó un 20% desde 1750 .**

- El promedio anual de N_2O muestra persistentes gradientes latitudinales:

- máximos en los subtrópicos del norte,
- 1.7 ppb menores en la Antártida, y
- 0.4 ppb menores en el Ártico.

- Estos gradientes son debidos a las emisiones antropogénicas del uso de fertilizantes en el norte tropical a latitudes medias y las emisiones naturales de los suelos y las regiones de afloramiento marino del trópico.

- Las series temporales de N_2O también muestran variaciones estacionales en el HN debido al intercambio de aire entre la estratosfera (destrucción de N_2O por procesos fotoquímicos) y la troposfera.

- amplitudes pico a pico de ~ 1 ppb en latitudes altas y
- cerca de 0.4 ppb a altas latitudes meridionales y tropicales.

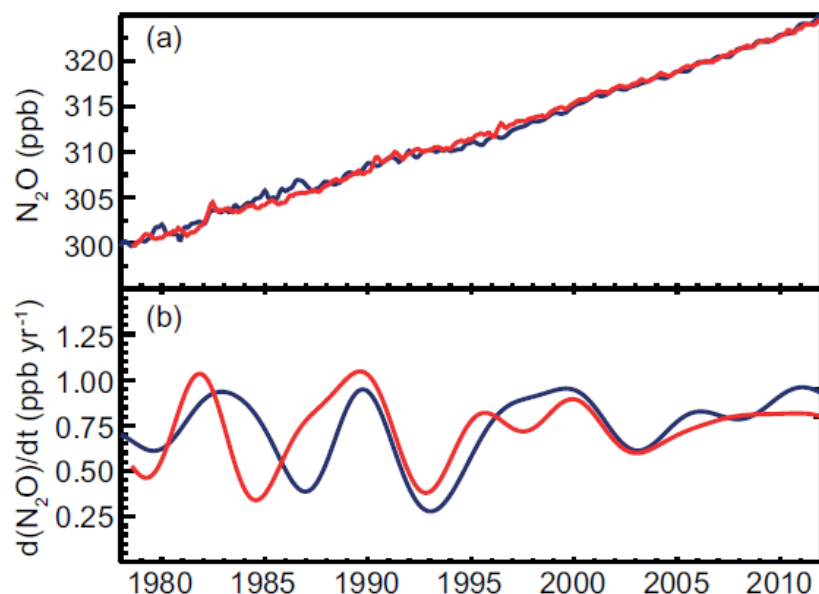
- En el HS los ciclos estacionales también están afectados por el influjo estratosférico y por la ventilación y la desgasificación térmica de N_2O de los océanos.

Nota: ppb = nmol mol⁻¹.

Cambios en la composición de la Atmósfera

- Gases de efecto invernadero

- N_2O atmosférico



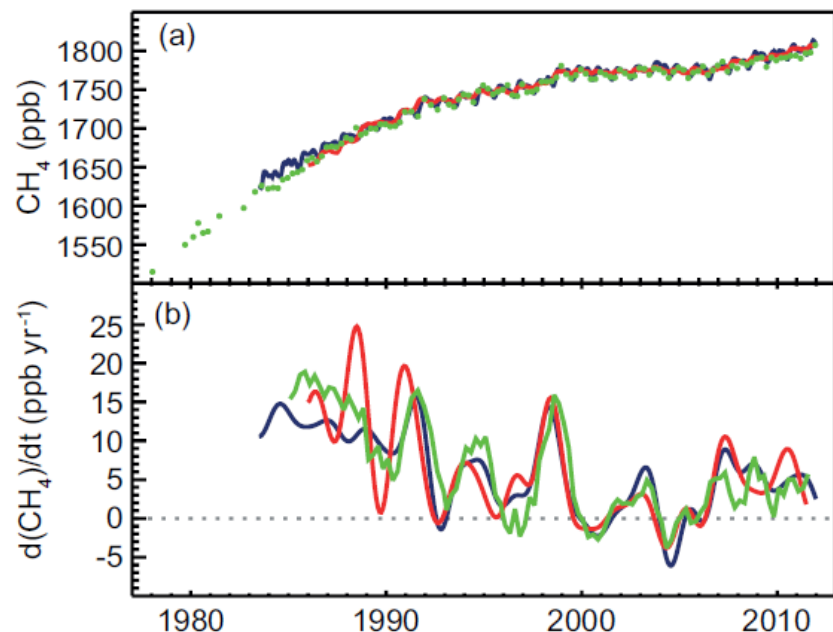
• **Figura 4** | (a) Promedio global de N_2O fracciones molares de aire seco de AGAGE (rojo) y NOAA/ESRL/GMD (azul) a escala mensual. (b) Tasas de crecimiento instantáneas para el promedio global de N_2O atmosférico.

Cambios en la composición de la Atmósfera

• Gases de efecto invernadero

• **El Metano Atmosférico (CH_4) en 2011 fue un 150% mayor que antes de 1750. CH_4 empieza a aumentar en 2007 hasta entonces había permanecido prácticamente constante de 1999 a 2006.**

- Existe una significativa variabilidad superimpuesta al patrón a largo plazo.
- Los forzamientos más probables del incremento del CH_4 atmosférico fueron
 - las anormalmente altas temperaturas del Ártico en 2007 y
 - la precipitación por encima de la media en los trópicos durante el 2007 y el 2008.



• **Figura 5** | (a) Promedio global de CH_4 fracciones molares de aire seco de UCI (verde; 4 valores por año, excepto antes de 1984, cuando son de frecuencia más baja y variable), AGAGE (rojo; mensual), y NOAA/ESRL/GMD (azul; quincenal). (b) Tasa de crecimiento instantánea para el promedio global de CH_4 atmosférico usando el mismo código de colores que en (a).

Cambios en la composición de la Atmósfera

- Gases de efecto invernadero

- Hydrofluorocarbonos (HFCs), perfluorocarbonos (PFCs), y hexafluoruro de azufre (SF₆)** todos aumentan de forma relativamente rápida, pero sus contribuciones al forzamiento radiativo es menor del 1% del total de los GEIs.

- Sustancias que disminuyen el Ozono.

- Para las sustancias que disminuyen el Ozono estratosférico, capa de ozono, las abundancias medias globales de la mayoría de los **chlorofluorocarbonos (CFCs)** están disminuyendo.

- Vapor de agua

- Debido a la alta variabilidad y a la relativamente corta serie de datos medidos, la confianza en las tendencias del vapor de agua estratosférico es baja.

- Mediciones satelitales globales del vapor de agua estratosférico muestran una sustancial variabilidad pero pequeños cambios netos para el periodo 1992–2011.

Cambios en la composición de la Atmósfera

•Ozono

- Es **cierto** que el **ozono estratosférico** global ha disminuido de los valores anteriores a 1980. La mayor parte de la disminución se produjo antes de mediados de 1990; desde entonces la capa de ozono se ha mantenido casi constante en alrededor a un 3.5% por debajo del nivel de 1964-80.

- La **confianza** es **media** en un aumento a larga escala del **ozono troposférico** en el HN desde la década de 1970. La **confianza** es **baja** en cambios en el ozono en el HS debido a lo limitado de las medidas.

- Es **probable** que las tendencias de **ozono superficial** en el este de Norteamérica y Europa occidental se hayan estabilizado o disminuido desde el año 2000 y que el ozono superficial se haya incrementado fuertemente en Asia Oriental desde los años 1990.

- Observaciones muestran fuertes diferencias regionales en las tendencias de los gases precursores del ozono. Lo más notable es que el NO₂ probablemente haya disminuido entre un 30 y un 50% en Europa y América del Norte y aumentó en más de un factor de 2 en Asia desde mediados de la década de 1990.

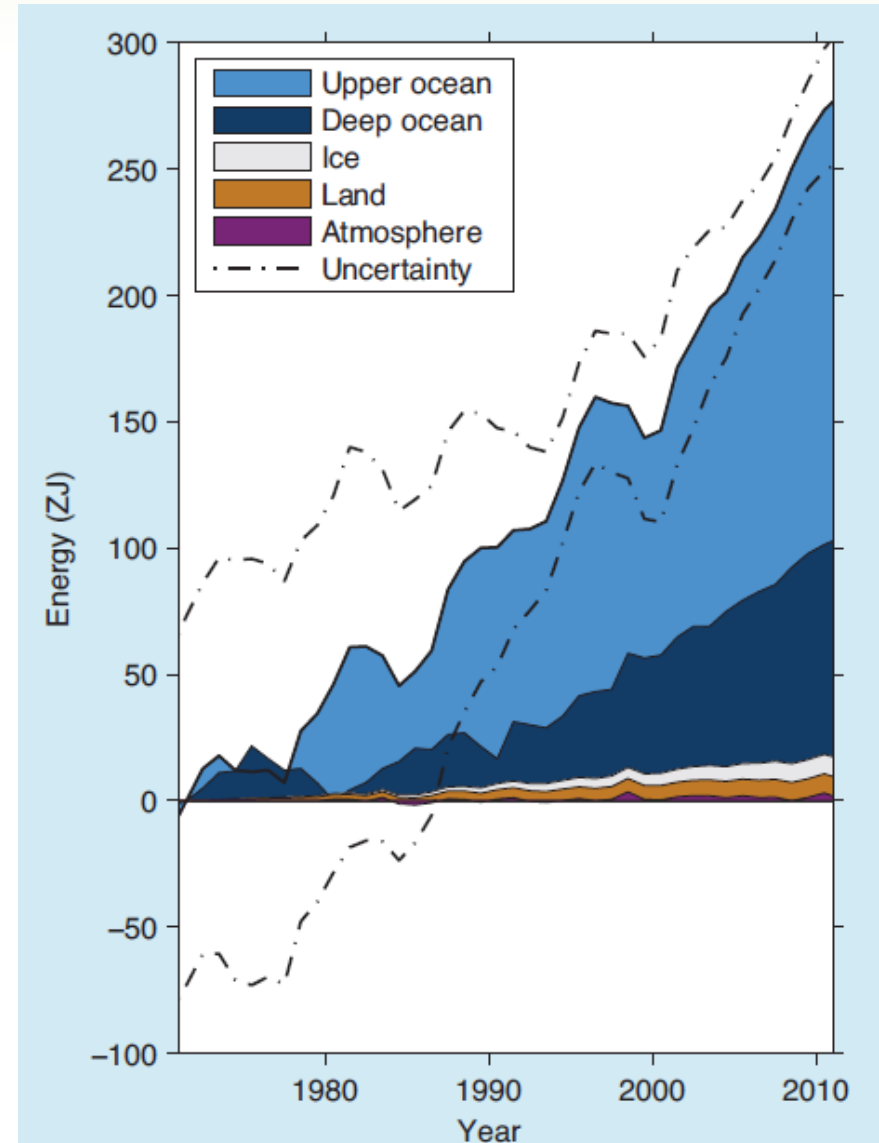
•Aerosoles

- Es **muy probable** que las cantidades de **aerosol** de la columna atmosférica hayan disminuido en Europa y el este de los EE.UU. desde mediados de la década de 1990 y aumentado en Asia oriental y meridional desde 2000.

Balance Energético

•Balances de Radiación.

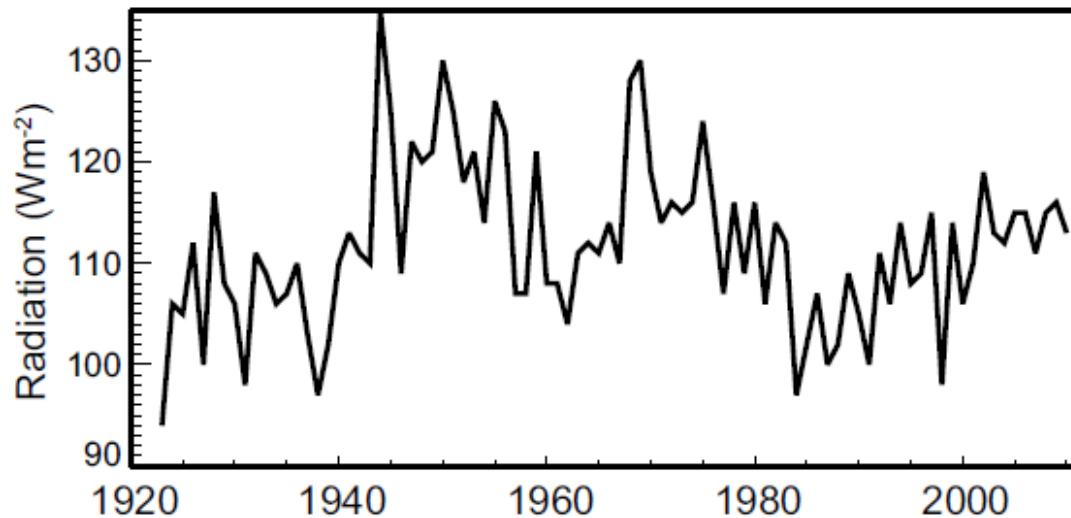
- La Tierra **no** está en equilibrio radiativo desde al menos 1970. Sale menos energía de la que entra.
- El océano es quien más energía ha absorbido. Tiene una gran cantidad de masa, una gran capacidad calorífica y mucha inercia. Además, su albedo es bajo.
- AR4 concluyó que el aumento de los GEI dio lugar a un **aumento del 9%** en su **RF (Radiative Forcing)** desde 1998 hasta 2005.
- Basado en observaciones *in situ* actualizadas, se concluye que los gases de efecto invernadero **han aumentado** en un 7.5% **el RF** de 2005 a 2011, con una contribución del dióxido de carbono (CO₂) del 80%.



Balance Energético

- Balances Radiativos.

- La radiación solar superficial **probablemente** sufrió cambios decadales generalizados a partir de 1950, con descensos («atenuación») hasta la década de 1980 y aumentos posteriores ('brillo') observados en muchos sitios en tierra. Hay **confianza media** en el incremento de la radiación neta térmica hacia Tierra.



•**Figura 7** | Superficie media anual de Radiación Solar (SSR) como se observa en Estocolmo, Suecia, desde 1923 hasta 2010. Estocolmo tiene el récord SSR más largo disponible a nivel mundial.

Cambios en la Temperatura

- Es *cierto* que la *Temperatura Media Global* de la superficie ha aumentado desde finales del siglo IXX y que este calentamiento ha sido especialmente notable desde la década de 1970.
 - Cada una de las últimas tres décadas ha sido, sucesivamente, más caliente en la superficie de la Tierra que todas las décadas anteriores y
 - la primera década del siglo XXI ha sido la más cálida.
- Hay *poca confianza* en los cambios anteriores a 1880, debido a:
 - la reducido número de estimaciones
 - técnicas de medición no estandarizadas
 - mayor dispersión entre las estimaciones y en particular
 - muy reducido muestreo observacional.

Cambios en la Temperatura

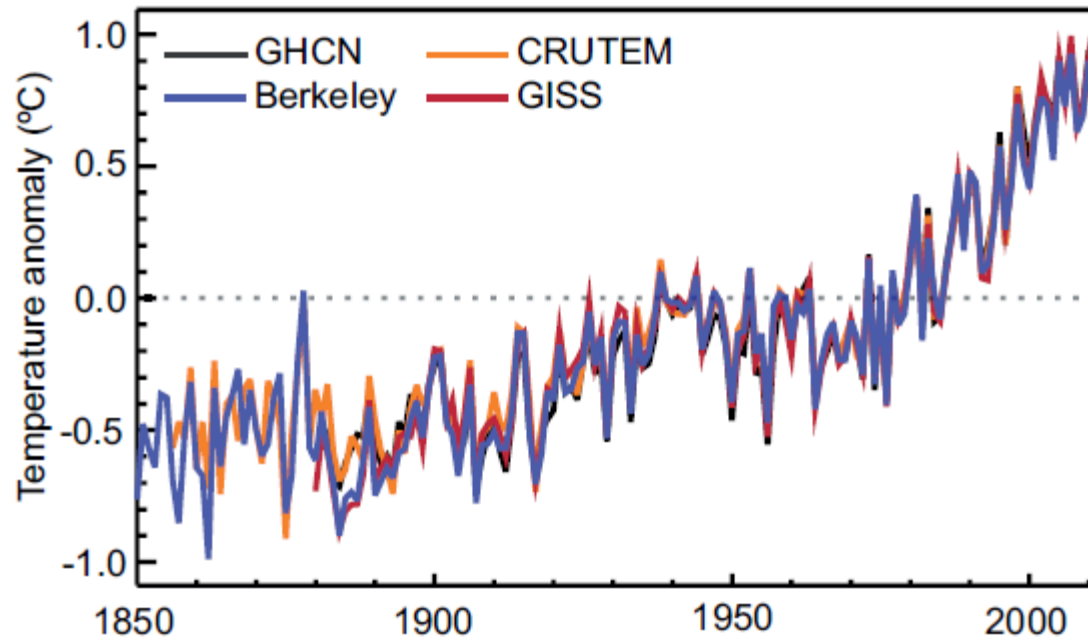


Figura 8 | Anomalías de la temperatura media global del aire (LSAT) medida en tierra relativa a la climatología del periodo 1961–1990 para las últimas versiones de cuatro bases de datos diferentes (Berkeley, CRUTEM, GHCN y GISS).

Cambios en la Temperatura

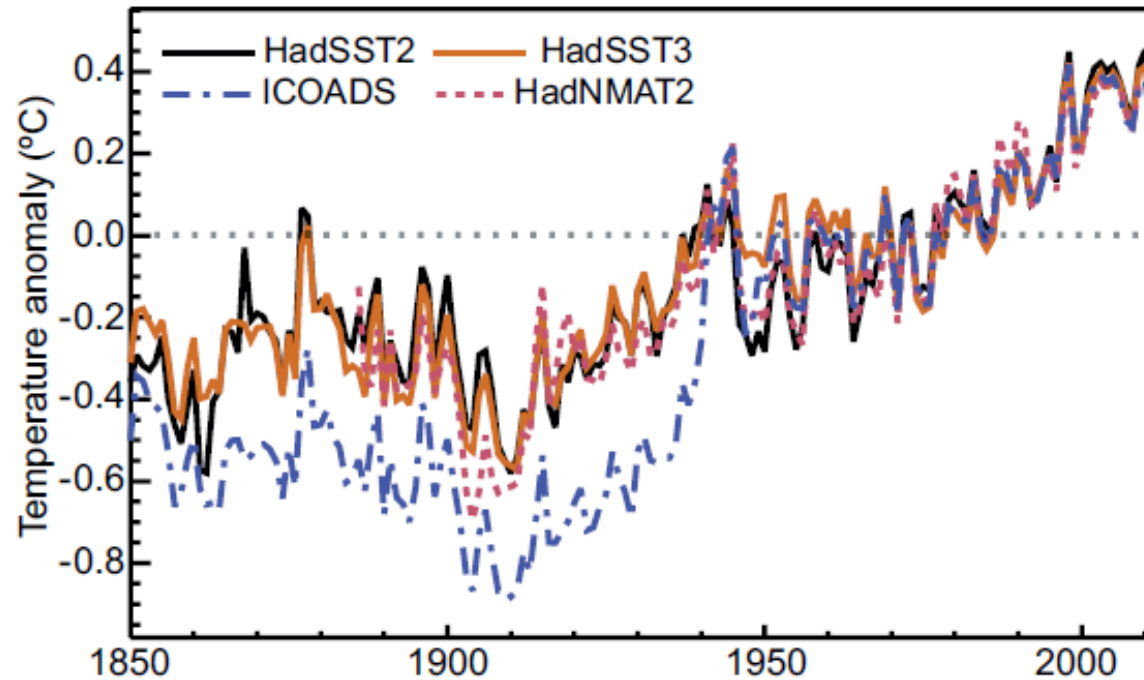


Figura 9 | Temperatura media global medida en la superficie del mar (SST) y temperatura marina nocturna (NMAT) relativa al periodo climatológico 1961–1990 para datos en malla de observaciones de SST (HadSST2 y su sucesor HadSST3), el archivo de datos crudos de mediciones de SST (ICOADS, v2.5) y la base de datos de temperatura nocturna HadNMAT2 (Kent et al., 2013). HadSST2 y HadSST3 están basadas en observaciones de SST de las versiones de los datos de ICOADS, pero difieren en el grado de corrección de sesgo de la medición.

Cambios en la Temperatura

Datos	Tendencia de la temperatura del aire (°C por década)				
	1880- 2012	1901-2012	1901- 1950	1951- 2012	1979- 2012
CRUTEM4.1.1.0	0.086 ± 0.015	0.095 ± 0.020	0.097 ± 0.029	0.175 ± 0.037	0.254 ± 0.050
GHCNv3.2.0	0.094 ± 0.016	0.107 ± 0.020	0.100 ± 0.033	0.197 ± 0.031	0.273 ± 0.047
GISS	0.095 ± 0.015	0.099 ± 0.020	0.098 ± 0.032	0.188 ± 0.032	0.267 ± 0.054
Berkeley	0.094 ± 0.013	0.101 ± 0.017	0.111 ± 0.034	0.175 ± 0.029	0.254 ± 0.049



1°C por siglo



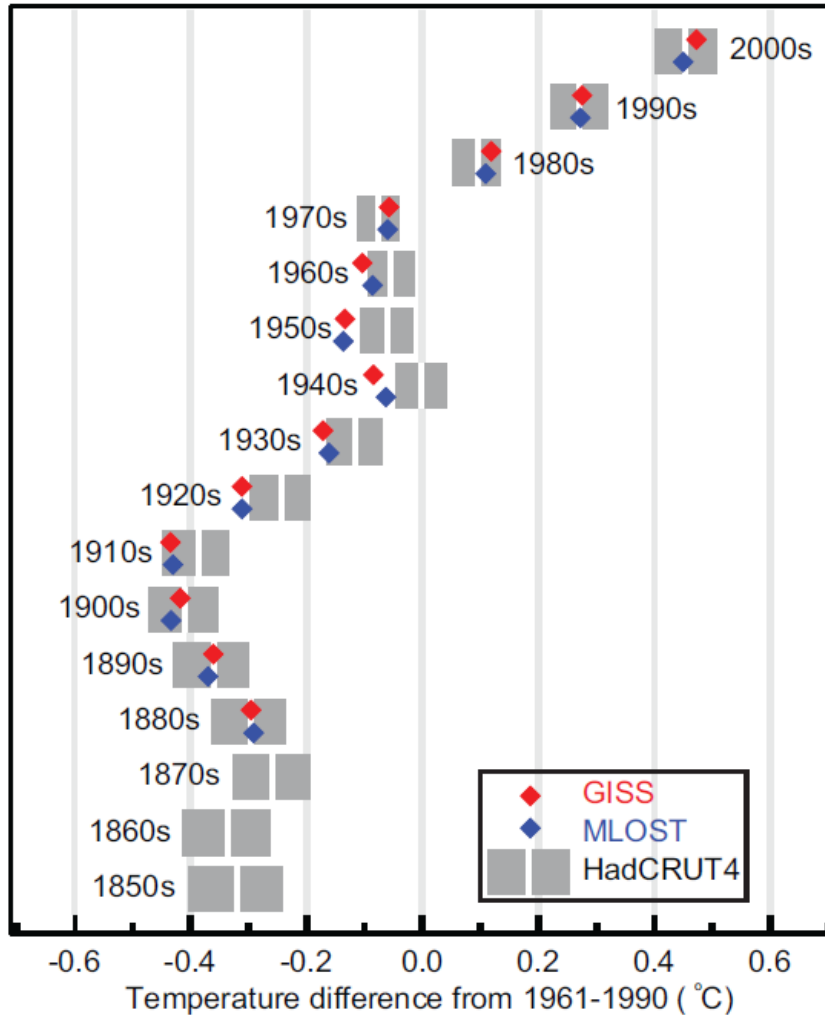
2.6°C por siglo

El calentamiento no ha sido lineal; el mayor el calentamiento se produjo en dos periodos:

- desde alrededor de 1900 a alrededor de 1940 y*
- desde alrededor de 1970 en adelante.*

Cambios en la Temperatura

- Temperatura de la superficie terrestre y oceánica combinada



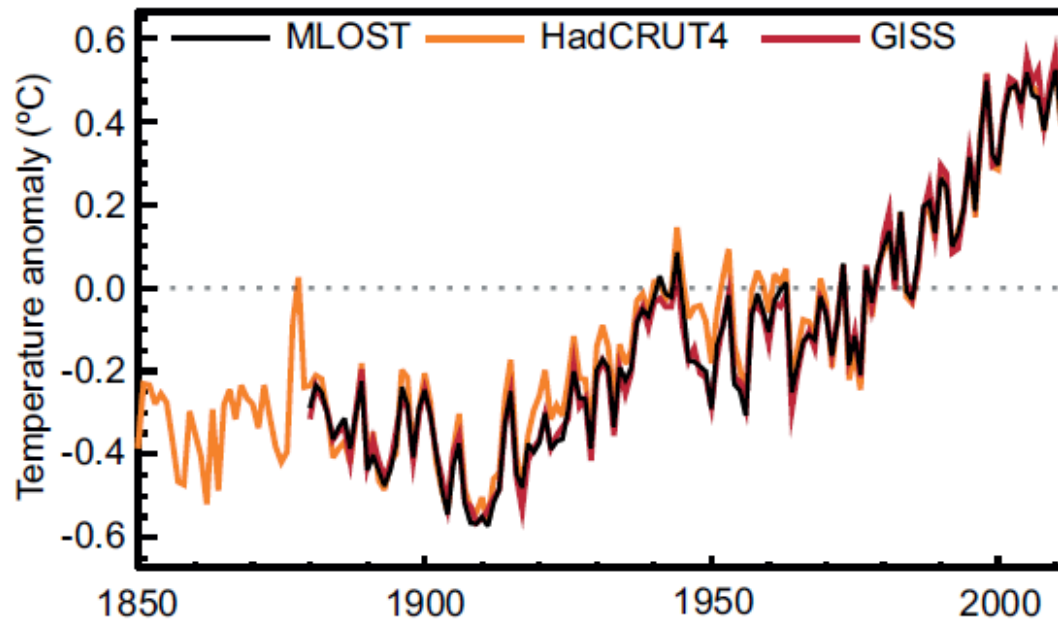
Anomalia de la temperatura media global superficial (GMST) (línea blanca vertical en los bloques grises) y sus incertidumbres (90% confianza intervalos como bloques grises)

Las anomalías son relativas al periodo 1961–1990. También se muestran las mejores estimaciones de las bases de datos NCDC MLOST y GISS.

Cambios en la Temperatura

• Las diferencias entre las bases de datos son más grandes en períodos anteriores, especialmente antes de la década de 1950 cuando:

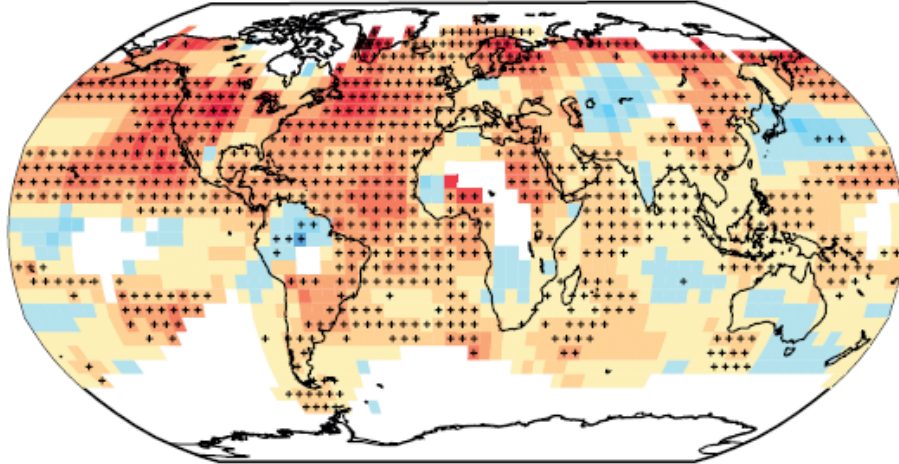
- el muestreo observacional era geográficamente mucho más incompleto,
- el error de los datos era mayor y
- las diferentes formas de tratar las regiones vacías de datos eran más importantes.



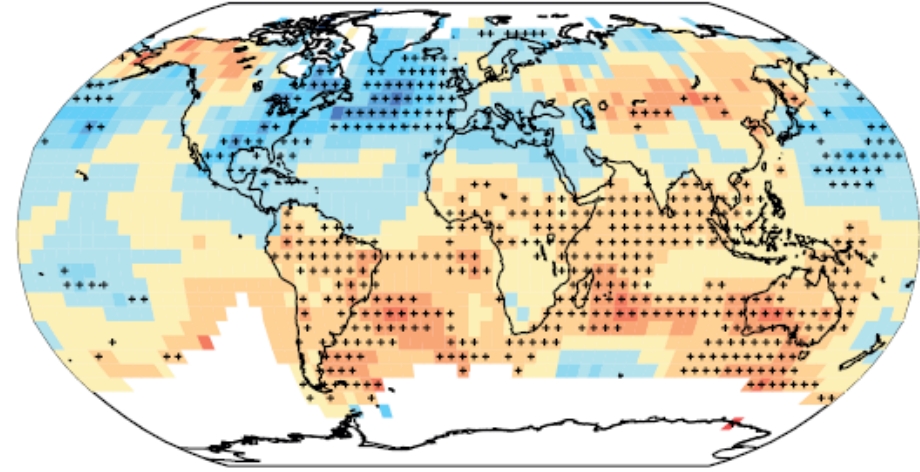
• **Figura 10 | Anomalías de la Temperatura superficial media global anual (GMST) relativa al periodo climatológico 1961–1990 para las últimas versiones de bases de datos que combinan temperatura del aire en tierra (LSAT) y temperatura sobre la superficie del océano (SST) (HadCRUT4, GISS y NCDC MLOST).**

Cambios en la Temperatura

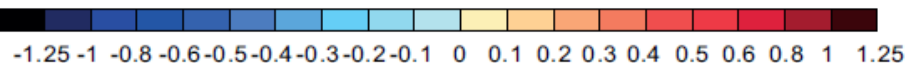
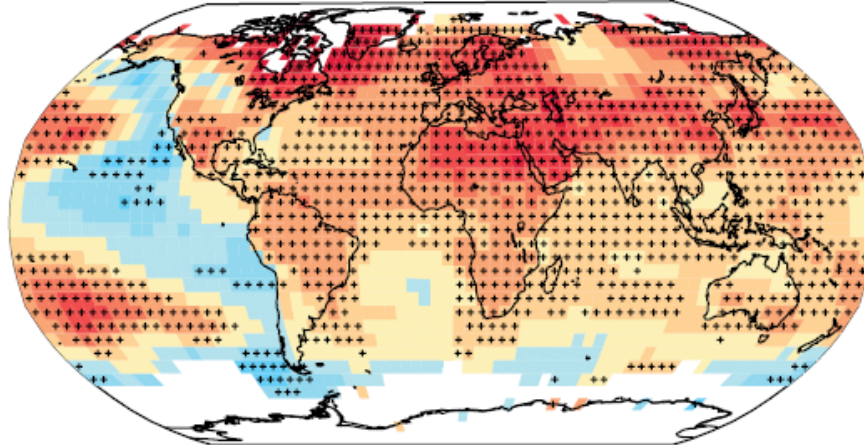
MLOST 1911-1940



MLOST 1951-1980



MLOST 1981-2012



Trend (°C per decade)

- *Anomalias de la temperatura superficial global media annual*

- **Figura 12** | Tendencias en la temperatura superficial de NCDC MLOST para tres periodos cortos no consecutivos (1911–1940; 1951–1980; 1981–2012). Areas en blanco indican datos incompletos o perdidos.

- *El calentamiento de principios del siglo XX fue un fenómeno de medio- altas latitudes en el HN,*

- *El calentamiento más reciente tiene unas características más globales.*

Cambios en la Temperatura

- *Desde 1998 se ha observado una reducción en el calentamiento, más marcado en el HN en invierno.*

El promedio de las tendencias para tres bases de datos diferentes nos da una estimación de un aumento de $0.05\text{ }^{\circ}\text{C dec}^{-1}$ para el periodo 1998–2012.

- Datos de temperatura de tierra y de la superficie del océano combinados promediados a nivel mundial muestran una tendencia lineal al calentamiento de 0.85°C de 1880–2012.

Cambios en la Temperatura

- Debido a la variabilidad natural, las tendencias basadas en cortos periodos de tiempo son muy sensibles al periodo seleccionado y pueden no reflejar en general las tendencias climáticas a largo plazo. Por ejemplo, la velocidad de calentamiento es de:

$0.05^{\circ}\text{C dec}^{-1}$ para los últimos 15 años (1998–2012) y

$0.12^{\circ}\text{C dec}^{-1}$ para 1951–2012;

- Las tendencias para un periodo de tiempo tan corto son muy sensibles no solo a la duración del periodo seleccionado si no que también a la fecha de inicio y fin del periodo.

Así, si se calculan las tendencias de la misma manera para un periodo de 15 años empezando en:

- 1995 se obtiene un calentamiento de $0.13^{\circ}\text{C dec}^{-1}$

- 1996 de $0.14^{\circ}\text{C dec}^{-1}$

- 1997 de $0.07^{\circ}\text{C dec}^{-1}$

Cambios en la Temperatura

Temperatura en la Troposfera y la Estratosfera

- Es *prácticamente seguro que a nivel mundial la troposfera se ha calentado y la estratosfera se ha enfriado desde la mitad del siglo XX.*
- En la *estratosfera se produjo un aumento importante de dióxido de carbono y de vapor de agua durante las últimas décadas .*
 - El incremento del vapor de agua ha sido entre un 20% y un 50% desde 1960 hasta mediados de los años 90 (Joshi, 2006).
- Tanto el dióxido de carbono como el vapor de agua tienden, a enfriar la *estratosfera.*
- Indirectamente pueden repercutir en la disminución del ozono, ya que la agudización del frío y la mayor humedad hacen que aumenten las nubes polares estratosféricas, en cuyo interior se producen reacciones que lo destruyen. La disminución del ozono estratosférico, que es un buen absorbente de la radiación ultravioleta que llega a la estratosfera, implica también un mayor enfriamiento.

Cambios en la Temperatura

Temperatura en la Troposfera y la Estratosfera

- **La estratosfera** registra una clara anomalía térmica negativa tras la subida térmica provocada por la erupción del Pinatubo, que inyectó aerosoles sulfatados, absorbentes de radiación, que la calentaron súbitamente. Sin embargo, esta anomalía se mantiene estable y los datos no indican que vaya a más.

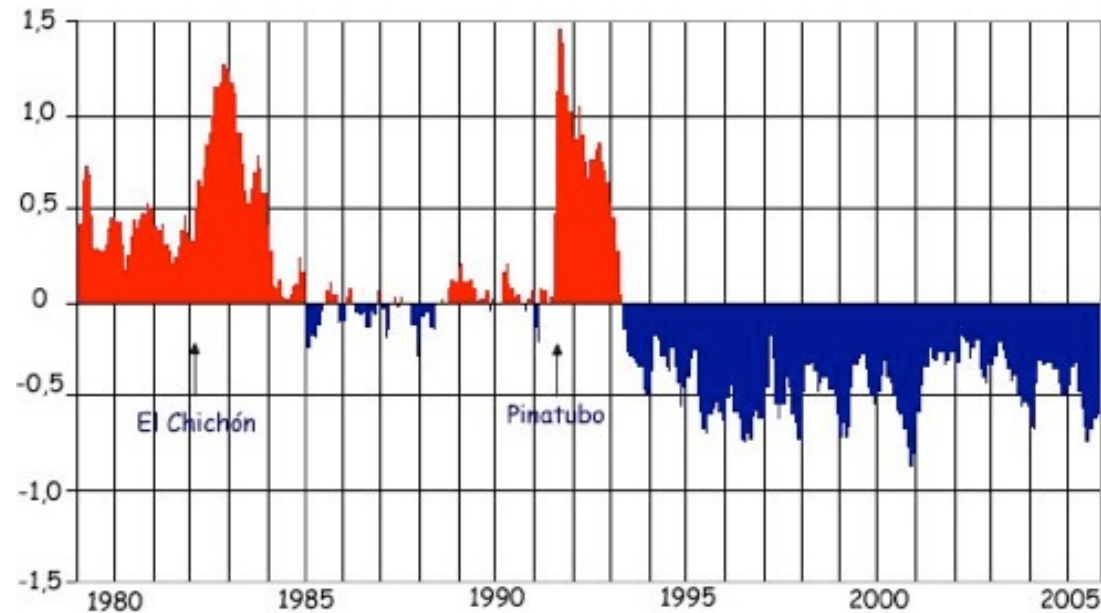


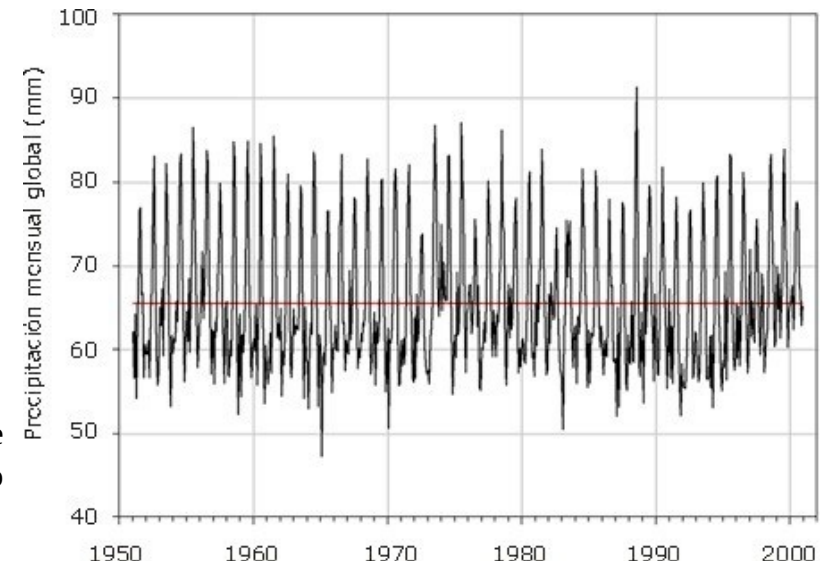
Figura 13 | Anomalía de la temperatura estratosférica en °C desde 1979 hasta el año 2006.

Cambios en el Ciclo Hidrológico

Evolución de la precipitación en el siglo XX y XXI

- La gráfica de la evolución de la precipitación global sube y baja, con un pico en los meses de verano de cada año y un mínimo en invierno. El clima mediterráneo es una excepción.
- El calor continental veraniego produce bajas presiones que atraen, tierra adentro, al aire húmedo marino. Las lluvias más abundantes llegan con los monzones, vientos estivales que afectan al sur de Asia, al sur del Sahara y a Norteamérica. En otras regiones alejadas del mar, de clima continental, el calor provoca nubes de desarrollo vertical, tormentas y precipitaciones.
- Como hay mucha más tierra en el HN que en el HS, los meses de verano del HN marcan las máximas globales.

Figura 14 | Precipitación media mensual en el conjunto de los continentes desde 1952 hasta 2002 (referencia: proyecto VASClimo).



Cambios en el Ciclo Hidrológico

Cambios en precipitación a larga escala

- La confianza es **baja** en los cambios de precipitación promediados sobre áreas globales de tierra para los años anteriores a 1950 y **media** para los años posteriores debido a datos insuficientes, principalmente en la primera parte del registro.
- *Registros disponibles a nivel mundial son incompletos y muestran tendencias mixtas y no significativas a largo plazo en los cambios medios mundiales.*
- Cuando se promedia sobre las zonas terrestres de las *latitudes medias del HN*, todos los conjuntos de datos muestran un *probable aumento global de las precipitaciones* (**confianza media** desde 1901, pero de **alta confianza** después de 1951).
- Para el resto de las zonas, la escasez de datos, la calidad o la falta de acuerdo cuantitativo entre las estimaciones disponibles produce **poca confianza** en la caracterización de tales tendencias a largo plazo en la precipitación promedio zonal.

Cambios en el Ciclo Hidrológico

Tendencias regionales de las precipitaciones durante el siglo XX

- En el conjunto de **España**, la precipitación media es de unos 680 mm pero dada la gran variabilidad interanual no se puede concluir que exista una tendencia clara, pues los cálculos dependen mucho del período escogido.

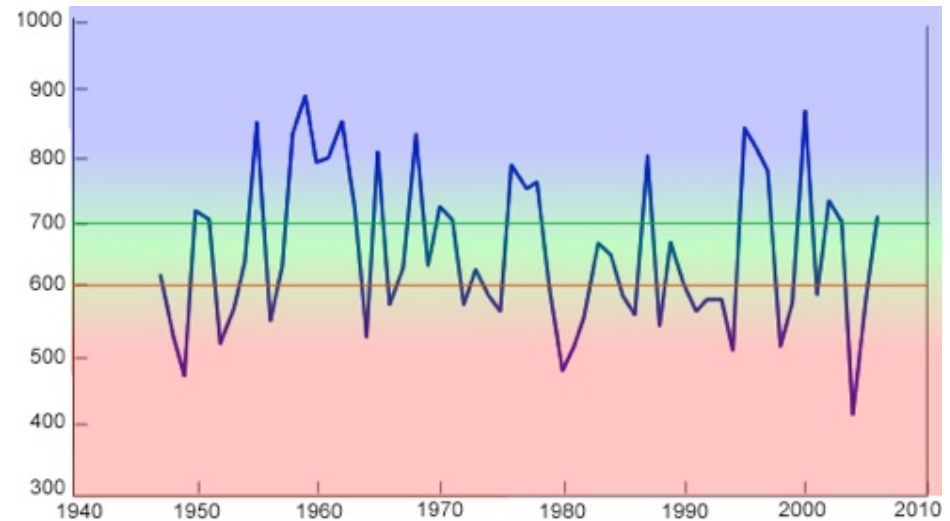


Figura 15 | Precipitación media en España 1947-2006 (referencia AEMET).

- En la gráfica se observan años de "pertinaz sequía", como el del bienio 1948-49, o el reciente 2004-05, y otros bastante más lluviosos.

Cambios en el Ciclo Hidrológico

Evolución y tendencias de las sequías en el siglo XX y XXI

- En el balance global del ciclo hidrológico hay un transporte aéreo neto de vapor de agua de 45.000 km³/año desde los océanos hacia los continentes, agua que los ríos, tras precipitar, devuelven al mar (Oki, 2006).
- De confirmarse un calentamiento global, el ciclo hidrológico se intensificaría. Debido a la mayor evaporación oceánica, el incremento de los aportes de humedad hacia los continentes superaría al incremento de la evapotranspiración de los territorios continentales. Por lo tanto, la aridez de los continentes a escala global disminuiría.
- La historia del clima corrobora que un clima más cálido es un clima menos árido. Pero por ahora los estudios muestran una gran variabilidad de unas décadas a otras y no se observa una tendencia significativa (Dai, 1998).

Tendencia Global

- Una señal posible de disminución de la aridez a escala global es que los caudales de los ríos parece que han aumentado más que la cuantía de las precipitaciones, lo cual indicaría un incremento de la humedad de los suelos.

Cambios en el Ciclo Hidrológico

•Cambios en las nevadas

- Es probable que esté disminuyendo el número de nevadas asociado a un aumento en las temperaturas durante el invierno (América del Norte, Europa, Sur y Este de Asia).
- La confianza es baja para los cambios en las nevadas sobre la Antártida.

•Escorrentías y descargas fluviales

La confianza es baja para una tendencia creciente en la descarga de los ríos a nivel mundial durante el siglo XX.

•Evapotranspiración (incluyendo evaporación en sartén)

- Hay confianza media en que la disminución de la evaporación en sartén relacionada con los cambios en la velocidad del viento, la radiación solar y la humedad.
- A escala mundial, la evapotranspiración (pérdida de humedad por evaporación directa junto a pérdida de agua por transpiración de la vegetación) de la tierra aumentó (confianza media) desde principios de 1980 hasta finales de 1990.
- Después de 1998, la falta de disponibilidad de humedad en las zonas de tierra del HS, en particular la disminución de la humedad del suelo, ha actuado como un obstáculo para un mayor aumento de la evapotranspiración mundial.

Cambios en el Ciclo Hidrológico

•Humedad

- Los posibles cambios ocurridos a escala global en la humedad de la atmósfera terrestre son prácticamente desconocidos, existen poquísimas series de mediciones.
- El vapor de agua no se reparte espacialmente de forma homogénea, lo que hace aún más difícil cuantificar empíricamente su posible evolución global.
- El máximo de humedad se registra en las zonas ecuatoriales y el mínimo en las latitudes altas.
- Calentamiento implica aumento de la concentración de vapor de agua en la atmósfera lo que refuerza el calentamiento.

Durante el siglo XX, el vapor de agua ha aumentado a escala global entre un 3% y un 4% y según los modelos aumentará un 20% en la baja troposfera y un 100% en la alta al final del siglo XXI.

Cambios en el Ciclo Hidrológico

•Humedad Superficial

- Es **muy probable** que la humedad específica (mide la masa de vapor de agua en un kg de aire húmedo) global del aire próximo a la superficie haya aumentado desde la década de 1970.
- Durante los últimos años se observa una disminución en la humedad relativa (es la relación entre la cantidad de vapor de agua que contiene una masa de aire y la que tendría si estuviera completamente saturada) cerca de la superficie terrestre (**confianza media**).

•Humedad en la Troposfera

- Es **muy probable** un aumento del vapor de agua troposférico a escalas casi globales desde 1970.
- No se han observado tendencias significativas en la humedad relativa en la troposfera a grandes escalas espaciales.

Cambios en el Ciclo Hidrológico

•Nubes

- Las nubes cubren aproximadamente entre un 65% y un 68% de la superficie terrestre. Este porcentaje varía en función de:

- la temperatura,
- la humedad, y
- los núcleos de condensación presentes en el aire. Todos los aerosoles naturales y antropogénicos, así como las partículas ionizadas ligadas a la radiación solar y cósmica, tienen una repercusión directa en los cambios de la nubosidad terrestre.

- La nubosidad cambia si varía la circulación general atmosférica. Es mayor en las zonas en donde predominan los movimientos de aire ligero divergente y ascendente (bajas presiones), y menor en las zonas en donde el aire pesado converge y desciende (altas presiones). Los cambios en la circulación general atmosférica, que alteran la extensión e intensidad de las zonas de bajas y altas presiones puede también modificar la nubosidad a escala global.

- Desde 1960 hasta finales de la década de los 80.**

La nubosidad parece que aumentó en casi todos los continentes.

El incremento de la cobertura nubosa en ese período fue de un 10% en Estados Unidos y de un 5% en Europa.

Cambios en el Ciclo Hidrológico

Nubes

El aumento de la nubosidad vino acompañado por una disminución de la oscilación térmica entre los días y las noches, pues las temperaturas mínimas por lo general aumentaron más que las temperaturas máximas.

Desde 1987 hasta 2001.

La evolución de la nubosidad es más compleja.

La nubosidad total disminuyó un 4%, con la mitad de esta disminución debida a la disminución de las nubes bajas y la otra mitad debida a la disminución de las nubes medias y altas.

Desde 2001 hasta 2004.

La nubosidad aumentó un 2%.

- La confianza en las observaciones de la variabilidad de nubes a escala mundial y las tendencias es [baja](#).

Cambios en el Ciclo Hidrológico

El hielo

El 85% del área terrestre ocupada por hielos permanentes se encuentra en la Antártida.

El 10% corresponde al hielo de Groenlandia.

El 5% restante al conjunto de todos los otros glaciares y pequeños casquetes helados.

El hielo continental: El espesor medio del hielo en la Antártida es de 2.4 km y en algunos lugares llega casi a los 5 km. Su volumen es tan grande que su descongelación completa elevaría el nivel del mar unos 60 m. El 90% de la masa de hielo se encuentra en la Antártida Oriental.

Figura 16 | Análisis de satélite de la evolución del espesor del manto en el período 1992-2003 indican un incremento en la mayor parte de la Antártida Oriental y un adelgazamiento en la mayor parte de la Antártida Occidental. En el balance global se ha producido un leve aumento de 1,4 cm/año.



Cambios en el Ciclo Hidrológico

El hielo

El hielo marino: Por otra parte, la banquisa de hielo marino que se forma anualmente alrededor de la Antártida experimenta una gran variación estacional en su área de hielo (entre 2 y 3 millones de km² en verano y entre 15 y 16 millones de km² en invierno).

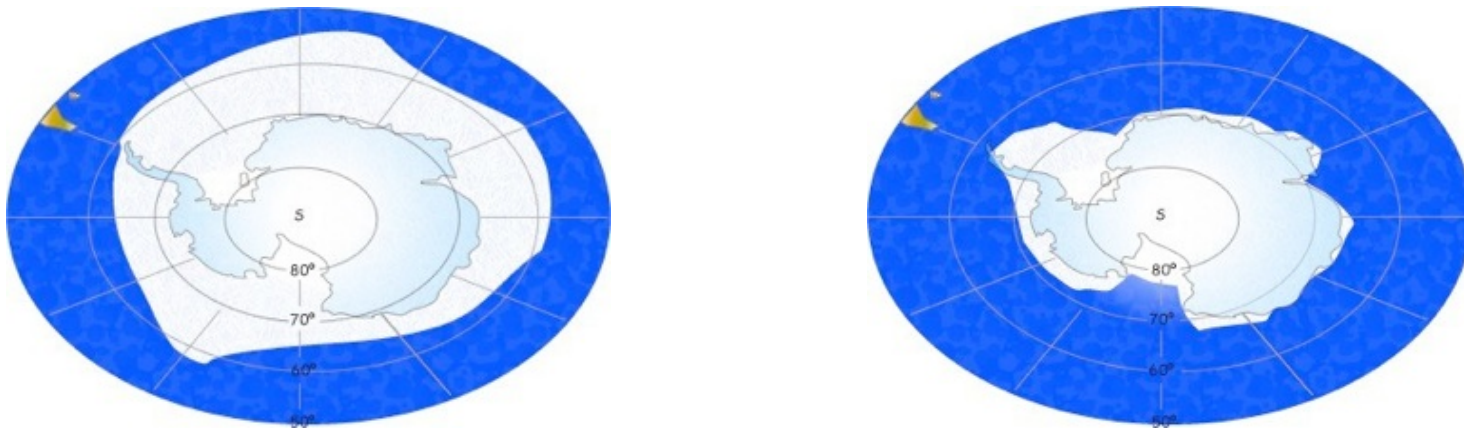


Figura 17 | La banquisa de hielo de la Antártida en Septiembre (izquierda) y en Febrero (derecha)

El hielo marino del Ártico tiene una estructura compleja, consistente en diferentes tipos de hielo, con diferentes espesores, que puede variar desde regiones recubiertas por finas láminas de hielo recién formado, hasta otras zonas en donde la compresión de hielo origina amontonamientos de hasta 50 m de espesor.

Cambios en el Ciclo Hidrológico

El hielo

El hielo marino del Ártico:

Se producen grandes variaciones estacionales y anuales.

El espesor medio en el Polo Norte es entre 3 y 4 m al final del invierno, pero la variación es grande debido a que la banquisa ártica se mueve. En el corazón del verano, cuando las temperaturas rondan los 0°C, se está muy cerca de la descongelación y aparecen grandes calvas.

Aproximadamente la mitad del hielo marino del Ártico, a diferencia del de la Antártida, es hielo multianual, es decir hielo que sobrevive al menos un verano.

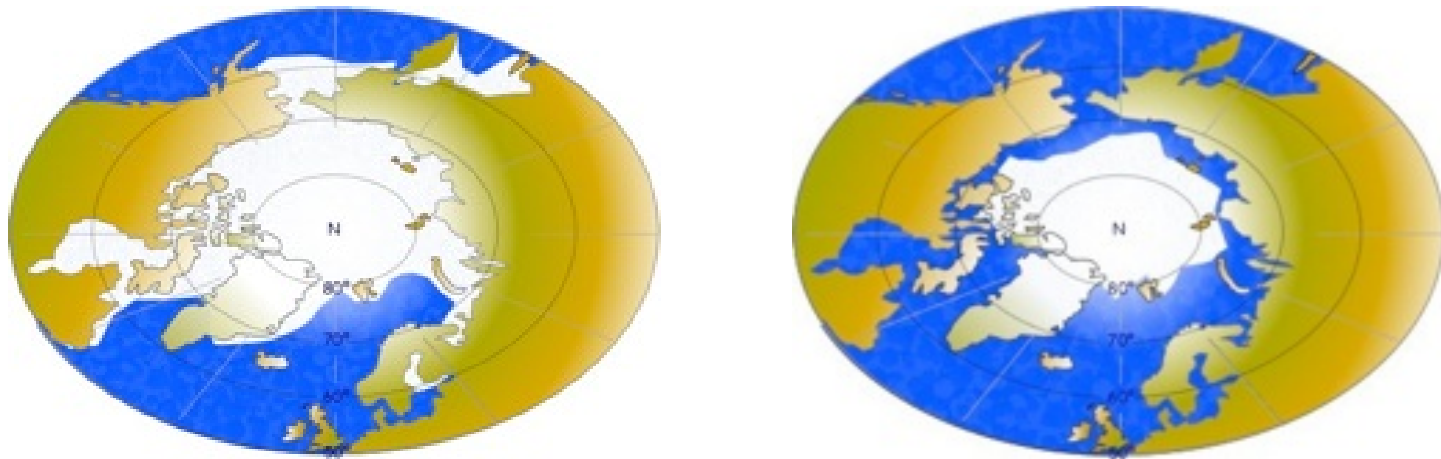


Figura 18 | Extensión media máxima (Febrero) y mínima (Septiembre) de la banquisa de hielo en el Ártico.

Cambios en el Ciclo Hidrológico

El hielo

¿Por qué se calienta el Ártico?

Factores antrópicos

- Aumento de gases efecto invernadero CO_2 , CH_4 , O_3 troposférico.
- Efecto invernadero provocado por la suciedad del aire, es decir, por los aerosoles emitidos desde regiones muy pobladas de latitudes medias como Estados Unidos, Europa, Rusia y China. El calentamiento producido por estos aerosoles puede notarse sobre todo en invierno, ya que retienen en la atmósfera las radiaciones infrarrojas terrestres que se escapan al espacio.

Factores naturales

- Suciedad procedente de las erupciones volcánicas.
- Las variaciones en las corrientes oceánicas.
- Los cambios astronómicos en la insolación.
- Cambios en la circulación de vientos propiciados por valores altos de los índices NAO y AO.

Esta circulación atmosférica puede haber influido en el movimiento del hielo marino, provocando una mayor salida de témpanos del Ártico hacia los mares Nórdicos a través del estrecho de Fram y una mayor entrada de agua cálida del Atlántico a través del Mar de Barents.

Cambios en el Ciclo Hidrológico

El hielo

- El manto de hielo de Groenlandia contiene un volumen de hielo cuya descongelación completa equivaldría a unos 7 m de subida general del nivel del mar.
- Muchas de las lenguas glaciares que llegan a la costa retroceden.
- En gran parte del interior parece detectarse un incremento del hielo debido a un posible aumento de las precipitaciones de nieve.

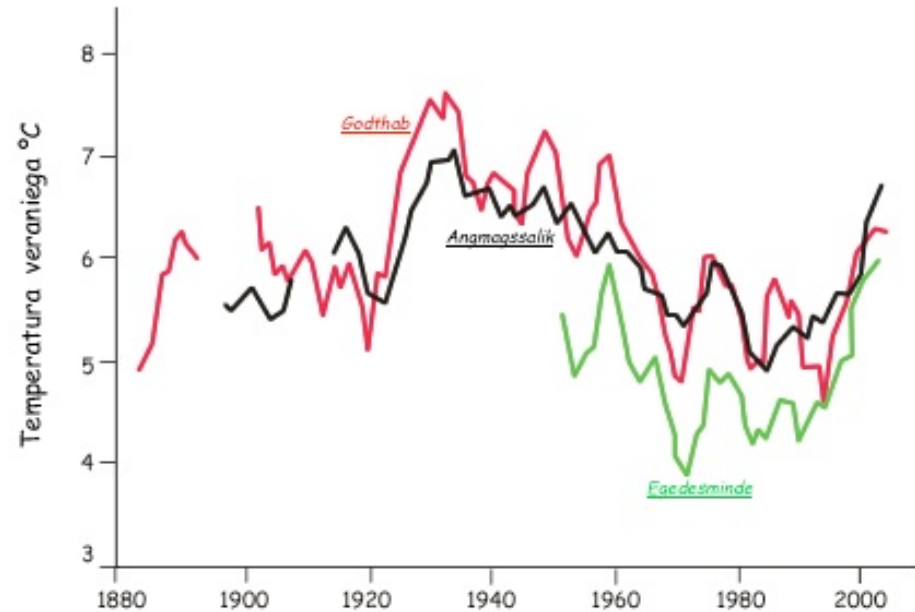
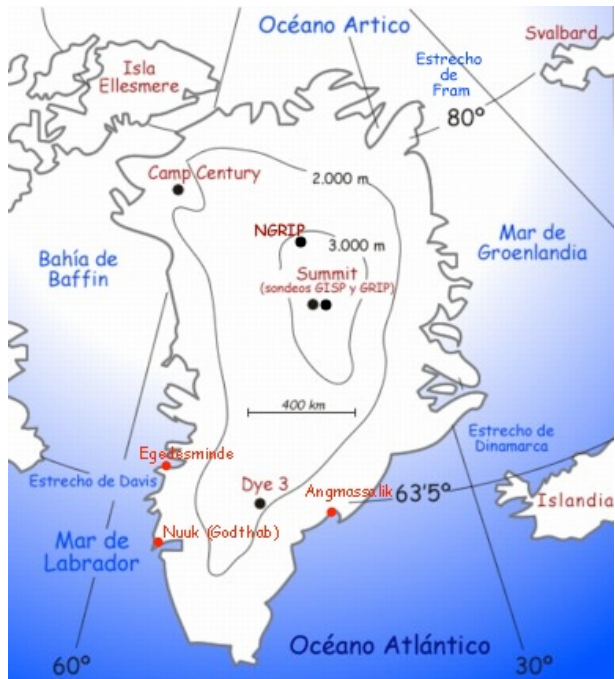


Figura 19 | Temperaturas de verano (JJJ) en Groenlandia (Godthab, Angmassalik, Egedesminde) en el período 1880-2000.

Cambios en el Ciclo Hidrológico

Glaciares de Montaña

- Los glaciares y pequeños casquetes de hielo tienen un volumen cuya descongelación supondría una elevación del nivel del mar de aproximadamente 0.5 m.
- Las causas de los retrocesos y avances de estos glaciares son muy complejas, ya que entran en juego las temperaturas, pero también las precipitaciones. Son dos factores que muchas veces se contraponen, ya que un calentamiento suele ir acompañado muchas veces de una mayor precipitación de nieve, y viceversa.
- También intervienen en el balance entre la acumulación y la ablación del hielo otros factores complejos que atañen al movimiento de los glaciares montaña abajo y a la inercia en la respuesta del hielo a cambios climáticos anteriores y alejados en el tiempo. *Los glaciares estudiados han retrocedido considerablemente desde mediados del siglo XIX.*



Cambios en el Ciclo Hidrológico

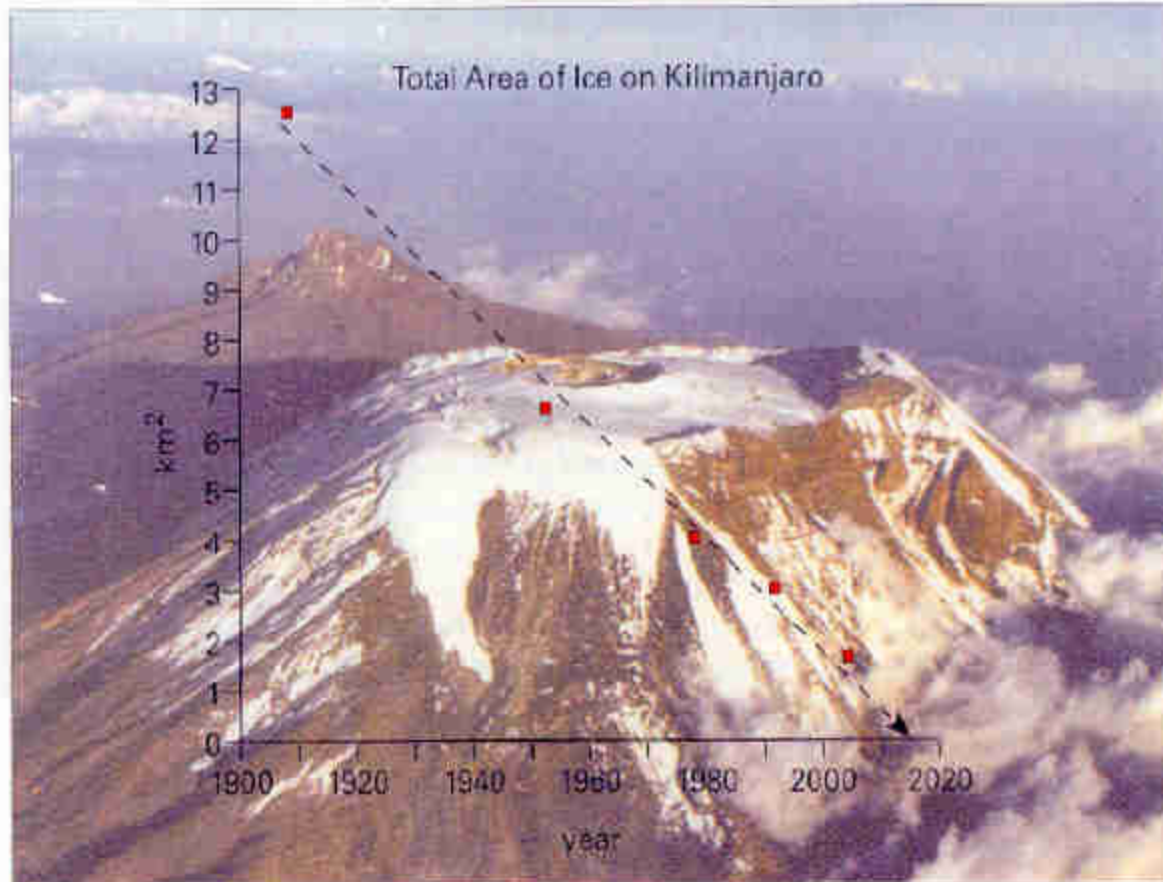
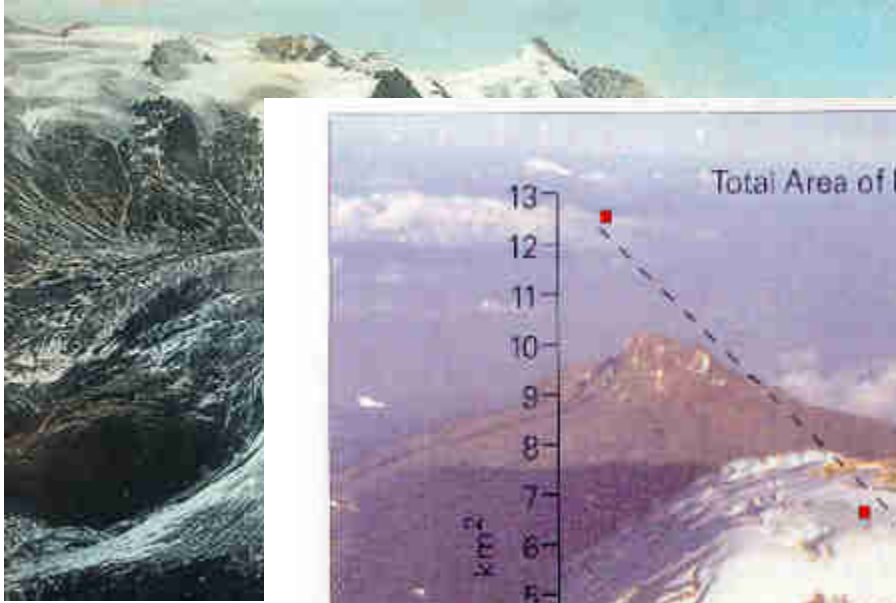
Glaciares de Montaña

El futuro

A pesar de la dificultad de los pronósticos, los modelos manejados por el IPCC indican que la tendencia global es hacia una descongelación neta y que unos 20 cm de la proyectada subida del nivel del mar que se espera para dentro de unos cien años derivará de la contracción de estos glaciares y pequeños mantos de hielo de montaña. De ser así, la región del Tibet y los glaciares de Alaska serían los contribuyentes más importantes.

Cambios en el Ciclo Hidrológico

¿Huellas del cambio climático?



The extent of ice cover on Mt. Kilimanjaro decreased by 81% between 1912 and 2000. Disappearing paleoclimate archives such as this are a priority target of the Global Paleoclimate Observing System currently being proposed by PAGES scientists. For more information see the editorial in this issue of PAGES News. Photo: Captain G. Mazula, Data: Lonnie Thompson

Cambios en el Ciclo Hidrológico

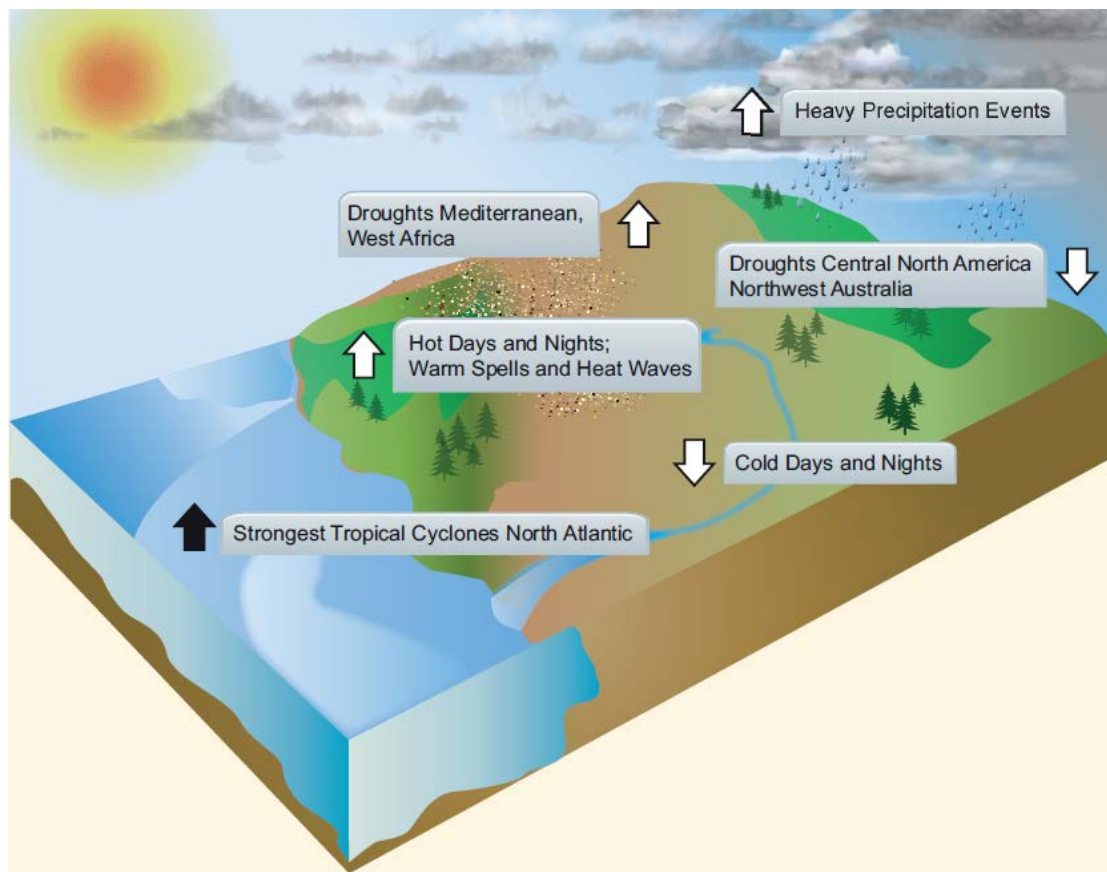
¿Huellas del cambio climático?



Glaciar Muir (Alaska)

Cambios en los Extremos Climáticos

- En general, los cambios globales más robustos en los extremos climáticos se ven en las mediciones de **temperatura diaria**, incluyendo, en cierta medida, las **olas de calor**.
- Las **precipitaciones** extremas también parecen ser cada vez mayores, pero hay una gran variabilidad espacial. Las tendencias en las **sequías** son todavía inciertas, excepto en unas pocas regiones.



- Se han observado **fuertes aumentos** en la **frecuencia de los ciclones tropicales** y en la **actividad en el Atlántico Norte desde 1970**.
- Hay **limitadas evidencias** de cambios en los extremos asociados con otras variables climáticas desde la mitad del siglo XX.

• **Figura 20** | Tendencias en la frecuencia (o intensidad) de varios extremos climáticos (la dirección de las flechas indica el signo del cambio) desde mitad del siglo 20 (excepto para las tormentas del Atlántico Norte donde el periodo abarca desde la década de 1970).

Cambios en los Extremos Climáticos

Temperaturas extremas

- Usando definiciones consistentes de días y noches de *extremo frío* (<percentil 10) y *calor* (> percentil 90), se ha observado que:
- Desde alrededor de 1950, es **muy probable** que el **número de días y noches fríos** hayan disminuido y el **número de días y noches cálidas** hayan aumentado a escala global.
- Es **probable** que también se hayan producido tales cambios a escala regional en la mayor parte de América del Norte, Europa, Asia y Australia.

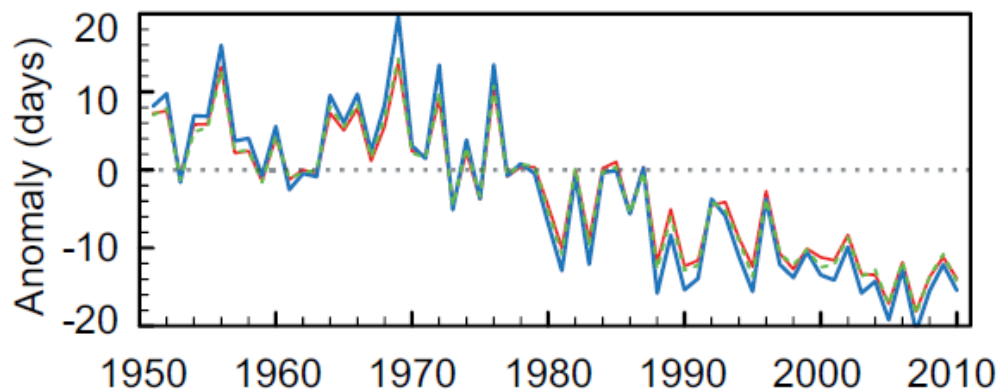
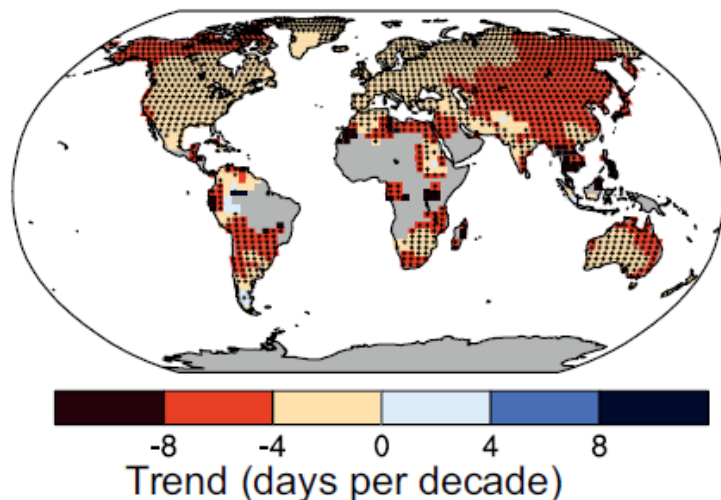
Cambios en los Extremos Climáticos

- Temperaturas extremas
- Las olas de calor, es decir, los periodos que contienen días o noches de calor extremo consecutivos, también se han evaluado, pero hay menos estudios que en los que se comparan simplemente los cambios en días o noches cálidas.
- *La mayoría de las áreas terrestres globales con datos disponibles han experimentado más olas de calor desde mediados del siglo XX.*
- Para regiones como Europa, donde las reconstrucciones históricas de temperatura se remontan a varios cientos de años atrás, *hay indicios de que algunas áreas han experimentado un número desproporcionado de olas de calor extremas en las últimas décadas.*

Cambios en los Extremos Climáticos

Temperaturas extremas

(a) Cold Nights

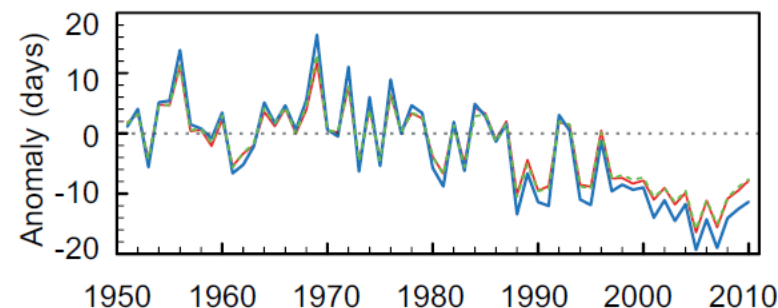
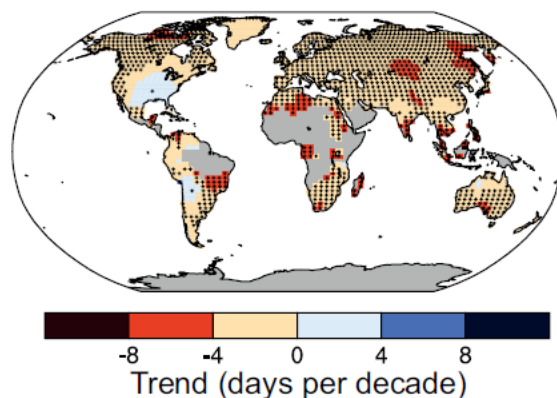


•**Figura 21** Tendencias de la frecuencia anual de temperaturas extremas en el período 1951-2010, para las noches de extremo frío se consideró (TN10p). Las tendencias se calcularon sólo para puntos que tenían al menos 40 años de datos durante este período y en que los datos no terminaban antes de 2003. Las áreas grises indican la falta de datos o que están incompletos. El signo + indica puntos donde las tendencias son significativas (es decir, una tendencia de cero se encuentra fuera del intervalo de confianza del 90%). Al lado del mapa se encuentran la serie de anomalías anuales globales de estos índices con respecto a 1961-1990 para tres conjuntos de datos de índices globales: HadEX2 (rojo); HadGHCND (azul) y actualizado para 2010 y GHCNDEX (verde). Los promedios globales sólo se calculan utilizando puntos, donde los tres conjuntos de datos tienen por lo menos el 90% de los datos correspondientes al período de tiempo. Las tendencias son significativas (es decir, una tendencia de cero se encuentra fuera del intervalo de confianza del 90%) para todos los índices globales mostrados.

Cambios en los Extremos Climáticos

Temperaturas extremas

(b) Cold Days



(c) Warm Nights

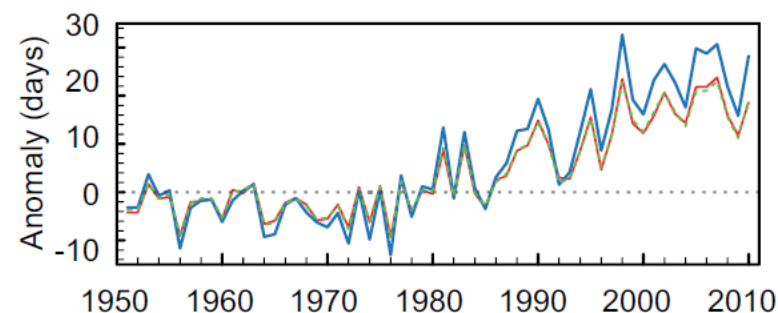
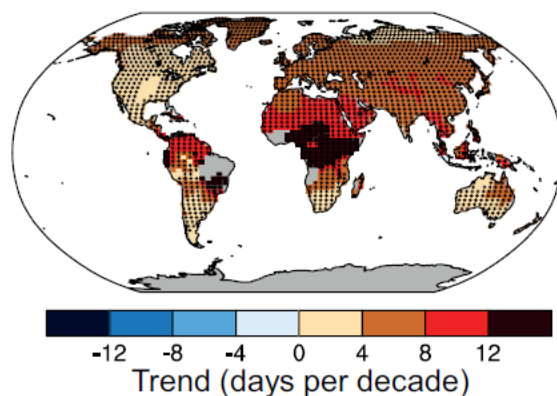


Figura 21 Tendencias de la frecuencia anual de temperaturas extremas en el período 1951-2010, para (b) días de extremo frío (TX10p) y (c) noches de extremo calor (TN90p). Las tendencias se calcularon sólo para puntos que tenían al menos 40 años de datos durante este período y en que los datos no terminaban antes de 2003. Las áreas grises indican la falta de datos o que están incompletos. El signo + indica puntos donde las tendencias son significativas (es decir, una tendencia de cero se encuentra fuera del intervalo de confianza del 90%). Al lado del mapa se encuentran la serie de anomalías anuales globales de estos índices con respecto a 1961-1990 para tres conjuntos de datos de índices globales: HadEX2 (rojo); HadGHCND (azul) y actualizado para 2010 y GHCNDEX (verde). Los promedios globales sólo se calculan utilizando puntos, donde los tres conjuntos de datos tienen por lo menos el 90% de los datos correspondientes al período de tiempo. Las tendencias son significativas (es decir, una tendencia de cero se encuentra fuera del intervalo de confianza del 90%) para todos los índices globales mostrados.

Cambios en los Extremos Climáticos

Temperaturas extremas

(d) Warm Days

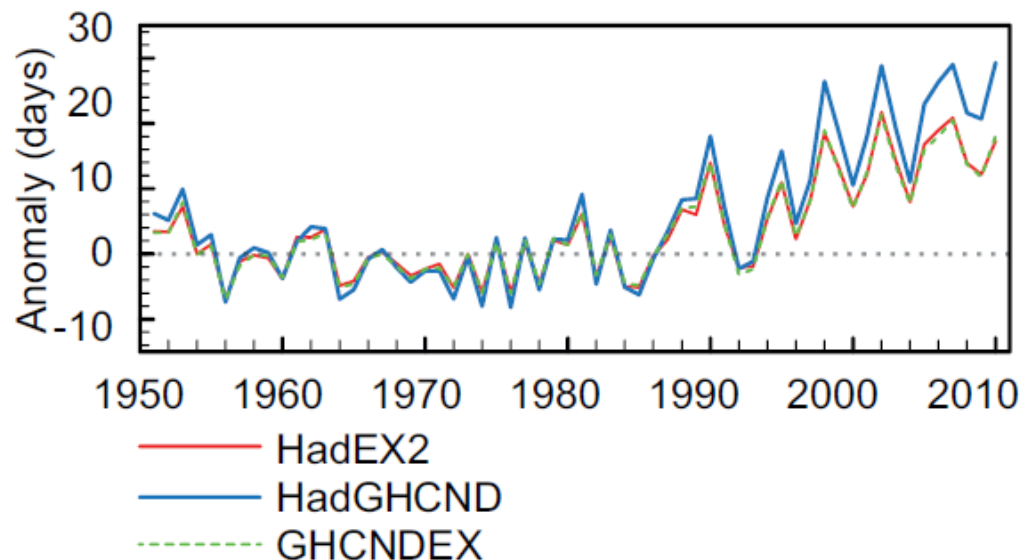
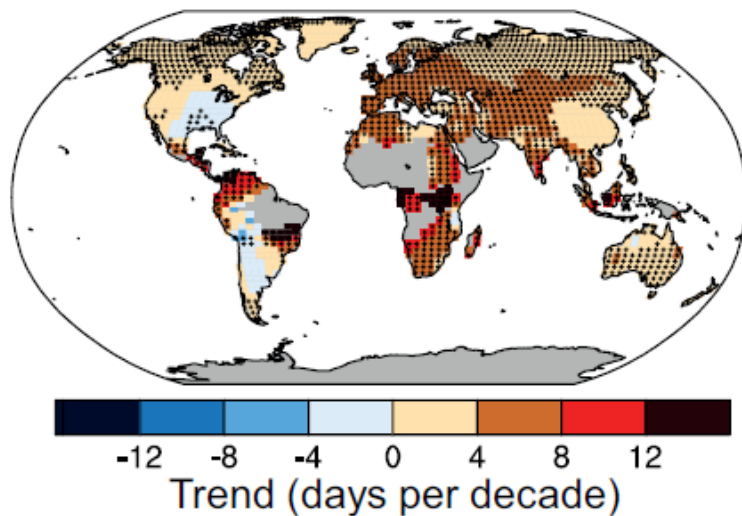


Figura 21 | Tendencias de la frecuencia anual de temperaturas extremas en el período 1951-2010, para (d) días de extremo calor (TX90p). Las tendencias se calcularon sólo para puntos que tenían al menos 40 años de datos durante este período y en que los datos no terminaban antes de 2003. Las áreas grises indican la falta de datos o que están incompletos. El signo + indica puntos donde las tendencias son significativas (es decir, una tendencia de cero se encuentra fuera del intervalo de confianza del 90%). Al lado del mapa se encuentran la serie de anomalías anuales globales de estos índices con respecto a 1961-1990 para tres conjuntos de datos de índices globales: HadEX2 (rojo); HadGHCND (azul) y actualizado para 2010 y GHCNDEX (verde). Los promedios globales sólo se calculan utilizando puntos, donde los tres conjuntos de datos tienen por lo menos el 90% de los datos correspondientes al período de tiempo. Las tendencias son significativas (es decir, una tendencia de cero se encuentra fuera del intervalo de confianza del 90%) para todos los índices globales mostrados.

Cambios en los Extremos Climáticos

Extremos en el ciclo hidrológico

.Precipitaciones extremas

Es **probable** que desde 1951 haya habido un aumento significativo en el número de eventos de **precipitación intensa** (por ejemplo, por encima del percentil 95) en más regiones que en las que se hayan producido disminuciones significativas.

Los análisis de las áreas de tierra con suficientes datos indican **aumentos en la frecuencia e intensidad de eventos extremos de precipitación** en las últimas décadas, pero los resultados varían mucho entre regiones y estaciones.

Las tendencias más consistentes hacia los eventos de precipitación más intensos se encuentran en el centro de América del Norte (**muy probablemente** incremento) pero la evaluación para Europa muestra **probables** aumentos en más regiones que disminuciones. En otras regiones, tales como el sur de Australia y el oeste de Asia hay evidencia de descensos.

.Inundaciones

Hay **baja confianza** con respecto a la señal de tendencia en la magnitud y / o la frecuencia de **las inundaciones** en una escala global.

Cambios en los Extremos Climáticos

Extremos en el ciclo hidrológico

.Sequías

Hay **poca confianza** en una tendencia en la sequía o sequedad (falta de lluvia) a escala global desde mediados del siglo XX.

Es **probable** que la **frecuencia e intensidad de las sequías** haya aumentado en el África mediterránea y el Oeste y haya disminuido en el centro de América del Norte y el noroeste de Australia desde 1950.

.Temporales

Hay **poca confianza** en las tendencias observadas en fenómenos meteorológicos severos a pequeña escala, como el granizo y tormentas eléctricas.

.Tormentas Tropicales

Hay **poca confianza** en que cualquier incremento a largo plazo (centenario) del aumento en **la actividad de los ciclones tropicales** sea robusto.

Cambios en los Extremos Climáticos

Extremos en el ciclo hidrológico

.Tormentas Tropicales

Es **poco probable** que **el número anual de tormentas tropicales, huracanes y grandes huracanes** hayan aumentado en los últimos 100 años en la cuenca del Atlántico Norte.

Es **prácticamente seguro** que se ha producido un aumento en **la frecuencia y la intensidad de los ciclones tropicales** más fuertes desde los años 1970 en esa región.

.Tormentas Extratropicales

La **confianza es baja** en los cambios a gran escala en la **intensidad de los ciclones extratropicales extremos** desde 1900.

También hay **poca confianza** para una clara tendencia en la **ausencia de tormentas** durante el último siglo.

La **confianza** en las tendencias de vientos extremos es **baja**.

Es **evidente** un **desplazamiento** hacia los polos en ambos hemisferios durante los últimos 50 años, con mayor pero limitada evidencia de una disminución en la **frecuencia de las tormentas de viento** en latitudes medias.

Cambios en la Circulación Atmosférica y Patrones de Variabilidad

.Presión a nivel del mar

La **presión a nivel del mar probablemente** ha disminuido de 1979 a 2012 sobre el Atlántico tropical y aumentado en grandes regiones del Pacífico y el Atlántico Sur, pero las tendencias son sensibles al período de tiempo analizado, debido a la gran variabilidad decenal.

.Velocidad del viento superficial

La **confianza es baja** en los cambios en la **velocidad del viento** superficial tanto sobre tierra como sobre el océano.

.Circulación Tropical

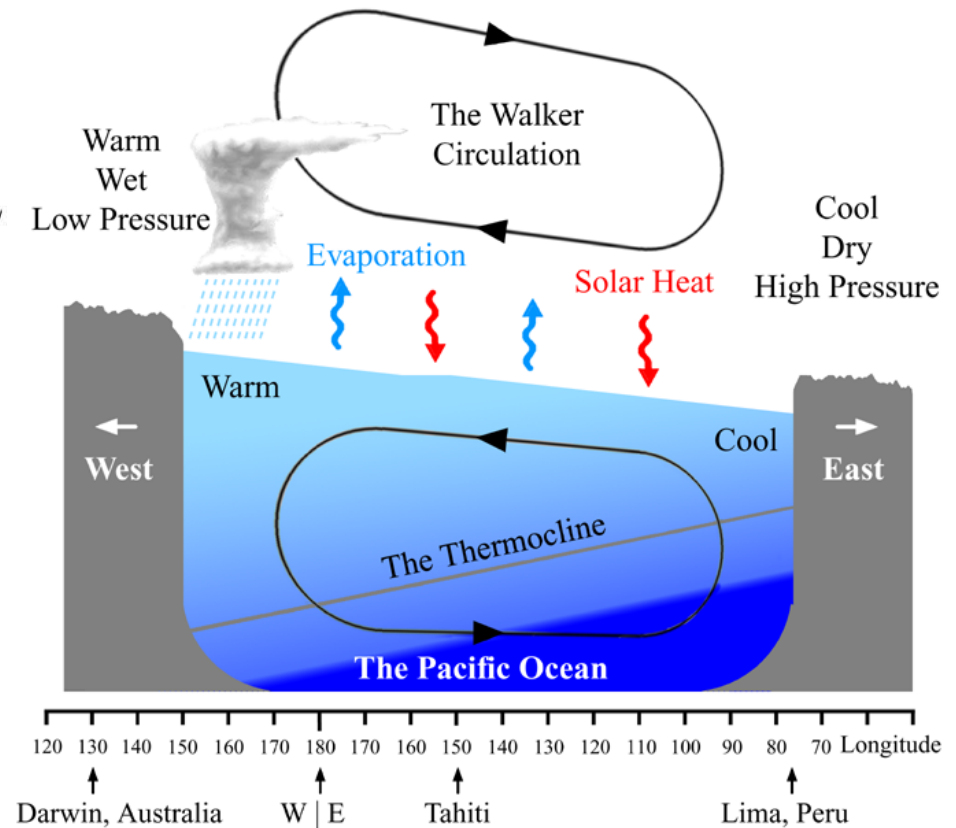
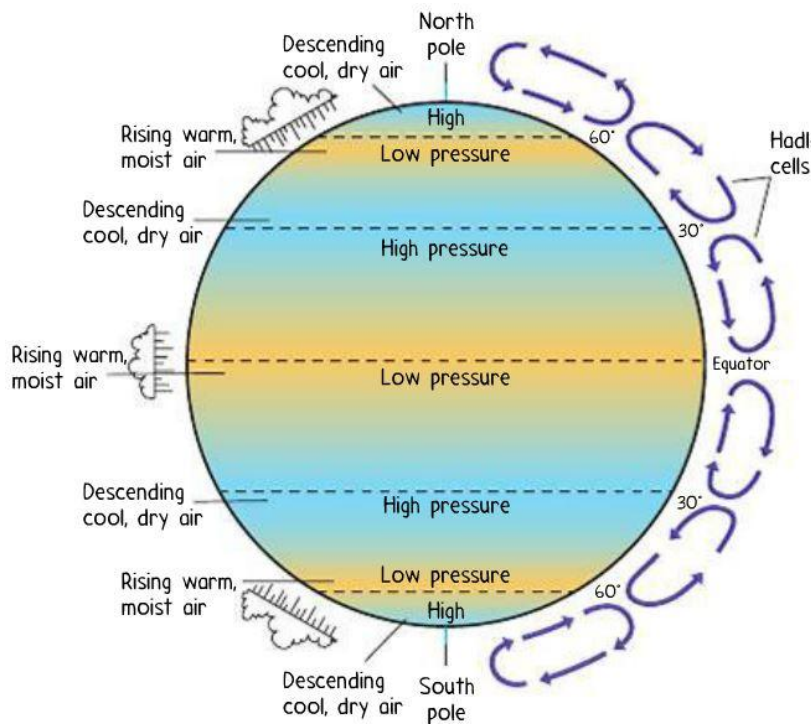
La intensidad de la circulación de Hadley y Walker muestran una gran variabilidad desde interanual a decadal. La **confianza es baja** en las **tendencias de la intensidad de la circulación de Hadley**.

Existe una **alta confianza** en el reciente fortalecimiento de la **circulación del Pacífico Walker**. Aunque ha venido a compensar en gran medida la tendencia al debilitamiento del siglo IXX.

Existe **poca confianza** en el debilitamiento del **monzón de Asia** oriental, dada la naturaleza y la calidad de la evidencia.

Cambios en la Circulación Atmosférica y Patrones de Variabilidad

•Circulación del mar tropical: circulación de Hadley y Walter



Cambios en la Circulación Atmosférica y Patrones de Variabilidad

.”Jets, Storm tracks”

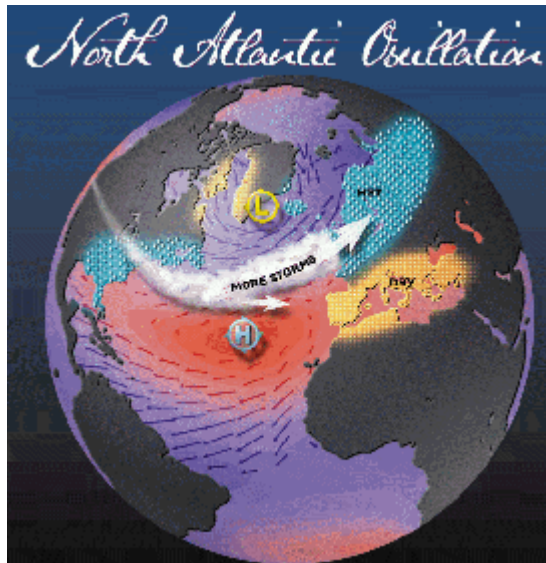
*Hay **evidencias** de un cambio hacia los polos de las trayectorias de las tormentas (**storm tracks**) y las corrientes de chorro (**jets streams**) en el Atlántico Norte desde la década de 1970.*

Es **probable** que las características de circulación se hayan desplazado hacia los polos desde los años 1970.

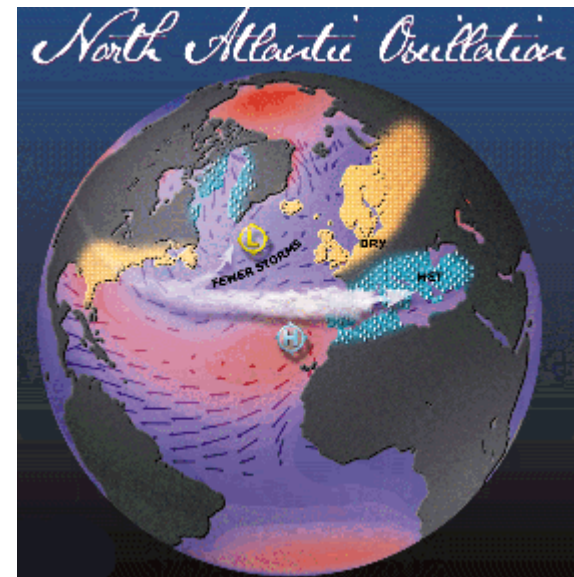
Cambios en la Circulación Atmosférica y Patrones de Variabilidad

Índices de variabilidad climática

Hay una **alta confianza** en un aumento en el índice **NAO** desde 1950 hasta la década de 1990 que se ha visto compensada en gran parte por los cambios recientes.



NAO⁺



NAO⁻

Cambios en la Circulación Atmosférica y Patrones de Variabilidad

Índices de variabilidad climática

Se cree el índice NAO fluctúan cíclicamente con un período de unas cuantas décadas, el cual se superpone a la variabilidad intradecadal.

La variación entre NAO positivo y negativo repercute en el movimiento de la corriente de Deriva Transpolar y, por lo tanto, en la distribución del hielo en aquel océano.

Estas variaciones tendrían un efecto importante en la mayor o menor entrada en los Mares Nórdicos de agua atlántica más cálida y salada, lo que repercutiría finalmente en las variaciones del espesor del hielo de la banquisa ártica y en la circulación oceánica termohalina del Atlántico Norte.

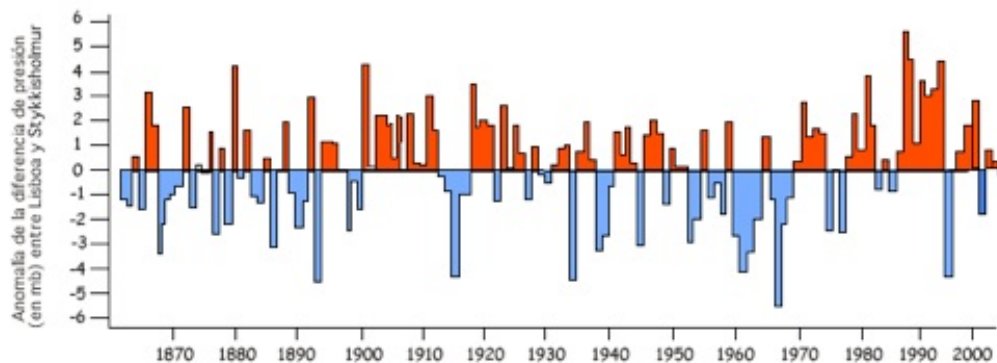


Figura 22| Índice NAO (North Atlantic Oscillation) a lo largo del período 1864-2005, en los meses invernales (Diciembre a Marzo).

Las variaciones de la NAO probablemente tengan que ver en las variaciones en la circulación termohalina del Atlántico Norte.

Algunos autores creen que los cambios en las temperaturas de los océanos tropicales tienen una fuerte influencia en las variaciones del índice NAO.

¿ Se está calentando el océano?

Sí, el océano se está calentando en muchas regiones, rangos de profundidad y períodos de tiempo, aunque ni en todas partes ni constantemente. La huella del calentamiento se observa con mayor claridad cuando se consideran escalas globales, o incluso cuencas oceánicas, y promedios que se expandan sobre períodos de tiempo de una década o más.

La **temperatura del océano** puede variar mucho con las estaciones, de año a año, o incluso de una década a otra, debido a variaciones en las corrientes oceánicas y al intercambio de calor entre el océano y la atmósfera.

Las temperaturas medias globales oceánicas sub-superficiales han aumentado durante las décadas de 1971 a 2010. Este **calentamiento** es un resultado **robusto**.

$0.11\text{ }^{\circ}\text{C dec}^{-1}$ en los 75 primeros m

$0.04\text{ }^{\circ}\text{C dec}^{-1}$ hasta 200 m, y

$< 0.02\text{ }^{\circ}\text{C dec}^{-1}$ hasta 500 m.

¿Qué representa un calentamiento del océano?

El **calentamiento del océano** domina la cantidad mundial de **cambio de energía**.

El calentamiento de los océanos representa alrededor del 93% del incremento de la energía de la Tierra entre 1971 y 2010 (**confianza alta**). El calentamiento de la parte superior (de 0 a 700 m) del océano representa alrededor del 64% del total.

El **derretimiento del hielo** (incluido el hielo marino en el Ártico, las capas de hielo y los glaciares) y **el calentamiento de los continentes y la atmósfera** dan cuenta del resto de la variación de la energía.

El **aumento neto** estimado de almacenamiento de energía de la Tierra entre 1971 y 2010 es de **274 ZJ** (1 ZJ = 1021 julios).

Cambios en la Temperatura del mar

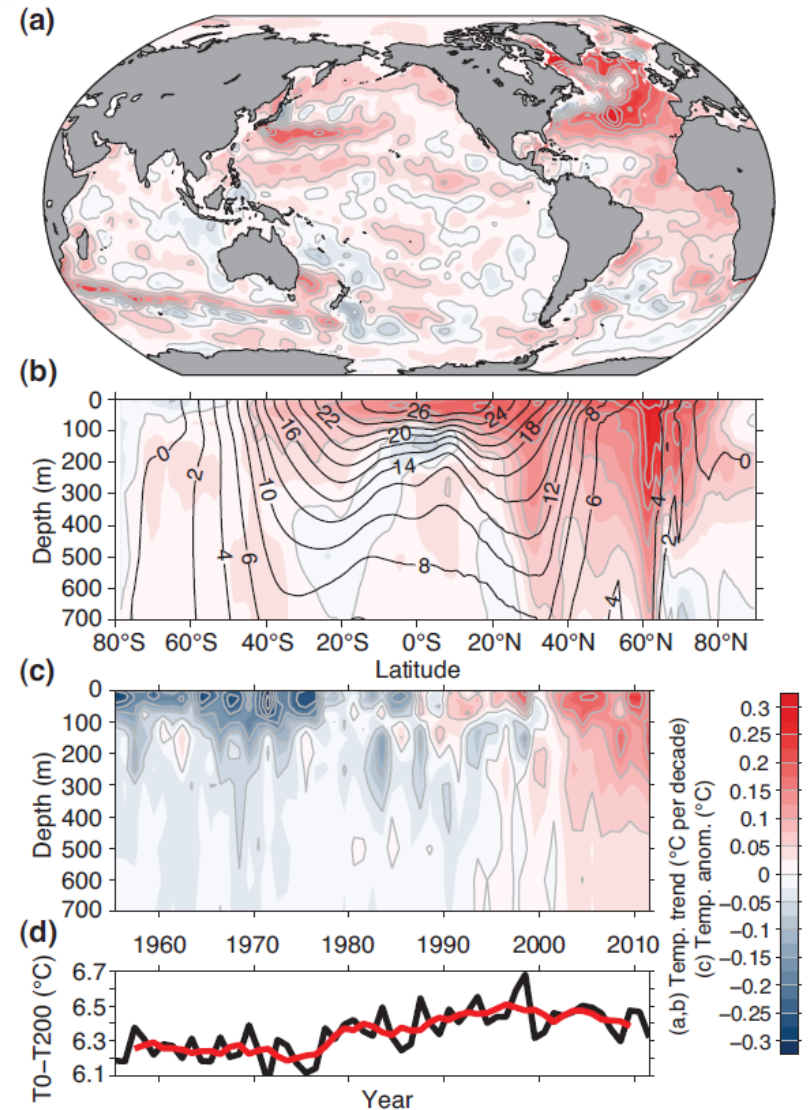
Temperatura del mar

Es **prácticamente seguro** que el océano superior (por encima de 700m) se ha calentado durante el periodo 1971-2010, y es **probable** que se haya calentado desde la década de 1870 a 1971.

Es **muy probable** que la intensificación superficial de esta señal de calentamiento aumente la estratificación térmica del océano superior en un 4% entre 0 y 200m de profundidad.

La temperatura del océano global promedio ha aumentado de forma más estacionaria de año en año de lo que se había detectado antes de 2008. En algunos años, el océano parece calentarse más rápido que el promedio; en otros, la tasa de calentamiento parece ir más despacio.

Figura 22 (a) Tendencia de la temperatura promedio de 0 a 700 m para 1971-2010 (longitud vs. latitud). (b) promedio zonal de la tendencia de temperatura (latitud vs. profundidad) para 1971-2010. Contornos negros (en grados Celsius) representan el promedio zonal de la temperatura media. (c) Promedio global de la anomalía de la temperatura (tiempo frente a la profundidad) relativa al promedio 1971- 2010. (d) Promedio global de la diferencia de temperatura un entre la superficie del océano y 200 m de profundidad (negro: valores anuales, rojo: media móvil de 5 años). Los colores y contornos grises en grados Celsius por década.



Cambios en la Temperatura del mar

Datos	Tendencia de la SST en °C por década				
	1880–2012	1901–2012	1901–1950	1951–2012	1979–2012
HadISST	0.042 ± 0.007	0.052 ± 0.007	0.067 ± 0.024	0.064 ± 0.015	0.072 ± 0.024
COBE-SST	—	0.058 ± 0.007	0.066 ± 0.032	0.071 ± 0.014	0.073 ± 0.020
ERSSTv3b	0.054 ± 0.015	0.071 ± 0.011	0.097 ± 0.050	0.088 ± 0.017	0.105 ± 0.031
HadSST3	0.054 ± 0.012	0.067 ± 0.013	0.117 ± 0.028	0.074 ± 0.027	0.124 ± 0.030



0.65° C por siglo



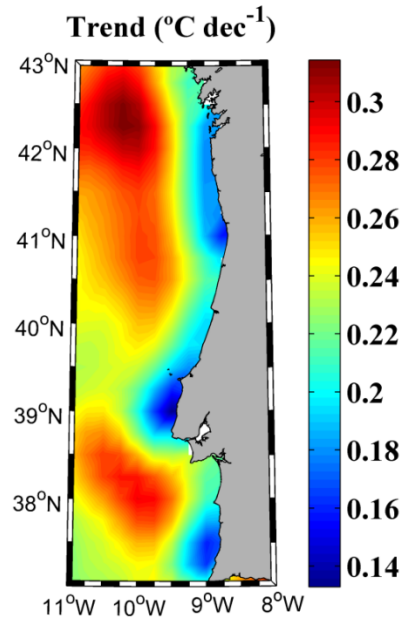
1° C por siglo

Tendencia de la temperatura superficial del océano (SST)

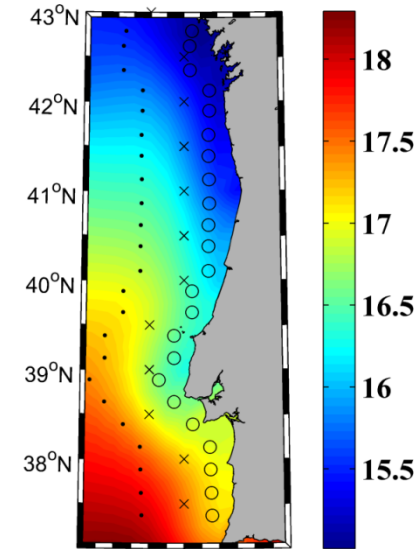
Cambios en la Temperatura del mar

Cambios en la SST en la costa oeste de la Península Ibérica

Tendencia anual

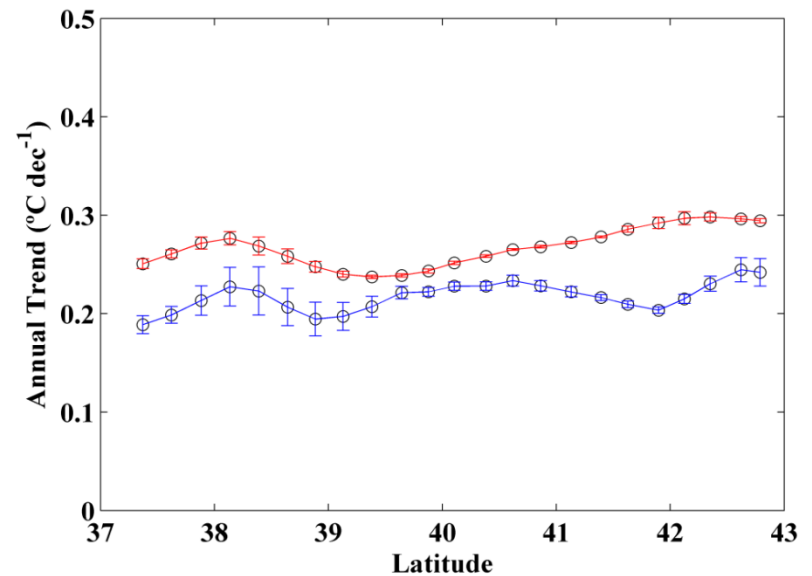


Círculos: costa
Puntos: océano



- Toda la zona se ha calentado, más el océano que la costa.

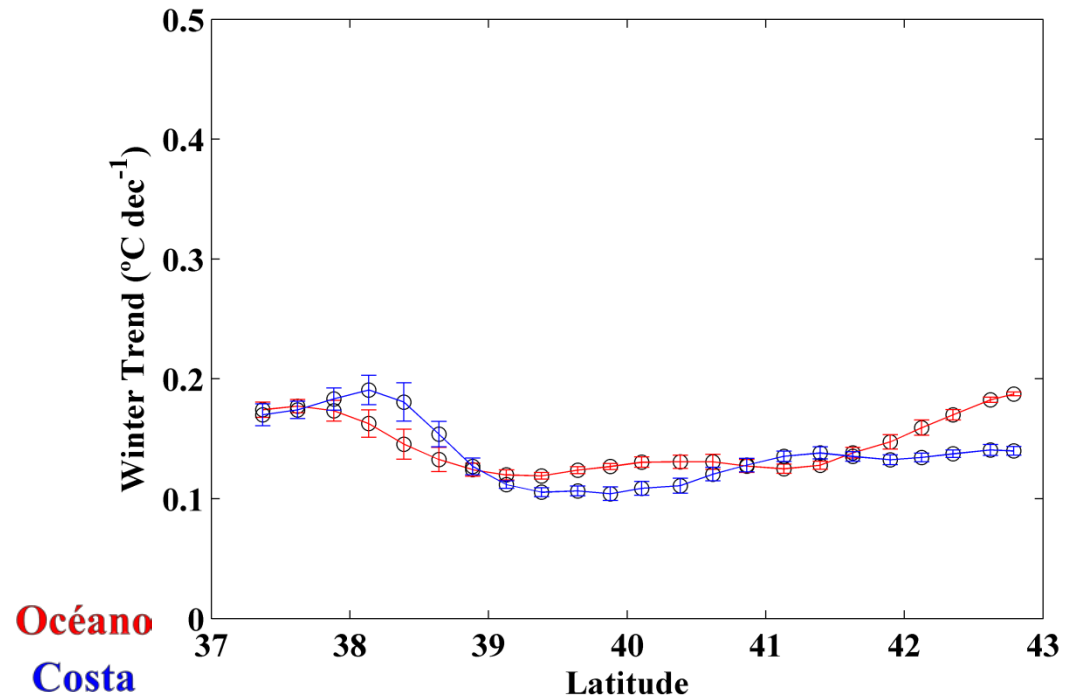
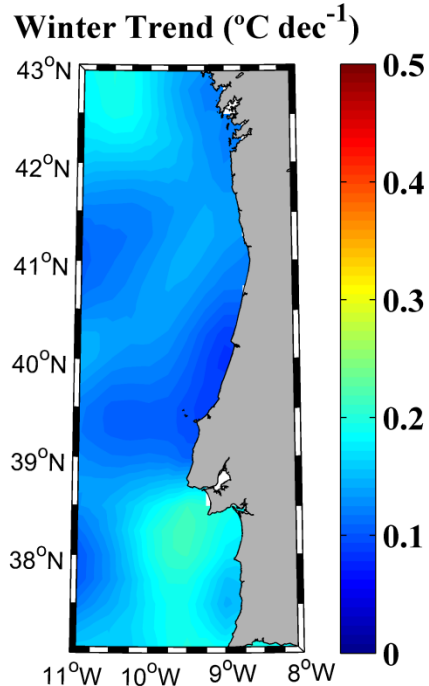
Océano
Costa



Cambios en la Temperatura del mar

Cambios en la SST en la costa oeste de la Península Ibérica

Tendencia invernal

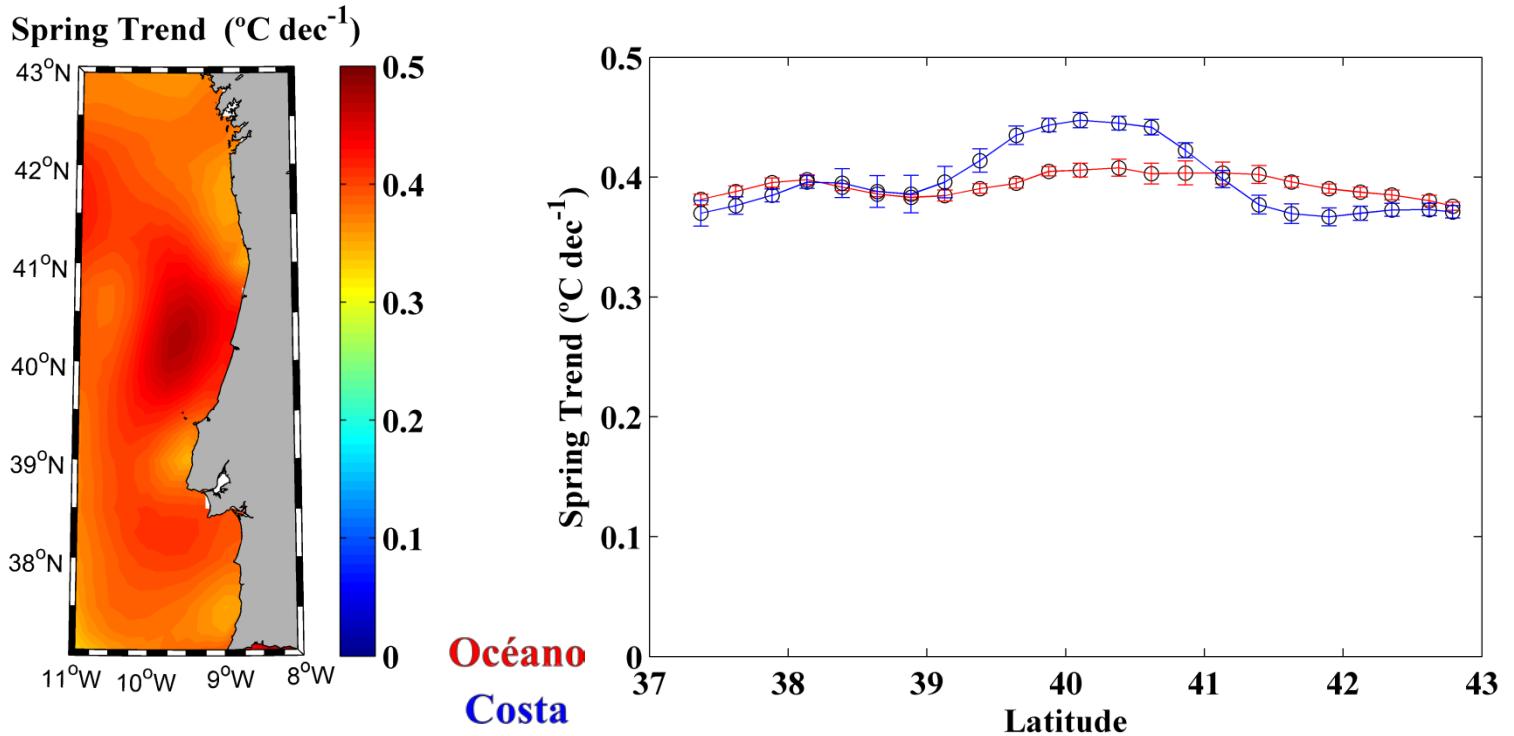


- Calentamiento casi despreciable en invierno. Casi no hay diferencias entre el calentamiento costero y el oceánico.

Cambios en la Temperatura del mar

Cambios en la SST en la costa oeste de la Península Ibérica

Tendencia en primavera

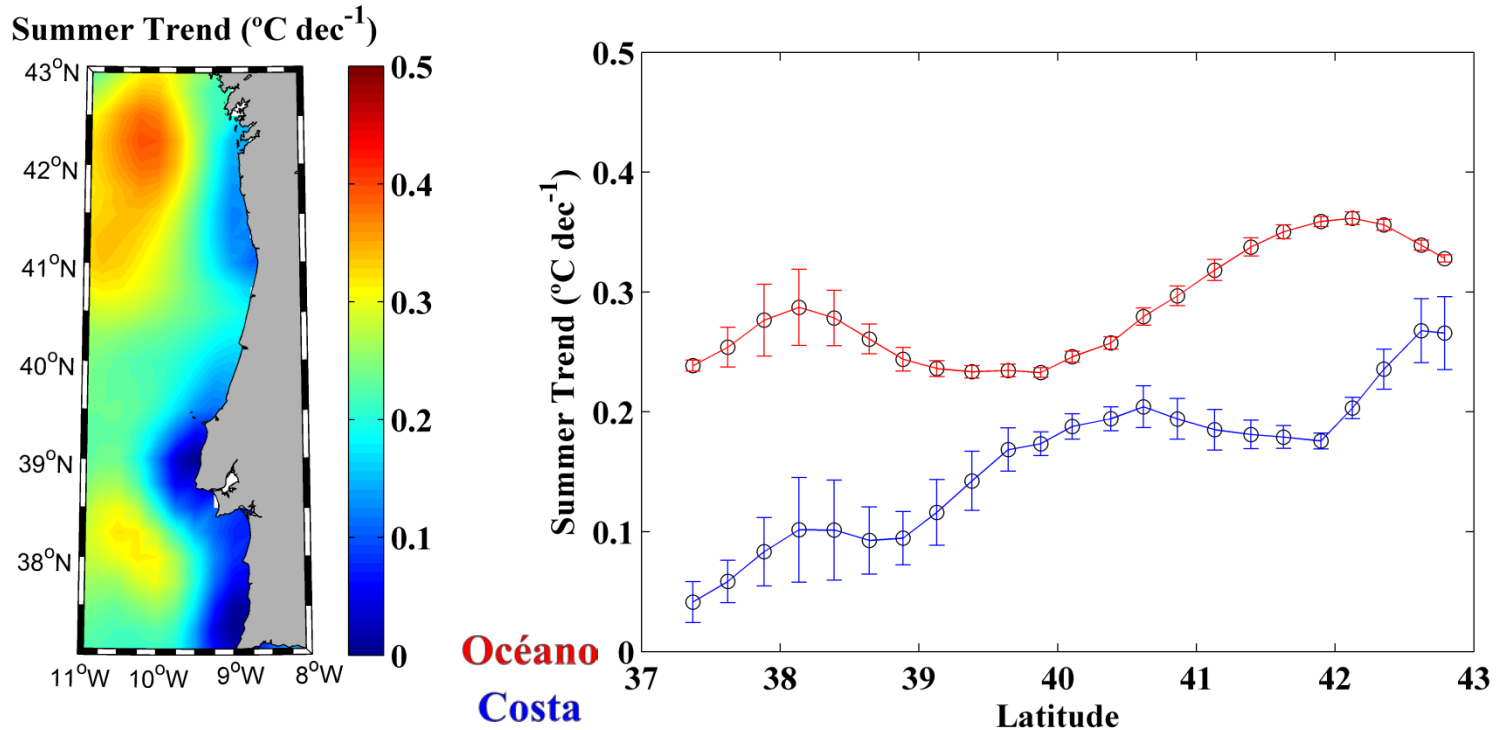


- Calentamiento más intenso. Pequeñas y localizadas diferencias entre el calentamiento costero y oceánico.

Cambios en la Temperatura del mar

Cambios en la SST en la costa oeste de la Península Ibérica

Tendencia en verano

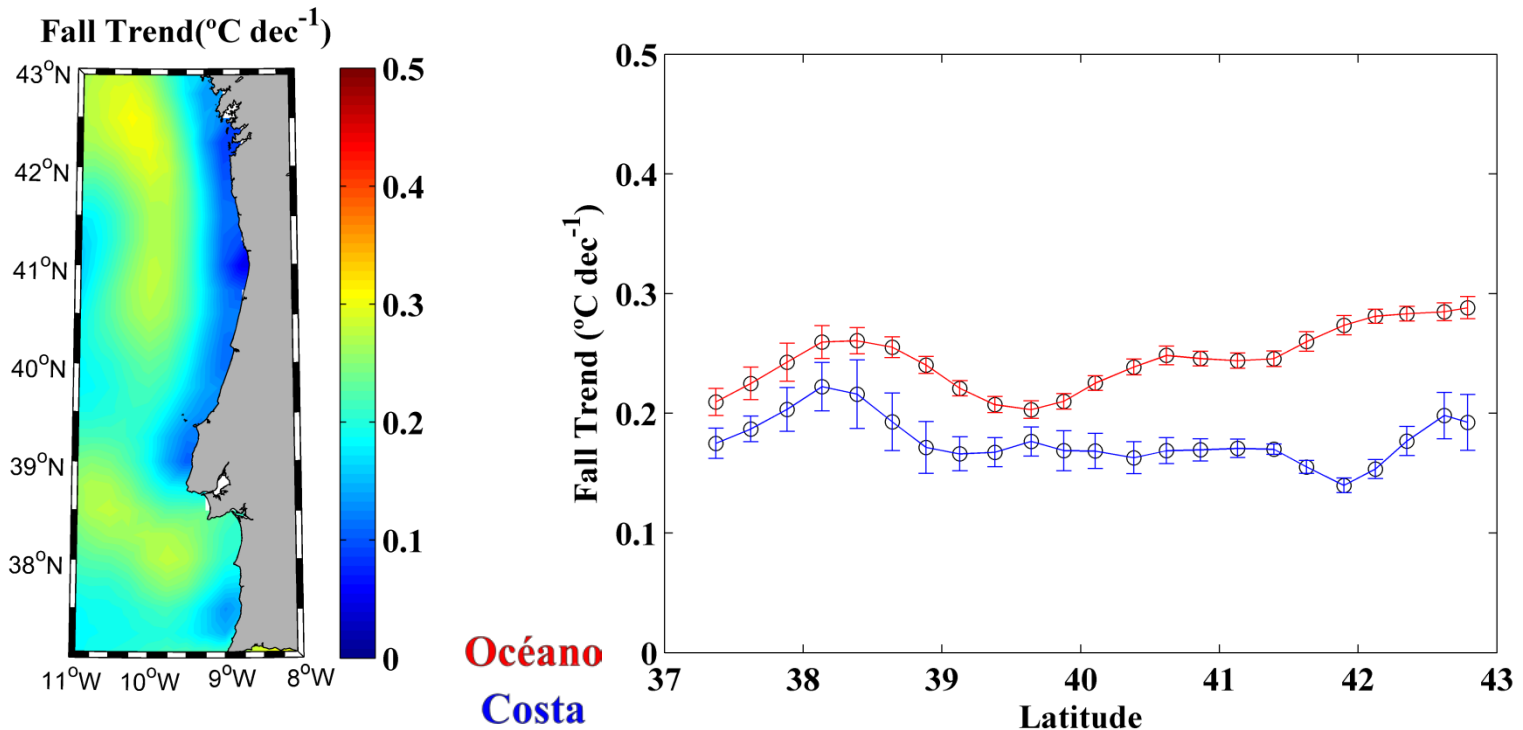


- Calentamiento menos intenso que el de primavera. El calentamiento es más pronunciado en el océano que en la costa.

Cambios en la Temperatura del mar

Cambios en la SST en la costa oeste de la Península Ibérica

Tendencia en otoño

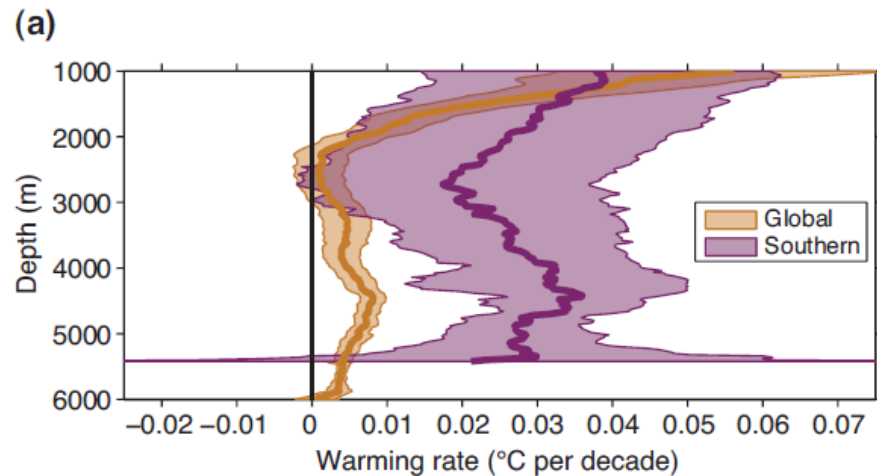


- Situación muy parecida a invierno aunque con un mayor calentamiento en el océano que en costa.

Cambios en la Temperatura del mar

Temperatura del mar

Es **probable** que el océano se haya calentado entre 700 y 2000 m de 1957 a 2009.



Es **probable** que el océano se haya calentado desde 3000 m hasta el fondo desde 1992 hasta 2005. El calentamiento es mayor en el Océano Austral.

No se observaron tendencias significativas en la temperatura media mundial entre 2000 y 3000 m de profundidad de 1992 a 2005.

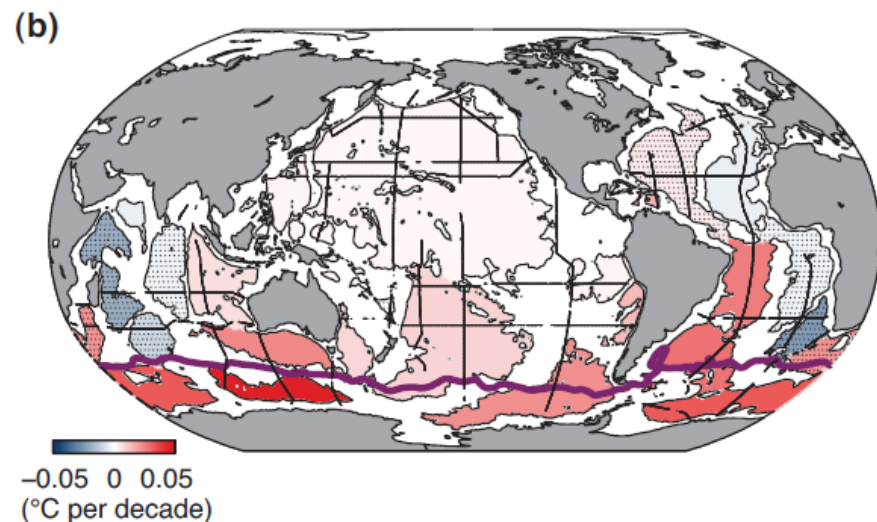


Figura 22 (a) Promedio zonal de las tasas de calentamiento ($^{\circ}\text{C}$ por década) versus profundidad (líneas gruesas) con 5 a 95% límites de confianza (sombreado), tanto global (naranja) como para el al sur del Frente Sub-Antártico (morado), centrada en 1992- 2005. (b) Tasas de calentamiento medio ($^{\circ}\text{C}$ por década) por debajo de 4.000 m (barra de color) estimados para las cuencas oceánicas profundas (contornos negros finos), centradas en 1992 hasta 2005. Las tasas de calentamiento de las cuenca punteadas no son significativamente diferentes de cero al 95% de confianza. Las posiciones del frente Sub-Antártica (línea morada) y los transectos oceanográficos a partir de los que se estiman estas tasas de calentamiento (líneas negras gruesas) también se muestran.

¿ Se está calentando el océano?

Circulación

Aguas más frías- y más densas- de latitudes altas pueden hundirse desde la superficie y extenderse hacia el ecuador convirtiéndose en aguas más cálidas, más ligeras, a latitudes bajas.

En pocos lugares- al norte del Océano Atlántico y el Océano Austral alrededor de la Antártida- el agua del océano se enfría tanto que se hunde a grandes profundidades, incluso hasta el fondo del mar. Esta agua luego se extiende llenando gran parte de las profundidades del océano. Estas aguas profundas también se calientan con el tiempo, incrementando la temperatura en el interior del océano mucho más rápidamente que por mezcla desde la superficie cálida hacia el fondo del océano.

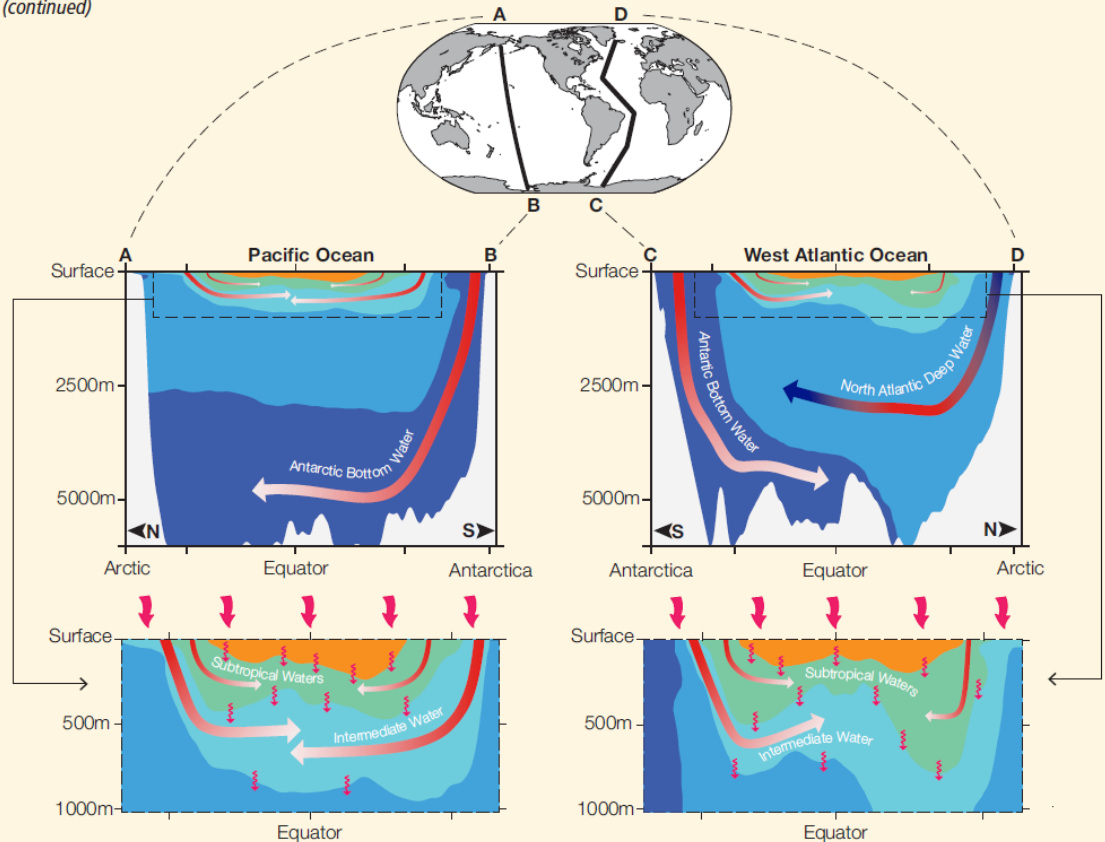
¿ Se está calentando el océano?

Circulación y aguas profundas

Vías de captación de calor oceánica. El océano está estratificado, con el agua más fría y densa en las profundidades del océano (paneles superiores: use mapa en la parte superior para la orientación). El **agua fría del Fondo Antártico** (azul oscuro) se hunde alrededor de la Antártida luego se extiende hacia el norte a lo largo del fondo del mar en el Pacífico central (panel superior izquierdo: flechas rojas decoloración a blanco indican calentamiento más fuerte del agua del fondo por última vez en contacto con la superficie del océano) y occidental Atlántico (panel superior derecho), así como el Océano Índico (no se muestra). La masa de **agua profunda del Atlántico Norte** menos fría y por lo tanto más ligera (azul claro) se hunde en el norte del Océano Atlántico Norte (panel superior derecho: la flecha roja y azul en las aguas profundas indica calentamiento decenal y refrigeración), luego se extiende al sur por encima del agua inferior antártica. Del mismo modo, en el océano superior (panel inferior izquierdo muestra

el océano Pacífico en detalle, panel inferior derecho el Atlántico), las **aguas Intermedias frías** (cian) se hunden en las regiones subpolares, antes de extenderse hacia el ecuador bajo **aguas subtropicales** más cálidas (verde) que a su vez se hunden y se extienden hacia el ecuador bajo las **aguas tropicales**, la más cálida y ligera (naranja) en los tres océanos. El exceso de calor o frío que entra en la superficie del océano (top flechas rojas curvas) también se mezcla lentamente hacia abajo (flechas rojas sub-superficiales onduladas).

4Q 3.1 (continued)



¿ Se está calentando el océano?

Aguas profundas

En el Atlántico Norte, la temperatura de las **aguas profundas** varía de una década a otra -a veces se calienta, a veces se enfría- en función de los patrones atmosféricos de invierno imperantes.

Alrededor de la Antártida, las aguas del fondo se han calentado de forma detectable desde alrededor de 1992-2005, tal vez debido al fortalecimiento y desplazamiento hacia el sur de los vientos del oeste alrededor del Océano Antártico en los últimos decenios.

Las tasas de calentamiento del océano profundo son generalmente menos pronunciadas que las de la superficie del océano (en torno a $0.03^{\circ}\text{C} \text{ déc}^{-1}$ desde los años 1990 en las aguas profundas y alrededor de la Antártida, y más pequeñas en muchos otros lugares). Sin embargo estas tasas se producen en un gran volumen, por lo que el calentamiento del océano profundo contribuye significativamente al aumento total de **calor del océano**.

¿ Se está calentando el océano?

La gran masa de los océanos y su alta capacidad de calor permiten almacenar grandes cantidades de energía, más de 1000 veces que en la atmósfera para un aumento equivalente de la temperatura.

La Tierra está absorbiendo más calor del que emite hacia el espacio, y casi todo este exceso de calor se está almacenando en los océanos (93% entre 1971 y 2010).

*La gran **capacidad de calor del océano** y la circulación lenta constituyen una significativa inercia térmica. Se tarda aproximadamente una década para que la temperatura superficial del océano ajuste su respuesta al forzamiento climático, tales como cambios en las concentraciones de gases de efecto invernadero.*

Por lo tanto, si las concentraciones de gases de efecto invernadero estuviesen a los niveles actuales en el futuro, la temperatura superficial comenzaría a disminuir dentro de aproximadamente una década. Sin embargo, la temperatura del océano profundo se continuaría calentando durante siglos o milenios, y por lo tanto el nivel del mar seguirá aumentando durante siglos y milenios.

Cambios en el contenido de Calor

Contenido de Calor

$$Q = m_w c_w \Delta T_w$$

- $c_w = 3.981 \times 10^3 \text{ J } (^\circ\text{C}\cdot\text{kg})^{-1}$ es el calor específico del agua del mar
- $m_w = \rho_w V_w$ es la masa de agua del mar
- $\rho_w = 1.02767 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ es la densidad del agua del mar
- V_w = volumen del agua del mar (es la superficie por la profundidad).
- ΔT_w = anomalía de la temperature ($^\circ\text{C}$)

Para dar un orden de magnitud. Si toda la energía almacenada en los 3000 metros superiores del océano en las últimas 5 décadas fuese transferido instantáneamente a los primeros 10 km de la atmósfera, esto se traduciría en un **aumento** de temperatura de **36 $^\circ\text{C}$** (Levitus et al., 2012).

Cambios en el contenido de Calor

Es **prácticamente seguro** que **contenido de calor del océano superior** (0-700 m) aumentó durante el período 1971-2010.

La tasa de incremento del contenido de calor del océano superior mundial es de 137 TW con una **confianza media**.

El calentamiento del océano entre 700 y 2000 m probablemente contribuyó aproximadamente el 30% del aumento total en el contenido de calor del océano mundial (0 a 2000 m) entre 1957 y 2009.

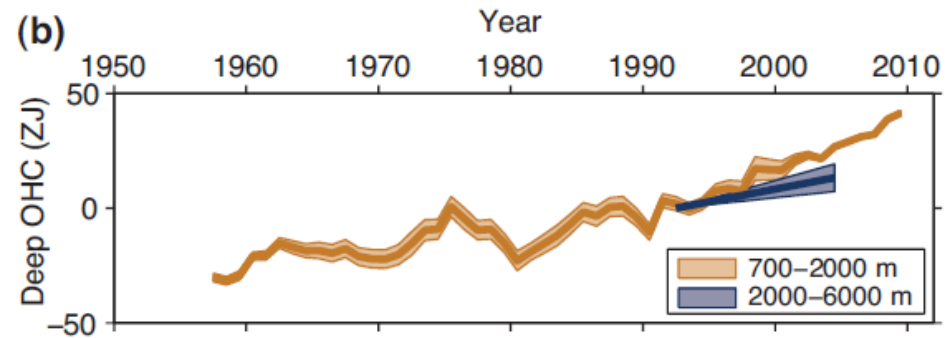
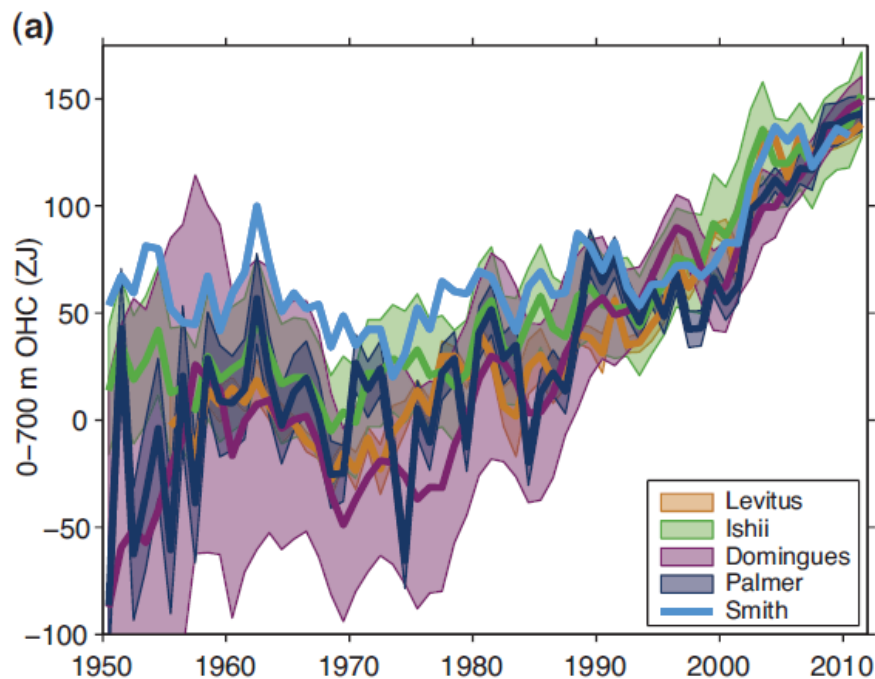
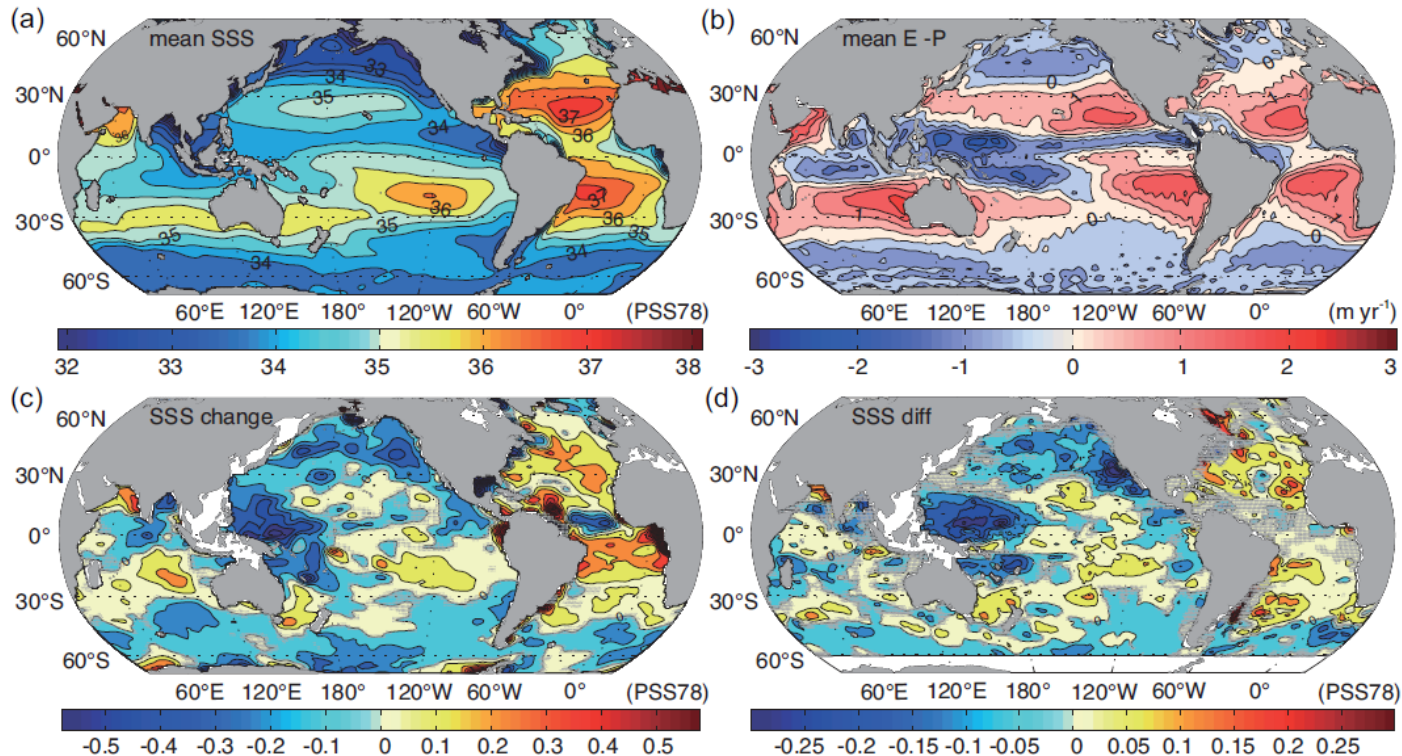


Figura 23| (a) Estimaciones del contenido de calor anual mundial basadas en la observación de la parte superior del océano (0 a 700 m) en ZJ (1 ZJ = 1 021 julios). Las incertidumbres están sombreadas. (b) Estimaciones basadas en la observación de una media anual móvil a 5 años a una profundidad media global (700-2000 m) y del océano profundo (2000 a 6000 m) para el período 1992-2005

Cambios en la salinidad y contenido de agua dulce

Es **muy probable** que las aguas superficiales salinas en las latitudes medias dominadas por la evaporación se hayan vuelto más salinas, mientras que las aguas superficiales relativamente menos salinas en las regiones tropicales y polares dominadas por la lluvia se hayan vuelto menos salinas desde la década de 1950.



- (a) Salinidad superficial del mar promediada al periodo 1955-2005.
- (b) Evaporación-precipitación media anual promediada durante el periodo 1950-2000.
- (c) Cambio en SSS derivado de la tendencia lineal entre 1950 y 2008.
- (d) La diferencia de SSS (calculada restando el periodo 2003-2007 centrado en 2005, menos la media 1960-1989, con centro en 1975).

Las regiones donde el cambio no es significativo al nivel de confianza del 99% están punteadas de color gris.

Cambios en la salinidad y contenido de agua dulce

El contraste medio entre las regiones de salinidad alta y baja se incrementó en 0.13 desde 1950 hasta 2008. Es **muy probable** que el contraste entre cuencas en el contenido de agua dulce haya aumentado: el Atlántico se ha convertido en más salado y los océanos Pacífico y del Sur se han vuelto menos salinos.

Los patrones espaciales de las tendencias de salinidad, de la salinidad media y de la distribución media de E - P son todas similares. Esto proporciona, con una **confianza media**, de que el patrón de E - P sobre los océanos ha aumentado desde la década de 1950.

Cambios regionales en la salinidad subsuperficial

*Las regiones de precipitación neta (precipitación superior a la evaporación) **muy probablemente** se han vuelto menos salinas, mientras que las regiones de la evaporación neta se han vuelto más salinas. En las regiones de latitudes altas, mayor escorrentía, el aumento de fusión del hielo y los cambios en el transporte de agua dulce por las corrientes oceánicas han **probablemente** contribuido también a los cambios de salinidad observados.*

Cambios en la salinidad y contenido de agua dulce

Cambios regionales en la salinidad subsuperficial

Océano Atlántico

- La evaporación neta del Atlántico Norte lo ha convertido en un océano más salado en su conjunto durante los últimos 50 años. El aumento más grande en la parte superior (hasta 700m) se produjo en la región de la Corriente del Golfo (0.006 dec^{-1} entre 1955-59 y 2002-2006).
- Durante el período de tiempo entre 1955-1959 y 2002-2006, la parte superior, hasta 700 m, del Atlántico Norte subpolar se ha vuelto menos salino hasta en un 0.002 dec^{-1} , mientras que se encontró un aumento en la salinidad de la superficie entre el promedio tomado 1960-1989 y el promedio de 5 años durante 2003-2007.
- La disminución en la salinidad de la parte norte del Atlántico Norte y de los mares Nórdicos durante el periodo 1970- 1990 se invierte en una salinización (0 a 2000 m de profundidad) a partir de finales de 1990.
- La región subtropical del Atlántico Sur dominada por la evaporación se ha convertido en más salada de 0.1 a 0.3 en el período 1950-2008.

Cambios en la salinidad y contenido de agua dulce

Cambios regionales en la salinidad subsuperficial

- **Resumen**

Se ha observado tanto tendencias positivas como negativas en la salinidad del océano y el contenido de agua dulce en gran parte del océano, tanto en la superficie del mar como en el interior del océano.

Es **prácticamente seguro** que el contraste de salinidad entre las regiones de alta y baja salinidad superficial ha aumentado desde 1950. Es **muy probable** que desde 1950, el patrón regional promedio de salinidad de la parte superior de los océanos se haya intensificado: *las aguas superficiales salinas en las latitudes medias dominadas por la evaporación se han vuelto más salinas, mientras que las aguas superficiales relativamente menos salinas de las regiones tropicales y polares dominadas por la lluvia se han vuelto menos salinas.*

Es **muy probable** que el contraste entre la cuenca Atlántica salina y las aguas superficiales menos salinas del Pacífico haya aumentado, y es **muy probable** que el contenido de agua dulce en el Océano Antártico haya aumentado.

Hay **confianza media** en que estos patrones en las tendencias de salinidad son causados por el aumento de transporte horizontal de la humedad en la atmósfera, lo que sugiere cambios en la evaporación y la precipitación sobre el océano como consecuencia del calentamiento de la atmósfera inferior.

Estas tendencias en la salinidad se han observado también en el interior del océano.

Cambios en el ciclo hidrológico por cambios en salinidad

La similitud entre la distribución geográfica de las tendencias significativas de contenido de salinidad y de agua dulce y tanto el patrón de la salinidad media como la distribución de la media de la $E - P$ indican, con *confianza media*, que el patrón a larga-escala de la $E - P$ neta sobre los océanos se ha intensificado.

Los cambios a gran escala en el contenido de agua dulce de la columna integrada es muy poco probable que resulten de los cambios en la estratificación de la delgada capa superficial. Los cambios observados en la salinidad superficial y subsuperficial requieren un transporte horizontal de agua atmosférica adicional de regiones de evaporación neta a regiones de precipitación neta.

El vapor de agua en la troposfera ha aumentado probablemente desde la década de 1970, debido al calentamiento. El intensificado patrón neto de $E - P$ puede estar relacionado con el aumento de vapor de agua, aunque la relación es compleja.

Cambios en el flujos de calor aire -mar y en la altura de ola

Flujos aire - mar

Los intercambios de calor, agua e impulso (fuerza del viento) en la superficie del mar son factores importantes para la circulación oceánica. Los cambios en los flujos de aire -mar pueden afectar tanto a las tasas de formación de masas de agua como a la circulación oceánica.

Los flujos aire-mar también influyen en la temperatura y la humedad de la atmósfera y, por lo tanto, en el ciclo hidrológico y la circulación atmosférica.

El **flujo neto de calor aire-mar** es la suma de dos componentes de calor turbulentos (latente y sensible) y dos radiativos (onda corta y onda larga). Según la convención de signos empleada aquí, la ganancia de calor oceánica de la atmósfera se define como positiva. **Los flujos de calor latente y sensible** se calculan a partir de los productos de la velocidad del viento y los gradientes verticales de humedad y temperatura próximos a la superficie del mar.

Los flujos radiativos de onda larga y de onda corta de la superficie del océano se pueden inferir a partir de mediciones de satélites utilizando modelos de transferencia radiativa, o utilizando fórmulas empíricas, involucrando parámetros astronómicos, humedad, nubosidad y SST.

El **flujo de agua dulce aire-mar** es la diferencia entre la precipitación (P) y la evaporación (E). Está relacionado con el flujo de calor a través de la relación entre la evaporación y el flujo de calor latente. Por lo tanto, al considerar las tendencias potenciales en el ciclo hidrológico global, se requiere coherencia entre el almacenamiento de calor y los cambios en la evaporación observados en las zonas donde la evaporación es el término dominante.

Cambios en el flujo de calor aire -mar y en la altura de ola

Flujos aire - mar

El **esfuerzo del viento** se calcula a partir del producto de la velocidad del viento al cuadrado, y el coeficiente de arrastre.

Las incertidumbres en los conjuntos de datos de flujo de calor aire-mar son demasiado grandes como para permitir una detección del cambio global medio del flujo del orden de 0.5 W m^{-2} desde el año 1971, que es la precisión necesaria para mantener la coherencia con el aumento del contenido de calor observado en el océano.

Flujos de calor Turbulento y Evaporación

Los flujos de calor latente y sensible tienen una fuerte dependencia de la región, con valores típicos que varían en la media anual de cerca de cero a -220 W m^{-2} y -70 W m^{-2} , respectivamente, en sitios con fuertes pérdidas de calor. Las estimaciones de error del flujo tienen un alto grado de incertidumbre.

Cambios en el flujo de calor aire-mar y en la altura de ola

Flujos de Calor aire-mar

Flujos de calor Turbulento y Evaporación

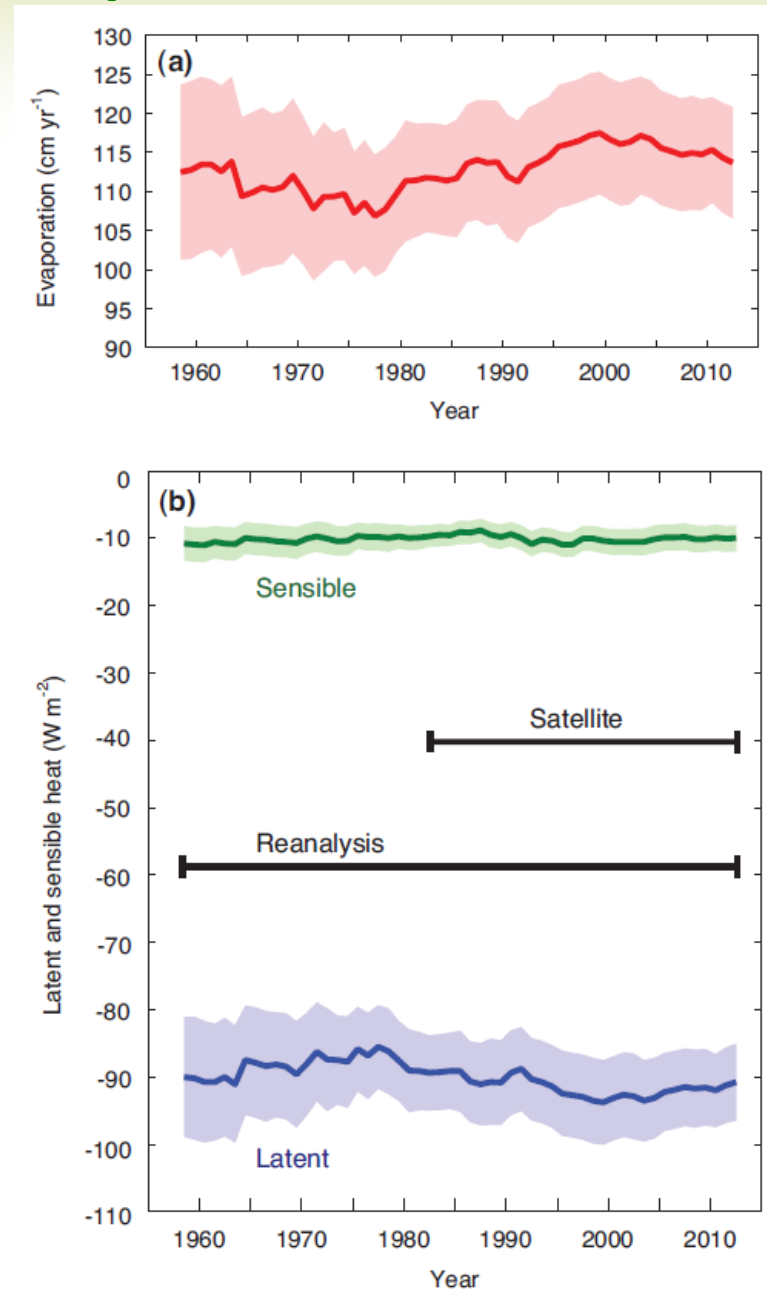


Figura 26 | Series temporales de evaporación anual promedio global del océano (línea roja, a), flujo de calor sensible (línea verde, b) y el flujo de calor latente (línea azul, b) de 1958 a 2012 determinado a partir de una versión revisada y actualizada del conjunto de datos OAFlux originales. Las bandas sombreadas muestran estimaciones de la incertidumbre y las barras horizontales negras en (b) muestran los periodos de tiempo para los que se emplearon datos de reanálisis y observaciones satelitales en el análisis de OAFlux; se aplican a ambos paneles.

Cambios en el flujo de calor aire -mar y en la altura de ola

Flujos de calor aire- mar

Flujos de calor Turbulento y Evaporación

Los grandes rangos de incertidumbre de cada una de las series temporales destacan la dificultad de establecer si existe una tendencia en la evaporación media del océano mundial o en el flujo de calor latente.

Cambios en el flujo de calor aire -mar y en la altura de ola

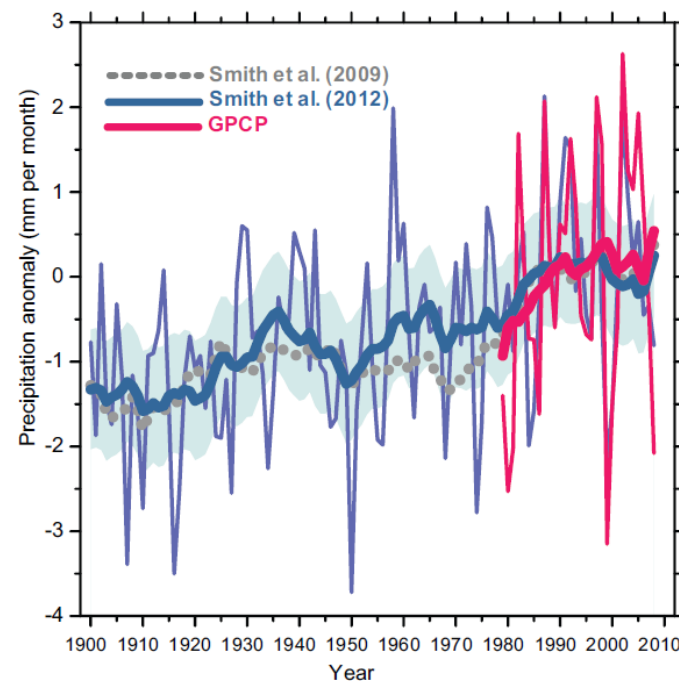
Flujos de calor aire- mar

Precipitación oceánica y flujo de agua dulce

La **confianza** en los resultados de tendencia de la precipitación océano es **baja**.

La tendencia de la precipitación oceánica para el periodo 1900-2008 es de $1.5 \text{ mm mes}^{-1} \text{ siglo}^{-1}$.

Figura 27 | Reconstrucción a largo plazo de la anomalía de la precipitación oceánica promediada de 75 °S a 75 °N (Smith et al. (2012)): Los valores anuales, delgada línea azul; filtro pasa-baja (media móvil de 15 años), línea azul en negrita con estimaciones de la incertidumbre (sombreado). Datos de Smith et al. (2009) con un filtro pasa- baja, punteado línea gris. También se muestra las series temporales de la anomalía de la precipitación oceánica correspondiente a GPCPv2.2 promediada sobre el mismo rango latitudinal (valores anuales, línea magenta delgada; valores de paso bajo filtrada, línea magenta negrita). Las anomalías de la precipitación fueron tomadas en relación al período 1979-2008.



Cambios en el flujo de calor aire -mar y en la altura de ola

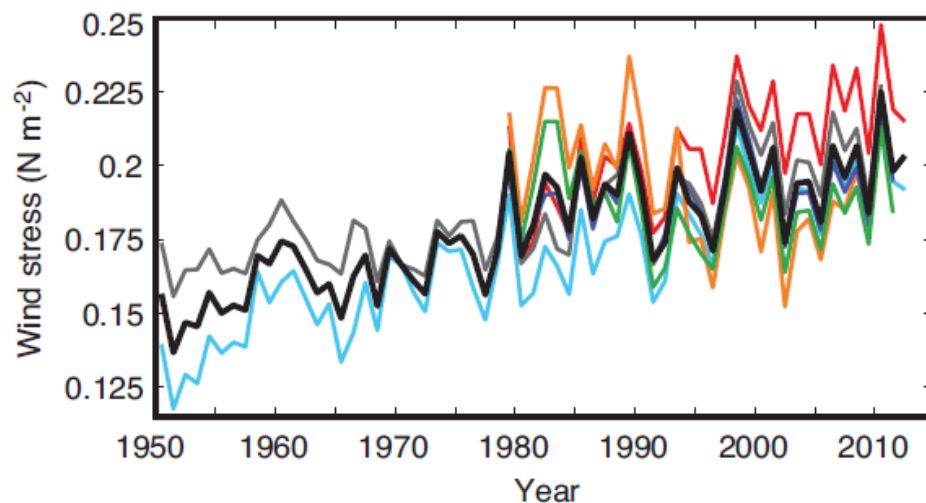
Flujos de calor aire- mar

Estrés del viento

De baja a media confianza en las tendencias del esfuerzo del viento a escalas decenal y centenal a nivel de cuencas oceánicas en el Atlántico Norte, Pacífico Tropical, y el Océano Antártico con. El nivel de confianza es dependiente de región y escala de tiempo considerado.

Confianza media en que la fuerza del viento zonal media ha aumentado en intensidad en el Océano Austral desde principios de 1980.

Figura 28| Series temporales del promedio anual del máximo de la tensión del viento zonal promediado zonalmente (N m^{-2}) sobre el Océano Austral para varios datos de reanálisis atmosféricos: CFSR (naranja), NCEP1 (cian), NCEP2 (rojo), ERAI (azul oscuro), MERRA (verde), 20CR (gris), y la media de todos los datos de reanálisis en un momento dado (grueso negro).



Cambios en el flujo de calor aire -mar y en la altura de ola

Altura de Ola

Olas superficiales

Las olas superficiales se generan por el forzamiento del viento y tienen dos componentes:

- olas generadas por el viento local y están bajo su acción (se propagan más lentas que el viento superficial) y
- oleaje “swell” (resulta de la acción del viento sobre el mar durante un cierto tiempo y se propaga más rápidamente que el viento superficial).

La altura significativa (H_s) de ola representa el campo de olas de viento constituido por ambas componentes y es aproximadamente la media aritmética del tercio de olas más alto durante un periodo de tiempo.

Los cambios de viento locales influyen en las propiedades del viento del mar, mientras que los cambios en las tormentas remotas afectan oleaje. Por lo tanto, los patrones de olas de viento y la variabilidad del viento en la superficie pueden ser diferentes debido a que las olas de viento integran propiedades de viento de un dominio más grande. Como las olas de viento integran características de la dinámica atmosférica en un rango de escalas pueden servir como un indicador de la variabilidad del clima y el cambio climático.

Confianza media en que la altura de ola significativa ha aumentado desde la década de 1950 en gran parte del Atlántico Norte al norte de 45°N, con las tendencias de la temporada de invierno típicas de hasta 20 cm dec⁻¹.

Cambios en las Masas de agua y Circulación

Masas de Agua

Los cambios observados en las propiedades de las masas de agua probablemente reflejan el efecto combinado de las tendencias a largo plazo del forzamiento de la superficie (por ejemplo, el calentamiento del océano superficial y cambios en E – P) y a la variabilidad interannual- multidecenal relacionada con los modos climáticos.

El calentamiento superficial del océano **muy probablemente** afecta a las propiedades de las masas de agua en el interior, de manera directa e indirecta. Las anomalías de SST y SSS causadas por los cambios en los flujos de calor superficial y de agua dulce se transportan al interior del océano por contacto con la superficie oceánica. Cambios en la circulación también podrían cambiar la salinidad desplazando la zona de afloramiento de la isopicna en regiones con mayor (o menor) E - P.

Las propiedades de varias masas de aguas profunda son el producto de procesos cerca de la superficie y de la mezcla significativa o del arrastre de otras masas de agua ambientales. Los cambios en las propiedades de las masas de agua arrastrada o mezcladas podrían dominar a los cambios de las masas de agua profunda observados, por ejemplo, en la *Lower Atlantic Deep Water* y la *Lower North Atlantic Deep Water* en el *Weddell Sea*.

La mayor parte de los cambios observados en la temperatura y salinidad en el interior del océano se puede explicar por la subducción y la difusión de masas de agua con propiedades que han sido modificados en la superficie del mar.

Cambios en las Masas de agua y Circulación

Masas de Agua

De 1950 a 2000,

Es **probable** que las aguas de máxima salinidad subtropical se hayan vuelto más salinas, mientras que las aguas intermedias más dulces formadas a mayor latitud, se han vuelto en general menos salinas.

Los cambios en las propiedades y velocidades de formación de la *Upper North Atlantic Deep Water* están **muy probable** dominada por la variabilidad decenal.

La masa de agua *Lower North Atlantic Deep Water* **probablemente** se haya enfriado desde 1955 hasta 2005, y la tendencia a disminuir la salinidad resaltado en AR4 se revirtió a mediados de la década de 1990.

Es probable que el agua inferior antártica se haya calentado y se contraiga a nivel mundial desde la década de 1980 y que se haya hecho menos salina en los sectores Indios/Pacífico de 1970 a 2008.

Circulación

El análisis de la circulación oceánica en relación con el clima se han centrado en la variabilidad en los giros impulsados por el viento y en los cambios en la circulación termohalina (CT) influenciados por la pérdida de flotabilidad y la formación de masas de agua, así como por el viento. La CT es responsable de gran parte de la capacidad del océano para llevar el exceso de calor de los trópicos a latitudes medias, y también es importante en el secuestro de carbono del océano.

Cambios en las Masas de agua y Circulación

Circulación

Observaciones recientes han fortalecido la evidencia de la variabilidad en los principales sistemas de circulación oceánica en escalas de tiempo de años a décadas.

Es **muy probable** que los giros subtropicales en el Pacífico Norte y Pacífico Sur se hayan ampliado y fortalecido desde 1993.

No hay evidencia de una tendencia a largo plazo en las mediciones de la circulación termohalina del Atlántico y sus componentes individuales en diversas latitudes y diferentes períodos de tiempo.

Tampoco hay evidencia de tendencias en de los transportes en el flujo de agua Indonesio, la corriente circumpolar antártica (ACC), o entre el Océano Atlántico y mares nórdicos.

Hay **confianza media** en que la corriente circumpolar antártica (ACC) se ha desplazado al sur, entre 1950 y 2010, a una velocidad equivalente a alrededor de 1° de latitud en 40 años.

Cambios en el nivel del mar

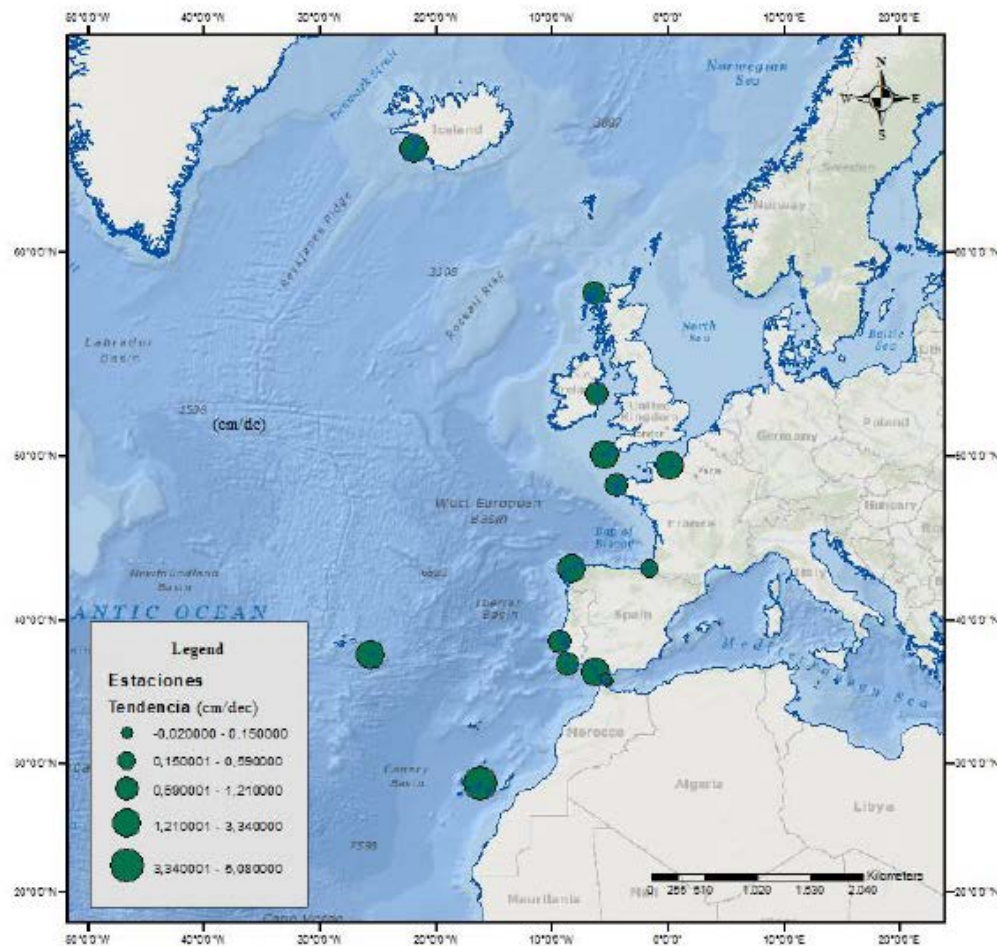
Cambios en el nivel del mar se deben principalmente a:

- ☐ Efecto termoestérico
- ☐ Fusión del hielo y nieve que se encuentra sobre os continentes.

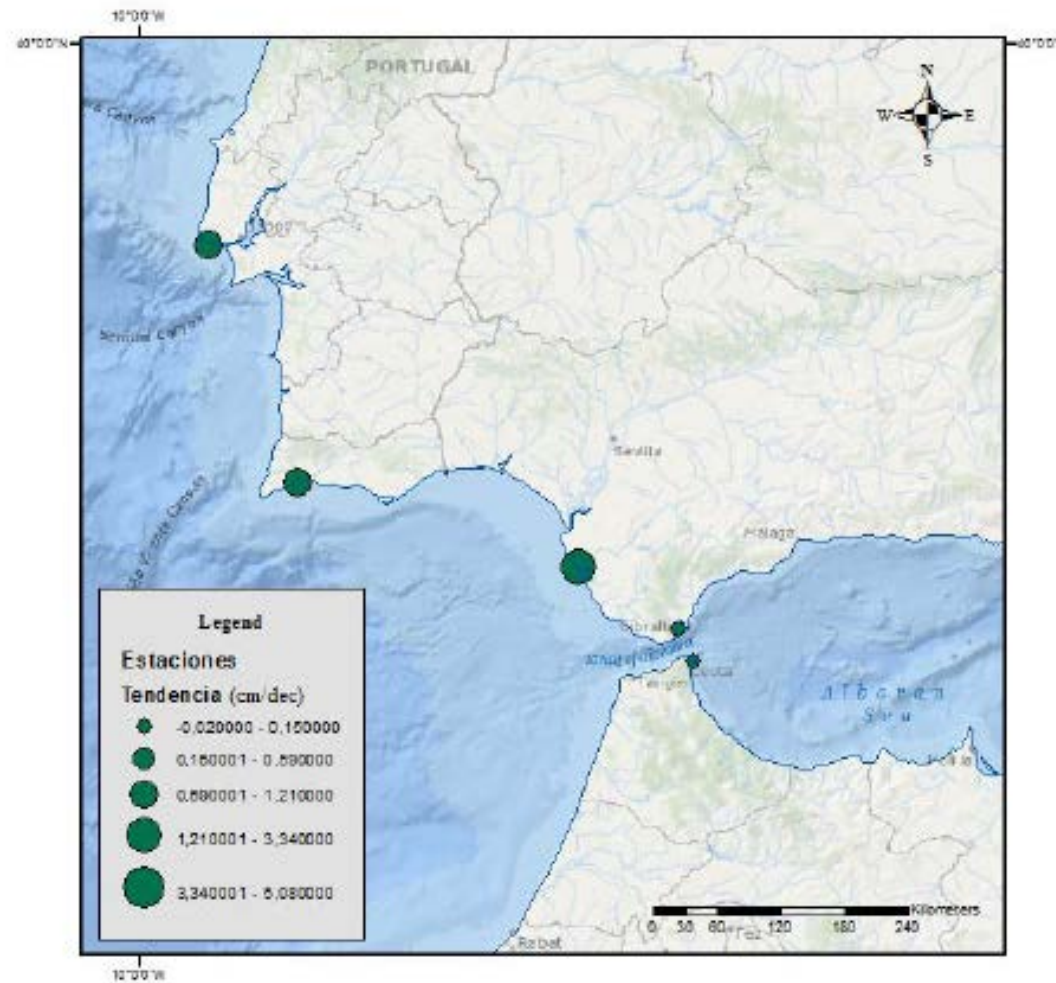
El nivel del mar puede subir o bajar en escalas de tiempo que van de horas a siglos, escalas espaciales desde <1 km a escalas globales, y con la altura cambia desde unos pocos milímetros hasta un metro o más (debido a las mareas). El nivel del mar integra y refleja múltiples señales climáticas y dinámicas. Las mediciones de nivel del mar son el sistema de observación de los océanos de más larga duración.

*El nivel medio del mar global (GMSL) ha aumentado en 0.19 m en el período 1901-2010. Es **muy probable** que la tasa media fuese de 1.7 mm año^{-1} entre 1901 y 2010 y que aumentase a 3.2 mm año^{-1} entre 1993 y 2010.*

Clima actual. Cambios en el nivel del mar.

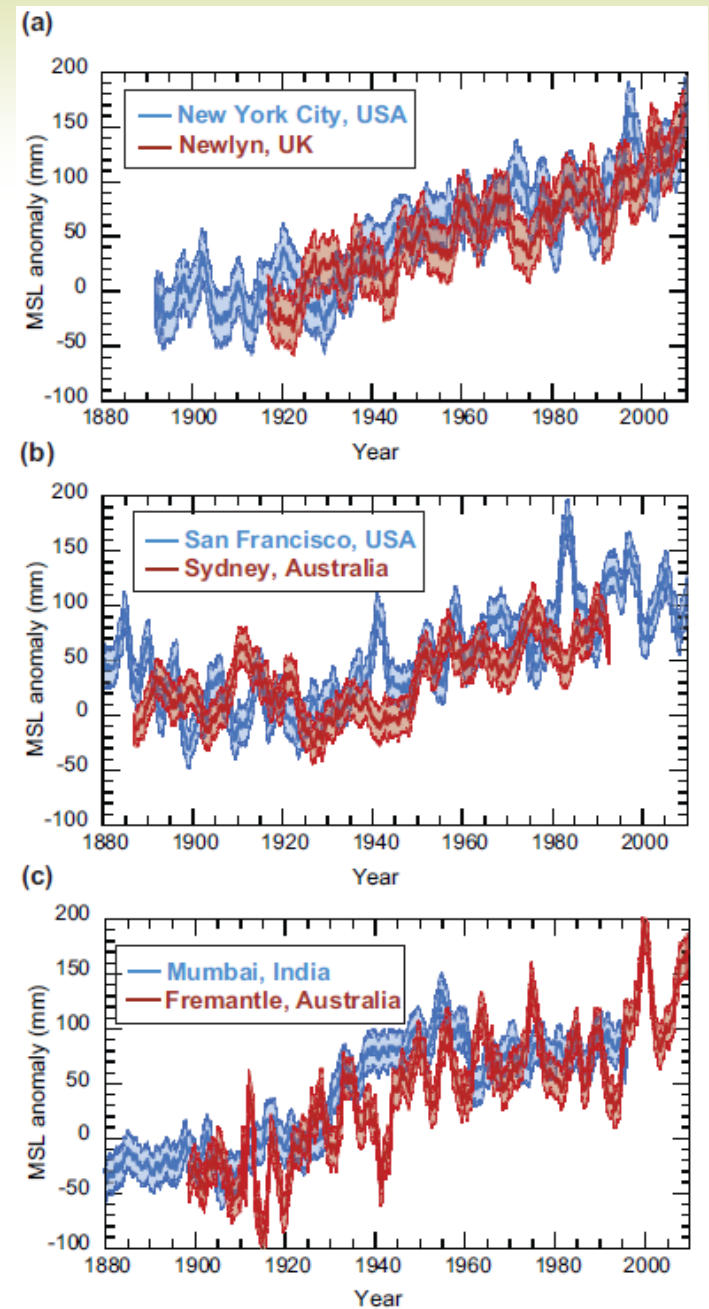


Clima actual. Cambios en el nivel del mar.



Cambios en el nivel del mar

Figura 29 | Media móvil a 3 años de las anomalías del nivel del mar (en milímetros) relativas al periodo 1900-1905 calculadas a partir de los largos registros de mareógrafos que representan a cada cuenca oceánica del Servicio Permanente para el Nivel Medio del Mar (PSMSL) (<http://www.psmsl.org>), obtenido en mayo de 2011. Los datos han sido corregidos Ajuste glacial isostático (GIA) (Peltier, 2004), utilizando los valores disponibles en http://www.psmsl.org/train_and_info/geo_signals/gia/peltier/. Las barras de error reflejan el intervalo de 5 a 95% de confianza, basándose en la variabilidad mensual residual respecto a la media móvil a 3 años.



Cambios en el nivel del mar

La variabilidad multidecenal del nivel del mar está marcada por una tendencia creciente a partir de 1910 hasta 1920, una tendencia a la baja a partir de ~1950, y una tendencia creciente a partir de alrededor de 1980.

Todas las tendencias indican que el nivel del mar fue significativamente más alto que el promedio del siglo XX en determinados momentos (1920/50, 1990-presente) y menor en otros períodos (1910-1920, 1955 hasta 1980), probablemente relacionado con la variabilidad multidecenal.

Varios estudios han sugerido que estas variaciones pueden estar relacionadas con las fluctuaciones del clima, como la Oscilación Multi-decadal del Atlántico (AMO) y / o Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), pero estos resultados no son concluyentes.

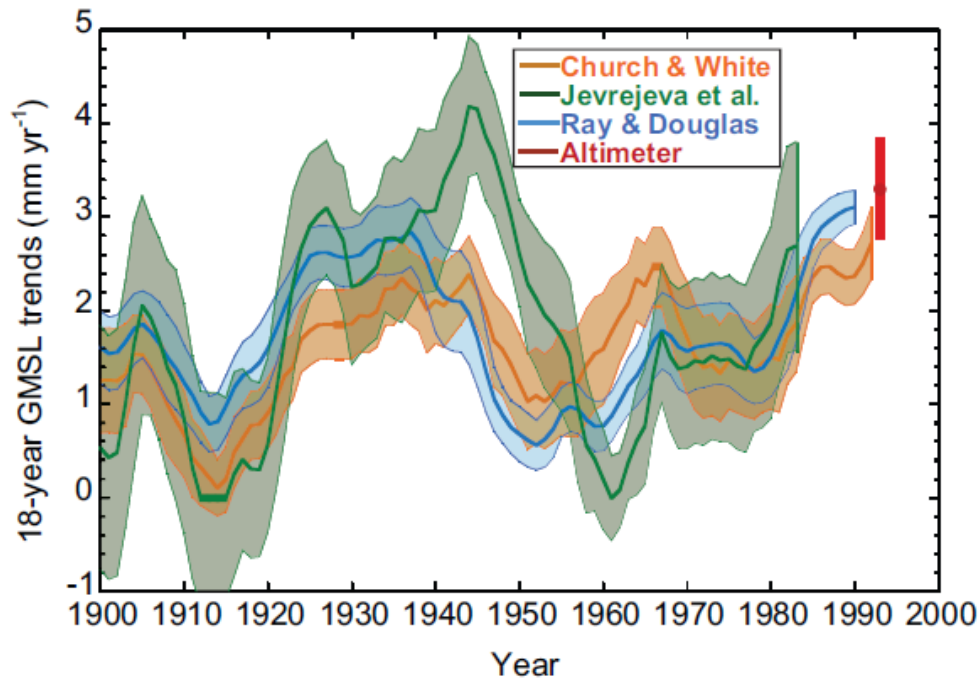
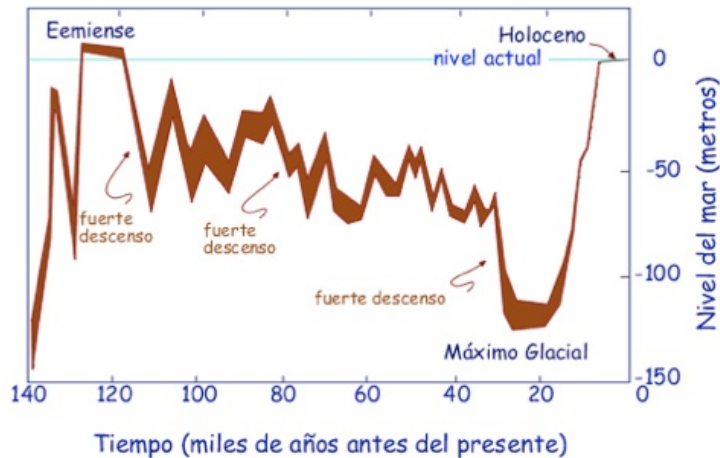


Figura 30 | Tendencias a 18 años de subida del nivel del mar global (GMSL) estimado en intervalos de 1 año. El tiempo es la fecha de inicio del período de 18 años, y el sombreado representa la confianza del 90%. También se da la estimación de la altimetría por satélite, con una confianza de 90% como una barra de error.

Clima actual. Cambios en el nivel del mar.

En resumen **3.2 mm año⁻¹** entre 1993 y 2010.

A un ritmo similar podría crecer sobre **0.3 m**



Cambios en el nivel del mar

Es **muy probable** que el calentamiento de la parte superior del océano, 700 m, haya contribuido en un promedio de 0.6 mm año^{-1} a la subida del nivel del mar desde 1971.

Es **probable** que el calentamiento entre 700 m y 2000 m haya contribuido con un adicional 0.1 mm año^{-1} al aumento del nivel del mar desde 1971, y que el calentamiento por debajo de 2000 m haya estado contribuyendo otro 0.1 mm año^{-1} a la elevación del nivel del mar desde principios de 1990.

Las tasas de aumento del nivel del mar sobre amplias regiones pueden ser varias veces más grandes o más pequeñas que la de GMSL para períodos de varias décadas debido a fluctuaciones en la circulación oceánica y al movimiento vertical de la tierra. El alto acuerdo entre los estudios con y sin correcciones para el movimiento vertical de tierra sugiere que es **poco probable** que las estimaciones de la tasa media global del cambio del nivel del mar sean significativamente sesgada debido al movimiento vertical de la tierra.

Es **probable** que la tasa de elevación del nivel del mar aumentase de principios del siglo IXX hasta el siglo XX, y aumentase aún más durante el siglo XX. Es probable que la aceleración media durante el siglo XX sea $[-0.002 \text{ a } 0.019] \text{ mm año}^{-2}$.

Cambios en el nivel del mar

Cambios en niveles del mar extremo

Los extremos en el nivel del mar (inundaciones costeras, mareas de tempestad...) tienden a ser causados por grandes tormentas, especialmente cuando se producen en momentos de marea alta. Sin embargo, cualquier sistema de baja presión en alta mar con vientos altos asociados puede causar un evento de inundaciones costeras en función de la duración y la dirección de los vientos.

La magnitud y la frecuencia de los eventos extremos todavía pueden aumentar si el nivel medio del agua aumenta aunque no haya cambios en la intensidad de la tormenta. El AR4 concluyó que los niveles de agua más altos han ido en aumento desde la década de 1950 en la mayoría de las regiones del mundo, causadas principalmente por el aumento del nivel medio del mar. Además, los extremos regionales también son causados por grandes variaciones interanuales y multi-decenales en el nivel del mar asociados con las fluctuaciones del clima como ENSO, la Oscilación del Atlántico Norte y la Oscilación del Atlántico multi-decadal, entre otros.

Es **probable** que la magnitud de los eventos extremos en el nivel del mar hayan aumentado desde 1970. *Un aumento del nivel medio del mar puede explicar la mayor parte del aumento observado en los niveles del mar extremos.*

Cambios en la biogeoquímica del océano

CO₂ Oceánica

Los océanos pueden almacenar grandes cantidades de CO₂. La capacidad de almacenamiento de carbono en el océano es aproximadamente 50 veces mayor que el de la atmósfera. Por lo tanto, incluso pequeños cambios en el almacenamiento de dióxido de carbono en el océano pueden tener impacto en la concentración atmosférica de CO₂. El océano también proporciona un importante sumidero de dióxido de carbono liberado por las actividades humanas, el CO₂ antropogénico (Cant). En la actualidad, una cantidad de CO₂ equivalente a aproximadamente el 30% del total de las emisiones humanas de CO₂ a la atmósfera se está acumulando en el océano.

Es muy probable que el almacenamiento mundial de los océanos de carbono antropogénico (Cant) haya aumentado de 1994 a 2010.

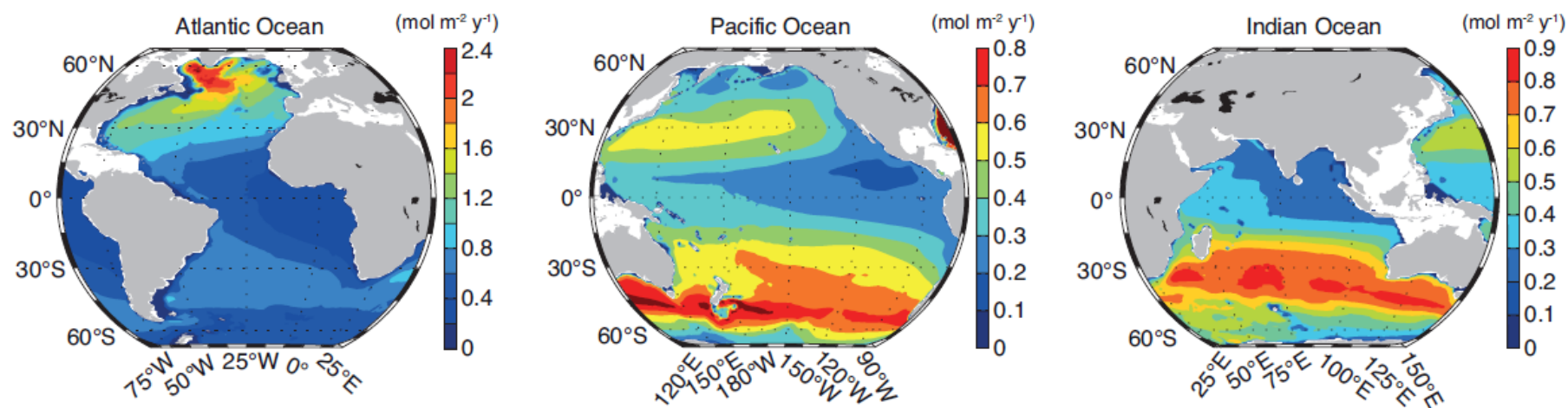
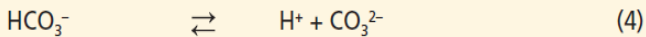
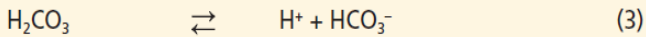
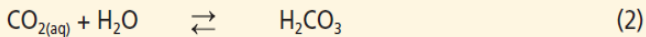
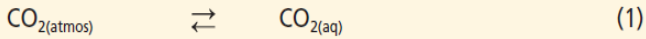


Figura 32 Mapas de distribución de la tasa de almacenamiento promedio de carbono antropogénico (mol m⁻² año⁻¹) para las tres cuencas oceánicas (de izquierda a derecha: Atlántico, Pacífico e Índico) de 1980 a 2005. Téngase en cuenta que se utiliza una escala de color diferente en cada cuenca.

Clima actual. Cambios en la biogeoquímica del océano.

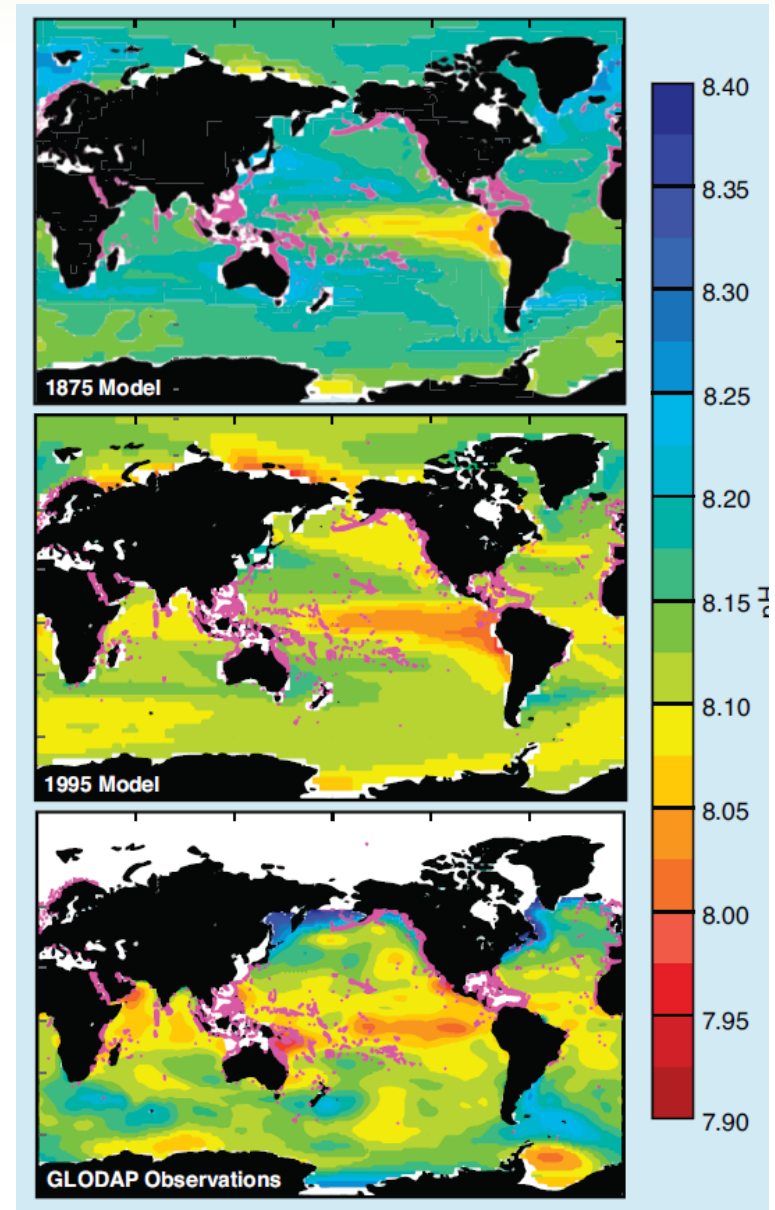
Acidificación Oceánica (PH).

Proceso químico.



Cuando la concentración de iones H^+ crece, el pH decrece, haciéndose el medio más ácido.

Acidificación Oceánica (PH).
Comparación entre 1750 y 1950.



Clima actual. Cambios en la biogeoquímica del océano.

Acidificación Oceánica (PH)

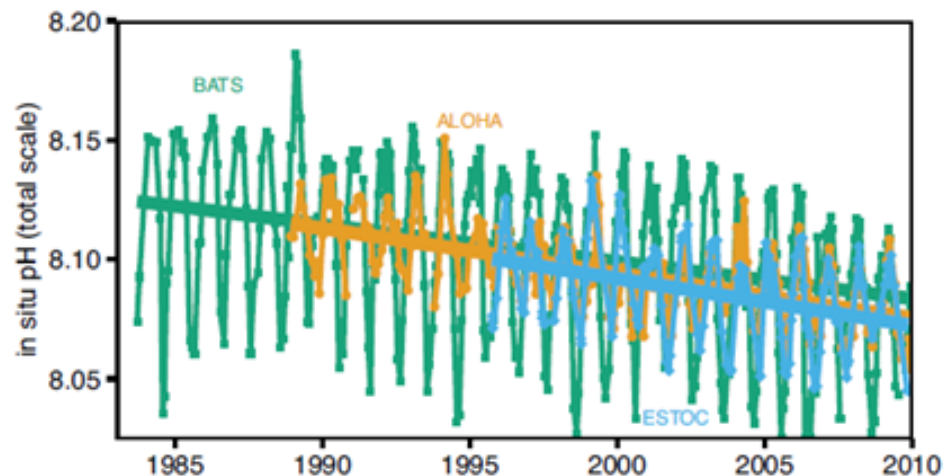
La captación de CO₂ antropogénico resulta en la acidificación progresiva de los océanos.

El pH del agua de mar superficial **ha disminuido en 0.1** desde el comienzo de la era industrial, debido a un aumento del 26% en la concentración de iones de hidrógeno (**confianza alta**).

Las tendencias observadas de pH oscilan entre **-0.0014 y -0.0024** año⁻¹ en las aguas superficiales.

Nota: *El agua del mar es básica con pH entre 7.5 y 8.4*

El pH del agua de lluvia (limpia) es 5.5.



Tendencias a largo plazo del pH de tres series temporales oceánicas subtropicales en el Atlántico Norte y el Pacífico Norte.

Cambios en la biogeoquímica del océano

O₂

*Existe una **confianza media** en que las concentraciones de **oxígeno** han disminuido en la termoclina de océano abierto desde los años 1960 pero con fuertes variaciones regionales.*

Para el período **1970-1990**, la pérdida mundial anual media de oxígeno entre **100 m y 1000 m** se calculó en **$0.55 \pm 0.13 \times 10^{14}$ mol año⁻¹**.

Las concentraciones de oxígeno **a 300 dbar disminuyeron entre 50°S y 50°N** a una velocidad media de **$0.63 \text{ mol kg}^{-1} \text{ dec}^{-1}$** entre **1960 y 2010**.

El descenso general es consistente con la expectativa de que la estratificación inducida por el calentamiento conduce a una disminución en el suministro de oxígeno desde la superficie a las aguas sub-superficiales (ventilación), y con que las aguas más cálidas pueden contener menos oxígeno (solubilidad).

El 15% de la disminución del O₂ de 1970 a 1990 es debido al calentamiento del agua y el resto (85%) debido a una ventilación más reducida.

Nota: Termoclina: capa de agua dónde la temperatura varía rápidamente con la profundidad o altura

Cambios en la biogeoquímica del océano

O₂

Decrece:

- en los océanos tropicales (comparando 1990- 2000 y 1960- 1974),
- en las aguas superficiales del Atlántico Norte y
- en el Pacífico Norte subpolar durante los 50 últimos años
- en aguas costeras (costa oeste Norteamericana)

Crece:

en las termoclinas de los océanos Índico y del Pacífico sur debido a un reforzamiento de la circulación debido a vientos más fuertes.

Cambios en la biogeoquímica del océano

Nutrientes

Las concentraciones de **nutrientes** en la superficie del océano están influenciadas por: los impactos humanos sobre la escorrentía costera y en la deposición atmosférica, el cambio en el suministro de nutrientes desde el interior del océano a la capa de mezcla (por ejemplo, debido a un aumento de la estratificación).

El cambio de las distribuciones de nutrientes podría influir en la magnitud y la variabilidad del bombeo de carbono biológico del océano.

A nivel mundial, la producción de fertilizantes nitrogenados ha seguido aumentando acompañado por el aumento de la eutrofización (abundancia de nutrientes) de las aguas costeras, que amplifica la reducción de CO₂.

Además, la deposición atmosférica de nitrógeno fijado antropogénico puede dar cuenta ahora de hasta un 3% de la nueva producción oceánica, y esta fuente de nutrientes se prevé que aumente.

Cambios en la biogeoquímica del océano

Nutrientes

Las observaciones satelitales de clorofila revelan que las provincias oligotróficas (bajo contenido en nutrientes, baja productividad primaria) en cuatro de los principales océanos del mundo crecieron a tasas promedio de 0.8 a 4.3% año⁻¹ de 1998 a 2006, en consonancia con una reducción en la disponibilidad de nutrientes, debido a los aumentos en la estratificación.

Modelos numéricos y estudios observacionales sugieren que las fluctuaciones interanuales y multidecenales en nutrientes están acopladas con la variabilidad de la NAO en el Océano Atlántico, los modos de variabilidad del clima en el Océano Pacífico, y la variabilidad de la circulación del giro subtropical en el Océano Índico.

Sin embargo, no hay estudios publicados que cuantifiquen las tendencias a largo plazo en las concentraciones de nutrientes al mar.

Resumen de los cambios climáticos observados en el océano

Los cambios se han observado en una serie de propiedades de los océanos de relevancia para el clima.

Es **prácticamente seguro** que la capa superior del océano (0 a 700 m) se **ha calentado** desde 1971 hasta 2010. El **calentamiento** entre 700 y 2000 m probablemente supuso aproximadamente un **30% del aumento** total en el **contenido de calor** del océano mundial entre 1957 y 2009.

El **nivel medio global del mar** **ha aumentado** en 0.19 m en el período desde 1901 hasta 2010. Es **muy probable** que la tasa media haya sido de 1.7 mm año^{-1} entre 1901 y 2010 y que aumentase a 3.2 mm año^{-1} entre 1993 y 2010. El aumento del nivel medio del mar puede explicar la mayor parte del aumento observado en **los niveles del mar extremos**.

Las tendencias regionales de **salinidad superficial** **muy probablemente** **han intensificado** los contrastes geográficos de las medias en la salinidad superficial del mar desde 1950: las aguas superficiales salinas en las regiones dominadas por evaporación se han vuelto más salinas, mientras que las aguas superficiales más dulces de las regiones dominadas por las precipitaciones se han vuelto menos salinas. Es **muy probable** que también se hayan producido tendencias de la **salinidad en el interior del océano**.

Estos cambios de salinidad proporcionan evidencia indirecta de que el **patrón de evaporación menos precipitación** sobre los océanos se **ha intensificado** desde la década de 1950.

Resumen de los cambios climáticos observados en el océano

Los cambios observados en las propiedades de **las masas de agua** probablemente reflejan el efecto combinado de las tendencias a largo plazo de los forzamientos en la superficie (por ejemplo, el calentamiento y los cambios en las precipitación menos evaporación) y la variabilidad asociada a los modos climáticos.

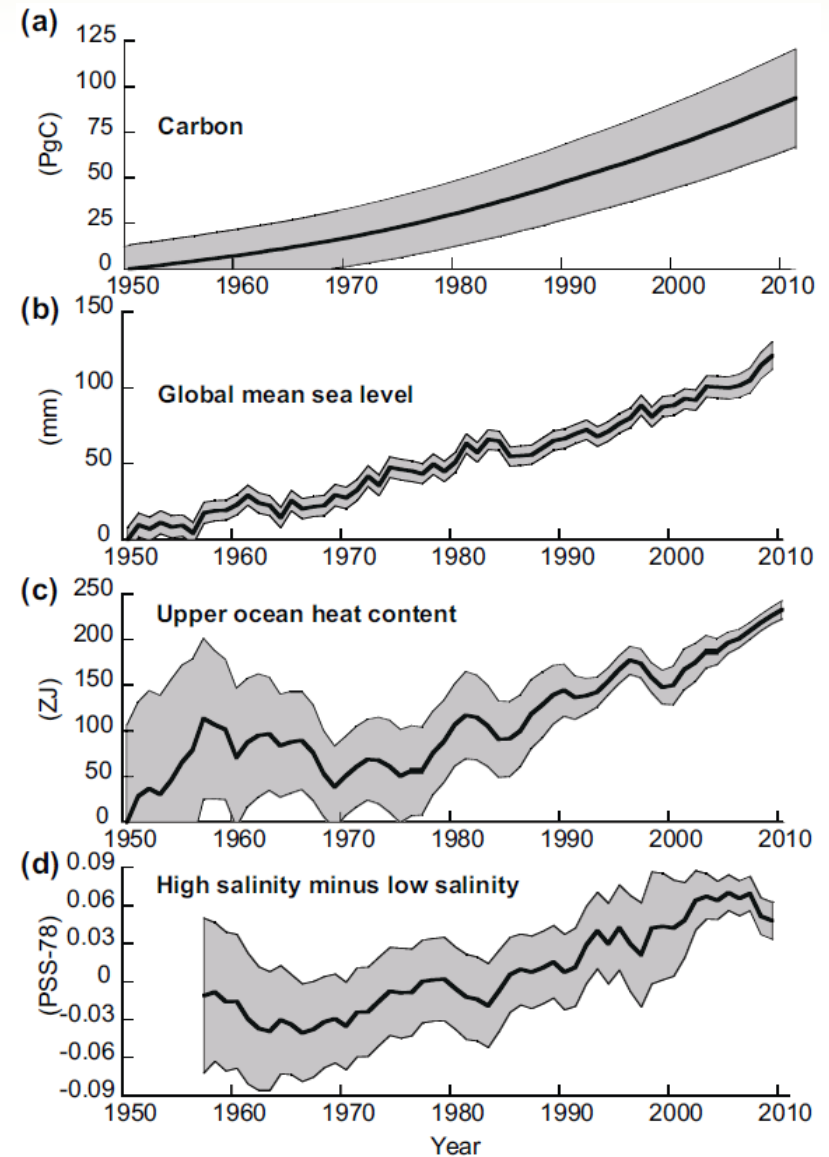
Es **prácticamente seguro** que el océano está almacenando **CO₂ antropogénico** y es **muy probable** que el almacenamiento oceánico de CO₂ antropogénico se **haya incrementado** entre 1994 y el 2010. La absorción de CO₂ antropogénico **muy probablemente** ha causado la **acidificación del océano**.

No hay evidencia observacional a favor o en contra de un cambio en la fuerza de la **circulación termohalina**. Sin embargo, observaciones recientes han fortalecido evidencias de **variabilidad en los principales sistemas de circulación oceánica y propiedades de las masas de agua** en escalas de tiempo de años a décadas. Gran parte de la variabilidad observada en las corrientes oceánicas y en las masas de agua se pueden vincular a los cambios en los forzamientos sobre la superficie, incluidos los cambios de viento asociados a los principales modos de variabilidad del clima, como la NAO, SAM, ENSO, PDO y la AMO.

Resumen de los cambios climáticos observados en el océano

*La coherencia entre los patrones de cambio en una serie de parámetros oceánicos independientes **aumenta la confianza** en la evaluación que el estado físico y biogeoquímico de los océanos ha cambiado.*

Cuatro medidas globales del océano han aumentado desde la década de 1950s: **el almacenamiento de CO₂ antropogénico**, **el nivel medio del mar**, **el contenido de calor de la parte sub-superficial del océano**, y **el contraste de salinidad entre regiones de alta y baja salinidad superficial**. El gran acuerdo entre las múltiples líneas de evidencias basadas en datos independientes y métodos diferentes proporciona una alta confianza en los incrementos observados en esos indicadores globales del cambio climático observado en el océano.



¿ Se está calentando el océano?

• Síntesis:

- Las observaciones muestran fuertes evidencias de que las propiedades relevantes para el clima del océano han cambiado durante los últimos 40 años, incluyendo la **temperatura, salinidad, nivel del mar, carbono, pH, y oxígeno**.
- Los patrones de cambio observados en la sub-superficie del océano son consistentes con los cambios en la superficie del océano en respuesta al cambio climático y a la variabilidad natural y con los procesos físicos y biogeoquímicos del océano conocidos, proporcionando una **alta confianza** en esta evaluación.