

8. Polos y clima global: pasado, presente y futuro

David Barriopedro, Francisco Jiménez, Jorge Álvarez-Solas, Blanca Ayarzagüena, Carlota Escutia, Santiago Giralt, Fidel González-Rouco, Julia Gutierrez, Enrique Isla, Marisa Montoya, Belén Rodríguez-Fonseca

Evolución climática en los polos

La gran extensión de hielo que cubre los polos contribuye a enfriar el planeta reflejando grandes cantidades de radiación solar hacia el espacio. Además, en estas zonas se producen intercambios de agua y calor con el océano, generando un sistema de circulación global que distribuye la energía del planeta. Por último, la gran elevación de los mantos de hielo reduce la temperatura en las regiones circundantes y afecta a la circulación atmosférica. Como consecuencia, las regiones polares actúan como reguladores del clima global y sus cambios afectan a todo el planeta. El estudio de la evolución climática de los polos en el pasado es relevante para poder entender los cambios actuales y futuros. Las rocas sedimentarias presentes en zonas terrestres y océanos polares permiten reconstruir con cierto detalle la historia climática de estas remotas regiones (Figura 8.1).

La Antártida se formó con la ruptura del supercontinente Gondwana hace unos 200 millones de años (Ma). Como consecuencia de la lenta pero constante deriva de las placas tectónicas terrestres, la Antártida se fue desplazando desde latitudes medias del hemisferio sur a su posición actual. El completo aislamiento del continente aconteció cuando la Antártida se separó definitivamente de Sudamérica y Australia, al formarse los estrechos de Drake y Tasmania, respectivamente. La apertura de estos estrechos propició el nacimiento de la Corriente Circumpolar Antártica (CCA), que conecta todos los océanos del planeta con consecuencias globales en cuanto al transporte de nutrientes y la distribución del calor a escala planetaria. La formación de la CCA, junto con otros factores como un descenso en las concentraciones de dióxido de carbono atmosférico (CO_2), causó un enfriamiento climático abrupto que culminó con la formación de un casquete de hielo de grandes dimensiones. Las reconstrucciones climáticas realizadas a partir de la cantidad del isótopo del oxígeno con peso atómico 18 ($\delta^{18}\text{O}$) presente en rocas sedimentarias muestran que la

formación del casquete polar antártico implicó un descenso de la temperatura media de la Tierra de aproximadamente 4 °C.

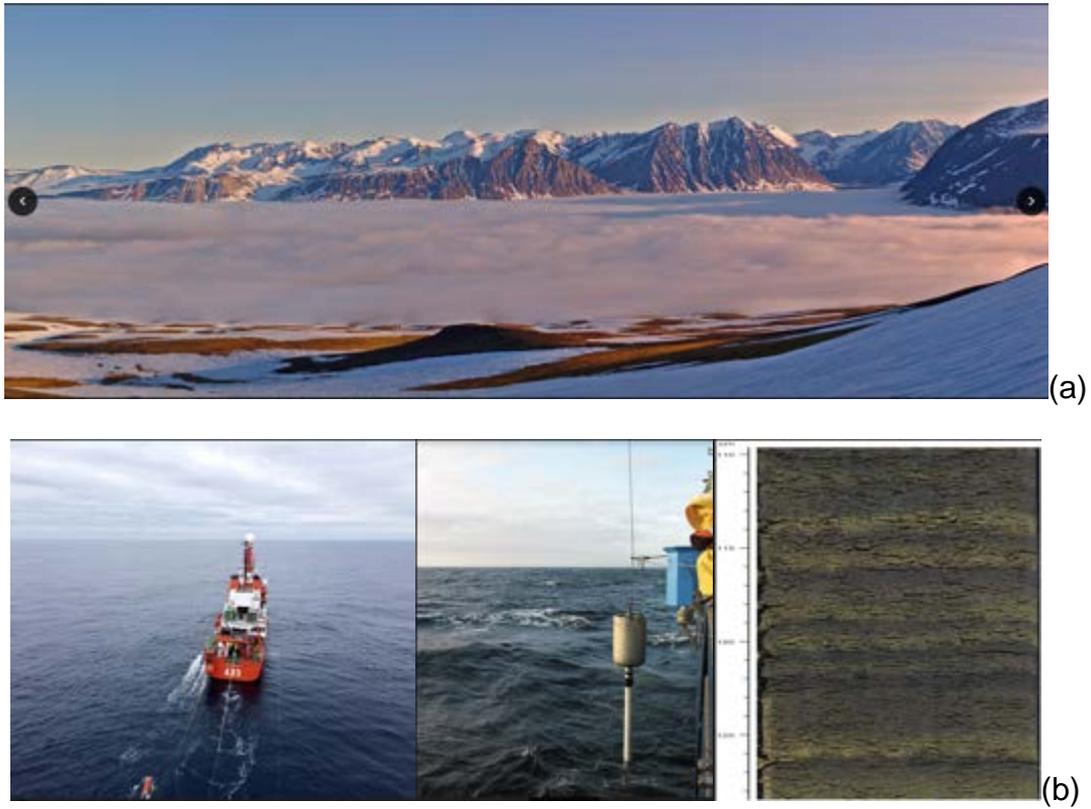


Figura 8.1. (a) Aspecto que habría tenido el valle de Zackenberg (este de Groenlandia) durante el Último Máximo Glaciar. Las nubes se sitúan a la altura que habría alcanzado el hielo a inicios del Holoceno, según registros paleoclimáticos, proporcionando una imagen del paisaje de aquel periodo. Autor: Santiago Giralt. (b) Izquierda: BIO *Hespérides* tomando medidas del subsuelo oceánico en la Antártida. Centro: muestreo de sedimentos con *Piston core*. Derecha: detalle del testigo de sondeo de sedimentos antárticos, cada banda representa un tipo de sedimento con diferente composición y contenido en microfósiles. IODP Expedición 318, Dron de la Armada Española, Campaña Powell 2019/2020. Autores: Julia Gutiérrez, Santiago Giralt.

Groenlandia es la masa de tierra más cercana al polo norte, fruto de una deriva continental que se inició hace unos 100 Ma. Lo que conocemos como casquete polar ártico está básicamente formado por hielo marino llamado banquisa y un pequeño porcentaje de hielo continental de Groenlandia. La falta de tierra firme en esas latitudes ha dificultado conseguir evidencias científicamente sólidas sobre la formación de la banquisa ártica. Los testigos de sedimento procedentes del fondo marino

sugerían una antigüedad de unos 14 Ma, pero un estudio reciente ha descubierto indicios suficientes como para retrasar esta fecha hasta los 34 Ma. De confirmarse esta nueva hipótesis, la formación de los casquetes polares habría sido simultánea en ambos polos.

Los registros sedimentarios para los últimos 5,5 Ma muestran que la extensión y cantidad de hielo de los casquetes polares ha fluctuado periódicamente, alternando entre periodos glaciares (grandes extensiones de los casquetes polares) e interglaciares (mínima extensión de los casquetes). Los periodos interglaciares tienen una duración que varía entre 10.000 y 30.000 años mientras que los glaciares durarían unos 80.000 - 100.000 años. Esta alternancia presenta una geometría asimétrica, con un inicio interglaciar abrupto de pocos centenares de años y una transición progresiva al periodo glacial. Las implicaciones climáticas son múltiples, pero quizás la más significativa es la oscilación de unos 120 m en el nivel del mar. Los periodos glacial e interglaciar están ligados a pequeños cambios en el balance radiativo de la Tierra como consecuencia de variaciones periódicas en la excentricidad (100.000 años), oblicuidad (41.000 años) y precisión (25.000 años) de la órbita terrestre (los conocidos como ciclos de Milankovitch). De hecho, los registros paleoclimáticos del Ártico y de la Antártida reflejan una alternancia sincrónica, indicando un origen común.

Estos mismos registros muestran otras fluctuaciones de miles de años que se conocen como eventos de Dansgaard-Oeschger (D-O, llamados así por sus descubridores, los investigadores Willi Dansgaard y Hans Oeschger). Los eventos D-O estarían causados por un avance pulsante de los casquetes polares como consecuencia del progresivo enfriamiento de uno de los hemisferios hasta llegar a la máxima extensión de banquisa, que se conoce como evento Heinrich. El último evento Heinrich (H0) ocurrió hace 11.700 años, justo antes del inicio del actual interglaciar, y situó el frente polar en A Coruña. A diferencia de los periodos glaciares, los eventos D-O son asíncronos: cuando hay condiciones frías en el hemisferio norte las regiones polares del hemisferio sur muestran condiciones cálidas, y viceversa. Es lo que se conoce como el balanceo bipolar. A día de hoy no hay un consenso sobre los mecanismos que causan dicho balanceo.

Los registros climáticos árticos y antárticos del Holoceno (últimos 11.700 años) muestran que el clima ha sido más estable que en periodos anteriores (Figura 8.1). El inicio del actual periodo interglaciar empezó antes en el hemisferio sur que en el

norte, posiblemente como consecuencia del balanceo bipolar. El clima de estos últimos milenios mostraría tres grandes fases de los casquetes polares, ligadas a cambios de la temperatura de la Tierra: un retroceso (11.700 - 8.500 años), seguido de una mínima extensión (8.500 - 4.300 años), y un reavance posterior hasta 1850 de nuestra era.

Los polos ante el calentamiento global

La temperatura del planeta ha subido ~ 1 °C desde finales del siglo XIX. En las últimas décadas, el calentamiento global ha llevado a una disminución generalizada de la extensión de la criosfera, con reducciones en la cubierta de nieve y hielo marino en zonas árticas (Figura 8.2), y pérdidas de masa en los mantos de hielo de Groenlandia y Antártida. La fusión de masa glaciaria en Groenlandia y Antártida ha contribuido a acelerar el aumento del nivel del mar a un ritmo de 1,8 mm al año, superando el efecto de dilatación térmica en el océano. Aunque estos cambios son pequeños con respecto a los experimentados en escalas geológicas de miles de años, la velocidad con la que se están produciendo no tiene precedentes y representan una de las muchas evidencias de las actividades humanas.

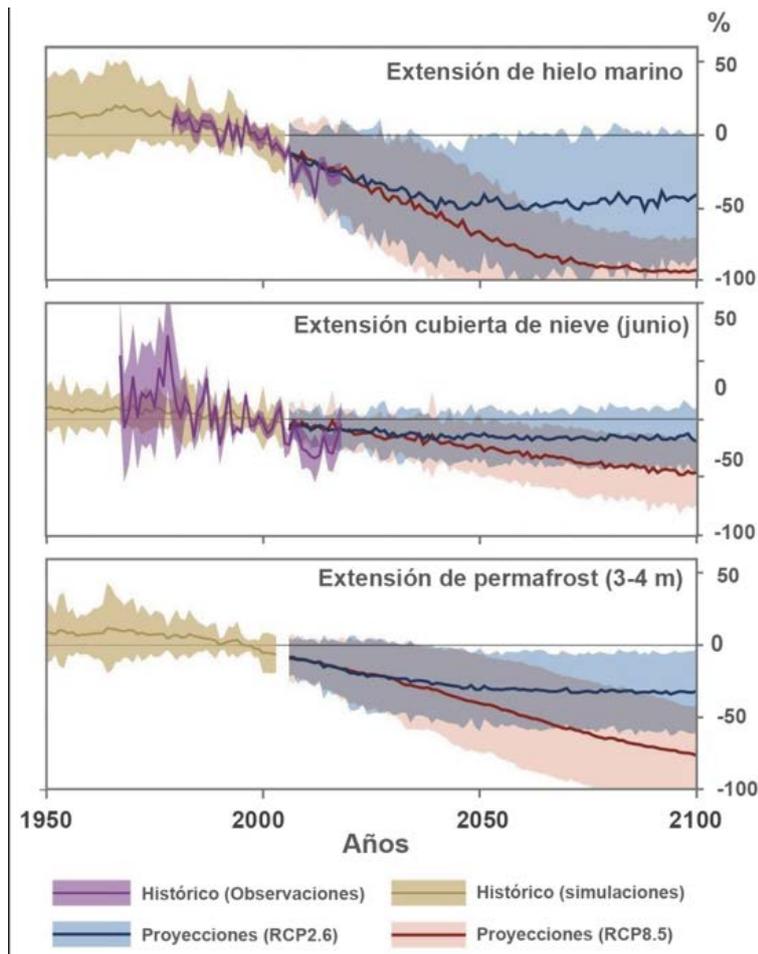


Figura 8.2. Rangos muy probables de cambios históricos observados y simulados (relativos a 1986-2005) en la extensión de hielo marino del Ártico en septiembre, manto de nieve del Ártico en junio (zonas terrestres al norte de 60°N) y permafrost (profundidades de 3 a 4 m) en el hemisferio norte. Se incluyen también las proyecciones de cambio climático en escenarios de bajas (RCP2.6) y altas (RCP8.5) emisiones de gases de efecto invernadero. Crédito: Figura RRP.1, paneles j), k) y l), IPCC, 2019.

Como consecuencia de los cambios criosféricos, el mayor aumento de temperatura del planeta se ha producido en zonas polares, principalmente en el Ártico donde duplica el promedio global (Figura 8.3). A este fenómeno se le conoce como Amplificación Ártica (AA), o más genéricamente Amplificación Polar, ya que también se observa en la Antártida, aunque en menor medida. En este momento, el principal responsable de la AA es el cambio en la reflexión de energía solar visible (albedo). El hielo marino refleja aproximadamente un 90% de luz solar y el océano sin hielo absorbe un 94% de la energía solar entrante. Al disminuir la cubierta de hielo y nieve

por el aumento de temperatura, la superficie absorbe más energía, con la consiguiente retroalimentación del calentamiento. Sin embargo, este no es el único factor. Las temperaturas en el suelo Ártico congelado desde hace milenios (permafrost) han aumentado (Figura 8.2) y se estima que estas regiones contienen del orden de 1500 Gt de carbono orgánico sepultado. La emisión de estas reservas por la fusión del permafrost reforzará progresivamente el aumento de las concentraciones de gases de efecto invernadero (GHG, de sus siglas en inglés) producido por el hombre, desarrollándose así un factor de amplificación del cambio climático.

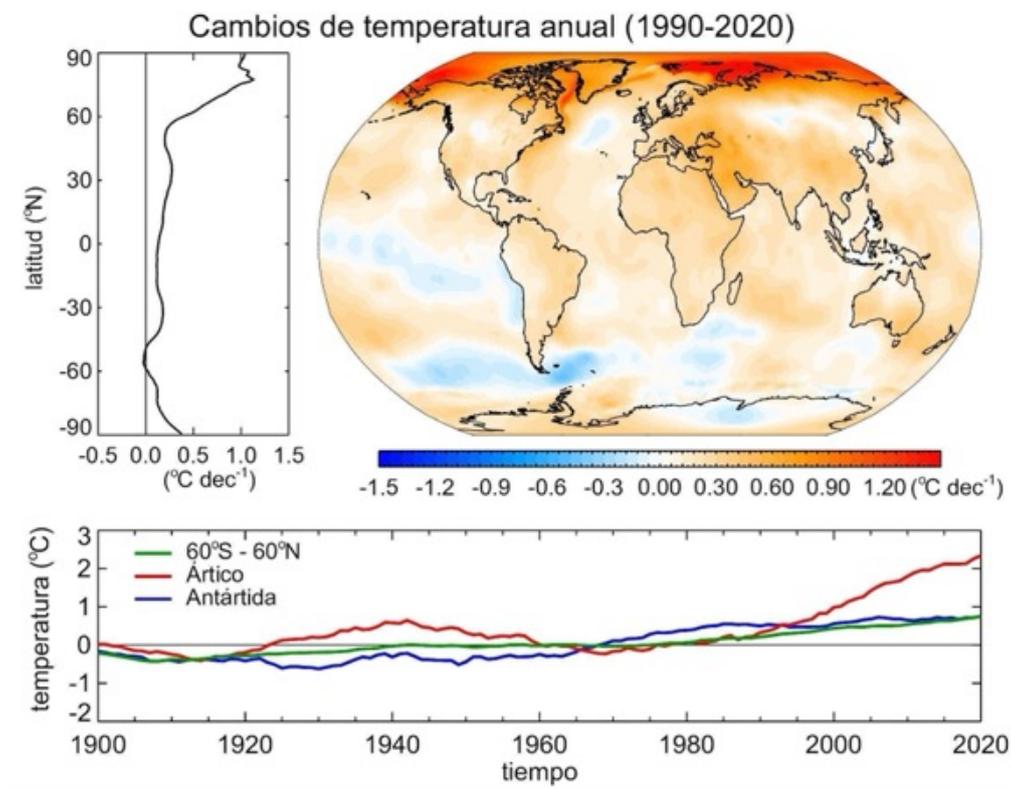


Figura 8.3. Arriba: Cambios de temperatura media anual del aire en superficie desde 1990 hasta 2020 (en °C por década) y distribución de los cambios de temperatura por latitud (izquierda). Abajo: Evolución suavizada de la temperatura media anual (expresada como diferencias con respecto al promedio de 1951-1980) en el Ártico (60-90°N, rojo), Antártida (60-90°S, azul) y el resto del planeta (60°S-60°N, verde) desde 1900. Fuente datos: Berkeley Earth (<http://berkeleyearth.org/archive/data/>; Rohde and Hausfather, 2020).

Además de los anteriores procesos de AA, los cambios en los polos son el resultado de complejas interacciones entre la criosfera, la atmósfera y el océano, que involucran a la alta atmósfera, el vapor de agua, el transporte de energía en la atmósfera y el

océano o la dinámica de los mantos de hielo, descritos en los siguientes apartados. Así, no es de extrañar que las regiones polares tengan un papel muy importante en el sistema climático. De hecho, regulan el clima global a través de sus efectos en la circulación atmosférica y oceánica. Los ecosistemas y el ciclo de carbono también son muy sensibles a los cambios de temperatura y de la criosfera, con implicaciones para la cadena alimentaria global. Estos cambios han contribuido a modificar las actividades estacionales en el Ártico y la abundancia y distribución de especies animales y plantas, causando repercusiones económicas, culturales y sociales importantes. Las medidas de adaptación al cambio climático han de considerar la idiosincrasia de estas regiones y la aparición de nuevos riesgos. Por ejemplo, la reducción de hielo marino abrirá el acceso a recursos mineros y energéticos en zonas polares y nuevas rutas de navegación en el Ártico, con la consiguiente amenaza medioambiental.

Las regiones polares, por tanto, contribuyen al clima global y a su vez son altamente sensibles al aumento de concentraciones de GHG, según el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC 2019). Las simulaciones actuales indican calentamientos entre 1,5 y 5 °C a finales del siglo XXI, que se duplicarán o triplicarán en las zonas polares. Su futuro dependerá mucho de las trayectorias de emisión de GHG y de la posibilidad de que se activen procesos en el permafrost y en los mantos de hielo que amplifiquen el aumento de temperatura de forma no lineal. Por ejemplo, la estampa de un Ártico libre de hielo en verano será inusual si se limita el calentamiento global a 1,5 °C, pero ocurriría varias veces por década si el aumento fuera de 2 °C.

Los mantos de hielo

Los mantos de hielo continental actuales son el de Groenlandia y el de la Antártida. Ambos juegan un papel muy importante en el clima global (ver capítulo 9). Entre otras razones, almacenan en forma sólida cantidades enormes de agua dulce, equivalentes, en promedio global, a unos 58 metros de aumento del nivel del mar en el caso de la Antártida y siete metros en el caso de Groenlandia. En consecuencia, las variaciones en el volumen de los mantos de hielo determinan en gran medida las variaciones del nivel del mar.

Los mantos de hielo responden asimismo a las variaciones del clima (ej. mantos muy desarrollados en los estados glaciario, y reducidos en el interglaciario). Como consecuencia del cambio climático antropogénico se esperan cambios importantes de ambos mantos que podrían haber comenzado ya a ponerse de manifiesto. Ambos mantos están perdiendo masa de hielo, lo que se está traduciendo en un incremento acelerado del nivel del mar (Figura 8.4). Los mecanismos responsables en cada caso son muy diferentes. En Groenlandia esta pérdida se debe en partes iguales al aumento en la fusión superficial y la descarga de hielo hacia el océano como consecuencia del aumento de la temperatura del Océano Atlántico. En la Antártida, la temperatura del aire es tan baja que prácticamente no existe fusión superficial, y la pérdida de hielo se debe a la descarga de hielo como consecuencia del aumento en la fusión basal de las plataformas de hielo y de la producción de icebergs (ver capítulo 9).

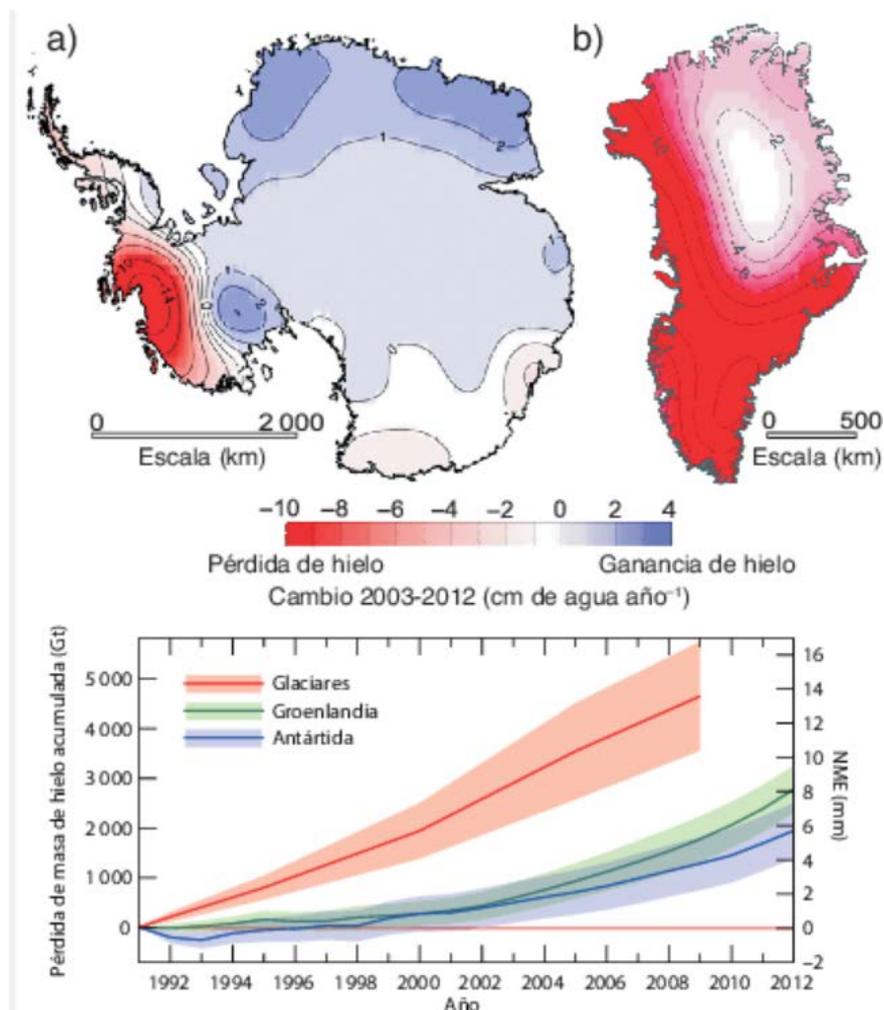


Figura 8.4. Distribución del deshielo determinada por el experimento GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) para (a) la Antártida y (b) Groenlandia (cm de agua

por año) para el período 2003-2012; (c) pérdida total de masa de hielo (Gt) de los glaciares y mantos de hielo, y equivalente del nivel del mar (mm). La contribución de los glaciares excluye los situados en la periferia de los mantos de hielo. Crédito: Figura RT.3., Stocker et al., 2013.

Las causas de las variaciones de masa de los mantos están sujetas a procesos de retroalimentación positivos que, una vez desencadenados, gobiernan la respuesta del sistema. En Groenlandia este proceso se produce por la relación entre la elevación del hielo y la temperatura: un aumento de la temperatura del aire se traduce en un aumento de la fusión superficial de hielo, lo que conlleva una reducción de la elevación. Como consecuencia del gradiente de temperatura vertical, esto se traduce en un aumento adicional de temperatura. Este mecanismo podría desencadenar una reducción acelerada del manto de Groenlandia si se sobrepasan ciertos umbrales críticos. En la Antártida, los procesos críticos están relacionados con la interacción hielo-océano y la descarga de hielo. Parte del manto de hielo de la Antártida es marino, es decir, reposa sobre un lecho rocoso que se encuentra por debajo del nivel del mar. Estos sectores están en estrecho contacto con el océano y por tanto son vulnerables a variaciones en la temperatura de éste. En los márgenes de estos mantos se forman plataformas de hielo flotante. La pérdida de hielo antártico actual es el resultado del aumento de la descarga de hielo desde el manto posado hacia las plataformas flotantes a través de la así llamada línea de tierra, que separa ambos. Si el hielo gana espesor en la línea de tierra ésta avanza; si pierde espesor, retrocede. Estos sectores podrían estar sometidos a un proceso de inestabilidad intrínseco conocido como la inestabilidad de los mantos marinos (Figura 8.5), ya que la descarga de hielo a través de la línea de tierra depende del espesor de hielo en ésta. Si la profundidad del lecho rocoso crece hacia el interior del manto y se produce un retroceso de la línea de tierra, el espesor de hielo en la línea de tierra aumenta, con lo que la descarga de hielo a su vez aumenta, desencadenando un nuevo retroceso de la línea de tierra. Estas condiciones se dan en algunos sectores de la Antártida Occidental, que podrían estar ya sufriendo un retroceso irreversible cuya última consecuencia podría ser la desaparición completa del sector occidental, lo que implicaría un aumento de unos 3-5 m del nivel del mar en varios siglos. Esto también podría tener consecuencias para el resto del manto, induciendo pérdidas adicionales de hielo interior e incrementando hasta unos 10 m el aumento del nivel del mar que podría perdurar varios milenios.

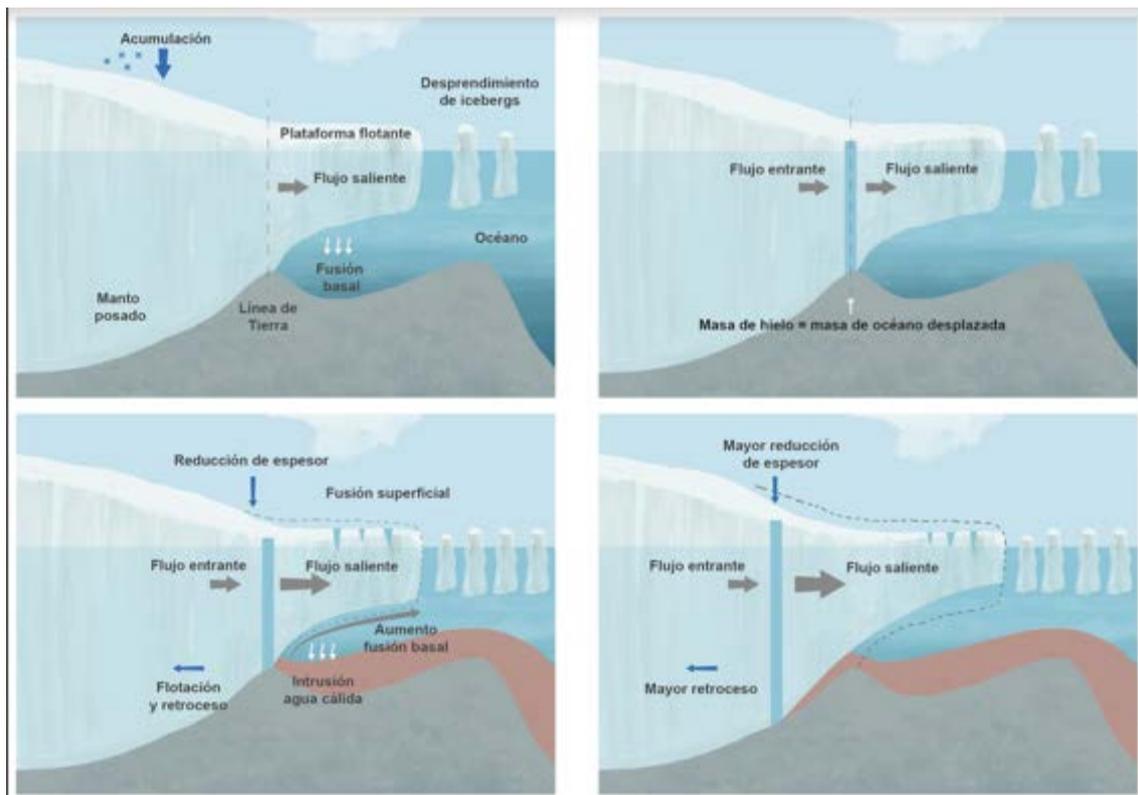


Figura 8.5¹. Esquema de los procesos que conducen a inestabilidad potencial del retroceso de la línea de tierra: (a) geometría y flujos de hielo de un manto de hielo marino (b) línea de tierra en estado estable, (c) cambio climático que desencadenaría la pérdida de masa del manto hielo y el comienzo del retroceso de la línea de tierra y (d) retroceso autosostenido de la línea de tierra. Adaptado del Recuadro 13.2, Figura 1 de Church *et al.*, 2013

Efectos de la Amplificación Ártica

El hielo marino es uno de los componentes del sistema climático más afectado por el calentamiento global. De hecho, seguro que en los últimos años hemos escuchado noticias sobre los mínimos históricos de extensión de hielo Ártico que se producen de forma recurrente al final de la estación del deshielo (en septiembre). El problema es aún mayor, ya que los cambios en el hielo marino afectan también al océano y la atmósfera. Así, lo que sucede en el Ártico no sólo se queda en el Ártico, sino que también afecta a otras regiones (Figura 8.6).

¹ Esta traducción del Recuadro 13.2, Figura 1 del Capítulo 13 en *Cambio Climático 2013: Bases físicas. Contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático* no es una traducción oficial del IPCC. Ha sido proporcionada por Don Alfonso Pino Maeso / Oficina de Cambio Climático - Ministerio de la Transición Ecológica, con el objetivo de reflejar de la manera más precisa el idioma utilizado en el texto original.

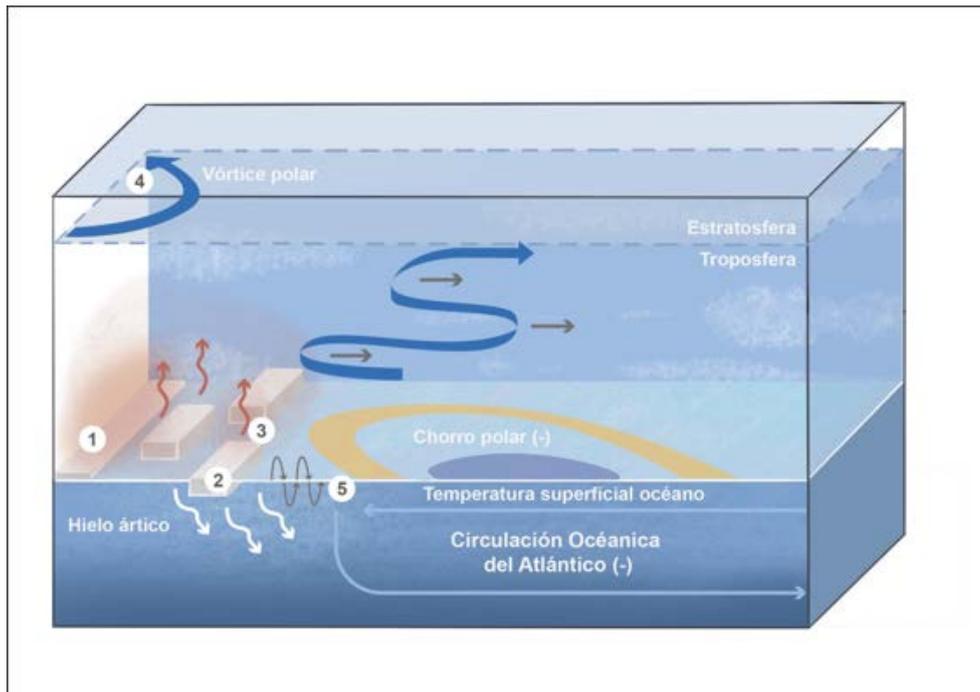


Figura 8.6. Representación esquemática de la posible respuesta climática a una pérdida de hielo ártico. Los signos (-) indican fenómenos atmosféricos y oceánicos que se ven debilitados por la pérdida de hielo ártico, y los signos (+) hacen referencia a aquellos intensificados por la pérdida de hielo ártico. Los colores rojizos indican un calentamiento en respuesta a la pérdida de hielo marino. Los números denotan diferentes procesos que podrían modular los impactos del deshielo ártico: (1) Magnitud y distribución espacial de la pérdida de hielo; (2) Espesor de hielo; (3) Extensión de regiones desprovistas de hielo; (4) Estado de la estratosfera polar ártica; (5) Estado oceánico e interacciones atmósfera-océano. Figura adaptada de Screen *et al.*, 2018.

En el caso de la atmósfera, la pérdida de hielo marino en las últimas décadas ha contribuido al sobrecalentamiento del ártico (la Amplificación Ártica, AA). Como consecuencia, la diferencia de temperatura en la baja atmósfera entre el polo y el ecuador ha disminuido y esto podría afectar a la circulación atmosférica de latitudes medias y en concreto, a los vientos fuertes del oeste que dominan esas latitudes (la llamada corriente en chorro polar; ver capítulo 7). La hipótesis que barajan algunos autores es que una menor diferencia de temperatura entre el polo y el ecuador implicaría una corriente en chorro menos intensa y con más meandros (Figura 7.1). Los meandros fríos penetrarían en latitudes más bajas de las habituales y aumentaría la ocurrencia de olas de frío en regiones pobladas de Europa, Asia y Norteamérica, ya

que permitiría una entrada más frecuente de aire frío polar en latitudes medias. Siguiendo esta argumentación, se ha responsabilizado en gran medida a la AA del aumento de las olas de frío invernales en EEUU y Eurasia en la última década. Sin embargo, las pruebas no son concluyentes y existe controversia en esta atribución. Lo que sí se tiene claro es que la AA jugará un papel decisivo en el clima de latitudes medias en el futuro. En este caso, los modelos de clima coinciden en que la futura desaparición del hielo Ártico conducirá a olas de frío más suaves, ya que el aire polar será más cálido que en la actualidad.

Los cambios en el hielo marino también afectan al océano, alterando los intercambios de calor con la atmósfera y el transporte global de energía a través de la circulación termohalina. En el Océano Atlántico, el aporte de aguas frías y saladas -y por tanto densas- dirige esta circulación, por lo que cualquier factor que cambie este aporte, la altera. En concreto, el exceso de agua fría procedente del deshielo del Ártico contribuye a debilitar esta circulación (Figura 8.6) y, por tanto, el transporte de calor, influyendo dramáticamente en el clima. El océano juega, por lo tanto, un papel fundamental a la hora de explicar los impactos remotos de la pérdida de hielo en el Ártico. Las interacciones entre el océano y la atmósfera también modulan la respuesta al deshielo ártico. Así, los modelos de clima indican que si el océano no interaccionara con la atmósfera los posibles efectos de la pérdida de hielo se limitarían a latitudes extratropicales del hemisferio norte. La interacción entre el océano y la atmósfera permite que la respuesta se extienda al resto del globo, con posibles efectos en el ciclo hidrológico. No obstante, aún no se conocen con detalle las consecuencias de una reducción dramática del hielo ártico, que incluso podrían implicar cambios opuestos a corto y largo plazo, y depender de las condiciones específicas en las que se encuentren la atmósfera y el océano. El problema es aún más complicado, ya que la AA, a su vez, no solo depende de la fusión de hielo marino, sino de la entrada de masas cálidas de aire y agua procedentes de latitudes más bajas, o de las condiciones de la estratosfera polar (ver capítulo 7). Así, por ejemplo, los cambios en la temperatura del océano podrían regular la AA. Este es el caso de la llamada Oscilación Decadal del Pacífico (*Pacific Decadal Oscillation*, PDO), una variación en las temperaturas superficiales del océano Pacífico con un periodo de unos 40 años. Para una misma cantidad de hielo marino perdido, la AA es mayor o menor dependiendo de la fase de la PDO, lo que abre las puertas de la predicción decadal de la AA.

Aumento de energía en el refrigerador marino global

Los ecosistemas también se ven afectados por cambios en las regiones polares. Debido al calentamiento global, el hielo que se encuentra sobre los continentes e islas en los círculos polares libera su carga hacia la columna de agua marina adyacente, propiciando grandes cambios en las comunidades que ahí habitan (Figura 8.7). El agua de deshielo disminuye la salinidad en la superficie marina y genera una fuerte estratificación en la columna de agua. Este proceso, junto con el aporte de nutrientes como el hierro y el nitrato, benefician a la comunidad fitoplanctónica, la cual florece y alcanza elevadas abundancias dentro de los fiordos polares. Estos organismos eventualmente pueden salir de los fiordos por la acción del viento y las corrientes y exportar material orgánico hacia el mar abierto donde los florecimientos de fitoplancton pueden ser menos abundantes. El papel del fitoplancton es muy importante porque se encuentra en la base de la cadena trófica marina, siendo el proveedor de comida para la fauna marina. Además, al hacer la fotosíntesis, el fitoplancton retira carbono de la atmósfera y lo transforma en carbono particulado, que pasa a constituir sus células, ayudando a disminuir la concentración de CO₂ y a aminorar el calentamiento global. Este carbono particulado llega finalmente al fondo del mar, gracias, entre otros, a la actividad trófica del zooplancton.

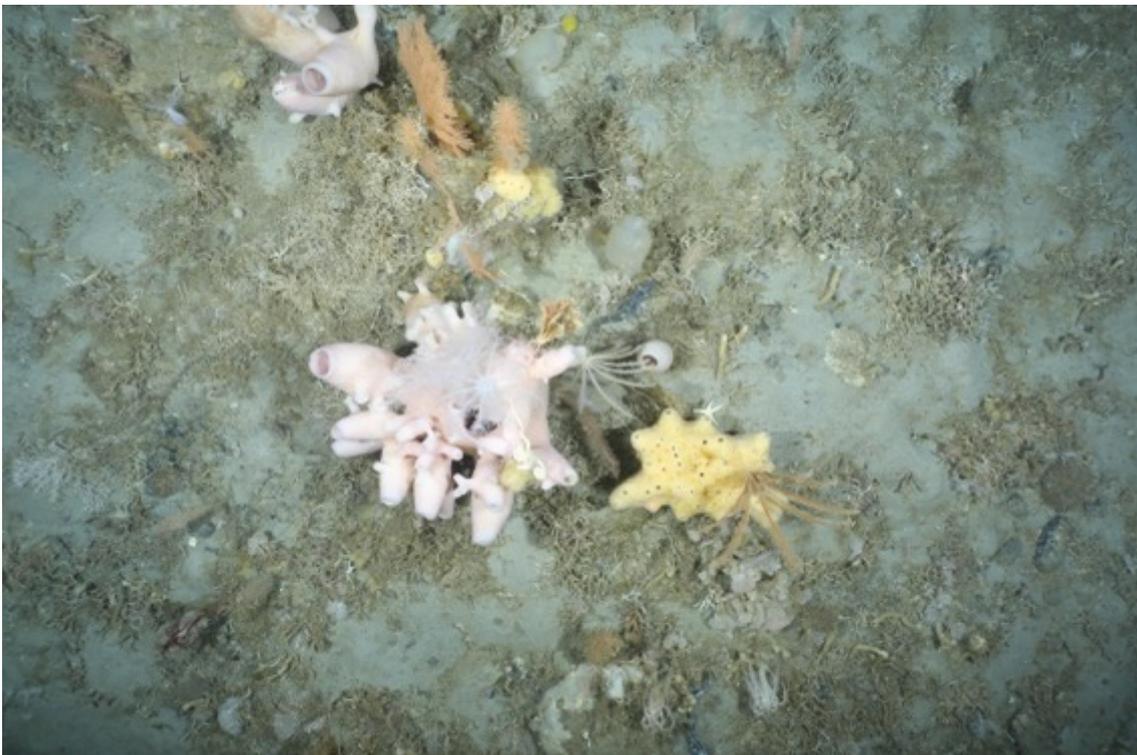


Figura 8.7. Comunidad bentónica antártica. Autor: Alfred-Wegener-Institut / Dieter Piepenburg.

A pesar de estos beneficios, el aumento del aporte de sedimento por deshielo incrementa la turbidez del agua y disminuye la cantidad de luz que puede recibir el fitoplancton, limitando su desarrollo. La comunidad de zooplancton, que inicialmente puede beneficiarse de la abundancia de fitoplancton, también se ve afectada, pudiendo sufrir mortalidades masivas, ya que el aporte glaciar incluye material sólido que congestiona el tracto digestivo de estos consumidores de microalgas. En el caso antártico tiene graves consecuencias porque el principal integrante de la comunidad de zooplancton es el krill, un crustáceo de unos 5 cm de largo que se encuentra en el centro de la cadena trófica marina y representa la base alimentaria de casi todos los grandes organismos, desde los pingüinos hasta las ballenas (ver capítulo 6). La muerte del krill también tiene un impacto climático porque estos organismos, a través de sus paquetes fecales, generan un flujo de carbono hacia el fondo del mar donde queda sepultado en el sedimento. Sin el krill, el flujo de carbono al fondo del mar se reduce drásticamente, con impactos negativos para el calentamiento global y la cadena alimentaria de todos los organismos que viven sobre o dentro del sedimento del lecho marino, conocido como bentos.

El deshielo de los glaciares también afecta al bentos directamente. La carga sedimentaria de los glaciares puede ser tan abundante que termina por sepultar a estos organismos que después de millones de años de evolución en aguas muy frías y con pocos cambios ambientales han llegado a formar comunidades casi tan ricas y diversas como los arrecifes coralinos (Figura 8.8). A su vez el bentos tiene un papel muy importante en el ecosistema marino porque sus desechos metabólicos aportan nutrientes a la columna de agua, permitiendo que el plancton tenga elementos para hacer fotosíntesis y se cierre el ciclo de vida marino. La mayor parte de la comunidad bentónica antártica sólo se encuentra alrededor de la Antártida y si desaparece también lo hará una gran parte de la riqueza animal de nuestro planeta.



Figura 8.8. Témpanos antárticos cargados de sedimento (se aprecia en las tonalidades más oscuras del hielo). Autor: Enrique Isla.

La capa de ozono polar

Las condiciones climáticas en las regiones polares no solo afectan al clima global sino que también se ven afectadas por otros fenómenos que ocurren muy alejados de su superficie, como la capa de ozono. El ozono (O_3) es un gas natural poco abundante y con efectos beneficiosos o perjudiciales para el ser humano dependiendo de su localización. La mayor parte (90%) se encuentra en la capa de ozono a 15-35 km sobre la superficie y protege la vida en el planeta absorbiendo gran parte de la radiación dañina ultravioleta (UV) emitida por el Sol. El resto del ozono se genera a partir de contaminantes cerca de la superficie y es nocivo para el ser humano.

La capa de ozono se forma por reacciones químicas en la estratosfera (la capa atmosférica a 10-50 km) activadas por la radiación UV. La mayor producción ocurre en la estratosfera tropical, donde la radiación solar es más intensa, y desde ahí se transporta a los polos durante el invierno de cada hemisferio. Allí, las temperaturas son muy frías debido a la falta de radiación solar, dando lugar a un cinturón de vientos intensos (el vórtice polar, ver capítulo 7) que impide la mezcla con el aire de latitudes más bajas. Si se alcanzan temperaturas suficientemente frías, se forman nubes

polares estratosféricas (NPE), que actúan como reservas de gases dañinos para el ozono (Figura 8.9). Cuando la radiación UV regresa a los polos tras la noche invernal, se activan reacciones químicas en las NPE que liberan los átomos de esas sustancias. Cada uno participa en múltiples reacciones, destruyendo miles de moléculas de ozono. La escasez de masas continentales en el hemisferio sur hace que el vórtice polar antártico sea más intenso y frío que el ártico, favoreciendo la formación de NPE. Así, aunque la destrucción de ozono es un fenómeno global, la pérdida de la capa de ozono es mayor en la primavera antártica que en la ártica. Con el calentamiento de la estratosfera polar durante la primavera, se rompe el vórtice polar permitiendo la entrada de aire rico en ozono que pone fin a su destrucción.



Figura 8.9. Fotografía de nubes polares estratosféricas en Kiruna, Suecia (67°N), el 27 de enero de 2000. Las NPE se forman en la capa de ozono cuando las temperaturas mínimas de invierno descienden por debajo de -78°C y pueden ser

visibles desde la superficie durante la salida y puesta del sol. Las reacciones en las NPE aumentan la abundancia de gases reactivos que destruyen el ozono. En el Ártico, el ozono depende de las condiciones meteorológicas específicas de cada invierno y no siempre se alcanzan las temperaturas de formación de NPE. Por el contrario, el 'agujero' de ozono de la Antártida ocurre todas las primaveras australes desde la década de 1980. Crédito: Figura Q9-2, Salawitch *et al.*, 2019.

Los gases más reactivos provienen del transporte y conversión de ciertas sustancias que agotan el ozono (SAO), emitidas durante la producción y uso de aerosoles, pesticidas, disolventes o sistemas de refrigeración y aire acondicionado. A diferencia de las naturales, las SAO industriales son muy estables, por lo que permanecen mucho tiempo en la atmósfera antes de ser eliminadas (vidas útiles de hasta 100 años). Las más destructivas son los halógenos, que contienen átomos de cloro (ej. los clorofluorocarbonos, CFC) o bromo (ej. halones). Las emisiones de SAO alcanzaron niveles 10 veces superiores a las naturales durante la década de 1980, causando un adelgazamiento ('agujero') en la capa de ozono antártica de 24 millones de km² (el tamaño de Norteamérica, Figura 8.10). Esto llevó a un aumento de la radiación UV en superficie, y cambios en la circulación atmosférica y la distribución de precipitación, hielo antártico y corrientes oceánicas del verano austral. Dos años después del descubrimiento del agujero de la capa de ozono, se firmó el Protocolo de Montreal (PM, 1987) que regulaba la producción de SAO. Entre sus medidas, se prohibieron los CFC, sustituyéndolos por gases de vida más corta, los hidroclorofluorocarbonos (HCFC), que actualmente se están reemplazando por gases respetuosos con el ozono, los hidrofluorocarbonos (HFC). Como consecuencia del PM y sus enmiendas, las emisiones de SAO han disminuido un 80%, se ha evitado una pérdida del 15% en la capa de ozono global, y el agujero de ozono de la Antártida se está cerrando. Si se cumple el PM, la abundancia de SAO continuará descendiendo, pero debido a su larga vida útil llevará décadas recuperar los niveles de ozono anteriores a 1980 (Figura 8.11).

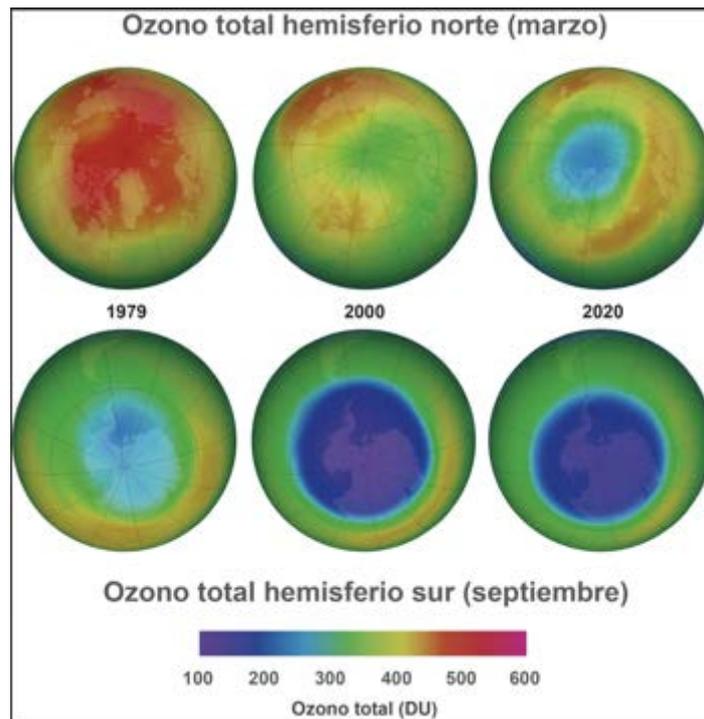


Figura 8.10. Evolución de ozono total a partir de observaciones de satélite desde 1979. Los mapas muestran el espesor medio mensual de ozono para el mes de inicio de la primavera (marzo en el hemisferio norte y septiembre en el hemisferio sur). La cantidad de ozono se mide en Unidades Dobson (DU). 300 DU equivalen a una capa de 3 mm de espesor sobre el planeta. Los diferentes años son representativos del estado de la capa de ozono en tres etapas: 1979 (previo a las emisiones desproporcionadas de sustancias que agotan el ozono), 2000 (mínimos históricos de ozono) y 2020 (recuperación siguiendo el Protocolo de Montreal). El término ‘agujero’ no implica una pérdida total de ozono, sino un adelgazamiento de la capa de ozono (espesores inferiores a 220 DU). Fuente: NASA Ozone Watch (<https://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/>).

Es importante no confundir el agujero de ozono con el cambio climático. Ambos representan problemas medioambientales diferentes, a pesar de que estén relacionados. Por un lado, el calentamiento global fruto del aumento en la concentración de GHG intensifica el transporte de ozono a los polos y ralentiza las reacciones de destrucción, acelerando la recuperación de ozono prevista por la reducción de SAO. Por otro lado, las SAO y sus sustitutos son GHG (los halocarbonos), pero su contribución al calentamiento global es secundaria y disminuirá en el futuro frente a la del principal responsable del cambio climático (CO₂).

El ozono también es un GHG, y su destrucción ha producido un enfriamiento, por lo que el agujero de ozono no causa el calentamiento global.

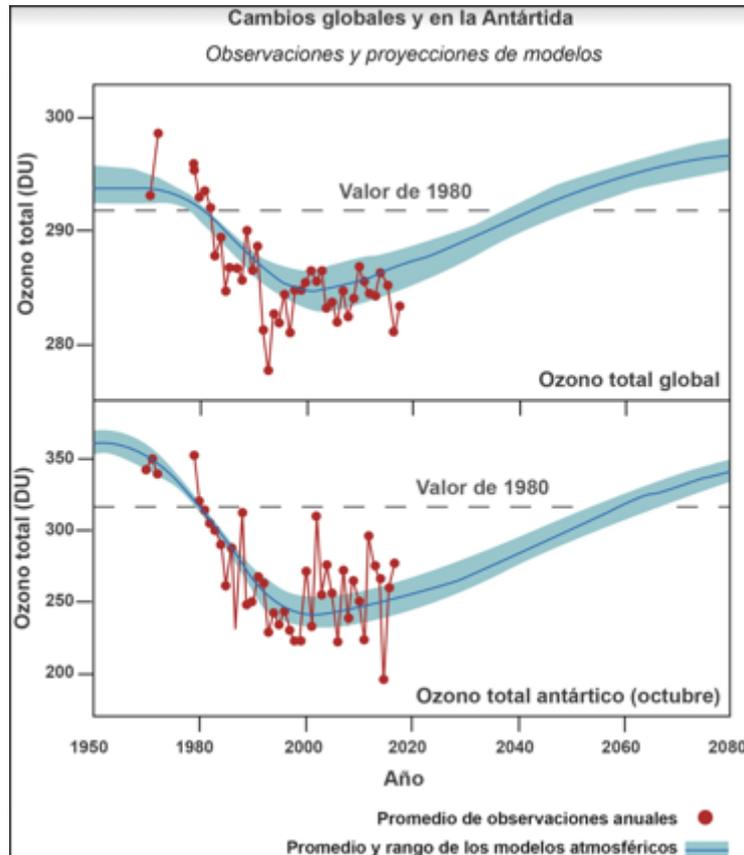


Figura 8.11. Observaciones (línea roja) y simulaciones numéricas con modelos climáticos (línea y sombreado azul) de la destrucción y recuperación del ozono global (60°S-60°N, arriba) y de la Antártida en octubre (abajo), asumiendo el cumplimiento del Protocolo de Montreal y un escenario intermedio de cambio climático. Las simulaciones reproducen la destrucción y posterior recuperación del ozono en las observaciones. Con el Protocolo de Montreal, la capa de ozono continuará recuperándose, regresando a los niveles de 1980 (línea punteada) a mediados del siglo XXI. Los efectos del cambio climático serán cada vez más evidentes, acelerando la recuperación de la capa de ozono global. Crédito: Figura Q20-1, Salawitch *et al.*, 2019.

Bibliografía

Batchelor, C.L. *et al.* (2019): "The configuration of Northern Hemisphere ice sheets through the Quaternary". *Nature Communications*, 10, 3713. doi: /10.1038/s41467-019-11601-2

Church, J.A. *et al.* (2013): "Sea Level Change", en Stocker, T.F. *et al.* (ed.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 1137–1216, doi:10.1017/ CBO9781107415324.026.

Stocker, T.F. *et al.* (2013): "Resumen técnico", en Stocker, T.F. *et al.* (ed.), *Cambio climático 2013. Bases físicas. Contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático*. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América.

IPCC (2019): "Resumen para responsables de políticas", en Pörtner, H.-O. *et al.* (ed.), *Informe especial sobre los océanos y la criosfera en un clima cambiante del IPCC*. En prensa.

Pedro, J.B. *et al.* (2018): "Beyond the bipolar seesaw: Toward a process understanding of interhemispheric coupling". *Quaternary Science Reviews*, 192, 27-46. doi: 10.1016/j.quascirev.2018.05.005

Rohde, R. A. and Hausfather, Z (2020): "The Berkeley Earth Land/Ocean Temperature Record". *Earth Syst. Sci. Data*, 12, 3469–3479, doi: 10.5194/essd-12-3469-2020, 2020.

Sahade, R. *et al.* (2015): "Climate change and glacier retreat drive shifts in an Antarctic benthic ecosystem". *Science Advances*, 1, 10, e1500050.

Schnack-Schiel S.B., Isla E. (2005): "The role of zooplankton in the pelagic-benthic coupling of the Southern Ocean". *Scientia Marina*, 69 (II), 39-55.

Screen, J.A. *et al.* (2018): "Consistency and discrepancy in the atmospheric response to Arctic sea-ice loss across climate models". *Nature Geosciences*, 11, 155–163. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0059-y>.

Salawitch, R.J. *et al.* (2019): “Twenty Questions and Answers About the Ozone Layer: 2018 Update”. *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2018*. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 2019.

Stocker, T.F. *et al.* (2013): “Technical Summary”, en Stocker, T.F. *et al.* (ed.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Tripati, A.; Darby, D. (2018): “Evidence for ephemeral middle Eocene to early Oligocene Greenland glacial ice and pan-Arctic sea ice”. *Nature Communications*, 9, 1038. doi: 10.1038/s41467-018-03180-5

WMO (2018): *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2018*. Global Ozone Research and Monitoring Project–Report No. 58, 588 pp., Geneva, Switzerland.