



© 1995-2026 by Isidoro Martínez

TERMODINÁMICA DEL OCÉANO

P. ¿El océano está caliente, o frío?.....	1
P. ¿En qué influye la temperatura del océano?	2
P. ¿Qué temperaturas hay en los fondos oceánicos?.....	3
P. ¿Por qué tiene el océano esa temperatura y no más, o menos?	3
P. ¿Por qué el océano es el gran depósito térmico de la Tierra?.....	5
P. ¿Dónde llueve más, en el mar o en tierra?	6
P. ¿Cuánto penetra la luz en el océano?.....	6
P. ¿Se puede morir congelado de frío en el océano?	6
P. ¿Qué es la criosfera y qué interés tiene?.....	7
P. ¿Qué son los icebergs, el inlandis y la banquisa?	8
P. ¿Son parecidos el Polo Norte y el Polo Sur?	10
P. ¿Cómo puede hundirse el agua caliente y ascender el agua fría?.....	10
P. ¿Qué son los clatratos de metano (o hidratos de metano)?.....	11
Referencias.....	11

P. ¿El océano está caliente, o frío?

R. Frío para el cuerpo humano, pero a una temperatura muy conveniente para la vida: ni muy fría, ni muy caliente.

Nótese que nos referimos a la temperatura y no al calor. En Termodinámica se enseña que el calor es la energía fluyente por gradiente térmico, y 'no se tiene'. La temperatura es el nivel térmico, y sí se tiene (i.e. un objeto puede tener 37 °C, pero no un calor de tantos julios).

La temperatura superficial del mar varía bastante con el día y la latitud entre -2 °C y 32 °C (e.g. Fig. 1), pero la temperatura de las aguas profundas apenas varía. La temperatura del aire sobre la superficie del mar varía muchísimo más (de -30 °C a 50 °C), con una media de 15,5 °C. La media del aire sobre las tierras emergidas es de 14,5 °C y sobre el globo de unos 15 °C. La Tabla 1 muestra estos datos.

Tabla 1. Temperaturas medias y extremas del océano, el aire y la tierra.

	T_{media} [°C]	$T_{máx}$ [°C]	$T_{mín}$ [°C]
Todo el océano	3,5	32	-2
Superficie del océano	17,5	32	-2
Fondo oceánico	2	4	1
Aire sobre superficie oceánica	15,5	50	-30
Aire sobre superficie continental	14,5	57	-90
Superficie del planeta	15	57	-90

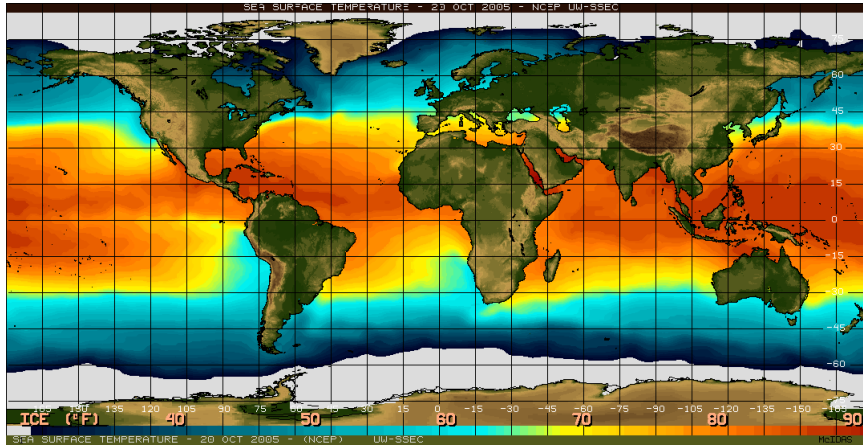


Fig. 1. Temperatura superficial del agua (Sea surface temperature, SST, on 25-Oct-2005) (http://www.hurwarn.com/sst_map.htm).

P. ¿En qué influye la temperatura del océano?

R. La temperatura del agua oceánica influye en:

- El clima global de la Tierra (temperatura media) y su distribución regional (transporte de energía del Ecuador a los Polos).
- El amortiguamiento de las oscilaciones térmicas anuales y diarias.
- La formación de ciclones tropicales, cuando el transporte Ecuador→Polos hace que haya capas de agua muy caliente (>27 °C, con más de 50 m de espesor), a más de 10° de latitud (para que el efecto Coriolis realmente la depresión); hace falta que haya gradiente atmosférico inestable.
- La densidad del agua (Fig. 2), cuya distribución origina las corrientes oceánicas profundas.
- La salinidad de las masas de agua, indirectamente a través de las corrientes y los cambios de fase.
- El poder disolvente del agua (al aumentar la temperatura disminuye la capacidad de disolver gases, pero suele aumentar la de disolver sales).
- La flora y fauna acuáticas.

Nótese que el agua de mar no presenta anomalía en su dilatación térmica (Fig. 2).

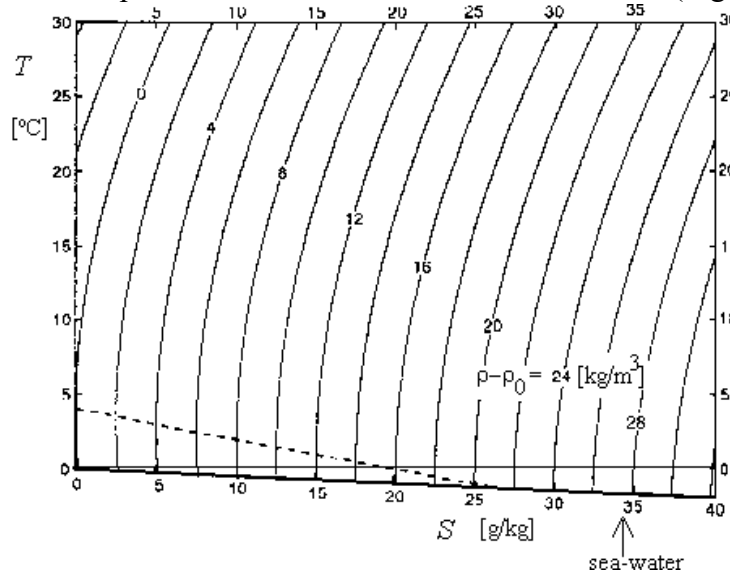


Fig. 2. Densidad del agua (con referencia a $\rho_0=1000 \text{ kg/m}^3$) en función de la temperatura y la salinidad, mostrándose los puntos de congelación (línea gruesa) y los puntos de máxima densidad (línea a trazos).

P. ¿Qué temperaturas hay en los fondos oceánicos?

R. La temperatura de las aguas profundas apenas varía: es de (2 ± 2) °C, excepto en algunas pequeñas fuentes termales. En la Fig. 3 se muestra el perfil típico, que se suele dividir en tres capas (nótese que, tanto para el mar como para el aire, son los cambios de temperatura los que se usan para definir la estratificación):

- Capa mezclada, casi isoterma ($<0,3$ km).
- Capa termoclina o de gradiente térmico (entre 0,3 km y 1 km).
- Zona abisal, casi isoterma (>1 km).

La termoclina está más profunda en latitudes templadas que en regiones ecuatoriales y mares cerrados como el Mediterráneo (en las regiones polares la termoclina es estacional), y hace de barrera entre la capa mezclada y la abisal. Sobre la plataforma continental suele formarse otra termoclina poco profunda estacional (como en los lagos), desapareciendo en invierno.

El océano más caliente y más salado es el Atlántico Norte, con unos valores medios en superficie de 5,1 °C y 35,1‰ de salinidad.

Nótese que, aunque el fondo oceánico está más frío que la superficie, hay un flujo neto de calor hacia afuera (debido a la energía geotérmica; unos 10 km por debajo del fondo marino ya hay unos 200 °C).

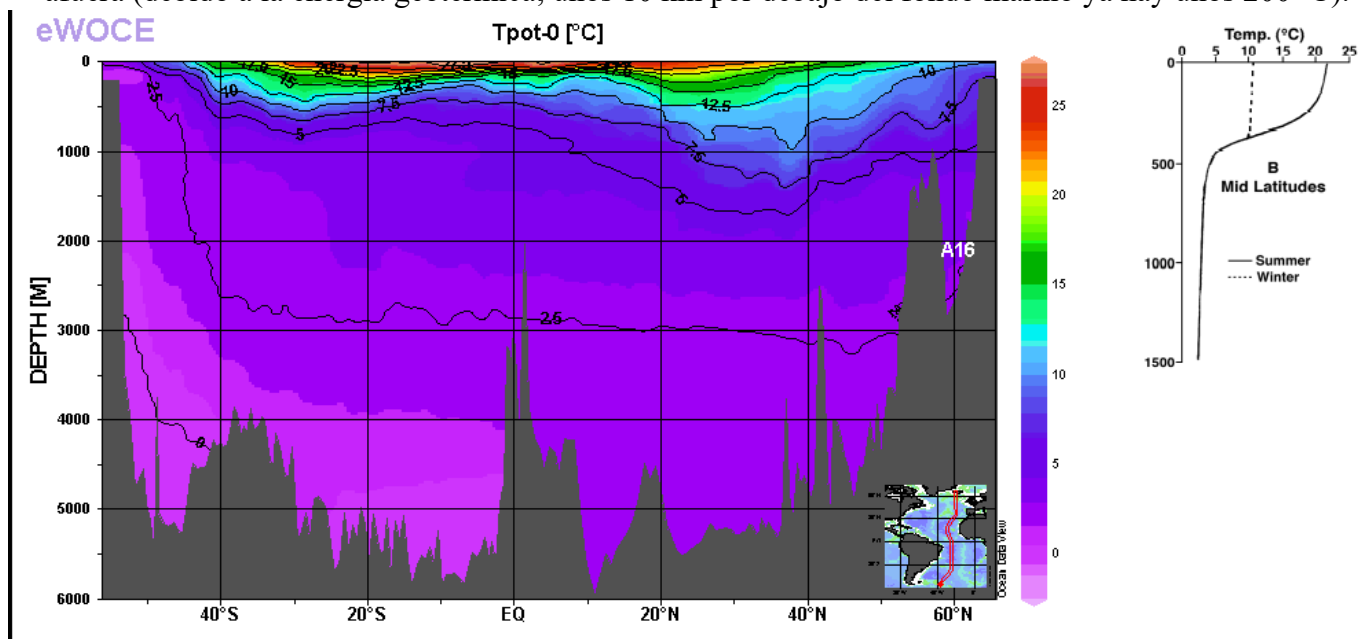


Fig. 3. Temperaturas en una sección del Océano Atlántico.

P. ¿Por qué tiene el océano esa temperatura y no más, o menos?

R. Porque el planeta está en régimen casi-estacionario, igualándose la energía que recibe del sol (fija), con la energía que emite al espacio (que crece con la temperatura superficial). En realidad, se emite un 0,03% más, que se compensa con el aporte geotérmico y antropogénico.

El balance energético, Fig. 4, entre la energía que entra (del Sol, casi-independiente de la Tierra) y la que sale de la Tierra debido a su temperatura, hace que ésta sea en promedio de 288 K (15 °C), y por tanto, ni tan baja como para congelar los océanos (<273 K), ni tan alta como para vaporizarlos (>373

K), Por eso es más 'humana' la escala Celsius, definida en función del agua, que los valores absolutos de temperatura.

Un cálculo aproximada de la temperatura media del planeta se obtendría igualando la energía que recibe del sol, $C_S\pi R^2$ (siendo $C_S=1370 \text{ W/m}^2$ la constante solar extraterrestre y $R=6,37\cdot 10^6 \text{ m}$ el radio medio terrestre), con la energía que emite la Tierra, $C_S\pi R^2=4\pi R^2\sigma T^4$ (siendo $\sigma=5,67\cdot 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2\cdot\text{K}^4)$ la constante de Stefan-Boltzmann, y habiendo despreciado la temperatura del espacio vacío interestelar, 2.7 K).

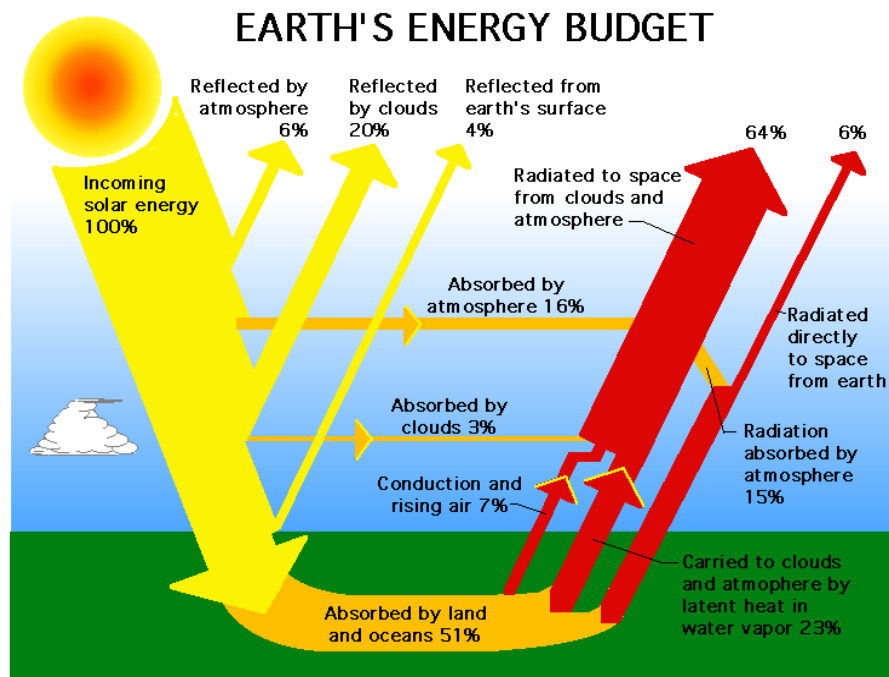


Fig. 4. Balance energético de la Tierra.

El modelo simple anterior del balance energético del planeta debe corregirse por la no absorción total de la radiación solar (la parte que se refleja se llama albedo, y es un 30%) y los 'defectos' en la emisión de radiación térmica terrestre, básicamente el efecto invernadero que mantiene la Tierra a 15 °C de media superficial (sin esta absorción atmosférica infrarroja, la superficie estaría 30 °C más fría).

El balance energético puede llamarse en este caso balance térmico porque la energía no térmica (mareas) es despreciable ($\ll 0,01\%$), y también puede llamarse balance de calor, pues en régimen estacionario $\Delta E=W+Q$ se reduce a $Q_{\text{entra}}-Q_{\text{sale}}=0$. El calor que sale de la superficie es, aproximadamente y en términos globales, un 10% por conducción al aire como si estuviera quieto, más un 50% por convección evaporativa, más un 40% por radiación infrarroja.

Como la radiación solar se recibe predominantemente en la zona intertropical, y la emisión tiene lugar en todos los puntos del planeta, la temperatura local variaría cientos de grados si no hubiese un mecanismo efectivo de trasvase de energía térmica del Ecuador a los Polos: la circulación general de la atmósfera, y la circulación general del océano. La Fig. 5 muestra cómo se distribuye la absorción solar, que tiene un valor medio de 240 W/m^2 , correspondiente a los $1370/4=340 \text{ W/m}^2$ de media incidente y al 30% de albedo medio. El agua contribuye en un 50% al transporte de energía térmica desde el Ecuador a los Polos, ya que el aire, pese a tener una capacidad térmica volumétrica 4000 veces menor, circula más deprisa y en mayor volumen.

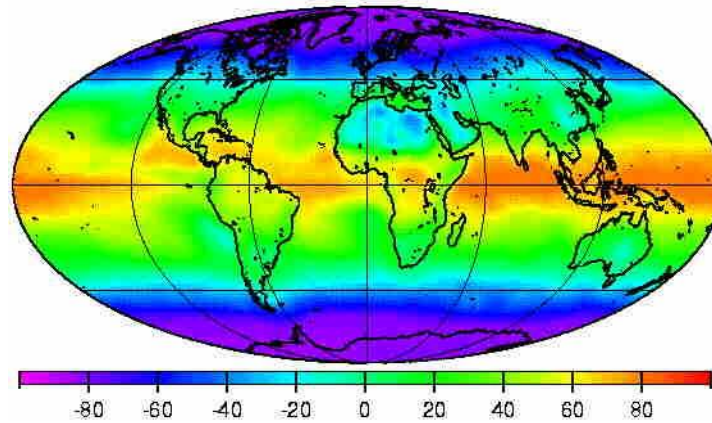


Fig. 5. Promedio anual de absorción de energía solar (pseudo-color relativo a los 240 W/m^2 de media terrestre).

P. ¿Por qué el océano es el gran depósito térmico de la Tierra?

R. Sin océano, la temperatura en un lugar variaría como en la Luna, de más de $100 \text{ }^\circ\text{C}$ durante el día, a menos de $-100 \text{ }^\circ\text{C}$ durante la noche (no tanto porque el ciclo día/noche es 29 veces más lento allí). La temperatura media de la Luna es de $-1 \text{ }^\circ\text{C}$ por la falta de atmósfera y océano, pese a recibir la misma constante solar, mientras que las temperaturas medias de Venus y Marte son unos $500 \text{ }^\circ\text{C}$ y unos $-50 \text{ }^\circ\text{C}$.

Con nuestro océano, la temperatura del aire puede variar de la noche al día en unos $10 \text{ }^\circ\text{C}$ o $20 \text{ }^\circ\text{C}$ en Madrid, pero la del aire en la superficie del mar sólo varía $2 \text{ }^\circ\text{C}$ o $4 \text{ }^\circ\text{C}$, y la del agua en la superficie $0,2 \text{ }^\circ\text{C}$. Las variaciones estacionales son algo mayores.

Después de la posición astronómica, el agua es el principal controlador del clima en la Tierra. El agua líquida se comporta casi como un cuerpo negro frente a las radiaciones (basta 1 mm de agua para absorber el 80% de la radiación solar incidente, y su emisividad es también próxima al 100%); el mayor efecto climático del agua líquida es su inercia térmica al ser su capacidad térmica específica 4 veces mayor que la del terreno. Además, debido al mezclado convectivo de las aguas superficiales, en el almacenamiento de energía participa una capa de agua de unos 100 m frente a la capa de tierra de unos 10 m que acumula la energía solar diurna.

La gran inercia térmica del mar frente al terreno, da lugar a un gradiente de temperatura que hace que por el día surja una brisa marina, que amortigua el calor o el frío de las tierras costeras, y que por la noche aparezca una brisa terrestre (i.e. de la tierra al mar).

Pero lo que resulta determinante para el clima es el efecto del ciclo del agua, i.e. el efecto de la evaporación del mar, la condensación en las nubes y la precipitación. En primer lugar, al evaporarse el agua líquida almacena en el cambio de fase una energía equivalente a calentar el líquido $500 \text{ }^\circ\text{C}$, contribuyendo así enormemente a la inercia o amortiguamiento térmico. En segundo lugar, al condensar en las nubes, aparte de liberar toda esa energía térmica, se genera ese aerosol de partículas micrométricas capaz de ocultar el sol, que da lugar al escudo radiativo antedicho (el albedo de las nubes). Por último, la misma presencia de las nubes y del H_2O disuelto en el aire sirve de trampa para la reflexión de la radiación emitida desde la superficie de la Tierra (el efecto invernadero).

P. ¿Dónde llueve más, en el mar o en tierra?

R. La lluvia es la deposición gravitatoria del agua condensada en la atmósfera. La masa de agua en la atmósfera puede considerarse constante, equivalente a unos 15 000 km³ de agua líquida, así que las precipitaciones sobre el globo se compensan justamente con la evaporación, resultando ser de unos 500 000 km³/año, equivalentes a 900 mm/año de media sobre el globo, desigualmente repartidos: unos 1000 mm/año sobre el océano y unos 700 mm/año sobre los continentes; i.e. en promedio global llueve 1 m de agua al año, pero sobre el mar llueve en más proporción que sobre la tierra. En el Océano, donde menos llueve es entre 10°.40° de latitudes N y S, y donde más en el Ecuador. El mar se evapora por la diferencia entre la presión de vapor a la temperatura y salinidad correspondiente al agua, $(1-x_s)p^*(T_w)$, y la presión parcial de vapor en la atmósfera, $\phi p^*(T_a)$, siendo x_s la fracción molar total de solutos, p^* la presión de equilibrio líquido-vapor del agua pura, y ϕ la humedad relativa del aire. Pese a que el vapor de agua es responsable del 60% del efecto invernadero terrestre, parece que no participa en el calentamiento global, porque, aunque al aumentar la cantidad de vapor con la temperatura, el efecto de realimentación positiva de su absorción infrarroja se compensaría con la realimentación negativa del aumento de albedo por mayor cobertura nubosa.

P. ¿Cuánto penetra la luz en el océano?

R. Ya se ha indicado que el agua es casi opaca a las radiaciones electromagnéticas (por eso en lugar de radiocomunicaciones se usa el sónar bajo el agua). La banda azul, que es la que más penetra, llega con un 1% de intensidad a 100 m. El mar se ve azul porque la dispersión de la luz aumenta con la frecuencia, pero el fitoplancton le añade una coloración verdosa.

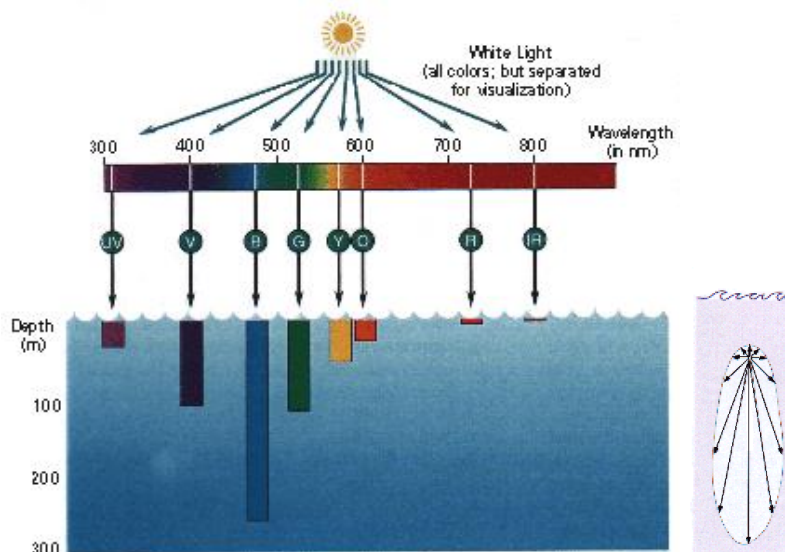


Fig. 6. Penetración de la radiación solar, y perfil de intensidades direccionales.

P. ¿Se puede morir congelado de frío en el océano?

R. No; el océano está siempre frío para el cuerpo humano, pero nunca baja de -2 °C. Casi la mitad de las muertes en el mar son por hipotermia sin congelación (y no por ahogamiento). La temperatura media de toda el agua del océano es de unos 3,5 °C, la mínima -2 °C (el agua del deshielo de icebergs y banquisa está a 0 °C), y la máxima es 32 °C. El aire sobre el océano puede llegar a unos -40 °C en las regiones polares. Pero nuestro cuerpo aguanta mejor en aire a -40 °C que en agua a 0 °C (por la diferente conductancia térmica).

La hipotermia es el descenso de la temperatura corporal por debajo de lo normal en organismos homeotermos sin capacidad de hibernación. En la especie humana la temperatura basal normal es 37 °C (la piel suele estar entre 20 °C y 30 °C) y la hipotermia suele ser irreversible por debajo de 32 °C de temperatura basal. El cuerpo trata de defenderse de la hipotermia minimizando la conductancia térmica global (contrayendo los capilares para minimizar la circulación sanguínea periférica y bajar la temperatura de la piel, erizando el pelo los mamíferos e inflando las plumas las aves, etc.) y activando la disipación térmica interna mediante contracciones musculares bruscas y repetidas (escalofríos). Con bastante tiempo se puede producir hipotermia en baños de aguas hasta a 27 °C. El 50% de la energía se pierde por la cabeza (donde el metabolismo es mayor) y el cuello (donde el aislamiento es menor).

Los síntomas que produce la hipotermia (e.g. en agua a 10 °C) son: escalofríos y cianosis (coloración azul de la piel por falta de riego sanguíneo al cabo de unos minutos), pérdida de movilidad de las extremidades (al cabo de un cuarto de hora o así), inconsciencia (al cabo de una media hora) y parada circulatoria y muerte (al cabo de unos tres cuartos de hora). Para la reanimación, poco puede hacerse más que quitar las ropas mojadas, tapar con mantas y esperar (sobre todo no aplicar calor artificial ni dar de beber nada).

P. ¿Qué es la criosfera y qué interés tiene?

R. La criosfera es la cobertura permanente o estacional de agua congelada, hielo y nieve, del globo (tierra y mar), incluyéndose también el permafrost del subsuelo pero no los cristales de hielo de las nubes.

En masa, la Antártida supone ya el 85% de la criosfera. En superficie, la cobertura nivosa alcanza en invierno 1/3 de la superficie total de tierras emergidas (el 98% de la nieve está en el Hemisferio Norte). La criosfera comprende también los hielos del Océano Ártico, de Groenlandia, el Norte de Canadá, el Norte de Siberia y la mayor parte de las cimas más altas de cadenas montañosas, además del permafrost, i.e. el agua congelada en subsuelos permanentemente helados; casi un 25% de las tierras del Hemisferio Norte tienen varios metros de espesor de subsuelo permanentemente congelado (con un contenido de agua variable entre el 1% y el 30%), congelándose la superficie también en invierno.

La criosfera tiene una gran importancia para:

- Controlar el clima global, porque tanto la nieve como el hielo tienen un alto albedo (entre un 30% y un 90%) frente al mar (del 5% al 10%) y la tierra (del 10% al 40%). El albedo medio terrestre es del 30%, pero el elemento de control principal es la cobertura nubosa. (El albedo es la reflexión solar.)
- Aislar térmicamente el agua de debajo del hielo, del aire de arriba (también aísla másica y mecánicamente). El agua es de las pocas sustancias cuyo hielo flota sobre el líquido.
- Regular el nivel medio del mar (si se derritiera la criosfera, el nivel del mar subiría unos 80 m).
- Los hielos flotantes son un peligro para la navegación (en el Titanic murieron más de 1500 personas).

P. ¿Qué son los icebergs, el inlandis y la banquisa?

R. Un iceberg (del inglés *ice*, 'hielo', y el alemán *berg*, 'montaña') es una masa de hielo que se ha desprendido de un glaciar, usualmente de un inlandis (no de la banquisa). Sólo los iceberg boreales tienen forma montañosa; los australes tiene forma de meseta y suelen ser mucho mayores.



Fig. 7. La punta del iceberg, y la parte sumergida.

Un glaciar es una masa de hielo acumulada por precipitación nivosa, que fluye muy lentamente debido a su propio peso. Hay glaciares de montaña (por encima del nivel de nieves perpetuas; e.g. Kilimanjaro, Alpes, Andes), y glaciares de casquete en latitudes altas (el inlandis: Antártida, Groenlandia, y los extremos boreales de los continentes).

El inlandis es la gran masa de hielo que cubre las tierras polares (no la banquisa). Hoy sólo cubre un 3% de la tierra emergida, pero hace 11 000 años cubría un 25%; la mayor parte de los lagos son de origen glaciar (con la excepción del mayor, el mar Caspio, con 10‰ de salinidad) y se formaron tras el retroceso del inlandis).

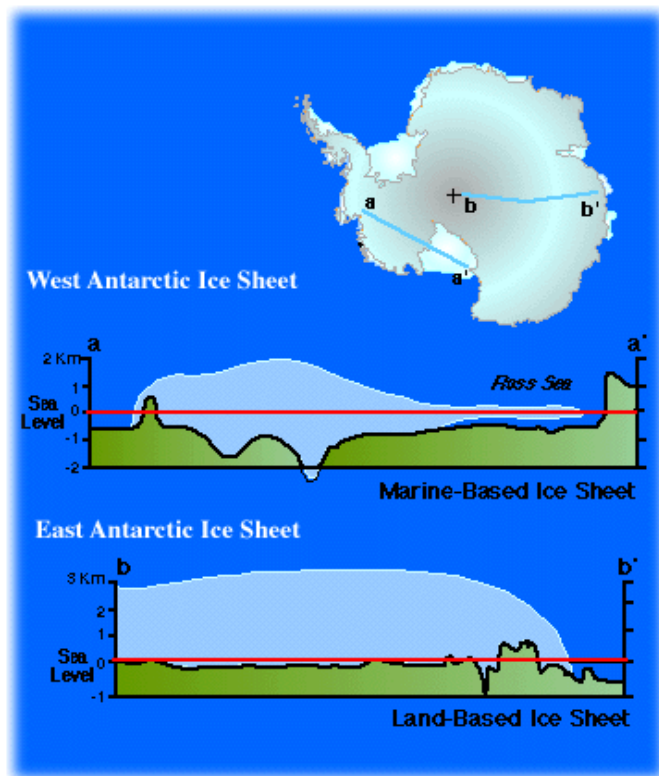


Fig. 8. Dos secciones del inlandis antártico.

La banquisa es la gran capa de hielo que se forma por congelación superficial del agua de mar, alrededor del Polo Norte en el Océano Ártico, y alrededor de la Antártida en el Océano Antártico, donde se adhiere a las lenguas glaciares antárticas. Su extensión varía muchísimo estacionalmente (Fig. 9), y su altura sobre el nivel del mar es de muy pocos metros. Los barcos preparados pueden navegar en hielos de hasta 2 m de espesor (algunos rompehielos logran avanzar con 5 m de hielo, a saltitos).

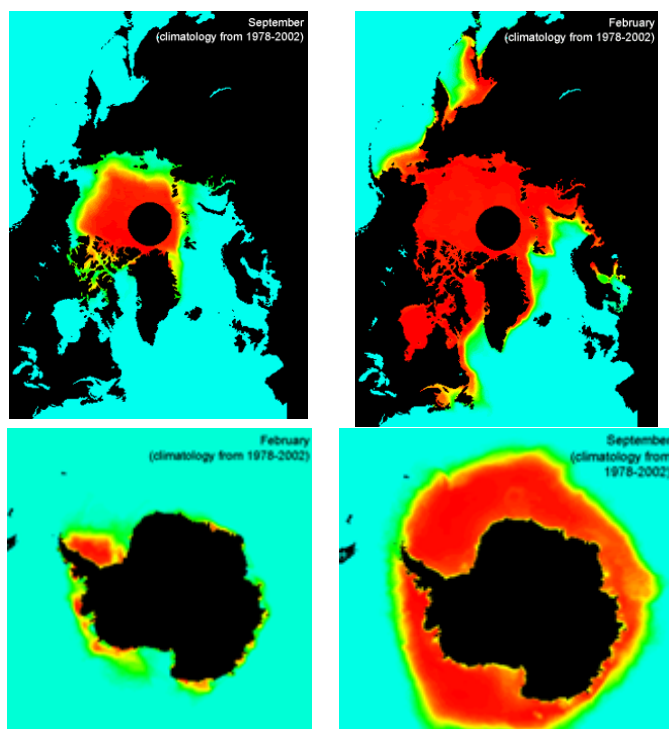


Fig. 9. Cobertura helada a finales de verano y a finales de invierno en los Polos.

P. ¿Son parecidos el Polo Norte y el Polo Sur?

R. No; en el Polo Norte sólo hay agua bajo el hielo, y en el Polo Sur sólo hay tierra bajo el hielo y la temperatura ambiente es mucho más baja.

Aunque, su antagonismo es muy parecido: el Océano Ártico y la Antártida tienen casi la misma área ($14 \cdot 10^6 \text{ km}^2$); la profundidad media del Océano Ártico es de 1,3 km, y de 1,8 km la altitud media de la Antártida (el más elevado de los continentes; cubierto por otros 1,8 km de espesor de hielo); la profundidad máxima del Océano Ártico, 5,3 km, tiene su antípoda en la cumbre más alta de la Antártida, el macizo de Vinson, con 4,0 km sobre el nivel del mar.

P. ¿Cómo puede hundirse el agua caliente y ascender el agua fría?

R. Porque, en las regiones polares el agua superficial no se calienta sino que se enfría, y además del efecto térmico, está el efecto salino (halino). Las corrientes oceánicas son debidas a las mareas, a las fuerzas del viento, y a este gradiente inestable de densidad que se llama circulación general termohalina (*thermo-haline circulation*, THC). El Sol calienta mucho la superficie en latitudes bajas, lo que da al agua un gradiente vertical estable (y al aire un gradiente vertical inestable); la circulación atmosférica mueve horizontalmente esta agua superficial caliente hacia el Oeste (alisios), girando hacia latitudes altas. En el Hemisferio Norte, sólo las aguas del Atlántico Norte llegan masivamente a latitudes altas (el Pacífico está más cerrado); en el Hemisferio Sur, al estar conectados todos los océanos, no se producen cambios tan grandes como los que se describen a continuación. El agua caliente superficial asciende en latitud masivamente en la Corriente del Golfo (descrita por primera en 1513 por Ponce de León), que tiene unos 100 km de anchura y 0,5 km de espesor, fluyendo a 1 m/s; i.e., unos $50 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ de agua a $27,5 \text{ °C}$ y alta salinidad (porque se evapora más), y que es la rama más concentrada de las circulaciones boreales (en sentido de las agujas del reloj por el efecto Coriolis). El agua más salada y más fría de la Deriva Noratlántica (la prolongación de la Corriente del Golfo más allá de los Grandes Bancos), al llegar a las aguas árticas menos densas (pues aunque están algo más frías tienen mucha menos salinidad), se hunde y recorre, más lentamente (a unos 0,01 m/s hasta 0.1 m/s), todo el Atlántico de Norte a Sur y por el Océano Antártico hacia el Este va a los demás mares y vuelve en corrientes superficiales lentas, completando un ciclo en unos 1000 años. Uno de los posibles efectos adversos del calentamiento global podría ser la desaparición del gradiente vertical inestable de densidad en el Atlántico Norte, por disminución de la salinidad (aportada por la Corriente del Golfo) debido al deshielo y las precipitaciones, lo que causaría una fuerte disminución regional de temperaturas (pese al calentamiento global). Nótese que en la termodinámica del océano, son las pequeñas variaciones de temperatura y de salinidad las que gobiernan la evolución, como en la termodinámica de la atmósfera lo son las pequeñas variaciones de temperatura y de humedad, siendo en ambos casos las grandes variaciones de presión menos relevantes.

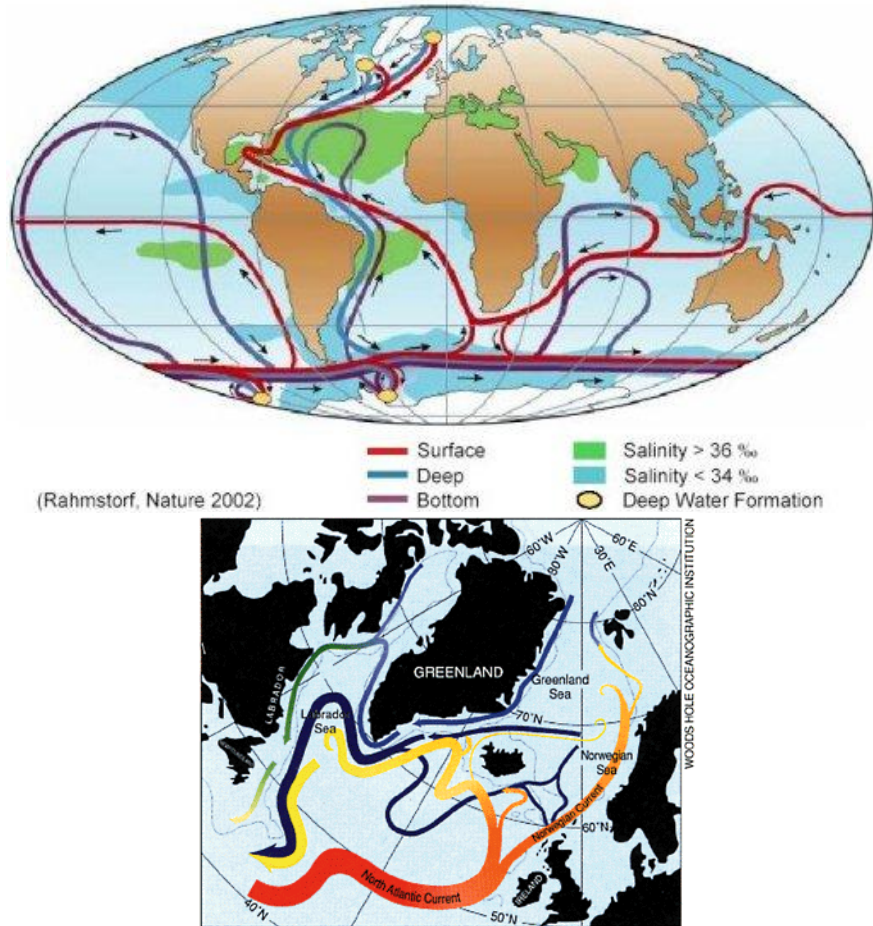


Fig. 10. La circulación termohalina global, y el detalle noratlántico.

P. ¿Qué son los clatratos de metano (o hidratos de metano)?

R. Son formaciones sólidas de una mezcla de agua y metano, principalmente en los lechos marinos continentales, que, pese a estar entre 0 °C y 5 °C (donde ambos componentes puros serían fluidos), la presión los estabiliza en forma sólida en una red cristalina de agua con inclusión de moléculas de gas. Si se disminuye la presión (e.g. al llevarlos a superficie), tienden a descomponerse, pero pueden aguantar bastante en estado metastable. Si se desarrollase la obtención industrial de metano de estos yacimientos (sin contribuir peligrosamente al efecto invernadero), se extendería grandemente la disponibilidad de este importante combustible. Nótese que el calentamiento global también contribuiría a la descomposición de los clatratos, y que el metano liberado tiene, por unidad de masa, uno o dos órdenes de magnitud mayor efecto invernadero que el CO₂.

References

G. Mellor, 1996, "Introduction to physical oceanography", American Institute of Physics.

http://europa.eu.int/comm/environment/climat/home_en.htm

<http://www.windows.ucar.edu/tour/link=/earth/Water/temp.html&edu=elem>

<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/SeaWiFS/>

http://www.math.montana.edu/~nmp/materials/ess/hydrosphere/advanced/adv_sea_temp/

Rahmstorf, S., 1995, "Bifurcation of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle", Nature 378, pp. 145-149.

http://europa.eu.int/comm/environment/climat/home_en.htm

<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/info/thc/>

<http://nsidc.org/cryosphere/>

<http://nsidc.org/sotc/intro.html>

<http://webservice.dmt.upm.es/~isidoro/ot1/Oceanology/Ocean%20cold.pdf>

http://www.glacier.rice.edu/land/5_iceofallshapes.html

<http://www.ngdc.noaa.gov/paleo/ctl/overview.html>

http://www.windows.ucar.edu/tour/link=/earth/Water/deep_ocean.sp.html&edu=elem

[Índice](#)