



EL CIRCUITO TERMOHALINO EN EL OCÉANO ATLÁNTICO CERTEZAS E INCERTIDUMBRES

Antón Uriarte

Desde hace unas cuantas décadas se sabe que la estructura de las corrientes marinas a escala global es tridimensional, con movimientos horizontales, en los que el viento juega un importante papel, y con movimientos verticales, en los que la salinidad y las temperaturas son las fuerzas impulsoras. Las corrientes superficiales, observadas y estudiadas desde hace siglos, están por lo tanto ligadas, por movimientos convectivos de agua, a corrientes profundas de características mucho menos conocidas, pero cuyo estudio en los últimos años ha recibido un fuerte impulso debido a su importancia oceánica y climática. La incorporación del análisis de las corrientes termohalinas a las investigaciones sobre los cambios climáticos es hoy en día imprescindible. Su intervención parece decisiva pero todavía estamos lejos de saber cómo ha sido su comportamiento en las últimas décadas, con hipótesis contradictorias, unas que indican su intensificación y otras su debilitamiento. Trátase aquí de ordenar, que no de resolver, algunas de esas incertidumbres.

Hasta hace poco tiempo, los libros de texto escolares solían simplificar el tema de las corrientes marinas y solamente tenían en cuenta el estudio de las corrientes superficiales. De esta forma se ha solido enseñar que en el Atlántico Norte las corrientes principales forman circuitos de aguas cálidas y frías, cuyo principal giro, que bordea al anticiclón de las Bermudas/Azores, está compuesto por el trío de la corriente del Golfo (*Gulf Stream*), la corriente de Portugal y Canarias, y la deriva Norecuatorial, que lo cierra al llegar al Caribe. Sin embargo, si añadimos al sistema de corrientes superficiales del Atlántico Norte el caudal aportado por la corriente del Norte de Brasil nos encontramos con una primera complicación, ya que no existe una corriente semejante en superficie que devuelva todo ese caudal al Atlántico Sur. Existe así un transporte neto superficial de agua desde el Atlántico Sur al Atlántico Norte que indica que esos circuitos cerrados superficiales son insuficientes para explicar el sistema.

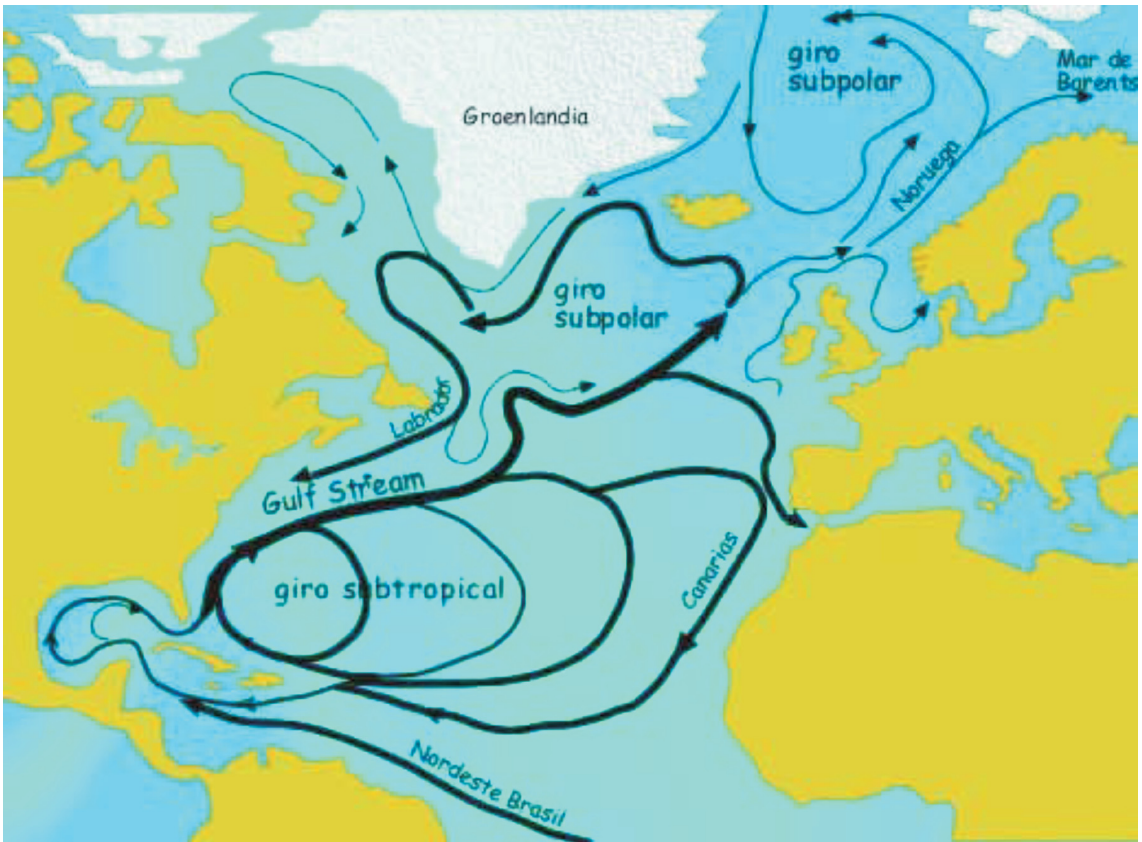


Figura 1: Corrientes superficiales en el Atlántico Norte.

¹ No consideramos en el balance la ganancia de agua que entra al Artico desde el Pacífico a través del estrecho de Bering y que luego pasa al Atlántico a través del estrecho de Fram (entre Groenlandia y las Svalbard) y por los estrechos del archipiélago canadiense (estrecho de Nares, entre la isla de Ellesmere y Groenlandia, especialmente). Tampoco tenemos en cuenta la pérdida de agua por el exceso de la evaporación y la escorrentía de los ríos en el Atlántico Norte. Estos flujos, de ganancia y pérdida respectivamente, son inferiores a 1 Sv y más o menos se compensan.

La corriente del Norte de Brasil, alimentada por la corriente Surecuatorial, es una corriente importante, que no ha recibido en la explicación de las corrientes marinas la consideración que se merece. Los anillos de giro anticiclónico que se forman en ella y que cruzan el Ecuador frente al nordeste brasileño, aportan un considerable caudal neto al Atlántico Norte, de unos 15 Sv aproximadamente (estas mediciones son muy aproximadas; algunas medidas dan un caudal superior: 9 Sv en Marzo y 36 Sv en Julio), es decir, el equivalente a unas 100 veces o más el caudal del Amazonas en su desembocadura (1 Sverdrup es un caudal de 1 millón de metros cúbicos por segundo). Este flujo llegado del hemisferio sur al hemisferio norte se junta con un flujo tropical difuso de otros 15 Sv que llega al Caribe proveniente del este y del nordeste, alimentado en parte por la corriente de Canarias, con lo que el caudal total de la Corriente del Golfo que inicia su recorrido al norte de Cuba suma unos 30 Sv.

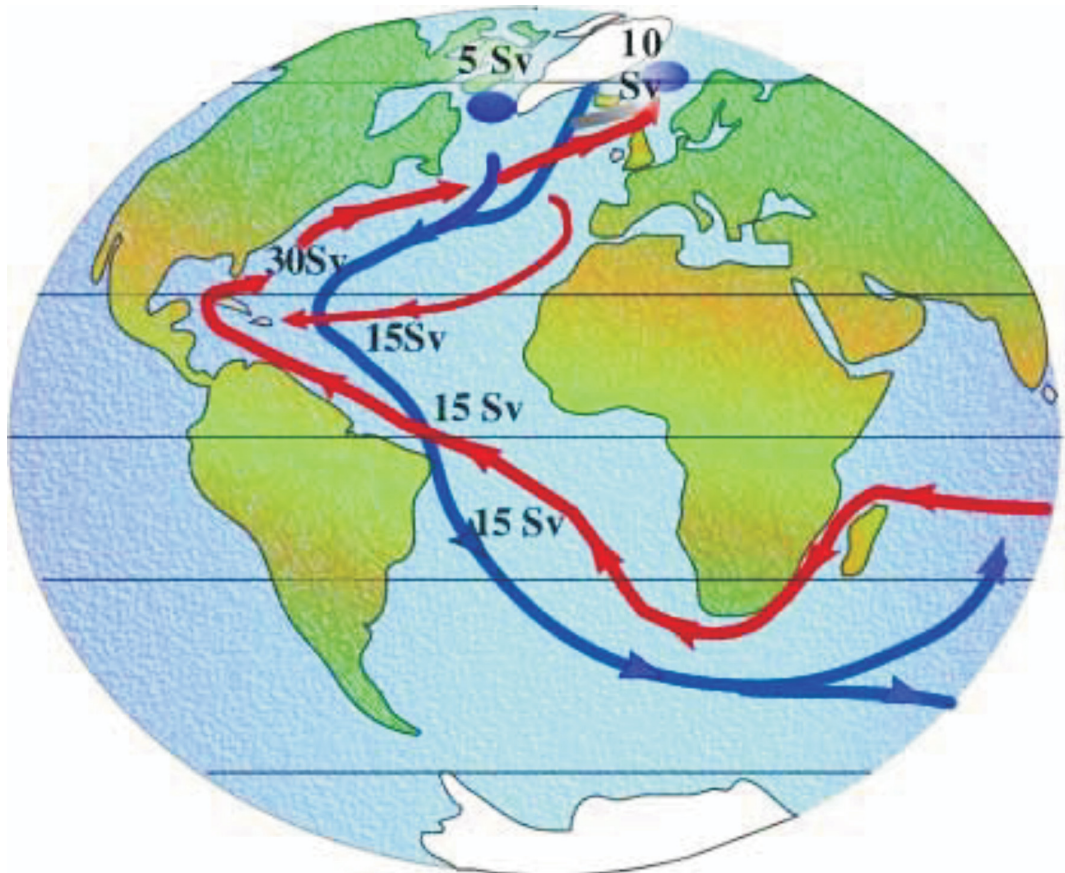


Figura 2: Esquema de la circulación termohalina en el Atlántico. No se representa en la figura el hundimiento de agua en algunas zonas próximas a la Antártida (Mar de Wedell y Ross)¹.

¿Pero qué ocurre con el agua excedentaria que ha llegado del sur al Atlántico Norte? Pues que la Corriente del Golfo la transporta hacia el nordeste, y al llegar al extremo septentrional del Atlántico, a los Mares Nórdicos, aumenta su densidad por enfriamiento y se hunde. Desde allí, por niveles profundos e intermedios, vuelve hacia el hemisferio sur. Se forma así en el Atlántico una especie de cinta rodante (*conveyor belt*), con un flujo neto positivo hacia el norte en superficie y con un flujo neto positivo hacia el sur en las profundidades.

Esta circulación (llamada también *MOC*, *meridional overturning circulation*, circulación meridiana volteante) funciona de forma continua. Su rodillo impulsor se encuentra en los Mares Nórdicos y en el Mar de Labrador. Los Mares Nórdicos – nombre de reciente acuñación (a no confundir con el Mar del Norte) – se encuentran en la zona subpolar del Atlántico, al norte del paralelo que pasa por Groenlandia-Islandia-Noruega. Por eso a veces se les llama también (con un poco de humor etílico) mares *GIN* (*Greenland-Iceland-Norway*). Por otra parte, el Mar de Labrador, que es también una zona de hundimiento, se ubica al sur de Groenlandia y al este de la Península de Labrador.

Mecanismos de hundimiento: la importancia de la salinidad y de la temperatura

La salinidad y la temperatura del agua juegan un papel crucial en el funcionamiento de esta cinta rodante. Cuando las aguas transportadas por la Corriente del Golfo llegan a los Mares Nórdicos, su temperatura media, que era de 10°C en el paralelo 50°N, pasa a ser solamente de unos 3°C en el paralelo 65°N. Por enfriamiento y contracción térmica, adquieren una densidad alta y acaban hundiéndose, dejando espacio para la llegada desde el sur de nuevas masas de agua.

El fenómeno de hundimiento por convección que se produce en aquellos mares septentrionales se intensifica al comienzo del invierno por el aumento de la salinidad. Ocurre que cada otoño-invierno, durante la formación de los hielos marinos en áreas subárticas, hay una suelta de sal y se forma, bajo la banquisa de hielo, una masa de agua fría y muy salada que se hunde y contribuye a la formación del agua profunda del Atlántico Norte.

¿Por qué el fenómeno es especialmente significativo en el Atlántico? Ocurre que el Atlántico Norte es bastante más cálido y salado que el Pacífico Norte. Así, en la franja

latitudinal 45°N-60°N, el Atlántico Norte tiene una temperatura media superficial de 10°C y una salinidad de 34,9%, mientras que el Pacífico Norte tiene una temperatura de 6,7°C y una salinidad de 32,8%.

La alta salinidad del Atlántico se explica porque el volumen de agua evaporada supera ampliamente al volumen de agua aportado por las precipitaciones y las escorrentías de los ríos que desembocan en ese océano. Por el contrario, en el Pacífico, los sistemas montañosos del oeste americano provocan lluvias abundantes y hacen de barrera a la penetración de la humedad en el continente. El agua evaporada del Pacífico que los vientos del oeste llevan hacia Norteamérica, produce copiosas lluvias costeras y vuelve a ese océano sin apenas penetrar en el continente americano. Por el contrario, en Europa no existen esas barreras topográficas y gran parte de la humedad atlántica acarreada por vientos del oeste pasa de largo y se aleja hacia Asia, sin ser recuperada por el océano Atlántico.

Además, otro motivo de la mayor salinidad del Atlántico Norte es que el agua evaporada en la región anticiclónica subtropical, que se extiende de las Bermudas a las Azores, es traspasado en gran medida al Pacífico, llevado por los vientos alisios tropicales que atraviesan el istmo de Panamá. La evaporación en el Atlántico y el trasvase atmosférico del vapor hacia el Pacífico, hace que aumente la salinidad de las aguas tropicales atlánticas.

El transporte de calor

Las corrientes marinas – en especial la Corriente del Golfo (*Gulf Stream*) – juegan un papel muy importante en la distribución latitudinal del calor. Gran parte del calor excedentario que se recibe en el Trópico – radiación solar entrante menos radiación infrarroja saliente – es transportado hacia otras latitudes deficitarias. Gracias a la corriente marina, el aire seco y frío que sale del continente americano impulsado por los vientos del oeste se carga de humedad y calor a su paso por el Atlántico Norte y llega templado y húmedo a las tierras de Europa.

En 1991, un modelo climático de Manabe y colaboradores, en el que se jugaba con un sistema acoplado atmósfera-océano, predijo que un cambio en la circulación oceánica del Atlántico Norte podía provocar un enfriamiento de Europa². La hipótesis original, retomada más tarde por otros modelistas, era que por un *feedback* negativo, consistente esencialmente en un frenado de la Corriente del Golfo, se

² MANABE, S. *et al.* Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂. *J. Climate*, 4, 785-818, 1991.

produciría el enfriamiento en el continente. Esto ocurriría porque el calentamiento provocado por el efecto invernadero haría que aumentase el transporte aéreo de agua desde las latitudes tropicales a las latitudes medias y altas. Así, aumentarían las precipitaciones septentrionales y la escorrentía de los ríos que desembocan en el Atlántico Norte, con lo cual, los aportes fluviales de agua dulce harían perder salinidad a las aguas marinas y harían menos eficiente el proceso de hundimiento del agua superficial que tiene lugar en los Mares Nórdicos. Finalmente, el sistema termohalino de corrientes se debilitaría, disminuiría la fuerza de la Corriente del Golfo y serían más fríos los inviernos en las latitudes medias y altas del continente euroasiático.

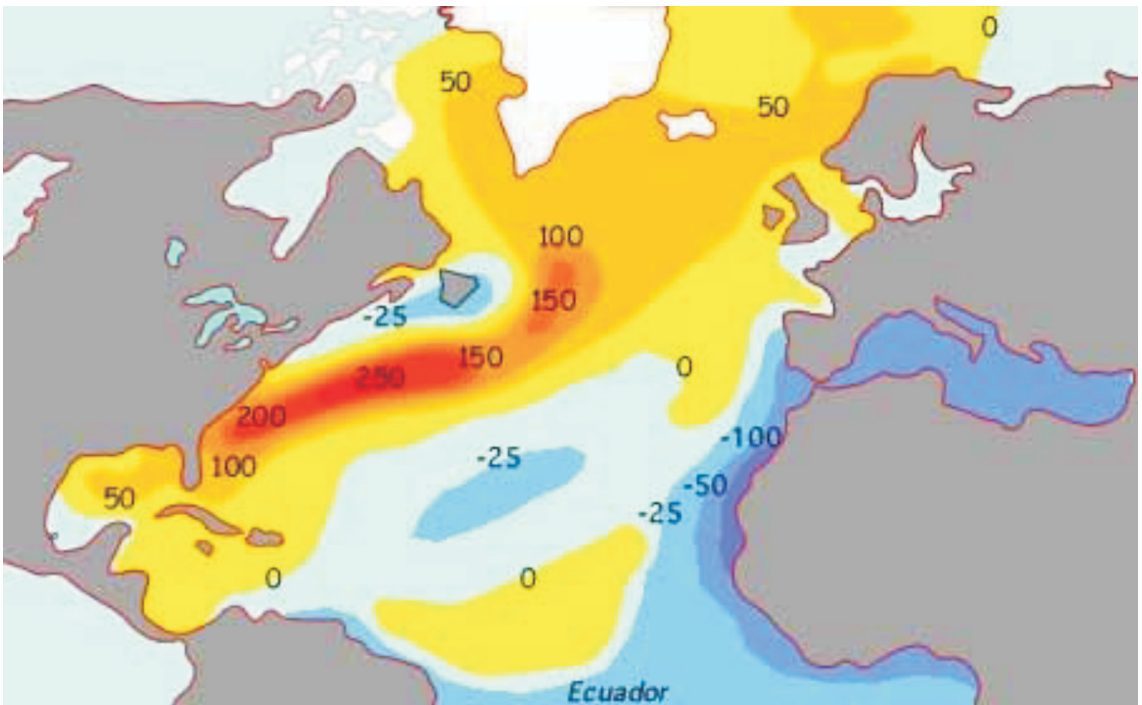


Figura 3: Transferencia media anual de calor en el Atlántico Norte del mar a la atmósfera (en vatios/metros cuadrados).

Pero es aún difícil cuantificar y comparar este calor transportado hacia Europa vía marítima con el calor que transportan las corrientes de aire. Aunque es cierto que el clima europeo, especialmente en invierno, sería más frío sin la Corriente del Golfo, no hay que exagerar, pues las corrientes de aire que llegan a la costa de Europa lo hacen predominantemente desde el suroeste, tras cruzar el Atlántico por latitudes bastante bajas, y por esta razón llegan bastante

templadas. Esta dirección del suroeste es debida a la onda que las Montañas Rocosas imprimen en los vientos del oeste antes de que crucen el Atlántico. El profesor Richard Seager, de la Universidad de Columbia, ha llamado la atención recientemente sobre la importancia de este meandro producido por las Rocosas en el clima europeo y ha criticado la exageración de considerar a la corriente del Golfo como la única responsable del clima benigno del noroeste de Europa (en comparación, por ejemplo, con el clima muy frío de Alaska).³

³ SEAGER, R. Gulf Stream, el fin de un mito. *Mundo Científico*, 244, 52-57, 2003.

Todavía es motivo de discusión y de incertidumbre las proporciones en que se reparte ese calor que llega a las costas de Europa, vía aérea o vía marítima. Según el profesor Harry Bryden una tercera parte correspondería a la Corriente del Golfo, otra tercera parte al calor sensible del aire transportado por los vientos del suroeste – que soplan sobre todo en la parte oriental de las borrascas atlánticas – y otra tercera y última parte sería debida al calor latente que libera el vapor de agua al condensarse y que es también transportado hacia el norte por esos vientos del suroeste. Hay que señalar aquí la importancia secundaria climática de este vapor procedente de la región subtropical atlántica, que no sólo es fuente de calor, sino también de nieve y que, además, va a aportar agua dulce al norte del Atlántico, rebajando la salinidad de la superficie marina y repercutiendo así en la intensidad del hundimiento del agua en los Mares Nórdicos.⁴

⁴ BRYDEN, H. *et al.* Ocean heat transport. In: SIEDLER, G. *et al.* (Eds.) *Ocean Circulation and Climate*. London: Academic Press, 2001, p. 455-474.

Las corrientes profundas

El volumen de la masa de agua profunda que se produce en el Mar de Labrador y en los Mares Nórdicos, que suele ser denominada con el acrónimo *NADW* (*North Atlantic Deep Water*, agua profunda del Atlántico Norte) es enorme. Su caudal, o ritmo de producción, es de unos 15 Sv.⁵ Dentro de la *NADW* puede distinguirse una *NADW* inferior, más profunda, originada esencialmente en los Mares Nórdicos e inicialmente muy fría, y otra superior, en aguas intermedias, proveniente del Mar de Labrador y sur de Groenlandia, algo más cálida.⁶

⁵ GANACHAUD, A. & WUNSCH, C. Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data. *Nature*, 408, 453-457, 2000.

⁶ ORSI, A. *et al.* Cooling and ventilating the Abyssal ocean. *Geophysical Research Letters*, 28, 15, 2923-2926, 2001.

El caudal principal de esta corriente profunda avanza hacia el sur por la zona occidental del océano Atlántico y cruza el Ecuador hasta llegar a la Antártida. Desde allí penetra en el Indico y posteriormente se extiende por las profundidades del inmenso Pacífico. Para una molécula de agua que realice el viaje completo antes de aflorar en superficie la travesía puede durar mil años.

También se forma agua profunda, más fría que la del hemisferio norte, en los mares de la plataforma de la Antártida, especialmente bajo las banquisas del mar de Wedell y del mar de Ross. Todos los inviernos, los fuertes vientos catabáticos que salen del continente empujan mar adentro a los hielos que se van formando en la costa. De esta manera, en las zonas costeras que quedan temporalmente libres de hielo, llamadas *polynyas*, se renueva continuamente un proceso de congelación, lo que permite que al final de cada temporada la suma del hielo formado en esos lugares haya sido superior a los 10 metros, frente a solamente 1 metro mar adentro.⁷ La sal rechazada saliniza el agua muy fría de la costa, la densifica, y forma una masa de agua profunda todavía más densa que la *NADW*. Es la llamada *AABW* (*Antarctic Bottom Water*), agua de fondo de la Antártida, que en su traslación por las profundidades hacia el norte llega hasta una latitud de unos 40°N, y lo hace metiéndose en cuña por debajo de la *NADW*, procedente del norte.

⁷ GRIGG, S. & HOLBROOK N. The impact of polynyas on the stability of the thermohaline circulation as simulated in a coupled ocean-atmosphere-sea ice box model. *Geophysical Research Letters*, 28, 5, 767-770, 2001.

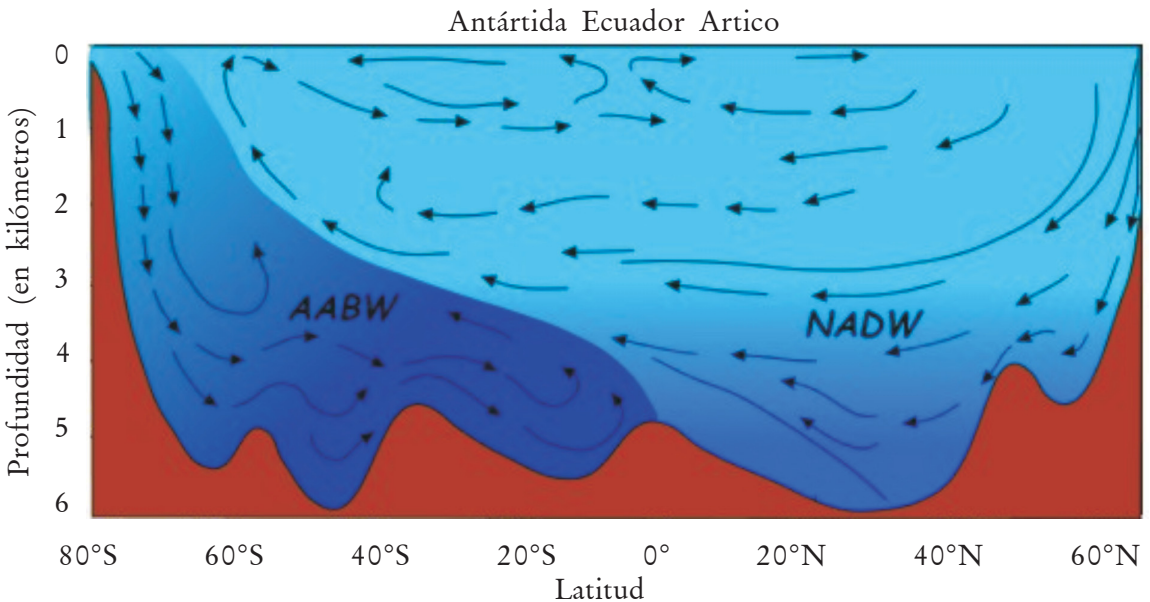


Figura 4: Corte vertical esquemático de las aguas y corrientes profundas en el Atlántico en la actualidad.

⁸ BROECKER, W. *et al.* Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation?. *Nature*, 315, 21-26, 1985. BROECKER, W. S. *et al.* Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode. *Nature*, 341, 318-321, 1989.

Las estimaciones del caudal de la *AABW* varían entre 2 Sv y 9 Sv, si bien en épocas más frías podía llegar hasta los 15 Sv. Según Broecker⁸ existe una conexión entre la producción de *NADW* en los Mares Nórdicos y la producción de *AABW* en la Antártida, de tal forma que cuando una aumenta, la otra disminuye, y viceversa. De todas formas este esquema de la circulación oceánica es aún más

complicado, porque, aparte de estas masas de aguas, *NADW* y *AABW*, existen otras corrientes de aguas intermedias que también pueden formar sus propios circuitos y jugar un papel importante en los cambios climáticos. Tal es el caso de la *AAIW* (*Agua Intermedia Antártica*) que se forma especialmente frente a la costa occidental de América del Sur y que parece jugar un papel relevante en la distribución de calor y sal en el Pacífico. Sus variaciones parecen estar ligadas además, en escalas multiseculares, a las variaciones bien estudiadas del Atlántico Norte.⁹

⁹ PAHNKE, K. & ZAHN, R. Southern Hemisphere water mass conversion linked with North Atlantic climate variability. *Science*, 307, 1741-1746, 2005.

Así como existen zonas en donde el agua superficial se hunde, existen también, aunque se localizan de forma más difusa, zonas de afloramiento (*upwelling*) de aguas profundas. Estas se sitúan en zonas de divergencia de aguas superficiales, que suelen ser reemplazadas por aguas ascendentes más profundas. Una extensa zona de *upwelling* es la franja ecuatorial del Pacífico Oriental, en donde el agua superficial, movida por los alisios, tiende a diverger hacia el norte y hacia el sur, dejando un hueco que es rellenado por aguas ascendentes. También se producen afloramientos en las costas en donde las aguas superficiales, por efecto de los vientos y de la rotación terrestre, tienden a alejarse mar adentro. Ocurre esto especialmente en los cuatro márgenes orientales de las cuencas oceánicas del Atlántico (norte y sur) y del Pacífico (norte y sur). A lo largo de estas costas los afloramientos dan lugar a la aparición de corrientes de aguas frías (Canarias y Benguela, en el Atlántico; California y Humboldt, en el Pacífico). Algunos análisis de sedimentos oceánicos muestran que estos afloramientos se intensificaron a comienzos del Pleistoceno, cuando el cierre del istmo de Panamá reorganizó las corrientes oceánicas, lo que quizás tuvo influencia en el enfriamiento cuaternario.¹⁰

¹⁰ MARLOW, J. R. *et al.* Upwelling intensification as part of the Pliocene-Pleistocene climate transition. *Science*, 290, 2288-2291, 2001.

¿Está variando la circulación atlántica?

Así como los ciclos de ocurrencia del Niño afectan, sobre todo, a la parte superior del océano, es también posible que existan ciclos seculares o milenarios que afecten a las corrientes profundas, especialmente a las del Atlántico.

El oceanógrafo Wallace Broecker cree que la formación del agua profunda atlántica, que se produce en los Mares Nórdicos y en los mares meridionales que circundan la Antártida, particularmente en el mar de Wedell, varía cíclicamente, aumentando alternativamente el caudal de una u otra fuente (norte o sur). Broecker cree que durante el siglo XX la producción de agua profunda en los Mares del

Sur ha disminuído considerablemente, lo que históricamente debe corresponderse con un aumento de la producción de agua profunda en el norte del Atlántico. Esto provocaría un mayor empuje de la Corriente del Golfo y, por lo tanto, un calentamiento del Atlántico Norte. De confirmarse el fenómeno, el calentamiento del hemisferio norte se explicaría más por este ciclo oceánico que por el aumento de los gases invernadero.¹¹

Recientemente, sin embargo, se ha barajado la hipótesis contraria, que la circulación termohalina ha perdido fuerza,¹² que casa bien con la disminución de la salinidad de las zonas septentrionales del Atlántico Norte.¹³ Quizás el signo positivo del índice atmosférico NAO (*North Atlantic Oscillation*) durante la década de los 90 y principios de este siglo haya contribuido a una dulcificación de las aguas profundas del mar de Labrador y de los Mares Nórdicos. Ocurre que un índice NAO o AO (*Arctic Oscillation*) positivo se corresponde con unos vientos del oeste más intensos, que a su vez causan una mayor exportación de hielo desde el Artico hacia los Mares Nórdicos a través del estrecho de Fram. Como el hielo es agua dulce, su fusión ocasiona una desalinización del agua superficial marina y un debilitamiento del hundimiento y de la circulación termohalina. Algunas estimaciones indican que entre 1965 y 1995 un flujo extra equivalente a 19.000 kilómetros cúbicos de agua dulce llegó a los Mares Nórdicos procedente del hielo del Artico.¹⁴

Aunque algunos autores recientemente lo han puesto en duda, también parece existir un ciclo térmico de calentamiento y enfriamiento en las aguas superficiales del Atlántico Norte, entre 0 y 70°N, denominado AMO (*Atlantic Multidecadal Oscillation*), con un período de 65/80 años y una amplitud de unos 0,5°C. Esta oscilación parece estar relacionada con las variaciones en la intensidad de la circulación termohalina.¹⁵ También hay estudios estadísticos que muestran que las temperaturas del norte del Atlántico están correlacionadas con la intensidad de los vientos alisios que recorren el Atlántico tropical. Estudios detallados de las varvas sedimentarias de la cuenca de Cariaco, en Venezuela, que permiten determinar los años en los que los alisios son más intensos (mayor *upwelling* y abundancia de *Globigerina bulloides*), indican una alta correlación con las anomalías térmicas en el Atlántico Norte. Cuando los vientos alisios en Atlántico tropical son más intensos, las temperaturas marinas en el norte del Atlántico decrecen. Existe así, probablemente, una relación entre lo que ocurre en el Atlántico Tropical y la variabilidad climática en el Atlántico Norte.¹⁶

¹¹ BROECKER, W. *et al.* A possible 20th-Century slowdown of southern ocean deep water formation. *Science*, 286, 1132-1135, 1999.

¹² BRYDEN, H. *et al.* Slowing of the Atlantic meridional overturning at 25N. *Nature*, 438, 655-657, 2005.

¹³ RHINES, P. Sub-Arctic oceans and global climate. *Weather*, 61, 109-118, 2006.

¹⁴ CURRY, R. & MAURITZEN, C. Dilution of the Northern North Atlantic Ocean in recent decades. *Science*, 308, 1772-1774, 2005.

¹⁵ KERR, R. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science*, 288, 1984-1986, 2000.

KNIGHT J. *et al.* A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophysical Research Letters*, 32, L20708, 2005.

¹⁶ BLACK, D. *et al.* Eight centuries of North Atlantic Ocean Atmosphere Variability. *Science*, 286, 1709-1713, 1999.

Hay que considerar también la posibilidad de que el propio sistema de corrientes termohalinas presente inestabilidades internas, y que responda a un cierto comportamiento caótico. Por ejemplo imaginemos un estado inicial en el que la corriente termohalina del Atlántico Norte funciona normalmente. El agua salada superficial avanza hacia el norte, se enfría al estancarse en los Mares Nórdicos y se hunde. Pues bien, en un momento posterior, podría ocurrir que, si la cinta alcanzase demasiada velocidad, el intervalo de tiempo que la masa de agua superficial tiene para evaporar agua sería menor. Disminuiría el total evaporado y, en consecuencia, disminuiría también la salinidad y densidad de la Corriente del Golfo, con lo que ya no sería tan eficiente el motor de hundimiento de agua en los Mares Nórdicos. La cinta transportadora atlántica perdería fuerza: quizás el agua superficial no llegase tan al norte y la zona de hundimiento se desplazase más al sur; o, quizás, no se llegase a formar agua profunda, sino únicamente intermedia. Sea como fuese, el sistema, por sí mismo, pasaría a funcionar de forma diferente, hasta que de nuevo, por un proceso inverso, se restableciese el movimiento inicial de las corrientes.

Antón Uriarte es geógrafo, climatólogo y profesor de la Universidad del País Vasco, España.
uriarte@mac.com