



Organización  
de las Naciones Unidas  
para la Educación,  
la Ciencia y la Cultura



# *la* **CORRIENTE** *del* **GOLFO**

Bruno Voituriez

Colección Foro de los océanos (COI)  
Ediciones UNESCO

## La Corriente del Golfo

**En la misma colección:**

*El Niño. Realidad y ficción*

*Los caprichos del océano. Efectos sobre el clima y los recursos vivos*

*El cambio climático*

**En inglés:**

*Coastal zone space: prelude to conflict?*

*El Niño. Fact and fiction*

*The changing ocean. Its effects on climate and living resources*

*Understanding the Indian Ocean*

*Climate change*

**En francés:**

*El Niño. Réalité et fiction*

*Les Humeurs de l'océan. Effets sur le climat et les ressources vivantes*

*Le Changement climatique*

# La Corriente del Golfo

**Bruno Voituriez**

*Traducido del francés por Ignacio Pisso*

Foro de los océanos (COI)

---

**Ediciones UNESCO**

Las ideas y opiniones expresadas en esta publicación pertenecen a los autores y no necesariamente reflejan los puntos de vista de la UNESCO. Los nombres empleados en esta publicación y la presentación de los datos que en ella figuran no implican de parte de la UNESCO ninguna toma de posición en cuanto al estatuto jurídico de países, territorios, ciudades o zonas o de sus autoridades ni en cuanto a al trazado de sus fronteras o límites.

Publicado en 2006 por la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura  
7, Place de Fontenoy, 75352 Paris 07 SP

Diseño: Gérard Prosper  
Impresión: Policrom, Barcelona

ISBN-10: 92-3-303995-1  
ISBN-13: 978-92-3-303995-7

© UNESCO 2006  
Todos los derechos reservados

*Impreso en España*

# Agradecimientos

Este libro es el resultado de un diálogo fructífero entre Erik Orsenna de la Academia Francesa y el *Club des Argonautes*.

El *Club des Argonautes* del cual tengo el honor de formar parte, se ha puesto el objetivo de hacer que el público se interese en la evolución del clima y en la manera en que éste funciona.

Erik Orsenna, amante del mar, autor de *Portrait du Gulf Stream – Éloge des courants*, magnífico recorrido literario a través de las corrientes, cierto día se acercó a hacernos preguntas sobre la Corriente del Golfo para asegurarse de la calidad científica de sus escritos.

De estas preguntas y de las respuestas que fue necesario aportarles nació este libro.

Gracias a Erik Orsenna por habernos dirigido sus preguntas.

Gracias a mis amigos del *Club des Argonautes* sin los cuales este encuentro no hubiera tenido lugar.

Gracias también a Annick Radenac, responsable de la biblioteca del Centro IFREMER de Nantes, a quien estoy sumamente agradecido de haberme proporcionado con extremada diligencia toda la documentación que necesitaba.

## Nota

1. Sitio Internet : [www.clubdesargonautes.org](http://www.clubdesargonautes.org) (en francés)

La Administración “Ciencia e Innovación” (AWI) del Gobierno de Flandes (Reino de Bélgica), ha decidido brindar apoyo a este libro por considerarlo valioso para la sensibilización del público, en especial en cuanto a la influencia de la Corriente del Golfo en el clima de nuestro planeta, nuestro medio ambiente y, esencialmente, nuestras vidas. Amplias regiones de Europa del Norte y Norteamérica dependen de modo vital de esta importante Corriente por lo que se refiere al clima al que se han adaptado nuestras sociedades y economías; además, todo el sistema climático mundial está igualmente afectado por este componente de la delicada red de complejas fuerzas motrices de la Tierra.

En el marco de su política de información y difusión científicas, la AWI ha contribuido a esta publicación por conducto del Fondo Fiduciario UNESCO/Flandes en la esfera de la ciencia. Cabe dar las gracias al autor por su interesante e informativo manuscrito, y a Ediciones UNESCO y la Comisión Oceanográfica Intergubernamental por encargarse de producir y financiar la publicación.

# Sumario

Prefacio	9
Introducción	13
<b>Capítulo 1</b> Historia científica de la Corriente del Golfo	20
<b>Capítulo 2</b> ¿Qué es la Corriente del Golfo?	39
<b>Capítulo 3</b> La Corriente del Golfo y los climas de la Tierra	73
<b>Capítulo 4</b> La Corriente del Golfo y los ecosistemas del Atlántico norte	147
Conclusión      Hacia una oceanografía operacional	175
Glosario	187
Para saber más	205
Figuras	81



# Prefacio

Aunque hace tiempo que los científicos se interesan por el papel que juega la Corriente del Golfo en el balance general del clima planetario, el público en general solamente descubrió –o redescubrió– esta fuerte corriente oceánica occidental gracias a un film reciente que narra una hipotética –y brutal– vuelta a la edad de hielo. Como su homólogo oriental, el Kuroshío, la Corriente del Golfo es un angosto e intenso flujo de aguas de superficie que sirvió como una “vía rápida” para los hombres de mar durante sus viajes transoceánicos.

El objetivo de la presente obra es mostrar la importancia del océano (en singular, no en plural) en nuestra vida cotidiana. Su enorme inercia térmica hace que el planeta sea habitable, y no debemos olvidar el hecho de que si no hubiera océano, no habría vida sobre la Tierra.

El calor almacenado en las capas superficiales del mar y la humedad que éstas crean por evaporación mantienen los movimientos de las masas de aire en la atmósfera. Sobre los continentes, el intercambio de calor entre la superficie y la atmósfera es modulado en ciclos diarios y estacionales. En el océano, el movimiento de corrientes como la del Golfo transporta aguas cálidas desde sus fuentes hacia destinos lejanos, fenómeno que influye sobre el clima de continentes situados a miles de kilómetros de distancia. Cálidos o fríos, húmedos o secos, los distintos climas del mundo son influenciados por la dinámica del océano.

Los pronósticos a mediano y largo plazo concernientes a estas propiedades dependerán del conocimiento profundo de los caprichos de las capas superiores del océano.

Pero esto es simplemente una descripción. Las causas son mucho más interesantes, y misteriosas. Una buena parte de los movimientos del océano y de la atmósfera –los “envoltorios fluidos” de la Tierra– se rigen por la geometría del planeta y por su rotación. Supongamos un planeta simplificado, con sus continentes concentrados alrededor de los polos norte y sur.

Las aguas del océano tropical de las latitudes medias girarían, sin ser obstruidas por las masas continentales, en una serie de corrientes y contracorrientes paralelas orientadas de este a oeste simétricamente distribuidas al norte y al sur del ecuador. Además de la rotación del planeta, el motor de estos movimientos sería la energía solar, que calienta el agua y el aire en el ecuador mucho más que en los polos. Todos estos movimientos provocarían la inmersión del agua fría y salada cerca de los continentes polares y engendrarían vientos planetarios, ascendentes en el ecuador y descendientes hacia la superficie en latitudes más altas.

Hoy estas fuerzas son esencialmente las mismas. Además, actualmente se conocen en detalle tanto la evolución del planeta como el origen de los continentes y su deriva a lo largo de las eras. Pero aún ignoramos el funcionamiento del conjunto, el juego de los grandes “giros” en las cuencas oceánicas, la influencia de este extraordinario mecanismo de relojería fluido sobre el equilibrio del clima. De un mejor conocimiento de estos fenómenos, de una percepción más fina y más precisa de su papel dependen también nuestra capacidad de anticipar las variaciones climáticas y, a largo plazo, nuestras acciones en materia de preservación del medio ambiente. Tengamos en cuenta que las grandes corrientes marinas, biológicamente riquísimas, son el crisol y la fuente de alimento de la mayoría de las especies marinas.

Bruno Voituriez nos ofrece, otra vez, un estudio remarkable, que delinea con fuerza y claridad la apasionante saga de la Corriente del Golfo y de sus congéneres. Aún más, separa la paja del trigo llamando la atención sobre ciertos cómodos mitos. La Comisión Oceanográfica Intergubernamental (COI) reconoce los esfuerzos que este profesor, colega y amigo dedica para ayudarnos, a todos, ciudadanos de la

Tierra, a comprender mejor al océano, este océano que forma parte de nuestra vida cotidiana.

Patricio Bernal  
Secretario ejecutivo de la Comisión Oceanográfica  
Intergubernamental  
Director General Asistente de la UNESCO

# Introducción

La oceanografía física o dinámica, es decir el estudio del fluido oceánico y no simplemente la descripción geográfica del océano, es una ciencia reciente, que data de principios del siglo XIX y tiene su origen en el descubrimiento de la Corriente del Golfo producido a fines del siglo precedente.

Estudiar y comprender el océano es difícil por dos razones. En primer lugar, porque, aunque ocupa el 71% de la superficie del globo, el océano es un medio invisible. Ni el ojo humano ni los satélites pueden atravesar esa capa de agua que tiene de 4 a 5 kilómetros de profundidad en promedio. Para explorarlo no existe otra solución que sumergir máquinas que tomarán medidas o extraerán muestras, lo cual ha exigido y exige medios tecnológicos importantes, posibles solamente cuando los intereses económicos o estratégicos lo justifican.

En segundo lugar, el ser humano no puede vivir en el océano y en consecuencia, para estudiarlo y medirlo, debe salir de su hábitat natural. Además, el océano está en constante movimiento, desde las olas a las mareas y las grandes corrientes oceánicas, y para medir un fenómeno y estudiar su dinámica hacen falta puntos de referencia. En tierra firme es fácil encontrarlos. Dada la diversidad de paisajes existentes, los geógrafos eligen un punto de referencia entre tantos, salvo en los desiertos donde las dunas cambiantes se asemejan a la superficie del océano. Los geólogos saben precisamente dónde hacer una perforación y pueden volver

a encontrarla meses o años más tarde en el mismo lugar y con la misma estratificación. La atmósfera es también cambiante, pero para estudiarla, los continentes y las islas son bases de observación sólidas y habitables. Nada de esto existe en el océano, en donde los primeros observatorios, los barcos, se hallaban a merced de los movimientos del mar con el Sol y las estrellas como únicos puntos de referencia. Esta ausencia de referencias fijas es sin duda lo que ha hecho del océano ese espacio de libertad que los poetas han exaltado siempre.

Lejos de la poesía, fueron más bien las consideraciones prácticas y materiales las que favorecieron el desarrollo de esta ciencia y las que han guiado hasta el presente las investigaciones oceanográficas. Fue preciso que existieran problemáticas y necesidades importantes para que se crearan y pusieran en funcionamiento medios de observación adecuados.

La primera problemática que impulsó el conocimiento de los océanos fue evidentemente la navegación, tanto con fines de exploración y comercio como de guerra. Y fue un problema de navegación muy concreto el que dio origen al estudio científico de la Corriente del Golfo y a las primeras medidas sistemáticas y organizadas de parámetros oceánicos, tal como la temperatura de superficie, realizada a partir de navíos que surcaban el Atlántico norte. Fue a causa de la navegación que se establecieron las primeras cartas de corrientes oceánicas a partir de las observaciones consignadas en los diarios de a bordo, los *pilot charts*.

Para contar con estudios serios de las capas más profundas del océano hubo que esperar hasta 1850, época en que se debieron enfrentar las dificultades derivadas de la instalación de cables telegráficos submarinos. Este hecho motivó las exploraciones del océano profundo y la expedición británica del *Challenger* marca simbólicamente el nacimiento de la oceanografía. El *Challenger* recorrió los océanos Atlántico, Pacífico e Índico, de diciembre de 1872 a mayo de 1876, estudiando el mar y sus profundidades. Fue la primera gran campaña oceanográfica a escala global.

A fines del siglo XIX, las dificultades económicas y sociales del sector pesquero de algunos países, provocadas por las fluctuaciones en las capturas, plantearon la necesidad de saber si había que atribuir las al exceso de pesca o a la variabilidad natural del medio. De este interrogante nació la primera organización internacional de oceanografía creada en Copenhague en 1902, el

CIEM (Consejo Internacional para la Exploración del Mar), que organizó campañas para medir los parámetros físico-químicos y biológicos del Atlántico norte y de los mares adyacentes con un objetivo preciso: predecir en la medida de lo posible las reservas pesqueras.

La guerra submarina y la necesidad de conocer las condiciones de propagación de las señales acústicas fueron también poderosos motores de la investigación oceanográfica y, en particular, del desarrollo de instrumentos de medición apropiados. Las fuerzas navales fueron en efecto las primeras en desarrollar sistemas de observación sistemática y aún hoy en día siguen estando a la cabeza en materia de sistemas operacionales de previsión del océano.

La variabilidad y la evolución del clima, con sus posibles consecuencias sobre la humanidad, son actualmente los temas que ponen al océano y a su dinámica en el centro de la escena, ya que el ritmo de evolución del clima es, en parte, controlado por el océano.

El descubrimiento “científico” de la Corriente del Golfo a fines del siglo XVIII desencadenó gran interés en el estudio de las corrientes marinas aunque, desde entonces, no ha perdido nunca su posición de centro de la atención. De “reina de las tormentas” a benefactora de Europa Occidental –a la cual proporcionaría su clima templado–, ha sido celebrada por los pintores –Winslow Homer hizo de ella una descripción cataclísmica (figura 1)– y fue protagonista de un film catástrofe de Hollywood. Un tipo de avión y un fondo común de inversiones llevan su nombre. Como si fuera una diva, se sospecha de sus caprichos devastadores para el clima del planeta. Ninguna otra corriente marina inspira tanta fascinación, que los medios alimentan, y que cuenta si no con la complicidad, por lo menos con la resignación de los científicos, que difícilmente podrían luchar de igual a igual contra la fuerza de tal mito.

Sin embargo, no es la única de su especie. La corriente del Golfo tiene un *alter ego* al oeste del Pacífico norte, la Corriente de Kuroshío (literalmente, “corriente negra” en japonés), conocida desde hace mucho más tiempo, pero incapaz de rivalizar con la notoriedad actual de la Corriente del Golfo. Estas dos corrientes tienen características muy similares, la misma dinámica y las mismas causas. Se las puede describir más o menos en los

mismos términos. Pero ¿tienen los mismos efectos? No, pero no en razón de su dinámica, sino de la morfología de los océanos en los cuales se hallan. La Corriente del Golfo no es dinámicamente más original que la de Kuroshío, sino que es el océano Atlántico el que es particular. Es el único océano abierto sobre los dos océanos polares, el Antártico y, sobre todo, el Ártico. Este hecho cambia todo y hace de este océano una especie de quintaesencia de todos los problemas que se plantean en la dinámica oceánica, desde los vórtices de escala media a las grandes circulaciones ciclónicas y anticiclónicas comunes a ambos océanos. Por otro lado, la formación de aguas profundas en el mar de Groenlandia no tiene equivalente en el Pacífico, y es el motor principal de la circulación profunda de los océanos y del famoso *conveyor belt* (la “cinta transportadora” oceánica), que corre el riesgo de detenerse víctima del calentamiento global, de la misma manera que se detuvo durante los picos glaciarios.

La Corriente del Golfo, como la de Kuroshío –como todo fenómeno natural– es un objeto científico, de una ciencia que avanza derribando mitos. Algunos dicen que de este modo el mundo pierde encanto... Si, el mundo necesita efectivamente poesía, pero no mitología. Y la ciencia, en su búsqueda de racionalidad, quita a ciertos encantadores maléficos sino armas, al menos argumentos. Como a menudo se dice y se escribe, la creación científica, por la imaginación que requiere, puede equipararse a las ensoñaciones de los poetas.

La Corriente del Golfo no escapa a esta cruzada científica contra los mitos. No, no es ese río que fluye del golfo de México a Noruega aportando calor a Europa. No, la Corriente del Golfo *stricto sensu* no se detendrá aún si se detuviera la “cinta transportadora”, como, de hecho, no se ha detenido durante los períodos glaciarios, lo cual no modifica para nada el riesgo climático que esta hipótesis implica. Como la Corriente de Kuroshío, la del Golfo no necesita formación de aguas profundas para existir. Si embargo, y esta es su singularidad, este fenómeno no existiría sin la elevada salinidad de las aguas que ella transporta. Esta también es una particularidad del océano Atlántico, mucho más salado que el Pacífico, más que una particularidad dinámica de la propia Corriente del Golfo.

El conocimiento científico de un sistema comienza casi siempre por un proceso analítico y “reduccionista”. La connota-

ción peyorativa y hasta insultante que a veces se da a este término no altera para nada esta realidad. No sería posible comprender el océano globalmente y modelarlo en su totalidad, como somos capaces de hacerlo hoy en día, si previamente no se hubiera podido analizar, evaluar, pesar los procesos que gobiernan sus movimientos a través de la diversidad de corrientes que constituyen la circulación oceánica. La Corriente del Golfo, por su dinámica y su situación en un océano de configuración original, es un caso de escuela. Para poder describir el océano es preciso describir la Corriente del Golfo, y sólo los buenos modelos oceánicos dan cuenta de la complejidad de esta corriente. También de otras, claro está, como de las corrientes ecuatoriales, que se sitúan en un contexto dinámico muy diferente, a causa de la diferencia de peso relativo de las fuerzas actuantes.

La Corriente del Golfo presenta también la ventaja de estar próxima a la costa y de ser fácilmente accesible a los barcos oceanográficos –durante largo tiempo su único medio de estudio–, que son lentos y de autonomía reducida frente al tamaño del océano y a la velocidad de las fluctuaciones de las corrientes marinas.

De este modo, a partir de 1850 la Corriente del Golfo fue un verdadero laboratorio de oceanografía dinámica. En ella se probaron los instrumentos de medida *in situ* y se confrontaron a la realidad los modelos teóricos. De este modo pudo progresar el conocimiento de la dinámica de los océanos, que hace posible hoy en día el nacimiento de una oceanografía operacional, a la imagen de lo que puede hacerse respecto de la atmósfera mediante la previsión meteorológica.

En esta obra describiremos la historia del descubrimiento de la Corriente del Golfo y de su realidad científica. La historia del pasaje de su originalidad, que parecía irreducible a principios del siglo XIX, a su disolución o integración en la dinámica del océano global.



# 1 Historia científica de la Corriente del Golfo

## De Cristóbal Colón a Benjamín Franklin

*Cristóbal Colón llegó a las Bahamas, a las puertas de la Corriente del Golfo, en 1492. El 22 de abril de 1513, luego de haber descubierto La Florida, Juan Ponce de León notó la existencia de una fuerte corriente que, utilizada luego por navegantes y pescadores, se transformará en “La Corriente del Golfo”, cartografiada por primera vez por Benjamín Franklin en 1769-1770.*

## De Benjamín Franklin a 1850: los primeros pasos de la oceanografía física

*Siguiendo las indicaciones de Franklin, los navegantes tomaron medidas sistemáticas de la temperatura del mar para caracterizar las corrientes marinas y la Corriente del Golfo en particular. Los diarios de abordaje eran en esa época la única fuente de información.*

## El US Coast and Geodetic Survey: las primeras medidas de la Corriente del Golfo (1844-1900)

*La Corriente del Golfo se transforma en un objeto científico y se dedican medios específicos a su exploración sistemática (barcos oceanográficos). J. E. Pillsbury realiza entre 1885 y 1890 medidas directas de la corriente desde un barco anclado.*

### **La primera mitad del siglo xx: el inicio de una observación sistemática**

*Más allá de las observaciones que continuaban y se intensificaban, se desarrollaron los enfoques teóricos y matemáticos de la dinámica oceánica y Henry Stommel publicó en 1955 la primera síntesis sobre la Corriente del Golfo.*

### **La segunda mitad del siglo xx: la revolución tecnológica y espacial**

*En 1960 se había llegado al límite de capacidad de los medios tradicionales de observación a partir de barcos oceanográficos para describir la Corriente del Golfo. Los satélites revolucionaron las mediciones proporcionando una tecnología capaz de registrar directamente la totalidad del océano e instalar estaciones automáticas de medición in situ.*

## DE CRISTÓBAL COLÓN A BENJAMÍN FRANKLIN

La caída del imperio mongol en el siglo XIV cortó por largo tiempo la ruta terrestre que los hermanos Polo habían tomado para dirigirse a extremo Oriente. Como dice Daniel Boorstin en su obra *Los descubridores*, cayó una cortina de hierro entre Oriente y Occidente para las especias tan preciadas. Para los occidentales, sólo quedaba la vía marítima, inédita, con dos variantes. La primera era contornear África, explorando tierras totalmente desconocidas y reputadas como hostiles hasta el extremo sur del continente. La segunda posibilidad consistía en dejarse guiar por el simple rumor de que el Atlántico desembocaba en el océano Índico. La primera fue la vía portuguesa meticulosamente planificada y organizada a lo largo de 50 años en el siglo XV bajo el reinado de Enrique el Navegante. La otra solución, el viaje hacia el oeste hacia tierras ya exploradas por una ruta marítima directa sin estimación de la distancia, fue la verdadera apuesta al azar que asumió Cristóbal Colón. De hecho, cuando vendía su proyecto a los soberanos españoles, estaba convencido de que entre Europa y Cipango (Japón) existían necesariamente islas, y soñaba con tomar posesión de ellas. No es por casualidad que en las *Capitulaciones de Santa Fe*, el contrato que firmó con los reyes españoles, se estipulaba que sería “Virrey y Gobernador de todas las tierras firmes e islas que descubriera y adquiriera en dichos mares”, a título hereditario. Buen presentimiento el suyo, aunque lo pagaría caro más tarde ya que su descubrimiento fue mucho más importante de lo que imaginaba. Sus esperanzas de descubrir nuevas islas provenían en parte de los restos de madera que había observado en las orillas de la isla de Porto Santo (Madeira), donde vivió a principios de la década de 1480. Pensaba que sólo podían venir de tierras localizadas más al oeste. Se habían observado restos del mismo tipo más al norte, sobre las costas de Europa, transportados por el mar, como si la propia Corriente del Golfo enviara señales invitando a los navegantes a descubrir el Nuevo Mundo. Felizmente para Colón y su flota, además de islas como él esperaba, en la ruta hacia Cipango se hallaba también el continente americano, donde fue bien recibido. Saliendo de las Canarias el 6 de septiembre de 1492, llegó a la pequeña isla de Guanahaní (San Salvador), del archipiélago de las Lucayas (Bahamas) —a las puertas de la Corriente del Golfo— el 12 octubre. Un logro marítimo modesto si se lo compara con las expediciones de los

portugueses o el periplo posterior de Magallanes y una apuesta perdida (las Bahamas no son Japón). Un logro que de todos modos le permitió pasar a la historia.

Juan Ponce de León participó en el segundo viaje de Colón en 1493. En 1513 equipó tres naves a sus expensas para partir a la búsqueda de la isla de Bimini. Según una leyenda evocada por el historiador Antonio de Herrera (*Historia general de los hechos de los castellanos en las islas i tierra firme del mar océano, 1601*), quien bebiera su agua alcanzaría la eterna juventud. Las instrucciones escritas (*Capitulaciones*) dadas por el rey el 23 de febrero de 1512, aunque mencionaban la isla de Bimini, no asignaban a Ponce de León otros objetivos que la búsqueda y toma de posesión de nuevas tierras. Zarpó de Puerto Rico el 3 de marzo de 1513, navegó a través de la Bahamas, donde no halló Bimini, que tal vez no buscaba realmente, y desembarcó el 2 de abril en las costa de nuevas tierras que bautizó “La Florida”, pues era el día de “la Pascua Florida” (el domingo de ramos). Descendiendo a lo largo de las costas de Florida, su piloto Antonio de Alaminos registraría en el diario de a bordo con fecha del 22 de abril una fuerte corriente contraria. El historiador Herrera, que tuvo acceso a dicho diario, lo relata de este modo: “Una corriente tal que, aunque había un gran viento, no avanzaban sino que retrocedían seriamente. Finalmente tuvieron que reconocer que la corriente era más fuerte que el viento.” Esta es sin duda la primera observación registrada de la Corriente del Golfo. Fue completada el 8 de mayo cuando doblaron el extremo sur de Florida, al que llamaron Cabo de Corrientes, “pues el agua fluía tan rápidamente que tenía más fuerza que el viento, y no permitía a los navíos avanzar aunque habían izado todas sus velas”. Algunos años más tarde (1519), Antonio de Alaminos sacó partido de esta experiencia. Volviendo a España desde el puerto mexicano de Veracruz, aprovechó la corriente costeano Florida hacia el norte antes de virar al este rumbo a Europa. La Corriente del Golfo, sin ese nombre aún, había sido innegablemente descubierta, ya que los marinos la incluían en sus planes de navegación. Los geógrafos y cartógrafos la integrarían rápidamente a sus representaciones del Nuevo Mundo. Apareció tal vez por primera vez en una carta de 1678 en *Mundus subterraneus*, la obra magistral y barroca de Athanasius Kircher, un jesuita que nunca salió de Europa, pero que era uno de esos espíritus enciclopédicos que existían en aquel entonces a los cuales ningún dominio del saber les era extraño.

Se trataba de una obra científica que no concernía demasiado a los marinos, quienes, al acumular observaciones sobre el mar, eran los únicos oceanógrafos de la época. Dedicados al comercio o a la pesca, poco comunicativos y sin duda celosos de preservar las ventajas que les proporcionaba su conocimiento íntimo del medio marino y de las corrientes, no tenían apuro en transmitir su saber al medio académico. La “oceanografía física científica” nació en efecto de la riqueza de las observaciones consignadas en los diarios de a bordo. Los franceses, en sus viajes de Luisiana a Francia siguieron a los españoles en la Corriente de la Florida. Pero gracias a sus colonias americanas de la “Nueva Francia”, conocían el Atlántico norte y en lugar de tornarse rápidamente hacia Europa desde las Bermudas, seguían la corriente remontando mucho más al norte hasta los bancos de Terranova. Fue uno de estos navegantes, Marc Lescarbot quien, relatando su viaje al Nuevo Mundo en 1606-1607 dejó por primera vez constancia del contraste térmico entre las aguas de la Corriente del Golfo y la de la Corriente de Labrador. *“He hallado algo sorprendente de lo cual deberá ocuparse un filósofo de la naturaleza. El 18 de junio de 1606 a 45° de latitud y a una distancia de seis veces veinte leguas al este de los bancos de Terranova, nos encontramos en medio de un agua muy caliente aunque el aire estaba frío. Pero el 21 de junio, repentinamente, fuimos presa de una bruma tan fría que parecía que estuviésemos en enero y el mar estaba también extremadamente frío.”*

Los primeros verdaderos expertos en la Corriente del Golfo fueron sin duda los pescadores norteamericanos y particularmente los balleneros, cuyo coto de caza se extendía desde Terranova hasta las Bahamas y las Azores. Ellos constataron rápidamente que las ballenas que cazaban no parecían apreciar las aguas relativamente cálidas de la Corriente del Golfo, manteniéndose en los bordes. Atravesando una y otra vez la Corriente del Golfo adquirieron conocimientos que transmitieron oralmente a los capitanes de navío americanos, formados frecuentemente en la escuela de los balleneros. Gracias a estas informaciones, estos capitanes modificaron su ruta ganando casi dos semanas en el trayecto de Gran Bretaña a América. Esto no podía pasar desapercibido y, en 1769, la oficina de Aduanas de Boston se quejaba a las autoridades británicas (The Lords of the Treasury) de que los navíos (*packets*) británicos tardaban en promedio dos

semanas más que los navíos mercantes americanos en el trayecto Inglaterra/Nueva Inglaterra. Interrogado, el Responsable General de Correos de Nueva Inglaterra, Benjamín Franklin, se dirigió en busca de más información a su primo Thomas Folger, capitán de navío americano y antiguo ballenero basado en Londres. Hay un dejo de ironía en la manera en que Franklin relata la respuesta de Folger: *“Pasando de un borde al otro de la corriente no era raro que encontráramos a los navíos ingleses en el medio, luchando contra ella y que les hablásemos. Les informamos que luchaban contra una corriente de tres nudos y que harían mejor en atravesarla, pero ellos son demasiado competentes para aceptar los consejos de simples pescadores americanos”*. Con las indicaciones de Folger, Franklin hizo grabar en Londres en 1769-1770 una carta de la Corriente del Golfo, de la que se enviaron copias a Falmouth para los capitanes ingleses (figura 2).

Las copias iban acompañadas de explicaciones para evitar la Corriente del Golfo y atravesar el Atlántico en solamente 20 o 30 días. Por ejemplo: *“Se puede saber que se está dentro de la Corriente del Golfo por la temperatura del agua, que es mayor que la de las aguas de cada costado. Si la dirección es hacia el oeste hay que atravesar la corriente para salir lo más rápido posible”*. El Almirantazgo y los capitanes ingleses, fieles al principio casi-euclidiano según el cual el camino más corto es también el más rápido, rechazaron la carta de Franklin. Tal vez por eso la versión más antigua de esta carta es la hallada en 1978 por Ph. Richardson en la Biblioteca Nacional de Francia en París. La de la figura 2 es una transcripción francesa de la misma época conservada igualmente en la Biblioteca Nacional. Espíritu curioso y científico pragmático, durante sus viajes sucesivos entre América y Europa, Franklin tomó medidas sistemáticas de temperatura de la superficie del mar para conocer mejor la corriente. Su conclusión fue que el termómetro podía ser un instrumento muy útil para la navegación, ya que las corrientes norte-sur parecían más frías que las corrientes fluyendo en el sentido contrario y recíprocamente. No queda claro si la carta Folger-Franklin fue la primera de la Corriente del Golfo. William de Brahm, General Surveyor de la costa sur de América del Norte por cuenta de la Corona Británica tenía, antes que la pregunta fuese formulada a Franklin, los elementos de una carta que sería publicada en 1772 donde se menciona una *Florida Gulf Stream*. Sea como fuere, aunque

el nombre “Gulf Stream” o “Corriente del Golfo” aparece por primera vez en esas cartas, lo más probable es que su invención provenga de esos marinos que aprendieron rápidamente a utilizarla en su provecho durante la navegación.

## DE BENJAMÍN FRANKLIN A 1850: LOS PRIMEROS PASOS DE LA OCEANOGRAFÍA FÍSICA

Con Franklin, la Corriente del Golfo se transformó en un objeto científico, pasó de ser un nombre común a ser un nombre propio, abriendo el camino al estudio de la dinámica de los océanos, la oceanografía física, hasta ese momento totalmente ignorada. Muchos comenzaron a seguirlo, incluso las autoridades británicas inicialmente reticentes, que dieron instrucciones a sus navíos de hacer observaciones de la Corriente del Golfo cada vez que fuera posible. Así comenzó a principios del siglo XIX el estudio de las corrientes marinas con la ayuda de tres instrumentos: el cronómetro, suficientemente preciso desde mediados del siglo XVIII, gracias a Harrison, para medir la longitud; el termómetro como acabamos de mencionar y... las botellas arrojadas al mar. Éstas y otros flotadores de superficie fueron experimentados por primera vez en 1802 por el navío británico *Rainbow* en el Atlántico norte. El príncipe Alberto I de Mónaco era muy afecto a la técnica de los flotadores, y en 1885 distribuyó 180 a lo largo de una línea de 170 millas de la Corriente del Golfo al noroeste de las Azores. La técnica de los flotadores para estudiar las corrientes fue ampliada durante la década de 1970, al disponer de satélites capaces de registrar la posición de los flotadores prácticamente en tiempo real.

Los diarios de a bordo de los navíos se transformaron en la principal fuente de información de las corrientes marinas. El geógrafo británico sir James Rennell, el padre de la oceanografía según los ingleses, pasó la última parte de su vida, desde 1810 (cuando tenía 68 años) hasta su muerte en 1830, compilándolos para cartografiar las corrientes del Atlántico, con un interés particular en la Corriente del Golfo.

Rennell murió antes de poder completar su trabajo, y su última obra, *Currents of the Atlantic Ocean*, apareció en 1832. En lo que respecta a la Corriente del Golfo, es la primera síntesis científica exhaustiva. Describe la corriente, propone explicaciones y llama la atención sobre observaciones que anuncian interrogantes

científicos a venir. Rennell es el primero que distingue claramente dos tipos de corrientes: las corrientes de deriva (*drift currents*), gobernadas por el viento, y las corrientes de pendiente (*stream currents*), producidas por la diferencia de presión (*grosso modo*, las diferencias de nivel del mar) en la dirección de la corriente. De acuerdo con las ideas de Franklin, Rennell considera a la Corriente del Golfo como parte de la segunda categoría. La Corriente del Golfo aparece como la consecuencia directa y natural de la acumulación de agua en las costas americanas, empujada por los alisios hacia el oeste. En consecuencia, consideraba que la Corriente del Golfo termina su camino hacia el sur en dirección a las Azores, donde se diluye y desaparece, mientras que, según él, la aguas que se desplazan hacia el noreste del Atlántico y Europa corresponden a una corriente de deriva debida a los vientos del oeste que son dominantes en esa región. Se trata de un análisis pertinente, que no impedirá el desarrollo de la idea de que la Corriente del Golfo es directamente responsable de la clemencia del clima del noroeste de Europa, creándose así un verdadero mito.

La cuestión del impacto de la Corriente del Golfo en el clima de Europa occidental fue planteada con las primeras observaciones a principios del siglo XIX. En 1822 el coronel francés E. Sabine, realizando un periplo alrededor del Atlántico para determinar la forma de la Tierra, notó la presencia en este océano de una masa de agua que juzgó anormalmente cálida. La atribuyó a una extensión excepcional de la Corriente del Golfo hacia Europa, causada por una acumulación particularmente importante de agua en el golfo de México y el Caribe que una actividad anormal de los alisios producía. Simultáneamente, el tiempo en Francia y en el sur de Gran Bretaña parecía inhabitual: cálido, húmedo, y tempestuoso. Sabine vio en esto una relación de causa-efecto. En 1845-1846 Inglaterra y Europa Occidental vivieron una anomalía climática análoga. Sabine quiso saber si esta vez estaba también acompañada de una anomalía térmica en el océano como la de 1822. Grande fue su desilusión, pues pese al gran número de navíos que recorrieron la zona, ninguno había registrado observaciones pertinentes. Creía plausible sin embargo que a velocidades elevadas en el origen de la Corriente del Golfo correspondieran extensiones inhabituales hacia las costas de Europa, beneficiándola con inviernos moderados y lluviosos. Incluso propuso un sistema de previsión basado en la vigilancia



del nivel del mar en el golfo de México y el estrecho de Florida, para anticipar las fluctuaciones de velocidad de la Corriente del Golfo y la llegada de aguas cálidas con sus consecuencias climáticas en el este del Atlántico algunos meses más tarde.

Esta idea fue criticada en 1836 por François Arago, quien observó el hecho de que una campaña de medidas del nivel del mar (*leveling*) había puesto en evidencia una diferencia de nivel de solamente 7,5 pulgadas a 30°N entre el oeste de Florida en el Golfo de México y el este, del lado del Atlántico. Esta diferencia le pareció insuficiente para producir la Corriente del Golfo. Además, en extremo racional, forjó la idea de que no había que buscar otras explicaciones para las corrientes marinas que aquellas que sirven para explicar satisfactoriamente las corrientes atmosféricas, como los alisios: las diferencias de densidad entre el ecuador y los polos provocadas por la repartición desigual de la energía solar.

Se equivocaba. Esta corriente no necesita de las diferencias de densidad para existir, aunque tengan cierta influencia sobre ella. La tesis de Arago desacreditó por un tiempo la idea de que los vientos pudieran generar grandes corrientes oceánicas como la Corriente del Golfo. La ciencia, para progresar, busca frecuentemente y ante todo “la” causa principal, única, de un fenómeno antes de aceptar su complejidad revelada posteriormente por medidas y observaciones que la obligan a reconsiderar mecanismos inicialmente despreciados. En nuestro caso, la Corriente del Golfo, como la mayoría de las corrientes, es el resultado de la acción del viento y del Sol sobre el mar, inextricablemente ligados y... de la rotación de la Tierra. En 1814 Alexander von Humboldt lo había presentido, cuando escribió que a causa de la rotación de la Tierra, las corrientes dirigidas hacia el norte deberían desviarse hacia el este y recíprocamente.

Rennell hizo ciertas observaciones que ya ponían en duda la imagen simplista de la Corriente del Golfo, “un río en el mar” (figura 2) que la carta de Folger y Franklin sugiere. Destacó en efecto que había variaciones en la posición y el ancho del flujo, que esas variaciones eran independientes de las estaciones, que la presencia de aguas cálidas a veces no estaba acompañada de una corriente hacia el este sino en el sentido contrario, y que había vetas de agua fría en medio del agua cálida. Subyacentes a estas observaciones están los meandros y remolinos de la Corriente del Golfo, estructuras que los datos de la época eran incapaces

de identificar. Desafortunadamente para Rennell, no se disponía de observaciones y medidas suficientemente densas y sinópticas, como se dice en meteorología. Esta laguna fue una de las principales dificultades de la oceanografía física hasta finales del siglo xx. La variabilidad de la dinámica oceánica estaba fuera del alcance de los medios disponibles, ligados a barcos oceanográficos de autonomía limitada y demasiado lentos para suministrar un campo sinóptico. Hubo que esperar hasta los años 1960-1970 para que aparecieran los sistemas espaciales que permitirían a la vez hacer observaciones directas, cubriendo en horas o días la totalidad del océano mundial, y desplegar a lo largo y a lo ancho, en superficie y en profundidad, instrumentos de medida localizados y comunicados por satélite.

El primer paso hacia una “oceanografía sinóptica” fue dado por Matthew Fontaine Maury, del U.S. Naval Observatory, el padre de la oceanografía física para los estadounidenses. Retomando el trabajo de Rennell, compiló datos de los diarios de a bordo de 1840 a 1850. Promediando los datos produjo cartas de vientos y de corrientes destinadas a la navegación: los primeras *pilot charts*. Además fue el iniciador de la primera conferencia internacional de meteorología en Bruselas, en 1853, que sentó las bases de la cooperación internacional para la organización sistemática de la recolección de datos a partir de navíos a través del Atlántico.

## **EL U.S. COAST AND GEODETIC SURVEY: LAS PRIMERAS MEDICIONES DE LA CORRIENTE DEL GOLFO (1844-1900)**

La observación organizada y sistemática de la Corriente del Golfo comenzó en 1844, en el marco del U.S. Coast and Geodetic Survey bajo la dirección de un bisnieto de Franklin, el profesor Alexander Dallas Bache, Superintendent of Survey de 1843 a 1865. A su iniciativa se puso en práctica una estrategia de observación sistemática de la Corriente del Golfo sobre la base de medidas de temperatura en superficie y en profundidad en diferentes secciones a través de la corriente desde la costa hacia mar abierto. La velocidad de la corriente era observada únicamente en superficie y se deducía de la deriva del navío. El trabajo comenzó en la primavera de 1845 con el navío *Washington*. En 1845 se utilizó por primera vez un barco de vapor, el *Legare*. La exploración siguió año tras año hasta 1860. En 1846 cobró sus

primeras víctimas. El *Washington*, al mando del teniente George Mifflin Bache, encontró un huracán hacia el final del verano y diez miembros de la tripulación, entre ellos Bache, perdieron la vida; el buque, casi una balsa, pudo llegar a puerto. La Corriente del Golfo heredó una sombría reputación de causante de tempestades, bien ilustrada por el cuadro de Winslow Homer. Louis Figuier escribía en 1864 en *La Terre et les Mers* [La Tierra y los Mares]: “*La diferencia de temperatura entre la Corriente del Golfo y las aguas que atraviesa engendra inevitablemente tempestades y huracanes. Los descubrimientos modernos, que han permitido conocer la marcha de esta corriente de aguas cálidas en el seno del mar, han permitido acortar enormemente las rutas de navegación y evitar muchos peligros que en otros tiempos amenazaban y destruían navíos. En 1780, un huracán terrible asoló las Antillas y costó la vida a 20.000 personas; el océano abandonó su lecho e invadió las ciudades; las cortezas de los árboles mezcladas con polvo y sangre se arremolinaban en el aire. Las numerosas catástrofes de este tipo le han valido a la Corriente del Golfo el nombre de ‘reina de las tempestades’.*” Bache dio el nombre de “*cold wall*” [muro frío] al frente térmico en el que la temperatura varía rápidamente, y que puede ser considerado el límite de la Corriente del Golfo en su flanco oeste.

Esta exploración se detuvo hasta 1867 a causa de la Guerra de Secesión y se retomó luego sobre todo con el interés primordial de determinar la profundidad de la Corriente del Golfo. Para ello era necesario hacer mediciones bajo la superficie y los barcos, a merced de las corrientes, no eran las plataformas más adecuadas. Desafortunadamente no existían otras, y aunque la deriva permite deducir las corrientes de superficie, no aporta información sobre lo que sucede en profundidad. Sólo podían hacerse medidas relativas a la superficie. Fue lo que intentó el profesor Henry Mitchell del U.S. Coast Survey en 1867 en el estrecho de Florida, entre Key West y La Habana, con dos esferas de igual superficie ligadas por una cuerda. Una de las esferas flotaba en la superficie, la otra estaba sumergida a la profundidad de medida. El movimiento del conjunto resultaba de ambas velocidades de la corriente, en superficie y en profundidad. Una tercera esfera equivalente derivaba libremente en la corriente de superficie. En el instante inicial, las dos esferas de superficie estaban juntas, y al cabo de cierto tiempo, la distancia que las separaba medía la diferencia de velocidad de la corriente entre

la superficie y la profundidad estudiada. Mitchell concluyó que a una profundidad de 600 brazas la velocidad de la corriente no disminuía más que un 10% respecto de la de superficie, a pesar de una fuerte disminución de 40°F de la temperatura. La conclusión es que para describir la Corriente del Golfo en profundidad no se puede confiar simplemente en las medidas de temperatura. Esto animó a John Elliott Pillsbury, siempre en el marco del U.S. Coast and Geodetic Survey, a emprender entre 1885 y 1890 una serie de medidas directas y absolutas de la corriente a partir de un navío anclado, el *Blake's*.

Fue una *première* en oceanografía. Pillsbury inventó para esto el primer correntómetro, una transposición al medio marino de los anemómetros utilizados para medir el viento. Se trataba de una deriva que se orienta en la dirección de la corriente, una brújula que da su dirección y un rotor del que el número de vueltas efectuadas en un tiempo será proporcional a la velocidad de la corriente.

Pillsbury realizó durante varios años seis secciones a través de la Corriente del Golfo, desde el Cabo Hatteras hasta el canal que separa Yucatán de Cuba. Este trabajo, considerable y meticuloso, tomó mucho tiempo, teniendo en cuenta la notable dificultad de mantener anclado un barco a gran profundidad en una corriente tan fuerte. Fue preciso, por ejemplo, consagrar dos campañas de medición (1885 y 1886) nada más que a seis estaciones de la sección A, de un ancho de solamente 43 millas entre el sur de Florida (un poco al sur de Miami) y las Bahamas. Pillsbury dejó constancia en su informe de 1890 que en esta sección el tiempo realmente consagrado a las medidas fue de 1.100 horas y que el tiempo más largo continuamente anclado fue de 166 horas, o sea 6,5 días. Siempre en la misma sección, la velocidad máxima medida en superficie fue de 3,5 nudos y el flujo de 90.000.000.000 toneladas/hora, o sea 25.000.000 m<sup>3</sup> por segundo, cercanos a las estimaciones actuales. En cada estación las medidas se efectuaron en cinco niveles, a una profundidad máxima de 130 brazas.

## **LA PRIMERA MITAD DEL SIGLO XX: LOS COMIENZOS DE LA OBSERVACIÓN SISTEMÁTICA**

Paralelamente a las mediciones de corriente, Pillsbury efectuaba evidentemente también medidas de temperatura. De este modo construyó el primer conjunto de datos verdaderamente oceanográ-

ficos permitiendo asociar la corriente medida a parámetros hidrológicos (en este caso la temperatura) característicos de la masa de agua. Esto permitió a George Wüst en 1924 validar la hipótesis geostrófica que permite deducir las corrientes, sin medirlas, del campo de densidad del agua de mar (ver más adelante). Este paso permitió a los oceanógrafos quitarse un gran peso de encima, ya que pudieron paradójicamente progresar en la descripción y comprensión de la circulación oceánica sin necesidad de medir directamente las corrientes. De hecho, el método de Pillsbury, extremadamente difícil de poner en práctica y relativamente impreciso, tuvo pocos continuadores. Era impracticable en pleno océano, a grandes profundidades. En realidad se puede decir que el conocimiento adquirido acerca de las corrientes marinas hasta mediados del siglo xx tiene mucho menos que ver con medidas directas que con el análisis de datos hidrológicos, temperatura y salinidad, que determinan la densidad del agua de mar a partir de la cual se puede obtener el campo de corriente. Harald U. Sverdrup –uno de los padres de la oceanografía dinámica y autor en 1942, junto con Martin W. Johnson y Richard H. Fleming, del primer tratado completo de oceanografía, *The Oceans, their Physics, Chemistry and General Biology*– decía que en esa época la cantidad de correntómetros era mayor que la cantidad de medidas útiles. Sin embargo, el método geostrófico, que describe un océano en equilibrio estacionario independientemente de las causas que lo ponen en movimiento, no permite describir las variaciones temporales de las corrientes ni la complejidad de los remolinos que se forman.

La prioridad era, por lo tanto, la observación sistemática por secciones de estaciones “hidrológicas” a través de la Corriente del Golfo. Éste fue uno de los primeros objetivos de la Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI), creada en 1930 en la costa este de los Estados Unidos (en Massachusetts), que destinó a tal fin el barco oceanográfico *Atlantis*. De 1931 a 1939, a razón de cuatro campañas por año (una por trimestre), realizó el primer estudio detallado de la Corriente del Golfo bajo la dirección de Columbus Iselin. El *Atlantis* necesitaba largas semanas para realizar sus campañas de medición y, al final de cada campaña, la Corriente del Golfo ya no era la misma que algunas semanas antes. De esta manera se describía una Corriente del Golfo real en lo concerniente a las estructuras observadas en cada sección, pero globalmente intemporal.

La primera campaña “sinóptica” de la Corriente del Golfo, en realidad de una pequeña porción de ella al este del cabo Hatteras, en una región en la que se desprende de la costa y se forman meandros y remolinos, fue realizada por la WHOI en 1950 con siete barcos trabajando simultáneamente.

En este caso es necesario tomar el término “sinóptico” en el sentido oceanográfico. Para poder hablar de campos sinópticos, es preciso que los intervalos de tiempo entre las medidas sean pequeños respecto de las escalas de tiempo de variación características del medio estudiado. En meteorología y teniendo en cuenta la velocidad de variación de la atmósfera, los campos sinópticos establecidos cada tres horas necesitan que las medidas en las estaciones meteorológicas sean tomadas simultáneamente. La inercia del océano es mucho más grande que la de la atmósfera y la vida de los meandros y remolinos que se querían identificar en la Corriente del Golfo tienen una duración suficientemente larga como para que un período del orden de una semana pueda considerarse sinóptico. En esa ocasión fue posible hacer una descripción hidrológica completa de un meandro de la Corriente del Golfo centrado en los 61°O y 39°N e identificar un remolino formado a partir de un meandro cerrándose. Una nueva campaña sinóptica tuvo lugar con cuatro barcos bajo la dirección F. C. Fuglister, de abril a junio de 1960. Se observó otro meandro, que tuvo la amabilidad de permanecer casi estacionario hasta el fin de la campaña, en junio.

## **LA SEGUNDA MITAD DEL SIGLO XX: LA REVOLUCIÓN TECNOLÓGICA Y ESPACIAL**

Para describir la Corriente del Golfo en 1960 se habían agotado los recursos que ofrecen los medios que hoy en día se consideran tradicionales, las campañas hidrológicas con barcos oceanográficos. Si bien se había podido identificar cualitativamente la complejidad de la Corriente del Golfo, con sus meandros y remolinos, aparecía un doble problema de escala, en el espacio y en el tiempo. En las ciencias de la Tierra se depende de una manera absoluta de los medios de observación. Son ellos los que imponen las escalas de tiempo y espacio de los fenómenos accesibles y que podemos analizar. La forma de la grilla espacial y temporal de medidas está dictada por la tecnología. Debemos adaptar nuestros conceptos a nuestros medios de investigación,

que se vuelven nuestra guía, nos orientan y canalizan. Incluso con varios barcos trabajando simultáneamente es imposible dar una descripción sinóptica global de la Corriente del Golfo desde el sur de Florida a los bancos de Terranova, además de que la grilla obtenida no permite describir correctamente la estructura de los remolinos. Las campañas de 1950 a 1960 abarcaban solamente una pequeña porción de la Corriente del Golfo. Por otra parte, y esta es la segunda dificultad, sólo dan una imagen fija, una especie de fotografía instantánea que no permite asomarse a la variabilidad del fenómeno. Dada la magnitud de los recursos necesarios, era completamente imposible repetir frecuentemente este tipo de operación. La variabilidad de la Corriente del Golfo quedaba fuera de alcance. La tercera dificultad radicaba en las medidas directas de la velocidad de la corriente, que son necesarias por dos razones. Por un lado, los campos de corriente deducidos de datos hidrológicos mediante el método geostrófico son corrientes relativas. Son calculados respecto de una superficie de referencia sin movimiento. A falta de medidas, ignorando las características de la circulación profunda y partiendo de la hipótesis de que la velocidad disminuía con la profundidad se aceptaba frecuentemente tomar como referencia la profundidad máxima de medida alcanzada por cada estación hidrológica. Además, el método geostrófico, que postula una corriente en equilibrio, da una imagen “lisa” de los campos de corriente y no permite representar la variabilidad temporal de la misma.

Estas dificultades, ejemplificadas en la Corriente del Golfo, pero que no eran particulares a ella, representaban un desafío para todos los oceanógrafos físicos. Para progresar era indispensable desarrollar nuevos instrumentos y métodos que permitieran tomar en cuenta la escala de los remolinos, que se suponía omnipresente en todo el océano, y efectuar medidas continuamente durante períodos suficientemente largos como para acceder a la variabilidad de las estructuras y corrientes oceánicas. De todos modos había pasado mucha agua bajo el puente y, paralelamente a las observaciones, se había avanzado en la comprensión de los mecanismos y de su integración en un cuadro teórico, es decir, la transposición de la Corriente del Golfo en una ecuación a partir de las leyes de la dinámica de fluidos. En 1958, Henry Stommel, uno de los oceanógrafos más prolíficos del siglo xx, publicó una obra dedicada a la Corriente del Golfo, *The Gulf*

*Stream: A Physical and Dynamical Description*, donde ponía al día los conocimientos adquiridos en aquel entonces sobre ella, tanto en materia de observación como de teoría. Más allá de la Corriente del Golfo, que era integrada en la problemática general de la dinámica oceánica, era toda la oceanografía física la que, gracias a ella y a sus particularidades, encontraba un cuadro conceptual global. De esta manera, esta corriente podía verse como un simple elemento de la circulación general oceánica, explicable como cualquier otra corriente por las ecuaciones de la dinámica de fluidos. Sin embargo, Stommel explicó porqué es razonable tratar a la Corriente del Golfo como a una entidad particular. Históricamente, lo hemos visto, la Corriente del Golfo ha sido fácilmente identificable. Considerada en un principio como un río de aguas cálidas, “ella” puede ser atravesada en menos de un día, el volumen de agua que “ella” transporta pudo ser calculado, “sus” fronteras, centro o velocidad máxima pudieron determinarse claramente. Era la corriente a la cual mejor se podían aplicar las determinaciones indirectas de velocidad como el método geostrófico.

La Corriente del Golfo es solamente uno de los componentes de la gran circulación anticiclónica del Atlántico norte, pero para convencerse de su personalidad alcanza con describir, con los mismos criterios definidos para la Corriente del Golfo, las otras corrientes que constituyen este gran rizo. Por ejemplo, al este, la Corriente de las Canarias, gobernada por los alisios, conocida por los navegantes desde antes que la Corriente del Golfo, es mucho más débil e indiferenciada. No es posible atravesarla en algunas horas, no tiene una diferencia térmica marcada y no pueden serle asignadas fronteras precisas ni un centro de velocidad. No debería sorprendernos, entonces, que los oceanógrafos físicos, desde el U.S. Coast and Geodetic Survey hasta mediados del siglo xx, se hayan servido de un tal “laboratorio”, y que hayan estado menos interesados por la dinámica aparentemente más difusa de las otras corrientes oceánicas. Todavía estaba pendiente legitimar esta originalidad observada en la Corriente del Golfo con una teoría que explicara las observaciones. Fue el trabajo hecho por Stommel, que dejó en claro porqué en las grandes circulaciones anticiclónicas, las corrientes son más intensas sobre el borde oeste de los océanos que sobre el borde este. Es, como veremos más adelante, consecuencia



directa de la rotación de la Tierra cuyos efectos dependen de la latitud, dando peso variable a las fuerzas (aquí la fuerza de Coriolis) tenidas en cuenta en las ecuaciones de la dinámica de fluidos. De modo que la Corriente de Kuroshío en el Pacífico norte y la Corriente de Brasil en el Atlántico sur acompañan a la Corriente del Golfo en la aristocracia de las llamadas “corrientes de borde oeste”. Otra clase de corrientes todavía desconocidas cuando Stommel escribió su obra rivalizará en originalidad y personalidad: las subcorrientes ecuatoriales, descubiertas en 1958 por Cromwell. Son corrientes de intensidad y flujo comparables a los de la Corriente del Golfo que, a lo largo del ecuador, atraviesan el Atlántico y el Pacífico de oeste a este a varias decenas de metros de profundidad. También en este caso son las variaciones de la fuerza de Coriolis, nula en el ecuador y creciente con la latitud, las que explican la particularidad que tienen estas corrientes de extenderse estrictamente a lo largo del ecuador.

#### **La cobertura espacial y los flotadores derivantes**

Una experiencia llevada a cabo por John C. Swallow y L. Valentine Worthington en 1957 mostró que bajo la Corriente del Golfo podía existir una corriente moviéndose en sentido inverso –lo cual ilustra la dificultad de definir un nivel de referencia en el que la corriente se anule, y a partir del cual se pueda calcular una corriente real por el método geostrófico. Fue una de las primeras sino la primera utilización de flotadores para medir las corrientes de profundidad. Elaborados por Swallow, estos flotadores estaban equipados con un lastre que les permitiera mantener una profundidad constante y contaban con un emisor de ultrasonido. En la superficie, un navío con micrófonos direccionales permitía seguir en tiempo real sus trayectorias y deducir la velocidad y dirección de la corriente. Se instalaron 9 flotadores entre 1.500 y 3.000 metros de profundidad y se siguieron durante períodos de 1 a 4 días. Todos los flotadores sumergidos a más de 2.000 metros tomaron una dirección sur-suroeste, opuesta a la de la Corriente del Golfo, con velocidades de hasta 20 cm/s. Se trataba de la “Deep Western Boundary Current” de la circulación termohalina.

Esta experiencia concluyente fue el prelude de la utilización hoy en día masiva de flotadores derivantes que, gracias a los

progresos de la acústica submarina y al desarrollo de sistemas de posicionamiento y de transmisión de datos por satélite, hicieron rápidamente innecesario el seguimiento (*tracking*) de un navío en la superficie. Los primeros fueron, por ejemplo, los flotadores “Rafos” de Tom Rossby, que recibían una señal sonora de varios emisores acústicos anclados. El análisis de los diferentes tiempos de recepción de la señal sonora permitía triangular la posición de cada flotador. A un momento predeterminado, al cabo de semanas o meses, el flotador desprendía un lastre y volvía a la superficie desde donde enviaba al usuario vía satélite los datos recogidos, permitiendo reconstruir su trayectoria.

A continuación, los emisores acústicos anclados, que requieren grandes operaciones, se volvieron innecesarios gracias a flotadores autónomos, que son programados para asomarse a la superficie a una frecuencia determinada, transmitir sus datos y su posición por satélite y sumergirse nuevamente a su nivel característico. Al estar equipados con sensores de salinidad y temperatura, en cada viaje desde y hacia la superficie hacen las veces de una estación hidrológica. Estos flotadores pueden funcionar durante meses y años permitiendo observar prácticamente la totalidad del océano.

De la misma manera, las botellas echadas al mar del príncipe Alberto de Mónaco se reemplazaron por flotadores de superficie localizados permanentemente por sistemas de posicionamiento a bordo de satélites, como Argos. En general lo que marca el final de sus viajes, que pueden durar varios años, es un naufragio contra las costas o el hecho de ser recogidos intempestivamente por algún barco que los encuentra en su camino. Una boya botada al agua en la Antártida, cerca de la isla Heard el 17 de marzo de 1997, naufragó en septiembre de 2002 en la isla Rodríguez en el océano Índico, luego de 5 años y una vuelta completa a la Antártida sin cesar de funcionar.

### **La continuidad temporal: boyas ancladas y medidores de corriente**

Utilizar flotadores para medir la velocidad de la corriente dejándose llevar por ella es una técnica llamada “lagrangiana”. Con suficientes flotadores se puede reconstruir el campo de corriente correspondiente a la profundidad en que se mueven. Cuando vuelven a la superficie miden los perfiles de temperatura y sali-

nidad, que permiten reconstruir un campo geostrófico absoluto, pues el campo de velocidades a la profundidad de referencia, o sea a la que se mueven los flotadores, es conocido. Este campo debe completarse con el punto de vista “euleriano”, o sea, la medida efectiva y directa, en un punto, de las corrientes reales durante períodos suficientemente largos para conocer la variabilidad, tal como había hecho Pillsbury a partir de un barco anclado. Trabajar desde una superficie en movimiento continuo hace que los resultados obtenidos su tornen aleatorios. Es fácil sondear la atmósfera. En tierra, sobre continentes o islas existen plataformas estables a partir de las cuales se pueden hacer mediciones tranquilamente. En el océano, sin embargo, la “tierra firme” se encuentra a una media de 4.000 m de profundidad, dificultad durante largo tiempo irresoluble, que explica que las estaciones fijas de observación ancladas al fondo hayan aparecido tardíamente, durante los años 1970. Y la logística no era simple. Un barco debía instalar los anclajes, los cuales debían relevarse regularmente para recoger los datos registrados en los instrumentos.

Los desarrollos tecnológicos y la posibilidad de transmitir los datos vía satélite, a partir de la boya de superficie de los anclajes y a medida que se van adquiriendo, sin necesidad de ir a buscarlos, aligeraron la logística y dieron la posibilidad de registrar medidas durante períodos largos. Durante el programa internacional WOCE (1990-2000) se hicieron relevamientos en puntos clave de la Corriente del Golfo. Los correntómetros que se utilizaban estaban concebidos con el mismo principio de los anemómetros: un rotor que gira en la corriente mide la rapidez y una deriva asociada a una brújula da la dirección de la corriente. Pero las medidas eran discontinuas pues los correntómetros estaban distribuidos a lo largo de la línea de anclaje. Recientemente se han desarrollado instrumentos capaces de efectuar medidas continuas de la velocidad de la corriente sobre un perfil vertical, en función de la profundidad. Un emisor acústico sumergido emite hacia arriba una señal sonora que será reflejada por las partículas que flotan en el agua, y que se desplazan a la velocidad de la corriente. Las variaciones de velocidad en las diferentes capas de agua se traducen en un efecto Doppler variable, del cual se puede deducir la velocidad de la corriente para cada una de las capas.

### La integración de las escalas de espacio y tiempo y las mediciones desde el espacio

Gracias a los sistemas de localización y de transmisión de datos, se han podido multiplicar las estaciones automáticas de medidas *in situ* a lo largo del océano. Pero la revolución espacial de la oceanografía no se detiene ahí. Los sensores a bordo de satélites, más espectaculares aún, suman la continuidad espacial y la variabilidad temporal. Combinando las medidas hechas *in situ* y desde el espacio, la puerta se abre a la observación sinóptica y continua de la totalidad del océano.

Gracias a estas nuevas tecnologías, la exploración de la Corriente del Golfo y de la totalidad del océano continúa y veremos numerosas ilustraciones durante nuestra exploración de esta corriente en las páginas que siguen. Pero ya es hora de decir qué es la Corriente del Golfo.

## 2 ¿Qué es la Corriente del Golfo?

### Los motores de la circulación oceánica

*El Sol y la Luna originan los movimientos del océano. La gravedad genera las mareas y la energía luminosa del Sol pone en movimiento a la atmósfera, la cual, a su vez, transmite este movimiento al océano mediante el viento. La rotación de la Tierra hace que los movimientos de la atmósfera y del océano se estructuren en vórtices a diversas escalas de tiempo y espacio.*

### Los gyres oceánicos

*El viento, que en el hemisferio norte gira en el sentido de las agujas del reloj en torno a los anticiclones subtropicales, como el de las Azores, arrastra las corrientes oceánicas en grandes remolinos anticiclónicos a la escala de la cuenca oceánica. A estos remolinos se los denomina “gyres” para diferenciarlos de los vórtices de mesoescala omnipresentes en el océano y cuyas dimensiones son del orden de un centenar de kilómetros. Existen también gyres ciclónicos en torno a los sistemas de baja presión como la depresión de Islandia y la de las Aleutianas.*

### Las corrientes de borde oeste

*La Corriente del Golfo es la corriente que circula sobre el borde oeste del gyre anticiclónico asociado al anticiclón subtropical de las Azores.*

*Por lo tanto, su origen es el viento. No es la única de su especie, pues existen corrientes análogas en el hemisferio sur y en los otros océanos. Todas estas corrientes llamadas “de borde oeste” tienen la particularidad de ser especialmente intensas comparadas con las otras corrientes constituyentes de los gyres. Esto se debe a la rotación de la Tierra y a la fuerza de Coriolis que ella induce.*

### **Anatomía de la Corriente del Golfo**

*Desde un punto de vista dinámico, se puede situar el inicio de la Corriente del Golfo stricto sensu en el estrecho de Florida y su final en el Atlántico norte, en donde se orienta hacia el oeste al pasar los bancos de Terranova. Las “extensiones” hacia el este y el noreste, que son las corrientes Noratlántica y de Noruega, no presentan la misma dinámica inducida por el anticiclón de las Azores. Es una equivocación frecuente considerar que la Corriente del Golfo va desde el golfo de México a Noruega.*

## LOS MOTORES DE LA CIRCULACIÓN OCEÁNICA

A la pregunta “¿por qué se mueve el océano?” se puede responder simplemente: por la energía que recibe del Sol, por las mareas y por la rotación de la Tierra.

### El Sol es el origen de las corrientes marinas

No existe movimiento sin energía, de la que se pueden identificar tres fuentes independientes entre sí que intervienen en el movimiento del océano. En primer lugar está la energía interna de la Tierra, que proviene de la radioactividad y que calienta el núcleo haciendo que los continentes deriven como balsas sobre un manto animado por movimientos convectivos. Es el origen de la tectónica de placas –que da forma a continentes y cuencas oceánicas a escalas geológicas–, de los volcanes, de los terremotos y de los tsunamis. Mas allá de estas manifestaciones a veces violentas, esta energía no tiene mucho impacto sobre las corrientes marinas y sus variaciones a escalas seculares.

En segundo lugar, mas apacible, comprendida y previsible, está la atracción gravitacional de nuestras dos fuentes de luz, la Luna y el Sol, que genera las mareas. Durante largo tiempo se pensó que la influencia de las mareas sobre la circulación general del océano, tanto en las corrientes de superficie como en las profundas, era despreciable. Pero no es así en absoluto. Hoy en día, la circulación global del océano es mejor comprendida en sus tres dimensiones y es posible hacer un balance energético. La circulación llamada “termohalina”, la conocida cinta transportadora oceánica (*conveyor belt*) de la cual participa la Corriente del Golfo, no podría mantenerse si no hubiera una fuente de energía suplementaria aportada por la transferencia de una parte de la energía de las mareas a las corrientes marinas por disipación.

En tercer lugar está la energía irradiada por el Sol, que es el principal motor de las corrientes atmosféricas y oceánicas. La transferencia de la energía radiante del Sol a la atmósfera y al océano en forma de energía mecánica y cinética no se hace directamente. Es necesario un intermediario, y ese es el papel que representan mutuamente el océano para la atmósfera y la atmósfera para el océano.

## El océano, reservorio de energía solar y proveedor de la atmósfera

La energía que aporta el Sol se reparte de manera muy desigual sobre la superficie de la Tierra. En las regiones polares es mínima y en el ecuador es máxima. Además, a causa de la inclinación del eje de rotación de la Tierra respecto de su plano de rotación alrededor del Sol, la energía recibida en un punto cualquiera de la superficie varía según las estaciones. La Tierra recibe del Sol una energía de aproximadamente  $340 \text{ W/m}^2$  en promedio. La tercera parte es directamente reflejada por la atmósfera, reenviada al espacio, y por lo tanto queda perdida para el sistema climático. La atmósfera es bastante transparente a la radiación solar, y sólo absorbe el 20%. El 50% restante alcanza la superficie de la Tierra donde el 32% es absorbido por el océano y el 18% por los continentes. El océano es, por lo tanto, el principal “depósito” de energía solar. Una parte es restituida a la atmósfera, que es entonces alimentada en un 30% directamente por el Sol, 25% por los continentes y 45% por el océano. La atmósfera, contrariamente a lo que podría pensarse intuitivamente, se calienta esencialmente por la base y no directamente por el Sol, y el océano provee cerca del 50% de su energía. Esta transferencia del océano hacia la atmósfera se hace principalmente en las regiones intertropicales, principales beneficiarias de la radiación solar, en las cuales la temperatura del océano es mayor, y en particular, en la zona de convergencia intertropical, donde se encuentran los alisios del hemisferio norte y los del hemisferio sur. La convección aquí es intensa. Se trata del famoso *pot au noir* donde, por evaporación, el océano transmite energía a la atmósfera, que ésta incorpora cuando el vapor de agua se condensa (liberando calor latente) en las capas altas, dando lugar a los cúmulus-nimbus temidos por los marinos y por los pioneros de la navegación aérea. Los océanos ecuatoriales son la caldera que pone en movimiento a la atmósfera y crea el viento, que es la consecuencia.

El océano transmite energía a la atmósfera de tres maneras distintas. En primer lugar por conducción. El fluido más caliente transmite al más frío una cantidad de calor proporcional a su diferencia de temperatura. Es la componente menor, en promedio  $10 \text{ W/m}^2$ . Cuando las aguas cálidas de la Corriente del Golfo se topan con las masas de aire polar de Canadá, se torna importante, del orden de  $50 \text{ W/m}^2$ . En segundo lugar por radiación.



El océano que absorbe la radiación solar (principalmente en el espectro visible), emite a su vez en el infrarrojo (correspondiente a su temperatura) una radiación de una intensidad promedio de  $60\text{W/m}^2$  que es absorbida por la atmósfera. Finalmente, la más importante ( $70\text{W/m}^2$  en promedio) es la evaporación, que alcanza sus valores más altos en las regiones tropicales (la caldera del sistema climático) y en la Corriente del Golfo, donde la transferencia alcanza los  $200\text{W/m}^2$ ).

### **El viento, motor de las corrientes de superficie del océano**

El viento, creado por las aportaciones energéticas del océano a la atmósfera, le transmite a su vez, por fricción con la superficie, energía mecánica y genera corrientes de superficie. El viento es el principal motor de las corrientes marinas de superficie. De este modo, las circulaciones atmosférica y oceánica están indisolublemente ligadas: se habla de acoplamiento (*coupling*) entre el océano y la atmósfera. El sistema climático es una máquina térmica que transforma y distribuye la energía que la Tierra recibe del Sol. La atmósfera y el océano son sus dos fluidos, que permiten el transporte y la distribución de la energía térmica de la fuente cálida ecuatorial a la fuente fría polar. Permanentemente en contacto la una con el otro, no detienen su mutuo intercambio de energía y son indisociables. La pareja que forman gobierna los climas del planeta. La dificultad de traducir físicamente su interacción proviene del hecho de que ambos tienen propiedades y velocidades de evolución muy diferentes.

### **El balance de agua dulce y las variaciones de salinidad y**

#### **densidad como motores de la circulación oceánica profunda**

Los boletines meteorológicos televisivos han familiarizado al público con la relación existente entre la presión atmosférica y la fuerza del viento. Cuanto más baja es la presión atmosférica en el centro de una depresión más fuertes son los vientos. También se sabe que las diferencias de presión atmosférica en el suelo corresponden a variaciones en el peso de la columna vertical de aire sobre el punto de medida. Sucede lo mismo en el océano, que no es homogéneo. A un nivel de referencia dado, la presión "oceánica" varía. Es igual al peso de la columna de agua por encima del punto de medida y por ende depende de la densidad de las capas de agua que constituyen la columna. La densidad de agua de

mar depende de su temperatura y de su contenido en sales (salinidad). En la superficie, las masas de agua oceánica adquieren sus propiedades mediante intercambios entre el océano y la atmósfera. Ya hemos visto que el principal modo de intercambio entre el océano y la atmósfera es la evaporación, principalmente en las regiones tropicales y en las corrientes cálidas como la del Golfo. La evaporación representa una pérdida de agua para el océano y corresponde a un aumento de la salinidad y en consecuencia de la densidad. La transferencia de energía a la atmósfera se da en el momento de la condensación del vapor de agua. Las precipitaciones ocasionadas se traducen en una aportación de agua dulce al océano, una disminución de la salinidad y por lo tanto de la densidad. Las zonas de evaporación no coinciden necesariamente con las de precipitación y puede decirse que, vía el ciclo del agua dulce, en la atmósfera se producen “intercambios de densidad” entre diferentes regiones del océano. Las aguas de superficie más densas tienden a sumergirse y a mantenerse a una profundidad en la que estén en equilibrio hidrostático con el ambiente. Las más livianas arriba, las más pesadas abajo. Este es el motor de la circulación termohalina, combinación de los adjetivos griegos *thermos* (caliente) y *alinos* (salado). Este término traduce el mecanismo que origina la circulación en las capas profundas del océano: las diferencias de densidad provocadas en la superficie por los intercambios entre el océano y la atmósfera.

### **La máquina térmica climática: asimetrías entre el océano y la atmósfera**

El sistema climático funciona como una máquina térmica, pero es debido a la atmósfera y no al océano, aunque los dos contribuyan al transporte de calor de las zonas ecuatoriales a los polos. La máquina térmica es la atmósfera y no el océano. Funciona entre una fuente caliente, los océanos ecuatoriales, que la alimentan por la base y las regiones polares. Es este diferencial térmico que la pone en movimiento. Es distinto para el océano, cuya configuración es estable pues recibe energía térmica por la superficie. De la misma manera que una instalación de calefacción central, con la caldera instalada en el último piso y no en el sótano, no existe convección espontánea. Es necesaria la acción del viento para crear las condiciones de una inestabilidad que genere la convección profunda. No es entonces, contrariamente a la hipótesis de

Arago, la diferencia de energía térmica que recibe el océano la que lo pone en movimiento, sino la acción mecánica del viento, él sí alimentado por energía térmica. Este movimiento es mantenido por la disipación de la energía de las mareas, sin la cual la circulación profunda acabaría por detenerse. En términos de balance de energía es interesante notar que la circulación oceánica se mantiene con una cantidad de energía (viento y mareas) muy pequeña: solamente la milésima parte de la energía térmica recibida por el océano. La circulación termohalina y la famosa “cinta transportadora oceánica”, de la que hablaremos más adelante, no son el motor de la circulación oceánica, sino una mera consecuencia de esta circulación “forzada por la atmósfera”.

### Las fuerzas de presión

Los intercambios y forzados termodinámicos y mecánicos antes mencionados inducen tanto en el océano como en la atmósfera diferencias de presión. La presión en un punto dado representa el peso de la columna de fluido que se halla por encima. En el océano (presión hidrostática), depende de la altura de la columna de agua y de la densidad de las capas que la componen. Las corrientes empujadas por el viento crean “pilas” de agua en ciertas regiones (alta presión) y necesariamente “huecos” en la superficie en otras regiones (baja presión). El nivel del mar es varias decenas de centímetros más alto en el oeste de los océanos Pacífico y Atlántico, a la altura del ecuador, a causa de la acumulación de agua llevada por las corrientes ecuatoriales producidas por los alisios. El balance evaporación/precipitación de las diferentes capas de agua determinan su densidad, y *in fine* el peso de la columna de agua. Del mismo modo que en la atmósfera, la diferencia de presión hidrostática entre dos puntos del océano crean fuerzas proporcionales a la diferencia de presión. Toda corriente oceánica está asociada a una variación efectiva del nivel del mar.

### La rotación de la Tierra y la fuerza de Coriolis

Lógicamente, según el principio de los vasos comunicantes (un fluido se equilibra de modo que a un mismo nivel las presiones son iguales), los vientos y las corrientes bajo la acción de la fuerza de presión deberían fluir desde las altas hacia las bajas presiones, con velocidades proporcionales a las diferencias de presión. En la práctica, esto no sucede. Los mapas presentados en los boletines

meteorológicos muestran, por ejemplo, que en el hemisferio norte el viento gira en el sentido de las agujas del reloj en torno a un sistema de alta presión (anticiclón) y en el sentido inverso en torno a las bajas presiones (depresión). Sin embargo, la geometría dice que para ir de un punto al otro el camino más corto es la línea recta. La sabiduría popular sabe que no es necesariamente el más rápido, pero el océano y la atmósfera han inventado que el mejor medio para llegar a destino es el movimiento circular. La causa es una aceleración complementaria llamada fuerza de Coriolis. Se aplica sobre todo cuerpo en movimiento en un sistema en rotación, sea un niño caminando en un carrusel o una corriente marina sobre la Tierra.

La Tierra gira sobre sí misma y es esférica. Respecto de un sistema de referencia absoluto, cuyo origen está en el centro de la Tierra y los ejes orientados hacia las estrellas fijas, cada punto de la superficie de la Tierra está animado de un movimiento de rotación cuya velocidad varía con la latitud. En todas partes se tardan 24 horas para dar una vuelta completa, pero la distancia recorrida y en consecuencia la velocidad son máximas en el ecuador y decrecen a medida que la latitud aumenta. Respecto a un sistema de referencia absoluto, la velocidad de un móvil es la composición vectorial de su velocidad respecto de la superficie de la Tierra (la de un tren respecto de las vías, por ejemplo) y la velocidad de rotación de la Tierra donde se encuentra. Incluso si su velocidad respecto de la superficie de la Tierra es constante, como se desplaza sobre una esfera, su velocidad de rotación varía mientras se mueve. Quien dice variación de la velocidad dice aceleración y por ende fuerza. Todo sucede, en el sistema de referencia absoluto, como si todo cuerpo en movimiento sobre la Tierra estuviera sometido a una fuerza complementaria. Es la fuerza de Coriolis, que no es una fuerza ordinaria en el sentido de que no genera ningún movimiento, pero se manifiesta no bien el movimiento existe y su intensidad es proporcional a la velocidad del móvil. La fuerza de Coriolis está dirigida hacia la derecha del movimiento y es perpendicular a él en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur. Es nula en el ecuador y aumenta con la latitud. Para ilustrarla supongamos que se dispara un misil desde el ecuador hacia el polo norte. Partirá con una velocidad de rotación que es la misma que la de la Tierra en el ecuador. Acercándose al polo norte, la velocidad de rotación de

la superficie de la Tierra disminuye, de modo que el movimiento del misil hacia el este es más rápido que el de la superficie que sobrevuela. Dicho de otra manera, respecto de la superficie de la Tierra, la trayectoria del misil es desviada hacia el este como si una fuerza lo empujara hacia la derecha de su movimiento. Es evidentemente a la inversa en el hemisferio sur. Esta es la fuerza que, aplicada a la atmósfera y al océano, hace que sus movimientos no sean lineales sino que se organicen siempre en remolinos de escalas variadas: anticiclones (zonas de alta presión) o ciclones (depresiones).

### El equilibrio geostrófico

Los movimientos de la atmósfera y del océano pueden describirse con una buena aproximación con la hipótesis de que entre todo punto las fuerzas de presión y de Coriolis se equilibran. En un campo de presión asociado, por ejemplo, a una alta presión (sobreelevación de la superficie del océano) (figura 3), la fuerza de presión estará dirigida del centro de alta presión hacia la periferia y perpendicular a las isobaras en la atmósfera o a las líneas de igual nivel en el océano. La fuerza de Coriolis, en la hipótesis de equilibrio, será de igual magnitud y de sentido opuesto. Como la fuerza de Coriolis es perpendicular al sentido del movimiento y hacia la derecha en el hemisferio norte, el viento o la corriente será necesariamente tangente a las isobaras y orientada en el sentido de las agujas del reloj y en el sentido inverso al de las agujas del reloj en torno a una depresión. Partiendo de esta hipótesis, si miramos el problema al revés, vemos que a partir de una simple carta de presión atmosférica o de nivel del mar se puede reconstruir el campo de viento o de corriente asociado. Es evidentemente una aproximación que no toma en cuenta las fuerzas de frotamiento ni de turbulencia, que supone también que los movimientos verticales son despreciables y, finalmente, que el sistema está cerca del equilibrio. Todo esto no impide que siga siendo un potente método para analizar el estado medio de la atmósfera y del océano en un instante determinado.

Fue el método creado por Wilhelm Bjerknes en 1898 para la atmósfera que Björn Helland-Hansen y J. Sandström adaptaron al océano en 1909. Gracias al enfoque geostrófico se pueden deducir las corrientes promedio a las cuales corresponden las diferencias de presión hidrostática. Medir la presión

en un nivel dado del océano no es tarea simple. De hecho no se mide, se calcula a partir de mediciones de temperatura y salinidad (de las cuales puede deducirse la densidad del agua) realizadas con ayuda de sondas a lo largo de la columna de agua. De esta manera se puede calcular en un punto el peso de la columna de agua por encima del nivel elegido, es decir la presión hidrostática. El método es simple pero pesado, ya que es preciso hacer las medidas en el mar, para lo cual es necesario utilizar navíos que son lentos y de autonomía limitada. Es imposible disponer de campos de presión oceánica sinópticos, como los utilizados por los meteorólogos varias veces por día para la previsión del tiempo, incluso aunque, teniendo en cuenta que la atmósfera varía mucho más rápido que el océano, las escalas temporales de “sinopticidad” sean muy diferentes. Se precisan algunas horas para la atmósfera, y unos diez días para el océano. Los satélites equipados con radares altimétricos permiten hoy en día construir estos campos de “presión oceánica”. En efecto, las variaciones de presión hidrostática se traducen en diferencias efectivas del nivel del mar que estos satélites miden con un error menor a un centímetro. Midiendo diferencias en el nivel del mar de la casi totalidad de los océanos, estos satélites nos dan acceso a las variaciones de los campos de presión oceánica y, por lo tanto, en el marco de la hipótesis geostrófica, a las corrientes.

### **La acción del viento sobre el mar: la espiral de Ekman**

Hemos dicho que el viento es el principal motor de las corrientes marinas de superficie y, sin embargo, damos cuenta de la circulación oceánica general tal como aparece en la (figura 4) haciendo la hipótesis de equilibrio geostrófico entre la fuerza de presión y la fuerza de Coriolis, es decir, despreciando justamente la fuerza de arrastre del viento. La paradoja es sólo aparente y no hay error. Recordemos que la hipótesis geostrófica da cuenta de las corrientes promedio en el equilibrio y que el viento a su vez genera diferencias de presión hidrostática y, por lo tanto, fuerzas de presión, y con ellas corrientes con una cierta permanencia si la estructura geográfica del campo de viento varía poco, como en los grandes anticiclones de las regiones subtropicales. El equilibrio geostrófico da cuenta de un estado de hecho sin preocuparse por las causas que le dieron origen.

Fridtjof Nansen (el primero en atravesar la calota glaciaria de Groenlandia de este a oeste en 1888 y además, dicho sea de paso, premio Nobel de la Paz en 1922 por su acción a favor de los refugiados en la Sociedad de las Naciones) fue el primero en formular el interrogante sobre la acción del viento sobre el océano. Para estudiar la deriva de los glaciares en el Ártico y, porqué no, llegar al polo norte, hizo construir un navío, el *Fram*, especialmente concebido para dejarse atrapar por la banquisa y derivar con ella. Durante esta memorable expedición, que fue un éxito aunque no alcanzara el polo, Nansen observó que la deriva de los hielos, y por lo tanto la corriente, no seguía la dirección del viento como el sentido común haría suponer, sino que formaba un ángulo de aproximadamente  $45^\circ$  con ella. Nansen planteó el problema al físico y meteorólogo Bjerknes, que confió su estudio a un joven estudiante, Walfrid Ekman, quien publicó la solución en 1902 considerando el equilibrio de la fuerza de arrastre del viento en la superficie y la fuerza de Coriolis en ausencia de fuerzas de presión. Ekman mostró que, conformemente a las observaciones de Nansen, a causa de la fuerza de Coriolis la superficie del agua era arrastrada hacia la derecha formando un ángulo de  $45^\circ$  con la dirección del viento. La capa superficial arrastra a la capa subyacente, que es a su vez desviada hacia la derecha y así sucesivamente (figura 5). A medida que la profundidad aumenta, la corriente es cada vez más débil y desviada hacia la derecha. Se tiene así una espiral, y globalmente se llega al resultado de que sobre la columna de agua involucrada, de un centenar de metros, llamada capa de Ekman, el agua es arrastrada perpendicularmente a la dirección del viento hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur.

## LOS GYRES OCEÁNICOS

### La célula de Hadley y la formación de anticiclones subtropicales

En una Tierra que no girara sobre ella misma, es concebible que entre el ecuador y los polos se establecerían células de circulación atmosférica que funcionarían de la siguiente manera: el aire calentado por la caldera oceánica ecuatorial se elevaría

creando un cinturón ecuatorial de baja presión atmosférica. En altura, la circulación sería hacia los polos, donde el aire frío y denso descendería (subsistencia) hacia el suelo generando una zona de alta presión atmosférica. A nivel del suelo, desde las altas presiones polares el aire regresaría hacia las bajas regiones ecuatoriales. La rotación de la Tierra y la fuerza de Coriolis modifican, sin embargo, este esquema simple. Para describirlo comencemos por uno de los motores, la caldera oceánica ecuatorial. A lo largo de la zona de convergencia intertropical (ZCIT) el encuentro de los alisios del norte y del sur cargados de humedad oceánica se traduce en movimientos ascendentes importantes de masas de aire alimentados de energía por el océano. Los alisios transforman su energía cinética horizontal en energía cinética vertical, aunque, a nivel del mar, bajo estas regiones de ascendencia los vientos son débiles (una preocupación para los marinos que debían atravesar el ecuador) y la presión atmosférica es baja. En altura, este flujo diverge hacia el norte y hacia el sur. Ya seco, el aire desciende (subsistencia) en las regiones subtropicales hacia 30° de latitud donde se forman zonas de alta presión: los anticiclones de las Azores y de Santa Helena en el Atlántico, por ejemplo. Se llama célula de Hadley a este bucle de circulación meridiana que se establece entre el ecuador meteorológico, zona de baja presión, y el corazón de los anticiclones, tanto al norte como al sur (figura 6).

### **La circulación anticiclónica atmosférica**

En torno a estos polos anticiclónicos de alta presión que inducen las células de Hadley, la circulación atmosférica en superficie, en conformidad con el esquema geostrófico, toma la forma de un gran bucle en el sentido de las agujas del reloj, con vientos del oeste al norte en las regiones templadas y alisios del este al sur en las regiones tropicales. El mismo esquema simétrico con respecto al ecuador se repite, idéntico, en el océano Pacífico. Puesto que el océano Índico es un semi-océano, cerrado a 20°N, es la masa continental asiática la que controla la circulación atmosférica en el hemisferio norte e impone el régimen alternativo del monzón. No hay aquí, como sobre el océano, un sistema anticiclónico permanente. En el hemisferio sur, la situación es “normal”, con un anticiclón análogo a los del Atlántico o del Pacífico.



### Los gyres oceánicos subtropicales

Estos grandes bucles anticiclónicos de circulación atmosférica arrastran a los océanos en su ronda. La acción del viento se hace sentir en los primeros 100 metros de espesor siguiendo el esquema de Ekman. A lo largo del bucle anticiclónico el viento arrastra el agua a  $90^\circ$  hacia la derecha del viento en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur (figura 7), es decir, en todos los casos hacia el centro del anticiclón. El agua converge y se acumula en el centro del anticiclón provocando una elevación de aproximadamente 1 metro de la superficie y, con ella, un aumento significativo de la presión hidrostática y una fuerte depresión orientada del centro hacia la periferia. En el equilibrio geostrófico se le opone la fuerza de Coriolis y la corriente geostrófica correspondiente fluye perpendicularmente a estas dos fuerzas tangencialmente a las “isohidrobaras” (líneas de igual presión hidrostática, es decir, en primera aproximación, las líneas de nivel alrededor del centro anticiclónico) en el sentido de las agujas del reloj, en la figura 7 correspondiente al hemisferio norte. En el centro del gyre el agua no puede acumularse sin cesar, y por lo tanto se hunde (convergencia), empujando hacia abajo la termoclina, esa capa de fuerte variación vertical de la temperatura que separa la capa de superficie homogénea y cálida de las capas profundas y frías. La teoría de Ekman de arrastre de la capa de superficie del océano está construida sobre el equilibrio entre la fuerza de fricción del viento y la fuerza de Coriolis, despreciando las fuerzas de presión. Es decir, que los movimientos de superficie producidos de esta manera no están en equilibrio geostrófico, el cual estipula el equilibrio entre la fuerza de Coriolis y la fuerza de presión, despreciando el viento. Puede parecer paradójico que partiendo del viento de la teoría de Ekman se llegue finalmente a una circulación anticiclónica geostrófica. Esto se debe a que para explicar esta circulación fue preciso partir de un océano en reposo en el instante inicial. La acción del viento sólo concierne a una capa delgada, mientras que la fuerza de presión inducida involucra a toda la columna de agua hasta varios centenares de metros de profundidad. Al final, la fuerza de arrastre del viento se vuelve menor frente a las fuerzas de presión y de Coriolis. En este punto puede haber equilibrio geostrófico, independientemente del mecanismo original de creación de la corriente. Por otro lado, las corrientes calculadas recurriendo a la hipótesis geostrófica

a partir de mediciones de temperatura y salinidad del mar –de las que se deduce la presión hidrostática– representan bien las corrientes promedio observadas. Esto es una prueba de que los gyres anticiclónicos están cerca del equilibrio.

Partiendo del Sol y de la rotación de la Tierra, y siguiendo las transformaciones de la energía recibida y los intercambios entre el océano y la atmósfera, llegamos a este sistema acoplado en el que la circulación anticiclónica subtropical de la atmósfera genera su doble en el océano. Es una primera etapa hacia la Corriente del Golfo como un elemento del “gyre” subtropical del Atlántico norte. La etapa siguiente nos va a conducir a la singularidad de las corrientes que bordean el oeste de las circulaciones anticiclónicas.

### Los gyres subpolares ciclónicos

La transferencia de energía de las regiones tropicales hacia las regiones polares no se limita a las células anticiclónicas subtropicales. Simétricamente existen al norte de los océanos Pacífico y Atlántico células de circulación ciclónicas subpolares, atmosféricas y oceánicas, asociadas a los centros de baja presión de las Aleutianas y de Islandia, respectivamente. Las corrientes frías fluyen hacia el sur al oeste de estos océanos. La Corriente de Oyashío en el Pacífico y Labrador en el Atlántico son los bordes oeste de estas circulaciones ciclónicas (figura 4). Las células subpolares y anticiclónicas atmosféricas y oceánicas son tangentes las unas a las otras y en la atmósfera tienen en común a los vientos del oeste de las latitudes templadas. En el océano, las líneas de contacto son la Corriente Noratlántica y su equivalente en el Pacífico que prolongan la Corriente del Golfo y la de Kuroshío respectivamente. Estos tipos de circulación no son independientes, sino que interactúan mutuamente. Por ejemplo, un refuerzo de los vientos del oeste corresponde necesariamente a una intensificación simultánea del anticiclón subtropical y de la zona subpolar de bajas presiones. Más allá de estos gyres subpolares, en el corazón del Ártico, en torno al polo, existe una zona de alta presión atmosférica.

### LAS CORRIENTES DE BORDE OESTE

La carta de la figura 8 representa lo que llamamos “la topografía dinámica” de los océanos. Corresponde al nivel del mar respecto de la altura que tendría la superficie del océano si estuviera en

reposo, sin corrientes. Las elevaciones aparecen en blanco y las depresiones en azul oscuro. La elevación máxima sobrepasa en 1,10 m el nivel medio y el nivel más bajo es inferior al promedio en 1,10 m. La carta fue confeccionada con los datos obtenidos gracias al satélite altimétrico Topex-Poseidon, lanzado en 1992, e ilustra el poder de esta herramienta. Una representación sinóptica de la totalidad del campo hidrostático del océano era totalmente imposible de obtener antes de tener acceso a los satélites. Se trata del equivalente para el océano a las cartas de presión atmosférica utilizadas para la previsión meteorológica.

La carta pone en evidencia los relieves asociados a las circulaciones anticiclónicas oceánicas en los tres océanos. Se observa que las “cumbres” del océano no están localizadas en el centro de las cuencas, sino que están claramente desplazadas hacia el oeste y no coinciden con los centros de circulación atmosférica, los cuales no registran esa asimetría. Esta particularidad se debe a que los continentes ofician de barreras a las corrientes oceánicas, mientras que ni los continentes ni las cadenas montañosas constituyen barreras infranqueables para los movimientos de la atmósfera. Se debe también a la rotación de la Tierra que, vía las variaciones en la fuerza de Coriolis, provocan una asimetría en la dinámica de las corrientes oceánicas entre los bordes este y los bordes oeste. Las “isohidrobaras” se hallan mas próximas entre sí al oeste, lo que corresponde a un aumento de la pendiente y de la velocidad de la corriente asociada. En todos los océanos se registra un aumento de la corriente en el borde oeste de los anticiclones subtropicales y esta singularidad ha hecho que estas “corrientes de borde oeste” sean reconocidas y bautizadas. Se trata, en el hemisferio norte, de la Corriente del Golfo en el Atlántico y la de Kuroshío en el Pacífico, en el hemisferio sur de la Corriente de Brasil en el Atlántico y la de las Agujas en el Índico y, finalmente, en el Pacífico, la Corriente Este Australiana. Hay un ausente en esta lista, el Índico norte, que está sometido al régimen particular de los monzones y por lo tanto su dinámica no está asociada a una circulación anticiclónica establecida.

### **Conservación de los vórtices**

Los océanos obedecen evidentemente a las leyes de la conservación de la física, o sea, la conservación de la masa, la conservación de la energía y también la conservación de la “cantidad de

movimiento”, menos intuitiva, ya que hace intervenir la masa, la velocidad y la dirección del movimiento. Imaginemos dos automóviles que se dirigen simultáneamente a un cruce. Antes del choque cada vehículo puede representarse con un vector cuya longitud es el producto de su masa por su velocidad. Los dos vectores forman un ángulo de  $90^\circ$  entre sí. Luego del choque, cada vehículo tendrá la misma masa, pero la velocidad y la dirección habrán sido modificadas, y se representarán por un nuevo vector. Sin embargo, hay algo que no habrá cambiado y es la suma de los dos vectores, que debe ser igual antes y después del choque. Imaginemos ahora un grupo de jugadores de tenis algo torpes, jugando en canchas vecinas. Puede suceder que las pelotas se encuentren. Aunque el efecto sea pequeño, giran sobre sí mismas a velocidades diferentes y en estos casos no solamente se conserva la cantidad de movimiento lineal de las pelotas, como en el caso precedente de los vehículos, sino también la cantidad de movimiento correspondiente a la rotación de cada una. Se dice que el momento angular se conserva, antes y después del choque. La conservación del momento angular tiene consecuencias capitales en oceanografía, pues todo elemento de la superficie de la Tierra está sometido a un movimiento de rotación que varía con la latitud por el hecho de que la Tierra gira. A este movimiento de rotación se lo denomina el “vórtice planetario” o vorticidad planetaria.

### Vorticidad planetaria

En la superficie de la Tierra tenemos la sensación de vivir sobre un plano: el plano tangente a la superficie en el punto en el que estamos parados. En este plano, la rotación de la Tierra se traduce en un movimiento en torno a la vertical del lugar, en el cual la velocidad de rotación depende de la latitud. Supongamos que estamos parados en el polo norte (mientras quede banquisa en el Ártico no es difícil imaginarlo). Allí la vertical del lugar y el eje de rotación de la Tierra se confunden, por lo tanto en nuestro plano giramos a la velocidad de rotación de la Tierra, o sea  $\Omega = 360^\circ$  en 24 horas. Si vamos al ecuador, nuestro plano es tangente al ecuador y la vertical es perpendicular al eje de rotación de la Tierra. Aquí giramos en torno al eje de rotación de la Tierra en 24 horas como en todos lados, pero no hay ningún movimiento de rotación en torno a la vertical. Matemáticamente podemos

decir que nuestra velocidad es cero, o que tardamos un tiempo infinito en dar una vuelta. Se llama vórtice o vorticidad planetaria a esta rotación en torno a la vertical inducida por la rotación de la Tierra, que depende de la latitud. Su velocidad es máxima en el polo y nula en el ecuador. Varía como  $\sin \varphi$ , donde  $\varphi$  es la latitud. Se llama  $f$  a la vorticidad planetaria, con  $f = 2 \sin \varphi$ .

La experiencia de Foucault permite comprender la acción de este vórtice planetario. En 1851, para demostrar experimentalmente la rotación de la Tierra, Leon Foucault suspendió un péndulo de 28 kilos con un cable de 67 metros de largo bajo la cúpula del Panteón, en París, y lo hizo oscilar. Se podía constatar visualmente que el plano de oscilación del péndulo, terminado en un estilete que registraba su trayectoria sobre la arena, efectuaba una vuelta completa en el sentido de las agujas del reloj cada 32 horas. Hoy en día se puede, además, presenciar el mismo experimento con un péndulo más pequeño, en el Conservatorio Nacional de Artes y Oficios de París y en numerosos museos de ciencia y técnica en el mundo. Quedó demostrada de este modo la rotación de la Tierra y con ella la existencia del vórtice planetario. El eje del péndulo en reposo representa la vertical y el movimiento de rotación del plano de oscilación en torno a la vertical es la marca de la rotación de la Tierra. En los polos el plano de rotación del péndulo da una vuelta completa en 24 horas y en el ecuador toma un tiempo infinito.

### Vorticidad relativa

Imaginemos que Foucault, festejando el éxito de su experimento, se hubiera puesto a bailar alrededor del péndulo (lo que tal vez hiciera efectivamente). Con ello habría creado un vórtice local bajo la cúpula del Panteón, o vorticidad local. La conservación del momento angular implica que, respecto de una referencia fija —origen de coordenadas en el centro de la Tierra y los tres ejes dirigidos hacia estrellas lejanas e inmóviles—, la suma del vórtice local y del vórtice planetario, si todo lo demás permanece constante, no debe cambiar aunque el conjunto se desplace sobre la superficie de la Tierra. En general utilizamos el término vorticidad, que no implica necesariamente un movimiento circular. Cuando en un automóvil uno gira en una curva, está creando vorticidad local. Evidentemente, uno se concentra en tomar bien la curva y no se preocupa para nada del vórtice planetario, lo que

no impide que la conservación de la vorticidad se aplique en este caso. El giro del automóvil representa un cambio de dirección. En el hemisferio norte un giro a la derecha es anticiclónico y un giro a la izquierda es ciclónico y la vorticidad, tendencia a la rotación, representa la velocidad a la cual se da este cambio de dirección. En un sistema de coordenadas horizontales en el que la velocidad se descompone en dos componentes, sobre el eje de las  $x$  y el eje de las  $y$ , la vorticidad se mide mediante una magnitud: el rotacional o rotor. Éste traduce la velocidad de variación de la dirección comparando las velocidades de variación de ambas componentes de la velocidad. Podemos decir que el rotacional es la diferencia de las velocidades de rotación del componente  $x$  y del componente  $y$ . Cuanto mayor es esta diferencia (positiva o negativamente), más cerrada es la curva y mayor es la vorticidad local. Se llama  $\zeta$  a la vorticidad relativa, y se define  $\zeta = \delta u / \delta x - \delta v / \delta y$  ( $u$  y  $v$  son las componentes de la velocidad). Todo esto vale para las corrientes oceánicas.

### Conservación de la vorticidad: las corrientes de borde oeste

La conservación de la vorticidad implica que la ecuación  $f + \zeta = \text{Constante}$  es válida —en realidad la cantidad conservada es  $(f + \zeta)/h$ , donde  $h$  corresponde a la profundidad, pero esto no modifica el razonamiento que sigue. La vorticidad planetaria  $f$  ligada a la rotación de la Tierra está determinada por la latitud y es completamente independiente de las corrientes. ¿Qué podría, por su parte, hacer que la vorticidad relativa varíe? En primer lugar el viento, que está sometido a la misma ley de conservación y tiene su propia vorticidad local. En el caso de las circulaciones anticiclónicas que nos ocupan, a un aumento de la circulación anticiclónica del viento corresponde un aumento de intensidad del vórtice de las corrientes subtropicales. Además, la fricción de las corrientes contra las masas de agua vecinas, contra el fondo y contra los bordes de la cuenca oceánica las retarda y el valor absoluto de la vorticidad disminuye. La fricción crea siempre una vorticidad en el sentido contrario al de la corriente. Un punto importante es que el efecto de la fricción aumenta cuando la velocidad de las corrientes es mayor.

En la circulación anticiclónica de las Azores el viento tiende a aumentar la intensidad del vórtice anticiclónico del agua. Esto

no puede continuar eternamente y en un régimen estacionario en equilibrio debe existir un mecanismo que estabilice la vorticidad oceánica. En virtud de la conservación de la vorticidad, esta tendencia creciente del vórtice local bajo la acción del viento debe ser compensada por una disminución equivalente del vórtice planetario y, por lo tanto, un desplazamiento promedio del agua hacia el ecuador (disminución de la fuerza de Coriolis y por ende del vórtice planetario). Al estar en un régimen estacionario, este movimiento de agua hacia el ecuador debe ser compensado por un movimiento equivalente hacia el norte. Stommel en 1948 mostró que este retorno debería necesariamente producirse sobre el borde oeste considerando la disipación de la energía transmitida a las corrientes por los vientos y los efectos de la fricción. En el caso presente de una circulación anticiclónica el efecto de fricción es necesariamente ciclónico. Sobre el borde oeste de la cuenca, la corriente se dirige hacia el norte. El vórtice planetario, siempre anticiclónico, crece al aproximarse al polo y se suma al vórtice local, también anticiclónico. Para respetar la conservación de la vorticidad, la fricción que se opone a la corriente introduce un efecto ciclónico. Al este de la cuenca la corriente se dirige hacia el sur. El efecto planetario disminuye y equilibra naturalmente la tendencia creciente de la vorticidad local por la acción del viento. En ese caso, la corriente es menos intensa y la fricción, que es proporcional a la velocidad del agua, representa un papel marginal. Al oeste, por el contrario, la fricción es la única fuerza en juego para compensar los efectos sumados del vórtice local y el vórtice planetario, y por ende debe ser necesariamente más intensa.

El razonamiento desarrollado por Stommel para explicar la Corriente del Golfo en el Atlántico norte se aplica de la misma manera a las circulaciones anticiclónicas de otras cuencas oceánicas. De este modo se explica esta característica común a todos los océanos: la intensificación de las corrientes sobre el borde oeste de las circulaciones anticiclónicas oceánicas y el desplazamiento observado de los centros de los anticiclones oceánicos vecinos al oeste de las cuencas respecto de los centros de los anticiclones atmosféricos, mucho más simétricos. Este mismo razonamiento, expresado aquí para las circulaciones anticiclónicas, se aplica también, en sentido inverso, a las circulaciones ciclónicas subpolares. Las corrientes, como la de Oyashío y la

de Labrador, en los océanos Pacífico y Atlántico, que son los bordes oeste de las circulaciones ciclónicas subpolares asociadas a depresiones, son aceleradas de la misma manera que la Corriente de Kuroshío y la del Golfo. La Corriente del Golfo no es, a pesar del mito, un fenómeno único en el océano. La de Kuroshío, las corrientes de las Agujas, de Brasil y la Australiana del Este son de la misma especie, aunque no por eso idénticas. En las “olimpiadas” de las corrientes, la del Golfo se destaca entre sus congéneres por la importancia de su caudal. Esto le vale una medalla de plata. La medalla de oro pertenece sin discusión a la Corriente Circumpolar Antártica, la cual, empujada por los vientos del oeste, los famosos cuarenta bramadores, se despliega sin obstáculos alrededor del planeta.

El flujo de las corrientes se expresa en millones de metros cúbicos por segundo o sverdrup (Sv), en honor al ilustre oceanógrafo. Ningún río alcanza estos caudales. El Amazonas, el más importante, llega a un caudal máximo de 300.000 m<sup>3</sup>/s. El caudal total de todos los ríos del planeta es del orden de 1 sverdrup, mientras que sólo la Corriente del Golfo alcanza 30 veces este valor en el estrecho de Florida. El flujo promedio de la Corriente Circumpolar Antártica es de aproximadamente 140 Sv. La Corriente del Golfo alcanza más o menos el mismo valor al final de su recorrido, a la altura de los bancos de Terra-nova. La Corriente de las Agujas no se queda atrás, con un flujo máximo de entre 90 y 135 Sv. La Corriente de Kuroshío y la de Brasil siguen con 60/70 Sv. La Corriente Australiana del Este es el pariente pobre, pues su flujo medio no sobrepasa los 15 Sv.

Esta relativa preeminencia de la Corriente del Golfo se apoya en tres hechos. En primer lugar el borde oeste de océano Atlántico está completamente cerrado por el continente americano. La separación entre el Atlántico y el Pacífico es neta, las aguas conducidas al oeste por las corrientes ecuatoriales no tienen escapatoria y deben forzosamente fluir hacia el norte o hacia el sur. La frontera entre el Pacífico y el Índico es, por el contrario, porosa y una parte de las aguas de las corrientes ecuatoriales fluye hacia el océano Índico a través de los numerosos estrechos que de Nueva Guinea a Borneo y las Filipinas surcan el archipiélago indonesio. Esto se aplica a la Corriente Ecuatorial Sur, que alimenta parcialmente a la Corriente Australiana del



Este. Además, el océano Atlántico no es simétrico respecto del ecuador, o más exactamente del ecuador meteorológico, llamado también térmico, que no coincide con el ecuador geográfico. El ecuador meteorológico es la zona de encuentro de los alisios, la zona intertropical de convergencia que separa los ciclones subtropicales de las Azores en el Atlántico norte y el de Santa Helena en el hemisferio sur. La posición de este ecuador oscila estacionalmente, pero se sitúa siempre en el hemisferio norte entre 10°N en verano y 5°N en invierno. Esta es la zona donde la contracorriente ecuatorial que separa las corrientes Ecuatorial Norte y Ecuatorial Sur fluye de oeste a este. Esta asimetría norte-sur hace que la Corriente Ecuatorial Sur fluya a lo largo del ecuador, extendiéndose desde los 8°S hasta los 5°N (figura 4). Naturalmente, al llegar a la costa oeste de América se divide en dos partes. La parte sur alimenta la Corriente de Brasil, corriente de borde oeste de la circulación anticiclónica del Atlántico sur. La parte norte se suma a la Corriente Ecuatorial Norte reforzando la Corriente del Golfo, beneficiada de una doble alimentación, una que podríamos calificar de legítima y otra desviada de la circulación anticiclónica del Atlántico sur. El océano Pacífico, mucho más ancho que el Atlántico, es menos asimétrico sobre todo al oeste. El flujo hacia el norte de la Corriente Ecuatorial Sur es mínimo, ya que como hemos visto encuentra pocos obstáculos para seguir su camino hacia el Índico a través de los estrechos indonesios.

Finalmente, y no es un hecho menor, la Corriente del Golfo recibe el refuerzo de la circulación termohalina, de la cual es en parte responsable. Este es el rédito de la inversión, podría decirse. En resumidas cuentas, la Corriente del Golfo transporta hacia el norte aguas cálidas y sobre todo muy saladas que, gracias a la Corriente Noratlántica y a la Corriente de Noruega que la prolongan, llegan a los mares de Noruega y de Groenlandia. Allí, enfriadas en invierno y a causa de su elevada salinidad, se vuelven más densas que las aguas subyacentes. En este punto se sumergen (se habla de convección) y alimentan la circulación termohalina y la cinta transportadora oceánica. Esto deja un lugar libre llenado por aguas que así aumentan el flujo de la Corriente del Golfo. Es lo que se llama en inglés “Atlantic Overturning Circulation”. Veremos que este fenómeno no tiene equivalente en el océano Pacífico.

## ANATOMÍA DE LA CORRIENTE DEL GOLFO

*“La Corriente del Golfo es un río en medio del océano, cuyo nivel no cambia ni en las mayores sequías ni con las más fuertes lluvias. Sus orillas y lecho son de agua fría, mientras que su corriente es cálida. Su fuente está en el golfo de México y su desembocadura en el mar Ártico. No existe sobre la Tierra otro curso de agua tan majestuoso. Su corriente es más rápida que la del Mississippi o la del Amazonas, y su caudal es mil veces mayor.”*

Más que describirla, Maury celebraba así la Corriente del Golfo en su célebre obra de 1855 *The Physical Geography of the Sea*, un elogio también a la divina providencia y una ilustración de la sabiduría y grandeza de las obras del Creador. El éxito de la obra y su tono religioso marcan el origen de la “mitificación” de la Corriente del Golfo, *deus ex machina* del clima de Europa en aquella época, y hoy en día de todo el planeta, cuya falta podría empujar al hemisferio norte a una nueva edad de hielo, a pesar del calentamiento global del planeta.

La visión de Maury se apoyaba en la explicación dada por Arago. Existía una viva discusión, a principios del siglo XIX, entre los que explicaban las corrientes marinas por el arrastre del viento y los que, como Arago, pensaban que el viento ligero y sutil era incapaz de arrastrar tales masas de agua. Todo el mundo estaba de acuerdo en que la Corriente del Golfo partía de las aguas acumuladas en el golfo de México. Algunos incluso veían su origen en los aportes del caudaloso Mississippi. J. Renell fue el primero en hacer la distinción entre la Corriente del Golfo y la Deriva Noratlántica, explicando esta última por la acción de los vientos del oeste. Idea correcta, que fue archivada por un tiempo, barrida por el entusiasmo de Maury. La visión termohalina de Arago, parcialmente justa, describía la Corriente del Golfo como un río continuo entre el Caribe y el Ártico. Arago sostenía un argumento bastante simple y cartesiano: ¿Por qué buscar para la circulación oceánica otra explicación que la que funciona para la atmósfera? Se aceptaba entonces la idea de que la circulación atmosférica era el resultado de la regulación térmica entre una región cálida (el ecuador) y una región fría (los polos). Debía ser igual para el océano, o sea, las aguas frías y densas se sumergen en las regiones polares, bajan hacia el ecuador, en dónde remontan

a la superficie. Allí, la Corriente del Golfo cierra el circuito, llevando el agua de vuelta al Ártico. Arago estaba describiendo el motor de la circulación termohalina, tan importante para el clima. Pero su celo por la claridad y la simplificación conducía a negar la importancia de la interacción “mecánica” entre el océano y la atmósfera, y del viento como motor de las corrientes, teniendo en cuenta solamente los intercambios termodinámicos. Arago privilegiaba la dinámica puramente interna de cada fluido, basada en los mismos procesos de variación de densidad (variaciones térmicas para la atmósfera y termohalinas para el océano). Debemos rendir homenaje a Rennell, que comprendió que el maniqueísmo no es adecuado para describir las corrientes oceánicas. Como ya lo hemos dicho, Arago estaba equivocado. El motor de la Corriente del Golfo es el arrastre del viento de la circulación anticiclónica tropical. La circulación termohalina no es una causa de la Corriente del Golfo, aunque la haga más intensa, sino que es en realidad una consecuencia.

Henos aquí con una Corriente del Golfo como borde oeste de la circulación anticiclónica del Atlántico norte, con algunas particularidades que la distinguen de sus congéneres y explican su mitificación y su mediatización, que hoy en día van más allá de su historia ligada al mundo occidental americano-europeo.

### ¿Dónde comienza la Corriente del Golfo?

Con la descripción que hemos hecho de las corrientes de borde oeste como parte de las circulaciones oceánicas anticiclónicas subtropicales no es sencillo asignarles un principio y un final precisos, ya que forman parte de una noria sin fin. La Corriente del Golfo constituye una excepción, a causa de la forma de los continentes, que transforman el golfo de México y el mar Caribe en un vertedero para una parte de la Corriente Ecuatorial Norte y la Corriente de Guyana, prolongamiento hacia el norte de la Corriente Ecuatorial Sur. La salida sólo puede ser por el norte, dado el sentido de la circulación anticiclónica, y la sola vía posible es el estrecho que separa Florida de Cuba. El vertedero rebalsa (y no a causa del Mississippi), marcando el nacimiento de la corriente del Golfo. Entre ambas costas de Florida, el nivel del mar es alrededor de 10 cm. más elevado del lado del golfo de México que del lado del Atlántico, suficiente para alimentar el importante flujo existente en el estrecho (30 Sv en promedio). La

Corriente del Golfo, alimentada por las corrientes ecuatoriales norte y sur, goza además del influjo de aguas meridionales, de propiedades particulares ausentes en otras corrientes.

### ¿Dónde termina la Corriente del Golfo?

La cuestión es más delicada y ha sido objeto de controversias. Y no es simplemente científica, en el sentido de que la respuesta que dan los científicos, para ser asimilada, se enfrenta a la fuerza del mito que debemos a Maury, impregnado de una visión animista que sacraliza, dándoles nombre, los fenómenos naturales. Como la visión de la Corriente del Golfo como una “caldera” entre el golfo de México y el Ártico. Los científicos, para hacerse comprender, particularmente ante los medios, se ven obligados a capitular y llamar Corriente del Golfo a algo que realmente no lo es, pero que sería sin duda complicado explicar. Por ejemplo, para responder a la pregunta de un periodista sobre un tema de moda popularizado por la pantalla grande, “¿qué sucedería si la Corriente del Golfo se detuviera?”, el científico difícilmente podrá hacer un curso sobre la necesaria diferencia entre la Corriente del Golfo *stricto sensu* y sus extensiones (la Deriva Noratlántica y la Corriente de Noruega). Tanto en la mente del periodista como en la de su auditorio todas esas corrientes forman una sola, mientras que la pregunta está referida a las extensiones. La Corriente de Noruega, efectivamente, ha sin duda desaparecido durante las glaciaciones sin necesidad de que la Corriente del Golfo, integrante de la circulación anticiclónica del Atlántico norte dejara de existir. El científico estará prácticamente obligado a responder aludiendo a la Corriente del Golfo, lo que conviene al periodista. Así perduran los mitos...

Entre las preocupaciones climáticas actuales, hay una que compete con la Corriente del Golfo. El Niño (Jesús) fue en un principio el nombre dado por los pescadores peruanos a una corriente cálida que llega a sus costas en la época de navidad, proveyendo a sus redes de apreciadas especies tropicales normalmente ausentes.

Volviendo a la pregunta ¿dónde termina la Corriente del Golfo?, recordemos sus causas analizadas precedentemente y la definición que se desprende: la Corriente del Golfo es la corriente de borde oeste de la circulación anticiclónica del Atlántico norte. Las causas de su particularidad dinámica son, por un lado su

proximidad a la costa (fuerza de fricción), y por otro al aumento de la vorticidad planetaria. Ambas se desvanecen cuando la corriente, siguiendo el movimiento anticiclónico, se aleja del talud continental orientándose al oeste, dirección en la cual el vórtice planetario no varía. Podemos decir que, dinámicamente, la Corriente del Golfo termina su carrera a aproximadamente 40°N y 50°W. Esto no quiere decir que la corriente se detenga y que la velocidad caiga a cero repentinamente en este punto, sino que el flujo continúa y las aguas cálidas y saladas transportadas por la Corriente del Golfo dinámica siguen su camino por un lado hacia el norte, en la Deriva Noratlántica y la Corriente de Noruega, como veremos examinando el papel representado por la Corriente del Golfo en la dinámica del clima, y por otro lado hacia el sur en la circulación anticiclónica, vía la Corriente de las Azores.

#### **El caudal de la Corriente del Golfo**

La Corriente del Golfo comienza en el estrecho de Florida, corre pegada al talud continental hasta el cabo Hatteras, desde donde, siguiendo la circulación anticiclónica, se aleja de la costa hacia el mar abierto, abriendo sobre su flanco izquierdo un espacio entre su límite a babor y el talud continental americano llamado *Slope Sea*. Algunos llaman Corriente de Florida a la parte comprendida entre el estrecho de Florida y el cabo Hatteras, reservando el nombre de Corriente del Golfo a la corriente más allá de este mismo cabo. Existen, cualitativamente, buenas razones para establecer esta diferencia y las imágenes satelitales de temperatura de superficie (figura 9) son lo suficientemente convincentes: la corriente de Florida parece una especie de chorro, mientras que más allá del cabo Hatteras la corriente es un universo mucho más turbulento, plagado de remolinos. Esta diferencia tiene más que ver con la morfología continental que con la dinámica de la corriente. La Corriente de Florida está canalizada por el talud continental al cual corre paralela. Apartándose hacia mar abierto luego del cabo Hatteras, la restricción desaparece y las inestabilidades pueden desarrollarse sin freno. En el estrecho de Florida, el caudal de la Corriente del Golfo es de más o menos 30 Sv. Pasa a 80-90 Sv en el cabo Hatteras y alcanza finalmente su máximo cercano a los 140 Sv antes de los bancos de Terra-nova (figura 10). Luego declina hasta disolverse en la Deriva

Noratlántica, que toma la posta. Se sabe que, en los continentes, los pequeños torrentes forman los grandes ríos. El Amazonas, desde sus fuentes hasta su punto de máximo caudal, no cesa de ser alimentado a derecha e izquierda por riachos que drenan toda una cuenca hidrológica terminando en el Atlántico. En el océano es difícil hablar de “afluentes” como en tierra. La Corriente del Golfo recibe el aporte de la Corriente de las Antillas, rama de la Corriente Ecuatorial Norte que fluye al exterior del arco de las Antillas y que desemboca en la Corriente del Golfo a la salida del estrecho de Florida, pero no es suficiente para explicar que el caudal se triplique a la altura del cabo Hatteras, y menos aún que luego se duplique. Sin embargo, se puede hablar de alguna manera de la cuenca de la Corriente del Golfo, como de la cuenca amazónica. Es lo que se denomina recirculación de la Corriente del Golfo.

#### **Una fuente de energía: la energía potencial**

Esta recirculación se esquematiza por los dos circuitos de la figura 11, uno al norte en el sentido ciclónico y otro al sur en el sentido anticiclónico. En los dos casos estos circuitos transportan agua que va a alimentar la Corriente del Golfo. Esta recirculación moviliza una fuente de energía que hasta ahora no habíamos evocado, la energía potencial ligada a la gravedad o atracción universal. Es un hecho conocido que, bajo el efecto de la gravedad, los cuerpos caen y, de ese modo, liberan energía. Un salto de agua, por ejemplo, provee más electricidad cuanto mayor sea su altura. Dicho de otro modo, la energía utilizable o potencial varía con la altura. La energía potencial del agua de un lago aumenta con su altitud. Las aguas del océano, sometidas también a la gravedad, esconden del mismo modo energía potencial. En un océano estratificado (en cual la densidad aumenta con la profundidad) en reposo, las líneas de igual densidad (isopicnas) son horizontales. Todas las partículas de agua de la misma densidad están a la misma profundidad y tienen por lo tanto la misma energía potencial. Pero el océano real no está en reposo, sino que bajo la acción del viento genera corrientes. El resultado es que las isopicnas no son horizontales, sino que están inclinadas. Y su pendiente es mayor cuanto más fuerte es la corriente. De esta manera se crean diferencias de energía potencial importantes entre los puntos altos y bajos de

las líneas de igual densidad. La energía potencial de los océanos es cien veces mayor que su energía cinética. Supongamos que pudiéramos detener las corrientes. Por la gravedad, las isopícnas retornarían a la posición horizontal, lo que provocaría grandes desplazamientos de agua liberando la energía potencial creada por las corrientes, como si estallara una represa hidroeléctrica. La energía así acumulada en el océano es de  $10^6$  joules/m<sup>2</sup>. Serían necesarios más de 10 años para que el océano alcanzara el reposo si los vientos dejaran de soplar. Recuperando una parte de esta energía y transformándola en energía cinética, los vórtices crean las células de recirculación en la Corriente del Golfo.

La circulación general oceánica, por ejemplo el gyre anticiclónico, es un promedio que no da cuenta de la realidad “cotidiana” de las corrientes, que son inestables, ya que forman meandros y vórtices de cientos de kilómetros. Se puede decir que la circulación promedio representa el “clima del océano”, mientras que los meandros y remolinos representan el “tiempo” del océano, como los frentes, depresiones o los ciclones en la atmósfera. Las viscosidades de la atmósfera y el océano son muy diferentes y eso hace que las dimensiones de los fenómenos y su duración sean muy disímiles en ambos fluidos: un centenar de kilómetros y algunos meses para el océano, un millar de kilómetros y algunos días para la atmósfera. En los dos casos estas “perturbaciones” son resultado de inestabilidades que nacen en las regiones de fuertes variaciones verticales o horizontales de velocidad.

### Los remolinos transfieren energía

Un océano estratificado y en reposo es estable, es decir que una perturbación se reabsorbe espontáneamente sin comprometer el estado del sistema, que vuelve a la situación inicial. Hablamos por el contrario de inestabilidad cuando, una vez disparada, la perturbación se amplifica espontáneamente. El movimiento crea inestabilidades en el océano. En el equilibrio geostrófico, que representa el estado promedio de la circulación oceánica, la intensidad de corriente entre dos puntos es proporcional a su diferencia de presión hidrostática. Esto quiere decir que cuanto mayor es la pendiente de las isopícnas, la corriente es más rápida, y a la inversa. En la Corriente del Golfo, campeona del mundo en velocidad, (2 m/s en la Corriente de Florida), la línea de isodensidad

27 (no importa la unidad) pasa de 800 m de profundidad (alta presión) al sur a solamente 200 m (baja presión) 100 km más al norte. Lo que en el océano es considerable.

Intuitivamente, cuanto más lejos estamos de una situación estable (isopícnas horizontales), mayor es el riesgo de inestabilidad. Cuando la pendiente es muy grande, pequeños desplazamientos conducen fácilmente las aguas ligeras hacia las aguas más densas y recíprocamente. En lugar de decaer, el movimiento se amplifica, ya que en un medio más denso el agua ligera forzosamente sube e inversamente, el agua más pesada en un medio menos denso no puede sino sumergirse. Esto provoca una tendencia a que la pendiente de las isopícnas disminuya y la energía potencial se recupere para mantener el movimiento. De estas inestabilidades nacen los vórtices, que toman su energía del stock de energía potencial del océano. Se puede decir que transforman energía potencial en energía cinética. Contrariamente a lo que podría pensarse *a priori*, los remolinos asociados a la Corriente del Golfo, como se los puede observar en las figuras 34 y 36, no corresponden a una disipación de la energía de la corriente por frotamiento. Por el contrario, lejos de robarle energía, los vórtices se la ofrecen a través de la recirculación de la Corriente del Golfo, a la cual alimentan. La inestabilidad que da origen a los vórtices comienza en los meandros de la Corriente del Golfo, que terminan cerrándose sobre sí mismos (figura 13). Los remolinos son cálidos y anticiclónicos cuando se forman al norte de la corriente. Son en cambio fríos y ciclónicos cuando se forman al sur.

Los vórtices existen a lo largo de todo el océano y su energía cinética es diez veces mayor que la de las corrientes promedio de la circulación general oceánica, como la circulación anticiclónica del Atlántico norte. Los vórtices son eficaces agentes que transfieren calor y cantidad de movimiento en los océanos. Asociados a la inestabilidad de las corrientes, se desarrollan especialmente en las zonas de fuertes gradientes de velocidad. Esto se observa en las corrientes de borde oeste, como la Corriente del Golfo, la de Kuroshío y la Corriente de las Agujas y son un descubrimiento relativamente reciente en oceanografía. Se sospechaba de la existencia de tales fenómenos desde hace largo tiempo, sugeridos por la deriva de los navíos y la observación de las trayectorias de objetos flotantes. Pero las campañas oceanográficas tradicionales,



con un sólo navío, eran incapaces de identificar estas estructuras de pequeño porte, móviles y efímeras. Fue preciso esperar hasta los años 1970 y las experiencias MODE y POLYMODE, entre 1972 y 1977, cuando, sobre una zona restringida del mar de los Sargazos (600 km de lado), se concentraron simultáneamente una cantidad excepcional de medios (seis navíos, anclajes, flotadores...). Se logró así evaluar el peso de los vórtices en las transferencias de energía y se percibió la dificultad de muestrearlos adecuadamente con medios clásicos. El problema hubiera sido casi irresoluble sin la revolución espacial de los años 1980, que permitió un acceso casi sinóptico a la totalidad del océano. Hoy en día es posible, gracias a la altimetría satelital, discriminar y seguir la evolución de los vórtices asociados a las corrientes de borde oeste (figura 14).

Los modelos de simulación de la dinámica de los océanos, para ser realistas, deben tener en cuenta a los vórtices. Esto obliga, por un lado, a desarrollar modelos de muy alta resolución espacial (inferior a 10 kilómetros) para representar correctamente, para “resolver” su dinámica propia. Por otro lado se impone la necesidad de una enorme capacidad de cálculo. La falta de medios adecuados frenó durante largo tiempo el desarrollo de tales modelos.

### La recirculación de la Corriente del Golfo

Los remolinos cálidos anticiclónicos al norte y los remolinos fríos ciclónicos al sur se desplazan hacia el suroeste. Los primeros a través del *Slope Sea* que separa la Corriente del Golfo de la parte continental, los segundos por el mar de los Sargazos. Todos se incorporan al curso principal de la Corriente, a la que aportan un suplemento de energía que explica el aumento de su caudal. Al descubrir con sorpresa que estos vórtices no causaban pérdidas de energía a la corriente, sino que le permitían servirse de la energía potencial, se habló de viscosidad “negativa”. Los vórtices no forman parte de la circulación promedio. Son a la circulación general lo que el tiempo es al clima; su contribución al movimiento aparece integrada en el promedio.

Los dos circuitos de recirculación de la figura 11 representan la circulación promedio inducida por los vórtices de una parte a otra de la Corriente del Golfo. El bucle norte está atrapado en el *Slope Sea*, en el que los remolinos tienen poco espacio

para desarrollarse. Su duración es relativamente corta, de algunos meses en promedio. En cambio, hay mucho más espacio al sur, donde los remolinos pueden vivir hasta dos años. El circuito sur de recirculación crea un pequeño gyre anticiclónico al interior del gran bucle anticiclónico del Atlántico norte. Este último crea, al encerrarlo, el mar de los Sargazos, un mar sin orillas, confiriéndole sus propiedades ecológicas tan particulares.

### **Extensiones de la Corriente del Golfo**

La Corriente del Golfo pierde sus particularidades dinámicas a 50°W y su caudal disminuye. Sin embargo, las aguas que transporta no se detienen. Si bien cambian de tren, prosiguen su camino. Este nuevo tren se llama Corriente o Deriva Noratlántica, que constituye a la vez el borde norte de la circulación anticiclónica subtropical que hemos descrito más arriba y el borde sur del gyre ciclónico subpolar del Atlántico norte, asociado a las bajas presiones atmosféricas más o menos centradas en Islandia. La Corriente de Labrador (figura 4) es la corriente de borde oeste simétrica a la Corriente del Golfo, a la cual se une a la altura de los bancos de Terranova. Esta corriente se escinde rápidamente en dos. La rama sur continúa hacia el este para unirse a la circulación anticiclónica subtropical y formar la Corriente de las Azores y luego la de las Canarias. La rama norte, la Corriente o Deriva Noratlántica, se dirige hacia el norte y se prolonga por la Corriente de Noruega bajo la doble influencia del viento y de la bomba termohalina del Ártico, que juega un papel esencial en esta historia.

### **La bomba termohalina**

Para describir y explicar la Corriente del Golfo no hemos hasta ahora prestado mucha atención al proceso que privilegiaban Arago y Maury: la célula oceánica norte-sur, basada en la inmersión en las regiones polares de aguas frías y densas que “aspiran” hacia el norte las aguas cálidas ecuatoriales vía la Corriente del Golfo, con una corriente profunda de retorno al ecuador a través de la cual las aguas cierran el círculo volviendo a la superficie. En efecto, no hay necesidad alguna de este mecanismo para explicar la circulación anticiclónica de superficie gobernada por el viento y la existencia de la Corriente del Golfo sobre su borde oeste. Sin embargo, el mecanismo existe y es incluso mayor de lo que

Arago pensaba, pues a este mecanismo termohalino de inmersión de aguas densas bajo aguas de superficie relativamente ligeras se debe la circulación oceánica más allá de algunos cientos de metros gobernados por la acción del viento.

Las aguas de la Corriente del Golfo en su origen son cálidas y saladas. A lo largo de su transporte hacia el norte, sus propiedades cambian a causa de la mezcla con las aguas vecinas y los intercambios con la atmósfera (evaporación, precipitaciones). Al entrar en contacto con el aire frío de origen polar al norte de su recorrido, las aguas cálidas de la Corriente del Golfo transfieren por evaporación una energía considerable a la atmósfera, hasta  $350 \text{ W/m}^2$ . Esta cantidad es equivalente a lo que el Sol envía en promedio a la Tierra y constituye el récord absoluto de transferencia del océano a la atmósfera. En comparación, la Corriente de Kuroshío y las regiones tropicales se quedan atrás. Esta evaporación intensa enfría la superficie del océano y aumenta su salinidad, y con ella su densidad. Llegando a los mares de Noruega y Groenlandia (a los que llamaremos mares GIN por Groenlandia, Islandia y Noruega), más allá del umbral que va de Groenlandia a Escocia pasando por Islandia y las islas Feroe, las aguas son todavía muy saladas  $-35,2$  ups (figura 23)– y relativamente cálidas. Allí sufren un brusco enfriamiento, que aumenta aún más su densidad ya elevada a causa de su fuerte salinidad, lo cual es suficiente para sumergirlas. En invierno, la formación de hielo (hecho de agua dulce) aumenta aún la salinidad y acelera el fenómeno. Las aguas se sumergen, se acumulan en la cuenca de Noruega y se trasvasan periódicamente franqueando umbrales a 800 y 600 m de profundidad: al oeste de Islandia el estrecho de Dinamarca y al este los canales de las Feroe. Se trata aquí del “Agua Profunda del Atlántico Norte” (APAN), que fluye en el Atlántico a una profundidad comprendida entre los 2.000 y 3.500 m de profundidad, fácilmente reconocible por el máximo de salinidad que la caracteriza.

Los mares GIN no son los únicos lugares de formación de aguas profundas en el Atlántico norte. Se crean también en el mar de Labrador, entre Groenlandia y el Labrador, en la desembocadura del mar de Baffin. El proceso aquí es distinto. No es la salinidad la que causa un exceso de densidad, sino el viento frío que, soplando sobre el agua, la enfría y homogeniza por convección hasta profundidades que pueden alcanzar los 2.500 m. Las

capas más profundas de la masa de agua así formada se unen a las aguas profundas provenientes de los mares GIN. La aparición de esas aguas profundas del Labrador es por ende independiente del transporte hacia el norte de aguas saladas por la Corriente del Golfo y sus extensiones y está ligada a las variaciones del gyre ciclónico subpolar. Como la Corriente del Golfo, pero en sentido inverso, el flujo de APAN hacia el sur se acelera en el borde oeste del océano. De este modo existe, bajo la Corriente del Golfo, una “Corriente Profunda de Borde Oeste” (Deep Western Boundary Current), de aproximadamente 15 Sv, que fluye hacia el sur y que continúa su camino bajo la Corriente de Brasil. Es la corriente prevista por Stommel y puesta en evidencia por primera vez por Swallow y Worthington en 1957. Son 15 Sv que, por compensación, se suman en superficie a la Corriente del Golfo, dándole un plus respecto a la de Kuroshío. La circulación periantártica reparte a continuación las aguas profundas en los océanos Pacífico e Índico. De manera difusa, gracias a la disipación de las mareas, vuelven paulatinamente a la superficie y toman el camino de retorno, ya sea por una ruta cálida que pasa por los estrechos indonesios, la Corriente de la Agujas, da la vuelta a África, toma la Corriente de Benguela, la Corriente Ecuatorial Sur y... la Corriente del Golfo y sus extensiones para volver a su punto de partida en el mar de Noruega y dar otra vuelta, o por una ruta fría directamente del Pacífico al Atlántico por el pasaje de Drake. Este es el esquema de la “cinta transportadora oceánica” (*conveyor belt*) propuesto por Broecker en 1991 (figura 15).

La realidad es por cierto más compleja, pero este esquema ilustra bien el funcionamiento de la bomba termohalina, que juega un papel importante en el sistema climático. El movimiento del APAN es lento: 10 cm/s en la Corriente Profunda de Borde Oeste del Atlántico y fuera de esta región su velocidad se mide en mm/s. De este modo son necesarios, en promedio, 1.500 años para dar una vuelta completa. Este esquema de circulación termohalina corresponde (para el océano global) al que propuso Arago para el Atlántico norte.

# 3 La Corriente del Golfo y los climas de la Tierra

## El sistema climático

*El sistema climático es una máquina que transforma y distribuye la energía que la Tierra recibe del Sol. La atmósfera y el océano son los agentes dinámicos y los que transportan el calor desde las regiones tropicales hacia las latitudes altas. El océano, con una capacidad calorífica muy superior a la de la atmósfera y una “memoria” mucho más duradera, es el que controla la evolución del clima. En los procesos climáticos a escalas de varias décadas o siglos es necesario tener en cuenta la totalidad de la circulación oceánica.*

## La Corriente del Golfo y el clima de Europa occidental

*La Corriente del Golfo y sus extensiones, las que transportan calor hacia las latitudes altas del Atlántico, juegan un papel preponderante en el clima planetario, y particularmente en el de las altas latitudes del hemisferio norte, que sería mucho más frío sin este aporte. Sin embargo, los inviernos clementes de Europa occidental no son resultado directo del transporte de aguas cálidas por la Corriente del Golfo, como si éstas fueran un conducto de calefacción central que mantiene la temperatura de Europa. Tanto las costas norteamericanas del Pacífico como Europa Occidental gozan simplemente de un clima marítimo.*

## La Corriente del Golfo y la NAO (North Atlantic Oscillation)

*A una escala de varias décadas, el Atlántico norte sufre variaciones climáticas ligadas a las diferencias de presión atmosférica entre el anticiclón de las Azores y las bajas presiones de Islandia, o sea la NAO. El flujo y la posición más o menos al norte de la Corriente del Golfo evolucionan en función de la NAO. Se trata aquí de un aparente acoplamiento entre el océano y la atmósfera a esas escalas de tiempo, acoplamiento que hace intervenir igualmente la formación de aguas profundas y la dinámica de los hielos árticos.*

## La corriente del Golfo y la circulación termohalina

*La circulación termohalina es el resultado del transporte de aguas muy saladas por la Corriente del Golfo y sus extensiones al mar de Groenlandia donde, enfriadas, se sumergen hasta alcanzar su nivel de equilibrio, hacia los 3.500 m de profundidad. Emprenden luego un largo periplo que termina con el regreso a la superficie y la vuelta a su punto de partida. Esta es la famosa "cinta transportadora", cuyo buen funcionamiento asegura el transporte de calor hacia las latitudes altas del Atlántico norte. Durante los períodos glaciarios, esta cinta transportadora se vio debilitada, incluso detenida, aunque la Corriente del Golfo no se detuvo, es decir, el gyre subtropical de las Azores se mantuvo y la Corriente del Golfo con él. Su extensión hacia el norte fue simplemente limitada. La corriente del Golfo es una condición necesaria pero no suficiente para la circulación termohalina: si ésta se detiene, la Corriente del Golfo ve disminuido su caudal, pero continúa su camino más al sur.*

## El futuro de la circulación termohalina

*Según ciertas proyecciones climáticas, el calentamiento global debido a los gases de efecto invernadero en la atmósfera podría provocar un debilitamiento o detenimiento rápido de la circulación termohalina y un enfriamiento significativo de las regiones templadas del hemisferio norte. No es la proyección más probable, pero, teniendo en cuenta los márgenes de incertidumbre y los posibles efectos de umbral, no es imposible. A falta de medidas suficientemente antiguas, es imposible decir a la hora actual si las variaciones observadas en la circulación profunda son consecuencia del cambio global. En cualquier caso, así como la Corriente del Golfo no se detuvo en la era glacial, tampoco se detendrá ahora.*

## EL SISTEMA CLIMÁTICO

El sistema climático es una máquina que transforma y distribuye la energía que la Tierra recibe del Sol. Es un sistema complejo con múltiples actores. El Sol no provee una cantidad de energía rigurosamente constante. Efectivamente, su ciclo de 22 años provoca cada 11 años un período de actividad máxima, como durante el Año Geofísico Internacional 1957-1958, y puede sufrir también períodos de relativa debilidad, como durante el siglo XVII (mínimo de Maunder), cuando el ciclo pareció estancado en el nivel de radiación mínima. Por otro lado, los parámetros de la órbita de la Tierra alrededor del Sol varían, y con ellos la energía recibida del Sol y su repartición sobre el globo fluctúa en escalas de tiempo de 10 a 100 mil años. Esto explica la sucesión de períodos glaciarios e interglaciarios. La parte de la energía solar absorbida y restituida a la atmósfera por los continentes depende de las propiedades de su superficie y de la vegetación que la cubre. La criósfera (calotas glaciales de Groenlandia y de la Antártida, banquisa, etc.) devuelve, por reflexión, una parte de la energía al espacio, que se pierde para el sistema climático y que depende del estado del hielo y de la superficie helada. Finalmente, los movimientos del océano y la atmósfera dependen del conjunto de estas variaciones del balance energético planetario. Todos estos elementos del sistema climático evolucionan permanentemente a las velocidades que les son propias y que son muy diferentes entre sí. Toda variación, toda perturbación de uno de estos elementos se refleja en los otros, que reaccionan a su propio ritmo. El sistema climático persigue un equilibrio que no puede alcanzar jamás y varía sin cesar en todas las escalas de tiempo. Lo fundamental para el ser humano es que sea suficientemente estable para permanecer en un rango de amplitudes y velocidades de variación soportable. El aumento de gases de efecto invernadero en la atmósfera a causa de las actividades humanas podría poner en riesgo este equilibrio en un futuro cercano.

### Los agentes dinámicos del clima: la atmósfera y el océano

La atmósfera y el océano son los dos fluidos de la máquina térmica planetaria que aseguran el transporte y la distribución del calor haciendo de agentes dinámicos interactivos. Se mantienen en contacto permanente entre sí, nunca detienen su intercambio de energía y son indisolubles.

La atmósfera no tiene mucha memoria, y su capacidad calorífica es pequeña. Tiene además un tiempo de respuesta corto a las perturbaciones de las que es objeto, pues gasta la energía que recibe y evoluciona muy rápidamente. En esto reside toda la dificultad de la previsión meteorológica. Actualmente, los servicios especializados ofrecen previsiones a 7 días. A pesar de los progresos de la modelización de la atmósfera, se cree que nunca será posible hacer previsiones meteorológicas más allá de los 15 días.

La previsión meteorológica parte de una situación dada del estado de la atmósfera y calcula cual será su estado 1, 3 o 7 días más tarde, gracias a modelos contruidos a partir de las leyes físicas que gobiernan su dinámica. Existe una casi certeza hoy en día de que esta previsión tiene un límite, es decir, un tiempo más allá del cual el estado de la atmósfera será completamente independiente del que era en el instante inicial. Cualesquiera sean la calidad de los modelos y las observaciones, es imposible prever el tiempo que hará en el futuro. Este límite es, aparentemente, de unos 15 días. En este sentido, puede parecer paradójico hablar de previsiones climáticas a la escala de estaciones o años. Las previsiones climáticas son estadísticas, y no se refieren al tiempo que hará en un lugar un día determinado, sino a una probabilidad, caracterizada por valores medios de parámetros climáticos, como la temperatura, las precipitaciones, la insolación o la velocidad del viento.

El océano tiene una capacidad calorífica muy superior a la de la atmósfera. La capacidad calorífica de toda la atmósfera es igual a la de los 3 primeros metros del océano, un formidable reservorio de energía solar. La memoria del océano es mucho mayor que la de la atmósfera, y sus tiempos característicos de variación no tienen comparación. El océano tiene un papel doble en relación con su energía: por un lado proveer una parte de la misma a la atmósfera y por otra distribuirla directamente, por medio de las corrientes, a la escala del planeta. Se estima que la transferencia de calor de las regiones ecuatoriales a los polos se reparte en partes iguales entre la atmósfera y el océano. En un lugar determinado, la cantidad de energía intercambiada con la atmósfera depende de la temperatura de superficie del océano, y por ende, de la cantidad de calor que éste condujo hasta ese punto.



La porción del océano a considerar en los procesos climáticos depende de la escala de tiempo elegida. Si la preocupación son previsiones meteorológicas a menos de dos semanas, los modelos sólo necesitan la temperatura de superficie para determinar los intercambios de energía entre el océano y la atmósfera. Durante ese lapso, la evolución de las temperaturas de la superficie del mar es demasiado pequeña para tener un impacto significativo sobre los intercambios. Sería inútil complicar los modelos haciendo intervenir la dinámica oceánica. Los modelos de previsión meteorológica son modelos esencialmente atmosféricos. A escalas climáticas, en cambio, sí es preciso considerar esta dinámica, pues es el socio más lento, el océano, quien impone su ritmo a la variabilidad climática. Para la variabilidad de un año a otro (El Niño, por ejemplo), los primeros cientos de metros del océano ecuatorial son preponderantes. Más allá, hay que considerar la totalidad de la circulación oceánica, de la superficie hasta el fondo, cuyo ciclo dura varios siglos.

El océano guarda en su memoria durante cientos de años la marca de eventos climáticos anteriores. El clima actual depende, hasta cierto punto, del enfriamiento de la Tierra durante la pequeña edad de hielo, entre los siglos XVI y XIX. Si bien el océano absorbe el impacto de las variaciones climáticas, restituye los efectos décadas, incluso siglos más tarde. Los modelos de previsión climática, cualquiera sea la escala de tiempo considerada, deben necesariamente acoplar las dinámicas del océano y la atmósfera. Deben también tener en cuenta los otros compartimientos del sistema: las superficies continentales y sobre todo los hielos, particularmente la banquisa, que reflejan la energía solar. La disminución de la banquisa, que aumenta la absorción de energía solar por el océano, es un factor que aumenta y acelera el calentamiento planetario.

La Corriente del Golfo es un actor importante del sistema climático de la Tierra. Ha tenido un lugar casi mitológico para explicar la relativa clemencia del clima de Europa occidental (lo que es discutido hoy en día por los científicos) y se la percibe, también mitológicamente, como una especie de director de orquesta de la posible evolución del clima respecto del aumento del efecto invernadero. Para comprender cabalmente su papel es necesario referirse a distintas escalas de tiempo. Primero al corto plazo, respecto de la relación entre la Corriente del Golfo y el

clima de Europa. Luego, para las variaciones a varias décadas en el Atlántico norte, es necesario tratar la relación con la NAO (North Atlantic Oscillation). Finalmente, para el largo plazo, es necesario referirse a las variaciones de la circulación termohalina y a las fluctuaciones climáticas pasadas y futuras en relación con el cambio global.

Para evitar toda ambigüedad y continuar con la lógica de los capítulos precedentes, nos esforzaremos en reservar el nombre de Corriente del Golfo a la corriente de borde oeste de la circulación anticiclónica subtropical del Atlántico norte, y hablaremos de “extensiones”, para la Corriente Noratlántica y la de Noruega.

### LA CORRIENTE DEL GOLFO Y EL CLIMA DE EUROPA OCCIDENTAL

La carta de valores anuales promedio de las anomalías de temperatura respecto a su valor medio a la misma latitud (figura 16) muestra una fuerte anomalía positiva (10°C) sobre Europa Occidental, desde el norte de Francia hasta el conjunto de Escandinavia. Esta anomalía es particularmente neta en invierno. La comparación entre las temperaturas invernales de Europa Occidental y las de la costa oeste de América del Norte a las mismas latitudes sugirió a Maury este valiente pasaje, extraído de *The Physical Geography of the Sea and its Meteorology*:

*“Recientemente se ha inventado una manera ingeniosa de calentar las viviendas durante el invierno por medio de agua caliente. Las hornallas y la caldera están a veces alejadas del lugar a calefacción, como sucede en nuestro observatorio. El agua caliente es transportada a través de conductos desde bodegas ubicadas a cien pies de los apartamentos del director [...] Volvamos de lo pequeño a lo grande, y hallaremos que el agua cálida del calorífero de la Gran Bretaña, del Atlántico norte y del oeste de Europa se encuentra en el golfo de México. La hornalla es la zona tórrida, el golfo de México y el mar de las Antillas son la caldera. La Corriente del Golfo sirve de conducto. Del Gran Banco de Terranova hasta las costas de Europa se halla la cámara de aire caliente en la que los conductos se alargan para presentar más superficie al enfriamiento. La circulación de la atmósfera es organizada por la naturaleza, que conduce el calor hasta ese reservorio al medio del océano, desde donde el soplo benefactor del viento del oeste lo transporta a Gran Bretaña y al oeste de Europa. Cada viento del oeste que sopla sobre Europa, después de haber atravesado esta corriente, viene a mitigar la acritud de los vientos del*

norte durante el invierno. Es gracias a esta corriente que a Irlanda se la llama “esmeralda de los mares” y que las costas de Albión visten su verde túnica, mientras enfrente, a la misma latitud, las costas de Labrador permanecen prisioneras de un cinturón de hielo. En un excelente estudio sobre las corrientes, M. Redfield constata que en 1831 la rada San Juan de Terranova estaba todavía obstruida por los hielos durante el mes de junio. ¿Quién ha oído alguna vez decir que el puerto de Liverpool, que está a 2° más al norte, se haya congelado incluso en lo más crudo del invierno?”

Maury no fue quien concibió la imagen de la Corriente del Golfo como un calefactor central, sino que ya había sido sugerida anteriormente por Saby y Humboldt. Pero Maury supo expresar la idea con una fuerza y un lirismo que marcaron los espíritus de sus contemporáneos y que han hecho de ella casi un dogma. Los alumnos de las escuelas de Bretaña, en el extremo oeste de Francia, aprenden que el hecho de vivir bajo el clima más clemente que pueda existir se lo deben a la Corriente del Golfo. En los balnearios de la costa norte de Bretaña, sobre el canal de la Mancha, varios hoteles se denominan “Hotel de la Corriente del Golfo” para persuadir a los turistas de que el agua de mar, que raramente alcanza los 17°C durante su máximo en verano, es tropical. Los islandeses no se quedan atrás en agradecer a la Corriente del Golfo por su generosidad, ya que sin ella el bacalao no sería tan abundante en sus aguas. Esta idea fue cuestionada en una publicación científica del año 2002 bajo un título a sabiendas provocador: *Is the Gulf Stream Responsible for Europe's Mild Winters?*, pregunta a la cual los autores responden con un rotundo no. ¿Porqué, exactamente?

### La clemencia de los inviernos sobre el borde este de los océanos

Los niños franceses de Bretaña también aprenden la diferencia que existe entre los climas continentales fríos en invierno y los climas marítimos, mucho más suaves. Saben que, sometida a un régimen de vientos del oeste cargados de humedad, Europa Occidental goza de un clima marítimo, mientras que del otro lado del Atlántico, a la misma latitud y en invierno, el San Lorenzo se congela, Terranova se cubre de nieve y el frío se instala durante varios meses del año. Esto sucede independientemente, y no es necesaria la Corriente del Golfo para explicar la diferencia. Del

lado del Pacífico, por ejemplo, y a la misma latitud que Terranova y Brest, nadie se sorprende de que el invierno en Vancouver, Canadá, sea netamente menos frío que en Siberia en la isla de Sakhaline, ni de que el mar de Okhotsk sea presa de los hielos en invierno mientras que, 10° más al norte, el golfo de Alaska permanece libre todo el año. A veces las mismas causas producen los mismos efectos. La respuesta es simple: la costa oeste de América del Norte, goza, gracias al océano Pacífico, de un clima marítimo, mientras que el de Siberia, del otro lado, es continental. ¿Alguna vez se ha escuchado a los canadienses de Nanaïmo agradecer a la Corriente de Kuroshío su acción benefactora? Tal vez, pero de manera muy confidencial. Desafortunadamente, el océano Índico está excluido de esta discusión pues su cuenca norte no existe.

Se puede decir que las orillas este de los océanos Atlántico y Pacífico norte gozan de una influencia marítima que les asegura un clima templado. Se puede agregar que esta situación se debe a la configuración de los océanos y continentes y a la rotación de la Tierra. A causa de la mencionada fuerza de Coriolis, la transferencia de calor en la atmósfera, de las regiones tropicales hacia los polos, no puede hacerse en línea recta. Se estructura forma vastos sistemas rotativos, uno de cuyos elementos ya hemos mencionado, los anticiclones subtropicales oceánicos, que dan lugar a la Corriente del Golfo y a sus congéneres. Al norte de estos anticiclones existen, tanto en el Pacífico como en el Atlántico norte, centros de baja presión subpolares en torno a los cuales el viento y la circulación oceánica asociada giran en el sentido inverso al de las agujas del reloj. Se trata de las depresiones de Islandia en el Atlántico y de las Aleutianas en el Pacífico. Las corrientes de Labrador y de Oyashío, que fluyen hacia el sur, son las corrientes de borde oeste de estas circulaciones. En las latitudes intermedias entre las altas presiones del sur y las bajas presiones del norte se establece un régimen de vientos de oeste que, recorriendo los océanos Pacífico y Atlántico, brindan calor y humedad a las costas de Europa y de América del Norte. Sobre el borde oeste del Atlántico, por el contrario, los vientos del noroeste de la depresión de Islandia llevan a las costas americanas un frío polar. Lo mismo vale para las costas de Asia sobre el borde del Pacífico

Lo que define un clima son las propiedades atmosféricas: temperatura, precipitaciones, vientos. A través del balance energé-

tico de la atmósfera se puede cualitativamente proceder al análisis de las diferencias climáticas en tierra y esto fue lo que hicieron R. Seager y sus colaboradores sobre el Atlántico norte al cuestionar el papel de la Corriente del Golfo en el clima de Europa Occidental. Ellos consideraron los tres procesos que intervienen en la asimetría invernal este-oeste del clima del Atlántico norte, o sea el transporte de calor por el océano, el transporte de calor por la atmósfera y los procesos de retención y liberación de calor recibido localmente del Sol. Estos últimos merecen una explicación. En las latitudes consideradas, las variaciones estacionales de la energía solar recibida por el océano son importantes. En verano, cuando el Sol está alto en el cielo, la energía recibida alcanza su máximo. Así, las capas de superficie se calientan y se establece una termoclina estacional que juega también un papel importante en los procesos biológicos (ver más adelante). El océano retiene energía térmica. En invierno, la energía recibida es mucho más débil, los vientos del oeste se refuerzan, la termoclina es destruida y el océano transmite a la atmósfera toda o una parte de la energía retenida durante el verano. Lo que mostraron Seager *et al.* es que, en invierno, esta energía liberada en la atmósfera en el recorrido de los vientos del oeste sobre el océano es suficiente para explicar las diferencias de temperatura observadas entre ambas riberas del Atlántico, y que no era necesario recurrir a una fuente suplementaria de energía, como el transporte de calor por la Corrientes del Golfo y sus extensiones. Dicho de otro modo, la asimetría climática este-oeste en invierno puede explicarse casi exclusivamente por el aporte local de energía solar al océano en verano, salvo al norte de Noruega, donde los elevados valores de temperatura de la superficie del mar impiden la formación de hielo.

¿Es esto suficiente para descalificar la influencia del transporte oceánico de calor sobre el clima de Europa Occidental? Evidentemente no, pero es necesario tomar distancia y admitir que Europa Occidental no tiene la exclusividad del transporte directo, vía la Corriente del Golfo y sus extensiones, de las aguas cálidas del golfo de México al mar de Noruega. Todas las latitudes altas aprovechan este transporte de calor. Sin él, los climas serían considerablemente más fríos sobre ambas orillas del Atlántico.

En un sistema complejo e interactivo como el climático es prácticamente imposible aislar uno de los componentes para analizar paso a paso, de manera determinista y lineal, el efecto

que puede tener sobre una región determinada del planeta. La expresión “todo lo demás permanece constante” no tiene sentido en este contexto, salvo para los elementos exteriores al sistema. Podemos preguntarnos qué pasaría si se modificara la cantidad de energía solar que llega a tierra, pero sería en vano plantearse en los mismos términos la cuestión del impacto directo de una disminución de velocidad de la Corriente del Golfo sobre el clima de Gran Bretaña, que fue lo que hizo Saby a principios del siglo XIX al medir las variaciones de flujo de la Corriente del Golfo en su punto de partida, el extremo de la península de la Florida. Es imposible comprobar este tipo de hipótesis de manera simple, pues si el calor transportado por la Corriente del Golfo cambia, todo lo demás no “permanece constante”, simplemente porque la atmósfera y el océano están acoplados y no es posible alterar impunemente la circulación de uno sin afectar la del otro. La única manera de experimentar sobre el clima pasado es a través de modelos de simulación numérica. Se representan todos los componentes del sistema climático, sus interacciones, las leyes físicas o las relaciones empíricas que las rigen con ecuaciones, que no pueden ser resueltas analíticamente pero que se pueden aproximar numéricamente, es decir paso a paso, por iteraciones sucesivas. Partiendo de un estado conocido se hace correr el modelo, que nos dirá cómo evolucionará el clima según la restricción impuesta. Los modelos de simulación son los laboratorios de experimentación de los climatólogos, que pueden de este modo poner a prueba hipótesis y proponer proyecciones de evolución. Con un modelo de este tipo se puede probar la hipótesis de la reducción de transporte de calor hacia el norte por la Corriente del Golfo y descubrir que el impacto no se limitaría a la temperatura de Inglaterra o de Noruega, sino que afectaría al conjunto del Atlántico norte, tanto al oeste como al este del océano, y esto aunque no podemos seguir paso a paso, fenómeno por fenómeno, la cadena causal determinista que conduce a este resultado. Paradójicamente, cuanto mejor es una simulación más se acerca a la realidad y menos comprendemos la fenomenología detallada. En el mismo registro que Maury, a riesgo de recaer en el mito, se puede decir que la Corriente del Golfo, a través de interacciones complejas entre el océano y la atmósfera y los circuitos anticiclónico subtropical de las Azores y ciclónico subpolar de Islandia, actúa a la vez sobre el clima de Gran Bretaña y sobre el de Labrador.

# Figuras



Figura 1  
La Corriente del Golfo retratada en 1899 por Winslow Homer (1836-1910).

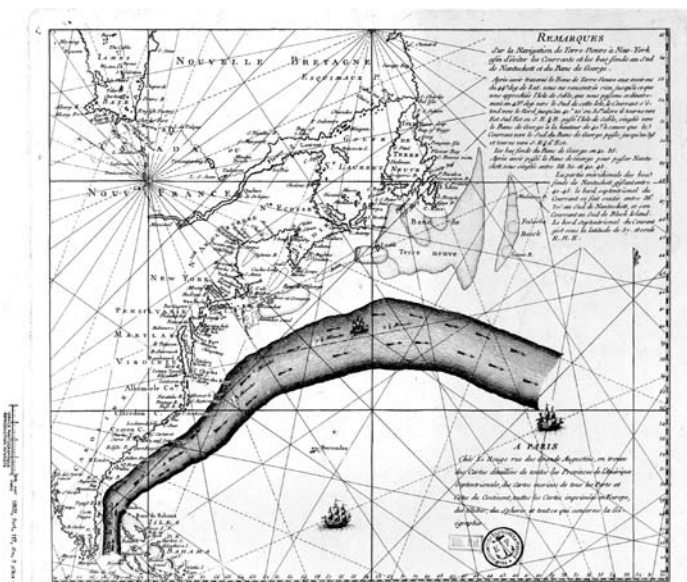


Figura 2  
Copia francesa de la carta de Franklin-Folger publicada en 1769-1770.

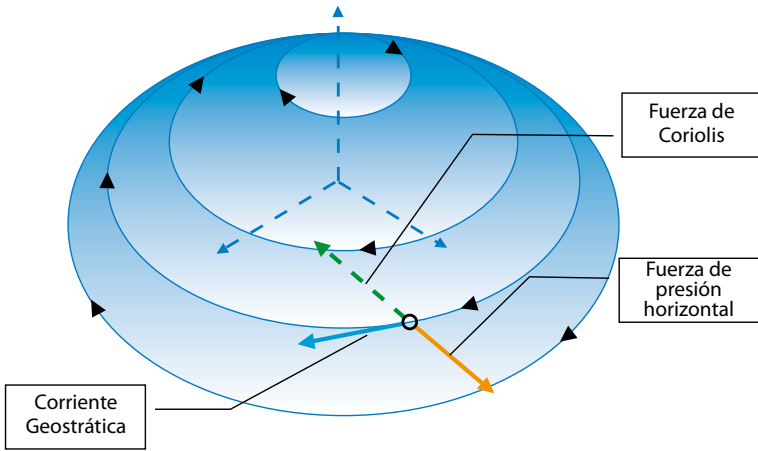


Figura 3

Equilibrio geostrofico en torno a una elevación del nivel del mar (alta presión). La fuerza de presión (rojo) está dirigida del centro hacia la periferia. La fuerza de Coriolis (verde punteado) es igual y opuesta. La corriente (azul) es tangente a las líneas de nivel en el sentido de las agujas del reloj, de modo que la fuerza de Coriolis sea perpendicular a ella hacia la derecha en el hemisferio norte.

CLS – Satellite Oceanography Division

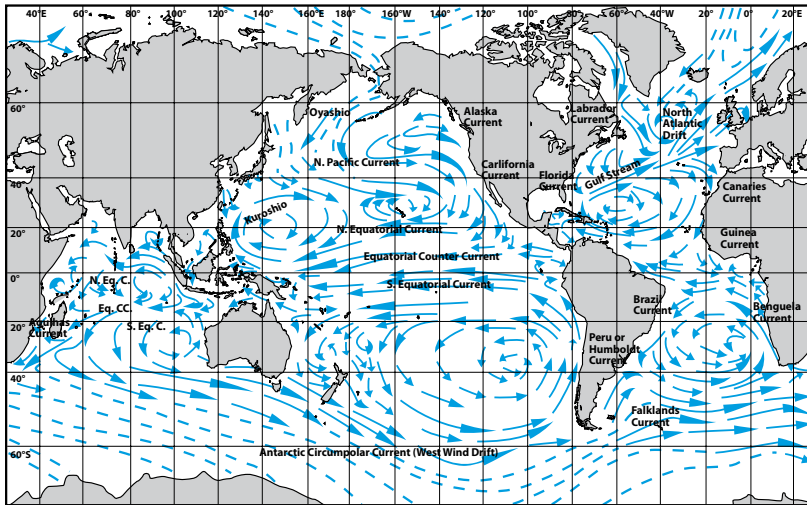


Figura 4

La circulación general oceánica de superficie.

*Ocean Circulation*, The Open University, Pergamon Press (1989)



## Dirección de los vientos y las corrientes marinas

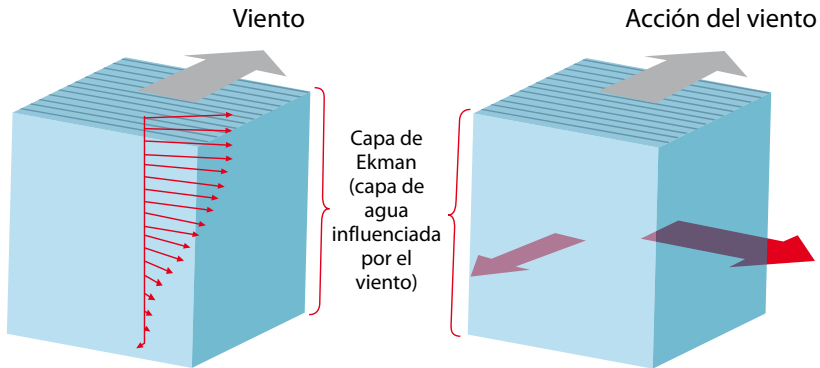


Figura 5

La espiral de Ekman. El viento arrastra la capa de superficie hacia la derecha, la cual arrastra a su vez la capa subyacente hacia la derecha y así sucesivamente describiendo una espiral cuya velocidad decrece con la profundidad. Finalmente el equilibrio entre la fuerza de arrastre del viento y la fuerza de Coriolis se traduce en un transporte global a  $90^\circ$  del viento hacia la derecha en el hemisferio norte.

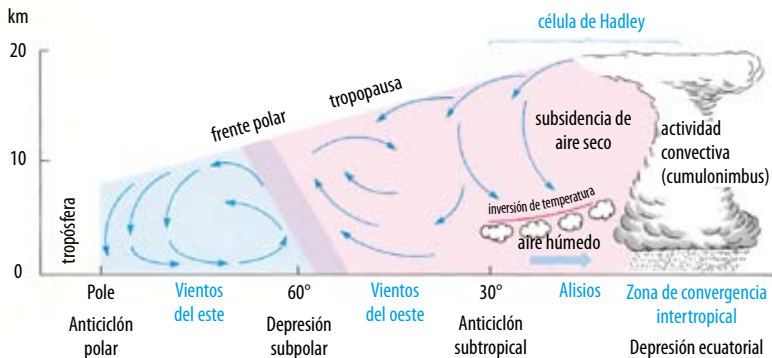


Figura 6

La célula de Hadley. Corte vertical de la atmósfera a lo largo de un meridiano del ecuador hacia el polo. En la zona de convergencia intertropical de los alisios, el aire sube (baja presión) y vuelve a la superficie (subsistencia) hacia los  $30^\circ$  N (alta presión: anticiclón). En el suelo, sobre el borde sur del anticiclón, dominan los alisios (trade winds) y en el borde este y al norte los vientos del oeste (westerlies).

*Ocean Circulation*, The Open University, Pergamon Press (1989)

**Hemisferio norte**

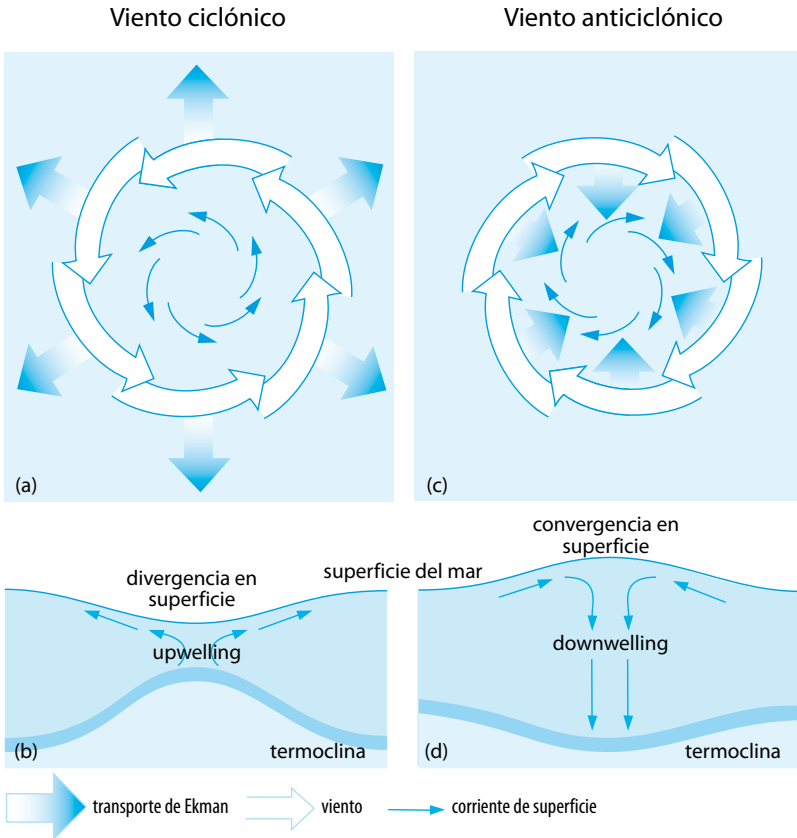


Figura 7

Arrastre de las corrientes por el viento ciclónico a la izquierda y anticiclónico a la derecha. En el anticiclón, el transporte de Ekman debido al viento arrastra el agua hacia el centro, creando una elevación del nivel del mar y una convergencia (hundimiento de la termoclina). La corriente geostrofica que resulta del campo de presión así creado gira en el sentido de las agujas del reloj. Es a la inversa en condiciones ciclónicas.

*Ocean Circulation, The Open University, Pergamon Press (1989)*

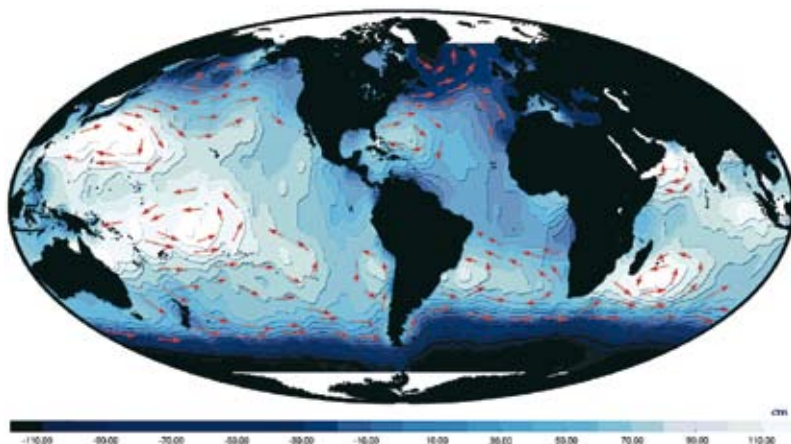


Figura 8

Topografía de la superficie de los océanos deducida de medidas altimétricas satelitales (Topex-Poseidon). Esta carta representa las “anomalías” de nivel del mar con respecto al que sería si no hubiera corriente. Las anomalías positivas crecen del azul claro al blanco. Las anomalías negativas del azul claro al azul oscuro. En el Atlántico norte aparece la circulación anticiclónica subtropical y también, al norte, la circulación ciclónica asociada al centro de bajas presiones de Islandia.

CLS – Satellite Oceanography Division

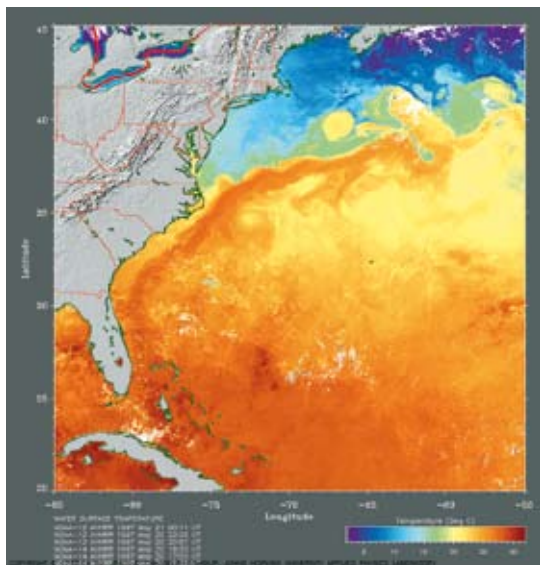


Figura 9

La temperatura de superficie del Atlántico oeste tomada por un satélite el 21 de mayo de 1997. Los vórtices de la Corriente del Golfo se forman después que la corriente se aleja de la costa, más allá del cabo Hatteras, justo sobre los 35° N.

The Space Oceanography Group, Johns Hopkins University Applied Physics Laboratory

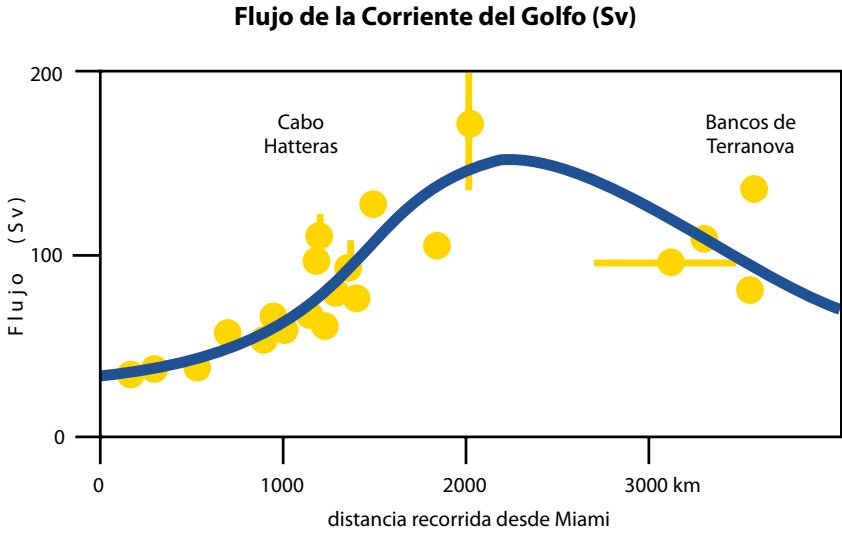


Figura 10  
 Evolución del caudal de la Corriente del Golfo de Miami a los bancos de Terranova.  
 M. Tomczak y S. J. Godfrey, *Regional Oceanography: An Introduction*, Pergamon Press (1994)

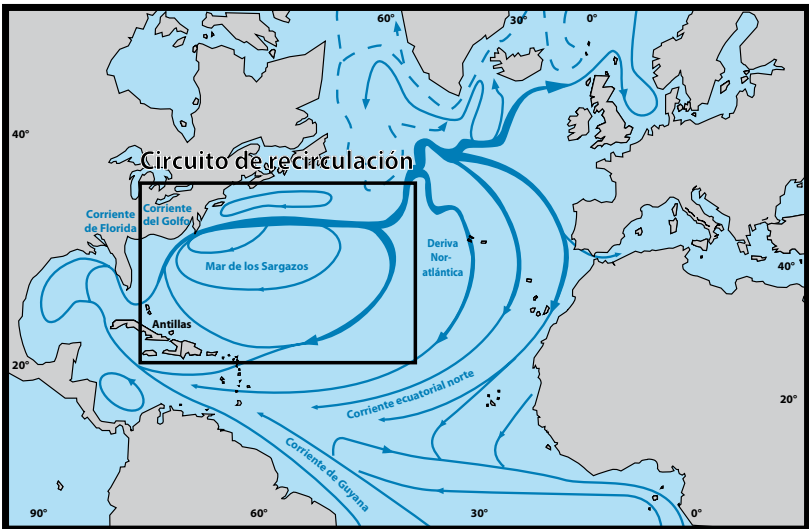


Figura 11  
 La recirculación de la Corriente del Golfo. Al norte, un circuito ciclónico entre la corriente y el talud continental. Al sur, el circuito ciclónico que “encierra” el mar de los Sargazos.  
*Ocean Circulation*, The Open University, Pergamon Press (1989)

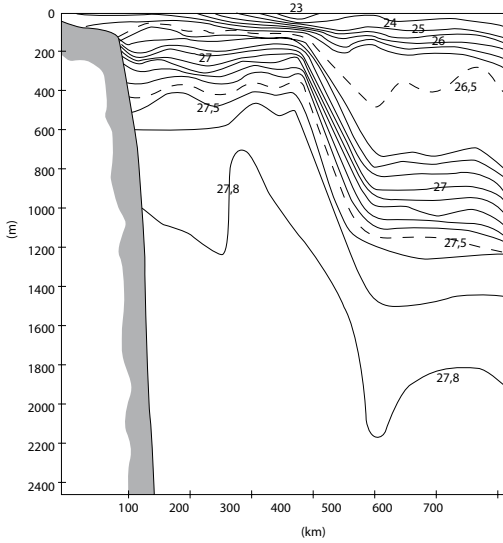


Figura 12  
Evolución de la densidad del agua en un corte a través de la Corriente del Golfo. La isopícnica 27 pasa de 800 m de profundidad en el mar de los Sargazos a 200 m en solamente 100 km, atravesando la Corriente del Golfo. Es el resultado dinámico de la intensidad de la Corriente del Golfo.

J. Knauss, *Introduction to Physical Oceanography*, Prentice Hall (1978)

### Formación de vortices

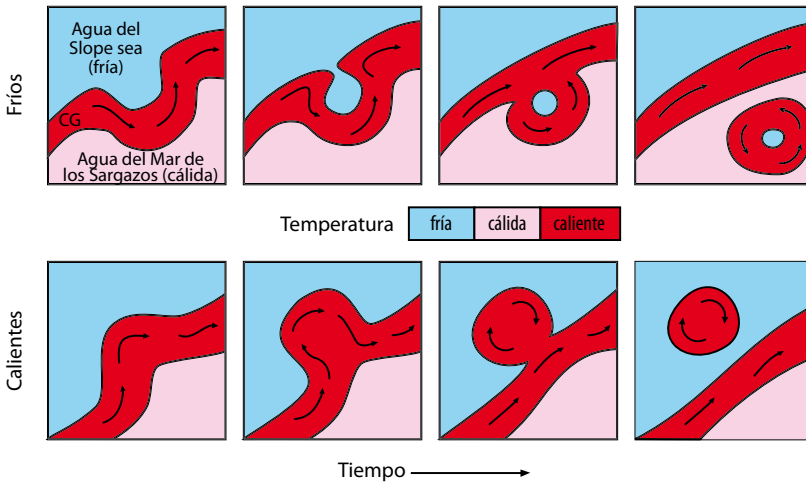


Figura 13

Formación de vórtices. Los meandros anuncian una inestabilidad que crecerá hasta que se cierren sobre ellos mismos. Un meandro hacia la derecha crea un remolino de agua fría al sur, en las aguas cálidas del mar de los Sargazos. Un meandro hacia la izquierda termina en un remolino de agua cálida en el norte, en medio de las aguas frías del Slope Sea.

Grupo de oceanografía espacial, Laboratorio de Física Aplicada, Universidad Johns Hopkins

**Otra vista de la Corriente del Golfo: la altimetría**

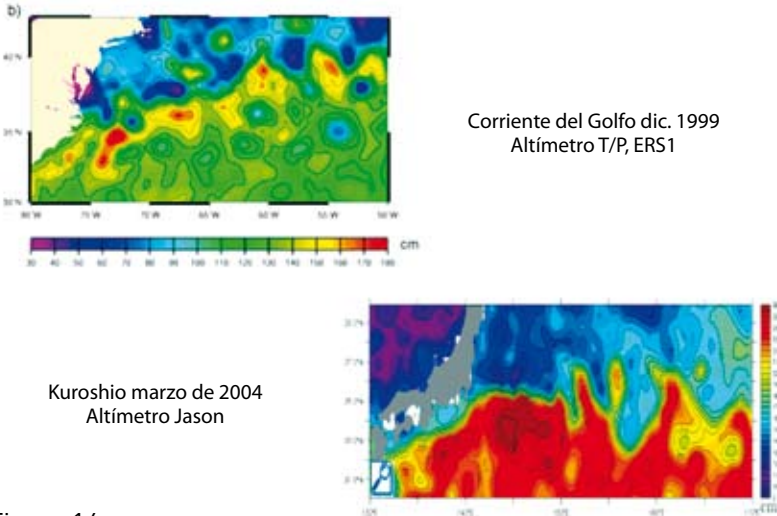


Figura 14  
 Los vórtices de la Corriente del Golfo y de la de Kuroshío vistos por altimetría satelital.  
 CLS- Satellite Oceanography Division y Aviso

**Circulación termohalina atlántica**

*Adaptado por Maier-Reimer de Broecker*

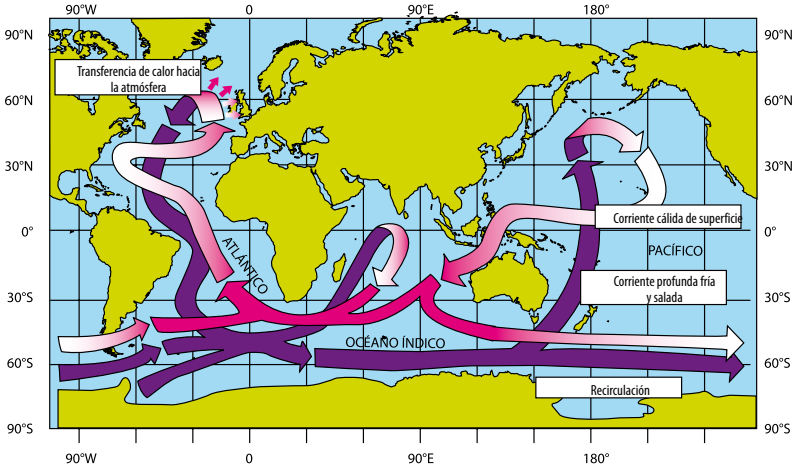


Figura 15  
 El *conveyor belt* o cinta transportadora de la circulación termohalina. En azul, la circulación profunda, en rosado y violeta la vuelta a la superficie por la ruta fría a través del pasaje de Drake, entre América del Sur y la Antártida, y la ruta cálida desde el norte del Pacífico a través de los estrechos indonesios.

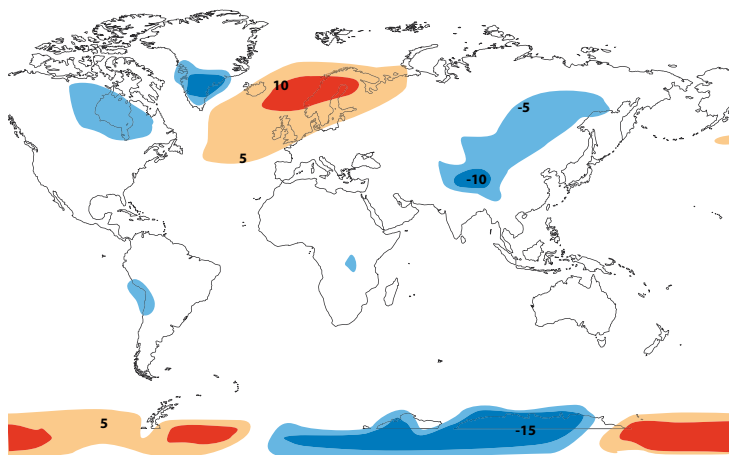


Figura 16

Las anomalías de temperatura del aire por banda de latitud: las anomalías se expresan respecto de la temperatura promedio a una latitud determinada. Gerold Siedler, John Church y John Gould, eds., "Ocean Circulation and Climate", según Rahmstorf y Ganoposki (1999), *International Geophysics Series*, vol 7.7 (2001)

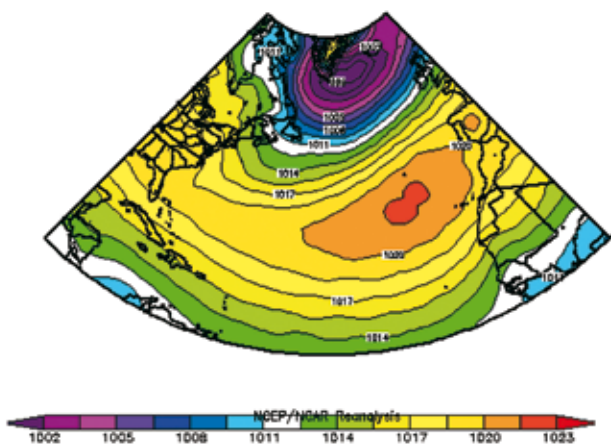


Figura 17

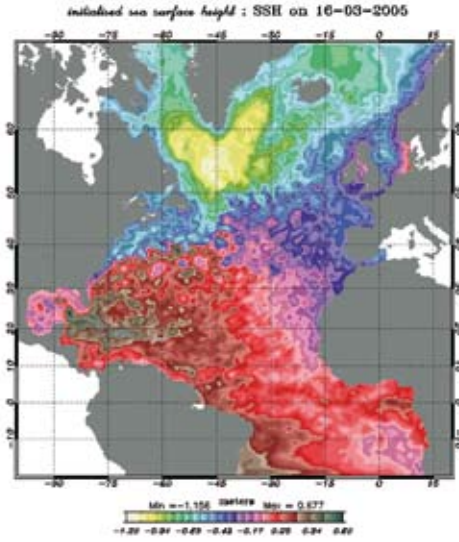
El campo promedio de presión atmosférica en el Atlántico norte en invierno. El índice NAO expresa la diferencia de presión entre las altas presiones anticiclónicas de las Azores (en rojo) y las bajas presiones de la depresión de Islandia (en violeta).

NOAA-Cires/Climate Diagnostic Center

Figura 18

Topografía de la superficie oceánica del Atlántico norte. Hay cerca de 1,8 m de desnivel entre el pico de circulación anticiclónica (en marrón) cerca de las Bermudas y el mínimo de la circulación anticiclónica al norte (en amarillo). Se puede utilizar esta diferencia como una medida (por analogía con la NAO) del flujo de la Corriente del Golfo que circula entre los dos.

Mercator Océans: <http://www.mercator-ocean.fr>



### Evolución de la NAO

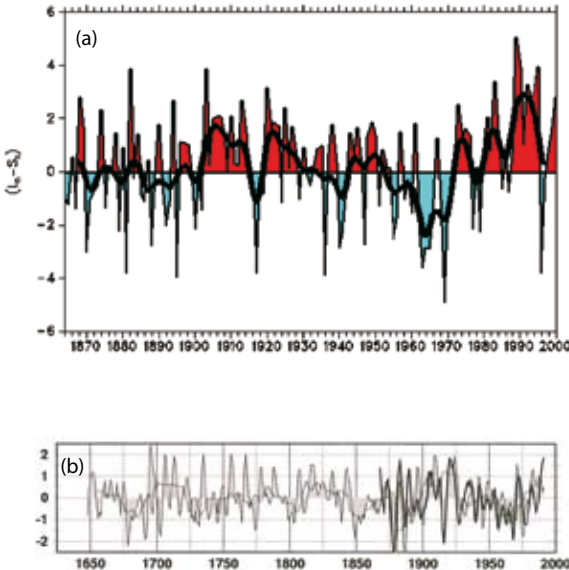


Figura 19

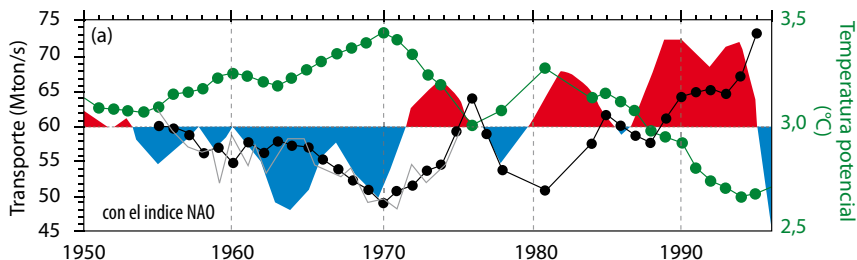
a) desde 1860, a partir de medidas instrumentales.

Hurrell *et al.*, "The North Atlantic Oscillation", *Science*, vol. 291, p. 603-605 (2001)

b) desde 1650, reconstruida a partir de una perforación en el hielo de Groenlandia.

Appenzeller *et al.*, "North Atlantic Oscillation Dynamics Recorded in Greenland Ice Cores", *Science*, vol. 282, p. 446-448 (1998)





### Indices GSNW anual y NAO en invierno

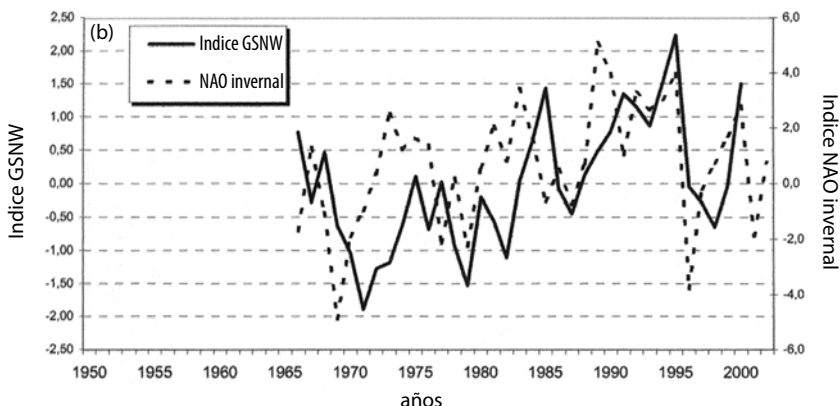


Figura 20

a) Evolución de la NAO (en azul los índices bajos, en rojo los índices altos), de la temperatura en el mar de Labrador (en verde), del transporte de la Corriente del Golfo (línea negra), deducida de la diferencia de energía potencial entre las Bermudas (punto alto) y el mar de Labrador (punto bajo). La salinidad en el mar de Labrador y el transporte de la Corriente del Golfo varían en oposición de fase y siguen paralelamente la evolución de la NAO.

b) Variaciones comparadas de la NAO y del índice Gulf Stream North Wall.

Según Ruth Curry y Michael S. McCartney, "Ocean Gyre Circulation Changes Associated with the North Atlantic Oscillation", *Journal of Physical Oceanography*, vol. 31, n° 12, p. 3374-3400 (2001)

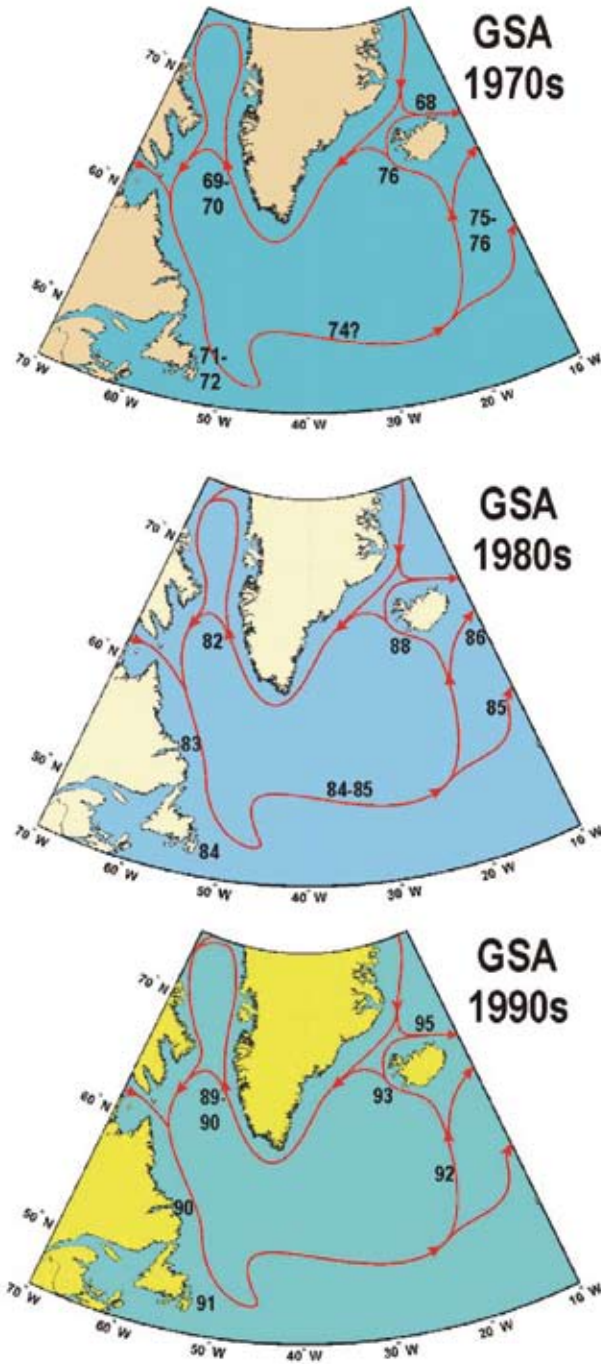


Figura 21  
Las tres grandes anomalías de salinidad (GSA).  
Igor Belkin, comunicación personal

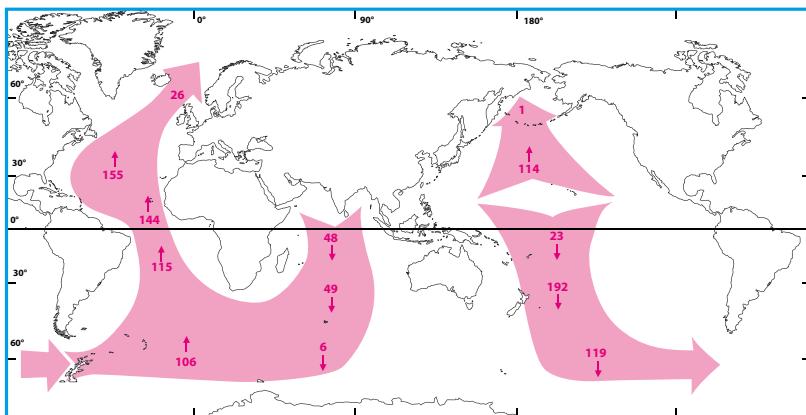


Figura 22

Los flujos de calor en el océano (en  $10^{13}W$ ).

*Ocean Circulation*, The Open University, Pergamon Press (1989)

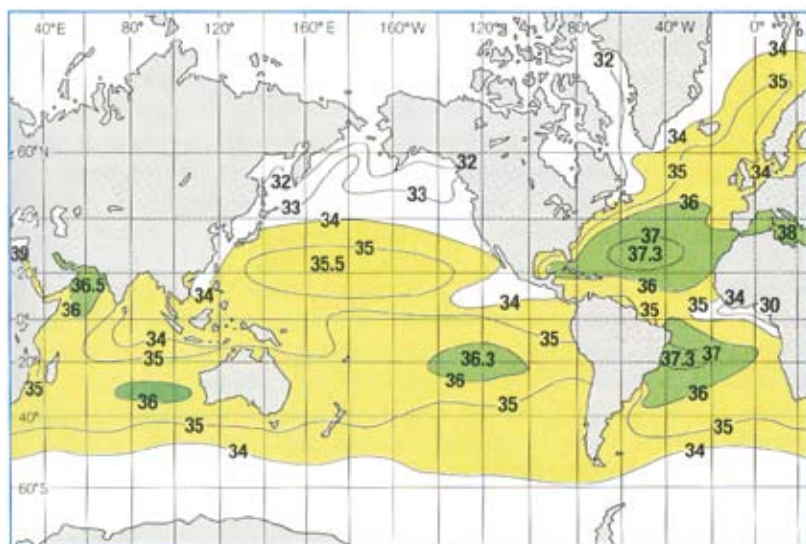


Figura 23

Salinidad de la superficie del océano. Los valores de salinidad son mucho más elevados en el Atlántico que en el Pacífico. El desarrollo de fuertes valores de salinidad en el Atlántico norte a causa de la Corriente del Golfo y sus extensiones es notable.

*Ocean Circulation*, The Open University, Pergamon Press (1989)

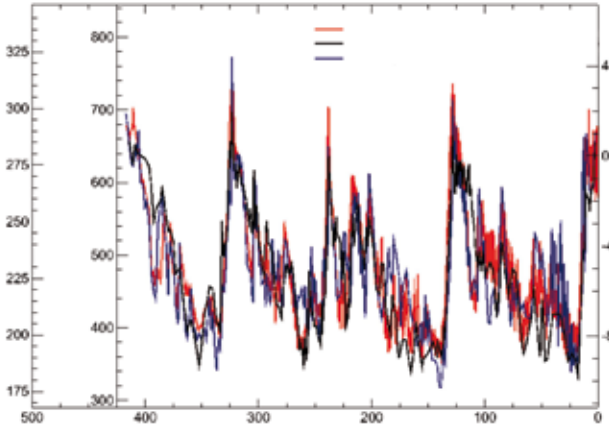


Figura 24  
 Evolución de la temperatura y de las concentraciones de gases de efecto invernadero (dióxido de carbono, metano, etc.) en la atmósfera durante los últimos cuatro ciclos glaciales-interglaciales.  
 LGGE: <http://www-lgge.ujf-grenoble.fr>

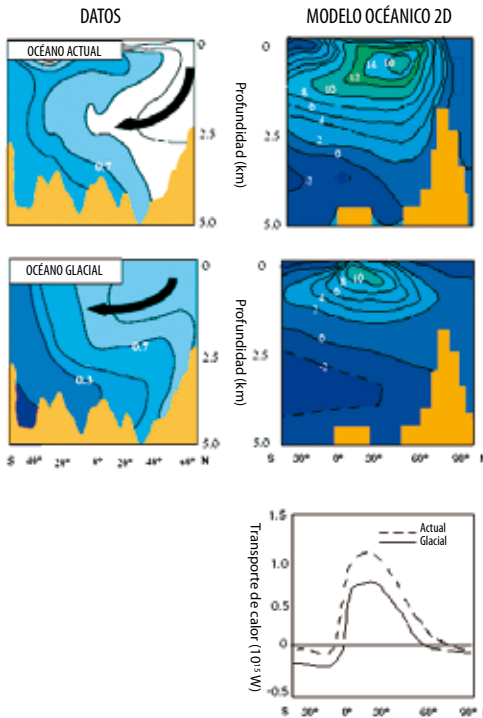


Figura 25  
 A la izquierda, el carbono 13 en una sección norte-sur del Atlántico. Arriba, el océano actual, a partir de medidas en el océano. Abajo, el océano en el último máximo glaciario, reconstruido a partir de medidas en foraminíferos bentónicos. Las capas profundas del océano actual son mucho más ricas en carbono 13, y por lo tanto mejor ventiladas (aguas jóvenes recientemente formadas en la superficie), que del océano de la última glaciación.  
 Jean-Claude Duplessy, *Quand l'Océan se fâche*, Odile Jacob, París (1996)

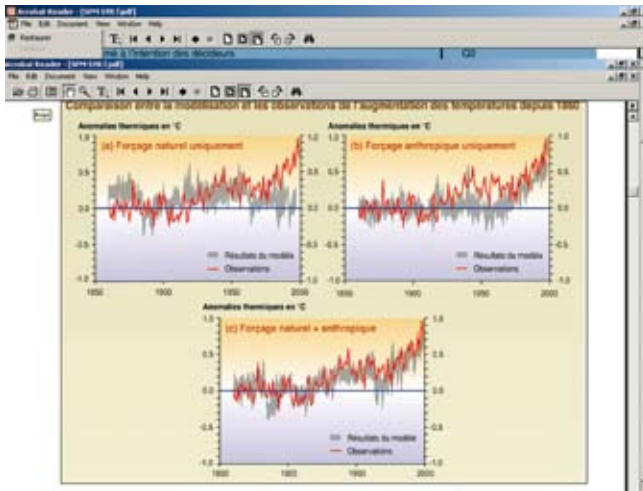


Figura 26

Evolución de la temperatura desde 1860. En rojo, las observaciones. En gris, simulaciones de evolución hechas a partir de modelos inicializados en 1860. Según las observaciones, la disminución de temperatura ocurrida alrededor de 1960-1970 podría ser el resultado de la “gran anomalía de salinidad”.

La simulación que mejor da cuenta de la evolución observada es la que considera simultáneamente los forzados naturales y el forzado antrópico.

*Climate Change: the Scientific Basis, Third Assessment, Informe del IPCC, Cambridge University Press (2001)*

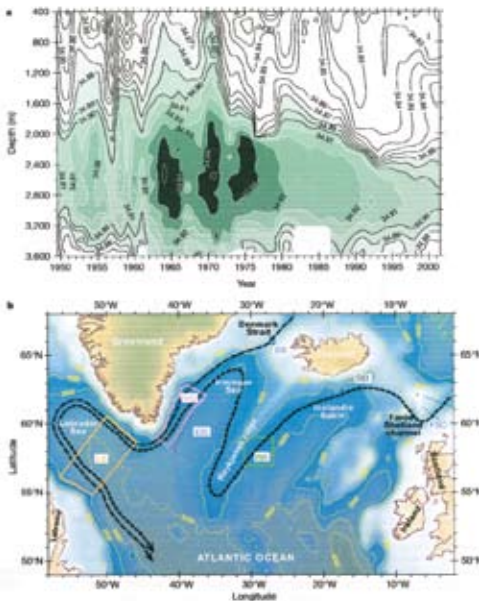


Figura 27

Abajo, el trayecto de las aguas profundas del Atlántico norte desde los umbrales de Groenlandia a Escocia (estrecho de Dinamarca y canal de las islas Feroe) hasta el mar de Labrador. Arriba, la evolución de la salinidad en el mar de Labrador. A nivel de las aguas profundas se observa un máximo de salinidad entre 1960 y 1980 y una disminución desde 1980. El máximo corresponde a un índice NAO bajo.

Bob Dickson *et al.*, “Rapid Freshening of the Deep North Atlantic Ocean Over the Past Four Decades”, *Nature*, vol. 416 (abril de 2002)

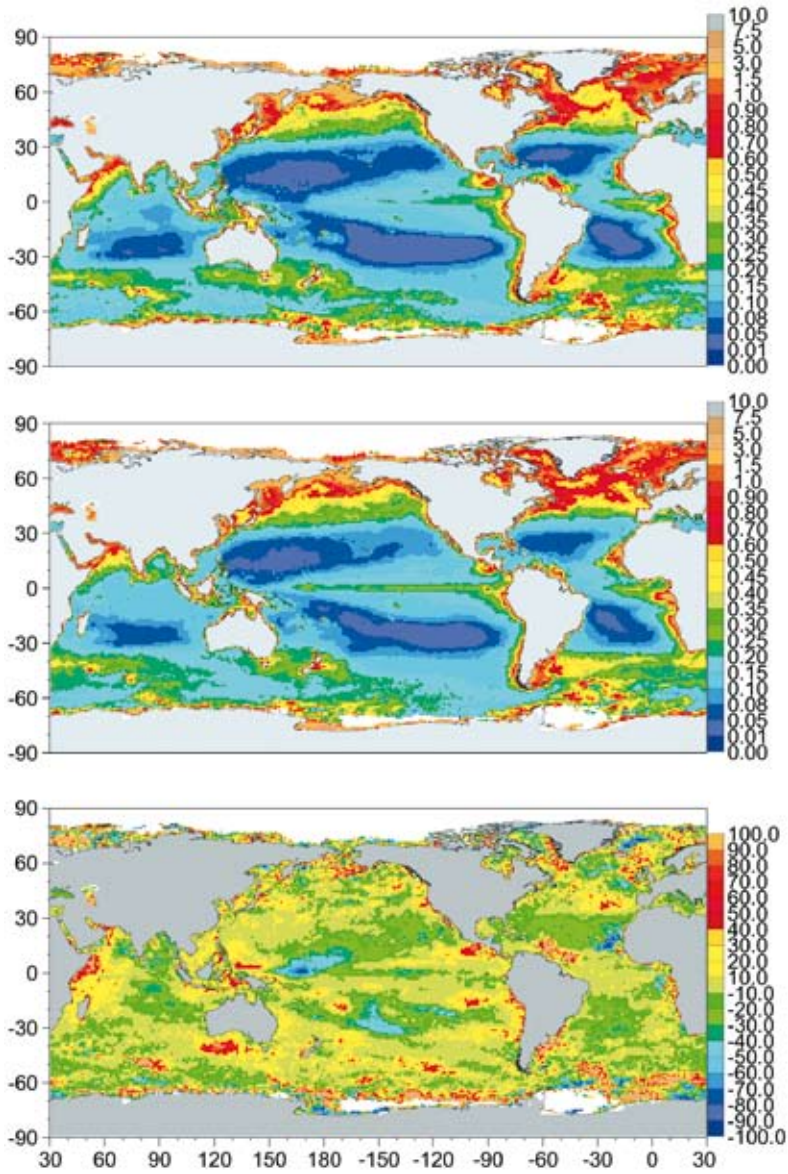


Figura 28

La clorofila en el océano vista por el satélite SeaWiFS. Arriba, la situación en 2003. En el medio, en 1998. Abajo, la diferencia entre las dos. Los valores crecen del azul al rojo, pasando por el verde y el amarillo. Las concentraciones de clorofila han aumentado en las regiones costeras, mientras que tienden a disminuir en mar abierto, particularmente en las regiones anticiclónicas.

Watson Gregg y NASA

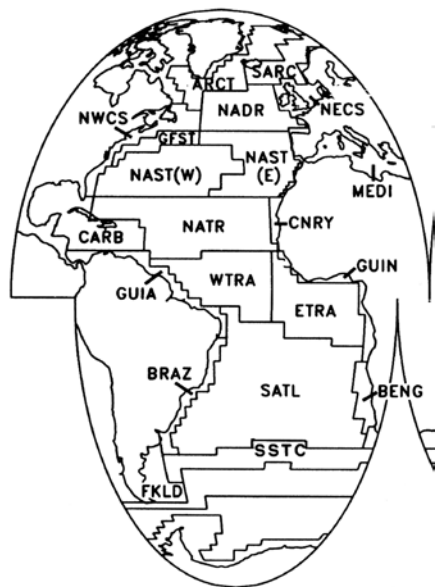
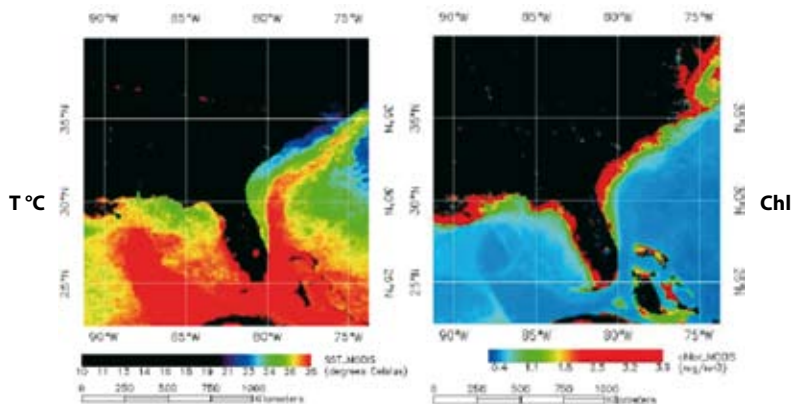


Figura 29

**Los biomas oceánicos**

El bioma de los alisios – CARB: Caribbean Province; NATR = North Atlantic Tropical Gyral Province.  
 El bioma de los vientos del oeste – GFST: Gulf Stream Province; NAST: North Atlantic Subtropical Gyral Province; NADR: North Atlantic Drift Province.  
 El bioma costero – NWCS: Northwest Atlantic Shelves Province.  
 La corriente de Florida no está incluida en ninguna de estas provincias; debe ser considerada una extensión de las provincias CARB y NATR del bioma de los alisios hacia el bioma vientos del oeste.  
 Alan R. Longhurst, *Ecological Geography of the Sea*, Academic Press (1998)

**La corriente de Florida:  
 extensión del dominio tropical**



De la punta de Florida al Cabo Hatteras

Figura 30

La corriente de Florida vista por MODIS en mayo de 2003. A la izquierda, la temperatura de superficie, a la derecha, la clorofila.

Karl-Heinz Szekiella, "Spectral Recognition of Marine Bio-Chemical Provinces with MODIS", EARSel eProceedings 3 (febrero de 2004)

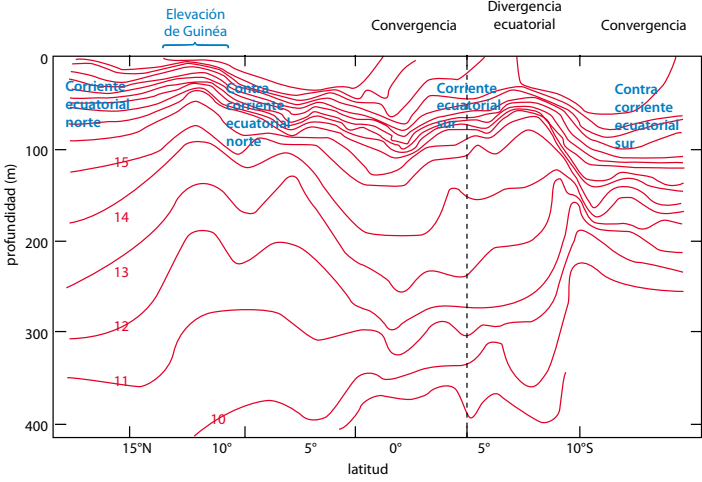


Figura 31  
 Sección de temperatura norte-sur a través del ecuador en el océano Atlántico.  
*Ocean Circulation, The Open University, Pergamon Press (1989)*

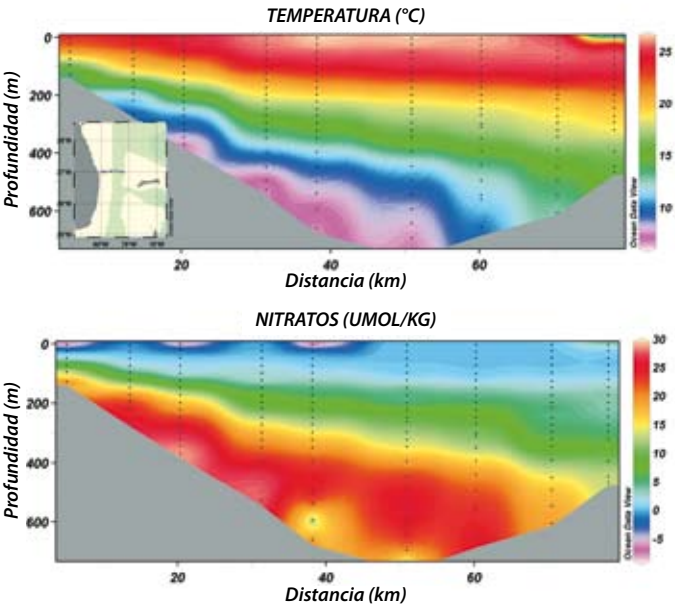


Figura 32  
 Nitratos: sección de la Corriente de Florida a 27°N durante el programa WOCE. Las capas ricas en nitratos (en rojo) pasan a través de la Corriente del Golfo de una profundidad de 600 metros a 200 metros en la ruptura de la plataforma continental sobre una distancia de 60 km.



## Corriente de Florida : upwelling dinámico

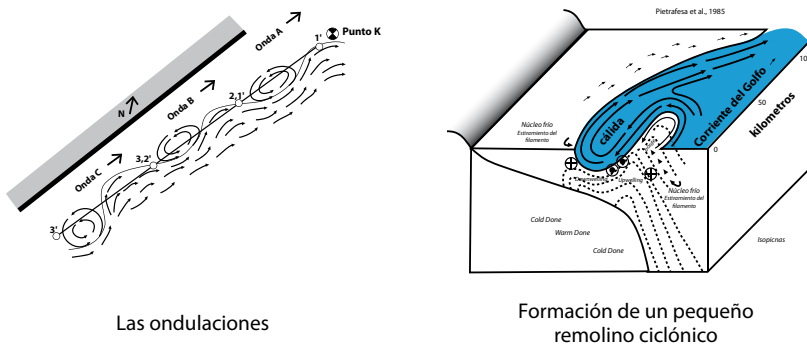


Figura 33

*Upwelling* dinámico en la Corriente de Florida. Ondulaciones y formación de un pequeño remolino ciclónico.

Pietrafesa *et al.*, "Physical Oceanographic Processes in the Carolina Capes", en Atkinson *et al.*, eds., *Oceanography of the Southeastern US Continental Shelf* (1985)

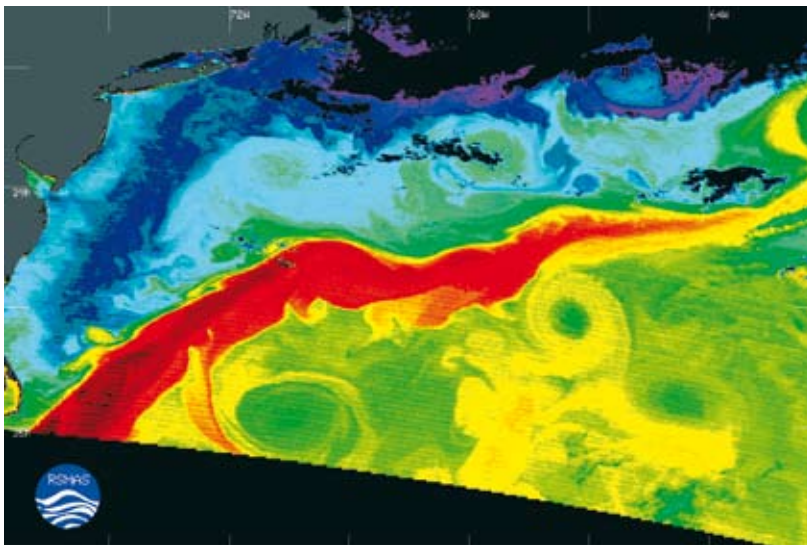
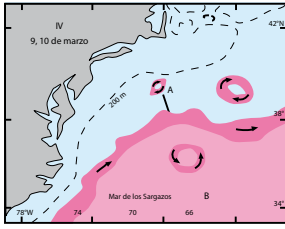


Figura 34

Los remolinos de la Corriente del Golfo (temperatura de superficie) vistos por MODIS en junio del 2000. Se observan tres remolinos fríos al sur y tres remolinos cálidos al norte. Uno de ellos, arriba a la derecha, está incompleto.

NASA Visible Earth

**La Corriente del Golfo devuelve al Mar de los Sargazos los nutrientes tomados**



Remolino frío  
"Bob" marzo de 1977

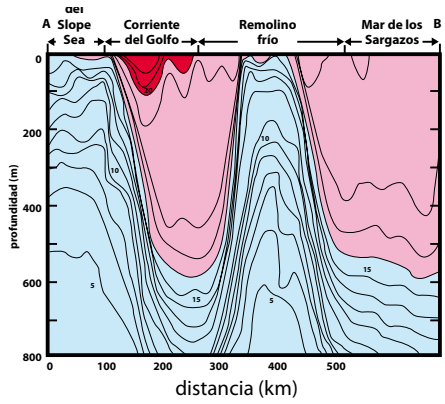


Figura 35

Sección de temperatura a través del vórtice frío "Bob" en 1977.

*Ocean Circulation*, The Open University, Pergamon Press (1989)

De Peter H. Wiebe, "Rings of the Gulf Stream", *Scientific American*, vol. 246-3 (1982)

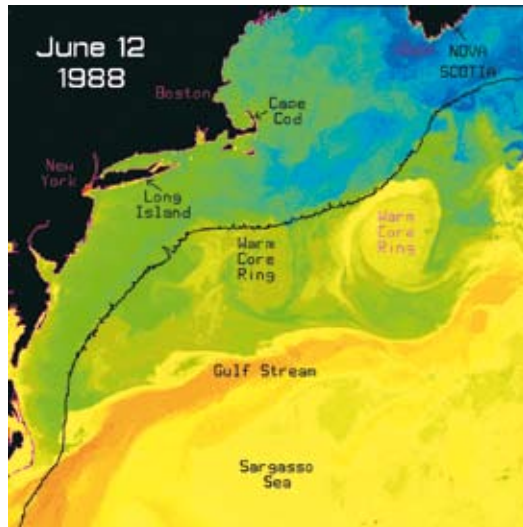


Figura 36

Temperatura de superficie. Los vórtices cálidos en el Slope Sea entre la Corriente del Golfo y la plataforma continental, cuyo límite está marcado por la línea negra tangente a los vórtices.

Grupo de oceanografía espacial, Laboratorio de Física Aplicada, Universidad Johns Hopkins

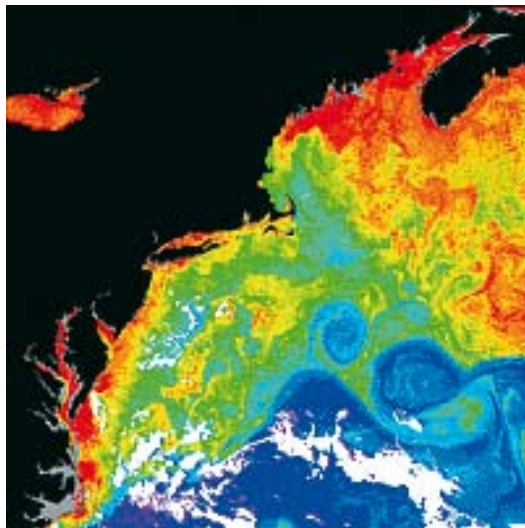


Figura 37

La clorofila en un remolino cálido. Color del océano medido por el satélite CZCS el 8 de mayo de 1981. Los vórtices cálidos son tan pobres en nutrientes como la Corriente del Golfo. Sin embargo enriquecen el Slope Sea. NASA

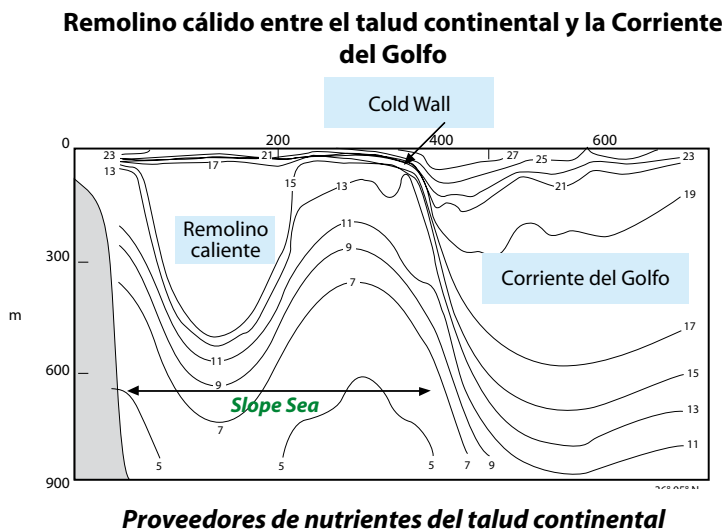


Figura 38

Corte de un remolino cálido mostrando su temperatura.

K.H. Mann y J.R.N. Lazier, "Dynamics of Marine Ecosystems", *Blackwell Science* (1996)

G.T. Csanady, "The Life and Death of a Warm-Core Ring", *J. Geophys. Res.*, 84 (C2), p. 777-780 (1979)

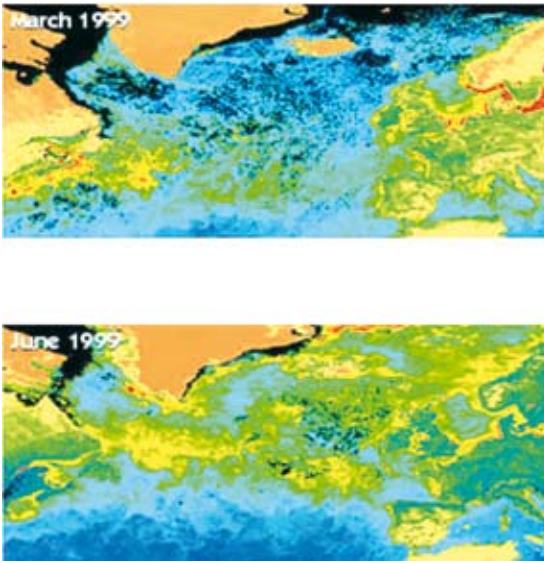


Figura 39  
 La floración primaveral (*bloom*) en el Atlántico norte en 1999. Marzo: comienza la floración. Junio: la floración alcanza su máximo desarrollo. NASA, GSFC Earth Science DAAC SeaWiFS Project

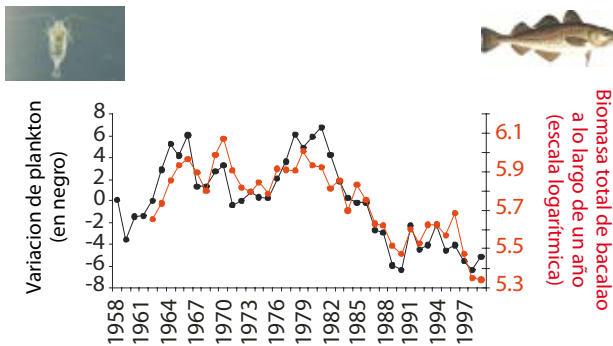


Figura 40  
 Evolución de la biomasa de bacalao en el Atlántico norte en función de un índice que caracteriza la composición del zooplancton. Evolucionan paralelamente, con diferencia de un año. El período de abundancia (1965-1980), *Gadoides Outburst*, corresponde a un índice de la NAO bajo. La decadencia que sigue corresponde al fortalecimiento de la NAO. La conjunción de condiciones climáticas desfavorables con una pesca intensiva puede ser fatal para las reservas. Beaugrand *et al.*, “Plankton Changes and Cod Recruitment in the North Sea”, International Symposium on Quantitative Ecosystem Indicators for Fisheries Management, París (31 de marzo-3 de abril de 2004)

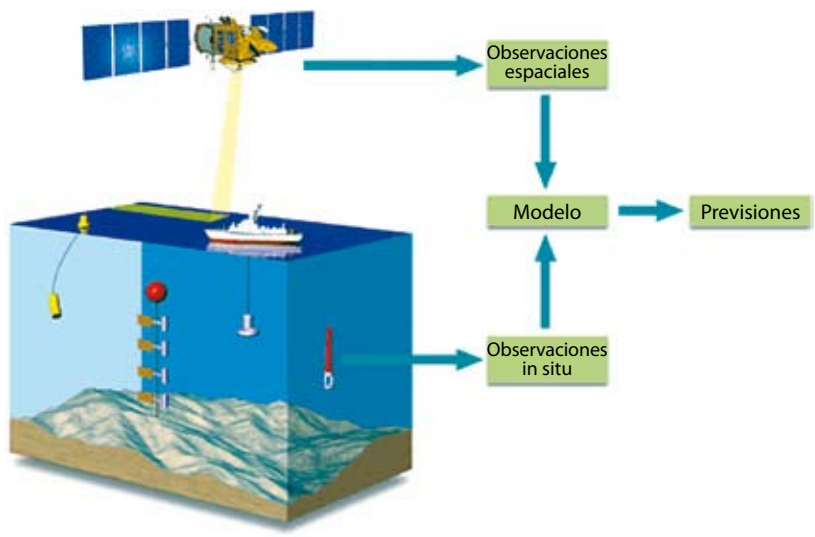


Figura 41  
 Esquema de oceanografía operacional. El modelo es el núcleo del sistema, pero sólo puede funcionar si se lo alimenta con observaciones provenientes de medidas satelitales o *in situ*, estas últimas localizadas y transmitidas también por satélite.  
 Mercator Océans: <http://www.mercator-ocean.fr>

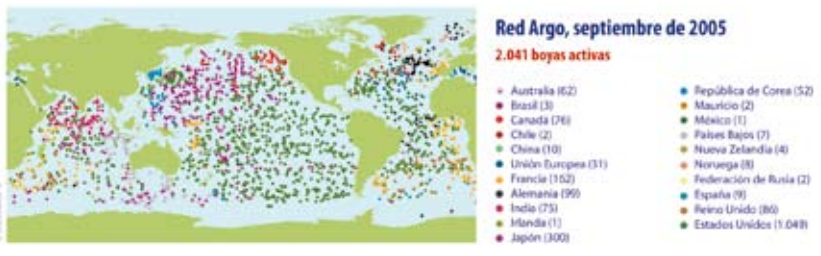


Figura 42  
 El estado del programa internacional ARGO a fines de febrero de 2005. El programa ARGO se propone instalar 3.000 flotadores en todo el océano que derivan a 2.000 m de profundidad y regresan regularmente a la superficie “sondeando” la columna de agua (medidas de temperatura y salinidad). Ya en la superficie, transmiten su posición y sus datos vía satélite.  
 Programa ARGO: <http://www.argo.ucsd.edu>

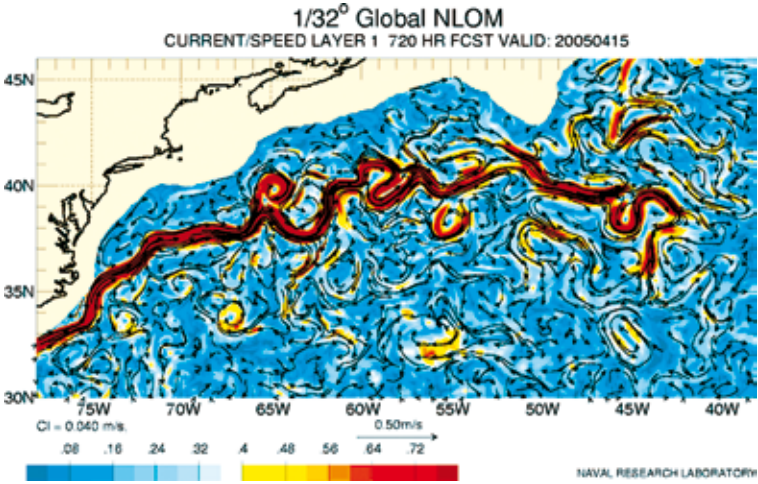


Figura 43  
 Pronóstico operacional del campo de velocidades en la Corriente del Golfo hecho el 16 de marzo de 2005 para el 15 de abril del mismo año. Malla: 1/32°.  
 US Naval Research Laboratory Real-Time Global Ocean Analysis and Modeling  
[http://www7320.nrlssc.navy.mil/global\\_nlom](http://www7320.nrlssc.navy.mil/global_nlom)

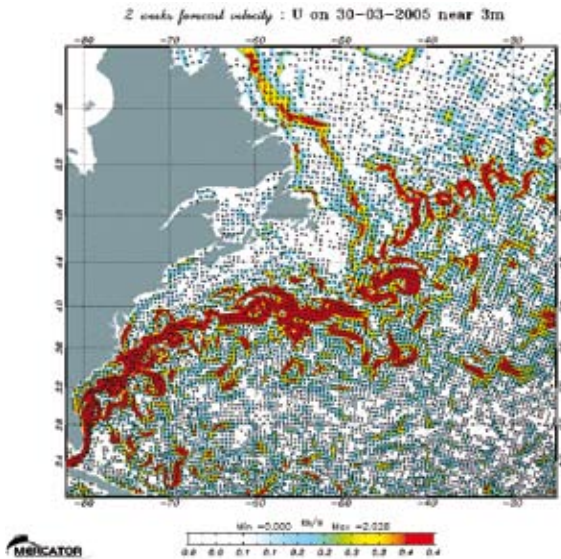


Figura 44  
 Pronóstico operacional del campo de velocidades en la Corriente del Golfo hecha el 16 de marzo de 2005 para el 30 de marzo de 2005. Malla: 1/15 de grado.  
 Mercator Océans: <http://www.mercator-ocean.fr>

En conclusión, podemos decir que el calor que la Corriente del Golfo transporta hacia el norte tiene que ver con el clima de Gran Bretaña, pero si el tiempo en invierno es mejor que en Canadá a la misma latitud es porque, en el contexto climático actual y a causa de la rotación de la Tierra, las orillas oeste de los océanos están dominadas por los vientos del oeste que extraen del mar el calor que el Sol inyectó durante el verano. Esto es válido de la misma manera para las riberas del Pacífico y la Corriente de Kuroshío.

### Noruega y Alaska

Para evaluar el peso de la Corriente del Golfo y el calor que aporta en el clima del borde este del Atlántico, y decidir si se le puede reconocer el papel que se le niega a la de Kuroshío, lo más razonable es comparar, como indica el sentido común, situaciones comparables (es decir, cualitativamente similares), e investigar las diferencias que existen entre los climas marítimos del este del Pacífico y del este del Atlántico. No cabe duda de que, a la misma latitud y para el mismo tipo de clima, el clima de Noruega no es igual al de Alaska. La carta de anomalías de la figura 16 indica una anomalía positiva de hasta 10°C en las costas de Noruega respecto a las temperaturas de la costa americana en las mismas latitudes. ¿Tiene la Corriente del Golfo (o su extensión) alguna relación? Esta es la pregunta. Se podría pensar que sí, pues el calor que transportan las corrientes hacia el norte es mucho más importante en el Atlántico que en el Pacífico a causa de la contribución en el Atlántico a la circulación termohalina que no existe en el Pacífico. Sin embargo, Seager *et al.* concluyen que, con la excepción del norte de Noruega, las diferencias de temperatura observada entre Europa Occidental y Canadá son independientes del transporte oceánico de calor. Para llegar a este resultado hicieron un experimento a través de modelos. Compararon los resultados de un modelo de circulación general atmosférico con un modelo oceánico simplificado (*uniform depth mixed-layer ocean*), haciéndolos funcionar sucesivamente con o sin transporte de calor oceánico. Pudieron constatar que las diferencias de temperatura en enero entre las costas canadienses del Pacífico y las costas europeas a la misma latitud eran claramente las mismas en ambos casos, próximas a las diferencias observadas de 5° et 10°. De aquí la conclusión lógica: el calor transportado por el océano no tiene que ver con las dife-

rencias de temperatura observadas ya que, con o sin transporte, las diferencias de temperatura permanecen invariables.

Caben algunas dudas acerca de la validez de este resultado. En primer lugar porque, a diferencia del estudio precedente realizado sobre ambas riberas del Atlántico y basado en un balance efectivo de calor a partir de observaciones reales en la situación climática actual, aquí sólo se comparan datos de modelos correspondientes a situaciones climáticas radicalmente diferentes. Las situaciones climáticas de los océanos Atlántico y Pacífico norte con o sin transporte de calor hacia el norte por las corrientes no tienen nada que ver una con la otra. Con transporte de calor estamos en la situación actual, mientras que sin transporte estaríamos en lo más frío de los más fríos períodos glaciares, en un esquema de circulación totalmente diferente ¿Que puede significar una diferencia similar de temperatura entre Gran Bretaña y Canadá a la misma latitud, mientras que todo el resto es diferente? En segundo lugar, la validez se pone en duda porque la representación del océano en los modelos no es demasiado realista.

Seager *et al.*, sobre la base de sus resultados, explican estas diferencias de temperatura por las diferencias en la forma de las cuencas oceánicas. El océano Atlántico se extiende hacia el norte más allá de 60°N hasta el Ártico, a través de los mares de Noruega y Groenlandia, mientras que el Pacífico está cerrado por el estrecho de Bering. De este modo, las bajas presiones de Islandia en el Atlántico están centradas más al norte y relativamente más al este que las de las Aleutianas en el Pacífico. Esta configuración favorece la consecuente llegada de los vientos cálidos del suroeste y de la corriente de Noruega mucho más al norte. Esta situación no tiene equivalente en el Pacífico, y las costas de Canadá y de Alaska están más influenciadas por el continente. Dicho de otro modo, el transporte de calor hacia el norte vía la Corriente del Golfo y sus extensiones es mucho más importante en el Atlántico que en el Pacífico, lo que induce que el Pacífico norte sea globalmente más frío que el Atlántico norte.

## LA CORRIENTE DEL GOLFO Y LA NAO (NORTH ATLANTIC OSCILLATION)

Las variaciones climáticas del Atlántico norte dependen de la interacción entre el anticiclón de las Azores y la depresión de Islandia, que regula la intensidad de los flujos atmosféricos y, en particular, la de los vientos del oeste que circulan entre los



dos y que controlan el clima de Europa Occidental (figura 17). Razonando un poco al revés, es decir partiendo de los efectos para remontar hasta las causas, se puede decir que a vientos del oeste fuertes, que pertenecen a la vez al anticiclón del sur y a la depresión del norte, corresponde un aumento de la actividad atmosférica en ambas estructuras. Esto implica presiones particularmente bajas en el centro de la depresión de Islandia y altas en el anticiclón de las Azores. Conclusión lógica: la diferencia de presiones atmosféricas entre el anticiclón y la depresión de Islandia caracteriza el clima del Atlántico norte y a esto se lo llama el Índice NAO, NAO por North Atlantic Oscillation. Cuanto mayor es este índice, más activas son las circulaciones y más fuertes son los vientos en las latitudes medias. Pero no solamente estos últimos (aun si aquí nos interesan particularmente), sino también los alisios y los vientos fríos del noroeste, que llevan el aire polar por América del Norte, en el borde oeste de la depresión de Islandia.

La influencia de la NAO se nota especialmente en invierno. Las consecuencias climáticas inmediatas son variadas. En primer lugar, el aumento de los vientos del oeste sobre el Atlántico norte favorece la transferencia de calor, en invierno, entre el océano y la atmósfera y está acompañada de inviernos cálidos, húmedos y tempestuosos en Europa desde el noroeste hasta Siberia. Del otro lado del Atlántico, el aumento de los vientos del noroeste sobre el borde oeste de la depresión de Islandia provoca inviernos particularmente fríos sobre las costas de Canadá y de los Estados Unidos. Un índice NAO alto acentúa el contraste climático entre las dos orillas del Atlántico. En los períodos de baja de la NAO (anomalía negativa de la NAO), la situación se invierte: la depresión de Islandia se debilita y se desplaza hacia el sur, dejando lugar a las altas presiones que reinan en los polos y facilitando la llegada de aire polar a Europa Occidental. La zona de vientos del oeste se manifiesta más al sur con menos intensidad, llevando la zona de inviernos lluviosos al sur de Europa. Estas variaciones climáticas ligadas a las variaciones de la NAO no ponen en cuestión el esquema precedente, que “equilibraba” las cantidades de calor tomadas y cedidas por el océano en invierno y en verano respectivamente. Durante una anomalía positiva de la NAO, los fuertes vientos en invierno tienen dos efectos: enfriar el océano y aumentar el espesor de la capa de mezcla, lo que aumentará la

capacidad del océano para almacenar calor en verano. El balance se equilibra sin necesidad de recurrir al calor transportado por el océano para explicar el clima templado de Europa Occidental.

Las variaciones de la NAO tienen otros efectos. La aceleración de los vientos norte-noroeste sobre el borde oeste de la depresión de Islandia aumenta la evaporación, el enfriamiento y la densidad de las aguas del mar de Labrador, con la consecuencia de aumentar el volumen de agua que va a sumergirse en invierno y alimentar la formación de aguas profundas. Más lejos, a la inversa, en el borde este del Atlántico, el aumento de los alisios favorece el afloramiento de aguas profundas a lo largo de las costas de Portugal y de África, de Marruecos a Mauritania.

Si la NAO variara año tras año de forma aleatoria, todo esto no tendría demasiada importancia. El océano no tendría tiempo para registrar durablemente las perturbaciones de cada año, que el año siguiente se encargaría de borrar. Se trataría de un ruido de fondo sin consecuencias a mediano y largo plazo. Pero no es así, y es por eso es que se habla de oscilación. Las anomalías tienen una duración corta, como muestra la figura de la evolución del índice de la NAO desde mediados del siglo XIX (figura 19). El período 1980-2000, por ejemplo, es claramente un período de NAO alta, aunque se observen algunas inversiones puntuales de la anomalía. Era claramente el caso contrario entre 1955 y principios de los años 1970. No siempre ha sido así. La evolución de la NAO se ha podido reconstruir desde 1650, gracias al análisis de las capas de nieve acumuladas a lo largo del tiempo en Groenlandia, partiendo del principio de que existe una relación entre la NAO (y por ende el campo de presiones del Atlántico norte) y la abundancia de precipitación de nieve sobre Groenlandia. Se observa claramente que las oscilaciones estructuradas y coherentes son intermitentes. Pueden identificarse fácilmente períodos de alternancia estructurada de altas y bajas del índice de la NAO: 1675-1725, 1875-1925 y 1960-2000. Por el contrario, es difícil identificar cualquier señal de coherencia entre 1725 y 1850. Este comportamiento no se ha interpretado definitivamente, pero parece indicar que, aunque la NAO es ante todo un modo de variación propio de la atmósfera, las fluctuaciones decenales estructuradas hacen intervenir otros elementos del sistema climático de “memoria lenta” (respecto de

la atmósfera, que varía rápidamente). Es aparentemente el océano el que juega ese papel, aunque no se puede evitar establecer una relación entre la debilidad de la NAO entre 1675 y 1690 y la debilidad persistente de la actividad solar durante la misma época, conocida como el mínimo de Maunder.

Podemos plantear la cuestión (y de hecho los investigadores lo hacen, con la esperanza de responderla algún día) del significado de la anomalía positiva de principios de los años 1990, cuya amplitud no tiene precedentes en la historia conocida de la NAO, y preguntarnos si existe alguna relación con el cambio climático global y el aumento de gases de efecto invernadero en la atmósfera. Existen dudas acerca de la evolución de la NAO en el contexto del cambio global. Es de todos modos más o menos cierto, teniendo en cuenta la duración de las diferentes fases, que el océano las registra, las integra a su dinámica y las devuelve, a su ritmo, a la atmósfera, que responde también a su ritmo, mucho más rápido que el del océano. Así funciona la interacción entre el océano y la atmósfera. Veamos algunos ejemplos que ilustran la complejidad de esta interacción y los procesos de acción y reacción que pueden intervenir.

### **La circulación anticiclónica, la Corriente del Golfo y la NAO**

La circulación anticiclónica oceánica superficial reacciona a las variaciones de la NAO con un cierto retraso. El aumento de la circulación atmosférica durante las fases altas de la NAO estimula las corrientes oceánicas que constituyen el circuito anticiclónico, entre ellas la Corriente del Golfo, la Corriente Noratlántica y la Corriente de Noruega.

Existen dos índices. En primer lugar, la intensidad de la Corriente del Golfo. Para analizar las fluctuaciones de la circulación oceánica durante largos períodos, se recurre a índices representativos, como se hace en la atmósfera con la NAO. Este método fue aplicado, aunque sin darle un nombre, por Ruth G. Curry y Michael S. McCartney adaptando al océano el principio del índice de la NAO, que mide las anomalías de diferencia de presión atmosférica entre el punto más alto (anticiclón de las Azores) y el más bajo (depresión de Islandia) de la gran circulación de vientos del oeste. De manera similar para el océano, el transporte de la Corriente del Golfo es proporcional

a la diferencia de “presión” entre el punto alto de la circulación anticiclónica oceánica en las Bermudas y el punto bajo del gyre subpolar en el mar de Labrador (figura 18). Las variaciones en el flujo de la Corriente del Golfo pueden ser deducidas de las anomalías en la diferencia de energía potencial entre esos dos puntos. La respuesta es clara: el flujo de la Corriente del Golfo se debilitó durante el período de baja de la NAO de los años 1960 y se intensificó durante los 25 años de índice NAO alto desde 1975, con un pico marcado en los años 1990 (figura 20a). No es un resultado inesperado. En los períodos de alta de la NAO, los vientos invernales de la depresión de Islandia enfrían el mar de Labrador, lo que se traduce en una baja del nivel del mar y de la energía potencial. Mientras que en torno a la circulación anticiclónica los fuertes vientos del oeste intensifican el transporte de Ekman hacia el centro, lo que hace que la pincolina se sumerja y que el nivel del mar suba, aumentando la energía potencial. Es el máximo de la diferencia de energía potencial y también de la Corriente del Golfo. Sucede a la inversa cuando la NAO es débil.

Segundo índice: la posición en latitud de la Corriente del Golfo. Intuitivamente, la activación de la circulación anticiclónica, cuyo correlato es un aumento del flujo de la Corriente del Golfo, provoca también una extensión hacia el norte. Respecto de otras corrientes de la circulación anticiclónica, de límites difusos, es fácil situar la Corriente del Golfo. El límite norte está bien materializado por el frente térmico que la separa de las aguas frías del *Slope Sea* y de la corriente de Labrador. Existe un índice para seguir la evolución de su posición en latitud, el “GSNW index” (por Gulf Stream North Wall). Se trata simplemente de la latitud más al norte alcanzada entre las longitudes 60°W y 75°W por el límite norte de la Corriente del Golfo. Existe una relación entre este índice y la NAO, o sea, que a un índice NAO alto corresponde un desplazamiento hacia el norte de la Corriente del Golfo con un retraso de uno o dos años, y a la inversa. La amplitud de la variación es del orden de 100 a 200 km (figura 20b). La posición del North Wall fue en promedio 1° más al norte durante los años 1990 (anomalía positiva) que durante los años 1960-1970 (anomalías negativas). En resumen, puede decirse que la circulación oceánica responde rápida y significativamente a las influencias de la atmósfera, y que a un aumento de la NAO

corresponde finalmente un aumento del transporte oceánico y del flujo de calor hacia el norte.

### **Las aguas profundas del mar de Labrador**

El mar de Labrador, entre Groenlandia y Labrador, es también una zona de formación de aguas profundas, pero el mecanismo no es el mismo que el descrito para los mares de Noruega y de Groenlandia, en los que una condición necesaria de su formación es la fuerte salinidad de las aguas de la corriente de Noruega, recuerdo de su origen tropical y de su largo derrotero. La formación de aguas profundas en el mar de Labrador es independiente del sistema de la Corriente del Golfo y no debe nada a las aguas saladas que transporta. No está ligada a la circulación anticiclónica tropical, sino al gyre ciclónico subpolar. Lo que aumenta la densidad de las aguas de superficie y las fuerza a sumergirse es, como hemos visto, el enfriamiento intenso en invierno bajo la acción de los vientos fríos del noroeste asociados a la depresión de Islandia. Durante los períodos de fuerte anomalía positiva de la NAO, el viento particularmente intenso acentúa el enfriamiento y aumenta el volumen de agua que se sumerge. Además se produce una extensión de las aguas frías y del hielo originario del Ártico vía el archipiélago del norte de Canadá y del mar de Baffin, entre Groenlandia y Canadá. Cuanto mayor es la anomalía positiva de la NAO, la capa de aguas profundas formada en el mar de Labrador es más espesa, más fría y menos salada (a la inversa del agua profunda formada en el mar de Noruega). La perennidad de anomalías durante muchos años hace que se formen masas de agua más o menos importantes, con características diferentes según las variaciones de la NAO. La temperatura de la capa de agua formada era de 3,5°C en 1970 (anomalía negativa de la NAO), mientras que en 1993 era de solamente 2,7°C (anomalía positiva). Las corrientes marinas son vehículo de estas anomalías. Una parte del agua profunda de Labrador se mezcla con las aguas más profundas (2.500-3.000m) y más densas provenientes de los mares GIN y prosiguen su periplo a través de la “cinta transportadora” y de la Deep Western Boundary Current. La parte superior a aproximadamente 1.500 m de profundidad se incorpora al gyre anticiclónico tropical vía la Corriente del Golfo y la Corriente Noratlántica. Se encuentran trazas de las anomalías (espesor, salinidad, temperatura) de las aguas de Labrador 6 años

después en la región de las Bermudas. A largo plazo, las variaciones de las características de las aguas profundas de Labrador se propagan hacia la superficie por mezcla y difusión. Es probable que la formación de abundante agua fría y poco salada en el mar de Labrador, durante el período de índice NAO alto, se traduzca algunos años más tarde en un enfriamiento y disminución de la salinidad de la corriente de Noruega, cuyo efecto sería atenuar la circulación termohalina y así debilitar la NAO. Se trata así de una retroacción negativa, contraria al efecto que origina la anomalía inicial en el mar de Labrador. Se ha demostrado que una anomalía negativa de temperatura de superficie detectada al sur de los Estados Unidos (entre 25°N y 35°N), y aparentemente ligada a una anomalía debajo de la superficie, tardó más o menos 8 años en propagarse hasta Islandia a través de la Corriente del Golfo y sus extensiones. Si el esquema es correcto (lo cual aún no ha sido demostrado), pasan 14 años para que una anomalía registrada durante la formación de aguas profundas en el mar de Labrador llegue a las puertas de la zona de formación de aguas profundas en el mar de Noruega. Este es aproximadamente el período de las variaciones decenales de la NAO.

### **Las “grandes anomalías de salinidad” y la circulación termohalina**

Una “gran anomalía de salinidad” recorrió la superficie del Atlántico norte desde 1968 hasta el principio de los años 1980, sin duda uno de los acontecimientos de escala decenal más particulares y mejor documentados de los que se tenga noticia, lo que no significa que sea uno de los mejor comprendidos. Se trata de una disminución sensible de la salinidad de las capas de superficie hasta una profundidad de varios centenares de metros, que se propagó durante 12 años (figura 21). Detectada hacia 1968 al noreste de Islandia, apareció en 1971-1972 en el mar de Labrador. A continuación se incorporó a la Corriente Nortatlántica, que la llevó en 1976 al norte de Gran Bretaña, cerca de las islas Feroe y Shetland, en 1977-1978 al mar de Noruega, y luego, de 1979 a 1982 al mar de Groenlandia, zona de formación de aguas profundas del Atlántico norte. Se la llama gran anomalía de los años 70 (GSA 70). Hubo otras a continuación, tal vez menos marcadas, pero que en principio siguieron el mismo camino. Entre 1982 y 1990, por ejemplo, una anomalía pareció

seguirle las huellas a la precedente. Y otra entre 1989 y 1997, como si existiese una periodicidad de unos 10 años. Una periodicidad *a priori* confortable para el científico inclinado a deducir que estas anomalías, tan similares y repetitivas, deberían tener la misma causa. Hubiera sido evidentemente demasiado simplista, pues parece que estas anomalías fueron desencadenadas por dos causas diferentes. Una, la GSA 70, corresponde a un período de anomalía negativa de la NAO, la otras (GSA 80 y 90), por el contrario, corresponden a anomalías positivas. Un indicio de esta diferencia puede hallarse en el lugar de origen de estas anomalías: el norte de Islandia para la primera, el mar de Labrador para las dos siguientes.

La formación de hielo en el océano glacial Ártico también varía con la NAO. De los análisis y observaciones hechos a lo largo de 40 años, entre 1958 y 1997, se desprende una tendencia, desde alrededor de 1970, de disminución del hielo ártico superpuesta con variaciones correlacionadas con las de la NAO. La concentración de hielo es menor cuando el índice de la NAO es mayor, y a la inversa. Los años que precedieron a la aparición de la anomalía de salinidad de 1968 al norte de Islandia correspondieron a fuertes anomalías negativas de la NAO y a una producción importante de hielo acumulado a lo largo de los años. Hubo sobreproducción. El océano glacial Ártico alrededor del polo norte alberga un anticiclón atmosférico que varía al ritmo de la NAO, en oposición de fase con la depresión de Islandia. Cuando ésta es débil, como lo fue durante los años 1960, el anticiclón polar se instala sobre Groenlandia, provocando un flujo de viento del norte que facilita la exportación de hielo ártico hacia el sur, en particular las capas más espesas y más antiguas y, por ende, menos saladas, a lo largo de la costa este de Groenlandia a través del estrecho de Fram, entre Groenlandia y Svalbard. Se dieron todas las condiciones (sobreabundancia de hielo y viento favorable) para que hubiera un aumento importante de hielo y así fue. Se estima que el flujo de agua dulce a través del estrecho de Fram fue un 50 % superior al promedio. Se trató en este caso de simple advección de agua dulce hacia el sur, que se propagó sin que intervinieran procesos propios de las regiones atravesadas.

Otra fue la situación que prevaleció durante las GSA 80 y 90, que no tuvieron origen en un transporte del lejano Ártico,

sino localmente en el mar de Labrador, en un contexto de índice elevado de la NAO. El terreno fue preparado en ambos casos por inviernos extremadamente rigurosos, en 1982-1984 y 1992-1994, asociados a vientos del noroeste sobre el mar de Baffin que favorecieron el flujo de agua dulce del Ártico hacia el mar de Labrador, a través del archipiélago ártico canadiense. Mientras que habitualmente en los períodos en que la NAO es positiva, los vientos fríos inducen una fuerte convección, en este caso fue su exceso el que, aportando un exceso de agua dulce, la hizo momentáneamente más lenta y provocó una anomalía de salinidad de menor amplitud que la de 1970, pero que tomó el mismo camino incorporándose a la Corriente del Golfo y a la Corriente Nortatlántica y alcanzando finalmente los mares GIN para formar aguas profundas.

La curva de evolución de la temperatura promedio del aire, que crece globalmente desde fines del siglo XIX (figura 26), indica que hubo una interrupción de este aumento e incluso un descenso de temperatura desde fines de los años 1960 hasta el fin de los años 1970. Se puede pensar que hay una relación de causa-efecto entre la irrupción de la GSA de los años 1970 y este enfriamiento pasajero. Efectivamente, decir agua dulce en superficie es lo mismo que decir aumento de la estratificación y disminución de la formación de aguas profundas. Fue sin duda el caso en los mares GIN, donde nació la GSA en 1968-1969, y en el mar de Labrador, que ésta atravesó en 1969-1970. De esto puede haber resultado una disminución suficiente de la circulación termohalina y de la "cinta transportadora" para comprometer el transporte de calor hacia el norte vía la Corriente del Golfo y sus extensiones. Tal vez un fenómeno análogo amenaza producirse a raíz del cambio climático global, o sea una super-GSA que podría frenar radicalmente la circulación termohalina y enfriar fuertemente, al menos, el hemisferio norte.

### La NAO y la interacción océano-atmósfera

Hemos visto que el océano responde significativamente a las variaciones de la circulación atmosférica señaladas por el índice de la NAO, siempre que las anomalías positivas o negativas tengan una cierta persistencia. Esto plantea el problema de saber si hay una interacción entre el océano y la atmósfera que genera una variabilidad climática decenal recurrente. Dicho de otra manera:



¿Son las acciones y reacciones entre el océano y la atmósfera las responsables de las oscilaciones de la NAO cuando son coherentes, como sucede actualmente?

La formación de aguas profundas en Labrador es una ilustración del problema. Una anomalía negativa de salinidad creada durante un período de NAO positiva con flujos importantes de la Corriente del Golfo y de la circulación termohalina tarda 14 años en llegar al mar de Noruega, donde es susceptible de frenar la circulación termohalina, la Corriente del Golfo y reducir en consecuencia la NAO y la formación de aguas profundas en el Labrador (menos abundantes pero más saladas), que no se opondrán 14 años más tarde a la formación de aguas profundas en el mar de Noruega, y así sucesivamente. Es un problema crucial a resolver, junto con el de las interacciones entre las escalas de variación de la NAO y las de evolución a largo plazo del clima, si queremos simular correctamente las fluctuaciones climáticas que nos esperan durante las próximas décadas.

El período que se abrió a fines de los años 1970 es el más largo registrado de fase positiva, y el período 1980-1990 el lapso en el que el índice de la NAO alcanzó los valores más altos en 173 años de registros. Esto no ha impedido observar durante este período, sin embargo, fuertes variaciones interanuales del índice, e incluso inversiones brutales, de un invierno a otro. Fue en particular el caso del invierno 1994-1995, que registró la segunda mayor anomalía positiva que se recuerde y el siguiente, 1995-1996, caracterizado por una de las más fuertes anomalías positivas jamás constatadas. Esto muestra que, más allá de una probable interacción océano-hielo-atmósfera responsable de las oscilaciones decenales o multidecenales, la dinámica propia interna de la atmósfera es capaz de inducir variaciones interanuales de amplitudes equivalentes a las de las oscilaciones decenales.

Leyendo esto, en caso de haber llegado hasta aquí, el lector podría pensar sin duda que las cosas no son del todo claras. Tal vez llegue a pensar, siguiendo a Boileau (“Lo que está bien concebido se enuncia claramente”), que es evidente que incluso el propio autor no haya comprendido bien. Y tal vez sea verdad... Pero existe una disculpa, pues las cosas son efectivamente poco claras, y no todos los científicos están de acuerdo acerca de los procesos en juego (poniendo en evidencia sus dudas y a veces su ignorancia). Se puede percibir, a través de este ejemplo de

interacción océano-hielo-atmósfera, toda la complejidad del sistema climático y, sobre todo, la casi imposibilidad de aplicarle un método analítico que separe el sistema climático en piezas para analizar los componentes o los procesos de intercambio uno por uno. Todas las escalas de tiempo y de espacio están imbricadas. De este modo, por ejemplo, no es imposible que exista una relación entre los episodios de muy fuerte anomalía positiva de la NAO y la aparición de GSA, por un lado, y los eventos El Niño, por otro, cuyo motor está sin embargo bien lejos, ¡en el Pacífico ecuatorial! El sistema climático no es un rompecabezas o en todo caso sería un rompecabezas dinámico, en el que cada pieza agregada modifica el conjunto de la configuración a medida que se arma.

De todas maneras, serán necesarios muchos años para entender cabalmente el funcionamiento de la maquinaria, por ahora inextricable, de escalas de variabilidad del Atlántico norte, elementos cruciales que interfieren también en la circulación termohalina y por lo tanto en la evolución del clima a largo plazo. El estudio de la NAO es un importante proyecto del programa internacional de investigación CLIVAR (Climatic Variability), lanzado en 1995 por un período de 15 años en el marco del Programa Mundial de Investigación del Clima (PMIC), organizado conjuntamente por la Organización Meteorológica Mundial (OMM), la Comisión Oceanográfica Intergubernamental de la UNESCO (COI) y el Consejo Internacional para la Ciencia (ICSU).

Volvamos, para terminar, a la Corriente del Golfo, un poco perdida en este meollo de acciones y retroacciones. Siendo un elemento del sistema, parece oscilar al ritmo de las variaciones de la NAO (a menos que no sea a la inversa). Responde a las variaciones interanuales (de un año al otro) de la NAO, como bien lo muestra la relación entre su posición en latitud (índice GSNW) y el índice de la NAO. Responde también a las variaciones plurianuales y decenales, o sea que hay una correlación entre, por un lado, su posición promedio en latitud y su caudal y, por otro, las variaciones plurianuales de la NAO. Los flujos de calor hacia el norte y la temperatura de superficie del Atlántico son evidentemente en fase con las variaciones de la Corriente del Golfo y perturban a su vez a la atmósfera, sin que se sepa por el momento cuáles son las retroacciones que controlan el juego. En fin, la

Corriente del Golfo y sus extensiones contribuyen a la propagación de las anomalías de temperatura y de salinidad salidas del mar de Labrador o en los mares GIN (Groenlandia-Islandia-Noruega). La Corriente del Golfo está claramente implicada, pero no juega sola y no es la directora de orquesta; es indisoluble de otros elementos (atmósfera, hielos), que conforman junto a ella la esencia del sistema climático del Atlántico norte.

## LA CORRIENTE DEL GOLFO Y LA CIRCULACIÓN TERMOHALINA

### La desigualdad de los océanos: ¿por qué el Atlántico?

El océano y la atmósfera son los dos fluidos que redistribuyen el calor del Sol, recibido mayoritariamente en las regiones intertropicales. Su papel, sin embargo, no es simétrico. En primer lugar, el océano almacena la energía, algo que la atmósfera no hace. Además, la atmósfera toma su energía esencialmente del océano bajo la forma de calor latente (evaporación), radiación (el océano emite en el infrarrojo, en la longitud de onda correspondiente a su temperatura, energía absorbida por la atmósfera) y, finalmente, en menor medida, de “calor sensible”. El calor sensible es la reserva de calor contenido en un fluido a una temperatura dada, es decir el producto  $M \times C \times T$ , donde  $M$  es la masa de fluido,  $C$  su capacidad calorífica y  $T$  su temperatura. Cuando hablamos de intercambio de calor sensible, se trata simplemente de transferencia por conducción de calor entre los dos fluidos, del más caliente al más frío. La atmósfera restituye al océano una parte de la energía que recibió de él en forma de energía mecánica, a través del viento, motor de la circulación de superficie, y por intercambio de agua dulce en los procesos de evaporación-condensación, que modifican la composición química del océano (su salinidad y por ende su densidad). No hay punto de comparación: la energía proporcionada a la atmósfera por el océano es aproximadamente mil veces superior a la que la atmósfera transmite al océano. Sin embargo, esta milésima parte es esencial, pues genera tanto la circulación de superficie como la circulación termohalina profunda, con la ayuda de la disipación de energía de las mareas. El océano es el jugador más importante del juego climático. A fin de cuentas es él quien se encarga de mantener el reservorio por el cual sentimos las variaciones climáticas; la atmósfera funciona sin stock. Todo el clima de la Tierra depende

de las cantidades de calor y de agua dulce intercambiadas y del lugar en donde se producen los intercambios.

Con sólo mirar la carta de transporte de calor *en el interior* del océano (calor sensible) (figura 22), que toma en cuenta toda la circulación oceánica desde la superficie hasta el fondo (por ejemplo, en el Atlántico, tanto la Corriente del Golfo hacia el norte como la corriente profunda de retorno hacia el sur), se puede percibir inmediatamente que los tres océanos meridianos no son equivalentes. No es algo inesperado para el semi-océano Índico, para el cual la ruta norte se encuentra cortada. Es *a priori* más sorprendente para el Atlántico y el Pacífico. Sería de esperar, tanto para uno como para el otro, una cierta simetría respecto del ecuador meteorológico que separa las circulaciones anticiclónicas subtropicales de los hemisferios norte y sur. Es relativamente cierto para el Pacífico, pero para nada para el Atlántico, en el cual de sur a norte el flujo de calor apunta exclusivamente hacia el norte, como si el Atlántico fuera una suerte de aspiradora de calor. El flujo de agua cálida hacia el norte no es sólo inducido por el viento. La circulación termohalina y la formación de aguas profundas en los mares GIN y de Labrador agregan en superficie un flujo de 15 Sv. La ruta cálida del *conveyor belt* “bombea” hacia el Atlántico norte aguas de superficie del Pacífico y del Índico a través de los estrechos indonesios, la Corriente de las Agujas, la de Benguela y la Corriente Ecuatorial Sur del Atlántico. Esta “aspiración” de aguas cálidas, que no existe en el Pacífico, también favorece el intercambio de energía del océano a la atmósfera a lo largo de del trayecto de la Corriente del Golfo-Corriente Nortatlántica-Corriente de Noruega hasta los confines del Ártico. El océano Atlántico es, a causa de la circulación termohalina y las corrientes oceánicas y los intercambios con la atmósfera, el principal proveedor de calor del norte, en detrimento del sur.

¿Por qué el océano Pacífico no juega un papel equivalente? Antes que nada por razones morfológicas. El Pacífico está cerrado al Ártico por el estrecho de Bering. Con unas cuantas decenas de kilómetros de ancho y alrededor de 50 metros de profundidad solamente, actúa como un dique a cualquier progresión hacia el Ártico de eventuales extensiones de la Corriente de Kuroshío. El Atlántico norte puede aprovechar, a la misma latitud, un pasaje mucho más ancho y profundo (entre 500 y 1.000 m) sobre un “umbral” que va desde Groenlandia a las islas Feroe pasando por

Islandia, pasaje que permite a la Corriente de Noruega alcanzar los mares GIN de formación de aguas profundas. La frontera oeste del Pacífico ecuatorial es porosa: gran parte de la corriente ecuatorial sur se escapa hacia el Índico a través de los estrechos del archipiélago indonesio. Esto se extrae de la cuenta de la Corriente de Kuroshío para depositarse en la de... la Corriente del Golfo, porque esta fuga es un elemento de la “ruta cálida” de retorno del *conveyor belt*.

Además hay una razón hidrológica. El Pacífico es mucho menos salado que el Atlántico (figura 23), y esto por dos causas. En primer lugar, por la transferencia de agua dulce del Atlántico hacia el Pacífico. Para los alisios del noroeste, el istmo de Panamá no es realmente un obstáculo. Al franquearlo, llevan consigo vapor de agua del cual se cargaron durante su recorrido sobre el Atlántico tropical, sobre el Caribe y sobre el golfo de México, donde la evaporación es intensa. Ya en el Pacífico, convergen con los alisios del sureste, provocando una fuerte convección y precipitaciones abundantes con agua que viene del Atlántico. Para el Atlántico, la evaporación es mayor que las precipitaciones, y con ello la salinidad aumenta. En el Pacífico es a la inversa. La fuente de la Corriente del Golfo son las aguas saladas de la cuenca de concentración del Caribe. Del otro lado del Pacífico, en la fuente de la Corriente de Kuroshío no hay tales pérdidas de agua dulce. El régimen de monzones asociado al continente asiático devuelve al Pacífico el agua dulce temporariamente exportada, a través de los grandes ríos que drenan Asia oriental. A la inversa de la Corriente del Golfo, la de Kuroshío nace en una “piscina” de agua poco salada, la zona llamada la “warm pool” del Pacífico occidental. Es una vasta zona oceánica al este de Indonesia y de las Filipinas, donde la temperatura de superficie supera los 29°C e importantes precipitaciones disminuyen la salinidad.

El segundo elemento es la cuenca de concentración que constituye el Mediterráneo. En este mar cerrado, la evaporación es netamente superior a las precipitaciones. El déficit anual de precipitaciones equivale aproximadamente a 1 metro de agua. La salinidad alcanza un valor récord de 39,5 ups (lo que representa más o menos la cantidad de gramos de sal por kg de agua de mar) en el mar Egeo. A título de comparación, en el centro de las circulaciones anticiclónicas, los valores máximos son de 37,5 en el Atlántico y de solamente 35,5 en el Pacífico norte. Estas

aguas extremadamente saladas del Mediterráneo fluyen por el fondo del estrecho de Gibraltar en el Atlántico, donde alcanzan su nivel de equilibrio a alrededor de 1.000 m de profundidad y se extienden por toda la cuenca, contribuyendo, por mezcla, al balance positivo de salinidad del Atlántico. El océano Pacífico no disfruta de estas condiciones, e incluso si se forma hielo en el Pacífico norte, la salinidad es demasiado baja para provocar la inmersión de aguas de superficie, que permanecen más livianas que las aguas subyacentes.

### Los orígenes de las variaciones del clima a largo

#### plazo: el ciclo de Milankovitch

¿Son las aguas profundas que se forman en los mares GIN y la circulación termohalina que éstas provocan el talón de Aquiles del clima? ¿Es este el punto sensible del sistema climático, capaz de hacerlo pasar rápidamente de un estado a otro? Esto es lo que se traduce mediática y cinematográficamente, pero de manera abusiva, con la pregunta ¿puede detenerse la Corriente del Golfo? Abusivamente, decimos, porque la circulación termohalina puede interrumpirse, con todas las consecuencias climáticas que conocemos, sin que por eso se detenga la Corriente del Golfo.

Desde hace algunos millones de años, el clima de la Tierra oscila entre períodos glaciarios e interglaciarios, con una periodicidad bastante cercana a los 10 mil años (figura 24). Justamente, desde hace más o menos 10 mil años gozamos de la clemencia de un episodio interglaciario que no es sin duda ajeno al desarrollo de la humanidad. La temperatura promedio actual de la Tierra es superior en 4-5 °C a la del pico del período glaciario precedente, hace aproximadamente 21 mil años. Hay que remontarse a 120 mil años atrás para encontrar un período interglaciario equivalente. Una perforación reciente a través de 3.190 m de hielo de la calota antártica, realizada en el marco del programa EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica), ha permitido reconstruir la evolución de la temperaturas del aire hasta hace 800 mil años y observar de este modo la existencia de 8 ciclos climáticos glaciarios-interglaciarios.

Se sabe que estas evoluciones de gran amplitud no se explican por oscilaciones internas propias del sistema climático, sino que existe un *deus ex machina* astronómico exterior: las varia-

ciones de los parámetros de la órbita terrestre alrededor del Sol, que modulan la intensidad y la repartición en la superficie de la Tierra de la energía recibida del Sol.

La teoría astronómica de los climas fue elaborada hacia 1920 por Milutin Milankovitch. Ya había sido presentada a principios del siglo XIX, luego de que Louis Agassiz hiciera público, en 1837, su descubrimiento de una antigua glaciación evidenciada por marcas del pasaje de un glaciar en las rocas de los montes Jura y por los vestigios de antiguas morenas. Milankovitch partió de la idea de que las altas latitudes del norte, ampliamente ocupadas por continentes, eran más sensibles a los cambios de energía que la Tierra recibe del Sol, y que el comienzo de los episodios glaciarios debía corresponder a veranos fríos que impidieron que la nieve caída en invierno se fundiera completamente, y que por ende se fuera acumulando año tras año. Construyó su teoría analizando las variaciones de la insolación en verano a 65°N de latitud, en función de los parámetros astronómicos de la Tierra y de su órbita alrededor del Sol, comparándolos cualitativamente a lo que se sabía entonces sobre la alternancia de los períodos glaciarios e interglaciarios. Esto funcionó lo suficientemente bien como para que la idea fuese retomada y desarrollada, afinando el cálculo de los elementos astronómicos a medida que los modelos climáticos se desarrollaban y que la historia de las fluctuaciones climáticas se precisaba, gracias a observaciones en glaciares, sedimentos marinos y continentales.

Los parámetros que se toman en cuenta son la excentricidad de la órbita de la Tierra alrededor del Sol, la precesión de los equinoccios y la inclinación del eje de rotación de la Tierra respecto del plano de la órbita. La órbita de la Tierra es una elipse de forma más o menos alargada, caracterizada por su excentricidad, que varía con un doble período de 100 y de 400 mil años. La diferencia de energía recibida del Sol entre el afelio (el punto en que la Tierra está más próxima al Sol) y el perihelio (el punto en el que está más alejada) es importante. Actualmente esta diferencia es de 7 %. Cuando la órbita tiene la forma más alargada, alcanza el 30 %. La precesión de los equinoccios, de períodos de 21 mil años, hace que esta elipse gire en el espacio. Mientras que actualmente la Tierra está en su punto más próximo al Sol en enero (invierno en el hemisferio norte), dentro de 11 mil años sucederá en junio. Finalmente, el ángulo del eje de la Tierra con

el plano de la órbita varía alrededor de  $3^\circ$  en un período de 41 mil años, modificando a este ritmo la repartición de energía recibida en función de la latitud. Combinando todos estos períodos de variación, Milankovitch mostró que existía una buena correlación entre las variaciones de la energía recibida a  $65^\circ\text{N}$  y la evolución del clima a largo plazo. Los máximos de energía corresponden a los períodos interglaciarios, y los mínimos a las glaciaciones. Suponiendo que la actividad solar sea constante, la energía solar total recibida anualmente por la Tierra varía a lo largo de este ciclo solamente 0,5 %. Es del mismo orden que la diferencia entre los máximos y los mínimos del ciclo de 22 años de la actividad solar. Las variaciones son mucho más importantes en ciertas latitudes. Por ejemplo, a  $65^\circ\text{N}$  en verano, punto de referencia de Milankovitch, la insolación varía entre 450 y 550  $\text{W}/\text{m}^2$ , o sea una diferencia de 20 %.

Estas variaciones de energía no alcanzan para explicar la amplitud de las variaciones climáticas observadas entre los períodos glaciarios e interglaciarios, que son amplificadas por mecanismos propios al sistema climático. Por ejemplo, a medida que los glaciares se extienden, la parte de la radiación solar reflejada por la superficie de la Tierra, y perdida por el sistema, aumenta. La vegetación responde igualmente, y las variaciones de la concentración de dióxido de carbono (gas de efecto invernadero) en la atmósfera también son amplificadores. En el momento más frío de la última era de hielo, hace 21 mil años, el tenor en  $\text{CO}_2$  de la atmósfera era de apenas 200 ppm (partes por millón), mientras que en los períodos interglaciarios normales se sitúa entre 280 y 300 ppm. Los seres humanos hemos perforado este techo con más de 370 ppm, registro inigualado en los últimos 500 mil últimos años, y un crecimiento del 1 % anual, como consecuencia de nuestras múltiples actividades industriales y agrícolas, grandes generadoras de gases de efecto invernadero. De esto se desprenden dudas e inquietudes para el futuro, pues en el pasado no ha existido una situación equivalente que nos permita fundar sobre la experiencia una proyección de la evolución probable.

### Las lecciones del pasado

El sistema climático no es un simple sistema lineal, y no se puede construir una curva que permita deducir el clima de la Tierra en un momento dado en función del momento del ciclo de Milanko-



vitch en que se está. Incluso durante los períodos glaciales e interglaciales, el clima sufre variaciones de gran amplitud y frecuencia variable debidos a la dinámica interna del sistema climático, sin ninguna relación con las variaciones de insolación de la Tierra. La historia de la evolución del clima en el hemisferio norte, tal como está escrita en los “archivos glaciarios” de Groenlandia, donde han sido realizadas varias perforaciones, permite analizar el funcionamiento de tal sistema y particularmente la interacción océano/críosfera, que tiene una gran parte de responsabilidad en este proceso y tal vez sea la clave de nuestro futuro climático.

### Los acontecimientos de Heinrich

Analizando una muestra extraída al norte de las Azores en 1988, Hartmuth Heinrich constató la existencia de seis capas sedimentarias muy particulares, constituidas de restos de rocas y no de las arcillas habituales ricas en foraminíferos. Estos restos se identificaron como polvo transportado por los icebergs y liberado en el momento de fundirse. (Ice Rafted Debris o IRD). En todas las muestras del Atlántico entre 40°N y 50°N, de Terranova al golfo de Gascoña, se han encontrado las mismas capas, y su datación por carbono 14 muestra que todas tienen la misma antigüedad. Se trata en consecuencia de una invasión masiva de icebergs, de una debacle causada, se estima, por el derretimiento del 2% de las calotas glaciarias americana y europea. Estos eventos duraron entre 1.000 y 2.000 años. Su periodicidad en el lapso comprendido entre -80000 y -20000 es de 7.000 a 10.000 años, y no tienen relación con ningún período del ciclo de Milankovitch. Estos eventos corresponden a los períodos más fríos del período glaciario.

### Los ciclos de Dansgaard-Oeschger

Cerca de 20 años antes de que se descubrieran los sucesos de Heinrich en los sedimentos marinos, Willy Dansgaard y Hans Oeschger habían detectado, analizando una muestra extraída en Groenlandia en los años 1960, cambios rápidos de temperatura en el curso de la última glaciación, con sorprendentes elevaciones de una amplitud cercana a la mitad de la diferencia entre el óptimo climático actual y el mínimo glaciario. Este descubrimiento sembró dudas entre los científicos, pues no se han encontrado situaciones análogas en los hielos del continente

Antártico que, a causa de su aislamiento es protegido de la perturbaciones exteriores y por lo tanto juzgado representativo. Otras perforaciones en Groenlandia en 1990-1992 han permitido confirmar la existencia de estos acontecimientos cálidos en el seno del período glaciario, y en efecto se conocen 23 entre -90000 y -20000, que muestran la enorme rapidez con la que ocurrieron las oscilaciones. En sólo algunas décadas pueden verse variaciones de 10°C sobre Groenlandia, muy lejos del esquema de entrada y salida de los períodos glaciarios lentos y sin contratiempos que prevalecía. El período de los sucesos de Dansgaard-Oeschger varía de 1.500 a 5 mil años. Hoy en día se habla de “cambios climáticos abruptos” para caracterizar tales acontecimientos. Esquemmatizando, se puede describir el clima de la última glaciación como una sucesión de rápidas oscilaciones que hicieron que la temperatura aumentara (los acontecimientos de Dansgaard-Oeschger), enmarcados por sucesos más amplios portadores de los fríos más intensos: los acontecimientos de Heinrich.

### El dryas reciente

Tales fluctuaciones no se limitan a los períodos glaciarios. Así, al salir de la última glaciación (hace más o menos 12.500 años), mientras cerca de la mitad de los hielos del hemisferio norte de habían derretido, que el *conveyor belt* se ponía en marcha y que se llegaba al punto del ciclo de Milankovitch más favorable (insolación máxima en el hemisferio norte), brutalmente, en pocas décadas, volvió el frío, instalando durante un milenio condiciones casi glaciarias en Europa. La salida de este episodio fue igualmente rápida hace 11.600 años: en más o menos 70 años, la temperatura de Groenlandia subió más de 10°C, alcanzando su valor actual.

### ¿Y ahora, en el Holoceno?

El período interglacial en el que vivimos desde hace 10 mil años, el Holoceno, muestra menos variabilidad. En efecto, el último sobresalto importante data de hace 8.200 años, con una caída de 5 a 6°C en Groenlandia y un enfriamiento del hemisferio norte ligado a una debacle de icebergs de mediana intensidad, o tal vez a la ruptura del lago periglaciario que podría haberse formado en el norte de América mientras se derretía la calota. Luego

siguieron oscilaciones de pequeña amplitud, como la pequeña edad de hielo, entre el siglo XVI y el XIX, durante la cual las temperaturas en Europa pueden haber sido inferiores en 1°C a sus valores actuales. A escalas de tiempo aún menores (decenales, variaciones de la NAO), hemos visto que las anomalías de salinidad (GSA) inducían también un enfriamiento de Europa. Queda todavía suficiente hielo en Groenlandia y en la Antártida como para que no estemos completamente a salvo de debacles posibles, sin duda moderadas, pero suficientes para influir significativamente en el clima. Sobre todo si agregamos la perturbación mayor en curso, cuyas consecuencias todavía apreciamos mal, o sea el aumento de la concentración de gases de efecto invernadero en la atmósfera.

### El océano y el hielo

Todos los acontecimientos precedentes, no equivalentes entre sí y en relación con mecanismos diferentes, tienen en común el hecho de poner en juego las transferencias de agua dulce entre la criósfera y el océano. Durante los períodos glaciales, una vasta calota de hielo recubría una buena parte del hemisferio norte en tres bloques, de un lado al otro del Atlántico. Por una parte, el más masivo y espeso, el “Lauréntida”, sobre Canadá y el norte de los Estados Unidos, y luego el “Groenlandia” y el “Fenoscandia” sobre el norte de Europa. El hielo no puede acumularse infinitamente sobre los continentes. Los glaciares tienen una dinámica, y fluyen hacia el océano, donde “dan a luz” a icebergs en mayor o menor cantidad. Este proceso puede estar en equilibrio estable, y cada año la calota glaciaria evacúa el sobrante de hielo que se forma. También puede ser inestable y liberar brutalmente, como un dique que se rompe, enormes cantidades de hielo en el océano. Quien dice hielo dice agua dulce, disminución de la salinidad y de la densidad, y por ende de la formación de aguas profundas y de la circulación termohalina.

Se piensa que los acontecimientos de Heinrich más amplios y menos frecuentes fueron causados por el desmoronamiento de la calota Lauréntida, desmoronamiento que fue debido a la extensión de la calota sobre el mar, configuración eminentemente inestable, y/o a una inestabilidad de los sedimentos subyacentes debida a la imposibilidad del calor telúrico de disiparse a causa de la espesa capa de hielo. Los icebergs

dispersados se derritieron, inyectando en el océano un volumen de agua dulce considerable. En los períodos glaciarios, la formación de aguas profundas era limitada, pero existía. Los vientos catabáticos bajaban de la calota glaciaria (como sucede hoy en día en la Antártida), creando en los límites de la banquisa un enfriamiento intenso (como sucede hoy en día en el mar de Labrador). Este enfriamiento provocaba la formación de aguas profundas y una circulación termohalina débil, pero no nula. Un aporte masivo de agua dulce que estratifique el océano, debilita y puede incluso detener la formación de aguas profundas. Cuando esto sucede, las temperaturas alcanzan su nivel más bajo. La salida de un evento de Heinrich conducía a un aumento importante de la temperatura y provocaba el pasaje de las temperaturas más frías a las más cálidas observadas durante el período glaciario. Cuando la calota glaciaria se liberaba de su exceso de peso, las aguas frías y poco saladas eran de nuevo empujadas hacia el norte, y la circulación oceánica recomenzaba. El *conveyor belt* se ponía nuevamente en marcha, provocando un calentamiento excepcional para un período glaciario. Calentamiento temporario, dicho sea de paso, pues la configuración glaciaria del ciclo de Milankovitch daba lugar a la reconstitución de la calota. La circulación termohalina retomaba el ritmo lento que había sido cortado por el desmoronamiento del hielo, hasta que ésta alcanzaba nuevamente su nivel de inestabilidad, abriendo paso a un nuevo episodio de Heinrich.

La amplitud del fenómeno y las excursiones hacia el sur de los “icebergs de Heinrich” ocultaron por un tiempo la existencia, entre las capas de Heinrich, de otras trazas de polvo continental liberado por los icebergs y puestas en evidencia por muestras tomadas en el mar de Noruega. Estas últimas se encuentran en cantidades más pequeñas y en un área limitada y corresponden, aparentemente, a oscilaciones de Dansgaard-Oeschger. Análisis mineralógicos posteriores mostraron que había, entre otras, una diferencia de origen entre los dos tipos de eventos. Los “Heinrich” tienen claramente su origen en el continente norteamericano, mientras que el material de los “Dansgaard-Oeschger” parece venir de Europa y acompaña las debacles del glaciar fenoscandiano, mucho más modestas, pero más numerosas que las de Heinrich. Esto sugiere que la calota fenoscandiana, mucho más pequeña que la lauréntida, alcanzaba en contarpartida mucho

más rápidamente su nivel de inestabilidad, con consecuencias climáticas de menor amplitud. Los trabajos que se están realizando en este momento permitirán determinar la validez de esta hipótesis.

En los sedimentos del Atlántico norte no se han encontrado trazas de material continental correspondiente al dryas reciente. Esta vez no se trata, por lo tanto, de un aporte de agua dulce originaria de los glaciares continentales. Los análisis isotópicos realizados en los esqueletos de foraminíferos que vivían en la superficie en el momento del dryas, hallados en sedimentos, testifican la presencia de una gran masa de agua fría y poco salada, sin ningún índice de aportes de hielo continental. Se trataría por lo tanto de un aporte de icebergs de agua de mar congelada, de la cual se han hallado trazas hasta la latitud de Portugal, y su origen sería el océano Ártico. Esta invasión de icebergs árticos podría explicarse por la variación del nivel del mar durante la deglaciación y por la morfología de la cuenca ártica. El océano Ártico tiene actualmente una vasta plataforma continental que vas desde el mar de Barents hasta el estrecho de Bering. En el pico del período glaciario, el nivel de los océanos era 120 m inferior al actual, y una gran parte de esta plataforma continental eran tierras emergidas. La superficie del océano Ártico era 10% menor a la actual. El fin de la glaciación hizo subir el nivel del mar, y el principio del dryas correspondió al momento en que invadió la totalidad de la plataforma continental ártica, creando espacio suplementario proclive a la formación de hielo. Fue también el momento en que los océanos Pacífico y Ártico se unieron a través del estrecho de Bering, que hasta entonces era tierra firme. Paralelamente, el derretimiento de la calota Lauréntida aumentó el aporte de agua al océano a través del río Mackenzie. El Ártico se encontró en estado de sobreproducción de hielo, que fue probablemente exportado al Atlántico. Al llegar se derritió, aportando agua dulce, aumentando la estratificación, debilitando la circulación termohalina, y finalmente produciendo un enfriamiento drástico del Atlántico norte. Es, a una escala mucho más importante, un fenómeno análogo a los "GSA" asociados a las fluctuaciones de la NAO y a las variaciones de la dinámica de los hielos árticos. Se podría decir que el dryas reciente probablemente fue un super-GSA.

### Las circulaciones profundas del pasado

La historia que hemos delineado someramente descansa en tres parámetros: por un lado la temperatura y la salinidad de superficie, que determinan las densidades de superficie y la estratificación y, por otro, la circulación profunda, que es una consecuencia de las dos primeras. Como ya hemos dicho más de una vez, la clave de la reconstrucción de estos parámetros se halla en los sedimentos. Más precisamente, está en los esqueletos calcáreos de foraminíferos (protozoarios) que se extraen de los sedimentos del fondo marino, de los que se puede medir la abundancia y la composición isotópica del carbono y del oxígeno que los componen. Los foraminíferos planctónicos que viven cerca de la superficie registran la temperatura del agua que constituye su hábitat. Para fabricar su concha, toman del agua calcio y carbonato, que contiene oxígeno en sus dos formas isotópicas de masas atómicas diferentes, la forma 16 y la forma 18. Los foraminíferos extraen estas dos formas en proporciones diferentes según la temperatura: cuanto más baja es la temperatura, la concha será más rica en oxígeno 18. Midiendo la relación O16/O18 de los restos sedimentarios de foraminíferos se puede evaluar la temperatura del agua de mar en la época en que vivían. Pero la relación depende también de la composición isotópica del agua de mar. La concentración de O18 en los glaciares continentales es mucho menor que en el agua de mar. Un aporte masivo de agua dulce proveniente del derretimiento de glaciares debería traducirse en una disminución violenta de la concentración de O18 en el mar y en los esqueletos de foraminíferos. Si agregamos que estas invasiones de agua dulce son poco favorables a la supervivencia de los foraminíferos, se comprende que de este modo se pueda evaluar la temperatura en la superficie del océano, la magnitud de las invasiones de agua dulce y su origen (hielo continental o marino). Así se pudo determinar el origen oceánico de los icebergs del dryas reciente.

El proceso es un poco más complicado para la circulación profunda, pues es preciso encontrar parámetros que den cuenta de los movimientos y no solamente del estado en un momento puntual. Se mide de hecho la “edad” del agua a partir de su concentración en gas carbónico, que varía en función del tiempo. Cuando parten de la superficie, las futuras aguas profundas en contacto con la atmósfera están saturadas en oxígeno y gas carbónico. Cuando mueren, los organismos marinos que viven en la

superficie caen hacia el fondo, en donde la materia orgánica que contienen se remineraliza, un proceso que quema oxígeno y produce gas carbónico. Con el paso del tiempo, las aguas profundas se empobrecen en oxígeno y se enriquecen en gas carbónico. Cuanto más ricas sean en gas carbónico, más viejas serán las aguas profundas del Atlántico norte que fluyen hacia el sur. La edad medida de este modo mide la velocidad del flujo, pues mide el tiempo que pasó entre el momento en que el agua dejó la superficie y el momento en que llegó al punto considerado. La producción primaria, el origen de la vida, toma el gas carbónico que necesita para la fotosíntesis de las capas de superficie del océano. Esta operación se lleva a cabo seleccionando los isótopos, con lo cual la materia orgánica sintetizada es menos rica en carbono 13 que el gas carbónico disuelto en el océano. La remineralización de la materia orgánica conserva esta relación isotópica disminuida en carbono 13, de modo que, cuanto más vieja es el agua profunda, su contenido en C13 es menor. Existe una especie bentónica (es decir, que vive en aguas profundas) de foraminíferos cuya concha conserva, al formarse, la relación isotópica del agua de mar, que registra la edad del agua profunda en la que viven. Extrayendo estas conchas con los sedimentos del fondo marino, se pueden evaluar y comparar los flujos de agua profunda en diferentes épocas climáticas. De este modo se pudo reconstruir la circulación profunda de la última glaciación, objetivo alcanzado por el programa CLIMAP. La conclusión es que la circulación termohalina llegó a disminuir en un tercio (figura 25).

Los registros de alta precisión de C13 en los foraminíferos bentónicos extraídos recientemente en la desembocadura de las aguas profundas del Atlántico norte formadas en los mares GIN han puesto en evidencia disminuciones muy importantes de C13 asociadas a eventos de Heinrich. Esto corresponde a aguas del sur que llegaron hasta los 62°N, signo de que en esa época la formación de agua profunda en los mares GIN era menor o que incluso se detuvo. Todos los eventos de Heinrich tienen una característica más o menos equivalente. La situación es menos clara en las oscilaciones Dansgaard-Oeschger (DO) intermedias. Es innegable que la fase fría de estas oscilaciones corresponde a una disminución del flujo de aguas profundas del Atlántico norte. Esta disminución es menos marcada que para los eventos de

Heinrich, lo cual no es sorprendente. La temperatura de Groenlandia fue menor durante las fases frías Heinrich que durante las fases frías DO, pero presenta una mayor variabilidad entre una oscilación y la siguiente, mientras que las oscilaciones de temperatura constatadas para diferentes eventos DO son del mismo orden de magnitud. Como si a una misma situación climática en Groenlandia correspondieran variaciones diferentes de la circulación termohalina.

Teniendo en cuenta la complejidad del sistema climático, lo sorprendente hubiera sido lo contrario. La exploración científica de los sistemas complejos como la máquina climática, inadecuados para el método experimental, busca primero en las series de observaciones ciertas constantes o repeticiones en la evolución del sistema que sirvan de referencias y que marquen los principales procesos en acción. Eventualmente construye relaciones para rendir cuenta de ellas. A partir de este esquema preliminar globalmente satisfactorio, se descubrirán inevitablemente “anomalías” que lo pondrán en cuestión, trazas de la variabilidad del fenómeno a diversas escalas de tiempo, resultantes de la dinámica interna del sistema o del efecto de procesos no tomados en cuenta inicialmente. Un ejemplo de lo anterior sería el descubrimiento de grandes oscilaciones climáticas glaciarias-interglaciarias con un período de aproximadamente 100 mil años y la búsqueda de un fenómeno exterior que de cuenta de ellas, como el citado ciclo astronómico de Milankovitch. Hubiera sido deseable quedarse en ese punto y así disponer de una relación entre las variaciones de la repartición de la insolación sobre la Tierra deducidas de este ciclo y el clima de la Tierra en un momento dado. Pero la variabilidad del sistema en todas las escalas de tiempo que interfieren entre ellas (de El Niño a las oscilaciones glaciarias, pasando por la NAO, las oscilaciones de DO y de Heinrich, etc.), hacen esta esperanza absolutamente ilusoria. No hay, y no habrá jamás, un descriptor simple del estado del sistema climático que permita predecir su evolución.

Estamos condenados a simular la evolución del clima con la ayuda de modelos numéricos cuya complejidad creciente es función de la complejidad del sistema que intentamos describir. Es por eso que no hay nada de sorprendente en que, luego de haber establecido una conexión entre las variaciones climáticas y las de la circulación termohalina, ahora descubramos que no



hay una relación simple entre, por ejemplo, las variaciones de la temperatura en Groenlandia y la intensidad de la formación de aguas profundas en el Atlántico norte. Esto no resta nada a la importancia de este fenómeno, pero obliga a ser prudentes respecto de utilizaciones simplistas de las observaciones de un fenómeno determinado en un momento dado para predecir el clima de las próximas décadas. No queda otra alternativa que los modelos para simular el clima de mañana y, en corolario, no hay modelo que valga sin las observaciones apropiadas. Esencialmente, lo que se espera de la reconstrucción fina de los climas del pasado es justamente verificar la validez de los modelos y la adecuación de la observaciones que los alimentan. Al disponer de una serie detallada como la que tenemos de la última glaciación, es posible hacer funcionar un modelo a partir de un instante inicial elegido y ver si sus previsiones son coherentes con lo que sucedió efectivamente a continuación.

### **La Corriente del Golfo no se detuvo**

La historia precedente muestra la relación que existe entre la circulación termohalina y la variación climática, no solamente durante la última glaciación, sino también ahora, en pleno período interglaciario, en las escalas de tiempo mucho más cortas de la NAO y de las grandes anomalías de salinidad. La relevancia de los intercambios de agua dulce entre el océano y la criósfera (glaciares continentales y hielo marino) salió a la luz, así como la de los intercambios entre el océano Ártico y el Atlántico norte. Y de la Corriente del Golfo no se ha hablado para nada en esta saga, como si no tuviera nada que ver. Y sin embargo, lejos de las publicaciones científicas sobre el tema, sólo se habla de ella en los medios de comunicación. La pregunta sugestiva y recurrente en la prensa es ¿y si la Corriente del Golfo se detuviera? Como si fuera ella la directora de orquesta en el concierto del clima.

Puesto que la única fuente “experimental” de información de que disponemos sobre los modos de funcionamiento y variación del sistema climático es el análisis de situaciones pasadas, el primer interrogante que surge acerca de la Corriente del Golfo durante la última glaciación es: ¿se detuvo efectivamente? No es fácil reconstruir las corrientes del pasado. Incluso si los foraminíferos registran información sobre la temperatura y salinidad del medio en que vivieron, son insuficientes para describir campos

de velocidad. Esto se torna posible cuando la corriente está delimitada precisamente, como sucede con la Corriente del Golfo en su versión corriente de Florida, canalizada por el estrecho que separa las Bahamas de Florida. Si a distintas profundidades se puede reconstruir en cada borde cómo eran la temperatura y la salinidad, y con ellas las densidades, se pueden determinar las diferencias de presión hidrostática y la pendiente de las isopícnas entre ambas orillas de la corriente, de donde se puede deducir, a partir de la hipótesis geostrofica, la velocidad de la corriente. Esto se hizo utilizando la relación isotópica O16/O18 de conchas de foraminíferos pelágicos (para las condiciones en la superficie) y bentónicos (para las condiciones a diferentes profundidades), lo cual depende a la vez de la temperatura y de la salinidad del agua. Conociendo el campo de densidad actual y el flujo de corriente correspondiente, es posible por comparación deducir el caudal de la corriente durante la era glaciaria, ya que existe una relación casi lineal entre las dos. Conclusión: la Corriente del Golfo continuó existiendo en el período glaciario, aunque el flujo promedio de la corriente de Florida, que es hoy en día de 31 Sv con fluctuaciones del orden de 4/5 Sv, se situaba entonces entre 14 y 21 Sv.

Este resultado no es demasiado sorprendente si recordamos que, contrariamente a lo que pensaba Arago, el motor de la Corriente del Golfo es la energía mecánica transmitida por el viento y de ninguna manera la circulación termohalina, que es una consecuencia de la acción del viento sobre el océano. Para saber si la Corriente del Golfo tiene razones para detenerse, debemos cuestionarnos sobre los mecanismos que son la causa en lugar de los fenómenos que ocurren en consecuencia. No hay ninguna razón para pensar que la circulación atmosférica anticiclónica que genera la Corriente del Golfo haya desaparecido durante la glaciación. Ya lo hemos dicho, la variación global de la energía solar que recibe la Tierra a lo largo de un ciclo de Milankovitch es muy pequeña, y su variación en función de la latitud durante el ciclo es mínima en el ecuador, cuya posición sobre la superficie de la Tierra no varía en absoluto. Por ende, el océano intertropical sigue siendo la caldera de la máquina térmica que es la atmósfera, y la célula de Hadley que sobreviene no tiene ninguna razón de desaparecer, como tampoco la tienen las circulaciones anticiclónicas atmosféricas y oceánicas que resultan en consecuencia. Para hacer desaparecer a la Corriente del Golfo

sería necesario que hubiera modificaciones de los parámetros de la órbita terrestre mucho mayores que las provocadas por un ciclo de Milankovitch. Se puede incluso pensar que, aunque no hay observaciones para confirmarlo, la circulación anticiclónica atmosférica subtropical se intensifica durante las glaciaciones, pues los gradientes térmicos horizontales del ecuador hacia las regiones polares son mucho más fuertes que durante los períodos interglaciarios. Esto da sentido a la disminución constatada de la intensidad de la Corriente del Golfo.

La comparación con el océano Pacífico es aún útil aquí. En este caso no hay convección ni formación de aguas profundas, no hay *overturning*, ni circulación termohalina. Y sin embargo, imperturbable, la Corriente de Kuroshío existe. Simplemente, su caudal es menor que el de la Corriente del Golfo, que aprovecha la bomba termohalina. El océano Pacífico es una imagen de lo que sería la circulación del Atlántico norte si esta bomba desapareciera.

Lo que cambia en los períodos glaciarios es la cantidad de calor que el océano y la atmósfera, alimentada por el océano, transportan hacia el norte. Las circulaciones anticiclónicas acopladas de la atmósfera y el océano se extendían hacia el norte mucho menos que hoy en día, y el Gulf Stream North Wall (GSNW), evocado precedentemente, estaba situado mucho más al sur. Esto es una consecuencia directa de la disminución de la circulación termohalina, que actualmente “aspira” a nivel de la superficie un caudal de aproximadamente 15 Sv que enriquece a la Corriente del Golfo. Es difícil evitar hacer una comparación entre estos 15 Sv y la diferencia constatada en el caudal de la Corriente de Florida entre nuestros días (31 Sv) y la última glaciación (del orden de 17 Sv). La Corriente del Golfo pierde efectivamente, durante una glaciación, los 15 Sv de la circulación termohalina por formación de aguas profundas del Atlántico norte en los mares GIN. No solamente la Corriente del Golfo, en todo caso, sino que todo el *conveyor belt* se hace más lento en consecuencia. Esto no contradice el hecho de que la circulación termohalina siga existiendo durante las glaciaciones, ya que si bien no hay formación de aguas profundas en los mares GIN, existen otras fuentes independientes de las aportaciones de agua salada de la Corriente del Golfo y sus extensiones, como en el mar de Labrador.

El motor de las variaciones de la circulación termohalina y del impacto en el clima que está asociado, decididamente no es la Corriente del Golfo, sino la dinámica de las transferencias de agua dulce entre la criósfera y el océano en el Ártico, y los intercambios que sobrevienen con el Atlántico norte. Hay que olvidarse definitivamente de la idea, heredada de Maury y de Arago, según la cual la Corriente del Golfo es equivalente a la circulación termohalina. La Corriente del Golfo no se detiene, y sus variaciones son una consecuencia y no la causa de las variaciones de la circulación termohalina.

### EL FUTURO DE LA CIRCULACIÓN TERMOHALINA

La conclusión precedente podría lógicamente ser el final de esta obra sobre la Corriente del Golfo *stricto sensu*, pues, extrapolando podemos sin duda deducir que, tal como no lo ha sido en el pasado, tampoco será en el futuro el motor de la evolución climática a largo plazo, de la cual sufrirá sin embargo las consecuencias. Como en el pasado, el problema que se nos plantea consiste en estimar la probable evolución de la circulación termohalina, que controla el flujo de calor hacia las latitudes altas del Atlántico norte, y de la cual la Corriente del Golfo es una herramienta. Si hiciera falta repetirlo, la pregunta no es ¿va a detenerse la Corriente del Golfo? sino ¿provocarán las modificaciones en el clima la disminución, incluso la desaparición de la circulación termohalina que se traducirá, en desmedro del calentamiento global, en un enfriamiento drástico de las altas latitudes del hemisferio norte? El problema se toma en serio, y Robert B. Gagosian, director de la Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI), creada prácticamente para estudiar la Corriente del Golfo y que ha sido siempre para ella un terreno de investigación extremadamente fecundo, produjo un informe sobre el tema para el Foro Económico Mundial de Davos de 2003 titulado: *Abrupt Climate Change: Should We Be Worried?* El informe llama la atención sobre la posibilidad, incluso la probabilidad, de cambios climáticos brutales similares a los que manifiestamente existieron en el pasado. El dryas reciente, durante el cual la temperatura del Atlántico norte cayó 4 ó 5°C en unas pocas décadas, es un ejemplo no muy lejano, y la rapidez de las fluctuaciones de la última glaciación apuntan igualmente en ese sentido. Según este informe, en las condiciones actuales,

la desaparición del *conveyor belt* podría equivaler a una rápida caída de las temperaturas de 3 a 5°C en el Atlántico norte. El clima no evoluciona de manera serena y progresiva, sino por cambios bruscos que sugieren la existencia, en ciertos procesos particularmente sensibles de la dinámica del clima, de umbrales a partir de los cuales el sistema puede pasar violentamente de un estado a otro. La formación de aguas profundas en el Atlántico norte es uno de ellos. ¿Cómo se comportará, ante las perturbaciones introducidas por el ser humano, un actor nuevo interno al sistema, que hasta el presente tenía una influencia despreciable?

Sobre la eventualidad de un cambio abrupto en el clima, un informe de la Secretaría de Defensa de los Estados Unidos, de octubre de 2003, construyó el “la peor proyección”, partiendo voluntariamente de las hipótesis más desfavorables, para analizar cuáles podrían ser los impactos de tales cambios sobre la economía, los recursos naturales, los conflictos potenciales y sus consecuencias para la seguridad de los Estados Unidos. La proyección comienza con una aceleración del calentamiento global en curso a causa del incremento de los gases de efecto invernadero en la atmósfera, la cual ocasiona la desaparición de la circulación termohalina a partir de 2010, conduciendo en un período de calentamiento, como en el *dryas*, a una caída brusca de la temperatura promedio anual de 3°C aproximadamente sobre Asia, América del Norte y Europa, y a aumentos superiores a 2°C sobre Australia, el resto de América y África del Sur, todo condimentado con tormentas, inundaciones y sequías que provocan conflictos armados por todo el planeta y desplazamientos masivos de población. Como lo dicen los autores de este informe, se trata de “imaginar lo impensable” a partir de un guión extremo que no es el más probable, pero que es estimado como plausible.

Olvidémonos de las extrapolaciones geopolíticas y estratégicas, completamente especulativas, para retener solamente el interrogante ¿es una proyección climática tal realmente posible? ¿existe un umbral a partir del cual el *conveyor belt* podría detenerse? R.B. Gagosian responde adecuadamente: no lo sabemos en absoluto. La dificultad es doble. Los modelos numéricos climáticos funcionan generalmente en un modo de evolución continua. Pueden anunciar un debilitamiento progresivo que conduzca a una desaparición total de la circulación termohalina,

pero son incapaces de definir un umbral hipotético (por ejemplo un valor de la salinidad del Atlántico norte) a partir del cual el sistema climático puede cambiar de estado. Y en todo caso, carecemos absolutamente de experiencia, porque es la primera vez en la historia conocida del clima que se plantea el problema de la extinción de la circulación termohalina durante un óptimo climático a causa, no de un enfriamiento como en el pasado, sino de un calentamiento adicional. No satisfecho con llamar la atención sobre la brutalidad y la inminencia eventual del problema, el informe del Pentágono insiste en su conclusión sobre las investigaciones a realizar respecto de las variaciones climáticas y sus consecuencias, sobre las medidas de adaptación a tomar, y sobre los medios de controlar técnicamente el clima... agregando gases (por ejemplo hidrofluorocarbonos) para luchar contra el enfriamiento. Dicho de otra manera, agregar gases de efecto invernadero... para luchar contra el efecto de los gases de efecto invernadero. Lo que sí se sobreentiende de hecho en este informe es que la suerte está echada, y que es demasiado tarde para buscar limitar los daños reduciendo las emisiones de gases de efecto invernadero. Vale más preocuparse desde ahora por las medidas que es necesario tomar para adaptarse. Esperemos que no sea así, y que podamos hacer que una proyección “poco probable” se transforme en una imposible.

### **La amenaza: el aumento de los gases de efecto invernadero en la atmósfera**

Que la atmósfera contiene gases de efecto invernadero no es una novedad y es una bendición. Si no existieran, la temperatura media de la superficie de la Tierra sería de sólo  $-18^{\circ}\text{C}$ . El principal de estos gases, de lejos, es el vapor de agua. El resto, como el gas carbónico, el metano, el ozono o el óxido de nitrógeno están presentes en cantidades mucho menores. Las perforaciones realizadas en las calotas glaciarias de Groenlandia y de la Antártida, que han permitido reconstruir la evolución de las temperaturas sobre la Tierra durante los últimos 800 mil años, han revelado igualmente la evolución paralela de la concentración de gases de efecto invernadero como el gas carbónico y el metano, analizando las burbujas de aire atrapadas en el hielo en el momento en el que se formó (figura 24). La concentración de estos gases ha seguido de cerca la alternancia entre períodos

glaciarios e interglaciarios y, en el seno de los períodos glaciarios, las grandes oscilaciones climáticas como las de Heinrich. A los períodos cálidos corresponden concentraciones elevadas de gas carbónico y metano, a los períodos fríos corresponden concentraciones bajas. Lo contrario habría sido inconveniente para la lógica científica. Está más o menos establecido hoy en día que las variaciones de temperatura son anteriores a las de los gases de efecto invernadero, que a continuación amplifican la señal térmica. Durante los períodos más fríos, la concentración de CO<sub>2</sub> bajó hasta 180 ppm, y durante los óptimos climáticos aumentó, pero nunca sobrepasó las 300 ppm. El problema es que hoy en día el ser humano, con sus diversas actividades industriales y agrícolas y su consumo creciente de energías fósiles, no cesa de inyectar gases de efecto invernadero en el sistema climático, provocando así una perturbación sin precedentes en la historia del clima, tanto por sus causas como por su amplitud. La concentración actual de gas carbónico en la atmósfera sobrepasa las 370 ppm, de lejos más allá de los valores máximos alcanzados durante los últimos 800 mil años. Aquí se acaba el libreto y entramos en una etapa desconocida, pues no tenemos referencias históricas respecto de las cuales situarnos. Si bien la historia reconstruida nos permite analizar los procesos climáticos y validar los modelos de previsión, no es de gran ayuda para prever de manera empírica cómo evolucionará el clima, basándose en la “experiencia” adquirida en el curso de esta historia, pues la perturbación introducida aquí es de naturaleza radicalmente distinta.

### **Las previsiones y las dudas del IPCC**

El impacto que puede tener el aumento del efecto invernadero sobre el clima plantea un desafío doble. Por un lado, un desafío político y económico ilustrado por la dificultad del diálogo internacional para poner en marcha el Protocolo de Kyoto (1997), que apunta a reducir, para los años 2008-2012, la producción de gases de efecto invernadero en un 5,2 % respecto del nivel de 1990. Este protocolo había sido elaborado según la Convención Marco sobre el Cambio Climático, firmada por 150 países en el fragor de la Cumbre de la Tierra de Río de Janeiro, en 1992. El otro es el desafío científico de proponer previsiones fiables sobre la evolución del clima para el próximo siglo.

En 1988, la Organización Meteorológica Mundial (OMM) y el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente crearon el IPCC o GIECC (Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático, *Intergovernmental Panel on Climate Change* en inglés), encargado de evaluar la información científica disponible y de dar una opinión sobre los posibles impactos y las medidas de prevención y adaptación a considerar. El IPCC publicó su tercer informe en 2001. Se trabajó sobre varias proyecciones de evolución de la emisión de gases de efecto invernadero, construidas a partir de hipótesis sobre el desarrollo económico, demográfico y tecnológico en el mundo. Estas proyecciones se han utilizado para “forzar” los modelos de simulación de la evolución del clima durante los próximos 100 años.

Sobre la base de las proyecciones y de la decena de modelos disponibles, el aumento de temperatura media se situaría entre 1,4 y 5,8°C. La incertidumbre tiene más que ver con la variedad de proyecciones de emisión que con los propios modelos. El aumento del nivel del mar sería de entre 11 y 77 cm, como consecuencia de la dilatación del agua debida al aumento de temperatura (entre 11 y 43 cm) y del derretimiento de los hielos (entre 1 y 23 cm). El aumento de temperatura no sería homogéneo en la superficie de la Tierra, sino mucho mayor en las latitudes altas que en las regiones intertropicales.

A la hora de convencer, el método experimental de modelos tiene un inconveniente respecto de los experimentos clásicos de física y química hechos en laboratorio, pues la verificación experimental, la única capaz de confirmar el pronóstico, queda postergada hasta la fecha de la previsión misma. Esto es particularmente problemático para las proyecciones del IPCC a largo plazo pues, evidentemente, no se puede esperar la verificación experimental de la validez de las previsiones hechas a varias décadas para empezar a actuar contra el calentamiento global. Como es de esperar, la situación alimenta el escepticismo y no es infrecuente ver a científicos que, por ocupar un lugar en los medios, olvidan la complejidad del sistema climático y niegan la relación entre los aumentos de temperatura y de CO<sub>2</sub> en la atmósfera, reteniendo un solo parámetro mal comprendido (la evolución de la nebulosidad, por ejemplo) y atribuyéndole la responsabilidad casi exclusiva de la determinación del clima. Para validar los modelos disponemos de datos paleoclimáticos cada



vez más precisos que remontan cada vez más lejos en el tiempo. Se aplica el modelo en un instante dado en el pasado y se analiza la exactitud con la cual da cuenta de situaciones ulteriores. De este análisis se pueden sacar conclusiones que permitan mejorar la formulación del modelo.

El IPCC no se ocupa solamente de hacer previsiones a 100 años, sino que también le interesan las modificaciones que podrían intervenir en otras escalas de tiempo, como El Niño, la NAO o la circulación termohalina. Las oscilaciones de la NAO, como hemos mencionado, tienen un impacto sobre el océano, o sea sobre la temperatura de superficie, la circulación anticiclónica subtropical y la Corriente del Golfo y, aparentemente, también sobre la circulación termohalina. En cambio, los mecanismos a través de los cuales el océano ejerce a su vez influencia sobre la NAO no están del todo bien establecidos. Se toman en cuenta sólo de manera incierta y no se producen modelos acoplados océano-atmósfera consensuales sobre la predicción de los cambios que pueden intervenir en la variabilidad del clima asociada a las fluctuaciones de la NAO. Se presiente, sin embargo, que las variaciones recientes de la NAO y su tendencia a valores fuertemente positivos desde mediados de los años 1970 están ligados al aumento de la temperatura, continuo desde fines de los años 1970 luego de un ligero enfriamiento durante los años 1950-1960, que sin duda no es independiente de la fase fría de la NAO en la misma época. Es posible que esta tendencia se confirme, contribuyendo a amplificar la circulación anticiclónica tropical, el flujo de calor hacia el norte y el aumento de la temperatura en el Atlántico norte... a menos que la disminución de la circulación termohalina, aunque no sea de proporciones catastróficas, no venga a poner un freno. Prudentemente, el IPCC concluye en estos términos sus *Proyecciones de Cambio Climático para el Futuro* sobre la variabilidad en escalas entre una y varias décadas: “En resumen, los modelos acoplados no muestran todavía una representación coherente de su capacidad de reproducir las tendencias de regímenes climáticos como el aumento del índice de la NAO observado recientemente. Además, aunque varios modelos muestran un aumento del índice de la NAO con el aumento de los gases de efecto invernadero, no es el caso de todos los modelos y la amplitud y las características de los cambios varían de un modelo al otro.”

¿Que perspectivas abre el IPCC para la circulación termohalina, objeto de toda la atención? En la formación de aguas profundas del Atlántico en los mares GIN, la contribución más importante a la circulación termohalina, hay un equilibrio sutil entre los diferentes actores. En las latitudes altas, el océano pierde calor y gana agua dulce proveniente de precipitaciones y del aporte de los ríos, dos fenómenos que hacen que la densidad del agua varíe en sentidos opuestos. Esto se compensa con el aporte simétrico de aguas cálidas y saladas provenientes de la Corriente del Golfo y sus extensiones. La formación de hielo juega también un papel. Por ejemplo, una disminución de la circulación termohalina y, por ende, del transporte de calor hacia el norte, conduce a la formación de más hielo, lo que aumenta la densidad del agua, facilita la convección y en consecuencia favorece el aumento de la circulación termohalina. Pero por otro lado favorece también la exportación de hielo lejos de las zonas de formación, lo que corresponde a un aporte de agua dulce, desfavorable a la formación de aguas profundas y a la circulación termohalina. Esta última depende del peso relativo de todos estos procesos de acción y reacción, que pueden ser modificados por el calentamiento del planeta.

El aumento previsto de las temperaturas de superficie del mar y de la atmósfera tienen un impacto directo sobre la densidad del agua de mar, la disminución de la formación de hielo marino y eventualmente el derretimiento de glaciares (específicamente en Groenlandia y el oeste de la Antártida). Las proyecciones del IPCC indican un aumento de las precipitaciones en torno al Ártico y un mayor aporte de agua dulce por parte de los ríos de América del Norte y de Asia. Todos estos elementos hacen converger los modelos utilizados por el IPCC, salvo uno, hacia una disminución de la circulación termohalina de 10 a 50 % hacia el año 2100. Si bien las simulaciones de ciertos modelos predicen efectivamente que la circulación termohalina se detendrá completamente con un aumento global de la temperatura de entre 3,7 y 7,4°C, ninguna simulación efectuada en las modelos acoplados océano-atmósfera del IPCC sugiere tal eventualidad antes del 2100. Para esa época, todos indican un aumento continuo de la temperatura en Europa, incluso aquéllos que anuncian la mayor reducción de la circulación termohalina. Esta eventualidad podría acontecer más tarde, aunque no es imposible que

sucedan antes. El IPCC, conciente de la incertidumbre ligada a los efectos de umbral que los modelos no tienen en cuenta, no la excluye: « Si bien ninguna de las proyecciones hechas con los modelos acoplados muestra una desaparición completa de la circulación termohalina en el curso de los próximos 100 años, no puede excluirse la posibilidad de efectos de umbral en el rango de los cambios climáticos proyectados. Además, como la variabilidad natural del sistema climático no es completamente predecible, existen necesariamente limitaciones inherentes al propio sistema climático para la predicción de umbrales y fases de transición”. Dicho de otra manera, un evento poco probable pero no imposible, comparable a los informes de R.B. Bogosian y del Pentágono.

### Las observaciones recientes

El aumento de la temperatura del aire indica que el incremento de los gases de efecto invernadero afecta al clima. Desde 1860 existen medidas fiables y continuas de la temperatura que muestran un rápido aumento (0,8°C) desde que la concentración de gas carbónico en la atmósfera comenzó a aumentar significativamente, para alcanzar su tasa actual de 1% anual (figura 26). Es un lapso suficientemente largo para poder eliminar, entre las posibles causas del aumento, fenómenos de escalas de tiempo de una o varias décadas como la NAO. Por otro lado, no hay en el pasado reciente o lejano (por ejemplo, el último período interglaciario hace 120 mil años) nada equivalente que pueda dar una explicación en términos de fenómenos naturales. Además, los modelos climáticos que mejor dan cuenta de la evolución de las temperaturas desde 1860, incluido el ligero enfriamiento observado en los años 1950-1960, son los que integran la producción de gas carbónico antropogénico. Los mismos modelos, forzados solamente por la dinámica natural del clima, no muestran ningún aumento significativo de la temperatura entre 1960 y el 2000, a pesar de que fue el período de aumento más importante. Este hecho genera confianza, pues si los modelos funcionan bien para el siglo pasado ¿por qué no funcionarían para este siglo, si la perturbación, aunque amplificada, es de la misma naturaleza? A menos que la perturbación nos haga traspasar el umbral que nos llevaría a la detención total del *conveyor belt*.

A falta de observaciones y medidas adecuadas, es mucho más difícil detectar en el océano señales significativas equivalentes del cambio global. La variabilidad oceánica se conoce desde hace poco tiempo. Los medios tradicionales de observación a partir de navíos de investigación, que permitían solamente medidas limitadas en el espacio y en el tiempo, la volvían inaccesible. Fue de hecho la cuestión del clima la que impuso la necesidad de una observación sistemática de los océanos. Hace solamente 25 años, en 1980, el Programa Mundial de Investigación sobre el Clima puso en funcionamiento las primeras redes de observación sistemática del océano. Fue gracias al programa WOCE (World Ocean Circulation Experiment), entre 1990 y 2002, que se llevó a cabo la primera descripción de la circulación de la totalidad del océano: desde la superficie al fondo, de norte a sur y de la escala de los vórtices hasta la de los grandes gyres oceánicos. Es difícil, en estas condiciones, hacer como para la atmósfera un análisis de la variabilidad de la circulación oceánica a diferentes escalas de tiempo, particularmente para la circulación termohalina, que se inscribe en la gran escala. Es significativo que el informe del IPCC, en el capítulo “Observed Climate Variability and Change”, que analiza todos los índices de cambio global en el sistema climático, se limite a evocar para el océano las oscilaciones ENSO y NAO, sin decir una palabra sobre las observaciones de la variación de la circulación termohalina. En realidad no es nada sorprendente, simplemente es una muestra de la ignorancia de los expertos. Teniendo en cuenta la falta de observaciones oceánicas de largo plazo, somos objetivamente incapaces de decir si las medidas y observaciones recientes son un signo de cambio de la circulación termohalina relacionado con el calentamiento global y el aumento de gases de efecto invernadero. No podemos, en particular, distinguir entre los cambios a la escala de la década, (los ligados a la NAO por ejemplo) y la evolución a largo plazo. Las series de medidas son insuficientes y, como hemos visto, la intrincada relación entre océano y atmósfera en estas escalas es demasiado incierta para extraer conclusiones.

Los informes de R.B. Bogosian y del Pentágono se basan en dos publicaciones que aportarían la prueba de la actual decadencia de la circulación termohalina, para llamar la atención sobre una ruptura brutal inminente de la misma y sobre la catástrofe que esto podría provocar.

Antes que nada se observa una disminución (Bob Dickson *et al.*, 2003), desde 1975 más o menos, de la salinidad en el mar de Labrador (figura 27), respecto de las aguas profundas formadas en los mares GIN entre los 2.000 y los 3.300 m. El mar de Labrador se sitúa en el pasaje de las aguas profundas provenientes de los mares GIN a través de los umbrales del estrecho de Dinamarca, entre Groenlandia e Islandia, y el canal de la Feroe, entre Islandia y Escocia. Esta baja de la salinidad se puede interpretar como un signo de menor convección en los mares GIN, en donde se inicia por la fuerte salinidad de las aguas de superficie. Entonces aparentemente hubo, en los últimos 30 años, una disminución de la circulación termohalina.

Pero podemos leer la misma información de manera distinta, pues lo que salta a los ojos no es tanto la disminución de la salinidad desde 1975 sino la existencia de un máximo entre 1960 y 1975. La salinidad a 2.800 m de profundidad en 1950 tenía el mismo valor que en 1995. Si tomamos la relación salinidad/intensidad de la circulación termohalina como base del razonamiento, concluimos que ésta pasó por un máximo en los años 1960 y que, por lo tanto, antes era comparable a su valor actual. De este modo esto podría no ser un signo de un cambio climático importante. Por otra parte, se observa que esta alternancia está en fase con las variaciones de la NAO. El máximo de salinidad corresponde al período de anomalías negativas de la NAO de los años 1960, y la disminución posterior de la salinidad acompaña los valores altos de la NAO de los años 1970-2000, lo cual no quiere decir que exista una relación de causa-efecto, pero plantea sin embargo un problema. Hemos establecido una correlación positiva bastante lógica entre el flujo de la Corriente del Golfo y la NAO, y se llega al paradójico resultado de que a una intensificación de la Corriente del Golfo durante el período en que la NAO está en alta, y por lo tanto un transporte mayor de sal hacia el norte, corresponde a una disminución de la circulación termohalina caracterizada por una disminución de la salinidad. Esto sugiere que podría no haber interacción en la *Atlantic Overturning Circulation* entre la superficie (la Corriente del Golfo y sus extensiones) y la circulación profunda, o al menos que podrían estar desfasadas, contrariamente a lo que habíamos dicho antes.

De hecho, nada se opone a que, en las escalas de variación de la NAO, los dos componentes estén en oposición de fase

sin comprometer su interacción a largo plazo (a la escala de los sucesos de DO y Heinrich). Se podría tratar tal vez de un índice, e incluso la prueba, de la existencia de un mecanismo de interacción entre el océano y la atmósfera que controla las fluctuaciones de la NAO. A un índice NAO alto corresponde un aumento del transporte de calor y de sal por las corrientes hacia el norte. Dos parámetros con efectos opuestos sobre la densidad del agua, y cuyo balance puede llevar a una disminución de la convección a partir de un cierto caudal. A largo plazo, la disminución de la circulación profunda se reflejará en la corriente de superficie, la circulación anticiclónica, lo que puede acarrear el debilitamiento de la NAO y un retorno a la fuerte convección y así sucesivamente. Dicho de otro modo, pueden existir fluctuaciones decenales de pequeña amplitud de la Corriente del Golfo en oposición de fase con las de la circulación termohalina, a través de la NAO, que no contradicen las variaciones de mucha mayor amplitud correspondientes a eventos Heinrich, DO y dryas reciente. Todo esto es profundamente especulativo y podría muy bien ser que 1) los cambios actuales de la NAO sean ya la consecuencia de un calentamiento global y 2) el calentamiento y las variaciones de salinidad ya registradas sean suficientes para efectivamente disminuir durablemente el *conveyor belt*. Pero no se sabe nada. El futuro dirá. Sin embargo, la disminución actual de salinidad en el mar de Labrador podría ser tomada como prueba de la respuesta de la circulación termohalina al calentamiento del planeta. Este ejemplo muestra claramente la enorme dificultad causada por la falta de observaciones a largo plazo en el océano para discernir entre las diversas escalas de variabilidad.

A continuación (Bogi Hansen *et al.* 2001) están los resultados de medidas directas y los cálculos de flujo de aguas profundas a través de uno de los canales por el que circulan las aguas profundas formadas en los mares GIN: el que separa las Feroe de la Shetlands, por donde pasa aproximadamente un tercio del flujo total. En el marco del programa WOCE se han llevado a cabo mediciones continuas de corriente en un punto fijo desde 1995 al 2000, con un correntómetro acústico de efecto Doppler anclado al fondo, medidas que indican una disminución del flujo de entre el 2 y el 4 % durante ese período. Estas medidas han permitido también contar con una escala para calcular los flujos realizados a partir de observaciones hidrológicas efectuadas regu-

larmente desde 1948. El principio del cálculo es bastante simple: el flujo es función de la diferencia de presión hidrostática entre la sección aguas arriba del umbral y el umbral mismo y las presiones se pueden deducir de las medidas de temperatura y de salinidad a lo largo de la columna de agua. Los resultados indican una disminución regular del flujo de aproximadamente 20% desde 1950. ¿Es esto suficiente para concluir que hay una disminución global del flujo de agua profunda del Atlántico norte, mientras que la mitad de ese flujo pasa por el estrecho de Dinamarca, no tenido en cuenta en el estudio? Sin duda que no, sobre todo porque el modo dominante de las variaciones en el estrecho de Dinamarca, estimadas por el método geostrófico, parece ser el de las escalas decenales de la NAO que, como mencionábamos, tuvo un máximo en los años 1975-1990, en fase con las variaciones de la Corriente del Golfo deducidas de las diferencias de energía potencial entre las Bermudas y el mar de Labrador. Esto contradice el análisis precedente hecho a partir de la salinidad en el mar de Labrador. Algunos modelos prevén incluso que la permanencia de la NAO en un nivel alto debería retardar la disminución de la circulación termohalina.

Estos resultados intermedios contradictorios recuerdan la falta de sistemas de observación, fuente de nuestro conocimiento sobre el sistema climático y, una vez más, nuestra incapacidad de discriminar las escalas de variabilidad de la circulación oceánica a falta de series suficientemente largas de observaciones directas del océano.

Pase lo que pase, la célula de Hadley no desaparecerá, ni tampoco el gyre anticiclónico asociado a ella. Y la Corriente del Golfo continuará siendo su borde oeste.

# 4 La Corriente del Golfo y los ecosistemas del Atlántico norte

## Los biomas del Atlántico

*En tierra es fácil identificar los grandes conjuntos ecológicos llamados biomas a partir de características del clima, del suelo y de un tipo dominante de vegetación, por ejemplo, la sabana, la selva ecuatorial o la tundra. En el océano también pueden identificarse biomas a partir de la dinámica de la capa de superficie, que determina las condiciones de productividad de los ecosistemas marinos. La Corriente del Golfo perturba la organización de los biomas oceánicos en el Atlántico norte.*

## La corriente de Florida

*Primer trecho de la Corriente del Golfo, la Corriente de Florida, entre la punta de Florida y el cabo Hatteras, es una extensión hacia el norte del bioma tropical de los alisios. Su producción biológica es baja, pues transporta aguas cálidas pobres en nutrientes. Sin embargo, sobre la pendiente del talud continental induce por su dinámica el afloramiento de aguas profundas. Esto enriquece en nutrientes las aguas de la plataforma continental.*



### La “provincia Corriente del Golfo”

*La “provincia Corriente del Golfo”, al norte del cabo Hatteras, está dominada por los vórtices inducidos por la inestabilidad de la propia corriente. Lejos de ser una barrera, la Corriente del Golfo favorece los intercambios: hace circular aguas cálidas y poco productivas desde el mar de los Sargazos, al sur de la corriente, hacia el Slope Sea, al norte, entre la Corriente del Golfo y la plataforma continental americana, origen de los remolinos calientes. Estos vórtices, ellos mismos poco productivos son, tal como la corriente de Florida, agentes de fertilización a lo largo del talud continental. Contrariamente, los remolinos fríos hacen pasar las aguas frías y ricas del Slope Sea al mar de los Sargazos, que se enriquece así con este proceso y beneficia a las larvas de las anguilas.*

### La “provincia Deriva Noratlántica”

*La dinámica particular de la Corriente del Golfo deja de sentirse en su extensión hacia el este por la Deriva Noratlántica. En ella encontramos una situación normal de bioma “vientos del oeste”, en el cual la dinámica de la capa superficial está determinada por las variaciones estacionales de la insolación y de los vientos oeste dominantes. La variabilidad del ecosistema marino aquí está ligada a la de la NAO, que controla el régimen de los vientos del oeste. Con respecto a los recursos pesqueros, esta variabilidad natural a menudo no se percibe debido a la sobreexplotación.*

## LOS BIOMAS DEL ATLÁNTICO

Felices los ecólogos que estudian los continentes que, con los pies bien plantados en tierra firme, pueden observar con tranquilidad los ecosistemas, hacer una tipología, una geografía y ligar su funcionamiento a los parámetros climáticos (temperatura, precipitaciones, insolación) y edáficos (propiedades del suelo), a partir de los cuales pueden incluso modelizarlos. Es fácil identificar una tundra, una selva ecuatorial húmeda, una sabana... tantos biomas como los definidos por Odum, en 1971, como las mayores unidades ecológicas que es pertinente reconocer. También les es fácil a los ecólogos reconocer las fronteras de los biomas, las “ecótonas”, zonas de transición que corresponden generalmente a variaciones rápidas de un parámetro físico (la disminución de precipitaciones, por ejemplo, cuando se pasa de la selva tropical a las regiones de sabana). En comparación, el océano padece una triste monotonía. El viajero que sobrevuela Brasil puede identificarse fácilmente a un ecólogo al observar el paso de la lujuriosa selva amazónica a la sequedad del Nordeste. Si continúa su trayecto sobre el Atlántico hasta África, solamente los juegos de sombras de las nubes con la imagen del Sol podrán darle la impresión de que existe alguna diversidad en los paisajes oceánicos. Nada le permite suponer que el océano que sobrevuela también alberga una gran variedad de ecosistemas y que, tal vez, también en él pueden definirse biomas. La gran dificultad de los ecosistemas oceánicos es que los vegetales que crecen, con la excepción de las regiones costeras, carecen de raíces. Las praderas oceánicas están compuestas de plancton vegetal (fitoplancton), que flota a merced de las corrientes. Si los ecosistemas terrestres, con sus raíces, son estáticos, los ecosistemas oceánicos están sometidos a la dinámica del fluido en el cual se desarrollan.

El mundo viviente en la Tierra se construye por síntesis de materia orgánica a partir de elementos minerales. Esta síntesis evidentemente no es gratuita, pues necesita energía, que en la mayoría de los casos es proporcionada por la luz del Sol. A veces, carente de luz, la vida encuentra su fuente de energía en reacciones químicas. Es el caso de los ecosistemas que se forman en el fondo de los océanos alrededor de fuentes hidrotermales calientes, en total ausencia de luz. Si bien tenemos buenas razones para creer que, en su origen, la vida se creó a partir de estos procesos quimiosintéticos, es incontestablemente la fotosíntesis

como fuente de producción primaria la que domina desde hace varios miles de millones de años y que, a partir de la radiación solar, asegura el desarrollo de la vida tanto en tierra como en el mar.

Los ingredientes elementales de la fabricación de la materia orgánica son bastante simples. El gas carbónico ( $\text{CO}_2$ ) y el agua ( $\text{H}_2\text{O}$ ), a través de la clorofila, capaz de fijar la energía luminosa, se combinan, para proveer la materia orgánica de base, siguiendo la ecuación simplificada siguiente:  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{luz} = (\text{CH}_2\text{O}) + \text{O}_2$ .

La materia viviente requiere también otros elementos: las sales nutritivas o nutrientes, fuentes de nitrógeno, de fósforo, de silicio y de toda una gama de elementos minerales que hacen que una región sea más o menos fértil. En tierra, la falta de alguno de estos elementos puede ser paliada por aportaciones externas, como la irrigación y los abonos (con suficientes recursos se pueden construir hasta terrenos de golf en regiones desérticas). Sin duda es difícil hablar de desierto en el mar, en donde no es precisamente agua lo que falta. Pero, como en tierra, existen grandes diferencias de fertilidad de una región a otra. El responsable de la producción primaria en el mar es el fitoplancton, equivalente a la hierba de las praderas. Es el punto de partida de la cadena alimentaria que conduce al pez que encontramos en nuestra mesa. Se trata de algas unicelulares microscópicas (algunos micrones), cuya abundancia determina la fertilidad de una región oceánica.

En el océano, el agua evidentemente no falta. El gas carbónico, fuente de carbono, tampoco. El océano contiene abundantes cantidades de gas carbónico. El Sol, fuente exclusiva de energía para la producción primaria, inunda la superficie del mar. Pero el agua absorbe rápidamente la radiación solar y la producción queda forzosamente limitada a las capas superficiales del océano. Las oscuras profundidades del mar, más allá de un centenar de metros, son poco propicias para el desarrollo de la vida. Sólo los oasis alrededor de las fuentes hidrotermales profundas, que hacen uso de otras fuentes de energía, escapan a esta restricción.

Queda, para determinar la fertilidad de los océanos, la disponibilidad de nutrientes. Ahora bien, las sales minerales son mucho más abundantes en las profundidades que en la superficie, por razones bastante claras. El mundo viviente es un sistema

renovable que se alimenta sin cesar de su propia destrucción. La descomposición de la materia orgánica muerta devuelve al mundo mineral los elementos que, viva, había tomado prestados: el agua, el gas carbónico y los nutrientes, que se encuentran nuevamente disponibles para una nueva incursión en el mundo viviente. De este modo se llega a ecosistemas próximos del equilibrio, en los que la vida y la muerte están presentes cuantitativamente en partes iguales. Pero nada escapa a la ley de gravedad. Por eso, privados de su capacidad de nadar al morir, los organismos marinos son inexorablemente arrastrados hacia el fondo. En el trayecto se descomponen y se mineralizan. De este modo devuelven al medio sus compuestos minerales, no en la capa de superficie propicia a la fotosíntesis, sino en las capas profundas a las que no llega la luz.

Para ser fértil, el océano tiene que resolver el problema de llevar los nutrientes desde las capas profundas hacia las superficiales bien iluminadas. Esta fertilización se da por diferentes procesos dinámicos. El movimiento del mar controla la productividad oceánica. El color del océano es un indicador de la fertilidad de una región, pero el ser humano no puede distinguir a simple vista las sutiles variaciones que diferencian a los ecosistemas oceánicos. Esta tarea es delegada a los sagaces “ojos” de los sensores embarcados en satélites orbitales.

El color del océano depende de las propiedades ópticas del agua, cuya capacidad de absorción de la radiación solar varía según la longitud de onda. El azul pasa más fácilmente que el resto de los colores, de ahí el azul marino que caracteriza al océano en mar abierto.

Pero este azul que provoca ensoñaciones a los poetas puede ser alterado por las impurezas que flotan en el océano. Cerca de las regiones costeras los ríos acarrearán sedimentos y en mar abierto el plancton vegetal, rico en clorofila, tiende a colorear el agua de verde. Cuanto más fitoplancton haya, más el océano parecerá verde. Analizando la luz proveniente del océano (su color) y calculando la relación entre la intensidad luminosa en distintas longitudes de onda características de la clorofila (azul para la absorción máxima, verde para la absorción mínima), se obtiene una medida de la concentración de clorofila en el océano, y con ella de su riqueza. Esto se hace desde el espacio con radiómetros embarcados en satélites, que miden la inten-

sidad luminosa recibida del océano en las longitudes de onda características de la clorofila.

Las imágenes de la figura 28 representan las concentraciones promedio de clorofila en el océano mundial entre 1998 y 2003. Fueron realizadas a partir de medidas del satélite *SeaWiFS* y permiten establecer un inventario de la vegetación marina. Se observa que en el mar hay contrastes importantes de una región a otra, análogos a los que se dan sobre los continentes. Del azul en las zonas más pobres, en el corazón de los anticiclones, al amarillo y rojo de las regiones más ricas, pasando por el verde.

Estas diferencias observadas entre las regiones oceánicas son el reflejo de mecanismos físicos en marcha que las enriquecen y varían de un sistema al otro. De este modo, para definir a los biomas en el medio oceánico es más conveniente representarlos por estos mecanismos más que a partir de un tipo de vegetación como se hace para los sistemas estáticos terrestres. En el medio pelágico, la vegetación oceánica limitada a las algas fitoplanctónicas no presenta un contraste suficiente como para servir de criterio de definición.

Así procedió Alan R. Longhurst (1998) para presentar la primera “geografía ecológica” de los océanos, realizada a partir del análisis de los mecanismos que controlan la dinámica de la capa de mezcla de la superficie. El océano tiene una tendencia espontánea a organizarse en un sistema estable de dos capas. Una, superficial, es cálida gracias a la energía recibida del Sol y homogénea por la mezcla inducida por el viento. La otra, por debajo de la primera, es fría y se extiende hasta el fondo. Ambas capas están separadas por una zona en la que la temperatura decrece rápidamente con la profundidad: la termoclina.

La termoclina, que es forzosamente también una picnoclina (zona de aumento rápido de la densidad con la profundidad), es una barrera para la mezcla entre las dos capas y en particular para el paso de nutrientes hacia la capa de superficie bien iluminada, limitando de ese modo la producción primaria y la fertilidad del sistema. Es lógico, entonces, definir los biomas a partir de los mecanismos físicos que controlan la dinámica de la termoclina, que es a la vez una capa de mezcla y un freno a la producción biológica. Los parámetros a tomar en cuenta son la radiación solar, que aporta el calor, el viento, principal agente de mezcla, y las precipitaciones y aportes de agua dulce (y por

eso menos pesada), que pueden crear una estratificación cerca de la superficie.

La intensidad de la radiación solar depende de la latitud, y, evidentemente, la energía recibida es mayor en las regiones tropicales que en las latitudes altas. Menos evidente pero no menos importante es la influencia de la latitud sobre la acción del viento oceánico. Esto se debe a la fuerza de Coriolis. La fuerza de Coriolis sólo se activa cuando hay movimiento y, al crecer con la latitud, introduce una inercia en las corrientes que aumenta con la latitud. En el ecuador, la fuerza de Coriolis es nula y la inercia mínima, de modo que las variaciones del viento tienen un efecto rápido sobre las corrientes. Por ejemplo, en el Pacífico ecuatorial, el fenómeno de El Niño corresponde a una inversión de la corriente en respuesta a un debilitamiento o a una inversión de los alisios. Del mismo modo, la corriente de Somalia a lo largo del cuerno de África, en el océano Índico, se invierte en pocas semanas al ritmo del monzón. En las latitudes altas, la fuerza de Coriolis está activa mientras haya movimiento, que ella ayuda a mantener aunque el viento se detenga. La notable disminución de vientos de oeste en verano en las latitudes medias no tiene prácticamente efectos sobre la Corriente del Golfo. Serían necesarios años para que una inversión de los vientos del oeste en el Atlántico norte se transmitiera a la Corriente del Golfo. En estas regiones, las variaciones del viento combinadas con variaciones estacionales de insolación controlan la dinámica de la capa de mezcla, pero su efecto sobre las corrientes es reducido. En las regiones próximas al ecuador es a la inversa: una insolación importante con pequeñas variaciones estacionales, junto a una respuesta rápida de las corrientes a las variaciones del viento, mantienen una relativa estabilidad en la capa de mezcla, cuyo espesor varía en función de las corrientes.

A partir de este análisis, Longhurst define cuatro biomas primarios:

- *El bioma de vientos del oeste en latitudes medias*, en el cual la profundidad de la capa de mezcla depende del viento local y de la radiación solar.
- *El bioma de los alisios*, donde la capa de mezcla depende del ajuste de las corrientes en respuesta a variaciones del viento a la escala de la cuenca oceánica.

- *El bioma polar*, donde la capa de mezcla está controlada por la capa de agua dulce que se forma cada primavera cuando se derrite la banquisa.
- *El bioma costero*, sobre los taludes y plataformas continentales, donde, además de los elementos precedentes, intervienen otras particularidades locales como la morfología y la orientación de la costa, la topografía del fondo, etc.

Se trata de biomas de base que evidentemente no son homogéneos, y para tener en cuenta las particularidades inducidas por los continentes y las corrientes marinas que perturban esta clasificación latitudinal, Longhurst introdujo para cada uno de estos biomas, en cada océano, “provincias” (figura 29).

Si consideramos la Corriente del Golfo en su versión mítica y popular más extendida, desde el estrecho de Florida a la corriente de Noruega y a los confines del Ártico, entonces pertenece en la clasificación de Longhurst a dos biomas (polar y vientos del oeste) y a tres provincias: SARC (Atlantic Subarctic Province), NADR (North Atlantic Drift Province) y GFST (Gulf Stream Province).

De hecho, la Corriente del Golfo y sus extensiones, en las diversas etapas de su recorrido, rodean al Atlántico como un cinturón. Son elementos dinámicos perturbadores que no encajan en el bello ordenamiento latitudinal idealizado de los biomas definidos por Longhurst.

## LA CORRIENTE DE FLORIDA

Desde el principio notamos que el primer trecho de la Corriente del Golfo, la Corriente de Florida, desde la punta de Florida hasta el cabo Hatteras, no cuadra en ninguna de las provincias definidas por Longhurst. Al este, la provincia NAST (North Atlantic Subtropical Gyral Province), que pertenece al bioma vientos de oeste, está bordeada al oeste y al noroeste por la Corriente del Golfo, a la cual no incluye. Al oeste, la provincia costera NWCS (Northwest Atlantic Shelves Province) se limita al talud y a la plataforma continental americana, de la punta de Florida a Terranova, y por ende excluye a la Corriente del Golfo. Finalmente, al norte, la provincia Corriente del Golfo propiamente dicha va del cabo Hatteras hasta los grandes bancos de Terranova. Tampoco comprende a la corriente de Florida.

Lo correcto es considerarla como una extensión de la provincia Caribe de Longhurst, que incluye al mar Caribe y al golfo de México, bordeados al este por el arco de las Antillas desde Trinidad hasta las Bahamas. Es una intrusión hacia el norte del bioma de los alisios. La carta de temperaturas de superficie de la figura 30 representa el recorrido de la Corriente del Golfo a lo largo del talud continental. Es una cinta de aguas cálidas (24-28°C) de 30 km de ancho y 300 m de profundidad, con un caudal de 30 Sv en su desembocadura en el estrecho de Florida, cuyo flujo se duplica en el cabo Hatteras a causa de la recirculación descrita en el capítulo precedente. En este punto alcanza 1.000 m de profundidad y 50 km de ancho. Esta porción de la Corriente del Golfo encaja bastante más en el bioma de los alisios que en el de vientos del oeste, en el sentido de que las variaciones locales de viento tienen poca influencia sobre la estructura térmica vertical de la corriente, determinada fundamentalmente por el ajuste de las corrientes ecuatoriales norte y sur que la alimentan.

### **La extensión de las especies tropicales y la pesca deportiva**

Al transportar aguas cálidas provenientes de la región del Caribe, la corriente de Florida es pobre en elementos nutritivos, que quedan relegados bajo la termoclina a varios centenares de metros de profundidad, bien lejos de la capa eufótica (la que recibe más luz). La producción biológica es reducida, como lo muestra la carta de clorofila de la figura 30, en la que la corriente no deja ninguna marca significativa, a diferencia de lo que ocurre en la carta de temperaturas. Salvo en las regiones costeras, las concentraciones de clorofila son las más bajas de toda la zona. Sin embargo, la corriente de Florida no carece de vida. La incursión hacia el norte de aguas tropicales lleva consigo las especies características, particularmente los grandes peces que deleitan a los amantes de la pesca deportiva, que encuentran en la Corriente del Golfo, no lejos de las costas, un terreno extremadamente favorable. Así, por ejemplo, Ocean City, al norte del cabo Hatteras, se ha proclamado “la capital del marlín blanco”. La zona de reproducción del pez espada se extiende gracias a la Corriente del Golfo hasta el norte del cabo Hatteras. En 1934-1935, Ernest Hemingway, gran amante de la pesca deportiva y gran conocedor de la región, fue un brillante colaborador ocasional de la Academia de Ciencias



Naturales de Filadelfia, a la que ayudó a iniciar investigaciones destinadas a conocer mejor los marlines, los peces vela, los atunes y otras presas de los pescadores deportivos.

### Upwelling dinámico a lo largo del talud continental

El bioma de los alisios se caracteriza por dos elementos: la permanencia, sobre la termoclina, de una capa de superficie homogénea y cálida mantenida por una insolación importante durante todo el año, y una rápida respuesta de las corrientes a las variaciones del viento. Como hemos visto, con la hipótesis geostrófica se pueden describir las corrientes con una muy buena aproximación postulando que, a un nivel determinado, la fuerza de Coriolis equilibra la fuerza de presión. En consecuencia, en ese caso, la intensidad de la corriente entre dos puntos de latitudes vecinas es proporcional a la diferencia de presiones entre estos puntos y, recíprocamente, de la diferencia de presión entre dos puntos se puede deducir la corriente.

Toda corriente va acompañada de diferencias efectivas en el nivel del mar. Para la Corriente del Golfo, se observan variaciones del nivel del mar de un metro en algunas decenas de kilómetros. Con respecto a las corrientes de superficie, en los sistemas con termoclina permanente las variaciones de presión son principalmente reflejo del espesor de la capa homogénea o, visto de otro modo, de la profundidad de la termoclina. Las variaciones de profundidad de la termoclina reflejan las variaciones de presión y por lo tanto las corrientes. De esta manera (figura 31), una sección del campo de temperatura realizada a través del sistema de corrientes ecuatoriales del Atlántico muestra que la profundidad de la termoclina varía a merced de las corrientes. Los puntos bajos y altos, que son extremos del campo de presión, corresponden también a cambios en las corrientes. Por ejemplo, la separación entre la Corriente Ecuatorial Sur, que se dirige hacia el oeste, y la contracorriente ecuatorial, que fluye en sentido contrario, está marcada por un hueco en la termoclina (capa homogénea espesa y de alta presión) hacia 2-3°N. Retomando la hipótesis geostrófica que nos sirve de guía, esto es fácil de comprender. Un observador que se encontrara en ese punto de alto nivel del mar (máximo de presión) debería ver la corriente fluir hacia la derecha de la fuerza de presión, es decir hacia el este si está mirando al norte (es la contracorriente ecuatorial), y hacia el oeste si, por el contrario,

dirige su mirada al sur (es la Corriente Ecuatorial Sur) . El mismo razonamiento se aplica sobre la cima de la termoclina ubicada hacia 12°N, mínimo de presión entre la Corriente Ecuatorial Norte y la contracorriente ecuatorial. Esta modulación de la profundidad de la termoclina por las corrientes marinas es capital para la producción biológica pues, como hemos visto, la termoclina no es solamente “picnoclina”, también es “nutriclina”, es decir, barrera para la difusión de sales nutritivas hacia la capa de superficie, esenciales para la producción biológica. Cuanto más profunda es la termoclina, menores son la fertilidad y la producción, como por ejemplo en el centro de las circulaciones anticiclónicas, particularmente en el mar de los Sargazos. Se habla de convergencia cuando, en el límite entre dos corrientes, la termoclina se hunde, y de divergencia en la situación inversa. La pendiente de la termoclina es, en primera aproximación, proporcional a la intensidad de la corriente.

¿Cómo se aplica esto a la corriente de Florida? En superficie, sobre su borde izquierdo (norte y oeste), la Corriente del Golfo está marcada por una variación extremadamente fuerte y rápida de la temperatura. Es lo que se llama el *cold wall*, que da la imagen de una verdadera barrera entre las aguas de la plataforma y el talud continental y las aguas cálidas de la corriente. Es una barrera superficial, pues aunque parezca paradójico en un primer momento, en profundidad la corriente de Florida provee de elementos nutritivos a la plataforma continental. A causa del equilibrio geostrofico, las capas de la termoclina ricas en nitratos del agua central noratlántica, que se encuentran a 1.000 m de profundidad en el mar de los Sargazos, son transportadas al nivel del talud continental a pocos centenares de metros de profundidad (figura 32). Un afloramiento inducido solamente por la dinámica de la corriente es más fuerte y rápido cuanto más intensa es la corriente. Canalizada a lo largo del talud continental, la corriente serpentea, aunque sus ondulaciones no tienen la magnitud de los meandros que la caracterizan más allá del cabo Hatteras. Estas ondulaciones se propagan como una onda, con una longitud de onda del orden de 200 km y una velocidad de 30 km/día. Con cada ondulación, la corriente de Florida se aleja del talud continental (figura 33). Esto hace aflorar el agua profunda y favorece la formación de pequeños remolinos fríos ciclónicos en el punto de ruptura entre el talud y la corriente, y un filamento cálido residual sobre la plataforma continental. Este es el espaldarazo final que lleva el agua subyacente, rica en nitratos,

hasta la capa eufótica del espacio creado. Simplificando, se puede decir que la Corriente del Golfo “roba” las reservas profundas de nutrientes del mar de los Sargazos para llevarlas a la capa eufótica donde termina la plataforma continental. Veremos más adelante que con los vórtices fríos que genera más allá del cabo Hatteras, tendrá la delicadeza de devolverle al mar de los Sargazos aquello que tomó prestado.

Se han observado, paralelamente a este *upwelling* dinámico, florecimientos (*blooms*) fitoplanctónicos importantes que se extienden sobre más de 1.000 km<sup>2</sup>. Es un fenómeno corriente que se da al sur del cabo Hatteras, y que explica porqué toda la región de ruptura del talud continental es una zona de reproducción para el menhaden (*Brevoortia tyrannus*) y el bluefish (*Pomotamus saltatrix*), recursos pesqueros importantes de la plataforma continental norteamericana. El menhaden es una especie pelágica de la misma familia que el arenque, la de los clupeidos, cuya longitud no sobrepasa los 50 cm. Se pescan aproximadamente 400.000 toneladas de esta especie por año en América del Norte. El bluefish también es una especie pelágica de alto valor comercial, que puede medir más de 1 metro y pesar hasta 14 kg. Anualmente se pescan 50.000 toneladas.

En términos de flujo de sales nutritivas hacia la superficie y de producción biológica, este fenómeno no tiene la amplitud de los que se denominan corrientemente “*upwellings* costeros”, que se dan del otro lado de las grandes circulaciones anticiclónicas, sobre el borde este de los océanos, o sea a lo largo de las costas de California y de Perú en el Pacífico y de las de Marruecos, Mauritania y Sudáfrica en el Atlántico. En ese caso son los alisios que, al soplar regularmente paralelos a la costa, empujan las aguas de superficie hacia mar abierto bajo la acción de la fuerza de Coriolis, de acuerdo con el esquema de Ekman, y crean sobre la plataforma continental una verdadera bomba de agua profunda rica en sales nutritivas. En estas zonas, la producción biológica es muy superior a la provocada por el “*upwelling* dinámico” de la corriente de Florida. Se pescan más de 10 millones de toneladas de especies pelágicas en Perú y alrededor de 5 millones de toneladas en las costas de Marruecos-Mauritania y Sudáfrica. De todos modos, esta corriente, aunque pobre, parece ser el principal proveedor de las sales nutritivas que necesita el ecosistema de lo que se llama la “South Atlantic Bight”, de Florida al cabo Hatteras.

## LA “PROVINCIA CORRIENTE DEL GOLFO”

Aquí entramos en el bioma de vientos del oeste de Longhurst. En el seno de este bioma, Longhurst se vio obligado a introducir una provincia particular “Corriente del Golfo”. El impacto de la dinámica de la corriente sobre el funcionamiento del ecosistema es alto, y perturba la simple acción de los vientos dominantes sobre la dinámica de la capa de mezcla característica del bioma. Esta provincia se extiende desde el cabo Hatteras hasta los grandes bancos de Terranova y linda al oeste con la plataforma continental norteamericana. Mientras que la corriente de Florida es canalizada por el talud continental, la Corriente del Golfo, a partir del cabo Hatteras, se aleja y desarrolla libremente meandros y remolinos que contrastan (figura 9) con el recorrido casi lineal de la corriente de Florida en la South Atlantic Bight. Entre su borde norte y el talud continental se abre un espacio de libertad para la corriente llamado Slope Sea, reino de los remolinos cálidos.

### La formación de remolinos y el intercambio de aguas

La Corriente del Golfo aparecía como un río en la carta de Franklin, pero la que descubrimos en la figura 34 es caprichosa, atormentada, desequilibrada, mucho más compleja de lo que habían imaginado los que la describieron primero. Esta complejidad hace que más que una barrera simbolizada por la *cold wall*, que tanto impresionó a los primeros observadores como Lescarbot, sea un mecanismo de trasvase de aguas que permite el intercambio en los dos sentidos entre el mar de los Sargazos y el Slope Sea, entre los cuales a primera vista existe una barrera infranqueable.

A un meandro de la Corriente del Golfo hacia la derecha (figura 13) corresponde una inyección de aguas frías del Slope Sea en el mar de los Sargazos. Por poco que un meandro se estire, terminará por “estrangularse” y desprenderse de la corriente para convertirse en una intrusión de agua fría proveniente del Slope Sea en el mar de los Sargazos. A la inversa, un meandro hacia la izquierda puede terminar como un remolino de agua cálida del mar de los Sargazos en medio de las aguas frías del Slope Sea. Así funciona el trasvase de aguas de la Corriente del Golfo ilustrado por la figura 34. En ella se ven, precisamente formados, tres remolinos fríos bien individualizados al sur de la corriente y al norte tres remolinos calientes.

### Los remolinos fríos fertilizan el mar de los Sargazos

De su esquema de formación se desprende que los remolinos fríos giran forzosamente en el sentido ciclónico (sentido inverso al de las agujas del reloj). Por eso albergan en su seno el ascenso de la termoclina y de la nutriclina que le sigue. Verdaderas bombas de nutrientes dirigidos hacia la capa eufótica del mar de los Sargazos, los remolinos fríos aseguran la fertilidad mínima necesaria para mantener el funcionamiento del particular ecosistema de este mar. Una sección realizada a través del remolino “Bob”, en 1977 (figura 35), muestra que hizo subir la isoterma de 15°C (en el seno de la termoclina) desde una profundidad de 600 m hasta la superficie, a lo largo de un centenar de kilómetros. La isolínea de nitratos de 4  $\mu$  mol/kg pasó de los 500 m a la superficie ¡Un montacargas espectacular! Así, la Corriente del Golfo, que como se mencionaba más arriba extrae agua profunda del mar de los Sargazos para fertilizar el talud continental de la South Atlantic Bight, le restituye con justicia y gracias a los remolinos fríos una parte de lo que le había extraído, pero en las capas de superficie productivas. Claro que el camino que toma no es precisamente el más directo, lo cual da un buen ejemplo de lo compleja que es la dependencia de los ecosistemas marinos respecto de la dinámica oceánica.

Los remolinos fríos tienen diámetros de 100 a 300 km y puede llegar a observarse una decena de ellos simultáneamente. La duración de su vida se halla entre 1 y 2 años. Se desplazan hacia el sudoeste a una velocidad de alrededor 5 km por día y son generalmente recapturados por la Corriente del Golfo a la altura del cabo Hatteras. Ocupan entre el 10 y el 15 % de la superficie del mar de los Sargazos, aumentando su productividad en un 10 %, aproximadamente, y la biomasa de zooplancton de 10 a 15 %. Ellos garantizan al mar de los Sargazos la alimentación en nutrientes “frescos” indispensable para el funcionamiento de todo el ecosistema. Es lo que se llama “producción nueva”, por oposición a la producción llamada “de regeneración”, que funciona consumiendo los nutrientes regenerados localmente a partir de las excreciones de organismos vivientes, en circuito cerrado.

### Las anguilas y la Corriente del Golfo

La anguila es un pez migratorio anfihalino (de agua dulce y agua salada), que nace en el Atlántico, se reproduce y muere en el mar de los Sargazos, pero pasa la mayor parte de su vida en las

aguas dulces o poco saladas de los ríos y pantanos de América o de Europa. Su migración es una ida y vuelta única desde su nacimiento hasta su muerte.

La reproducción de las anguilas del Atlántico es un hecho todavía misterioso. A principios del siglo xx, J. Schmidt elaboró meticulosamente una carta de larvas (leptocéfalos) de anguila capturadas durante 20 perseverantes años de pesca. Concluyó lógicamente que el mar de los Sargazos, la única región donde encontró las larvas más pequeñas (de menos de 10 mm), era la zona de reproducción de las anguilas. La conclusión fue admitida, aunque nunca se han encontrado machos sexualmente maduros ni huevos fecundados. Se estima que la maduración final de los adultos y la eclosión de los huevos se da entre los 400 y 600 m de profundidad, en aguas a una temperatura cercana a los 17°C. Las larvas más pequeñas se han encontrado entre los 200 y 500 m de profundidad, de un tamaño de 6 mm. A continuación, suben a la superficie, donde se alimentan de microplancton, aprovechando las bocanadas de fertilidad que aportan los remolinos fríos de la Corriente del Golfo. Luego se dejan llevar por la corriente. La Corriente del Golfo será la primera etapa de un vasto periplo que las llevará a las costas americanas para la especie llamada “americana”, la *Anguilla rostrata*, o a las costas de Europa para la especie llamada “europea”, *Anguilla anguilla*, que puede encontrarse desde Islandia hasta el Mediterráneo.

Durante largo tiempo se pensó que la existencia de un área común de reproducción inducía necesariamente una mezcla genética tal que sólo existía una sola especie. Estudios genéticos han mostrado que no es así, y que ambas especies son realmente diferentes. Esta especialización es sin duda consecuencia de la diferencia de trayecto que recorren desde el mar de los Sargazos natal al hábitat continental americano, muy cercano, o europeos, mucho más lejanos. Para adaptarse, los ciclos biológicos resultantes son necesariamente diferentes (más corto para la especie americana que para la europea). Los leptocéfalos “europeos”, arrastrados por la Corriente del Golfo y luego por la Deriva Noratlántica, tardan un año en metamorfosearse en jóvenes anguilas de 80 mm, antes de remontar los estuarios donde las espera, por lo menos en Francia, la rapacidad de los pescadores. Las que quedan, las anguilas amarillas, crecen en su nuevo medio durante varios años, hasta la metamorfosis final, transformándose

en anguilas plateadas, gordas y bien aparejadas para la navegación oceánica durante la larga carrera por la reproducción. Bajan por el río, ganan el océano en donde nadan a gran profundidad, viviendo de sus reservas, para alcanzar el mar de los Sargazos. Al menos es lo que se cree, pues se pierde su traza, y nadie ha observado jamás anguilas adultas en pleno océano. Se sabe simplemente que en el mar de los Sargazos aparecerán en las profundidades pequeñas larvas listas para un nuevo ciclo. El trayecto de las larvas americanas es mucho más corto, pero sin duda más problemático pues, a diferencia de las europeas que siguen lógica y pasivamente las corrientes, ellas deben, para alcanzar las costas americanas, dejar la Corriente del Golfo que las transporta. Sin duda reciben la ayuda de los remolinos cálidos que inyectan agua del mar de los Sargazos conteniendo larvas, que así alcanzan la plataforma continental americana.

¿Como hacen las larvas de las anguilas para elegir su ruta en función de la especie a la que pertenecen, vista su disminuida capacidad natatoria? Sin duda no eligen nada, sino que dejan que el azar haga la selección. La capacidad de reproducción de la anguila es excepcional. Cada hembra produce alrededor de un millón y medio de ovocitos. La Corriente del Golfo arrastra millones de larvas y se distribuyen al azar entre una u otra ruta. Sólo aquéllas que terminan en la vía que corresponde a su especie podrán sobrevivir.

La anguila es un animal muy antiguo. Existen fósiles de 100 millones de años de antigüedad y se cree que ambas especies de anguilas tienen un ancestro común, que existía hace 60 millones de años, cuando se formó el Atlántico. El área de reproducción común se extendía entonces al oeste de la dorsal oceánica. La expansión continua de los fondos oceánicos desde esta época hizo que el trayecto migratorio de la anguila europea no haya cesado de crecer (aún hoy) varios centímetros por año.

De este modo, el ciclo biológico de la anguila del Atlántico está ligado a la Corriente del Golfo y a sus prolongaciones en la Deriva Noratlántica. Nadie duda de que su distribución depende de las fluctuaciones de estas corrientes. Si por ventura la evolución del clima desembocara, como algunos temen, en una disminución o en la desaparición de la circulación termohalina y de la Deriva Noratlántica, las anguilas desaparecerían de las orillas del Báltico, del mar de Noruega y del mar del Norte.

## La jungla flotante del mar de los Sargazos y la Corriente del Golfo

El mar de los Sargazos entró en la historia y en la leyenda con Cristóbal Colón, que lo atravesó antes de tocar tierra en las Bahamas, en la isla de Guanahani, a la que rebautizó con el nombre de San Salvador. En un primer momento, las primeras “hierbas flotantes” fueron signo de esperanza, al ser interpretadas como una señal de la proximidad de la tierra. Algunos días más tarde, sin embargo, se tornaron una fuente de angustia para los marinos, ya que su abundancia los hizo sentir atrapados en un mar “como invadido por el hielo”. El mar de los Sargazos jamás perdió desde entonces esta mala reputación y Julio Verne explotó el mito en su novela *Veinte mil leguas de viaje submarino*, imaginando que bajo el mar de los Sargazos se encontraba la parte sumergida de la Atlántida y que los sargazos eran hierbas arrancadas de las praderas de aquel antiguo continente.

Los sargazos son algas. En la clasificación taxonómica, constituyen un género que comprende, en particular, las especies *Sargassum natans* y *Sargassum fluitans*, que se encuentran en el mar de los Sargazos y que tienen la particularidad de ser flotantes (a diferencia de sus congéneres, bentónicos, fijos en el fondo). Se supone que derivan de antepasados bentónicos, de los que se han hallado fósiles que datan de 40 millones de años en los sedimentos del antiguo mar de Tetis. Estas algas de una longitud cercana a 1 metro están dotadas de vesículas gaseosas (principalmente de oxígeno, nitrógeno y gas carbónico) que aseguran su flotabilidad. Son especies estériles, que se reproducen por fragmentación vegetativa y que forman agrupamientos que dan lugar a un ecosistema muy particular, a veces calificado de “jungla flotante”. Constituyen el hábitat de alrededor de 145 especies de invertebrados (cangrejos, langostinos, moluscos). Se han registrado un centenar de especies de peces asociados a los sargazos en algún momento de su vida (huevo, estado larvario, juventud o vida adulta) y cinco especies de tortugas que se desarrollan en ellos luego de la eclosión o encuentran alimento durante sus migraciones. Tal diversidad en un mar tan azul, pobre en elementos nutritivos y tan poco productivo, es sorprendente, *a priori*. Se estima que la biomasa de los sargazos oscila entre 800 y 2.000 kg/km<sup>2</sup>, lo que da un total de entre 4 y 11 millones de toneladas.



De hecho, un ecosistema tan complejo y diversificado no necesita una gran cantidad de elementos nutritivos frescos (producción primaria) para mantenerse. Los sargazos son, como el fitoplancton, productores primarios, y necesitan por lo tanto elementos nutritivos para vivir, que obtienen por reciclado, o sea por remineralización en el lugar de la materia orgánica proveniente de las excreciones de los numerosos organismos que albergan. El sistema, cercano del equilibrio, funciona casi en circuito cerrado. Para compensar las inevitables pérdidas (la materia orgánica que se sedimenta y escapa del sistema), los sargazos disponen de bacterias epifitas que tienen la propiedad de fijar el nitrógeno del aire. No necesitan así esperar que los remolinos fríos vengán a poner a su disposición los nutrientes provenientes de las profundidades.

Se pueden encontrar sargazos flotantes en otras partes del océano, pero en ninguna existe un ecosistema tan particular equivalente al del mar de los Sargazos, que resulta de la recirculación anticiclónica de la Corriente del Golfo, que lo rodea completamente, encerrándolo de cierta manera y convirtiéndolo en un mar cerrado sin orillas. En este sistema, las aguas, con todo lo que transportan, tienen tendencia a converger hacia el centro, bajo la acción de la fuerza de Coriolis. Gracias a la dinámica oceánica, existe un confinamiento natural que permite al sistema prosperar (figura 11).

### **Los remolinos cálidos, proveedores de nutrientes**

Los remolinos cálidos se encuentran al norte de la Corriente del Golfo. Hacen pasar el agua cálida del mar de los Sargazos al Slope Sea, entre la Corriente del Golfo y la plataforma continental americana. Se trata de remolinos anticiclónicos que giran en el sentido de las agujas del reloj y, por lo tanto, con una termoclina profunda. Como alcanzan 2 kilómetros de profundidad, no pueden desbordar sobre la plataforma continental, cuya profundidad no supera los 200 m, y se quedan confinados en el Slope Sea (figura 36). Disponen de menos espacio, son menos numerosos (se ven raramente más de tres al mismo tiempo), y duran menos tiempo (raramente más de un año) que los remolinos fríos. Su diámetro varía entre 60 y 200 km, y se desplazan hacia el sudoeste, a lo largo del talud continental, a una velocidad de alrededor de 5 o 6 km/día. La Corriente del Golfo los recupera

a la altura del cabo Hatteras. Su influencia sobre la producción biológica es más compleja que la de los remolinos fríos en el mar de los Sargazos.

Se podría pensar que, simétricamente y a la inversa de los remolinos fríos que enriquecen el mar de los Sargazos, los remolinos calientes, islotes de agua cálida y pobre (la capa rica en nutrientes en su centro está a varios centenares de metros de profundidad), empobrecen al Slope Sea donde se encuentran, sobre todo porque a veces cubren cerca del 40 % de su superficie. En efecto, es fácil reconocerlos en las imágenes satelitales de clorofila (figura 37) por sus bajos valores de clorofila en superficie.

La sección de temperatura de un remolino caliente de la figura 38 muestra que la situación es similar a la analizada para la corriente de Florida. La simple dinámica geostrofica provoca un afloramiento de las capas frías y ricas en nutrientes en la periferia del vórtice, y por lo tanto a lo largo del talud continental. Los remolinos calientes, anticiclónicos, tienen tendencia a arrastrar las aguas desde la periferia hacia el centro. Sobre el borde del remolino que linda con el talud continental, esta aspiración provoca, en la ruptura de la pendiente de la plataforma continental, el afloramiento de las aguas subyacentes (*upwelling*) hacia la superficie. Estas aguas, que la dinámica geostrofica había traído ya cerca de la superficie, son ricas en nutrientes. De este modo llegamos a un resultado que puede parecer paradójico. La producción en primavera en el Slope Sea, evaluada según las concentraciones de clorofila en superficie medidas por el satélite SeaWiFS, está directamente relacionada con la cantidad de remolinos calientes –intrínsecamente pobres aunque aporten nutrientes a través de sus bordes– que han estado activos el invierno precedente. Lo que hace la riqueza de la producción biológica del Slope Sea es la dinámica de la Corriente del Golfo, con sus vórtices calientes y no, como se creía, la aportación de aguas frías de la plataforma continental provenientes de la corriente de Labrador.

### Los remolinos calientes “aspiradores”

Los remolinos calientes interfieren con su medio. Su movimiento giratorio anticiclónico arrastra las aguas vecinas y en ese sentido se parecen un poco a las galaxias espirales. Como ellas (figuras 34 y 36) tienen “brazos”: un brazo de agua fría sobre el

borde este, que arrastra hacia alta mar las aguas de la plataforma continental, y, sobre el borde oeste un brazo de agua cálida hacia la plataforma continental. El caudal promedio de un brazo frío es de 165.000 m<sup>3</sup>/s hacia mar adentro (su máximo observado se acerca a los 500.000), el de un brazo cálido es de 62.000 m<sup>3</sup>/s. El promedio anual del caudal de los brazos fríos en el Slope Sea se estima en 180.000 m<sup>3</sup>/s, similar al del Amazonas. Estos brazos no transportan únicamente agua, sino que llevan consigo también las especies planctónicas que contienen, particularmente, peces en estado larvario. Estas larvas corren el riesgo de ser introducidas en un ambiente desfavorable a su desarrollo, limitando así la abundancia de especies comerciales.

El área pesquera del bacalao, en aguas canadienses, era sin duda la mejor vigilada y la más reglamentada del mundo, con pescadores, funcionarios e investigadores permanentemente presentes. Desde 1981 en adelante se llevaron a cabo campañas científicas anuales sistemáticas destinadas a evaluar y vigilar las reservas. Hasta 1991 las campañas no registraron ninguna disminución sensible de la biomasa, lo que dio confianza a pescadores y funcionarios, que no veían razones para alarmarse. Sin embargo, en 1992 el stock se derrumbó. Se declaró entonces un período de restricción de pesca, con la esperanza de que el stock se recuperase, lo que todavía no había ocurrido en 2005. Fue un fracaso de los científicos, que provocó una profunda discusión acerca de las posibles causas de estos eventos, y un fracaso también de los funcionarios, que se vieron obligados a revisar sus métodos para limitar la recurrencia de este tipo de sucesos.

Entre las causas invocadas se encuentran los remolinos cálidos porque conducen las larvas hacia mar abierto y hacia las aguas calidas de la Corriente del Golfo, un camino sin futuro para ellas. El análisis de las campañas de investigación llevadas a cabo, particularmente en los Estados Unidos en los años 1980, sobre los remolinos cálidos ha mostrado que existen correlaciones negativas entre la actividad de los vórtices y las reservas en la plataforma continental de 14 especies demersales (del fondo marino), entre las cuales se hallan el bacalao, la merluza y el abadejo. Pero la correlación es débil, solamente es posible concluir que aunque la regeneración no pueda ser muy importante para una clase de edades correspondiente a una actividad fuerte de los remolinos, nada impide que la regeneración sea

suficiente cualquiera sea la intensidad de los mismos. Dicho de otro modo, los remolinos cálidos tienen un efecto, pero no es el efecto dominante capaz de controlar la variación de la regeneración y su impacto en el estado de las reservas. El estudio de las características hidrológicas de las aguas arrastradas hacia los “brazos fríos” permite explicar este impacto reducido a pesar de un caudal relativamente importante. Este agua proviene de la plataforma continental, a profundidades de aproximadamente 100 m, mientras que las larvas prefieren aguas menos profundas más al interior de la plataforma continental. Ha de recordarse que, del otro lado de los remolinos, los brazos cálidos que inyectan agua cálida en la plataforma son el medio de transporte que utilizan las larvas de anguila para alcanzar las costas americanas.

#### **La Corriente del Golfo, los remolinos cálidos y los cachalotes**

Los primeros que atrajeron la atención de los humanos hacia la Corriente del Golfo fueron los cachalotes. Por ellos se inició su exploración científica y se desarrolló (lo que terminó siendo) la oceanografía física. Las campañas científicas de observación de cetáceos confirmaron que éstos prefieren el frente frío (*cold wall*) que limita el norte de la Corriente del Golfo, y más aún los brazos fríos que bordean el este de los remolinos cálidos. ¿De dónde viene este tropismo de los cachalotes por las orillas de la Corriente del Golfo y de sus remolinos, que tan bien supieron aprovechar el ballenero Folger y sus camaradas? De la abundancia de comida, naturalmente, en particular de los calamares, de los cuales son particularmente afectos.

Este fenómeno es el resultado de dos procesos. El primero es biológico y tiene que ver con el papel de la Corriente del Golfo y sus remolinos cálidos de proveedores de nutrientes que, como hemos visto, estimulan la producción biológica. El segundo proceso es mecánico. En superficie, los frentes que separan las aguas cálidas de la Corriente del Golfo y de sus remolinos de las aguas frías vecinas, y sobre todo de las de los brazos fríos, son zonas de mezcla horizontal mínima en donde se concentra todo lo que flota, en particular el zooplancton del que se alimentan los calamares, antes de ser ellos mismos devorados por los cachalotes, que se exponen así a los cazadores. Al no ser presas de nadie, estos últimos sólo tienen que preocuparse por el mal tiempo.

### La Corriente del Golfo y la Corriente de Kuroshío

La dinámica biológica inducida por la Corriente del Golfo es casi idéntica a la de la Corriente de Kuroshío, su equivalente en el Pacífico norte. Longhurst identificó en el Pacífico una provincia “Kuro”, análoga a la de la Corriente del Golfo, con los mismos vórtices característicos, ilustrados en la figura 14 por la gran similitud entre las dos corrientes. Como en el caso de la Corriente del Golfo, hay que distinguir dos regímenes: uno relacionado con el régimen tropical, el “comienzo de la Kuroshío”, equivalente a la Corriente de Florida, y el régimen de vórtices más allá de los 30° N. Desde el punto de vista biológico no hay diferencias entre el Atlántico y el Pacífico.

### LA “PROVINCIA DERIVA NORATLÁNTICA”

#### Floración en primavera

Entramos ahora realmente en el bioma de vientos del oeste tal como lo define Longhurst. Los vientos del oeste y las variaciones estacionales de insolación son aquí lo que sin duda domina la dinámica de la capa de superficie, sin interferir con la de las corrientes. Aquí la Corriente del Golfo se diluye y pierde su personalidad. Definida como corriente de borde oeste, la Corriente del Golfo termina donde comienza la Deriva Noratlántica arrastrada por los vientos del oeste. Es el reino de la termoclina estacional y de la floración primaveral (*bloom*).

En verano, con la ayuda de los días largos y del Sol alto en el cielo, la energía luminosa es suficiente para crear condiciones casi tropicales, con una capa de superficie homogénea, cálida y pobre en nutrientes, separada de las capas profundas por una marcada termoclina como en el bioma de los alisios. En otoño e invierno la capa de superficie se enfría, la estratificación vertical se debilita, y el viento, más fuerte, acrecienta la mezcla vertical. Ya no le queda ningún obstáculo a la turbulencia para llevar sales nutritivas a la superficie. Y, sin embargo, la producción primaria no es muy importante en invierno, a pesar de esta fertilización de la capa eufótica. Con cierta lógica se pensó que era la falta de luz solar durante el invierno lo que provocaba esta disminución de la actividad vegetal durante el invierno. De hecho, más que la falta de luz, aparentemente la causa real radica en las condiciones creadas por la turbulencia, incómodas para el fitoplancton. Las

células fitoplanctónicas son pasivas y se dejan llevar a merced de los movimientos del agua. A falta de termoclina, los movimientos turbulentos las hacen migrar sin el menor obstáculo de la superficie iluminada hacia las capas profundas y oscuras, donde no hay recursos energéticos suficientes para la fotosíntesis. El tiempo pasado lejos de la capa eufótica y las dificultades de adaptación a las condiciones de iluminación continuamente cambiantes se aúnan para inhibir la productividad del fitoplancton.

En primavera, el Sol recupera su vigor, se eleva más alto en el cielo, sale más temprano y se esconde más tarde. La capa oceánica de superficie se calienta y al disminuir la fuerza del viento la termoclina se reconstruye con facilidad. El fitoplancton sobre la termoclina encuentra condiciones de iluminación estables y aprovecha la presencia de sales nutritivas, proporcionadas por la mezcla invernal y que no pudieron ser consumidas en ese período. En estas condiciones puede crecer y multiplicarse, dando lugar a lo que se denomina la floración primaveral del fitoplancton. La superficie del mar se vuelve verde, y las medidas satelitales desde el espacio permiten seguir esta evolución (las figuras 39 muestran este fenómeno en el Atlántico norte). El tiempo pasa, los nutrientes son consumidos, la termoclina estival debilita la mezcla turbulenta y hace que la superficie quede aislada de la fuente de las sales nutritivas. Entonces la producción vegetal disminuye y el océano vuelve a su letargo invernal, que regenera las sales nutritivas que estarán disponibles para una nueva floración en la primavera siguiente. Así, el ciclo solar y las variaciones estacionales de viento aseguran, en el momento oportuno, a la vez la disponibilidad de energía luminosa, la fertilización de la capa de superficie y su estabilidad, todas condiciones necesarias para el desarrollo de las praderas marinas.

### **La NAO y las variaciones interanuales**

Los vientos de oeste del Atlántico norte circulan entre las altas presiones atmosféricas de las Azores y las bajas presiones de Islandia. Cuanto mayor es la diferencia de presión entre estos dos polos, más intensos son los vientos y recíprocamente. Se trata de la NAO (oscilación del Atlántico norte), caracterizada por un índice que, como hemos visto, es simplemente la diferencia de presión entre el anticiclón de las Azores y la depresión de Islandia.

Evidentemente, el ecosistema oceánico no es indiferente a las fluctuaciones de la NAO, sino que responde a las variaciones de velocidad de los vientos asociadas con ella. De esto podemos retener dos consecuencias principales. La primera, y en conformidad con lo que define al bioma de vientos del oeste, a un índice NAO alto corresponde una mezcla invernal más intensa y prolongada, que va a retardar la estabilización de una capa homogénea sobre una termoclina reconstruida. Esto provoca un *bloom* primaveral tardío, que puede tener un impacto en la cadena trófica que conduce a las capturas pesqueras. Segunda consecuencia: por poco que perdure la anomalía positiva de la NAO, la Deriva Noratlántica será más amplia y se extenderá más al norte, introduciendo un aumento de la temperatura de superficie que modificará por ejemplo la composición del zooplancton del ecosistema y con esto las condiciones de vida de las larvas de peces que encuentran en él su fuente de alimento.

El zooplancton del mar del Norte y del Atlántico norte es objeto de observación permanentemente gracias al *Continuous Plankton Recorder*, un programa británico activo desde 1946, sin interrupción. La toma de muestras la lleva a cabo la marina mercante remolcando a 10 nudos un instrumento que filtra el agua de mar para recolectar el plancton. Se dispone así de una excelente base de datos para estudiar las variaciones del ecosistema del Atlántico norte.

Se han estudiado particularmente dos especies próximas de copépodos, la *Calanoides finmarchicus* y la *Calanoides helgolandicus*. La primera prefiere las aguas relativamente frías y se desarrolla antes que la otra durante el *bloom* primaveral, cuando las aguas están todavía bastante frías. Existe una indiscutible correlación entre el índice de la NAO y la composición del plancton en el Atlántico norte. *Helgolandicus* domina cuando el índice NAO es alto y *finmarchicus* domina cuando el índice NAO es bajo.

De hecho, toda la estructura zooplanctónica del ecosistema (especies, tamaños, tiempos) se modifica y esto tiene consecuencias sobre la evolución de las reservas de peces explotados.

### El bacalao

El bacalao fue particularmente abundante entre 1962 y 1983 y de hecho este período ha sido calificado de *Gadoides Outburst* (figura 40). Con cierta razón se atribuyó a la sobreexplotación del

recurso la caída que siguió. Sin embargo, el estado de las reservas no depende solamente de la pesca, sino también de la regeneración de la población, y por lo tanto de la tasa de supervivencia de las larvas que se alimentan de zooplancton. En particular, en lo que concierne al bacalao, se trata de las dos especies mencionadas precedentemente. La pesca, ya importante en esa época, no impidió la explosión del stock a principios de los años 1960, cuando la regeneración, medida por la cantidad de bacalaos de un año, era elevada. La supervivencia de las larvas depende mucho de las condiciones tróficas de las que dispone. Se puede decir, en términos simples, que es preciso que la composición de los platos propuestos (abundancia de especies de zooplancton disponibles), su presentación (tamaño de las presas), y el momento en que son servidos, estén bien adaptados al estado de desarrollo de las larvas. Estas condiciones se dieron durante el *Gadoides Outburst*, período en el cual el índice NAO (figura 19) era bajo y las aguas de superficie relativamente frías. La secuencia de desarrollo de los copépodos, *C. finmarchicus* primero, en primavera, y luego *C. helgolandicus*, en verano, aseguraba la continuidad alimentaria necesaria para la supervivencia de las larvas. La regeneración era elevada y el stock importante. En los años 1980-1990, con un índice NAO dominante alto, las condiciones eran mucho menos favorables. En aguas más cálidas, la sustitución de *finmarchicus* por *helgolandicus* se tradujo para las larvas en un déficit de presas hasta el verano, cuando *helgolandicus* toma la posta de un *finmarchicus* desfalleciente. La regeneración disminuyó y el volumen de capturas no cambió. El resultado final fue el derrumbe del stock y la necesidad de tomar medidas de conservación para no ponerlo en riesgo de extinción. Combinando las informaciones sobre la biomasa de copépodos, su composición específica y su tamaño, se puede definir un índice biológico que de cuenta de las condiciones de desarrollo de las larvas, y por lo tanto, de regeneración del bacalao y de su stock. A la condición, claro está, que la sobreexplotación no comprometa la regeneración por agotamiento del stock (figura 40).

### El arenque

Otras especies del Atlántico norte y del mar del Norte son también sensibles a las variaciones de la NAO, en particular la sardina y el arenque. Estas especies habitan en aguas diferentes. La sardina



es un poco más friolenta que el arenque y se la captura más al sur que a este último, calificado de especie ártico-boreal. En el noreste del Atlántico, la línea de demarcación en la que los más aventureros de ambas especies pueden sin embargo encontrarse se sitúa a la altura del Canal de la Mancha. En esta región, los períodos fríos corresponden a pescas de arenque más fructíferas, mientras que temperaturas más templadas favorecen la pesca de la sardina. La anomalía positiva de la NAO, que favorece los vientos del oeste, facilita la extensión hacia el Atlántico noroeste de las aguas de la Deriva Noratlántica, induciendo una anomalía positiva de temperatura en las aguas de superficie de los mares del Norte y de Noruega. Los límites fríos y/o cálidos del arenque y de la sardina migran hacia el norte: el arenque se torna más abundante en el norte de la zona (stock atlanto-escándico), desaparece de las regiones meridionales (canal de la Mancha), dejando espacio a las sardinias, y varía poco en las regiones intermedias (mar del Norte). A la inversa, durante los períodos fríos (anomalía negativa de la NAO), el arenque vuelve al sur. Las capturas en el mar de Noruega disminuyen sensiblemente respecto de las regiones meridionales, o sea la Mancha, de donde desaparecen las sardinias.

La pesca europea de arenque en el Atlántico norte es muy antigua y bien documentada. En los años 1960 llegaba a un total de cerca de 5 millones de toneladas anuales. Esto representaba el 11,5 % del total de las capturas mundiales de pescado. Solamente las anchoas de Perú, con más de 10 millones de toneladas a principios de los años 1970, sobrepasaban esta cifra. Esta larga historia no se desarrolló sin interrupciones, y por ejemplo para las reservas del mar de Noruega (atlanto-escándicas), los períodos fastos de pesca alternaron con otros en los que la pesca del arenque desapareció casi por completo. Se han podido relacionar estas variaciones a las fluctuaciones decenales del índice de la NAO, indirectamente reconstruido hasta principios del siglo XVIII a partir de 1) la duración de los períodos en que las costas islandesas estuvieron tomadas por el hielo, 2) a través del estudio de los anillos de los árboles e incluso 3) por el nivel de abundancia de nieve en Groenlandia, que se puede estimar anualmente a través de las muestras de hielo obtenidas *in situ*. Durante los años 1960-1970, todas las reservas (Islandia, mar de Noruega, mar del Norte) se derrumbaron, ignorando la señal climática que hubiera

debido conducir a establecer una discriminación entre las regiones norte y sur. Se trataba de un período “frío” (anomalía negativa de la NAO), conocido por ser favorable a las regiones del sur. Pero no se prestó atención a la señal climática y un considerable aumento de la pesca sin diferenciación de la zona tuvo el efecto general de agotar las reservas por sobreexplotación.

Los interesados aprendieron la lección. Tras la prohibición total de pesca, la reconstitución de las reservas fue vigilada por campañas de evaluación sistemáticas. La pesca solo pudo retomarse una vez que ciertos criterios de abundancia fueron satisfechos, a principios de los años 1980, para la mayoría de las reservas de arenque del Atlántico norte. Se estableció entonces una reglamentación con cuotas, definición de tamaño mínimo de los peces capturados, limitación de los períodos y zonas de pesca, etc. Felizmente las reservas de arenque, especie pelágica con un ciclo de reproducción rápido, son relativamente robustas y pueden reconstituirse fácilmente durante una moratoria, a diferencia de las reservas de bacalao, cuyo ciclo de reproducción es mucho más largo y puede comprometer toda posibilidad de recuperación más allá de un cierto umbral. Los pescadores canadienses esperan desde hace casi 15 años la reconstitución de las reservas de bacalao, que tal vez nunca suceda.

### **La Corriente del Golfo y la NAO**

En esta provincia, a diferencia de lo que hemos visto antes en la Corriente del Golfo, la dinámica de la Corriente Noratlántica no tiene mucho impacto sobre la dinámica de la capa superficial, ni sobre el funcionamiento del ecosistema oceánico. Si bien el viento es el “director de orquesta”, la corriente sigue siendo un actor importante, aunque pasivo, atento a las variaciones de la circulación atmosférica. Una anomalía positiva de la NAO aumenta y expande la circulación de vientos del oeste. Si persiste un tiempo suficiente, tendrá un impacto análogo sobre la Deriva Noratlántica, o sea que aumentará su flujo y la desplazará hacia el norte. Esto aumentará la temperatura de la superficie con sus consecuencias sobre el ecosistema, particularmente sobre el zooplancton. La situación inversa ocurre en el caso de una anomalía negativa. Se ha encontrado una correlación entre la posición de la Corriente del Golfo (GSNW) y la composición del zooplancton del mar del Norte, ambos ligados, como hemos

visto, a la NAO. Pero correlación no significa causalidad, como querrían sugerir algunos nostálgicos de la todopoderosa influencia de la Corriente del Golfo hasta los confines del Ártico.

Sería aventurado proponer proyecciones de evolución de los ecosistemas del Atlántico norte y de sus recursos con referencia a los cambios climáticos inducidos por actividades humanas. A diferencia de las proyecciones climáticas apoyadas en la reconstrucción del clima de la antigüedad durante largos períodos, no se dispone de archivos biológicos que permitan una paleoecología.

Los datos satelitales sobre el color del mar, si se recogen con una mínima continuidad, permiten hoy en día un seguimiento y análisis de la evolución de los ecosistemas marinos. Por ejemplo, la comparación entre 2003 y 1998 (figura 28) pone en evidencia un doble cambio: una disminución de las concentraciones de clorofila en los gyres anticiclónicos, ya bastante pobres, y un aumento en las plataformas continentales. La disminución en los gyres podría deberse a un incremento de la temperatura de superficie que, aumentando la estratificación, disminuye la mezcla vertical y los flujos ya débiles de nutrientes hacia la capa eufótica. Aparentemente en el mismo período la temperatura de superficie aumentó en estas regiones, salvo en el Atlántico norte, en donde no se registró ningún aumento significativo.

En las regiones costeras, la explicación no es tan sencilla. Puede tratarse de fenómenos climáticos, como por ejemplo del aumento de vientos en las regiones de *upwelling* costero, o el resultado de la escorrentía y deposición de abonos agrícolas que favorecen los *blooms* de fitoplancton, conducentes al consumo excesivo de oxígeno. Desafortunadamente, la continuidad de las mediciones satelitales del color del océano, como de otros parámetros esenciales en oceanografía (viento, altura del mar), está gravemente comprometida en el futuro.

# Conclusión

## HACIA UNA OCEANOGRAFÍA OPERACIONAL

Al cabo de esta breve excursión, la Corriente del Golfo ha visto apagarse un poco su aura mágica, pero no ha disminuido para nada su importancia en el sistema climático como vía de transporte de calor hacia el hemisferio norte.

Sin embargo, a la bella seguridad de Maury, que le otorgaba una constancia inquebrantable y una independencia total respecto del resto del océano, ha sucedido la incertidumbre acerca de sus fluctuaciones y una interdependencia absoluta respecto de los otros actores del sistema climático. La Corriente del Golfo se ha integrado al resto pues para comprender el sistema climático es preciso conocer, comprender y tener en cuenta a la totalidad del océano.

Platón contaba que la respuesta de Sócrates a sus jueces, que deseaban saber por qué el oráculo de Delfos le había declarado el más sabio de los hombres, fue: “Porque sé que no sé nada”. Era una forma de insultarlos, de hacerles comprender que ellos mismos sabían menos que él, ya que ni siquiera sabían eso aunque simularan saberlo todo. Claro está, Sócrates fue condenado por impiedad, un motivo más digno que el ultraje a un juez. En desmedro de la acusación de cientificismo que se formula a veces a los científicos, en ellos hay una especie de sabiduría socrática. Claro que no dirán que no saben nada, pero reconocerán que no

saben todo y que la duda y las incertidumbres son intrínsecas a la ciencia, al menos a la del clima.

Un testimonio de lo precedente es la prudencia de los informes del IPCC, cuya mayor preocupación para el próximo informe, el cuarto, que aparecerá en 2006, es “reducir la incertidumbre para una mejor evaluación cuantitativa de los riesgos”. Los científicos saben lo que les falta desde este punto de vista, existen varios ejemplos con la NAO y el devenir de la circulación termohalina. Falta seguridad en los conocimientos de base para mejorar los modelos climáticos, como las interacciones entre las nubes y la radiación solar y la dinámica acoplada hielo-océano, entre otros. Pero, muy frecuentemente, lo que más hace falta son informaciones necesarias para explotar los conocimientos adquiridos: las medidas y observaciones sobre el medio natural. El método experimental es inaplicable aquí. No se puede poner a toda la Tierra en un laboratorio. Por eso se crean laboratorios virtuales, los modelos numéricos, con los cuales se simulan proyecciones de evolución posibles jugando con tal o cual parámetro. Pero, para construir estos modelos, es preciso conocer los procesos que intervienen en la dinámica del sistema. ¿Cómo conocerlos y transformarlos en ecuaciones si no se los ha observado y medido previamente?

Los 150 años de historia de la ciencia meteorológica son un buen ejemplo del proceso que, con observaciones, medidas y modelos, ha permitido reducir progresivamente la incertidumbre de las previsiones a 1, a 3 y luego a 7 o 15 días. Los modelos en sí sólo pueden funcionar si se apoyan en observaciones y medidas reales. Lo virtual debe estar anclado en lo real. Los modelos integran y dan forma a los conocimientos adquiridos sobre el funcionamiento del sistema climático y las observaciones son su combustible, sin el cual son sólo bellas construcciones intelectuales inoperantes. Y a continuación serán las observaciones las que dirán lo que las simulaciones valen. El proceso es permanentemente interactivo entre observaciones y medidas por un lado y modelos de simulaciones por el otro. La necesidad de medidas se dirige hacia atrás en el tiempo para mejorar los conocimientos de los procesos, al presente, para ajustar los modelos y asimilar los datos, y hacia adelante para validar las simulaciones, evaluar los errores y las incertidumbres que quedan y desarrollar las aplicaciones. De la misma manera que la evolución

del clima es un proceso dinámico continuo, los dispositivos de observación y de medida que se han de poner en marcha para reducir las incertidumbres deben ser un continuo en el tiempo y en el quehacer científico, desde la adquisición de conocimientos hasta las aplicaciones. Es urgente garantizar la perennidad de la fuente irremplazable de nuestro conocimiento: los sistemas de observación del “sistema Tierra”. El desarrollo sostenible necesita un saber durable, y por ende sistemas igualmente durables de adquisición de conocimientos. ¿En que estado estamos respecto del océano?

### Los programas de investigación

La investigación científica que promueve el IPCC es una apuesta al progreso. Está organizada desde hace dos décadas en torno a programas internacionales multidisciplinarios bajo la égida de organizaciones internacionales.

- *El programa CLIVAR (CLimate VARIability)*

El primero en el orden cronológico fue el Programa Mundial de Investigaciones Sobre el Clima, lanzado en 1980. Organizado conjuntamente por el Consejo Internacional de Uniones Científicas (federador de las Academias de Ciencias), la Organización Meteorológica Mundial y la COI (Comisión Oceanográfica Intergubernamental de la UNESCO), su objetivo fue establecer las bases científicas necesarias para comprender los fenómenos físicos que rigen el funcionamiento del sistema climático para evaluar hasta qué punto es previsible y de que manera las actividades humanas van a modificarlo. Por ende debía tener en cuenta tanto los compartimentos del sistema (la atmósfera, el océano, la criósfera, la superficie terrestre), como los intercambios entre ellos. Respecto al océano se han organizado dos programas principales durante los años 1980 y 1990. El programa TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere), dedicado entre 1985 y 1995 al estudio de la variabilidad interanual del clima y particularmente al fenómeno de El Niño, fue la ocasión de poner en práctica el primer sistema cuasi-operacional de observaciones del océano. El programa WOCE se ocupó, entre 1990 y 2000, de la totalidad del océano en sus tres dimensiones para evaluar las corrientes y los transportes de calor y de carbono con la mejor resolución posible. Fue la primera experiencia de oceanografía

total tanto por su objetivo global como por la variedad de medios de que pudo disponer, desde navíos de investigación hasta satélites.

La continuación se lleva a cabo en el marco del programa CLIVAR, iniciado en 1995, que tiene por objetivos: 1) Conocer mejor los procesos físicos que gobiernan las variaciones del conjunto del sistema climático, desde la escala de las estaciones hasta la de un siglo, de manera de elaborar modelos que acoplen el conjunto de sus componentes: la atmósfera, los océanos, el hielo y la tierra; 2) Mejorar, a partir de estos modelos, las previsiones climáticas a escala interanual; 3) Comprender y prever la respuesta del sistema climático al aumento de los gases de efecto invernadero, y comparar las predicciones con los registros climáticos pasados para poner a prueba la calidad de los modelos y evaluar el peso de las modificaciones antropogénicas en el cambio climático.

El componente oceánico de este programa es importante. Incluye, en el Atlántico, a la NAO y a la circulación termohalina, que como hemos visto son fuentes de incertidumbre, y por lo tanto también a la Corriente del Golfo, que como también hemos visto tiene complejas relaciones con estos dos fenómenos.

- *El programa IMBER (Integrated Marine Biochemistry and Ecosystem Research)*

Pero la física no alcanza para resolver el problema. La materia viviente y particularmente los humanos son importantes actores del clima a través del ciclo del carbono, que gobierna las concentraciones atmosféricas de dióxido de carbono. El mundo viviente sufre por otro lado las consecuencias de la evolución del clima, a veces dramáticas tanto para los ecosistemas como para las sociedades humanas. El Consejo Internacional de Uniones Científicas tomó en 1986 la iniciativa de un vasto programa (Programa Internacional Geósfera Biósfera - PIGB) para describir y comprender los procesos interconectados físicos, químicos y biológicos que regulan el funcionamiento de la totalidad del sistema Tierra, los cambios que sufre y la manera en que dichos procesos son modificados por las actividades humanas. Dos proyectos de este programa conciernen inicialmente al océano: JGOFS y el GLOBEC. El programa JGOFS (Joint Global Ocean Flux Studies) se llevó a cabo entre 1987 y 2003 con el objetivo de

comprender y cuantificar el ciclo del carbono en el océano para evaluar sus flujos (particularmente de gas carbónico, principal gas de efecto invernadero producido por las actividades humanas) en las interfaces con la atmósfera y los fondos oceánicos y pronosticar su evolución. El proyecto GLOBEC (Global Ocean Ecosystem Dynamics) comenzó en 1991 y, como su nombre lo indica, su ambición es comprender cómo el cambio global puede modificar el comportamiento de los ecosistemas marinos y afectar la abundancia, diversidad y productividad de las poblaciones marinas correspondientes a los primeros niveles de la cadena alimentaria: de la producción primaria a los pequeños seres pelágicos y los estadios juveniles de los peces, etapas que determinan el destino de las especies explotadas comercialmente. El programa IMBER (Integrated Marine Biochemistry and Ecosystem Research), cuyo plan científico ha sido publicado recientemente (*IMBER Science Plan and Implementation Strategy*, IGBP report n° 52, Stockholm 2005), integrará las problemáticas de los dos proyectos precedentes e incluirá además las interacciones recíprocas que existen entre los ecosistemas marinos y las sociedades humanas que los utilizan y los modifican. Este punto de vista interdisciplinario es usual en el estudio de los ecosistemas terrestres y es urgente extenderlo al medio marino. El programa IMBER es un programa decenal organizado en torno a cuatro temas en forma de preguntas: 1) ¿Cómo interactúan los grandes ciclos biogeoquímicos con la dinámica de las redes alimentarias en distintos ecosistemas marinos? 2) ¿Cómo responderán entonces los ecosistemas marinos al cambio global que está afectando a los ciclos biogeoquímicos? 3) ¿Cómo a su vez la biogeoquímica y los ecosistemas marinos son capaces de influir en la evolución del clima? 4) ¿Cuáles son las relaciones entre los ecosistemas marinos y las sociedades humanas a las que proveen de bienes y servicios? ¿Cómo deben éstas evolucionar y adaptarse para enfrentar el impacto del cambio global y de las múltiples actividades humanas en el mar y conservar la indispensable calidad del medio marino?

### **GODAE: una prueba de oceanografía operacional**

Estos programas de investigación son de larga duración, y ya han permitido al IPCC precisar sus pronósticos. Sus resultados alimentan actualmente los modelos de simulación. La existencia



de sistemas perennes de observación de los océanos es indispensable para la puesta en marcha de programas y modelos.

La COI ha tomado la iniciativa de crear un sistema mundial de observación del océano (GOOS, Global Observing Ocean System), en el seno del cual, en colaboración con el Programa Internacional de Investigaciones sobre el Clima, fue lanzado en el año 2000 un proyecto piloto para demostrar que actualmente se puede predecir el océano como se predice la atmósfera (distribución de la temperatura y de la salinidad, velocidad y dirección de las corrientes, nivel del mar). Se trata del proyecto GODAE (Global Ocean Data Experiment), cuyo esquema se inspira en el principio de la previsión meteorológica (que ya ha pasado sus pruebas) (figura 41) y que está constituido por tres elementos: las observaciones espaciales, las observaciones *in situ* y los modelos que funcionan asimilando estos datos.

#### **El núcleo del sistema: un modelo global del océano**

No hay previsión posible si no se dispone de modelos adecuados. Más que el conocimiento de los procesos físicos, que ha conocido un progreso considerable, lo que durante mucho tiempo fue un factor limitante para el desarrollo de modelos oceánicos capaces de resolver la escala de los vórtices del orden de 100 kilómetros –fundamental en la dinámica del océano– ha sido la capacidad de cálculo de los ordenadores. Hoy en día se dispone de modelos cuya malla llega a 1/32 de grado, o sea un punto calculado cada 2 o 3 kilómetros.

#### **Las medidas desde el espacio**

Los sensores a bordo de satélites son capaces de proporcionar una cobertura global del océano, con resolución adaptable y con mediciones durables –permitiendo resolver el difícil problema de las escalas espaciotemporales imbricadas–, y aseguran la continuidad y la coherencia de los sistemas de observación. Los sensores de difusión que transportan los satélites miden el principal motor de la circulación oceánica: el viento en la superficie del mar. Los radiómetros infrarrojos y de microondas, a su vez, informan sobre la temperatura de la superficie del mar y el contenido de vapor de agua en la atmósfera. A partir de estos parámetros y de la velocidad del viento, se pueden calcular los intercambios termodinámicos entre el océano y la atmósfera, o sea el forzado

termodinámico. Algunos radares, en determinadas plataformas satelitales, han mostrado que se pueden evaluar también las precipitaciones sobre el mar. Los altímetros que miden el nivel del mar con precisión de centímetros dan acceso directo a la dinámica oceánica, representando adecuadamente corrientes y vórtices. La medida del color del mar permite evaluar la intensidad de la producción biológica de los océanos. Entre 2007 y 2009 se lanzarán los satélites SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) y Aquarius, capaces de medir la salinidad de la superficie del océano. Se dispondrá así, sobre toda la superficie del océano y de manera continua, de una medida de las corrientes de superficie, de su forzado y de su impacto sobre la producción biológica.

### Las medidas *in situ*

Desde un punto de vista dinámico, la medida del nivel del mar integra toda la columna de agua. Es una medida de presión hidrostática análoga a la presión atmosférica en el suelo que integra toda la columna de aire. Si bien es posible deducir directamente las corrientes de superficie, para resolver la circulación oceánica en función de la profundidad es necesario conocer además la estratificación en densidad de las capas de agua. Teniendo en cuenta la opacidad del medio oceánico a la radiación electromagnética, no existe al día de hoy otro medio de sondear el océano que las medidas *in situ*. También aquí es preciso disponer de una buena resolución espacial. Era una misión imposible con los medios tradicionales de la oceanografía, y la solución vino del espacio, de los sistemas satelitales de localización, recolección y transmisión de datos que permiten desplegar por todo el océano plataformas de medida fijas (ancladas al fondo) o derivantes (en superficie o en profundidad). Cada plataforma está localizada y transmite las medidas por satélite. A principios de marzo de 2005, en el marco del programa DBCP (Drifting Buoy Cooperative Programme), existían 983 plataformas derivantes que miden la temperatura de superficie y, algunas de ellas, la presión atmosférica, el viento, la salinidad y la presión parcial de gas carbónico. El programa ARGO tiene como objetivo la instalación en 2006 de 3.000 flotadores que derivarán a 2.000 m de profundidad con un retorno periódico a la superficie, destinados a medir la temperatura y la salinidad sobre toda la columna de agua. En cada retorno a la superficie, el flotador transmite por

satélite su posición y las medidas que ha recolectado. De este modo se realizarán 100.000 perfiles por año, con una resolución espacial de cerca de 3 grados. Cada flotador está concebido para permanecer operacional durante varios años. A fines de febrero de 2005, 1.671 flotadores estaban activos, o sea el 55,3 % del objetivo fijado para 2006 (figura 42).

El programa GODAE es un proyecto de cooperación internacional, pero también una competencia, pues, si bien los datos obtenidos pertenecen a todos, su utilización es asunto de cada centro de modelización y de asimilación de datos, responsable de la calidad de sus previsiones sobre el océano. Los países integrantes son Australia, Estados Unidos, Francia, Japón, Noruega, y el Reino Unido. La experiencia está actualmente en curso y las conclusiones serán expuestas en 2007, pero, a la vista de los resultados obtenidos, se puede desde ya afirmar que la previsión operacional del océano es posible. Así, por ejemplo, algunos centros del programa GODAE proveen cotidiana o semanalmente previsiones oceánicas a 15 días o a un mes, asimilando los datos satelitales y los obtenidos *in situ* de temperatura, salinidad, velocidad a varias profundidades y espesor de la capa de mezcla en modelos oceánicos. Las figuras 43 y 44 muestran dos ejemplos de previsión sobre la Corriente del Golfo.

### ¿Y a continuación?

El proyecto GODAE terminará en 2007. Aparentemente, será una prueba de que la previsión operacional del océano es posible. También mostrará la calidad de los modelos oceánicos tridimensionales aplicables a la previsión de la evolución del clima. Sería aberrante y ridículo que se detuviera y que todo el *savoir-faire* adquirido se pierda, por falta de decisiones correctas en el momento oportuno para asegurar la perennidad de los sistemas de observación o por no haber organizado las estructuras operacionales capaces de asegurar la continuidad de la producción. Porque nada está definitivamente ganado todavía. No existe un sistema operacional de observación del océano comparable al que existe para la meteorología, bajo la égida de la Organización Meteorológica Mundial, agencia de las Naciones Unidas. En la mayoría de los países, ciertos laboratorios con presupuestos de investigación ponen en marcha sistemas de observación del océano sin la garantía de continuidad y de servicio que corres-

ponde a los equipos operacionales. Los sistemas espaciales son particularmente críticos, en primer lugar porque son esenciales en el dispositivo, y además porque entre la toma de decisión sobre un proyecto satelital y su lanzamiento hay que prever un período de 5 a 10 años. La cronología que se ha de respetar es crucial y las decisiones deben tomarse a tiempo para evitar los “*gaps*” en las mediciones de parámetros cuya continuidad es esencial. Pero actualmente nada lo garantiza y nada lo garantizará mientras la observación del océano no haya pasado a un estado realmente operacional como el de la atmósfera para la previsión meteorológica. La continuidad del programa ARGO más allá de la misma fecha, como la de la mayoría de los centros experimentales de tratamiento que participan actualmente en el proyecto GODAE, no están tampoco aseguradas. Es imprescindible consolidar esta situación. Las decisiones son políticas y urgentes.

### Geoscopia

El océano es un ejemplo, pero no se ha de ser “oceanocéntricos”, sino considerar el planeta en su totalidad.

La Tierra evoluciona en todas las escalas de tiempo: desde la de la dinámica del manto, que dirige la tectónica de placas y da forma a continentes y océanos, hasta la de la atmósfera, que provoca la lluvia o el buen tiempo de cada día. Todas estas escalas están interconectadas, y se puede ir desde la meteorología hasta la tectónica de placas. Las circulaciones atmosféricas y oceánicas, y por ende los climas sobre la Tierra, no serían lo que son si los océanos y continentes tuvieran otra configuración. Los estudios paleoclimáticos lo han demostrado claramente. Se puede sin duda decir que la Tierra es el más complejo y el más “dinámico” de los planetas conocidos, el que evoluciona más rápidamente. El único en el que la vida participa activamente en esta evolución. Desde el punto de vista científico es, objetivamente, el planeta más interesante a estudiar. Desde un punto de vista egoístamente antropocéntrico, debe tener la prioridad. Si enviamos sondas a explorar Marte ahora o dentro de 100 años, las cosas no habrán cambiado demasiado, mientras que, en la Tierra, los compartimentos que nos conciernen directamente (biosfera, atmósfera, hidrosfera) corren el riesgo de ser modificados profundamente y en nuestro propio perjuicio.

La Tierra empezó a ser considerada científicamente como un “planeta” con el Año Geofísico Internacional de 1957-1958, cuando se intentó por primera vez analizar globalmente las interacciones entre las capas superiores de la Tierra y la radiación solar. Coincidentemente, el primer satélite artificial fue lanzado en octubre de 1957. La era espacial de observación de la Tierra pudo comenzar. La huella del pie de Armstrong sobre la Luna es tal vez menos importante que esa imagen del planeta Tierra, que se veía por primera vez desde el exterior. Observada como todos sus congéneres, desde el espacio, se transformó en un planeta completo.

El interés por la evolución del clima y sus consecuencias sobre el género humano y su hábitat nos obliga a estudiar el “sistema Tierra” insistiendo tanto en la dinámica y las interacciones de sus envoltorios superiores –atmósfera, superficies continentales, océanos, criósfera y biósfera–, a escalas temporales entre la década y varios siglos, como también en sus relaciones con la fuente de energía que los anima, la radiación solar.

“Después de mi, el diluvio”, habría dicho Luis XV. No poner en marcha sistemas perennes de observación de la Tierra es como hacer propia esta máxima. Sin ellos, faltará la información para mejorar constantemente las simulaciones y las proyecciones de evolución, que son nuestras mejores herramientas de anticipación.

¿Por qué no movilizarse por un proyecto mundial de observación de la Tierra, de “geoscopia”? Este podría ser el resultado del programa GEOSS.

### **GEOSS: Global Earth Observation System of Systems**

Durante la Tercera Cumbre sobre la Observación de la Tierra, el 16 de febrero de 2005, en Bruselas, 61 naciones y 40 organizaciones internacionales adoptaron un plan estratégico a 10 años para establecer una red mundial de sistemas de observación de la Tierra (GEOSS). Fue la feliz conclusión de una iniciativa tomada en los Estados Unidos en 2003. Los beneficios que se esperan para la sociedad se pueden enumerar en nueve grandes áreas:

- Mejora de las previsiones meteorológicas
- Vigilancia y protección de los recursos marinos
- Reducción de la pérdida de vidas humanas y de bienes en las catástrofes naturales

- Predicción de la variabilidad climática y del cambio global permitiendo tomar las medidas necesarias para atenuar sus efectos
- Promoción de una agricultura y de una explotación forestal durables y lucha contra la degradación de los suelos
- Comprensión de los efectos del medio ambiente sobre la salud
- Desarrollo de capacidades de previsión relacionadas con la ecología
- Vigilancia y protección de los recursos hídricos
- Vigilancia y gestión de los recursos energéticos

La tarea es inmensa y los sistemas de observación necesarios son enormemente variados. Algunos ya existen y son operacionales. Otros están en estado experimental, como hemos visto para el océano. Otros ni siquiera existen. Se trata, en el marco de GEOSS, de completar los sistemas, de hacerlos operacionales y de ponerlos en red, de forma que no haya barreras y que los datos de cualquier sistema sean accesibles a todos los demás de la “red de sistemas”. De esta manera dispondremos de una “geoscopía” permanente y de herramientas necesarias para la previsión de la evolución de la Tierra. Los sistemas de observación y de modelización del océano serán evidentemente de la partida, y nuestro conocimiento de la Corriente del Golfo, volviendo a ella, se verá enormemente mejorado.

Esta decisión es un buen augurio. Seamos optimistas y apostemos a que las intenciones no están lejos de la realización.

# Glosario

## **Alisios**

Vientos del sector este asociados a los bordes este y ecuatoriales de las grandes circulaciones anticiclónicas subtropicales de la atmósfera. Son los que arrastran las corrientes ecuatoriales Norte y Sur.

## **Altimetría**

Medida con una precisión cercana al centímetro hecha con radares embarcados en satélites de la distancia entre el propio satélite y la superficie del mar. De ella se deduce la topografía de la superficie del mar y las corrientes geostroficadas.

## **Anclaje**

Línea portadora de instrumentos de medida anclada en el fondo del mar.

## **Anomalía**

Desviación entre el valor de un parámetro en un momento dado y su valor promedio.

## **Anticiclón**

Zona de alta presión atmosférica.

**Anticiclónica (circulación)**

Movimiento circular horizontal en el sentido de las agujas del reloj en el hemisferio norte, y en el sentido inverso en el hemisferio sur, en torno a las zonas de alta presión oceánica o atmosférica.

**Año Geofísico Internacional**

Programa internacional de estudio coordinado de los diversos comportamientos físicos del planeta (geosfera, atmósfera, océanos, criosfera) que se llevó a cabo entre 1957 y 1958. Fue, para la oceanografía, el primer programa de cooperación internacional.

**APAN**

*Agua profunda del Atlántico Norte.* Masa de agua formada en la zona de convección del Atlántico norte, que se hunde en el mar hasta llegar a 3.000 m de profundidad. Es el motor de la circulación termohalina y del *conveyor belt*.

**Aquarius**

Satélite destinado a medir la salinidad de superficie del océano. Su lanzamiento está previsto para 2008/2009.

**ARGO**

Experiencia ligada al programa GODAE que consiste en instalar por todo el océano miles de flotadores derivantes a 2.000 m de profundidad que regresarán regularmente a la superficie midiendo los parámetros hidrológicos (temperatura y salinidad). Se espera tener 3.000 flotadores en 2006 para efectuar 100.000 perfiles hidrológicos por año.

**Bentónico**

Califica a los organismos ligados al fondo marino, en oposición a pelágico (en aguas abiertas, lejos del fondo).

**Bioma**

Vasta unidad biogeográfica definida en tierra firme según sus características climáticas y sus poblaciones vegetales y animales. En el océano se los puede definir a partir de los parámetros que controlan la dinámica de la capa superficial.



**Bloom**

*ver* Floración planctónica primaveral

**Cantidad de movimiento**

Magnitud vectorial producto del vector velocidad por la masa del móvil en movimiento.

**Capa de mezcla**

Capa de superficie por encima de la termoclina, homogéneizada por la acción del viento.

**Capa eufótica**

Etimológicamente, “capa bien iluminada”. Es la capa que va desde la superficie hasta la profundidad a la cual llega solamente el 1 % de la luz del Sol.

**Catabáticos (vientos)**

Los vientos catabáticos son ocasionados por la fuerza de gravedad. El aire frío en el centro de los glaciares es denso y fluye, por la acción de su propio peso, siguiendo la pendiente del glaciar hacia su periferia. Pueden alcanzar una velocidad de 200 km/h.

**Célula (o circulación) de Hadley**

Circulación atmosférica meridiana caracterizada por la ascensión de aire cálido y húmedo (convección) sobre la zona de convergencia intertropical y por su subsidencia en áreas de alta presión, en el centro de los anticiclones subtropicales.

**Ciclónica (circulación)**

Movimiento circular horizontal de la atmósfera o del océano en sentido contrario al de las agujas del reloj en el hemisferio norte y a la inversa en el hemisferio sur, en torno a zonas de baja presión atmosférica u oceánica.

**CIEM**

Consejo Internacional para la Exploración del Mar. Creado en 1902, el CIEM fue la primera organización oceanográfica internacional. Su objetivo es la preservación de los ecosistemas del Atlántico norte, de los mares adyacentes y de sus recursos.

**Circulación termohalina**

Circulación profunda de los océanos, cuyo motor es la inmersión de aguas de superficie que alcanzan una densidad importante a causa de su enfriamiento y/o aumento de su salinidad.

**Climap**

Programa consagrado, en los años 1970-1980, a la reconstitución de las condiciones oceánicas reinantes en los períodos glaciares e interglaciares precedentes.

**CLIVAR**

*Climate Variability*. Programa del PMIC lanzado en 1993 por una duración de 15 años para estudiar las variaciones climáticas en todas las escalas de tiempo y la respuesta del sistema climático al aumento de los gases de efecto invernadero. Para el océano, prolonga los programas TOGA y WOCE.

**COI**

Comisión Oceanográfica Intergubernamental. Se encarga, en el seno de la UNESCO, de los programas de investigación sobre el medio marino.

**Color del océano**

Espectro de luz difundido por la superficie del mar. Depende de las partículas y sustancias contenidas en el agua, particularmente de la clorofila del fitoplancton. Se mide desde satélites, y de él se deduce la abundancia fitoplanctónica del mar.

**Contracorriente Ecuatorial**

Corriente dirigida hacia el este a lo largo del ecuador meteorológico, situada entre las corrientes ecuatoriales Norte y Sur.

**Convección**

Fenómeno de inmersión de las aguas de superficie al adquirir altas densidades por enfriamiento o aumento de la salinidad. Este fenómeno genera las masas de agua profunda del océano y constituye el motor de la circulación termohalina.

**Convergencia**

Zona, en el seno de una corriente o en el límite entre dos corrientes, hacia la cual confluyen las aguas de superficie, lo que ocasiona el hundimiento de la termoclina.

**Conveyor belt**

Representación esquemática de la circulación termohalina iniciada por la convección en el Atlántico norte. Describe el transporte en profundidad de las aguas del Atlántico hacia el Pacífico, en donde regresan a la superficie.

**Coriolis**

*ver* Fuerza de Coriolis

**Correntómetro de efecto Doppler**

ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*): instrumento que permite medir perfiles continuos de corriente por efecto Doppler. La frecuencia de la señal acústica reflejada por las partículas transportadas por la corriente depende de la velocidad de la corriente en la capa en que se encuentran.

**Corriente Circumpolar Antártica**

Corriente que, empujada por los vientos del oeste, fluye en torno al continente antártico entre 65 y 45° S.

**Corrientes de borde oeste**

Corrientes intensas que fluyen en todos los gyres a lo largo de las fronteras oeste de las cuencas oceánicas.

**Corrientes Ecuatoriales Norte y Sur**

Corrientes que, empujadas por los alisios, atraviesan los océanos Atlántico y Pacífico de este a oeste, a cada lado de la zona de convergencia intertropical, que se halla generalmente al norte del ecuador. La Corriente Ecuatorial Sur corre a lo largo del ecuador.

**Criosfera**

Conjunto de todas las superficies heladas de la Tierra. Comprende las grandes calotas glaciarias de la Antártica y de Groenlandia, los glaciares de montaña y la banquisa.

**CZCS**

*Coastal Zone Color Scanner*. Instrumento de medida del color del mar, construido por la NASA. Funcionó a bordo de un satélite entre 1978 y 1986.

**Dansgaard-Oeschger (ciclos de)**

Oscilaciones climáticas que ocurrieron durante el último período glaciario, puestas en evidencia por los testigos de hielo. Corresponden a picos de calentamiento de uno a tres mil años.

**Densidad**

Debería decirse “masa específica”. Es la masa por unidad de volumen. En el océano, depende de la temperatura y de la salinidad.

**Difusiómetro**

Radar a bordo de un satélite que permite evaluar la velocidad y la dirección del viento en la superficie del mar a partir del análisis de la señal difundida, cuya intensidad depende de la agitación de la superficie del mar causada por el viento.

**Divergencia**

Zona de separación de las aguas de superficie, en el seno de un corriente o entre dos corrientes, que provoca un ascenso de la termoclina.

**D-0 (D0)**

Por Dansgaard-Oeschger.

**Doppler**

*ver* Correntómetro de efecto Doppler

**Dryas reciente**

Enfriamiento brusco ocurrido hace 12 mil años en pleno período de desglaciación.

**Ekman**

*ver* Teoría de Ekman

**ENVISAT**

Satélite de observación de la Tierra de la ESA, lanzado el 1 de marzo de 2002. Cuenta con un radiómetro que mide la temperatura de superficie, un altímetro y un instrumento que mide el color del océano.

**Ecuador meteorológico**

*ver* Zona de Convergencia Intertropical

**Equilibrio geostrofico**

Hipótesis que estipula el equilibrio entre la fuerza horizontal de presión y la fuerza de Coriolis. Permite deducir con una muy buena aproximación la circulación oceánica.

**ERS 1 y 2**

Satélites de observación de la Tierra y de los océanos de la ESA, lanzados en 1991 y 1995 respectivamente.

**ESA**

*European Space Agency*, Agencia Espacial Europea.

**Euleriano**

Caracteriza las medidas de corriente en un punto fijo, como las de un correntómetro anclado.

**Fitoplancton**

Plancton vegetal. Es el agente de la producción primaria por fotosíntesis.

**Floración planctónica primaveral**

Desarrollo rápido del fitoplancton en primavera, cuando se dan las condiciones suficientes de iluminación, estabilidad y disponibilidad de nutrientes.

**Foraminíferos**

Protozoarios pelágicos o bentónicos de esqueleto calcáreo. El análisis de la composición isotópica del carbono y del oxígeno de sus esqueletos en las capas sedimentarias oceánicas permite reconstruir la temperatura de superficie del mar (especies pelágicas) y la antigüedad de las aguas profundas (especies bentónicas) de la época en la que vivieron.

**Forzado (o Forzaje)**

Expresión que designa los elementos exteriores que intervienen en la circulación oceánica: el viento, intercambios de calor con la atmósfera, etc.

**Fotosíntesis**

*ver* Producción primaria

**Fuerza de Coriolis**

Efecto de la rotación de la Tierra sobre todo cuerpo en movimiento. Provoca una desviación de las corrientes marinas hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur. Su intensidad aumenta con la latitud y su valor en el ecuador es cero.

**Gases de efecto invernadero**

Gases con la propiedad de absorber radiación infrarroja emitida por la Tierra y de ese modo calentar la atmósfera. El más abundante entre ellos es el vapor de agua. Permiten que la temperatura de la superficie, de 15°C en promedio, sea soportable para el ser humano. Las actividades humanas producen otros gases de efecto invernadero (gas carbónico, metano, CFCs), que aumentan el riesgo de perturbaciones perjudiciales para la evolución del clima.

**GEOSAT y GFO**

Satélites altimétricos de la marina de los Estados Unidos. El primero funcionó de 1986 a 1990. El actual (GFO) se lanzó en 1998.

**GEOSS**

*Global Earth Observation System of Systems*. Iniciativa del G8 para poner en funcionamiento una red mundial de sistemas de observación de la Tierra. El proyecto fue adoptado en la tercera Cumbre sobre la Observación de la Tierra en Bruselas en febrero de 2005.

**Geostrófico**

*ver* Equilibrio geostrófico

**IPCC**

Grupo intergubernamental para el estudio del cambio climático (*Intergovernmental Panel on Climate Change*). Creado en 1988 para evaluar, a partir de la información científica disponible, la evolución del clima, sus impactos y las medidas de adaptación necesarias. Publicó su tercer informe en 2001.

**GIN**

Por Groenlandia-Islandia-Noruega. Nombre dado a la región de formación de aguas profundas de los mares de Groenlandia y de Noruega.

**GLOBEC**

*Global Ocean Ecosystem Dynamics*. Programa del PIGB dedicado al estudio de los ecosistemas marinos y de su variabilidad.

**GODAE**

*Global Ocean Data Assimilation Experiment*. Primera experiencia de “oceanografía operacional”. Tuvo lugar entre 2003 y 2005 para poner a prueba la factibilidad de una previsión oceánica operacional.

**GOOS**

*Global Ocean Observing System*. Sistema en desarrollo, bajo el auspicio de la COI, para la observación sistemática del océano.

**GSA**

*Great Salinity Anomaly*. Aparición en superficie de grandes volúmenes de agua poco salada que circulan durante varios años en el Atlántico norte. Estas anomalías se deben bien a un desborde de hielos del Ártico por el estrecho de Fram, o bien a la llegada al mar de Labrador de agua dulce y de hielo por el archipiélago ártico canadiense y el mar de Baffin.

**GSNW**

*Gulf Stream North Wall*. Índice que permite delimitar las variaciones de posición en latitud de la Corriente del Golfo.

**Gyre**

Designa generalmente los grandes circuitos de circulación oceánica asociados a los grandes anticiclones subtropicales de los océanos Atlántico y Pacífico.

**Heinrich (ciclos)**

Oscilaciones climáticas durante el último período glaciario que se repiten a intervalos de 7 a 10 mil años. Se detectaron por los fragmentos de piedra transportados por los icebergs y hallados en los sedimentos marinos. Corresponden a los episodios más fríos del período glaciario.

**Hidrología**

Caracterización del agua de mar por su temperatura, su salinidad y su presión. Se habla de estación hidrológica, de la medida del perfil hidrológico de un punto o de sección hidrológica (el conjunto de estaciones efectuadas a lo largo de una trayectoria).

**ICSU**

Consejo Internacional de Uniones Científicas (*International Council of Scientific Unions*). Organización no gubernamental que reúne a las academias de ciencias o consejos de investigación nacionales.

**IMBER**

*Integrated Marine Biogeochemistry and Ecosystem Research*. Programa del PIGB destinado a comprender y predecir la respuesta de los ecosistemas marinos al cambio global y las consecuencias para el “Sistema Tierra” y las sociedades humanas.

**IRD**

*Ice Rafted Debris*. Fragmentos de rocas de los continentes transportados por los icebergs que se hallan en los sedimentos oceánicos. Permitieron identificar los eventos de Heinrich.

**Isopicna**

Línea o superficie de igual densidad.



**Jason 1**

Satélite franco-americano de altimetría lanzado en diciembre de 2001.

**JGOFS**

*Joint Global Ocean Flux Studies*. Programa del PIGB dedicado al estudio del ciclo oceánico del carbono (1987-2003).

**Lagrangiano**

Caracteriza las medidas de corriente tomadas siguiendo un flotador derivante.

**Leptocéfalos**

Larvas de anguila. Las más pequeñas se encuentran en el mar de los Sargazos, lo que incita a pensar que es el lugar donde las anguilas se reproducen.

**Milankovitch (ciclo del)**

Ciclo de variación de los parámetros orbitales de la Tierra alrededor del Sol que explica la alternancia de períodos glaciares e interglaciares. Es la teoría astronómica de variación del clima elaborada por Milankovitch.

**MODE, POLYMODE**

Programas internacionales dedicados al estudio de los vórtices oceánicos en los años 1970.

**Monzón**

Sistemas de vientos alternativos del océano Índico cuya dirección se invierte según la estación al ritmo de las variaciones de la presión atmosférica sobre Asia central.

**NAO**

*North Atlantic Oscillation*. Oscilación que opone las fases de las variaciones de presión atmosférica del anticiclón de las Azores con las bajas presiones subpolares de Islandia. Esta caracterizada por un índice: la diferencia de presión entre las Azores e Islandia. Cuanto más elevado es este índice más intensa es la circulación de vientos del oeste sobre Europa.

**NASA**

*National Aeronautics and Space Administration*. Agencia espacial estadounidense.

**Nutriclina**

Capa de fuerte variación de la concentración de nutrientes del agua de mar en función de la profundidad. Está asociada a la pycnoclina, que, limitando el transporte de nutrientes hacia la capa de mezcla, limita también la producción primaria. En las situaciones tropicales típicas de termoclina permanente, la producción primaria (y las concentraciones de clorofila) son máximas en la parte más alta de la nutriclina, el lugar en el que la capa rica en nutrientes recibe más energía solar.

**Nutrientes**

Designa el conjunto de los elementos químicos (además del carbono y el nitrógeno) necesarios para la producción de materia viviente. Frecuentemente se reserva este término para los nitratos, fosfatos o silicatos, llamados también micronutrientes, en oposición a otros elementos, como el hierro, que intervienen en cantidades mucho menores (micronutrientes).

**OMM**

Organización Meteorológica Mundial. Agencia de las Naciones Unidas que coordina las acciones destinadas a mejorar las previsiones meteorológicas y climáticas.

**Pelágico**

Califica el medio acuático (de aguas abiertas) y la vida que en él se desarrolla (por oposición a las especies bentónicas, ligadas al fondo). El plancton es pelágico. El atún, el salmón, la anchoa, la sardina y el arenque son especies pelágicas.

**Pycnoclina**

Capa de fuerte variación de la densidad del agua de mar en función de la profundidad. En general, coincide con la termoclina. Es una capa de gran estabilidad, que limita la mezcla vertical y los intercambios entre las capas profundas y la capa de mezcla.

**PIGB**

Programa Internacional Geósfera-Biósfera. Programa internacional de investigaciones sobre el medio ambiente organizado por el CIUS.

**Pilot charts**

Cartas de navegación sobre las que se indican los vientos y las corrientes en función de la estación.

**Plancton**

Organismos diminutos del medio acuático, cuya capacidad de desplazamiento respecto del movimiento de la masa de agua es muy reducida.

**PMIC**

Programa Mundial de Investigación del Clima, organizado conjuntamente por la Organización Meteorológica Mundial, El Consejo Internacional de Uniones Científicas y la Comisión Oceanográfica Intergubernamental de la UNESCO.

**POLYMODE**

*ver* MODE

**Producción primaria**

Producción de materia viviente a partir de elementos minerales y de energía. En el caso de la fotosíntesis, se utiliza la energía luminosa.

**Producción primaria nueva**

Parte de la producción primaria alimentada por aportes externos de sales nutritivas de las capas profundas hacia la capa eufótica.

**Producción primaria regenerada**

Parte de la producción primaria que utiliza las sales nutritivas regeneradas en la misma capa eufótica.

**Rafos**

Flotadores sumergidos (sondas) automáticos destinados a la recolección de datos. Definen su posición mediante ultrasonido respecto de estaciones exteriores. Al remontar a la superficie transmiten su trayectoria vía satélite.

**Recirculación de la Corriente del Golfo**

Circuitos de circulación, ciclónicos al norte de la Corriente del Golfo y anticiclónicos al sur, que alimentan y refuerzan la Corriente del Golfo recuperando energía potencial mediante los vórtices.

**Regeneración**

Los peces que se integran por primera vez a la población disponible para la pesca. Es la fracción más joven de las capturas.

**Sales nutritivas**

*ver* Nutrientes

**Salinidad**

Masa de sales contenida en 1 kg de agua de mar. Se la estima midiendo la conductividad eléctrica y se la expresa en ups (unidad práctica de salinidad), que equivale aproximadamente a 1mg/g de sales. La salinidad del agua de mar es en promedio de 35 ups, o sea 35 g/kg.

**Sargazos**

Algas de varios metros de longitud que flotan agrupadas en el mar de los Sargazos constituyendo un ecosistema muy particular, que se mantiene gracias al confinamiento en el interior del circuito anticiclónico de recirculación de la Corriente del Golfo.

**SeaWiFS**

Satélite de la NASA destinado a medir el color del océano.

**Sinóptico**

Un conjunto de observaciones y de medidas que permite describir un fenómeno oceánico o atmosférico se considera sinóptico si las informaciones son simultáneas respecto de la escala temporal de variabilidad del fenómeno.

**SMOS**

*Soil Moisture and Ocean Salinity*. Satélite capaz de medir la salinidad en la superficie de los océanos. Su lanzamiento está previsto para 2007.

**Sobrepesca**

Pesca excesiva al punto que la regeneración se torna insuficiente para mantener las reservas.

**Subtropical**

Caracteriza las regiones comprendidas entre los trópicos ( $\sim 20^\circ$ ) y los  $40^\circ$  de latitud. Es la región de los gyres subtropicales.

**Sverdrup (Sv)**

Unidad de medida del caudal de las corrientes marinas.  
1 Sv = 1 millón de  $m^3/s$ .

**Teoría de Ekman**

Hipótesis que estipula el equilibrio entre la fuerza de arrastre del viento y la fuerza de Coriolis para explicar el ángulo que forman las corrientes de superficie con la dirección del viento. La espiral de Ekman es una representación de las variaciones de la corriente arrastrada por el viento en función de la profundidad.

**Termoclina**

Capa de fuerte variación de la temperatura del mar en función de la profundidad. Separa la capa de mezcla cálida de superficie de las capas profundas frías.

**Termohalina**

*ver* Circulación termohalina

**TOGA**

*Tropical Ocean and Global Atmosphere*. Programa de investigación internacional llevado a cabo en el marco del PMIC de 1985 a 1995 para estudiar los procesos que ligan los océanos tropicales, particularmente el Pacífico, al clima del planeta a escalas pluri-anales.

**Topex-Poseidon**

Satélite altimétrico francoamericano, lanzado en 1992, que mide las variaciones del nivel del mar con una precisión cercana al centímetro. Permite determinar la topografía de los océanos y deducir las corrientes geostróficas.

**Topografía de la superficie del mar**

Carta de nivel del mar respecto de una superficie equipotencial de referencia. Los altímetros embarcados en satélites permiten elaborarlas. De ellas se deducen las corrientes geostróficas.

**Remolino**

Término utilizado aquí para designar los vórtices característicos de la turbulencia oceánica a escala media (~100 km). Para las grandes escalas, como las grandes circulaciones anticiclónicas, se habla de “gyre”.

**Turbulencia**

Movimiento desorganizado y fluctuante de un fluido, opuesto a la noción de flujo laminar, en que la trayectoria seguida por una partícula en el seno del fluido es una curva suave. La turbulencia favorece la mezcla.

**Ups**

Unidad práctica de salinidad, medida por la conductividad. Un ups es más o menos igual a 1 mg de sales disueltas por gramo de agua de mar.

**Upwelling**

Afloramiento de aguas profundas hacia la superficie por acción del viento, según el esquema de Ekman. Se da sobre el borde este de los océanos.

**Vorticidad absoluta**

Suma de las vorticidades relativa y planetaria. Es una magnitud que se conserva.

**Vorticidad planetaria**

Movimiento de rotación de todo cuerpo alrededor de la vertical del lugar causado por la rotación de la Tierra.

**Vorticidad relativa**

Tendencia a la rotación de un móvil respecto a la superficie de la Tierra.

**WOCE**

*World Ocean Circulation Experiment*. Programa internacional del PMIC que realizó de 1990 al 2000 la primera descripción mundial de la circulación oceánica.

**Zona de Convergencia Intertropical**

Zona en la que confluyen los alisios de ambos hemisferios, el ecuador meteorológico. No coincide con el ecuador geográfico, sino que está desplazado algunos grados hacia el norte. Es la zona de calma ecuatorial, con una convección atmosférica intensa que activa la célula de Hadley.

**Zooplankton**

Plancton animal que se alimenta de fitoplancton y de pequeñas partículas.

# Para saber más

- Appenzeller, C., Stocker, T. F. y Anklin, M., “North Atlantic Ocean Dynamics Recorded in Greenland Ice Cores”, *Science*, vol. 282, p. 446-449 (16 de octubre de 1998); “Atlantic Ocean Circulation”, *Oceanus*, vol. 37-1, The Woods Hole Institution (1994).
- Beaugrand, G., Brander, K. M. y Souissi, S., “Plankton Changes and Cod Recruitment in the North Sea”, International Symposium on Quantitative Ecosystem Indicators for Fisheries Management, París (31 de marzo-3 de abril de 2004).
- Belkin, I. M., Levitus, S., Antonov, J. I. y Malmberg, S. A., “Great Salinity Anomalies’ in the Northern North Atlantic”, *Progress in Oceanography*, 41-1, p.1-68 (1998).
- Belkin, I. M., “Propagation of the ‘Great Salinity Anomaly’ of the 1990s around the Northern North Atlantic”, *Geophysical Research Letters*, 31, L08306, doi: 10.1029/2003GL019334 (2004).
- Boorstin, D., *Les Découvreurs*, Robert Laffont, col. Bouquins, París (1988).  
“Changement Global”, *Lettre PIGB-PMRC/France*, n° 15 (2003).  
*Climate Change: The Scientific Basis, Third Assessment*, Informe del IPCC, Cambridge University Press (2001).
- Curry, R.G. y McCartney, M. S., “Ocean Gyre Circulation Changes Associated with the North Atlantic Oscillation”, *Journal of Physical Oceanography*, vol. 31, p. 3374-3400 (2001).
- Dickson, B., Yashayev, I., Meincke, J., Turrel, B., Dye, S. y Holfort, J., “Rapid Freshening of the Deep North Atlantic Ocean Over the Past Four Decades”, *Nature*, vol. 416, p. 832-836 (2002).



- Duplessy, J.-C., *Quand l'Océan se fâche*, Odile Jacob, París (1996).
- Favier, J., *Los Grandes descubrimientos; de Alejandro a Magallanes*, FCE, México (2006).
- Fofonoff, N. P., "The Gulf Stream System", en B.A. Warren y C. Wunsch, reds., *Evolution of Physical Oceanography*, MIT, Cambridge (1981).
- Gagosian, R. B., *Abrupt Climate Change: Should We be Worried?*, Woods Hole Oceanographic Institution/Foro Económico Mundial de Davos, Suiza (enero de 2003).
- Bogi, H., Turrell, W. R. y Osterhus, S., "Decreasing Overflow from the Nordic Seas into the Atlantic Ocean through the Faroe Bank Channel Since 1950", *Nature*, vol. 411, p. 927-930 (2001).
- Hurrell J. W., Yochanan, K. y Martin, V., "The North Atlantic Oscillation", *Science*, vol. 291, p. 603-605 (2001).
- "Le risque climatique", Les Dossiers de *La Recherche*, n° 17 (2004-2005).
- Le Traon, P.-Y., "Les Voyages de l'océan", *La Science*, n° 291 (enero de 2002).
- Longhurst, A. R., *Ecological Geography of the Sea*, Academic Press, Londres, San Diego (1998).
- Mann, K. H. y Lazier, J. R. N., "Dynamics of Marine Ecosystems, Biological-Physical Interactions in the Oceans", 2<sup>e</sup> édition, *Blackwell Science* (1996).
- Minster, J. F., *La Machine Océan*, Flammarion, Nouvelle bibliothèque scientifique, París (1997).
- "Oceans and Climate", *Oceanus*, vol. 39-2, Woods Hole Oceanographic Institution (1996).
- Orsenna, É., *Portrait du Gulf Stream – Éloge des courants*, Éditions du Seuil, París (2005).
- Pietrafesa, L. J., Janowitz, G. S. y Wittman, P. A., "Physical Oceanographic Processes in the Carolina Capes", en Atkinson, L. P., Menzel, D.W., Bush, K.A., reds., *Oceanography of the Southeastern US Continental Shelf*, Coastal and Estuarine Sciences 2, American Geophysical Union, Washington D.C., p. 23-32 (1985).
- "Physical Oceanography", *Oceanus*, vol. 33-2, Woods Hole Oceanographic Institution (1992).
- Schwartz, P. y Randall, D., *Proyecciones de un brusco cambio de clima y sus implicaciones para la seguridad nacional de los Estados Unidos*, informe encargado por el Secretario de Defensa de los Estados Unidos (2003).

- Seager, R., Battisti, D. S., Yin, J., Gordon, N., Naik, N., Clement, A. C. y Cane, M. A., "Is the Gulf Stream Responsible for Europe's Mild Winters ?", *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 128, n° 586, p. 2563-2585 (2002).
- Siedler, G., Church, J., Gould, J., "Ocean Circulation and Climate", *International Geophysics Series*, n° 77, Academic Press (2001).
- Stommel, H., *The Gulf Stream – A Physical and Dynamical Description*, 2<sup>da</sup> edición, University of California Press, Berkeley y Los Angeles (1965).
- Szekiela, K.-H., "Spectral Recognition of Marine Bio-Chemical Provinces with MODIS", *EARSeL eProceedings 3* (febrero de 2004).
- The Open University, *Ocean Circulation*, Pergamon Press, Oxford (1989).
- Tomczak, M. y Stuart, G. J., *Regional Oceanography: An Introduction*, Pergamon Press (1994).
- Voituriez, B., *Los caprichos del océano: efectos sobre el clima y los recursos vivientes*, colección COI Foro de los Océanos, Ediciones UNESCO, París (2003).