

Sobre el clima global y su cronología durante el último ciclo glacial

Anton Uriarte*

En este artículo se repasa lo que, al día de hoy, los climatólogos creen ir sabiendo (e ir dudando) sobre la evolución del sistema climático global en el último ciclo glacial, hasta la entrada del Holoceno. A lo largo de la última década, con la obtención de pistas procedentes de una creciente variedad de fuentes, -desde el hielo profundo de Summit, en Groenlandia, hasta los sedimentos de la cuenca marina de Cariaco, en Venezuela-, se han ido definiendo con una resolución cada vez mayor los sucesivos cambios climáticos que han afectado a la Tierra durante el último ciclo glacial. A medida que las investigaciones se han multiplicado aquí y allá, en continentes y océanos, han ido surgiendo respuestas, pero también cada vez más preguntas, sobre la naturaleza, las causas, y la correlación espacial y temporal de los cambios climáticos del planeta. Parece claro que, en cuestiones climáticas, los factores derivados del funcionamiento global de la atmósfera son tan importantes como los factores locales, lo cual, por una parte, es un problema, porque obliga a saber lo general para interpretar lo particular, pero, por otra parte, es una ventaja, porque datos climáticos que aparecen en yacimientos lejanos informan sobre el funcionamiento del sistema en su globalidad, lo que a su vez sirve para conocer lo cercano.

* Dpto. de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Universidad del País Vasco.

El interglacial Eemiense

El interglacial Eemiense fue el penúltimo período cálido, semejante al actual Holoceno, que la Tierra ha conocido durante el Cuaternario. El nombre procede del valle del río Eem, en Holanda, en donde se encontraron sedimentos de aquella época que contenían restos de fauna templada y polen de árboles frondosos, similares a los existentes hoy día. En los momentos álgidos de aquel interglacial la temperatura global media era probablemente superior en 1 o 2 °C a la de hoy. El clima era más húmedo que en el presente: en Africa, la selva ecuatorial ocupaba una extensión mayor y casi todo el desierto del Sahara había sido sustituido por un paisaje de estepa y de sabana, salpicado por numerosos lagos.

Se cree, además, que el nivel del mar quedaba unos 5 metros por encima de la cota actual. Podía ser debido a que una gran parte de la masa de hielo que hoy cubre la parte occidental de la Antártida no existiese entonces, pero también, y esta es la hipótesis más reciente, a un deshielo casi completo de Groenlandia, en donde las temperaturas eran entre 5 y 10 °C superiores a las actuales (Cuffey y Marshall, 2000).

¿Cuándo empezó el interglacial Eemiense? Desde que Imbrie y otros derivaron la cronoestratigrafía SPECMAP (*Spectral Mapping Project*) de datación de los últimos ciclos glaciales a partir de los isótopos de oxígeno de los foraminíferos fósiles, sintonizando su cronología con el «marcapasos» astronómico de Milankovitch (Imbrie *et al.*, 1984), se ha dado por válido que la entrada en los interglaciares ocurría cuando aumentaba la radiación veraniega de las latitudes altas del hemisferio norte.

Pues bien, hace 140 ka (ka: mil años), según los cálculos de los parámetros orbitales de la Tierra, la radiación solar recibida en los meses de verano en el hemisferio norte empezó a aumentar y lo siguió haciendo hasta que alcanzó un máximo hacia el 127 ka. En el transcurso de estos milenios se produjo la fusión del hielo que se había acumulado durante la penúltima glaciación. Según la datación más utilizada, es hacia el 130 ka, en un punto intermedio de este período de desglaciación, denominado Terminación II, en donde se da por terminada la penúltima glaciación y se entra en el Eemiense. Después, la desglaciación, que habría comenzado con el aumento de la radiación solar en el hemisferio norte, se transmitiría hacia el sur, hacia las latitudes tropicales, y hasta la Antártida, por encadenamientos oceánicos o atmosféricos aún muy debatidos.

Sin embargo, nuevos métodos más precisos de datación de los sedimentos oceánicos adelantan unos 5 ka el comienzo del Eemiense y lo colocan en el 135 ka (Henderson y Slowey, 2000). La curva de variación de los isótopos del oxígeno de la caliza de la cueva de Devil's Hole, en Nevada, con una datación radiométrica muy precisa, indica una fecha todavía más antigua, el 140 ka, para la terminación de la penúltima glaciación. Y no hay que olvidar que su cronología no depende de una «sintonización» con Milankovitch, por lo que, a no ser que las variaciones isotópicas sean debidas a un cambio climático regional (en concreto, a la trayectoria de los flujos atmosféricos que aportan humedad desde el Pacífico a la Gran Cuenca) puede ser correcta. En definitiva, en contra de la teoría tradicional, hay una cierta posibilidad de que el Eemiense comenzase bastante antes que el 130 ka (Karner y Muller, 2000).

La cuestión no es baladí ya que todavía no está claro por qué y dónde se inició el final de la penúltima glaciación: en las latitudes altas del hemisferio norte, o en las latitudes altas del hemisferio sur, o incluso en las latitudes tropicales.

Si se aceptan dataciones anteriores a la tradicional, el 135 ka o el 140 ka, el incremento de la insolación recibida en verano en el hemisferio norte difícilmente pudo ser el detonante, ya que entonces la insolación era todavía demasiado baja para producir un calentamiento estival suficiente (al máximo sólo se llegaría en el 127 ka). Resulta entonces que la clave de la desglaciación habría que buscarla en la insolación de las latitudes altas del hemisferio sur, pues la insolación de verano en la latitud 60 °S alcanzó su máximo en el 138 ka (fig. 1).

Según esta datación, sería el sur y no el norte el detonante de la desglaciación. Un posible encadenamiento de factores podría ser que el incremento de la insolación en verano hubiese causado una contracción de la banquisa de hielo que circunda la Antártida. La reducción de la banquisa de hielo habría facilitado luego el trasvase de CO₂ del mar a la atmósfera, y el CO₂, actuando con un feedback positivo de calentamiento, habría acelerado la desglaciación a escala global. Sea o no cierta esta hipótesis, no se puede descartar que, aunque lo normal desde el proyecto SPECMAC haya sido considerar que el interglacial Eemiense comienza hacia el 130 ka, quizás haya que adelantar en unos cuantos milenios su fecha de comienzo.

Una tercera hipótesis, menos clara, localizaría el origen del interglacial en las aguas del Pacífico Tropical. El calentamiento se transmitiría luego a la globalidad del planeta. Estudios recientes en sondeos del Pacífico Tropical indican que los cambios de temperatura de la superficie del mar precedían en unos miles de años a los cambios en el nivel del mar, o lo que es lo mismo, a la acumulación de hielo en los continentes. Por lo tanto, quizás los cambios térmicos oceánicos, además de influir directamente en la temperatura atmosférica, modificaban el intercambio de CO_2 con la atmósfera y en consecuencia alteraban indirectamente el clima global (Lea, 2000).

El interglacial Eemiense, según SPECMAC, abarca el subestadio isotópico marino 5e, que duró desde el 130 ka hasta el 116 ka. El nivel del mar alcanzó su máximo - y los hielos continentales su mínimo - entre el 125 ka y el 120 ka, que sería el período álgido del interglacial (algunos autores prolongan el interglacial en el sur de Europa hasta el 106 ka, con lo que el interglacial abarcaría también el subestadio 5d).

¿Tuvo el interglacial Eemiense un clima, además de cálido, estable? Los primeros sondeos realizados en los hielos de Groenlandia indicaron de forma alarmante que en el transcurso de aquel interglacial hubo períodos de fuertes y bruscos enfriamientos (GRIP Members, 1993). Se pensó que, si entonces los hubo, pudieran también ocurrir en el actual. Pero parece que se trataba de un error de interpretación del sondeo GRIP, realizado en Groenlandia, ya que las capas de hielo correspondiente al interglacial Eemiense, probablemente debido a la presión y a la proximidad a la base rocosa, han sufrido movimientos y pliegues que desvirtúan los análisis. Hoy día más bien se cree que el interglacial Eemiense, entre el 130 ka y el 115 ka, tuvo un clima tan estable como el del Holoceno. De hecho, estudios de secuencias polínicas, como el realizado a partir de los sedimentos del lago Ioannina, en Grecia, parecen mostrar una escasa variabilidad (Frogley *et al.*, 1999).

Lo que sí se sabe con certeza es que durante casi todo el Eemiense - lo mismo que ocurriría más tarde, en el actual Holoceno - la intensidad de la insolación estival en el hemisferio norte fue disminuyendo, llegando a un mínimo hacia el 115 ka. En unos diez milenios, del 125 ka al 115 ka, hubo una disminución de 60 Wm^{-2} en la cantidad de radiación recibida durante junio y julio en las latitudes medias del hemisferio norte; y de 80 Wm^{-2} durante los meses de septiembre y octubre en las latitudes altas de ese mismo hemisferio.

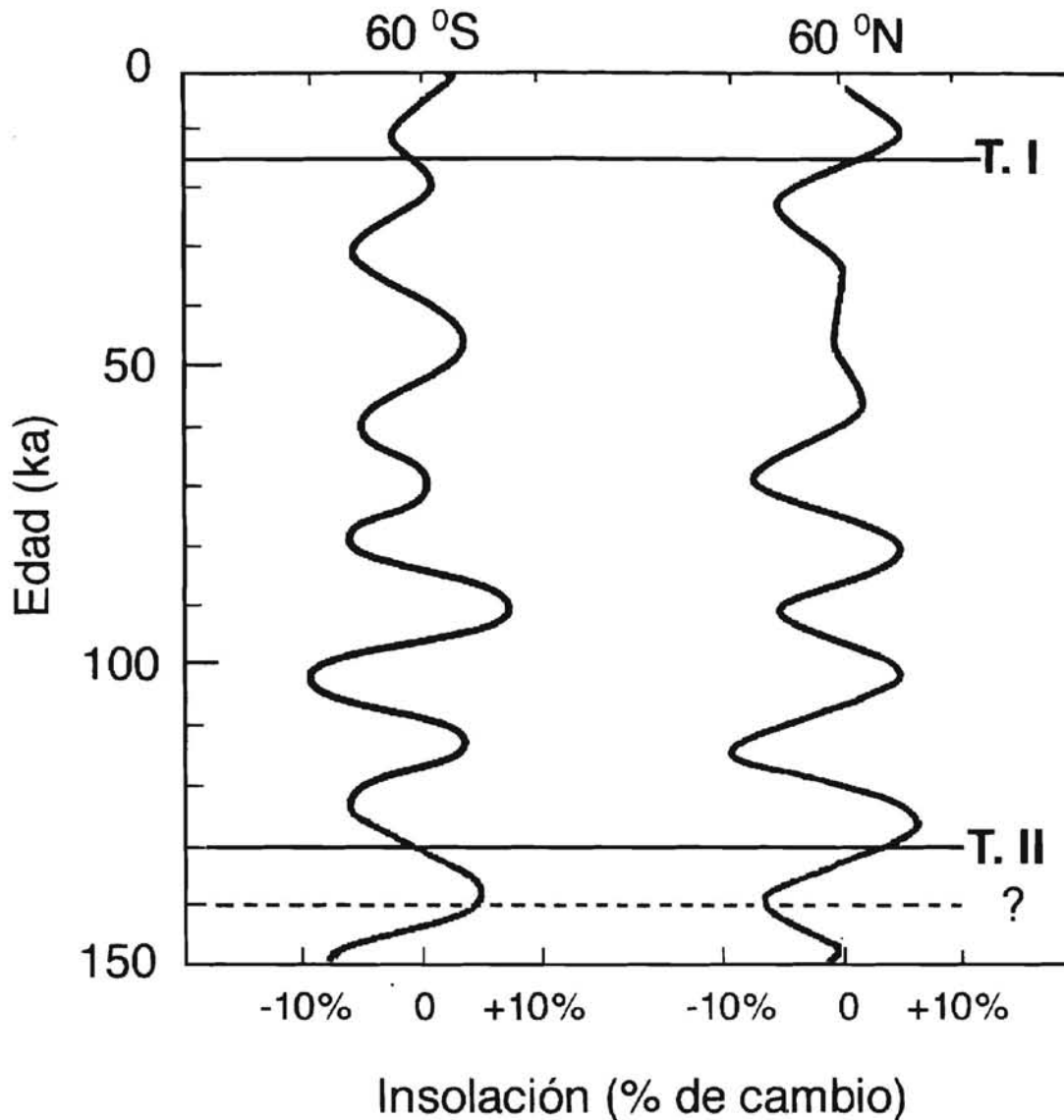


Fig. 1. Cambios de insolación en verano en las latitudes altas del hemisferio norte y sur durante el último ciclo glacial. Terminaciones de las dos últimas glaciaciones (T.I. y T. II)

Antes de alcanzar ese mínimo de insolación, en el 115 ka, los mantos de hielo del norte ya habían comenzado a formarse. Los veranos muy cálidos, típicos del comienzo del interglacial, se deterioraron en las regiones próximas al Ártico. Hacia el 115 ka, en Escandinavia y en el norte de Europa, una vegetación herbácea sustituyó a los bosques. Finalizaba el interglacial Eemiense.

Sin embargo, en el sur de Europa, el buen tiempo relativo probablemente continuó durante todo el subestadio isotópico 5d, a pesar de que el nivel del mar ya había bajado

mucho y existía una importante acumulación de hielo en los continentes (Kukla, 2000). De todas formas, aunque persistiese la flora arbórea, las temperaturas fueron siendo cada vez más variables, con incursiones de frío llegado del norte, tanto en las aguas atlánticas como en el interior del continente. Hacia el 106 ka, avanzó hacia las latitudes templadas del Atlántico la primera y duradera gran pulsión de agua polar. En los yacimientos polínicos europeos - como el de La Grand Pile, en Francia - comenzaba una larga época que duró hasta la finalización del estadio isotópico 5, hacia el 75 ka, en la cual, a pesar de preponderar un tiempo soportable para una flora arbórea de pinos y abetos, se produjeron varias y largas incursiones de frío glacial.

¿Cómo comenzó la Última Glaciación?

A partir del 115 ka, durante casi cien mil años, los hielos se fueron acumulando en los continentes, en detrimento del nivel de los mares, que fueron descendiendo. Pero ni el descenso del nivel del mar, ni lo que es lo mismo, la acumulación de hielo en los continentes, fue un proceso gradual y uniforme, sino que, dentro de la tendencia general al incremento del hielo continental, se producían avances y retrocesos temporales, que han quedado reflejados, por ejemplo, en las variaciones isotópicas de los foraminíferos.

Según la escala isotópica marina hubo tres períodos de acumulación máxima de hielo: hacia el 116 ka, cuando finaliza el interglacial Eemiense en las latitudes altas; hacia el 75 ka, cuando se produce una degradación aguda de las temperaturas en Europa Occidental (sin embargo, en las plataformas de terrazas coralinas de Huon, no hay señal del descenso en el 75 ka; quizás la bajada que recoge la escala isotópica marina en el 75 ka se deba a un enfriamiento de las aguas del fondo oceánico, más que a una especial acumulación de hielo sobre los continentes); y hacia el 25 ka, cuando se entra en el Último Máximo Glacial.

Pero, ¿cómo empezó la Última Glaciación? La hipótesis hasta ahora más aceptada es que el comienzo de la Última Glaciación se inició cuando las nieves que caían en invierno en el norte de Canadá comenzaron a resistir los calores del verano. Allí, en las regiones de Keewatin y de Baffin, en lo que desde hace poco se llama Nunavut, el nuevo país de los inuit, una pequeña disminución de la insolación del verano sería suficiente para

que la nieve sobre el suelo persistiese de un año a otro sin derretirse. Hacia el 115 ka se dieron unas condiciones idóneas para que tal cosa ocurriera. Debido a la conjunción de los ciclos de Milankovitch, se produjo en esas latitudes altas del hemisferio norte una transición rápida desde una insolación veraniega fuerte, en el 125 ka, a otra mucho más débil, en el 115 ka. En el 115 ka, el afelio (momento de mayor lejanía de la Tierra al Sol) se producía en el verano del hemisferio norte, la excentricidad de la órbita era mayor y la inclinación del eje terrestre era menor. Estos tres parámetros orbitales reunidos se conjugaban para provocar en el hemisferio norte, y sobre todo en las latitudes altas, un menor contraste de insolación entre las estaciones del año, es decir, una insolación menor de lo normal en verano, y mayor de lo normal en invierno.

En las regiones costeras del Artico, una vez que la nieve caída en invierno resistía la fusión del verano, las primeras nieves del siguiente otoño encontraban un terreno favorable sobre el que poder cuajar y acumularse. El color blanco de la nieve producía una superficie muy reflectante, aumentaba el albedo, disminuía la insolación absorbida y, por un mecanismo de feedback positivo, facilitaba la progresiva acumulación de más nieve. Además, la congelación de la superficie del Artico (si es que durante el interglacial llegó a estar descongelado) y la expansión invernal de la banquisa subártica, hacían también que aumentase el albedo, y que disminuyera, como si de una tapadera de hielo se tratase, la transferencia de calor del agua del mar al aire.

Más al sur, debido al refrescamiento del verano, el paisaje de taiga se degradaba y se transformaba en un paisaje de tundra, mucho más claro. La blancura de la capa de nieve que cubría la tundra, y que anteriormente ocultaba el follaje oscuro de los árboles de la taiga, hacía que aumentase el albedo. De esta forma se producía una agudización del frío. Por eso, para algunos investigadores, el papel jugado por el cambio de vegetación en las altas latitudes fue decisivo en el arranque de la glaciación (Noblet *et al.*, 1996).

Pero no sólo era necesario que los veranos fuesen frescos, ya que para la formación del gran manto Lauréntido (que llegó a contener más volumen de hielo que la actual Antártida) se necesitaban también tormentas de nieve invernales que fuesen fuertes y frecuentes. Esas tormentas de nieve, igual que las que en los inviernos actuales suelen afectar al Quebec y al nordeste de Estados Unidos, pero de mayor intensidad, estaban asociadas a frentes muy activos producidos por el contraste entre las masas polares de aire frío, que

procedían del continente americano, y las masas de aire húmedo y templado, que se formaban sobre el Atlántico. Por eso, durante los períodos de acumulación, la principal fuente marina de humedad, el Atlántico Norte, debió mantenerse templado gracias al funcionamiento del Gulf Stream (Duplessy y Morel, 1993).

Para el geógrafo francés Marcel Leroux la humedad procedía de latitudes más meridionales aún, por medio de un proceso que los actuales modelos de circulación general atmosférica no están preparados para simular correctamente (Leroux, 1998). Según este investigador, la humedad requerida para la formación de los grandes casquetes de hielo Lauréntido y Fenoescandiano la traían las corrientes de retorno del sur que circulan por encima y por los bordes de las masas de aire polar superficiales que son expulsadas desde Norteamérica y desde el Artico hacia el sur del Atlántico. Así, en el Atlántico, estas corrientes de retorno traían humedad de latitudes meridionales más cálidas, que al condensarse caía en forma de nieve sobre el manto Lauréntido. En el Pacífico, la configuración meridiana de las Montañas Rocosas intensificaba las corrientes de retorno que se movían por el borde de la masa de aire ártico que avanzaba hacia el sur. Su humedad abastecía de nieve abundante a la parte occidental del manto norteamericano.

¿Y en el hemisferio sur?

Uno de los mayores interrogantes paleoclimáticos es saber cómo se transmitió la glaciación al hemisferio sur, ya que los parámetros orbitales que implicaban la existencia de veranos frescos en el hemisferio boreal en el 115 ka no provocaban lo mismo en el hemisferio austral. Según la teoría clásica de Milankovitch la glaciación comenzó en el hemisferio norte. Ahora bien, los yacimientos paleoclimáticos del hemisferio sur -en mares, tierras y hielos- indican que allí también, y casi simultáneamente, se produjo un recrudecimiento del frío, con avance de los glaciares del sur de los Andes, de la Patagonia y la expansión de la banquisa de hielo que circunda la Antártida. Hay incluso indicios de que en los Mares del Sur el enfriamiento que siguió al interglacial Eemiense comenzó varios milenios antes que el 115 ka, esto es, antes de que se dieran las condiciones adecuadas para el inicio de la glaciación en el hemisferio norte. Las causas son desconocidas, pero en sondeos de los Mares del Sur, el estudio de las alquenonas, moléculas de origen planctónico

cuyas características químicas varían según la temperatura del agua en el momento de su formación, parecen probarlo (Ikehara M. *et al.* 1997). De la comparación de las mediciones isotópicas en los hielos de Groenlandia y de la Antártida, no se puede deducir tampoco que la glaciación en el norte precedió a la del sur.

Ahora bien, a pesar de estas dudas, si todavía aceptamos como válida la teoría tradicional de que la glaciación comenzó en el norte y de que el disparador fue la disminución de la insolación veraniega en el hemisferio norte, ¿cuál fue el motivo del enfriamiento en el hemisferio austral?

Quizás la glaciación se transmitió al sur por vía oceánica: una mayor debilidad en el motor de los mares nórdicos que mueven la circulación termohalina produjo a continuación un enfriamiento de las aguas superficiales de los mares que circundan la Antártida. En efecto, el agua profunda NADW (*North Atlantic Deep Water*), que se forma en el Atlántico Norte (concretamente en el mar Nórdico, al norte de Islandia, y en el mar de Labrador), y que se mueve por las profundidades hacia el sur aflora en gran parte en las cercanías de la Antártida, en los mares del Sur. Esta masa de agua, aunque muy fría, es algo más cálida que las aguas costeras que circundan la Antártida y su banquisa, y que siempre están muy próximas a la congelación. Así pues, una menor producción de NADW en el hemisferio norte provocaría posteriormente una disminución de su afloramiento meridional y un menor aporte de calor a las aguas subantárticas superficiales, parte de las cuales se congelarían.

Quizás el motivo del enfriamiento global fue más complicado, y se juntase este factor oceánico con la disminución de gases invernadero como el metano (CH_4), el dióxido de carbono (CO_2), el óxido nitroso (N_2O) y el vapor de agua. En apoyo de esta tesis, según Shackleton, la comparación temporal de las variaciones en series de datos de diversas fuentes indican que, tanto a la disminución de las temperaturas, como a la disminución de la concentración de CO_2 y CH_4 , fueron anteriores a la acumulación del hielo en los continentes (o lo que es lo mismo, a la bajada del nivel del mar. Esta sucesión de acontecimientos demostraría que los cambios en la concentración de CO_2 , que seguían a las variaciones en la órbita terrestre, fueron, en los comienzos de la glaciación, un factor más importante que el aumento del albedo producido por la formación de los hielos septentrionales (Shackleton, 2000), al que tanta importancia se le ha dado en la teoría tradicional de Milankovitch.

¿Pero por qué disminuyeron los gases invernadero? El inicio en el hemisferio norte de un clima frío y seco pudo restringir la extensión de las zonas pantanosas continentales, con lo que disminuiría la producción de CH_4 . Con respecto al CO_2 , la debilidad de la circulación termohalina pudo llevar a un enfriamiento de los mares del Sur y a un incremento de la extensión de la banquisa antártica, con la consecuente disminución de la ventilación oceánica, es decir, del aporte marino de CO_2 al aire. También hay que tener en cuenta que, debido al enfriamiento, disminuía la humedad específica atmosférica, es decir, el vapor de agua, cuyo efecto invernadero es el más potente y decisivo, aunque sea muy difícil de evaluar ya que su concentración atmosférica es muy variable y heterogénea.

De todas maneras, sólo en el futuro, cuando consigamos tener resoluciones temporales muy precisas para la época del comienzo de la Última Glaciación, que nos permitan determinar el orden en que variaron los factores (radiación incidente, albedo, circulación oceánica, gases invernadero, circulación atmosférica etc.), se podrá aclarar el problema de la interconexión de los dos hemisferios en el inicio de la glaciación; y si en su origen primaron las causas orbitales, las oceánicas, las variaciones en la química atmosférica, o alguna otra.

Fases iniciales de la Última Glaciación

Sean cuales sean las causas del inicio de la Última Glaciación, la primera transición al frío fue muy rápida. Según las series temporales de polen de algunos yacimientos europeos, como el de La Grand Pile, al sur de los Vosgos, en el centro de Francia, hacia el 116 ka, bruscamente, se pasó de una vegetación templada de tejos, fresnos, alisos, carpes y avellanos a otra mucho más fría de pinos, piceas y abedules (Woillard, 1979). Según este registro de polen, durante los primeros cuarenta milenios de la glaciación (desde el 115 ka hasta el 75 ka) el clima sufrió grandes altibajos en la mitad sur de Europa, con algunos períodos muy fríos, pero, en general, con calor suficiente para mantener una vegetación arbórea. Hacia el 75 ka se entró en una segunda fase de la glaciación con períodos fríos mucho más largos y agudos, en la que en La Grand Pile la vegetación arbórea fue sustituida por una vegetación de tundra con hierbas y arbustos exclusivamente.

En el Mediterráneo central, un yacimiento muy completo de polen, el del Lago Grande de Monticchio, en el sur de Italia, indica una primera parte de la glaciación, hasta el 75 ka aproximadamente, bastante más cálida que la segunda, con una abundancia mayor de árboles típicos de un clima templado (Allen *et al.*, 1999). Aquí apenas parece notarse el enfriamiento inicial del 116 ka y el clima se mantiene cálido hasta la segunda parte de la glaciación, el 75 ka. En el transcurso de estos primeros cuarenta milenios, en Monticchio, tan sólo existe un episodio muy frío, ocurrido hacia el 85 ka, que apenas dura unos siglos, pero que rompe allí el clima benigno de la primera parte de la glaciación.

El comienzo de la segunda parte de la glaciación casi coincide con la erupción volcánica de mayor magnitud ocurrida en los últimos 100 ka, la del Toba, en el norte de Sumatra, que se produjo en el 73,5 ka. Sus cenizas han sido identificadas en estratos marinos distantes más de 2.800 kilómetros del lugar de la erupción. Lanzó a la atmósfera unos 1.000 millones de toneladas de polvo volcánico y de gases sulfurosos. Los vulcanólogos calculan que las explosiones debieron durar varios días. Se multiplicó por diez la potencia de cualquier otra erupción habida en los últimos 100 ka. Los gases sulfurosos llegaron con facilidad a la estratosfera, alcanzando alturas de entre 27 y 37 km. Al cabo de unos meses la capa de suciedad estratosférica debió esparcirse y cubrir todo el planeta. En el sondeo GISP de los hielos de Groenlandia, en una profundidad de entre 2.000 y 2.500 metros, en capas que pueden corresponder a años cercanos a la erupción del Toba, aumenta enormemente la cantidad de sulfatos. El polvo y los sulfatos de la erupción volcánica redujeron significativamente la luz del Sol y sumieron a la Tierra en una cierta penumbra. Es muy probable que durante varios años descendiesen las temperaturas del hemisferio norte entre 3 y 5 °C, y que en las latitudes polares las temperaturas veraniegas bajasen 10 °C durante dos o tres años.

La erupción del Toba ocurrió cuando ya había comenzado la Última Glaciación, pero coincidió con un período en el que el frío se agudizó: el paso del subestadio isotópico marino 5a al estadio 4. En esta época, según las terrazas coralinas de Huon, el nivel del mar descendió 40 metros en menos de 7 ka. Los parámetros de Milankovitch favorecían de nuevo el crecimiento de los casquetes de hielo en el hemisferio norte - veranos fríos - y la erupción del Toba fue, quizás, el desencadenante de que así ocurriera, o agudizó el proceso. En este sentido, según Rampino, pudo ocurrir que la propia erupción fuese con-

secuencia de la desestabilización litosférica producida por un previo descenso del nivel del mar, y que, en un efecto de feedback, produjese una agudización del enfriamiento (Rampino y Self, 1993).

¿Cuánto descendieron las temperaturas?

Durante el transcurso de las glaciación, las temperaturas en todas partes fueron bajando progresivamente, aunque con grandes altibajos, y acabaron siendo al final del ciclo, durante el Ultimo Máximo Glacial, mucho más frías que durante el Eemiense.

La temperatura media de la superficie del planeta bajó entre 6 y 7 °C desde el interglacial hasta el momento más frío, hace unos 22 ka. La bajada fue mayor en las latitudes altas y en el interior de los continentes, en donde la temperatura media pudo descender más de 15 °C. En las zonas tropicales las variaciones de temperatura fueron menores, del orden de los 5 °C. Sin embargo, en estas zonas tropicales, el cambio hidrológico y paisajístico fue también considerable. En los períodos fríos aumentaba mucho la aridez y vastas extensiones de selva eran sustituidas por otras de sabana. Lo veremos más adelante.

En los océanos la disminución global media de la temperatura en superficie fue de unos 4 o 5 °C, pero en las aguas de las latitudes altas, especialmente en el Atlántico Norte, la variación pudo superar los 10 °C. En las aguas profundas la bajada térmica apenas pudo notarse, ya que en el Eemiense, como en el Holoceno, la temperatura del fondo oceánico era ya muy baja, entre 1 y 2 °C, próxima a la congelación.

La acumulación de hielo en los continentes

La última glaciación alcanzó el máximo de frío hace unos 22 ka. Los glaciares y los enormes mantos de hielo alcanzaron su máximo volumen y extensión, en el período comprendido entre el 24 ka y el 18 ka, el Ultimo Máximo Glacial. A medida que se acumulaba el agua en forma de hielo en los continentes, se sustraía agua de los océanos. En consecuencia, descendía el nivel de los mares. Cuando la acumulación de hielo continental fue máxima, hace unos 22 ka, se había sustraído un 3% de agua a los océanos, con lo que el nivel de los mares estaba unos 130 metros por debajo de la cota actual. Por eso, vastas extensiones de las

plataformas continentales, hoy sumergidas bajo el agua, estaban al descubierto, y los cursos bajos de numerosos ríos cambiaban su trayectoria y sus lugares de desembocadura.

Durante la última glaciación los mantos de hielo septentrionales no sólo fueron cubriendo las latitudes altas sino que se adentraron profundamente también en las latitudes medias. En el hemisferio norte la glaciación supuso un enorme cambio paisajístico. Durante el estadio más frío, los mantos de hielo, y el suelo congelado (permafrost), ocupaban de forma perenne, en invierno y en verano, 27 millones de km², es decir, un 40% de las áreas continentales de Norteamérica y de Eurasia. El área de acumulación de los hielos avanzaba en las épocas más frías hasta latitudes muy meridionales. En los avances glaciales se creaban dos enormes zonas ocupadas por hielos, una en Norteamérica y otra, en el norte de Europa, que se prolongaba por Siberia Occidental.

Pero no en todas las zonas que circundaban el Artico se acumulaban las nieves. Por ejemplo, no existían mantos importantes de hielo ni en Alaska, ni en Beringia, ni en Siberia Oriental, debido a que la circulación general atmosférica no suministraba suficiente humedad a esas regiones.

En el hemisferio sur la expansión de las zonas heladas fue mucho menos importante. Los mares que rodean la Antártida impedían que los hielos continentales se extendiesen más de lo que ya lo estaban anteriormente. En la propia Antártida el volumen del hielo sobre el continente parece que era muy poco diferente al actual (Colhoun *et al.*, 1992). Tan sólo en los Andes del Sur y en la Patagonia, así como en las montañas de Nueva Zelanda, aumentó durante la última glaciación el área ocupada por los glaciares. En los sistemas montañosos de ese hemisferio, la cota de las nieves perpetuas descendió unos 1.000 metros aproximadamente.

En los océanos, durante el transcurso de la glaciación se ampliaba en invierno la superficie cubierta por la banquisa de hielo marino; tanto la del Artico, que avanzaba por el Atlántico Norte hacia el sur, como la que rodea la Antártida. Esta última avanzaba considerablemente en invierno, pero, según se deduce del estudio de los límites latitudinales de las diatomeas (algas planctónicas) encontradas en los sedimentos de los mares australes, su extensión en verano era semejante a la actual (Crosta *et al.*, 1998). El paso de Drake, entre la Antártida y América del Sur, nunca llegó a congelarse, con lo que siempre existió la corriente oceánica fría que circunvala y aísla térmicamente a la Antártida.

El manto Lauréntido

La acumulación de nieve más importante se produjo en Norteamérica, en donde una serie de mantos de hielo en forma de enormes domos cubrieron Groenlandia, Canadá y sus islas, y muchos estados del norte de Estados Unidos.

El principal manto norteamericano, el manto Lauréntido, ocupaba durante el máximo glacial una extensión de 16 millones de km^2 (32 veces la superficie de España) y su volumen, unos 30 millones de km^3 , era mayor que el volumen de hielo que cubre en la actualidad la Antártida. De esta forma, los hielos de Norteamérica representaban, en volumen, nada menos que la tercera parte del total del hielo terrestre. (fig. 2).

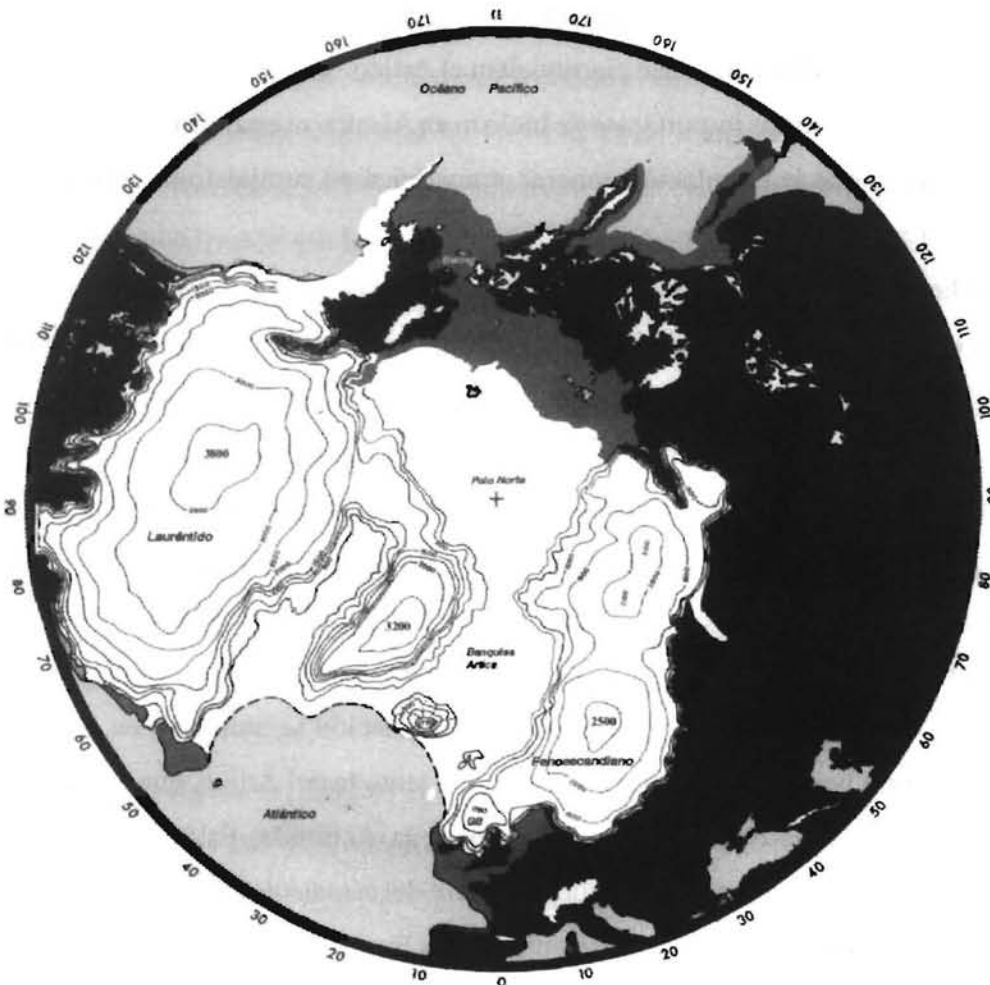


Figura 2. Último Máximo Glacial. Extensión y altura de los mantos de hielo Lauréntido y Fenoscandiano, y banquisa marina durante el verano (en blanco). Plataformas costeras emergidas (en gris oscuro).

El manto Lauréntido, extendiéndose hacia el sur, llegaba por la costa este de Norteamérica hasta una latitud de 40 °N, en donde hoy se localiza Nueva York. Ese avance meridional, de haberse producido en Europa, hubiese supuesto que el manto llegase hasta Madrid.

Gracias a los aportes de la humedad proveniente del Atlántico, la acumulación era más importante en la mitad oriental que en la occidental. El domo de hielo más importante se centraba en lo que es hoy la Bahía de Hudson. Su máximo espesor alcanzaba entre los 3.000 y los 4.000 metros de altura. Esta región se alimentaba especialmente de la humedad oceánica aportada por la actividad de las potentes borrascas invernales que, aún hoy, se forman en la costa atlántica del nordeste de Estados Unidos y del Canadá.

Hacia el oeste, el manto Lauréntido iba perdiendo altura hasta juntarse, al llegar al sistema de las Rocosas, con el manto de hielo occidental que cubría las Cadenas Costeras del Pacífico. En esta región occidental el suministro de humedad era menor, e incluso en el extremo noroccidental, en las tierras de Alaska, no se llegaron a acumular capas importantes de hielo a nivel del mar.

Por otra parte, al estar el océano unos 130 metros por debajo del actual nivel, no existía el actual estrecho de Bering que separa Alaska de Siberia.

El manto Fenoescandiano

En Europa, los hielos del manto Fenoescandiano ocupaban en el Último Máximo Glacial una extensión menor que la del manto Lauréntido. Su volumen, unos 7 millones de km³, era unas cuatro veces inferior. El grueso del hielo cubría Escandinavia y Finlandia. La mayor altura del domo, de unos 2.000 metros de espesor, se centraba en el norte del mar Báltico. Por el sur llegaba hasta Dinamarca y las llanuras del norte de Alemania y de Polonia, en donde, tras su retirada, dejó en el paisaje unas claras huellas de relieve glaciario.

Por el oeste, a través de una llanura de tundra y permafrost, que hoy está inundada por las aguas poco profundas del Mar del Norte, se pasaba del manto de hielo Fenoescandiano al manto de hielo Británico, que cubría Escocia, el norte de Inglaterra y casi toda Irlanda.

Hacia el este, las fronteras del manto Fenoescandiano no han sido todavía bien determinadas. Los hielos se prolongaban por el norte de Siberia Occidental, pero parece

dudoso que en las zonas orientales alejadas del Atlántico se produjesen nevadas suficientes como para formar un casquete de hielo importante. Estudios recientes de sedimentos glaciares en los mares de Barents y de Kara, y en el norte de Rusia, indican que probablemente el manto Fenoescandiano alcanzó su máxima extensión por el este, no durante el Ultimo Maximo Glacial, sino en la primera fase de la glaciación, antes del 75 ka. Entonces los hielos ocuparon todo el norte de Siberia Occidental y los ríos rusos que hoy se dirigen al Artico quedaron bloqueados, por lo que comenzaron a desviar sus aguas en dirección opuesta, hacia el sur, hacia el Mar Negro y el Caspio. Posteriormente, debido a la escasez de precipitaciones que trajo el frío, los hielos orientales fueron retrocediendo, retirándose de Siberia y del mar de Kara (Svendsen, 1999).

El descenso del nivel del mar hizo que, al igual que el estrecho de Bering, el Canal de la Mancha también se desecase, posibilitando la comunicación entre Francia y Gran Bretaña. Algunos ríos cambiaron significativamente su curso. El Rhin, en vez de desembocar en el norte, torcía su trayectoria hacia el oeste y es posible que desembocase en Bretaña. Además, una vasta extensión de la plataforma continental atlántica del noroeste de Francia y suroeste de Cornualles quedaba también emergida. Otras plataformas continentales, como la del Golfo de Mexico en América, o el archipiélago indonesio, en el sudeste de Asia, hicieron aumentar considerablemente la extensión de las tierras emergidas.

Inestabilidad climática durante la Ultima Glaciación

A lo largo de la glaciación, la acumulación de hielos no se produjo de forma uniforme, sino que existieron épocas de retroceso, en las que los hielos menguaron, y otras de avance, en las que se expansionaron y aumentaron de volumen. El estudio, en sondeos repartidos por todos los océanos, de los isótopos del oxígeno de los foraminíferos fósiles, dan señales de estos cambios, parcelando el tiempo de la Ultima Glaciación en los denominados estadios isotópicos marinos.

Por otra parte, a partir del análisis de los isótopos de oxígeno de los hielos de la Antártida y, especialmente, de Groenlandia, se aprecia que, aparte de los 5 estadios isotópicos marinos y de sus subestadios, hubo durante el último ciclo glacial, especialmente en el estadio isotópico marino 3, más de una veintena de episodios de brusco calen-

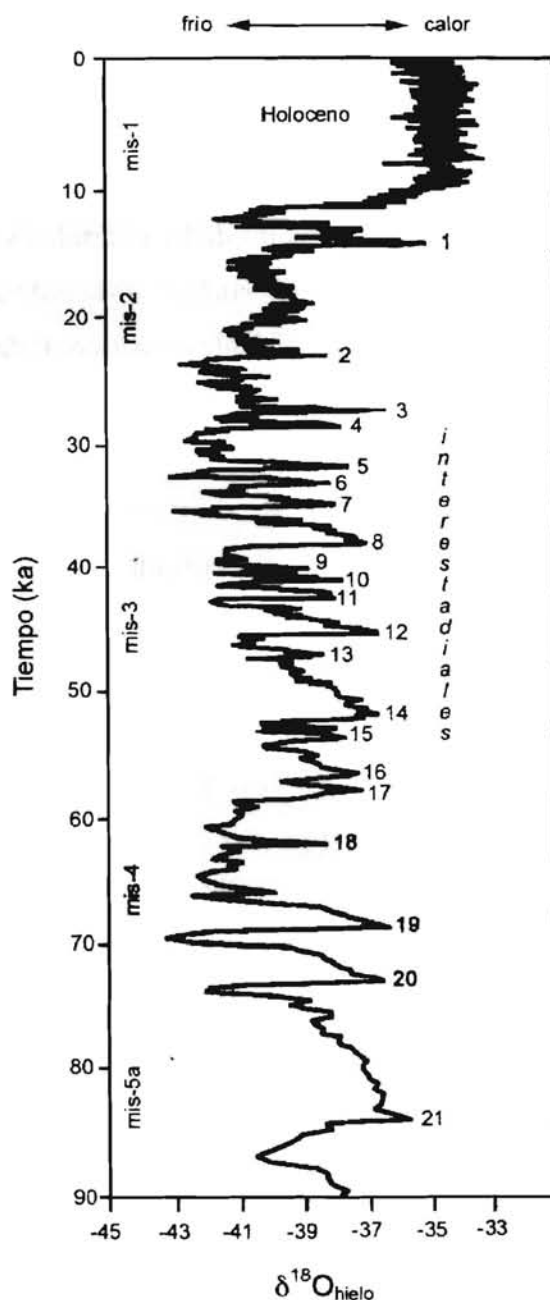


Figura 3. Variación relativa de las temperaturas en Summit, Groenlandia, en los últimos 90 ka, según los cambios isotópicos del oxígeno del hielo en el sondeo GRIP. Numeración de interestadiales (1-21). Estadios isotópicos marinos (mis.1/5) según las variaciones isotópicas del oxígeno de la calcita de los foraminíferos marinos.

tamiento, y de duración escasamente milenaria (fig. 3). Fuertes subidas de temperatura ocurrían abruptamente, en tan sólo diez años. Son los llamados interestadiales, o eventos Dangaard-Oeschger (DO), cuyas señales pueden encontrarse en diversos lugares y

registros: en los isótopos de hielo de Groenlandia, en los sedimentos lacustres de carbonatos de algunos lagos centroeuropeos, en los sedimentos oceánicos de la cuenca oceánica de Cariaco en Venezuela, así como en las curvas de variación del CO_2 y, sobre todo, del CH_4 , que se deducen de los análisis de los hielos de la Antártida (Schulz *et al.*, 1999). La influencia térmica de estas oscilaciones no quedaba constreñida a las latitudes altas y medias sino que llegaba hasta las regiones tropicales (Sachs & Lehmann, 1999).

En los interestadiales las temperaturas eran muy superiores a las que había cuando la glaciación estaba en su plenitud, y a veces, en períodos cortos, seculares, casi alcanzaban las de los interglaciares. Las subidas de temperatura en los interestadiales, según los estudios isotópicos del oxígeno en el hielo de Groenlandia, eran de entre 5 y 8 °C, si bien en un estudio detallado y reciente del interestadial 19, ocurrido hace unos 70 ka, los estudios isotópicos del nitrógeno indican una variación térmica mucho mayor, de hasta 16 °C (Lang *et al.*, 1999).

La variabilidad intrínseca de las glaciaciones podía estar motivada por rápidos cambios en el tamaño y en la topografía de los grandes mantos de hielo del hemisferio norte, que a su vez provocaban variaciones en la circulación oceánica, especialmente en el Atlántico Norte (Dokken y Jansen, 1999). Es posible que los colapsos de hielo del manto Lauréntido influyesen de forma indirecta en el comportamiento de otros mantos de hielo menores, como el Groenlandés, el Islandés, el Fenoescandiano o el Británico, cuyos avances y retrocesos a su vez inducirían otros cambios menores en la circulación y en el clima del Atlántico (Marshall McCabe A. & Clark P. 1998).

La inestabilidad de los domos de hielo podía ser debida a un excesivo crecimiento. Los mantos de hielo, al crecer demasiado, se desequilibraban y se producían enormes desplomes de hielo (*surges*), que caían al Atlántico formando grandes flotillas de témpanos a la deriva. Según otros, estos colapsos podían estar también provocados por la fusión de la base del hielo, debida a la acumulación de calor terrestre atrapado debajo del domo de hielo e imposibilitado de salir a la atmósfera. Se ha indicado también la posibilidad de que la propia masa de hielo lauréntida, al aumentar de peso, acabase cíclicamente provocando pequeños seísmos que hacían derrumbarse al hielo. No hay que desdeñar, sin embargo, la hipótesis de que los colapsos se debiesen a forzamientos climáticos de índole astronómica, que se combinaban con otros factores terrestres y oceánicos.

Durante los períodos más fríos de la glaciación, denominados estadales, la circulación oceánica era sensiblemente diferente a la actual. En el Atlántico, la corriente del Golfo se debilitaba. Aparecía en latitudes muy meridionales el foraminífero *Neogloboquadrina Pachyderma* (s), habitante de aguas polares, que llegaba a alcanzar a veces las costas del sur de Portugal (Bard E., 2000). Todo el norte del Atlántico quedaba fuera de la influencia del agua tropical, y el océano apenas ejercía ningún efecto atemperador sobre Europa (fig. 4).

En el Pacífico, la situación era similar. En la costa de California, en el transcurso de la glaciación, rápidas fluctuaciones en la abundancia de *Neogloboquadrina Pachyderma* (s) indican que se sucedían bruscos avances y retrocesos de las aguas polares del Pacífico Nororiental (Thunell y Mortyn, 1995).

Pero los desplomes de hielo del manto Lauréntido podían modificar no sólo las corrientes marinas termohalinas, sino también provocar modificaciones en el flujo de vientos de las latitudes medias y altas. Según un modelo de McAyeal, el manto Lauréntido sufría repetidos períodos de crecimiento, con el espesor de hielo superando los 3.000 metros, seguidos de períodos de rápida descarga tras los cuales la altura del domo se reducía en más 1.000 metros (McAyeal, 1993). Estas variaciones hacían que se modificase sensiblemente la trayectoria de los vientos del oeste. Consecuentemente se modificaba la posición y fuerza del anticiclón de Bermudas-Azores, que en los períodos más fríos tendía a desplazarse hacia el sur, incrementando la fuerza de los alisios en el Atlántico Tropical (lo mismo ocurriría en el Pacífico) (Peterson *et al.*, 2.000).

Algunas de estas oscilaciones térmicas vinieron acompañadas en el Atlántico Norte por unos episodios, coincidentes con los períodos más fríos, denominados eventos Heinrich (de su descubridor, el alemán Harmut Heinrich), en los que se depositaron en los fondos del Atlántico, en una zona comprendida entre los 40 °N y los 55 °N, cantidades anormalmente grandes de derrubios rocosos transportados hasta allí por icebergs (*ice rafted debris*). Los icebergs que surcaban el Atlántico durante estos eventos Heinrich llevaban incrustado en el hielo finos fragmentos de la roca base erosionada, que soltaban al descongelarse, cuando alcanzaban aguas más cálidas. A lo largo de la Última Glaciación se contabilizan en el Atlántico unos 10 de estos eventos. El último episodio, el H1, ocurrió hace unos 16 ka.

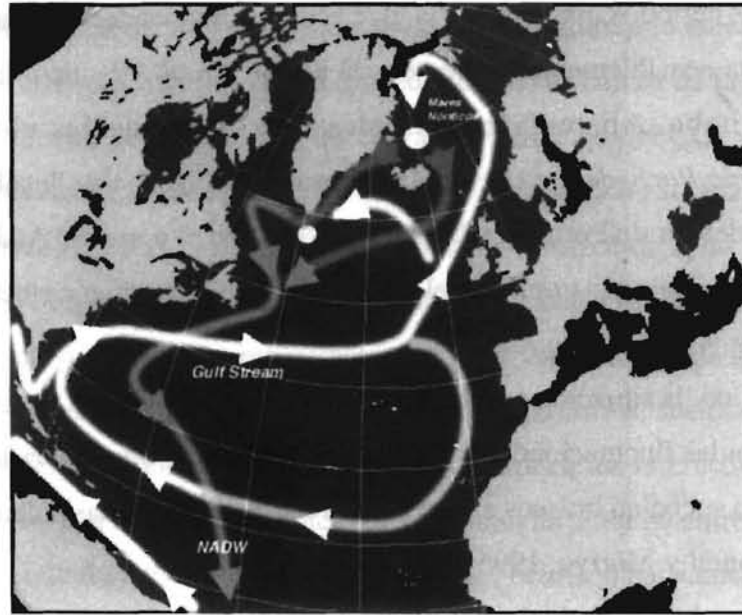


Figura 4. Circulación termohalina en el Atlántico Norte, en la actualidad. Hundimiento convectivo en los Mares Nórdicos y Labrador, y formación de NADW (North Atlantic Deep Water), que permite al Gulf Stream remontar hacia el norte. Durante los períodos más fríos de la glaciación fallaba el mecanismo de hundimiento en los Mares Nórdicos y la circulación oceánica termohalina se ralentizaba.

El análisis de los niveles sedimentarios de Heinrich indica que a veces los derrubios provenían de las costas de Europa del Norte, pero la mayoría parece provenir de Norteamérica, ya que su composición mineralógica coincide con la de las rocas subyacentes del manto Lauréntido (Heinrich, 1987). La trayectoria de los icebergs, deducida de la mayor o menor presencia de los materiales sedimentados en el fondo del mar, indica que alcanzaron distancias alejadas más de 3.000 kilómetros de las costas de Norteamérica. Los lugares de sedimentación de los derrubios, que llegaban hasta los 40 °N, corroboran que el Gulf Stream no superaba esa latitud.

Normalmente los eventos Heinrich coincidían, pero no siempre (por ejemplo, el HI no lo hace), con el final de fases, de unos 10 ka de duración, en las que los estadales, o períodos fríos, eran cada vez más agudos. Estos ciclos fueron descubiertos por el investigador americano Gerald Bond al estudiar los cambios en la abundancia de ciertas especies de foraminíferos en diverss sondeos del Atlántico (Bond *et al.*, 1992).

Durante un evento Heinrich, las descargas masivas de icebergs provocaban en principio una disminución de la circulación termohalina ya que el deshielo masivo de los icebergs diluía la salinidad de la superficie oceánica, haciendo disminuir la densidad del agua superficial. De esta forma, el hundimiento del agua en los mares nórdicos se debilitaba. Con una circulación termohalina debilitada, el Gulf Stream no llegaba a las latitudes altas y se producía en superficie un avance hacia el sur de las masas de agua polares. Pero después de la gigante descarga de los hielos del manto Lauréntido, menguaba la frecuencia y el volumen de los icebergs, fuente de agua dulce continental, y, en consecuencia, aumentaba de nuevo la salinidad del Atlántico Norte. Entonces se reanudaba con rapidez la circulación termohalina y se producía una brusca subida de las temperaturas, un interestadial, tras el que comenzaba un nuevo ciclo Bond de enfriamiento.

Otro de los motivos de los interestadiales, que seguían a los eventos Heinrich, podía ser la modificación de la circulación atmosférica, producida por la reducción de la altura del manto Lauréntido tras el colapso de hielo. Durante el enfriamiento del ciclo de Bond, la gran altura que el manto iba adquiriendo incrementaba los vientos del sector nor-noroeste que se canalizaban en el mar de Labrador, entre la vertiente nororiental del manto Lauréntido y Groenlandia. Estos vientos gélidos del nor-noroeste iban enfriando cada vez más las aguas superficiales oceánicas del Atlántico Norte y aumentaba la extensión de la banquisa marina subártica. Pero tras el colapso de hielo producido durante el evento Heinrich, la reducción rápida de la altura del manto Lauréntido inducía a un retorno a condiciones más parecidas a las actuales, con vientos más cálidos de componente oeste. Estos vientos, menos fríos y con mayor poder de evaporación, ayudaban a que de nuevo aumentase la salinidad de las aguas superficiales del Atlántico Norte y a que se reinstalase el circuito termohalino y el Gulf Stream, lo que producía una brusca subida térmica (Paillard y Labeyrie, 1994).

Con respecto a los Mares del Sur que circundan la Antártida, hay también algunos indicios de que ocurriesen periódicamente masivas descargas de icebergs, semejantes a los eventos Heinrich del Atlántico Norte. Parece, sin embargo, que su intensidad y su frecuencia era menor, y que no se producían al mismo tiempo, sino que coincidían con los interestadiales cálidos del hemisferio norte. Una explicación puede ser que, en los interestadiales septentrionales, la producción de agua profunda en el Atlántico Norte, NADW,

era más intensa, y que esta masa de agua, tras su traslación y afloramiento en los Mares del Sur, por ser más cálida que el agua costera antártica, acababa afectando al propio manto de hielo antártico, produciendo una descarga de icebergs (Kanfoush *et al.*, 2000).

Aridez

Las glaciaciones cuaternarias han ido unidas a períodos de mayor aridez en los continentes, debido a una ralentización del ciclo hidrológico.

En los océanos la evaporación es superior a la precipitación, y en los continentes, por el contrario, la precipitación es superior a la evaporación. Por eso hay un continuo transvase neto de humedad, a través de la atmósfera, del agua evaporada en los océanos hacia los continentes. Si la velocidad del ciclo hidrológico es alta, debido a un clima global cálido, aumenta la diferencia entre la precipitación y la evaporación continental. Lo contrario ocurre cuando el clima se enfría: el ciclo hidrológico se ralentiza. En los continentes, las precipitaciones disminuyen y, aunque la evaporación también disminuye, queda menos agua libre para fluir por los ríos, o rellenar lagos y humedales. Los suelos se vuelven más secos. La vegetación sufre la escasez de agua. En definitiva, la aridez acompaña al frío.

Del estudio de los yacimientos de polen, y del estudio de los tipos de paleosuelos y de sedimentos depositados durante el Cuaternario, se deduce que en las épocas más frías, una menor humedad repercutía en el empobrecimiento de la biomasa terrestre. Así, durante la última glaciación se dio una sustitución bastante generalizada de paisajes vegetales ricos por otros más pobres (Adams *et al.*, 1990). Calculando la cantidad de carbono retenida por la vegetación, los suelos y las turberas, se ha deducido que el carbono orgánico durante el Último Máximo Glacial era la mitad del actual.

En Europa se extendían por sus latitudes medias extensas áreas de permafrost, de suelo congelado, sobre los cuales sólo podía crecer una vegetación de tundra, en detrimento de los bosques templados que más tarde, en el Holoceno, de nuevo las ocuparían. Incluso las tierras ribereñas del Mediterráneo estuvieron ocupadas por una vegetación esteparia y seca. En los trópicos, las selvas fueron en gran parte sustituidas por paisajes abiertos de sabana. Los desiertos ganaron terreno.

Hubo sin embargo algunas excepciones regionales al aumento global de la aridez. Por ejemplo, algunas partes de la Gran Cuenca norteamericana (que ocupa los estados de Nevada, Utah y Arizona), hoy semidesértica, fueron ocupadas en el Último Máximo Glacial por grandes lagos, en cuyas orillas crecía una vegetación de bosques abiertos de coníferas. Según diversos modelos informáticos de circulación atmosférica, la topografía creada por los enormes mantos de hielo, especialmente por el manto Lauréntido, modificaba significativamente el flujo de los vientos del oeste sobre Norteamérica. Las ondas estacionarias que existen en la circulación media del oeste y que son fundamentalmente debidas a los relieves de las Rocosas, quedaban en parte modificadas durante la glaciación (Broccoli & Manabe, 1987). El enorme domo de hielo Lauréntido dividía en dos el flujo principal de los vientos del oeste a su paso por Norteamérica. Una de las ramas, la meridional, hacía que los vientos húmedos del Pacífico, con las borrascas y sus frentes asociados, atravesasen América del Norte, por latitudes más sureñas. Así, en algunas regiones, hoy semidesérticas, de la Gran Cuenca americana, entre Sierra Nevada y las Rocosas, existieron desde el 30 ka hasta el 12 ka dos enormes lagos: el Lahontan, y el Bonneville, de los cuales hoy sólo quedan grandes extensiones salinas y algunos lagos residuales de mucha menor extensión, como Pyramid Lake, en Nevada, y Salt Lake, en Utah. El corrimiento hacia el sur de la posición media del flujo de vientos del oeste hacía que tanto la cordillera de Sierra Nevada como las Montañas Rocosas, de cuyas precipitaciones se alimentaban aquellos grandes lagos, fueran mucho más húmedas que en la actualidad (Hostetler *et al.*, 1994).

Viento

El aumento del contraste térmico entre las latitudes medias y las latitudes tropicales, y entre los mantos de hielo, cubiertos por anticiclones, y las zonas libres de ellos, provocaba durante los períodos fríos una intensificación general de los vientos.

En las latitudes medias continentales el viento levantaba el polvo glacial que recubría los suelos que los mantos de hielo dejaban al descubierto cuando se retiraban hacia el norte. Este polvo procedía de la continua erosión de la base rocosa provocada por el frotamiento del hielo en sus avances y retrocesos, y era levantado por los blizzards y los fuertes

vientos catabáticos que salían de los potentes anticiclones que se formaban sobre los mantos de hielo. Su sedimentación formó espesos estratos de loess en las planicies americanas, en las llanuras del norte de Europa y, sobre todo, en Asia. Incluso los testigos de hielo de Groenlandia y de la Antártida contienen también, en los niveles de los períodos fríos, mucho más polvo que los correspondientes al período actual.

El aumento del polvo atmosférico pudo, a su vez, repercutir climáticamente de dos maneras. Por una parte, al hacer más opaca la atmósfera a la penetración de los rayos solares, agudizaría el frío glacial. Por otra parte, el hierro que contenía y que caía en los océanos, contribuyó probablemente a la fertilización de las aguas marinas y al desarrollo del fitoplancton. De esta manera, con el incremento de la captación oceánica de CO_2 , disminuía el CO_2 atmosférico y se reforzaba el enfriamiento.

Sobre los océanos, en las latitudes medias, aumentó la intensidad de los vientos del oeste, con profundas borrascas atlánticas asociadas a ellos. También es posible que, debido a los cambios en la circulación del flujo atmosférico sobre el Atlántico provocados por el enorme manto Lauréntido -con una traslación hacia el sur de la baja de Islandia- se hicieran más frecuentes los vientos del suroeste sobre la península Ibérica, causando un efecto foehn de calentamiento relativo en la vertiente norte de la Cordillera Cantábrica y de los Pirineos, lo que causaría en esta franja una moderación del frío invernal (Uriarte, 1996)

En las latitudes tropicales, se reforzaron los vientos alisios. La intensificación de los alisios se explica por la contracción hacia el sur y el reforzamiento de los anticiclones subtropicales, por cuyo flanco ecuatorial soplan estos vientos. El mayor contraste de presión entre las altas subtropicales y las bajas presiones ecuatoriales reforzaba los vientos.

Esta intensificación de los alisios durante la glaciación queda manifiesta en los sedimentos estudiados en el Atlántico Tropical, concretamente en la cuenca caribeña de Cariaco, al norte de la costa de Venezuela. En esta cuenca anóxica se produce una deposición muy intensa de sedimentos orgánicos e inorgánicos, de hasta un metro de espesor cada mil años, con varvas anuales que permiten una datación muy precisa. En los años en los que los alisios son más fuertes aumenta el plancton, especialmente el foraminífero *Globigerina bulloides*, como consecuencia de un mayor afloramiento de aguas frías, ricas en nutrientes. Pues bien, el análisis de la escala de grises de los finos estratos sedimentarios del fondo de aquella cuenca tropical muestra un color más claro, típico del plancton, durante los perio-

dos fríos, que coinciden con una mayor intensidad de los alisios y un mayor afloramiento de aguas profundas, más frías y más fértiles (Hughen *et al.*, 1998).

Se ha comprobado también que existían rápidas fluctuaciones en la intensidad de los monzones asiáticos. Las variaciones de los tipos de sedimentos depositados en el mar de Arabia, en el océano Índico, dependen de la mayor o menor intensidad de los monzones. Pues bien, se comprueba que los interestadiales en Groenlandia coincidían con una mayor intensidad de los monzones en la India, y los estadiales, o períodos más fríos, con monzones más suaves (lo contrario de lo que ocurría con los alisios) (Schulz *et al.*, 1998).

Los mares tropicales

La magnitud del enfriamiento en los mares tropicales durante el último período glacial ha sido en las últimas décadas tema de discusión. Las primeras estimaciones de las temperaturas superficiales de los océanos tropicales, basadas en el estudio de los foraminíferos, que realizaron los miembros del proyecto internacional CLIMAP (CLIMAP Project Members, 1981), indicaron un descenso de tan sólo unos 2 °C del conjunto de las aguas tropicales con respecto al presente, e incluso un aumento de 1 y 2 °C en algunas zonas del Pacífico subtropical.

Sin embargo, una nueva reconstrucción de las variaciones de los conjuntos de foraminíferos en los mares tropicales indica un significativo enfriamiento, de hasta 5 °C, especialmente en las partes orientales del océano Atlántico y del océano Pacífico (Mix *et al.*, 1999). La razón posible es que el traslado hacia el sur de los anticiclones subtropicales provocaba un mayor gradiente de presión entre ellos y las bajas ecuatoriales, lo que resultaba en una mayor fuerza de los alisios. Los alisios a su vez producían un mayor afloramiento hacia superficie de aguas frías intermedias, no sólo en las costas orientales sino a lo largo de todo su recorrido oceánico (Bush & Philander, 1998).

Por otra parte, el enfriamiento de las aguas tropicales hacía disminuir la evaporación y el contenido de vapor de agua atmosférico. De esta forma, el efecto invernadero de la atmósfera disminuía, agudizando el enfriamiento de la superficie del mar. Además, se producía un cambio en la configuración altitudinal de la nubosidad. Al enfriarse la superficie del mar, aumentaban las neblinas y las nubes bajas que, por su alta reflectividad,

tienden a enfriar la atmósfera. A la vez, disminuían las nubes altas, los cirros, que, por el contrario, tienden a retener el calor en la troposfera y a calentarla.

Para algunos, estos cambios oceánicos en las latitudes tropicales eran, y son, un factor fundamental del cambio global climático, por las variaciones que provocan en el transvase de calor del agua al aire, en la evaporación, en la ventilación oceánica de CO₂, y también por los cambios que inducen en el sistema circulatorio global oceánico y atmosférico.

Las tierras tropicales

Durante el Último Máximo Glacial se estima que en la Amazonia la temperatura media descendió unos 6 °C. Además se produjo una clara disminución de las lluvias, lo que redujo la selva y extendió las sabanas. La disminución de la precipitación fue debida, en primer lugar, a la menor humedad transportada al interior del continente por las masas de aire que llegaban del Atlántico, de cuya superficie, más fría, se evaporaba menos agua; en segundo lugar, el efecto de reducción de la selva hizo disminuir la lluvia ya que más de la mitad de las precipitaciones de la Amazonia proceden del agua evaporada en su propia cuenca. La precipitación disminuyó no sólo en las tierras bajas de la selva amazónica, sino también en los Andes ecuatoriales, que reciben gran parte de su humedad desde la Amazonia, desde el este. Allí, los glaciares, a pesar del incremento del frío, retrocedieron. Algunos biólogos creen que estos cambios paisajísticos, repetidos en los sucesivos ciclos glaciales, están en el origen de la rica biodiversidad amazónica. Según su hipótesis, durante las glaciaciones, bolsas residuales selváticas, que quedaban aisladas y separadas por terrenos herbáceos, desarrollaban cada una nuevas especies vegetales, y luego, en los períodos cálidos interglaciales, se fusionaban de nuevo, aumentando así la biodiversidad.

En Africa, la bajada de la temperatura media fue de unos 4 o 5 °C. Las selvas del Congo y de la costa del Golfo de Guinea se sabanizaron en su mayor parte y apenas quedaron unos retazos de selva cerrada en las riberas de los ríos y en algunos lugares costeros favorecidos por la topografía. La razón fundamental es que, a pesar de que disminuyó la evaporación, las precipitaciones disminuyeron aún más. El aumento de la aridez es la característica más relevante de los cambios paisajísticos que allí se produjeron. El estudio de los paleolagos muestra que tanto en el norte del Sahara, en las proximidades del

Atlas, como en el sur, en la franja del Sahel, la aridez era mayor (Gasse *et al.*, 1990), aunque es posible que en los interestadiales cálidos de nuevo el desierto se encogiese temporalmente. El aumento de la aridez en el Sahara y en las tierras aledañas se debía a varias causas:

(i) la mayor frialdad de las aguas oceánicas tropicales, que provocaban una menor evaporación, y por lo tanto un menor aporte de humedad al continente.

(ii) la mayor fuerza de los alisios, que provocaba el afloramiento de aguas frías profundas en la costa africana, lo que daba una mayor estabilidad a las capas bajas del aire. Además, en el interior del continente, los vientos alisios del nordeste interferían en verano con los vientos del suroeste del monzón africano, y dificultaban la entrada de las masas húmedas atlánticas.

(iii) la pérdida de vegetación en la franja latitudinal que discurre entre el Sahel y la costa del Golfo de Guinea, ya que gran parte de la humedad que precipita en las tierras semiáridas del sur del Sahara, proviene de la evaporación del agua previamente precipitada en las selvas costeras. Durante la glaciación, el retraimiento de estas selvas, redujo el reciclaje de la humedad y facilitó el avance hacia el sur del Sahara.

En las mesetas y montañas de Africa oriental el enfriamiento fue incluso mayor que en las tierras bajas occidentales. Estimaciones basadas en el descenso del límite superior de la vegetación arbórea, y en el descenso de las nieves perpetuas, indicarían durante el Ultimo Máximo Glacial, en el este africano, un enfriamiento de entre 5 °C y 8 °C. Además, los análisis polínicos indican también una reducción de un 30% en las precipitaciones, o que parece concordar con las estimaciones derivadas de las fluctuaciones del nivel de los lagos. La mayor sequedad, según los modelos informáticos, sería también debida a cambios en la circulación atmosférica. En este caso, a los secos vientos del norte que desde Eurasia llegaban hasta la Península Arábiga y el este de Africa.

En Asia las lluvias del monzón de verano eran también menos intensas. La baja presión térmica que hoy se forma en el sur de Asia durante el verano, y que atrae a las masas húmedas del Indico y del Pacífico, no era tan potente. Se atenuaba la formación de la baja presión térmica veraniega debido, en especial, a que la meseta tibetana permanecía recubierta en verano de un manto de nieve y el albedo aumentaba, amortiguando el calentamiento.

También el estudio de la evolución de los tipos de vegetación en el interior de Australia parece mostrar que el monzón australiano era más débil en la época final de la Última Glaciación, desde el 40 ka hasta el Holoceno. La aridificación del continente, quizás debido en gran parte a las prácticas de quema de la sabana por los aborígenes, que habían llegado, procedentes del sureste asiático, hacia el 60 ka, restó fuerza al monzón, al hacer disminuir el traspaso de humedad de la vegetación a la atmósfera. Parece que en el período anterior, entre el 65 ka y el 45 ka, el monzón era mucho más intenso, y que se degradó posteriormente, volviéndose a recuperar en el actual período Holoceno (Johnson *et al.*, 1999).

La Desglaciación

La fusión del hielo en el hemisferio norte se inició entre el 20 ka y el 18 ka, y hacia el 8 ka el hielo alcanzó una extensión y un volumen bastante semejante al actual. Del estudio de terrazas coralinas de la isla de Barbados, en el Caribe (Fairbanks, 1989), y de Huon, en Nueva Guinea, se deduce que el ritmo de la subida del nivel del mar durante la desglaciación -desde unos 130 metros por debajo del nivel presente hasta el actual- no fue un proceso uniforme y lineal (Edwards, 1993) (Hanebuth *et al.*, 2000). La curva del ritmo de subida, según los corales de Barbados, presenta dos episodios cortos, llamados MWP-IA y MWP-IB (*melting water pulse*), alrededor de 14 ka y 11 ka respectivamente, en los que el ritmo de elevación del mar alcanzó el máximo de 28 mm/año. Entre estos dos máximos, hubo un período de ritmo de subida reducido, de 2 mm/año, correspondiente al período conocido como el Younger Dryas.

No se comprende por qué en el transcurso de la fusión de los hielos hubo esas pulsaciones. Algunos científicos han especulado que serían debidas al desfase entre una gran fusión de hielo del manto Fenoescandiano, que ocurriría primero, y otra del manto Lauréntido, que tendría lugar después (Lindstrom y McAyeal, 1993). Pero no está claro aún que lo hiciesen en este orden. Ni siquiera se tiene ahora la seguridad de que existieran esas pulsaciones, ya que en los corales de Tahití no aparecen, y en Huon no coinciden las fechas (Quinn T., 2000).

Causas de la desglaciación

La desglaciación todavía guarda muchas más incógnitas. Ni siquiera está consolidada la teoría clásica de que la desglaciación comenzó antes en el hemisferio norte que en el hemisferio sur. Los sondeos en los hielos indican que las variaciones de temperatura en Groenlandia no estaban en fase con las de la Antártida. De todas formas, todavía la teoría más apoyada es que la desglaciación comenzó en el hemisferio norte y que los cambios ocurridos en el Atlántico Norte antecedieron en unas cuantas décadas al calentamiento global (Jouzel, 1999). Los factores que contribuyeron al proceso fueron muy diversos y su importancia relativa es muy debatida. Entre ellos destacaríamos:

(i) aumento de la insolación estival en el hemisferio norte. Según la teoría clásica, durante los veranos, la radiación solar en las latitudes altas del hemisferio norte - que comenzó a aumentar desde el 22 ka y llegaría a un máximo en el 11 ka - incrementó la fusión estival de los hielos del manto Lauréntido y Fenoescandiano. Además, al estar muy frío el Atlántico Norte durante el período final de la glaciación, la cantidad de nieve disminuyó. De esta forma, la acumulación de hielo invernal comenzó a ser menor que la ablación veraniega.

(ii) disminución del albedo. Una vez iniciada la fusión y el retroceso de los hielos, se produjo un efecto de feedback decisivo: el albedo comenzó a disminuir. En las altas latitudes de Norteamérica y de Eurasia, el bosque boreal, de menor albedo que la tundra, fue recuperando terreno. El efecto de calentamiento se hacía sentir sobre todo en primavera, y continuaba en verano. Por otra parte, las superficies marinas, que quedaban libres de la capa brillante de hielo, disminuían drásticamente el albedo oceánico. Además, la contracción de la banquisa, y el retraso en la formación del hielo invernal, favorecía el traspaso de calor del agua al aire, templando la atmósfera ártica.

(iii) incremento de los gases invernadero. Otro factor que aceleró la desglaciación fue el incremento de los gases invernadero: el CH_4 , el CO_2 , el N_2O , y el vapor de agua. La concentración de CH_4 durante la desglaciación se duplicó, pasando de 0,350 ppm a 0,700 ppm. El aumento se produjo porque, con la llegada de las lluvias, extensas áreas tropicales se cubrieron de humedales, en cuyos fondos la materia vegetal se descompone en metano. Quizás también porque se descongelaron regiones de permafrost, en cuyo subsuelo había

grandes cantidades de metano enjaulado en el hielo. La subida del nivel del mar y la ocupación de las tierras costeras por las aguas marinas, elevaría la temperatura superficial de los suelos inundados y provocaría el escape (MacDonald, 1990). De todas formas, el incremento del CH_4 durante la desglaciación produjo teóricamente un forzamiento radiativo directo más bien escaso, de unos $0,3 \text{ Wm}^{-2}$, lo que significaría una subida térmica de apenas $0,1 \text{ }^\circ\text{C}$.

El aumento de la concentración del CO_2 , de unas 200 ppm a unas 270 ppm, contribuyó más al calentamiento, pues incrementó en unos $2,4 \text{ Wm}^{-2}$ la radiación recibida en superficie, lo cual supondría un calentamiento directo de unos $0,7 \text{ }^\circ\text{C}$, lo que tampoco es demasiado.

¿Pero de dónde provino el CO_2 que se transfirió a la atmósfera? No pudo provenir del reservorio de la vegetación continental, ya que durante la desglaciación se produjo también un aumento del carbono retenido por los suelos y por la vegetación. La biomasa se incrementó notablemente, en unos 1.350 Pg de carbono aproximadamente, debido a que en las latitudes tropicales hubo una expansión de las zonas de vegetación selvática y una disminución de las extensiones de sabanas y desiertos; y en las latitudes medias y altas la vegetación arbórea colonizó tierras que antes estaban heladas o que sostenían una pobre vegetación de tundra.

La única respuesta posible es que el CO_2 añadido a la atmósfera durante la desglaciación provino de los océanos (Sundquist, 1993). Y fueron dos los procesos posibles: una mayor ventilación oceánica, con afloramiento más intenso de aguas del fondo ricas en CO_2 , y una disminución de la captación fotosintética de CO_2 atmosférico por parte del fitoplancton marino. Sin embargo, estos dos procesos parecen contradictorios, ya que un mayor afloramiento de aguas frías del fondo (que implica suelta de CO_2 a la atmósfera) suele estar acompañado de un mayor aporte de nutrientes a la superficie y, por lo tanto, de una mayor producción fitoplanctónica (que implica pérdida de CO_2 de la atmósfera). Y viceversa. Por lo tanto no es fácil saber cuál de estos dos procesos es más importante, y cómo variaron de intensidad en el transcurso de los ciclos glaciales.

Recientes modelos de circulación oceánica indican que probablemente la causa principal sea la primera de ellas: una mayor ventilación oceánica, especialmente en los Mares del Sur. Lo más probable es que, durante la desglaciación, la contracción de la banquisa

antártica y el incremento de la circulación termohalina favorecieron la ventilación oceánica, exhalando a la atmósfera parte del CO_2 que durante la glaciación había sido retenido en el océano (Stephens y Keeling, 2000).

Una parte indeterminada del incremento del CO_2 pudo también provenir de una oxidación atmosférica del CH_4 , ya que el CH_4 en la atmósfera se combina con los radicales OH y se destruye formando CO_2 y agua. Para ello era necesario que hubiese habido un incremento considerable de CH_4 , lo que, al parecer, sí ocurrió.

Otro gas invernadero que incrementó su concentración atmosférica en el transcurso de la desglaciación fue el óxido nitroso, N_2O . De una concentración anterior de 0,190 ppm pasó a 0,270 ppm. El aumento supuso un forzamiento radiativo directo de unos $0,3 \text{ Wm}^{-2}$, semejante al del metano. Las principales fuentes de N_2O son los suelos tropicales y templados, y las zonas oceánicas de afloramiento de aguas profundas. Su sumidero principal es la estratosfera, en donde se fotodisocia en otros compuestos. Al igual que el metano, sus variaciones durante la desglaciación siguieron la evolución de las temperaturas (Flückiger *et al.*, 1999).

Finalmente, hay que tener en cuenta el aumento del más importante gas invernadero: el vapor de agua. El incremento del vapor de agua en la atmósfera es consecuencia del aumento de la temperatura del aire. Pero, a su vez, produce un potente feedback de calentamiento. Sin embargo, debido a su distribución heterogénea, no es posible cuantificar ni su incremento, ni su efecto de feedback en la subida térmica.

El Younger Dryas

La subida térmica que acompañó al deshielo durante el transcurso de la desglaciación no se efectuó tampoco de una manera uniforme. Por el contrario, una vez comenzada la subida, hubo una parada en el proceso y un retorno al frío. Después, de nuevo abruptamente, subió otra vez la temperatura hasta alcanzar el nivel térmico del Holoceno (fig. 5).

En Groenlandia, según el análisis de los hielos, durante la desglaciación, el primer aumento brusco de la temperatura no se produjo hasta el 14,7 ka. En unas pocas décadas se alcanzaron casi las temperaturas del Holoceno (Severinghaus y Brook, 1999). Después, la tendencia se invirtió y durante unos milenios se produjo una lenta regresión al frío,

durante el cual las temperaturas llegaron a ser 15 °C más bajas que las actuales (-46 °C de temperatura media anual en Summit, frente a -31 °C en el presente).

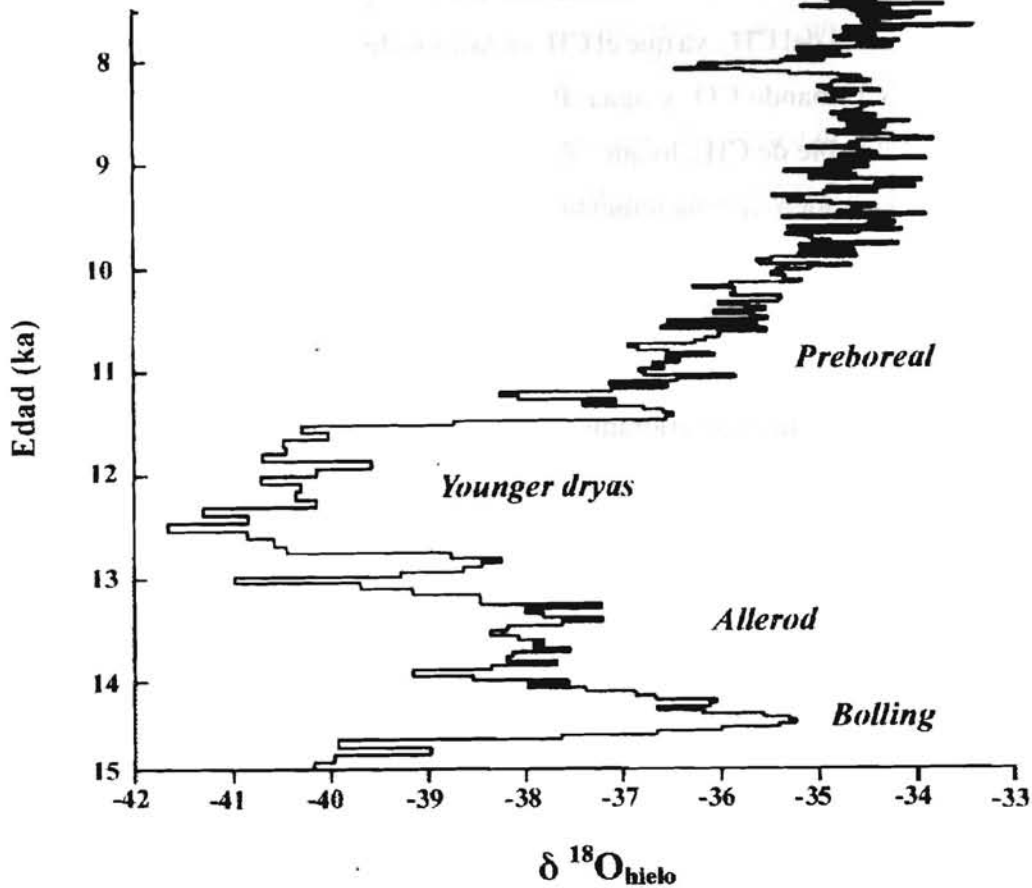


Figura 5. Última desglaciación en Groenlandia según isótopos del oxígeno del hielo (sondeo GISP 2 en Summit).

En Europa el proceso de subida de las temperaturas llevó un ritmo parecido al de Groenlandia, con algunos desfases. Después del brusco calentamiento del 14,7 ka, las temperaturas se mantuvieron altas hasta el 13 ka aproximadamente. A este primer período cálido, en el que se intercalan algunos intervalos más fríos durante su transcurso, se le denomina Bolling-Allerod. Numerosos yacimientos de polen indican que la anterior flora glacial de hierbas y arbustos fue entonces sustituida por una vegetación arbórea templada.

Tras el calentamiento inicial del Bolling-Allerod, se volvió bruscamente al frío hacia el 13 ka, y se entró en el Younger Dryas (o Dryas 3). El nombre del período se deriva de una planta de pálidas flores amarillas *Dryas octopelata*, típica de la tundra ártica y de las alturas alpinas, que hizo de nuevo su aparición en las tierras bajas y meridionales de Europa. Durante el Younger Dryas las temperaturas de invierno en Europa volvieron a ser muy bajas, entre 10 y 15 °C inferiores a las actuales, casi semejantes a las de los tiempos glaciales. El intenso frío invernal de las Islas Británicas y probablemente de toda Europa Occidental se explicaría por varias razones:

(i) la frialdad de las aguas del norte del Atlántico, a donde, al parecer, de nuevo dejó de llegar el Gulf Stream (Lehman y Keigwin, 1992)

(ii) los frecuentes e intensos anticiclones que se formaban sobre el hielo que aún recubría el norte de Europa, que provocaban gélidos vientos continentales del nordeste, que, tras recorrer el continente, llegaban hasta Gran Bretaña.

(iii) la baja insolación invernal que existía entonces en el hemisferio norte, por causa de la configuración de los parámetros orbitales.

Durante los veranos del Younger Dryas, la intensidad de la insolación era superior a la actual. Ello presumiblemente haría que el interior del continente europeo, a donde no llegaba la influencia refrescante del Atlántico, ni la de los hielos perpetuos septentrionales, registrase temperaturas superiores a las de hoy, aunque las temperaturas costeras, debido a las fuertes brisas marinas, serían más frías que las actuales (Rind *et al.*, 1986).

En la Antártida la temperatura durante la desglaciación empezó a aumentar antes que en Groenlandia, hacia el 18,5 ka, y lo hizo de forma más regular, hasta alcanzar el nivel térmico del Holoceno, hacia el 11,8 ka. Los sondeos efectuados en el hielo no señalan de forma clara la existencia de ningún intervalo frío, aunque anteriormente sí que hubo una parada en la subida térmica: el llamado Antarctic Cold Reversal, unos milenios de indecisión climática anteriores al Younger Dryas (Steig *et al.*, 1998).

El enfriamiento del Younger Dryas, aunque más claro en Europa, fue probablemente un fenómeno global, a excepción, como hemos visto, de la Antártida. Existen pruebas de que afectó a muchas regiones y latitudes: desde los Andes y la Patagonia hasta el Mar de Sulu en Filipinas (Kudrass *et al.*, 1991). Una de las señales que parece indicar que el enfriamiento afectó a muchas regiones del globo, incluido el Trópico, es la caída en la

concentración atmosférica de CH₄ (sin embargo, la concentración de CO₂ permaneció estable).

De todas formas, a pesar de la vuelta al frío, casi generalizada, el nivel del mar no descendió, sino que siguió elevándose suavemente; el volumen global de hielos no se incrementó, aunque en regiones de Europa, como en Escocia, sí hubo un avance importante de los glaciares.

Recientemente se ha constatado que el Younger Dryas no fue tan estable como antes se creía, sino que durante su transcurso hubo algún breve período de subida térmica que rompía el frío, hasta alcanzar momentáneamente temperaturas casi tan cálidas como las actuales. Ocurrirían cuando se restablecía brevemente la circulación termohalina en el Atlántico Norte (Von Grafenstein U. *et al.* 1999)

Las causas que provocaron el Younger Dryas siguen siendo bastante misteriosas. En aquella época, entre el 13 ka y el 11,5 ka, la insolación estival en el hemisferio norte, que había comenzado a subir en el 22 ka, continuaba haciéndolo. Por eso parece que hay que descartar el factor astronómico. La hipótesis más apoyada hoy día es la que se basa en el comportamiento errático de la circulación en el Atlántico.

Según esta teoría, sostenida por el oceanógrafo Wallace Broecker (Broecker *et al.*, 1989), al comienzo de la desglaciación, la progresiva fusión de los hielos del manto Lauréntido había formado en su borde meridional un gran lago de agua dulce, el lago Agassiz, al oeste de la región que hoy ocupan los grandes lagos americanos. Este lago tenía una salida de aguas hacia el sur, a través del río Mississippi, que acababan desembocando en el Golfo de México. Pero más o menos súbitamente, y debido a la propia retirada de los hielos, se derritió una barrera que antes cortaba la comunicación del lago Agassiz con el Atlántico Norte y entonces las aguas comenzaron a fluir y a desaguar, a través del San Lorenzo, en el norte del Atlántico. Se produjo así una brusca dulcificación de las aguas oceánicas de superficie, la disminución de su salinidad, y la imposibilidad de que la masa de agua se hundiera. Consecuentemente, con el parón de la circulación termohalina, el agua tropical atlántica del Gulf Stream dejó de avanzar hacia el norte, y el Atlántico Norte, y con él Europa, se vio sometido a un largo período de vuelta al frío: el Younger Dryas.

La aparición durante el Younger Dryas en los sedimentos oceánicos de las latitudes medias del Atlántico Norte de foraminíferos de aguas polares, como la *Neogloboquadrina*

Pachyderma (*s*), y de derrubios transportados por icebergs y depositados en el fondo del mar, son muestra también del enfriamiento marino. La microfauna fósil de los sedimentos frente a las costas de Lisboa indica un enfriamiento de unos 10 °C grados en la temperatura del agua superficial.

Entrada en el Holoceno

El Younger Dryas finalizó tan bruscamente como había comenzado, o quizás más, y con él finalizó el Pleistoceno.

Hace 11,6 ka, en poco más de diez años, en Summit, Groenlandia, subió la temperatura entre 5 y 10 °C. Después continuó el calentamiento, a un ritmo más lento, hasta alcanzar una diferencia final de unos 15 °C. La acumulación de nieve en Summit varió también drásticamente en unas pocas décadas, pasando su espesor anual de 10 cm a 20 cm de nieve por año.

La concentración de metano, en 200 años, entre aprox. el 11,7 ka y el 11,5 ka, ascendió de 0,500 ppm a 0,750 ppm. Como la principal fuente de metano son los humedales de los continentes, ese cambio indica probablemente una variación importante en el régimen de humedad y de temperaturas, no sólo de Groenlandia sino de todo el hemisferio norte (Taylor *et al.*, 1997) (el aumento de la concentración de CO₂ al final del Younger Dryas fue menor, ya que en su transcurso apenas había descendido. Según los sondeos en los hielos de la Antártida y de Groenlandia la concentración de CO₂ subió de 260 ppm a 280 ppm, cifra en la que se mantuvo más o menos durante todo el Holoceno, hasta la revolución industrial).

En Europa, los sedimentos de lagos como el Gosciaz (Polonia), Gerzensee (Suiza), o Ammersee (Alemania), ratifican la brusquedad del fin del frío, quizás con algunos años de retraso con respecto a Groenlandia.

Y en el mar, las corrientes oceánicas, sobre todo en el Atlántico Norte, adoptaron el modo de funcionamiento actual. Las aguas superficiales se volvieron a calentar y las temperaturas, especialmente en Europa, ascendieron de nuevo varios grados en unas pocas décadas. De esta forma, se entró en el cálido interglacial actual, el Holoceno.

Conclusión

Son muchas las incógnitas que todavía existen sobre la evolución climática de la Tierra en el último ciclo glacial, a pesar de que los avances científicos en los últimos años se hayan acelerado. Los cambios climáticos no fueron uniformes, lineales, sino que se produjeron con un cierto comportamiento caótico, arrítmico, con aceleraciones y frenazos. Y estos cambios fueron mucho más frecuentes de lo que hasta hace poco se creía. La variabilidad climática en el transcurso de la glaciación, no solo en lo que respecta a las temperaturas, sino también a los vientos y a las precipitaciones, complica la definición y la explicación de cómo, dónde y por qué se fueron sucediendo los diversos tipos de clima. Las explicaciones dejan de ser sencillas. La teoría tradicional de Milankovitch se vuelve muy insuficiente. Que todo comenzaba en el norte y luego se transmitía al sur, también se pone en duda. Y nuevos factores de estudio, como las corrientes oceánicas, la nubosidad y los cambios químicos en la composición atmosférica toman protagonismo y complican la climatología del último ciclo glacial. Sin embargo, día a día se van descubriendo nuevas pistas climáticas, provenientes de fuentes y campos científicos muy dispares, lo que va permitiendo obtener resoluciones cronológicas y datos paleoclimáticos más complejos, y más precisos.

Bibliografía

- ADAMS J.M. *et al.* 1990. «Increases in terrestrial carbon storage from the Last Glacial Maximum to the present». *Nature*, 348, p. 711-714
- ALLEN J. *et al.* 1999. «Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period». *Nature*, 400, p. 740-743
- BARD E. *et al.* 1996. «Pleistocene sea levels and tectonic uplift based on dating of corals from Sumba Island, Indonesia». *Geophysical Research Letters*, 23, p. 1473
- BOND G. *et al.* 1992. «Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period». *Nature*, 360, p. 245-249
- BROCCOLI A. J. & MANABE S. 1987. «The influence of continental ice, atmospheric CO₂ and land albedo on the climate of the last glacial maximum». *Climate Dynamics*, 1, p. 87-99
- BROECKER W.S. *et al.* 1989. «Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode». *Nature*, 341, p. 318-321
- BUSH A. & PHILANDER G. 1998. «The role of ocean- atmosphere interactions in tropical cooling during the last glacial maximum». *Science*, 279, p. 1341
- COLHOUN E.A. *et al.* 1992. «Antarctic ice volume and contribution to sea-level fall at 20,000 yr BP from raised beaches». *Nature*, 358, p. 316-319
- CROSTA X. *et al.* 1998. «Reappraisal of Antarctic seasonal sea-ice at the Last Glacial Maximum». *Geophysical Research Letters*, 25, p. 2703-2706
- CUFFEY, K.M. & CLOW, G.D. 1997. «Temperature, accumulation, and ice sheet elevation in central Greenland through the last deglacial transition». *J. Geophys. Res.* 102, p. 26383
- DOKKEN T. & JANSEN E. 1999. «Rapid changes in the mechanism of ocean convection during the last glacial period». *Nature*, 401, p. 458-461
- DUPLESSY J.C & MOREL P. 1993. *Temporal sobre el Planeta* Acento, Madrid. p. 123
- EDWARDS R.L. 1993. «A large drop in atmospheric ¹⁴C/¹²C and reduced melting in the Younger Dryas, documented with ²³⁰Th ages of corals». *Science*, 260, 962-968
- FAIRBANKS R.G. 1989. «A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation». *Nature*, 342, p. 637-642
- FLÜCKIGER J. *et al.* 1999. «Variations in atmospheric N₂O concentration during abrupt climatic changes». *Science*, 285, p. 227-230
- FROGLEY M.R. *et al.* 1999. «Climate variability in Northwest Greece during the last interglacial». *Science*, 285, p. 1886-1888
- GASSE F. *et al.* 1990. «The arid-humid transition in the Sahara and the Sahel during the last deglaciation». *Nature*, 346, p. 141-146

- GRIP MEMBERS 1993. «Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core». *Nature*, 364, p. 203-207
- HANEBUTH *et al.*, 2000. «Rapid flooding of the Sunda Shelf: a late-glacial sea-level record» *Science*, 288, p. 1033-1035.
- HENDERSON G. & SLOWEY N. 2000. «Evidence from U-Th dating against Northern Hemisphere forcing of the penultimate deglaciation», *Nature*, 404, p. 61-66
- HOSTETLER S.W. *et al.* 1994. «Lake-atmosphere feedbacks associated with paleolakes Bonneville and Lahontan». *Science*, 263, p. 665
- HUGHEN K.A. *et al.* 1998. «Deglacial changes in ocean circulation from an extended radiocarbon calibration» *Nature*, 391, p. 65
- IKEHARA M. *et al.* 1997. «Alkenone sea surface temperature in the Southern Ocean for the last two deglaciations» *Geophysical Research Letters*, 24, p. 679
- IMBRIE *et al.*, 1984. *Milankovitch and Climate* (eds. Berger A. Imbrie J. *et al.*) p. 269-305
- JOHNSON B. J. *et al.* 1999. «65,000 years of vegetation change in Central Australia and the Australian summer monsoon». *Science*, 284, p. 1150-1152
- JOUZEL J. 1999. «Calibrating the isotopic paleothermometer» *Science*, 286, p. 910-911
- KANFOUSH S. *et al.*, 2000. «Millennial-scale instability of the Antarctic Ice Sheet during the last glaciation». *Science*, 288, p. 1815-1818
- KARNER D. & MULLER R., 2000, «A causality problem for Milankovitch», *Science*, 288, p. 2143-2144
- KUDRASS H.R. *et al.* 1991. «Global nature of the Younger Dryas cooling event inferred from oxygen isotope data from Sulu Sea cores». *Nature*, 349, p. 406-409
- KUKLA G. 2000. «The Last Interglacial». *Science*, 287, p. 987-988
- LANG C. *et al.* 1999. «16 °C rapid temperature variation in central Greenland 70,000 years ago» *Science* 286, p. 934-937
- LEAN J., 2000. «Evolution of the Sun's spectral irradiance since the Maunder Minimum», *Geophysical Research Letters*, 27, p. 2425-2428
- LEHMAN S. & KEIGWIN L. 1992. «Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation». *Nature*, 356, p. 757-762
- LEROUX M. 1998. *Dynamic Analysis of weather and climate*. Wiley, Londres. p. 276
- LINDSTROM D. & MCAYEAL D. 1993. «Death of an Ice sheet». *Nature*, 365, p. 214-215
- MACDONALD G. 1990. «Role of methane clathrates in past and future climates». *Climatic Change*, 16, p. 247-281
- MARSHALL MCCABE A. & CLARK P. 1998. «Ice-sheet variability around the North Atlantic Ocean during the last deglaciation». *Nature*, 392, 373-377

- MC AYEAL D.R. 1993. *Paleoceanography*, 9, p. 775-784
- MIX A. *et al.* 1999. «Foraminiferal faunal estimates of paleotemperature», *Paleoceanography*, 14, 350-359
- NOBLET N. *et al.* 1996. «Possible role of atmosphere-biosphere interactions in triggering the last glaciation». *Geophysical Research Letters*, 23, 22, p. 3191
- PAILLARD D. & L.LABEYRIE 1994. «Role of the thermohaline circulation in the abrupt warming after Heinrich events». *Nature*, 372, p. 162-164
- PETERSON L. *et al.*, 2000. «Rapid changes in the hydrologic cycle of the Tropical Atlantic during the Last Glacial». *Science*, 290, p. 1947-1951
- QUINN T., 2000. «Shallow water science and ocean drilling face challenges» *EOS*, 81, 35, p. 397-404
- RAMPINO M.R. & SELF S. 1993. «Climate-volcanism feedback and the Toba Eruption of 74,000 years ago» *Quaternary Research*, 40, p. 269-280
- RIND D., *et al.* 1986. «The impact of cold North Atlantic sea surface temperatures on climate: implications for the Younger Dryas cooling (11-10k)». *Climate Dynamics*, 1, p. 3-33
- SACHS J.P. & LEHMANN S. 1999. «Subtropical North Atlantic temperatures 60,000 to 30,000 years ago». *Science*, 286, p. 756-759
- SCHULZ H. *et al.* 1998. «Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110,000 years» *Nature*, 393, p. 54-57
- SCHULZ M. *et al.* 1999. «Amplitude variations of 1470-year climate oscillations during the last 100,000 years linked to fluctuations of continental ice mass». *Geophysical Research Letters*, 26, 22, p. 3385-3388
- SEVERINGHAUS J.P. & BROOK E.J 1999. «Abrupt climate change at the end of the last glacial period inferred from trapped air in polar ice». *Science*, 286, p. 930-934
- SHACKLETON N. 2000. «The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide and orbital eccentricity». *Science*, 289, p. 1897-1902
- STEIG E.J. *et al.* 1998. «Synchronous climate changes in Antarctica and the North Atlantic». *Science*, 282, p. 92
- STEPHENS B. & KEELING R. 2000. «The influence of Antarctic sea ice on glacial-interglacial CO₂ variations». *Nature*, 404, p. 171-174
- SUNDQUIST E.T. 1993. «The global carbon dioxide budget». *Science*, 259, p. 934-941
- SVENDSEN J.I 1999. «Maximum extent of the Eurasian ice-sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian» *Boreas*, 28, p. 234-242
- THUNELL R.C. & MORTYN G. 1995. «Glacial climate instability in the Northeast Pacific Ocean». *Nature*, 376, 504-506
- URIARTE A., 1996, «El clima de la prehistoria vasca» *Geografía de Euskal Herria* Etor, San Sebastián, p. 79-81
- VON GRAFENSTEIN U. *et al.* 1999. «A Mid-European Decadal Isotope-Climat record from 15,500 to 5,000 years BP». *Science*, 284, p. 1654-1657
- WOILLARD G. 1979. «Abrupt end of the last interglacial in north-east France». *Nature*, 281, p. 558-562