

Mantos de hielo durante el último máximo glacial

Antón Uriarte
uriarte@mac.com

www.homepage.mac.com/uriarte

El punto más frío de la última glaciación se alcanzó hace unos 22 mil años, en el llamado Último Máximo Glacial. Globalmente la temperatura media llegó entonces a ser unos 7°C inferior a la actual pero la magnitud del enfriamiento fue muy diferente según la latitud. La bajada térmica fue mucho mayor en las latitudes altas que en las bajas, y fue también mayor en el interior de los continentes que en las costas. Así, en muchas partes del planeta, como en el interior de Europa, la temperatura media pudo descender más de 15°C. En las tierras tropicales la bajada de temperatura media fue menor, de unos 5°C, aunque el cambio hidrológico y paisajístico fue también allí considerable. En los períodos fríos disminuyeron las precipitaciones y vastas extensiones de selva fueron sustituidas por otras de sabana. El desierto del Sahara era bastante más extenso que hoy día.

A medida que durante el transcurso de la glaciación aumentaba el hielo en los continentes, se sustraía agua de los océanos y descendía el nivel de los mares. Cuando la acumulación de hielo continental fue máxima, el nivel de los mares quedó entre 120 y 140 metros por debajo de la cota actual. De este modo, vastas extensiones de las plataformas continentales, hoy sumergidas, quedaron al descubierto.

En el hemisferio norte la glaciación supuso un enorme cambio paisajístico. Durante los estadios más fríos, los mantos de hielo y el suelo congelado (permafrost) ocupaban de forma perenne, en invierno y en verano, 27 millones de kilómetros cuadrados, es decir, un 40 % de las áreas continentales de Norteamérica y de Eurasia. En el hemisferio sur el aumento del área continental cubierta de hielo no fue tan importante como en el norte, pues el mar impedía su expansión. En la propia Antártida, el volumen del hielo durante la Última Glaciación parece que era muy poco diferente al actual. En América —en los Andes del Sur y en la Patagonia— así como en las montañas de Nueva Zelanda, la cota de las nieves perpetuas descendió unos 1.000 metros.

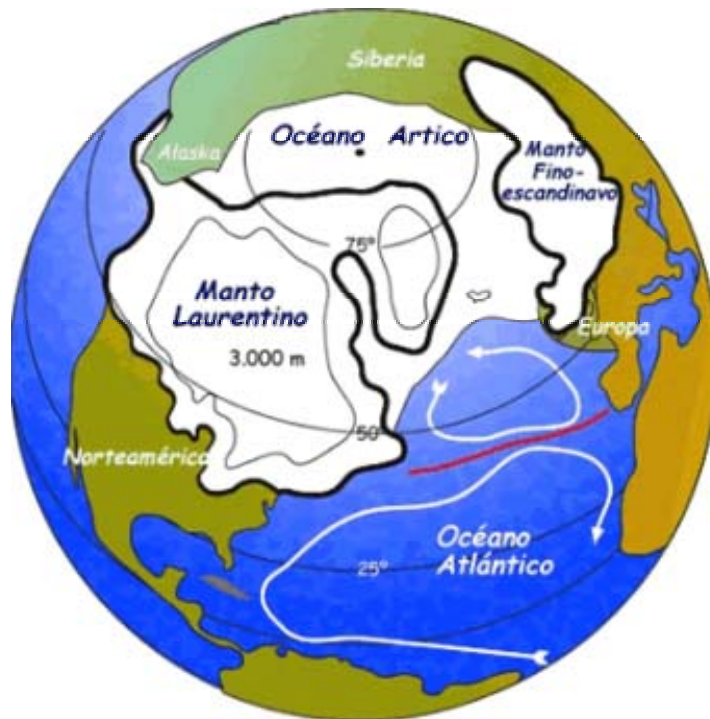


Fig.1 Mantos de hielo en el hemisferio norte durante los períodos más fríos del Cuaternario (en blanco). Circulación superficial en el Atlántico (líneas blancas) y frente oceánico polar (línea roja)

En los avances glaciales se creaban dos enormes zonas ocupadas por hielos, una en Norteamérica y otra al norte de Eurasia: el manto Laurentino y el manto Finoescandinavo, respectivamente. El área de acumulación de los hielos avanzaba en las épocas más frías hasta latitudes muy meridionales. Los mantos de hielo septentrionales no sólo fueron cubriendo las latitudes altas sino que se adentraron profundamente también en las latitudes medias.

El principal manto norteamericano, el manto Laurentino, ocupaba durante el Último Máximo Glacial una extensión de 16 millones de km² (32 veces la superficie de España) y su volumen era de unos 30 millones de km³, mayor que el del manto de hielo que cubre en la actualidad la Antártida. De esta forma, los hielos de Norteamérica acaparaban en volumen nada menos que un tercio del total del hielo continental terrestre. El manto Laurentino, extendiéndose hacia el sur, llegaba por la costa este de Norteamérica hasta una latitud de 36°N, en donde hoy se localiza Nueva York (ese avance meridional, de haberse producido de forma semejante en Europa, hubiese supuesto que el manto Finoescandinavo llegase hasta el Mediterráneo).

Gracias a los aportes de la humedad proveniente del Atlántico, la acumulación de hielo en el manto Laurentino era más importante en su mitad oriental. La máxima altura del domo se situaba por encima de lo que es hoy la hundida Bahía de Hudson. Allí el espesor del hielo alcanzaba entre los 3.000 y los 4.000 metros. Toda esta región estaba alimentada por la humedad oceánica aportada por la actividad de las potentes borrascas invernales que se forman en la costa atlántica del nordeste de Estados Unidos y del Canadá.

Hacia el oeste, el manto Laurentino 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. Entre ellos dos había una vaguada en sentido meridiano, que se desheló antes, y que quizás fue utilizada en su emigración hacia el sur por los primitivos pueblos de América que llegaron desde Asia. En esta región occidental el suministro de humedad era mucho menor. Incluso, en gran parte de Alaska no se llegaron a acumular capas importantes de hielo a nivel del mar. Por otra parte, al estar la superficie del océano unos 120 por debajo del actual nivel, no existía el actual estrecho de Bering, que separa Alaska de Siberia, por lo que era posible el paso de animales y de seres humanos entre Asia y América.

En Europa, los hielos del manto Finoescandinavo alcanzaron en el Último Máximo Glacial un volumen de unos 7 millones de km³, unas cuatro veces menos que el volumen del manto Laurentino. El manto Finoescandinavo cubría esencialmente lo que es hoy Escandinavia y Finlandia. La máxima altura del domo, de unos 2.000 metros de espesor, se centraba en el norte del actual mar Báltico. Hacia el sur, los hielos cubrían todo el Báltico hasta Dinamarca y las llanuras del norte de Alemania y de Polonia, hasta lo que es hoy Berlín, en donde dejó unas claras huellas de relieve glaciar.

Hacia el oeste, a través de una llanura de tundra que hoy está inundada por las aguas poco profundas del Mar del Norte, se pasaba del manto de hielo Finoescandinavo al manto de hielo Británico, que cubría casi toda Gran Bretaña y casi toda Irlanda. El Canal de la Mancha también se encontraba emergido y probablemente el Rin, torciéndose hacia el oeste con respecto a su trayectoria actual, lo recorría hasta desembocar en el Atlántico a la altura de Bretaña. El descenso del nivel del mar hacía que una vasta extensión de la plataforma continental atlántica del noroeste de Francia y suroeste de Cornualles estuviese emergida.

Hacia el este, las fronteras del manto Finoescandinavo son todavía bastante vagas. Los hielos se prolongaban por el norte de Siberia, 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 fondos de los mares de Barents y de Kara, y en el norte continental de Rusia, indican que probablemente el manto Finoescandinavo alcanzó su máxima extensión, no durante el Último Máximo Glacial, sino al principio de la glaciación, hace unos 80.000 años, cuando los hielos ocuparon todo el norte de Siberia Occidental, incluido el mar de Kara. Entonces es posible que los ríos siberianos que hoy se dirigen al Ártico quedasen bloqueados y desviasen sus aguas predominantemente hacia el sur, hacia el Mar Negro y hacia el Caspio.

Luego, debido a la sombra que producía en esa zona oriental el domo finoescandinavo que crecía por el oeste y, quizás también, debido al enfriamiento de las aguas atlánticas y del mar de Kara, la nieve disminuyó y los hielos orientales menguaron o, incluso, desaparecieron. Recientemente se han encontrado huellas de población humana (quizás Neanderthales) de hace 40 ka al norte de los Urales, en el círculo Ártico, lo que indicaría que, a pesar del frío, el manto Finoescandinavo estaba entonces constreñido al oeste del continente euroasiático.

Un problema, todavía no dilucidado, es saber de dónde provenía la humedad suficiente para formar el enorme volumen de hielo acumulado con rapidez en los mantos continentales, especialmente en el Laurentino. Hasta ahora, la hipótesis más aceptada era que la humedad procedía del Atlántico Norte. Para ello debió mantenerse cálido durante bastante tiempo, gracias a que la Corriente del Golfo siguió funcionando. Pero en la formación del gran manto Laurentino se necesitaban tormentas de nieve mucho mayores y más frecuentes que las que hoy día suelen afectar al Quebec y al nordeste de Estados Unidos. Esas tormentas debían estar asociadas a frentes muy activos provocados 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 océano Atlántico.

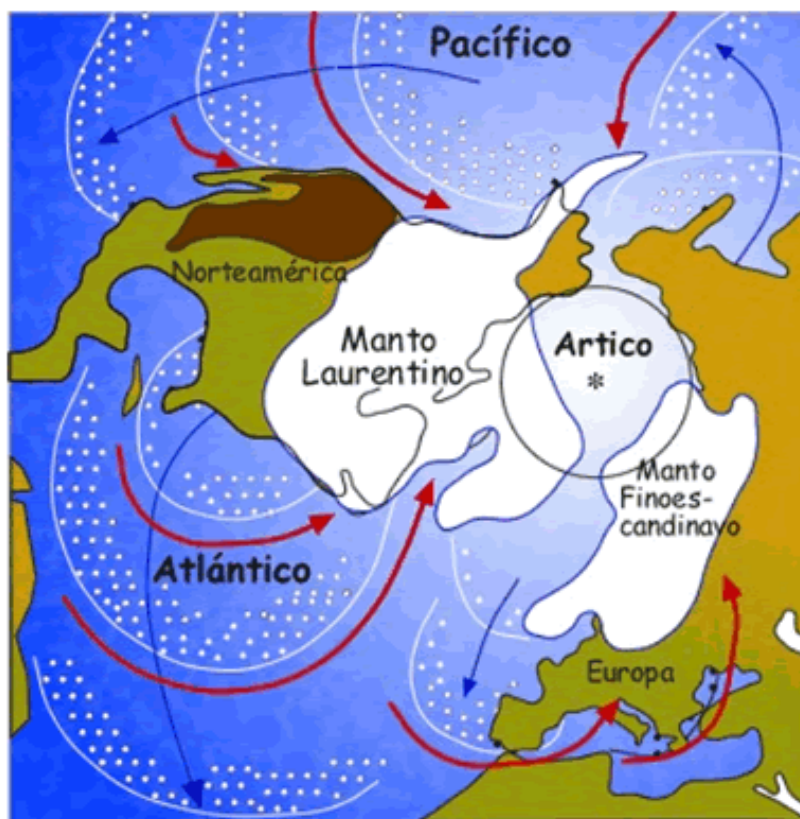


Fig.2. Circulación durante la glaciación. A medida que masas de aire muy frío superficial (en punteado) son expulsadas hacia el sur desde el manto Laurentino y desde la región ártica, se crean flujos de retorno (líneas rojas) por sus bordes orientales que llevan hacia el norte aire cálido y húmedo, el cual suministra abundante nieve a los mantos de hielo. En la costa norteamericana del Pacífico, el relieve de las Rocosas (en marrón) facilita este retorno (fuente Leroux).

En una segunda teoría más reciente prima la idea de que la humedad procedía de latitudes meridionales, incluso tropicales. En efecto, el análisis detallado de los foraminíferos indica que el enfriamiento de las aguas de las latitudes altas fue muy rápido, por lo que no pudo ser la fuente de humedad. Sin embargo, las aguas superficiales de las latitudes tropicales se mantuvieron cálidas o, incluso, en un primer momento aumentaron su temperatura. De esta manera aumentó el gradiente térmico meridiano, lo cual repercutió en un mayor transporte de humedad desde el Trópico hacia el Ártico. Cuando en superficie las masas de aire polar se encaminan hacia el sur, se forma en altura y por sus bordes una corriente de aire subtropical que se mueve en dirección contraria, de sur a norte, y que aporta la humedad evaporada en zonas más meridionales y más cálidas. Durante la glaciación, al irse formando los grandes casquetes de hielo Laurentino y Finoescandinavo, el proceso de intercambio meridiano de masas de aire muy diferentes se agudizó. En el Pacífico, la configuración norte-sur de las Montañas Rocosas intensificaba las corrientes de retorno cálidas que se movían por encima y por el borde oriental de la masa de aire superficial fría expulsada desde el Ártico. Su humedad abasteció de nieve abundante a la parte occidental del manto Laurentino y al manto de las Cadenas Costeras norteamericanas.

Referencias

- 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**, 316-319
- Crosta X.** et al. 1998, Reappraisal of Antarctic seasonal sea-ice at the Last Glacial Maximum, *Geophysical Research Letters*, **25**, 2703-2706
- Dahl-Jensen D.** et al. 1998, Past temperatures directly from the Greenland Ice Sheet, *Science*, **282**, 268
- Duplessy** J.C & Morel P. 1993, *Temporal sobre el Planeta*, editorial Acento
- Khodri M.** et al., 2001, Simulating the amplification of orbital forcing by ocean feedbacks in the last glaciation, *Nature*, **410**, 570-574
- Leroux M.** 1998, *Dynamic Analysis of weather and climate*, ed Wiley
- Mix A.** et al. 1999, Foraminiferal faunal estimates of paleotemperature, *Paleoceanography* , **14**, 350-359
- Pavlov P.** et al., 2001, Human presence in the European Arctic nearly 40,000 years ago, *Nature*, **413**, 64-66
- Svendsen J.I** 1999, Maximum extent of the Eurasian ice-sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian, *Boreas*, **28**, 234-242

ram@meteored.com