

## Cambios climáticos abruptos, o las consecuencias de traspasar umbrales

### *Abrupt climate changes: or the consequences of crossing thresholds*

**MARTA PÉREZ-FOLGADO**

Departamento de Ciencias Naturales. IES Aliste. Calle Atalaya, s/n. 49500 Alcañices, Zamora.  
E-mail: mperezfo@educa.jcyl.es

**Resumen** La noción de que el clima puede cambiar de forma brusca en cuestión de una generación o menos no está convenientemente asimilada, ni por la mayoría de los docentes ni por el alumnado de Secundaria. Sin embargo, la Humanidad se ha enfrentado a repentinos cambios de clima más de una vez. Conocer cómo fueron estas circunstancias en el pasado nos puede ayudar a entender tanto la situación actual de cambio global, como lo delicado del complejo sistema climático sobre el que estamos interviniendo, como su posible futuro. En este artículo se explica en qué consiste un cambio climático abrupto, y se analizan con detalle cuatro cambios climáticos abruptos del pasado geológico y/o histórico: el Younger Dryas, retorno a los fríos glaciares hace 12000 años; los eventos milenarios del último ciclo glacial, sucedidos hace entre 20000 y 100000 años; el llamado Periodo Húmedo Africano, en el que el Sáhara era una verde sabana con abundantes lagos, que terminó hace 5500 años; y la erupción del Tambora, en 1815, que dejó sin verano al hemisferio norte en 1816.

**Palabras clave:** Cambio abrupto, circulación oceánica, climas del pasado, sistema climático, umbral.

**Abstract** *The notion that climate is able to change abruptly within a generation or less is not properly embraced by most of the teachers nor the students of Secondary Schools. However, human race has faced sudden changes in climate more than once. Knowing how these circumstances were in the past would help us understand both the current situation of global change and the sensitivity of the complex climate system on which we interfere, and its likely evolution. This article explains what an abrupt climate change is, and four abrupt climate changes in the geologic and/or historic past are discussed in detail: the Younger Dryas, a short return to ice age 12,000 years ago; the millennial events of the Last Ice Age cycle which occurred between 20,000 and 100,000 years; the so-called African Humid Period in which the Sahara was a green savannah with abundant lakes, which ended 5,500 years ago; and the eruption of Tambora volcano in 1815 that caused a year without summer in the Northern Hemisphere in 1816.*

**Keywords:** *Abrupt change, climate system, oceanic circulation, past climates, threshold.*

## INTRODUCCIÓN

La investigación en paleoclimatología y paleoceanografía de las últimas décadas ha revelado no sólo que el clima ha cambiado repetidas veces en las últimas decenas o centenas de miles de años, sino que lo ha hecho de forma brusca, en algunas ocasiones en cuestión de años.

Sin embargo, cuando enseñamos el concepto de tiempo profundo a nuestros estudiantes de Educación Secundaria, insistimos en que entiendan la cantidad de tiempo geológico que se precisa para que se lleven a cabo según qué procesos de la dinámica litosférica. No obstante, es igual de importante que

conozcan que, en cuanto a la dinámica de los fluidos terrestres (atmósfera e hidrosfera, incluyendo criosfera), el ritmo, la velocidad y las consecuencias de los cambios (para los ecosistemas, y para las sociedades humanas) son muy diferentes.

A priori parece fácil definir un cambio climático abrupto, pero en la práctica esta misión puede ser algo más compleja. Para empezar, la respuesta va a ser distinta dependiendo de a quién se pregunte, y es lógico que así sea: los geocientíficos miden el tiempo en una escala diferente a la del humano medio, mientras que a la mayoría de la gente le preocupa el día a día en una escala de tiempo social, no geológica. Teniendo esto en cuenta, según el

*Committee on Abrupt Climate Change* (Canziani *et al.*, 2002), se pueden hacer dos distinciones: una definición técnica, y una sociológica. Desde un punto de vista técnico ocurre un cambio climático abrupto cuando el sistema climático se ve forzado a traspasar un umbral, lo cual provoca la transición a un nuevo estado, a una velocidad determinada por el propio sistema climático y más rápido que la causa que lo generó. Si lo que queremos es considerar la cuestión desde un punto de vista de futuros cambios climáticos, el problema reside en que los procesos matemáticamente caóticos propios de un sistema climático pueden hacer indetectable esa causa inicial.

El sistema climático es difícil de evaluar, de interpretar en el pasado y de predecir en el futuro, porque se comporta como un sistema dinámico (o determinista) no lineal (Sardar y Abrams, 2006). Estos sistemas amplían o reducen los efectos de las causas de manera retardada, de forma que se hace difícil tanto detectar la razón de los cambios, como predecir su evolución futura. Su comportamiento es diferente a lo que expresaría la simple suma de sus componentes. Además, presenta conductas de histeresis, pues tiende a conservar sus características incluso después de que el estímulo que las generó haya cesado. Esto, aplicado a los cambios abruptos que nos ocupan, quiere decir que una influencia temporal puede tener efectos continuados en el sistema climático, y hacer que cambie al traspasarse cierto límite o umbral, aunque la causa principal que lo genera sea progresiva y no abrupta. Actualmente, cada vez nos acercamos más al entendimiento de estos complicados sistemas, gracias al estudio del pasado, y a los poderosos modelos climáticos, cada vez más complejos y realistas.

Por otra parte, desde un punto de vista social, un cambio abrupto es aquel que tiene lugar de forma tan rápida e inesperada que los sistemas humanos o naturales tienen dificultad para adaptarse a él. Hay una serie de características que hacen a un cambio climático abrupto más significativo desde el punto de vista humano: si persiste durante años, si el cambio es más grande que la variabilidad climática general, y si afecta a regiones sub-continetales o mayores (Canziani *et al.*, 2002).

En el escenario actual de cambio climático conducido por las actuaciones antrópicas sobre la Naturaleza, es básico comprender cómo se generan los cambios abruptos, para poder aplicar dicho conocimiento a identificar un posible futuro cambio

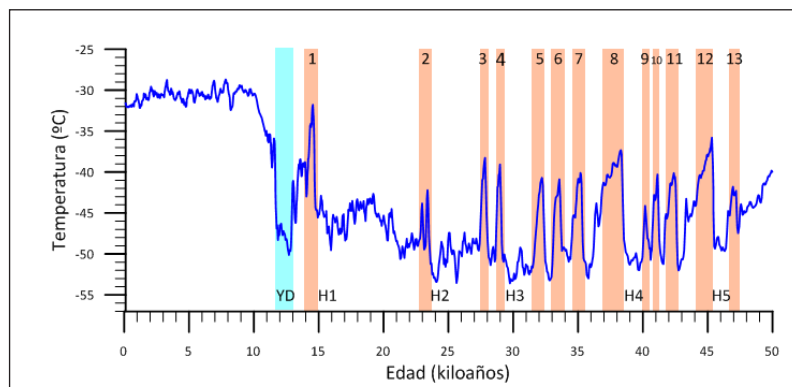
climático abrupto que tenga lugar a corto plazo en alguna zona del planeta. Aunque lo que se detecta actualmente es un calentamiento global y progresivo, y todo parece indicar que el sistema seguirá por esa senda en años venideros, no hay que descartar que en un momento dado se atravesase algún umbral que cambie las tornas, bien acelerando el proceso, o bien transformándolo por completo.

Aunque en este artículo hemos elegido cuatro casos concretos a estudiar, existe registro geológico e histórico de muy diferentes cambios climáticos abruptos. Además de los analizados aquí (el Younger Dryas, los cambios en el último ciclo glaciar, el Periodo Húmedo Africano y la erupción del Tambora en 1815), elegidos por la variedad de causas que los generaron, podríamos citar otros tantos, como el evento de hace 8200 años, la grandes sequías que acabaron con las civilizaciones Maya o Mesopotámica, la Pequeña Edad de Hielo, la Gran Mortandad del Permo-Trías, o el máximo termal del límite Paleoceno-Eoceno.

## LA VUELTA AL FRÍO DEL YOUNGER DRYAS

El cambio climático abrupto mejor documentado y más estudiado es sin duda el Younger Dryas (YD, “Dryas reciente”, aunque por lo común de su uso utilizaremos la versión inglesa). Se trata de una incursión fría que tuvo lugar al final del Pleistoceno, cuando ya había comenzado la deglaciación que dio paso al actual periodo interglacial. Hace unos 12800 años las temperaturas retornaron a valores casi glaciares en menos de 30 años, especialmente en latitudes septentrionales. Esta situación perduró unos 1200 años, retomando la deglaciación hace 11600 años, y subiendo la temperatura en Groenlandia hasta los valores anteriores al YD, en apenas 10 años! (Alley, 2000a; Fig. 1). Se definió por primera vez en registros terrestres: estudiando el proceso de la deglaciación en Escandinavia, se observó que por encima y por debajo de restos de árboles (que hace 15000 años ya comenzaban a colonizar el continente) de repente aparecía de nuevo abundante polen de *Dryas octopetala* (Fig. 2). A estas inversiones frías las llamaron Older y Younger Dryas (Jansen, 1938). Sin embargo, el evento más joven (Younger Dryas) resultó ser mucho más fuerte, con un inicio y un final mucho más abruptos, y una impronta mucho más extendida. El YD aparece registrado en todo tipo de indicadores paleoclimáticos (burbujas en testigos de hielo, microfósiles en testigos oceánicos, polen, isótopos de oxígeno y de carbono de diferentes orígenes, espeleotemas en cuevas, corales, etc.) que cubran el periodo entre el Último Máximo Glaciar y el Holoceno, especialmente en Europa occidental, el Atlántico norte y Groenlandia, pero también en otras partes del mundo (Carlson, 2013). El cambio climático que supuso no fue, por el contrario, de la misma magnitud en todas partes (Shakun y Carlson, 2010): en el hemisferio norte se registra un clima mucho más frío y seco (con hasta 15°C de caída de temperaturas en Groenlandia, Alley *et al.*, 1993), mientras que según nos acercamos a zonas tropicales el empeoramiento climático observado es mucho menor. En el hemisferio sur no sólo no se

Fig. 1. Temperatura sobre Groenlandia durante los últimos 50000 años, obtenida a partir del análisis de las burbujas de aire atrapadas en el testigo de hielo GISP2. YD: Younger Dryas. H1 a H5: posición de los Eventos Heinrich 1 a 5, como referencia ya que estos eventos se registran mejor en testigos oceánicos de sedimento, donde se acumulan los IRD. Números 1 a 13: Interestadales (cálidos) Dansgaard-Oeschger. El registro de los D-O continúa hasta el número 25, que sucede justo antes del último interglaciar, el Eemense, hace 120000 años. Datos de Alley, (2000a).



registra enfriamiento, sino que en la Antártida el YD coincide con una época más cálida y húmeda. Este fenómeno es conocido como el “balancín bipolar”: ambas zonas polares responden de forma totalmente opuesta a algunos forzamientos climáticos, y cuando en Groenlandia se registra un enfriamiento, en la Antártida encontramos un calentamiento y viceversa (Blunier y Brook, 2001).

### Origen del Younger Dryas

Para explicar el origen del YD se han propuesto varias hipótesis, algunas más sólidas que otras. Una de las clásicas implica que el YD fue causado por una inundación. Al comenzar la deglaciación la capa de hielo Laurentino, que cubría gran parte de América del Norte, se fue transformando en un enorme lago glaciar, el lago Agassiz, que ocupaba la actual zona de los Grandes Lagos. Este lago desaguaba hacia el golfo de México a través de la cuenca del Misisipí. Se supone que hace 12900 años cambió de ruta y empezó a verter cantidades ingentes de agua dulce en el Atlántico norte, a través del golfo de San Lorenzo (Canadá). Este aporte de agua dulce (y por tanto poco densa) en una zona clave de formación de agua profunda como es esa región del Atlántico Norte interrumpiría la circulación termohalina, desencadenando el YD. Aunque hay datos, sobre todo isotópicos, que apoyan esta hipótesis, no se han encontrado evidencias geomorfológicas (por ejemplo un cañón), ni terrestres ni acuáticas, que fueran dejadas por esta inundación catastrófica de agua dulce, lo cual supone el principal escollo a esta idea (Broecker, 2006).

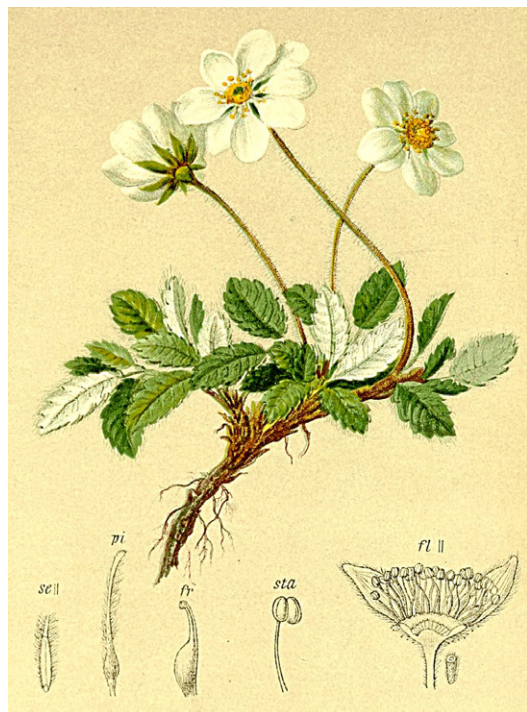


Fig. 2. *Dryas octopetala*, planta arbustiva ártico-alpina de la familia de las Rosáceas. La presencia de polen de este arbusto perenne de ambientes fríos da el nombre al Younger Dryas, evento climático abrupto de retorno a temperaturas glaciares ocurrido hace unos 12800 años. *Atlas der Alpenflora*. 1882.

En el año 2007 un grupo de investigadores propuso que el YD pudo ser provocado por un impacto extraterrestre (un meteorito) que cayó sobre Norteamérica hace 12900 años, desestabilizando la capa de hielo Laurentino, y que también habría contribuido a la extinción de la megafauna pleistocena, así como a la desaparición de la antigua cultura Clovis (Firestone *et al.*, 2007). Sin embargo esta hipótesis, lejos de ser reforzada con nuevas pruebas, ha sido desmontada desde el punto de vista de la isocronía de los datos aportados (Meltzer *et al.*, 2014), de las pruebas geoquímicas (Paquay *et al.*, 2009) y de los registros de gases asociados a un impacto meteorítico (Carlson, 2010).

Por último, también se postula que el YD no sería un evento único relacionado con la última deglaciación, sino que aparecerían eventos similares en cada una de las terminaciones glaciares a lo largo del Pleistoceno (Broecker *et al.*, 2010).

Aunque se debata la causa última, los investigadores están de acuerdo en que el YD fue resultado de una disminución en la intensidad de la circulación termohalina del Atlántico norte, clave en la transmisión de calor entre el océano y la atmósfera, y por tanto reguladora del clima. Sin el aporte de calor de la Corriente del Golfo, el clima de Europa occidental pasó a ser como el de Canadá, mientras que en los trópicos se registró una disminución de la fuerza de los monzones que explica la señal del YD a esas latitudes. Ese calor pasó a acumularse en el hemisferio sur, lo que explica el “balancín bipolar” detectado en los indicadores.

### LAS VARIACIONES SUBORBITALES DEL ÚLTIMO CICLO GLACIAR

Hace tiempo que se sabe que el registro climático durante el último ciclo glaciar dista mucho de mostrarnos un clima uniforme y estable. Este último ciclo glaciar comprende desde el Último Máximo Glaciar, hace alrededor de 20000 años, hasta el Eemiense, hace unos 125000 años, que se corresponde con el máximo del anterior interglaciar. Si nos referimos a estadios isotópicos marinos (*Marine Isotope Stages*, MIS), que es la forma habitual de trabajar en estudios paleoceanográficos y paleoclimáticos, correspondería al MIS 2 (Último Máximo Glaciar), MIS 3, MIS 4 y parte del MIS 5, siendo el subestadio 5e el correspondiente al Eemiense.

Dentro de un ambiente general de edad de hielo, con casquetes polares en latitudes altas bastante más desarrollados que en la actualidad, durante toda la etapa glaciar se registran cambios climáticos abruptos, de ciclicidad milenaria y de diferente naturaleza, llamados Eventos Heinrich (HE) por un lado, y eventos u oscilaciones Dansgaard-Oeschger (D-O) por otro (Fig. 1). Veremos las características de cada uno de ellos y sus posibles causas.

#### Los eventos Heinrich

En seis episodios sucesivos (HE1 a HE6) durante los últimos 60000 años, con una periodicidad de unos  $7200 \pm 2400$  años (Sarnthein *et al.*, 2001) y una duración de unos 750 años, grandes cantidades de



Fig. 3. Icebergs en la laguna de Jökulsárlón, provenientes del glaciar Breiðamerkurjökull, ramificación del Vatnajökull (Islandia). Durante los Eventos Heinrich ejércitos de icebergs desprendidos de los casquetes polares alcanzaron latitudes templadas en el Atlántico. Los sedimentos transportados por el iceberg, que se aprecian como manchas oscuras en la foto, se depositan en el fondo al irse fundiendo el hielo, formando capas de detritos fácilmente identificables en los sondeos oceánicos. Foto de Ana Rosa González Blanco.

icebergs (Fig. 3) se desprendieron de los glaciares del hemisferio norte (a veces de la capa de hielo Laurentino y a veces de los casquetes europeos). Estos grupos de icebergs fueron viajando por el Atlántico hacia el sur, enfriando y bajando la salinidad del agua oceánica según se deshacían, y soltando los detritos que viajaban con ellos (y que nos hablan de la geología de la zona continental en que estaba el glaciar originalmente). Estos restos líticos, llamados *Ice Rafted Debris* en inglés (IRD), son claves para definir los HE (Heinrich, 1988), pues quedan depositados en los fondos marinos formando pequeñas capas que se identifican en los numerosos testigos oceánicos de sedimentos extraídos en campañas oceanográficas, lo cual ha hecho posible cartografiar el alcance de los icebergs en los diferentes HE en el Atlántico (Hemming, 2004).

Si bien la presencia de IRD fue la señal primaria para detectar los HE en el Atlántico norte, tanto su impronta geológica como sus consecuencias climáticas van mucho más allá. Por ejemplo, aunque los icebergs alcanzaron el Golfo de Cádiz (al menos durante algunos de los eventos (Toucanne *et al.*, 2007)), ya estaban fundidos en su totalidad cuando la señal del agua de fusión asociada, fría y poco densa, se registra dentro del Mediterráneo (Cacho *et al.*, 1999; Sierro *et al.*, 2005). En muchos otros lugares del planeta se detecta la señal de los HE, tanto en indicadores oceánicos (disminución de la temperatura superficial oceánica, disminución de salinidad, disminución de la formación de agua profunda), como terrestres (clima más frío, clima más seco, vientos más fuertes, todo ello en el hemisferio norte). Un resumen de referencias se puede encontrar en Maslin *et al.*, (2001).

### Las oscilaciones Dansgaard-Oeschger

Gracias a los testigos de hielo extraídos en Groenlandia, que se muestrean a altísima resolución y en los que la cronología es muy precisa, se pudieron identificar unas bruscas variaciones en los datos de isótopos de oxígeno (que se traducen como cambios de temperatura y/o cantidad de hielo presente) durante el último ciclo glaciar. Así, Dansgaard *et al.* (1993) reconocen hasta 25 oscilaciones en los últimos 120000 años (Fig. 1). Estos eventos u osci-

laciones Dansgaard-Oeschger (D-O) habían pasado desapercibidos en los datos de testigos oceánicos (de sedimento), hasta que se mejoró el análisis de los indicadores climáticos, ya que con muestreos de baja resolución era imposible detectar estas variaciones milenarias. A raíz de su descubrimiento en los testigos de hielo, empiezan a buscarse y detectarse en otros indicadores climáticos, encontrándose abundantes evidencias de ellos, tanto oceánicas como terrestres. No obstante, la referencia sigue siendo los testigos de hielo, pues es donde el registro es más claro, las variaciones asociadas más bruscas y la datación más precisa. Se trata de calentamientos bruscos, de entre 5 y 8°C en la temperatura del hielo en Groenlandia en unos 40 años (Alley, 2000b), seguidos de enfriamiento gradual (ver Fig. 1). La secuencia completa de un D-O incluiría: calentamiento abrupto (interestadial) – enfriamiento gradual – enfriamiento abrupto – intervalo frío (estadial) – nuevo calentamiento abrupto (Canziani *et al.*, 2002). Cada evento D-O sucede con una sorprendentemente conspicua ciclicidad de 1470 años (Schulz, 2002; Rahmstorf, 2003).

### Posibles causas de las variaciones del último ciclo glaciar

La presencia de los HE y los D-O es una característica recurrente en cualquier registro climático del último ciclo glaciar, independientemente del indicador que se use. Así que: ¿cuál es su origen? ¿por qué aparecen variaciones tan bruscas en escalas de tiempo milenarias? ¿qué puede eso suponer para nuestro entendimiento de las variaciones actuales en el clima de la Tierra provocadas por el uso de los recursos naturales por parte de nuestra especie? Como muchas otras veces en Ciencia, hay cosas que sabemos con mayor o menor seguridad y hay otras que (todavía) no sabemos.

Todo parece indicar, por ejemplo, que son las complejas interrelaciones en el sistema formado entre las corrientes oceánicas superficiales y profundas (la circulación termohalina), la atmósfera, las tierras emergidas y la criosfera las que provocan los cambios. Menos acuerdo hay en el cómo y aún menos en el porqué.

Los cambios de temperatura oceánica y atmosférica que suponen tanto los HE y los estadales D-O por un lado (bajadas) y los interestadales D-O por otro (subidas) están en relación directa con la fusión o el crecimiento de hielo en los casquetes polares del hemisferio norte (*Northern Hemisphere Ice Sheets* – NHIS). Cuando el hielo se funde, el nivel del mar sube, cosa que sucede en los interestadales D-O, y cuando el hielo crece en los NHIS lo hace a expensas, en última instancia, del agua oceánica, así que el nivel del mar baja durante los HE y los estadales D-O (Sierro *et al.*, 2009). De igual manera, al añadir agua de fusión al océano (dulce), éste disminuye su salinidad, y al retirar agua del océano para formar hielo en los NHIS, éste aumenta su salinidad, pues sólo se congela el H<sub>2</sub>O y no las sales que contiene. Este aporte de agua dulce (durante los HE y los estadales D-O) puede tener consecuencias sobre la circulación oceánica, como ya vimos con el Younger Dryas.

Las corrientes que en todo el Atlántico norte constituyen la circulación termohalina (basada en la densidad del agua) forman la llamada Circulación de Retorno del Atlántico Norte (*Atlantic Meridional Overturning Circulation* – AMOC), de la que un componente principal es el Agua Profunda del Atlántico Norte (*North Atlantic Deep Water* – NADW).

Las diferentes hipótesis que se han ido planteando para explicar la variabilidad climática milenaria durante la última era glaciaria giran en torno a cambios en la dinámica de la AMOC y/o de la NADW, o a cambios en la dinámica de los casquetes polares, o a factores que involucran a ambos.

La hipótesis de que una parada o debilitamiento de la NADW (por un añadido de agua dulce en las áreas de formación), y por tanto de toda la AMOC, está detrás del registro de los D-O y los HE ha sido ampliamente defendida (p. ej. Rahmstorf, 2002; McManus *et al.*, 2004), debido al papel actual que, en el clima del hemisferio norte, juega la circulación termohalina y su transferencia de calor a la atmósfera. Sin embargo, en un artículo reciente, Böhm *et al.* (en prensa) postulan que todo el sistema de la AMOC sería bastante más estable de lo que se había pensado, debilitándose algo durante los máximos glaciares (como durante el Último Máximo Glaciario), y sólo “apagándose” durante los HE, lo cual permite al agua fría, y a los icebergs con su carga de IRD, adueñarse del Atlántico Norte. Para estos autores, durante los estadales D-O no habría cambio significativo en la AMOC.

No hay que olvidar que la analogía con los tiempos actuales no es fácil de hacer, ya que ahora nos encontramos en una etapa interglaciaria en la que los casquetes polares aparecen muy reducidos y los de latitudes más bajas han desaparecido, mientras que toda esta variabilidad milenaria que nos ocupa tuvo lugar en una época, si no de máximo glaciario, sí con unos casquetes bastante más desarrollados que en la actualidad. Debido a ello también es importante considerar la propia dinámica interna de los NHIS como posible causa. Usando modelos climáticos que tienen en cuenta la situación del hielo en aquellos momentos, Zhang *et al.* (2014) encuentran que pequeños cambios en la altura de los NHIS alteran el sistema océano-atmósfera y causan variaciones parecidas a los D-O. Además, podría ser que dicha desestabilización de los casquetes glaciares tuviera lugar por una fusión basal causada por un calentamiento oceánico sub-superficial (Shaffer *et al.*, 2004). Al desaparecer la plataforma de hielo marino, el hielo continental pegado a él se ve forzado a avanzar, y así se producirían pulsos que terminarían en un HE con descarga masiva de icebergs (Álvarez-Solas *et al.*, 2010).

Pese al avance en el entendimiento del funcionamiento del sistema climático durante el último ciclo glaciario, quedan todavía bastantes cosas que explicar en relación a la variabilidad milenaria de HE y D-O, como:

1. La acusada ciclicidad de los D-O en torno a los 1470 años, que apunta a un ciclo orbital no identificado (Rahmstorf, 2003), pero no a variabilidad interna.
2. El hecho de que se está encontrando este tipo de

variabilidad también en registros mucho más antiguos, de hasta hace un millón de años (Barker *et al.*, 2011; Hernández-Almeida, 2011).

3. Aunque algunos estudios en casquetes europeos apuntan a que el diferente tamaño de los mantos de hielo a ambos lados del Atlántico es clave (Scourse *et al.*, 2009; Hall *et al.*, 2011), la relación entre los HE y los D-O no está clara, más allá de que los primeros siempre ocurren durante un estadal D-O (Fig. 1).

## EL PERIODO HÚMEDO AFRICANO

Hace tiempo que se sabe que las variaciones en los ciclos orbitales de la Tierra han sido los principales desencadenantes de las glaciaciones cuaternarias. El astrónomo serbio Milutin Milankovitch (1879-1958) demostró que estas variaciones orbitales (los “ciclos de Milankovitch” – precesión, oblicuidad y excentricidad del planeta) controlan la cantidad de radiación que llega a la superficie de la Tierra en cada latitud, la cual a su vez controla el clima.

Aunque grandes cambios en la cantidad de insolación recibida pueden provocar grandes cambios climáticos, vamos a considerar un ejemplo en el que un pequeño cambio en la cantidad de radiación, sumado a la complejidad del sistema climático, provocó un importante cambio ambiental a escala casi continental.

En la actualidad, el instante de mayor acercamiento de nuestro planeta al Sol, el perihelio, tiene lugar el 4 de enero, durante el invierno del hemisferio norte. En ese momento la Tierra está unos cinco millones de kilómetros más cerca del Sol que durante el afelio. La fecha en la que sucede el perihelio va variando según un ciclo orbital, la precesión, que dura unos 23000 años. Hace unos 14000 años (medio ciclo) el perihelio tuvo lugar en el verano del hemisferio norte, lo cual supuso un aumento extra de radiación que fue el desencadenante del llamado Periodo Húmedo Africano (PHA).

Hace 14800 años, y en cuestión de decenas de años o como mucho un par de siglos, el clima de buena parte de África pasó de desértico a tropical seco, estableciéndose ecosistemas de sabana, con abundante vegetación y lagos. Esta situación perduró más de 9000 años, terminando de forma tan brusca como empezó, alrededor de hace 5500 años (deMenocal *et al.*, 2000; deMenocal y Tierney, 2012).

### Evidencias del Periodo Húmedo Africano

Una de las principales evidencias del Periodo Húmedo Africano es el registro de los lagos. En el actual Sáhara pueden identificarse multitud de cuencas lacustres antiguas, tanto entre las depresiones de algunas dunas, como a través de imágenes de satélite. Se trata por un lado de lagos pequeños pero muy abundantes, y por otro de grandes lagos, que llegaron a ser tan extensos como el actual Mar Caspio. Además, lagos que aún existen, como el Chad o el Tanganica, presentaban una mayor extensión y/o profundidad (Tierney *et al.*, 2008; 2011; deMenocal y Tierney, 2012).



Fig. 4. A lo largo del desierto del Sáhara existen cientos de expresiones rupestres y arqueológicas que nos hablan de unas condiciones climáticas mucho más favorables para los asentamientos humanos, durante el Periodo Húmedo Africano. a) Grabado rupestre de un elefante en Tadrat Acacus (Libia). Foto de Luca Galuzzi – [www.galuzzi.it](http://www.galuzzi.it). b) Pintura rupestre del nadador de Tassili n'Ajjer, Tin Tazarift (Argelia). Foto de Esperanza Fernández Martínez.

Asociado a la abundancia de agua, dos de los grandes ríos africanos, como son el Nilo y el Níger, presentaron un mayor caudal de agua durante el PHA. Este aumento de flujo se registra como una disminución de la salinidad del agua en el delta, en el caso del Níger (Weldeab *et al.*, 2005), y con el depósito de una capa rica en materia orgánica en el fondo del Mediterráneo Oriental, debido a que la mayor descarga de agua dulce del Nilo provocó la aparición de condiciones anóxicas en el fondo, al impedir la mezcla de aguas (Rohling, 1994; Mercone *et al.*, 2000).

En los testigos oceánicos extraídos del Atlántico cercano a las costas africanas, el PHA se registra con cambios en las asociaciones plantónicas (Mejía-Molina *et al.*, 2006), con bruscas disminuciones en la cantidad de polvo sahariano transportado por el viento y depositado en los fondos oceánicos (señal de que en ese momento no había desierto), y como importantes bajadas de intensidad en el upwelling cercano (Adkins *et al.*, 2006).

Se podría decir que durante el PHA no habría demasiada pesca en las costas africanas, pero por el contrario abundaría la caza (justo al revés que en la actualidad). Y es que la última evidencia que vamos a comentar viene de la arqueología. Hay cientos de pruebas arqueológicas sobre la existencia del PHA, en forma de pinturas o grabados rupestres (Fig. 4) y de asentamientos arqueológicos de cazadores-recolectores, a lo largo del actual Sáhara (Kuper y Kröpelin, 2006; deMenocal y Tierney, 2012). En las excavaciones arqueológicas se reconoce un asentamiento general inicial a partir de los 8500 años BCE (*Before Common Era*, hace unos 10500 años) al establecerse las condiciones húmedas, y un éxodo progresivo debido a la desecación a partir de los 5300 BCE (hace unos 7300 años). Se piensa, además, que este cambio del margen desértico ayudó a desencadenar la civilización faraónica a lo largo del Nilo, única fuente continua de agua en aquel momento (Kuper y Kröpelin, 2006).

#### Causas del Periodo Húmedo Africano

La principal causa del PHA radica en el aumento de insolación debido al máximo de precesión que tuvo lugar hace unos 11000-10000 años. La insolación de verano llegó a ser aproximadamente

un 8% mayor que la actual, al alinearse el solsticio de verano boreal con el perihelio. Esto reforzó e intensificó el monzón africano de verano (deMenocal *et al.*, 2000). El monzón es una máquina termodinámica que responde a las diferencias de almacenamiento de calor entre la tierra y el océano. A mayor insolación, mayor gradiente de presión entre África del norte y el Atlántico, y mayor flujo oceánico de vientos marítimos húmedos, haciendo que las lluvias estacionales lleguen más al norte que en la actualidad. Sin embargo, el comienzo y el final del PHA es demasiado brusco para responder únicamente al forzamiento por insolación, así que probablemente una serie de retroalimentaciones positivas, tan comunes en el sistema climático, estuvieron implicadas (deMenocal *et al.*, 2000). Estos “círculos viciosos” habrían amplificado aún más el sistema monzónico, manteniendo durante 9000 años el PHA.

Cabe destacar que aunque la entrada y salida del PHA es abrupta en cualquier lugar que estudiemos, no es sincrónica; no tuvo lugar exactamente a la vez en todas partes. Concretamente, el final del PHA ocurrió progresivamente más tarde en latitudes más bajas, probablemente al ir bajando la intensidad de las lluvias, inducido esto por una ya menor insolación de verano (Shanahan *et al.*, en prensa).

Todavía hay cuestiones que se debaten en torno al PHA, sobre todo relacionadas con el registro en el sur. Al sur del Ecuador, sobre todo en el África oriental, también se registra el PHA, como en el mencionado lago Tanganica, situado a 6°S (Tierney *et al.*, 2008). Sin embargo, las tendencias de insolación están en antifase, de manera que la respuesta al máximo de insolación en el hemisferio norte debería ser justo la opuesta en los datos al sur del Ecuador, y no lo es. Parece evidente que algún otro forzamiento climático debía controlar las precipitaciones durante la deglaciación del Holoceno en el África oriental. Para Otto-Bliesner *et al.* (2014) estaría relacionado con el aumento de gases de efecto invernadero, mientras que para Tierney *et al.* (2011) se trataría de un aumento de precipitación durante la estación seca (si llueve lo mismo en la estación húmeda y más en la seca, el cómputo global es de mayores precipitaciones), quizá relacionado con el flujo de humedad del Índico, lo que provocó el PHA en el África oriental.

## TAMBORA: EL VOLCÁN QUE INSPIRÓ FRANKENSTEIN

Las erupciones volcánicas, sobre todo las explosivas, son grandes agentes modificadores del clima, si bien sus efectos son pasajeros, al menos siempre que se trate de erupciones aisladas, y en pocos años el sistema climático recupera su pulso habitual.

En cuanto a la relación con la humanidad se refiere, el ejemplo de erupción volcánica más devastadora fue los del (actual) lago Toba, en Indonesia, hace 74000 años, que se cree que redujo la población humana en un 90% y provocó un invierno volcánico que duró seis años (Withington, 2009).

Sin embargo, por la cantidad de datos históricos de la que se dispone, por afectar sobre todo a la civilización occidental, y por tener implicaciones en la Historia, la Literatura y el Arte del s. XIX (todas ellas disciplinas a aprender en la Enseñanza Secundaria), nos dedicaremos a otra erupción volcánica que ocasionó un cambio climático tan abrupto como poco duradero en el tiempo: la del volcán Tambora en 1815, que produjo un “año sin verano” en 1816.

Cuando, en 1512, los europeos llegaron a la isla de Sumbawa (ahora Indonesia, Islas Orientales Neerlandesas en el s. XIX) pensaron que el monte Tambora, de unos 4000 metros de altitud, era un volcán extinguido. No fue hasta 300 años después, en 1812, cuando éste comenzó a dar señales de no ser así, con terremotos y chaparrones de ceniza de tanto en tanto (Withington, 2009). La gran erupción comenzó el 5 de abril de 1815, y culminó con un gran paroxismo el 10 de abril, aunque el volcán estuvo expulsando materiales hasta julio de ese mismo año (Stothers, 1984; Withington, 2009).

Durante los cinco días de erupción las explosiones se oyeron a cientos de kilómetros de distancia, tanto que Sir Stamford Raffles, a la sazón gobernador militar de Java, pensó que eran cañonazos y mandó naves a investigar. La lava y los piroclastos arrasaron la vegetación de Sumbawa, que quedó flotando en el mar formando un cinturón de 5 km alrededor de la isla. Cayeron cenizas hasta a 1300 km de distancia del volcán. Durante tres días fue de noche en un radio de 300 km alrededor del Tambora (Withington, 2009; Viñas, 2010). El volcán pasó a tener 2850 m de altura: 1200 m se habían volatilizado, lanzando por los aires 150 km<sup>3</sup> de piroclastos a 33 km de altura en la atmósfera (Fúster Casas, 1998).

Se supone que fue la mayor erupción volcánica de los últimos 10000 años (Withington, 2009; Viñas, 2010), cuatro veces más violenta que la del también famoso volcán Krakatoa (Fig. 5). Semejante desastre causó decenas de miles de víctimas. Se calcula que unas 88000 entre víctimas directas del volcán y los tsunamis, y las causadas por las subsiguientes hambre y enfermedades en la isla de Sumbawa y en la vecina Lombok (Fúster Casas, 1998; Gozalo de Andrés, 2002; Withington, 2009; Viñas, 2010).

Gran parte de los materiales expulsados por la erupción (unos 150 millones de toneladas de partículas muy finas) pasaron a la atmósfera, donde co-



Fig. 5. Litografía de la erupción del volcán Krakatoa, 1888. El Krakatoa forma una isla en el estrecho de Sonda, entre Java y Sumatra, en Indonesia. En agosto de 1883 una erupción cataclísmica, del mismo tipo que la del Tambora en 1815, voló gran parte de la isla en pedazos. Ambos volcanes forman parte del arco de islas originado por la zona de subducción entre la Placa Australiana y la Euroasiática. A partir de 1927 nuevas erupciones en el lugar en que se situaba el Krakatoa han dado lugar a una nueva isla, llamada Anak Krakatoa (“hijo de Krakatoa”), que ya alcanza unos 300 m de altura.

menzaron su viaje a favor de los vientos estratosféricos. Aunque Sumbawa se encuentra a 8° de latitud sur, el grueso de los materiales acabó en la atmósfera del hemisferio norte, primero viajando al este alrededor del Ecuador y los trópicos, y luego al oeste en latitudes medias, siempre a favor de los vientos dominantes en la estratosfera, hasta alcanzar los polos (Labeyrie, 1988).

Así, el polvo y los aerosoles en suspensión de la erupción del Tambora en 1815 provocaron un “año sin verano” en el hemisferio norte en 1816 (Fig. 6). No ha sido el único “año sin verano”, pero sí el de consecuencias climatológicas y no climatológicas más variadas (Gozalo de Andrés, 2002; Withington, 2009; Viñas, 2010). De entre la multitud de datos anómalos que de aquel año se tiene registro cabe destacar:

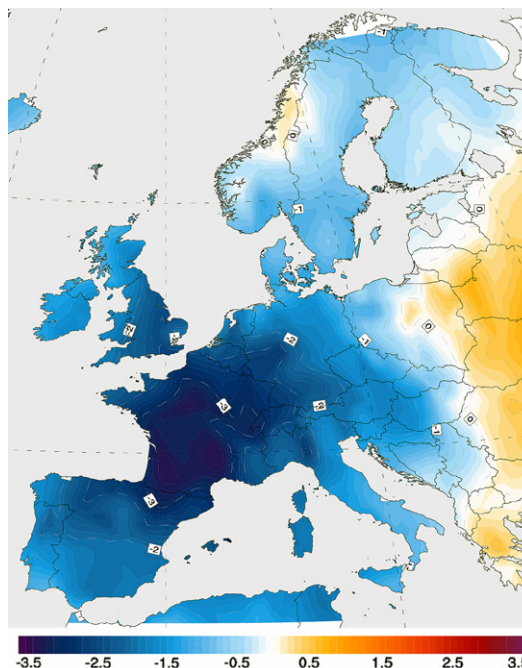


Fig. 6. Anomalías en la temperatura europea durante el verano de 1816. Este “año sin verano” fue provocado por la erupción del volcán Tambora quince meses antes. Modificado de Luterbacher et al., (2004).

- Caen nevadas de nieve roja o marrón en Hungría, Maryland (USA), e Italia.
- Luis XVIII ordena en Las Tullerías que se hagan rogativas en todas las iglesias de París pidiendo buen tiempo.
- En Londres se dispara la demanda de sopa caliente por parte de los más pobres, algo que no sucedía otros veranos.
- En el sur de Francia ese año se vendimia en octubre, y en el valle del Rhin en noviembre.
- Se producen revueltas por la falta de comida (no crecieron las cosechas) en Inglaterra, Gales, Irlanda y Francia.
- En España, los “libros de tazmías” cántabros, que reflejan los diezmos de cosecha dados a la Iglesia, apuntan a una producción muy pobre en 1816.
- En Madrid, un aristócrata catalán anota en su diario una sorprendente nevada el 16 de julio, mes en que no se sobrepasaron los 15°C en la capital de España.

Los cambios de clima afectan al ser humano de las más variopintas maneras, muchas veces haciendo que se agudice el ingenio. Como consecuencias artístico/literarias del año sin verano de 1816 podemos citar:

- William Turner (1775-1851), el pintor de paisajes inglés, reflejó en algunas de sus obras extraños y bellísimos atardeceres anaranjados, que no eran sino la realidad de cómo fueron las puestas de sol de aquellos años, llena como estaba la atmósfera de las finísimas partículas expulsadas por el Tambora (Fig. 7).
- El poeta romántico Lord Byron (1788-1824) pasó ese verano de 1816 en Villa Diodati, en el Lago Lemán (Suiza), acompañado de Mary Godwin (futura Mary Shelley, 1797-1851), Percy Shelley (1792-1822) y John William Polidori (1795-1821). Como el verano era un desastre meteorológico, decidieron, ya que tenían que pasar tantas horas dentro de casa, gastar el tiempo inventando historias de miedo y monstruos. Gracias a ello Mary Shelley concibió a su famoso Frankenstein.

Ese mismo mes de julio, Byron compone el poema “Oscuridad”, que en sus 82 versos retrata la atmósfera de ese extraño y desapacible verano sin sol (*Tuve un sueño, que no fue un sueño. El sol se había extinguido y las estrellas vagaban a oscuras en el espacio eterno. Sin luz y sin rumbo, la helada tierra oscilaba ciega y negra en el cielo sin luna. Llegó el alba y se fue. Y llegó de nuevo, sin traer el día. Y el hombre olvidó sus pasiones en el abismo de su desolación (...)*).

- La falta de cebada para dar de comer a las caballerías, entonces principal medio de transporte, impulsó en 1817 a Karl Drais a inventar la draisia-na, ancestro de la bicicleta.
- Los inviernos siguientes al no-verano de 1816 fueron especialmente duros. En diciembre de 1818 se estropeó el órgano de una iglesia cercana a Salzburgo debido al frío. El párroco Joseph Mohr se animó a sacar del cajón un poema que hacía tiempo tenía escrito, y junto con el organista le pusieron música para guitarra. Se trataba del villancico “Noche de Paz”.

## CONSIDERACIONES FINALES

Los cambios abruptos suceden en el sistema climático en forma de reajustes rápidos en los componentes que lo forman, tales como la atmósfera, los océanos, la criosfera, la geosfera y la biosfera, incluido en esta última el ser humano. La causa que los origina puede ser muy variada, como hemos visto: interacciones en la dinámica de océanos, criosfera y atmósfera provocaron el Younger Dryas y los eventos del último ciclo glacial; pequeñas variaciones en la insolación recibida en ciertas latitudes, a consecuencia de la posición concreta de la Tierra en el espacio en cada momento causaron el Período Húmedo Africano, y una erupción volcánica que aportó tal cantidad de sedimentos finos a la atmósfera que bloqueó la luz solar, originó inesperadas bajadas de temperatura en zonas alejadas del volcán, durante el verano de 1816 en el hemisferio norte.

El ser humano ha intervenido dramáticamente en los sistemas que forman el planeta Tierra, sobre todo en los dos últimos siglos. La biosfera, la geosfera, los océanos y la atmósfera registran los efectos acumulados de nuestras actuaciones. El aumento de gases de efecto invernadero en la atmósfera, que tiene la consecuencia primaria de aumentar la temperatura (el calentamiento global), es solamente un ejemplo. Ésta y otras actuaciones sobre los sistemas terrestres, unido a la propia variabilidad planetaria, hacen que la aparición de un cambio climático abrupto en alguna parte del planeta sea no solo posible sino probable, lo cual tendría muy importantes impactos tanto en los ecosistemas como en las sociedades humanas.

Es esta la principal razón por la que nuestros estudiantes, potenciales científicos y políticos del mañana, deben conocer su existencia y funcionamiento en el pasado, con el fin de corregir comportamientos y evitar consecuencias futuras. Existen asignaturas de Secundaria y Bachillerato que pueden ser muy útiles para ello. Por supuesto, en la materia de

Fig. 7. “El Temerario remolcado a dique seco” de William Turner. Óleo sobre tela. National Gallery, Londres. El artista romántico inglés mostró en algunas de sus pinturas coloridos atardeceres, que se piensa reflejan la cargada atmósfera que aquellos años cubría los cielos, repleta de partículas y aerosoles procedentes de la erupción del Tambora en abril de 1815.



“Ciencias de la Tierra y Medioambientales” de 2º de Bachillerato, tendría un nicho perfecto, pues en ella se explican tanto el funcionamiento de todos los sistemas terrestres, (y los cambios climáticos abruptos implican a todos ellos), como las actuaciones del ser humano sobre el planeta. También en la asignatura “Cultura Científica” (heredera de “Ciencias para el Mundo Contemporáneo”), que se desarrollará tanto en 4º de la ESO como en 1º de Bachillerato, o en “Biología y Geología” de 4º de la ESO se pueden introducir los cambios rápidos del clima, en las unidades dedicadas al cambio climático, si bien con algo menos de profundidad. Por otra parte, sería interesante tratarlos en asignaturas generales de los primeros años de estudios universitarios, en todas aquellas carreras con cierto contenido medioambiental.

## BIBLIOGRAFÍA

- Adkins, J.; deMenocal, P. y Eshel, G. (2006). The “African humid period” and the record of marine upwelling from excess  $^{230}\text{Th}$  in Ocean Drilling Program Hole 658C. *Paleoceanography*, 21, PA4203.
- Alley, R. B., Meese, D. A., Shuman, C. A., Gow, A. J., Taylor, K. C., Grootes, P. M., White, J. W. C., Ram, M., Waddington, E. D., Mayeswki, P. A., Zielinski, G. A. (1993). Abrupt accumulation increase at the Younger Dryas termination in the GISP2 ice core. *Nature*, 362, 527–529.
- Alley, R. B. (2000a). The Younger Dryas cold interval as viewed from Central Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 19, 213–226.
- Alley, R. B. (2000b). Ice-core evidence of abrupt climate changes. *PNAS*, 97, 1331–1334.
- Alvarez-Solas, J.; Charbit, S.; Ritz, C.; Paillard, D.; Ramstein, G.; Dumas, C. (2010). Links between ocean temperature and iceberg discharge during Heinrich events. *Nature Geoscience*, 3, 122–126.
- Barker, S.; Knorr, G.; Edwards, R. L.; Parrenin, F.; Putnam, A. E.; Skinner, L. C.; Wolff, E.; Ziegler, M. (2011). 800,000 Years of Abrupt Climate Variability. *Science*, 334, 347–351.
- Blunier, T. y Brook, E. J. (2001). Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science*, 291, 109–112.
- Böhm, E.; Lippold, J.; Gutjahr, M.; Frank, M.; Blaser, P.; Antz, B.; Fohlmeister, J.; Frank, N.; Andersen, M. B.; Deininger, M. (en prensa). Strong and deep Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial cycle. *Nature*.
- Broecker, W. S. (2006). Was the Younger Dryas triggered by a flood? *Science*, 312, 1146–1148.
- Broecker, W. S.; Denton, G. H.; Edwards, R. L.; Cheng, H.; Alley, R. B.; Putnam, A. E. (2010). Putting the Younger Dryas cold event into context. *Quaternary Science Reviews*, 29, 1078–1081.
- Cacho, I.; Grimalt, J. O.; Pelejero, C.; Canals, M.; Sierro, F. J.; Flores, J. A. Shackleton, N. (1999). Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography*, 14, 6, 698–705.
- Canziani, O.F., Palutikof, J.P., van der Linden, P.J., y Hanson C.E. (Eds.) (2002). *Abrupt climate change: Inevitable surprises*. National Academy Press, Washington D.C.
- Carlson, A. E. (2010). What caused the Younger Dryas cold event? *Geology*, 38, 4, 383–384.
- Carlson, A. E. (2013). The Younger Dryas climate event. *Encyclopedia of Quaternary Science*, 3, 126–134.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., S., Hammer, C., U., Hvidberg, C., S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdottir, A. E., Jouzel, J., y Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364 (6434), 218–220.
- deMenocal, P.; Ortiz, J.; Guilderson, T.; Adkins, J.; Sarthein, M.; Baker, L.; Yarusinsky, M. (2000). Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews*, 19, 347–361.
- deMenocal, P. B. y Tierney, J. E. (2012). Green Sahara: African Humid Periods Paced by Earth’s Orbital Changes. *Nature Education Knowledge*, 3, 12.
- Firestone, R. B.; West, A.; Kennett, J. P.; Becker, L.; Bunch, T. E.; Revay, Z. S.; Schultz, P. H.; Belgia, T.; Kennett, D. J.; Erlandson, J. M.; Dickenson, O. J.; Goodyear, A. C.; Harris, R. S.; Howard, G. A.; Kloosterman, J. B.; Lechler, P.; Mayewski, P.A.; Montgomery, J.; Poreda, R.; Darrah, T.; Que Hee, S. S.; Smith, A. R.; Stich, A.; Topping, W.; Wittke, J. H.; Wolbach, W. S. (2007). Evidence for an extraterrestrial impact 12,900 years ago that contributed to the megafaunal extinctions and the Younger Dryas cooling. *PNAS*, 104, 41, 16016–16021.
- Fúster Casas, J. M. (1998). *Vulcanismo y cambio climático*. En: Horizontes culturales: las fronteras de la Ciencia, 115–128. Espasa-Calpe.
- Gozalo de Andrés, C. (2002). 1816, un año sin verano en el hemisferio norte. *Revista del Aficionado a la Meteorología*, 5.
- Hall, I. R.; Colmenero-Hidalgo, E.; Zahn, R.; Peck, V. L.; Hemming, S. R. (2011). Centennial-to-millennial-scale ice-ocean interactions in the subpolar northeast Atlantic 18–41 kyr ago. *Paleoceanography*, 26, PA2224.
- Heinrich, H. (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, 29, 142–152.
- Hemming, S. R. (2004). Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Review of Geophysics*, 42, RG1005.
- Hernández-Almeida, I. (2011). *Variabilidad climática orbital y suborbital en el Atlántico norte durante el Pleistoceno (1070000 – 780000 años)*. Tesis doctoral. Universidad de Salamanca.
- Jansen, K. (1938). Some west Baltic pollen diagrams. *Quartar*, 1, 124–139.
- Kuper, R. y Kröpelin, S. (2006). Climate-Controlled Holocene Occupation in the Sahara: Motor of Africa’s Evolution. *Science*, 313, 803–807.
- Labeyrie, J. (1988). *El hombre y el clima*. GEDISA.
- Luterbacher, J.; Dietrich, D.; Xoplaki, E.; Grosjean, M.; Wanner, H. (2004). European seasonal and annual temperature variability, trends and extremes since 1500. *Science*, 303, 1499–1503.
- Maslin, M.; Seidov, D. y Lowe, J. (2001). *Synthesis of the nature and causes of rapid climate transitions during the Quaternary*. En: The oceans and rapid climate change: past, present and future. *Geophysical Monograph*, 126. AGU, Washington D. C.
- McManus, J. F.; Francois, R.; Gherardi, J-M; Keigwin, L. D.; Brown-Leger, S. (2004). Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature*, 428, 834–837.
- Mejía-Molina, A.; Flores, J. A.; Bárcena, M. A.; Sierro, F. J.; Grousset, F. (2006). Respuesta de los Cocolitofrídos a los cambios atmosféricos y oceanográficos durante el Periodo Húmedo Africano del Holoceno en el Atlántico. *Geogaceta*, 39, 99–102.
- Meltzer, D. J.; Holliday, V. T.; Cannon, M. D.; Miller, D. S. (2014). Chronological evidence fails to support claim of an isochronous widespread layer of cosmic impact indicators dated to 12,800 years ago. *PNAS*, E2162–E2171.

- Mercone, D., Thomson, J., Croudace, I. W., Siani, G., Paterne, M. y Troelstra, S. (2000). Duration of S1, the most recent sapropel in the eastern Mediterranean Sea, as indicated by accelerator mass spectrometry radiocarbon and geochemical evidence. *Paleoceanography*, 15, 336-347.
- Otto-Bliesner, B. L.; Russell, J. M.; Clark, P. U.; Liu, Z.; Overpeck, J. T.; Konecky, B.; deMenocal, P.; Nicholson, S. E.; He, F.; Lu, Z. (2014). Coherent changes of southeastern equatorial and northern African rainfall during the last deglaciation. *Science*, 346, 1223-1227.
- Paquay, F. S.; Goderis, S.; Ravizza, G.; Vanhaeck, F.; Boyd, M.; Surovell, T. A.; Holliday, V. T.; Haynes, C. V. Jr.; Claeys, P. (2009). Absence of geochemical evidence for an impact event at the Bølling-Allerød/Younger Dryas transition. *PNAS*, 106, 51, 21505-21510.
- Rahmstorf, S. (2002). Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, 419, 207-214.
- Rahmstorf, S. (2003). Timing of abrupt climate change: A precise clock. *Geophysical Research Letters*, 30, 151.
- Rohling, E. J. (1994). Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. *Marine Geology*, 122, 1-28.
- Sardar, Z. y Abrams, I. (2006). *Caos para todos*. Paidós. Barcelona.
- Sarnthein, M.; Karl Stattegger, D.D.; Erlenkeuser, H.; Schulz, M.; Seidov, D.; Simstich, J.; Van Kreveld, S. (2001). *Fundamental Modes and Abrupt Changes in North Atlantic Circulation and Climate over the last 60 ky*. En: The Northern North Atlantic: a Changing Environment. Springer – Verlag, Berlin.
- Schulz, M. (2002). On the 1470-year pacing of Dansgaard-Oeschger warm events. *Paleoceanography*, 17, 2.
- Shaffer, G.; Olsen, S. M.; y Bjerrum, C. J. (2004). Ocean subsurface warming as a mechanism for coupling Dansgaard-Oeschger climate cycles and ice-rafting events. *Geophysical Research Letters*, 31, L24202.
- Shakun, J. D. y Carlson, A. E. (2010). A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change. *Quaternary Science Reviews*, 29, 1801-1816.
- Shanahan, T. M.; McKay, N. P.; Hughen, K. A.; Overpeck, J. T.; Otto-Bliesner, B.; Heil, C. W.; King, J.; Scholz, C. A.; Peck, J. (en prensa). The time-transgressive termination of the African Humid Period. *Nature Geoscience*.
- Sierro, F. J.; Hodell, D. A.; Curtis, J. H.; Flores, J. A.; Reguera, I.; Colmenero-Hidalgo, E.; Bárcena, M. A.; Grimalt, J. O.; Cacho, I.; Frigola, J.; Canals, M. (2005). Impact of ice-berg melting on Mediterranean thermohaline circulation during Heinrich events. *Paleoceanography*, 20, PA2019.
- Sierro, F. J.; Andersen, N.; Bassetti, M. A.; Berné, S.; Canals, M.; Curtis, J. H.; Dennielou, B.; Flores, J. A.; Frigola, J.; González-Mora, B.; Grimalt, J. O.; Hodell, D. A.; Jouet, G.; Pérez-Folgado, M.; Schneider, R. (2009). Phase relationship between sea level and abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2867-2881.
- Source, J. D.; Haapaniemi, A. I.; Colmenero-Hidalgo, E.; Peck, V. L.; Hall, I. R.; Austin, W. E. N.; Knutz, P. C.; Zahn, R. (2009). Growth, dynamics and deglaciation of the last British-Irish ice sheet: the deep-sea ice-rafted detritus record. *Quaternary Science Reviews*, 28, 3066-3084.
- Stothers, R. B. (1984). The great Tambora eruption in 1815 and its aftermath. *Science*, 224, 1191-1198.
- Tierney, J. E.; Russell, J. M.; Huang, Y.; Damsté, J. S. S.; Hopmans, E. C.; Cohen, A. S. (2008). Northern Hemisphere controls on tropical Southeast African climate during the past 60,000 years. *Science*, 322, 252-255.
- Tierney, J. E.; Lewis, S. C.; Cook, B. I.; LeGrande, A. N.; Schmidt, G. A. (2011). Model, proxy and isotopic perspectives on the East African Humid Period. *Earth and Planetary Science Letters*, 307, 103-112.
- Toucanne, S.; Mulder, T.; Schönfeld, J.; Hanquiez, V.; Gonthier, E.; Duprat, J.; Cremer, M.; Zaragosi, S. (2007). Contourites of the Gulf of Cadiz: A high-resolution record of the paleocirculation of the Mediterranean outflow water during the last 50,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 246, 354-366.
- Viñas, J. M. (2010). *Introducción a la meteorología*. Almuzara.
- Weldeab, S.; Schneider, R. R.; Kölling, M. y Wefer, G. (2005). Holocene African droughts relate to eastern equatorial Atlantic cooling. *Geology*, 33, 981-984.
- Withington, J. (2009). *Historia mundial de los desastres*. Turner.
- Zhang, X.; Lohmann, G.; Knorr, G.; Purcell, C. (2014). Abrupt glacial climate shifts controlled by ice sheet changes. *Nature*, 512, 290-294. ■

*Este artículo fue recibido el día 25 de octubre y aceptado definitivamente para su publicación el 4 de diciembre de 2014.*