

# EL CUARTERNARIO: MARCO CRONOLÓGICO Y PALEO- AMBIENTAL DE LA PREHISTORIA

Jesús F. Jordá Pardo

1. Introducción.
  2. El Cuaternario: definición y categoría, límite inferior y divisiones.
  3. Causas de los cambios climáticos del Cuaternario.
    - 3.1. Tipos de causas.
    - 3.2. Los ciclos de Milankovitch.
    - 3.3. La circulación oceánica.
  4. Los paleoclimas del Cuaternario y sus consecuencias.
    - 4.1. Las glaciaciones precuaternarias.
    - 4.2. El inicio del enfriamiento y las primeras glaciaciones cuaternarias.
    - 4.3. El Eemiense o penúltimo interglacial.
    - 4.4. El último pleniglacial.
    - 4.5. Los eventos de Heinrich y las oscilaciones Dansgaard-Oeschger y los ciclos de Bond.
    - 4.6. La última deglaciación y el *Younger Dryas*.
    - 4.7. El Holoceno.
  5. Los paleoambientes del Cuaternario.
    - 5.1. Las oscilaciones del nivel del mar.
    - 5.2. Los ambientes continentales.
    - 5.3. La vegetación del Cuaternario.
    - 5.4. La fauna del Cuaternario.
  6. Bibliografía.
- Ejercicios de autoevaluación.

## 1. Introducción

Las primeras etapas del desarrollo de la Humanidad, objeto de estudio de la Prehistoria, tienen lugar en un periodo de tiempo relativamente corto y cercano a nuestros días, pues todavía nos encontramos en él: es el Cuaternario,

última gran división cronológica de la Historia de la Tierra. Las principales características del Cuaternario se pueden resumir en dos: por un lado, es un periodo en el que se sucedieron numerosas variaciones climáticas, con alternancias de épocas frías y secas (glaciales) con otras cálidas y húmedas (interglaciales), con los consiguientes cambios en la distribución de los sistemas morfológicos, los paisajes vegetales y las faunas marinas y continentales; y por otro, es el periodo de la Historia de la Tierra en el que tiene lugar la culminación de la evolución humana, que si bien se inicia en momentos anteriores del Cenozoico, durante el Cuaternario da lugar al género *Homo* y a la especie humana actual, el *Homo sapiens*.

El estudio del Cuaternario y el conocimiento de sus características resultan fundamentales para la Prehistoria y la Arqueología, pues es precisamente en ese periodo de tiempo en el que transcurre el desarrollo de la humanidad, incluyendo las épocas históricas y los momentos actuales. Así, en este capítulo, se tratarán aspectos fundamentales para conocer el marco temporal y ambiental en el que tiene lugar la Prehistoria, tales como la definición, categoría en la escala cronoestratigráfica, límite inferior y divisiones del Cuaternario, por un lado, y sus características paleoclimáticas y paleoambientales, por otro.

## **2. El Cuaternario: definición y categoría, límite inferior y divisiones**

La Historia de la Tierra se divide en tres grandes unidades de tiempo, los eonemas o eones Arcaico (4.600-2.500 millones de años o Ma), Proterozoico (2.500-542 Ma) y Fanerozoico. El Fanerozoico, que comienza hace 542 Ma, está dividido en tres eratemas o eras: Paleozoico (542-251 Ma), Mesozoico (251-65,5 Ma) y Cenozoico (65,5 Ma-presente). El Cenozoico se divide a su vez en tres sistemas/periodos: Paleógeno (65,5-23,03 Ma), Neógeno (23,03-2,588 Ma) y Cuaternario (2,588 Ma-presente). El Cuaternario es, por tanto, la unidad cronoestratigráfica más reciente y corta de la Historia de la Tierra (ocupa sólo un 0,046 %), que constituye el techo de la secuencia geológica y que contiene depósitos y materiales actuales (fig. 1).

El término Cuaternario fue introducido en la literatura geológica por J. Desnoyers en 1829 para referirse a los materiales poco consolidados, situados por encima de los depósitos miocenos y pliocenos de la Cuenca del Sena. Hacia 1830-1832, M. de Serres y H. Rebol restringieron su uso para los depósitos relacionados con el Diluvio bíblico. La utilización del término Cuaternario tiene su explicación en el contexto de la Historia de la Geología, puesto que en aquellos momentos, las Eras se conocían por los términos introducidos en 1759 por G. Arduino: Primaria, Secundaria y Terciaria. Por ello, al definir los terrenos situados por encima del Terciario aquellos geólogos de principios del siglo XIX utilizaron el término de era Cuaternaria o Cuaternario.

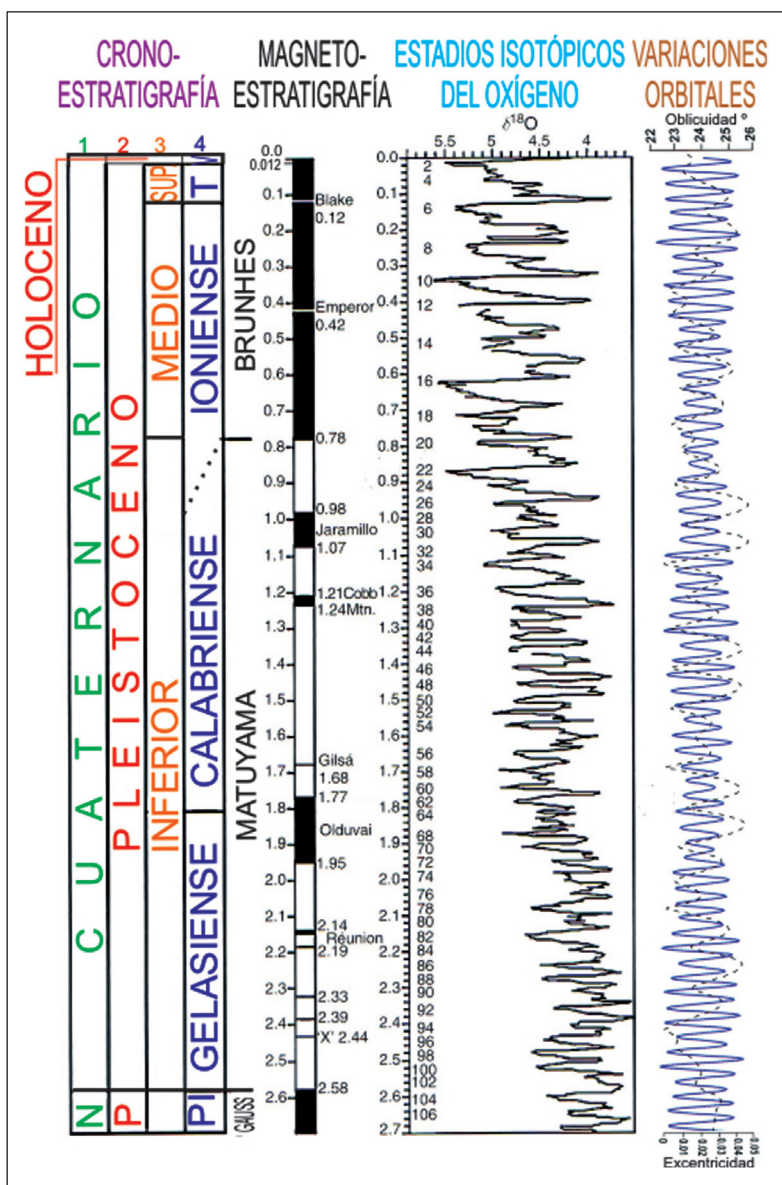


Figura 1. Tabla cronoestratigráfica del Cuaternario, con indicación de la escala cronoestratigráfica (1: sistemas; 2: series; 3: subseries; 4: pisos marinos; N: Neógeno; P: Plioceno; Pi: Piacenciense; T: Tarantiense; V: Versiliense), magnetoestratigráfica (crones, subcrones y excursiones magnéticas), paleoclimática (estadios isotópicos del oxígeno; aparecen numerados los pares que corresponden a estadios fríos) y las variaciones de los parámetros orbitales de la Tierra (línea azul: oblicuidad en grados; línea negra discontinua: excentricidad). (Modificado a partir de Elias, 2007, pp. 2817 y 2823).

Pese a que el término Cuaternario siempre estuvo reconocido en los congresos geológicos internacionales, su categoría dentro de la escala cronoestratigráfica internacional nunca tuvo un reconocimiento explícito, hasta que en su última actualización de agosto de 2008, la *International Union for Geological Sciences* (IUGS) otorgó al Cuaternario la categoría de sistema dentro del erama Cenozoico y por encima del sistema Neógeno. Por tanto, la categoría de esta unidad en la escala cronoestratigráfica (rocas depositadas durante esa unidad de tiempo) es la de sistema, mientras que en la escala geocronológica (unidades intangibles que representan tiempo) su categoría es la de periodo.

Tras un intenso debate científico, en junio de 2009 la IUGS aceptó la propuesta de la *International Union for Quaternary Research* (INQUA) y la *Sub-comisión on Quaternary Stratigraphy* (SQS), por la que el límite inferior del Cuaternario quedaba establecido en los siguientes términos: 1) el límite Neógeno-Cuaternario se define formalmente en el estratotipo del Monte de

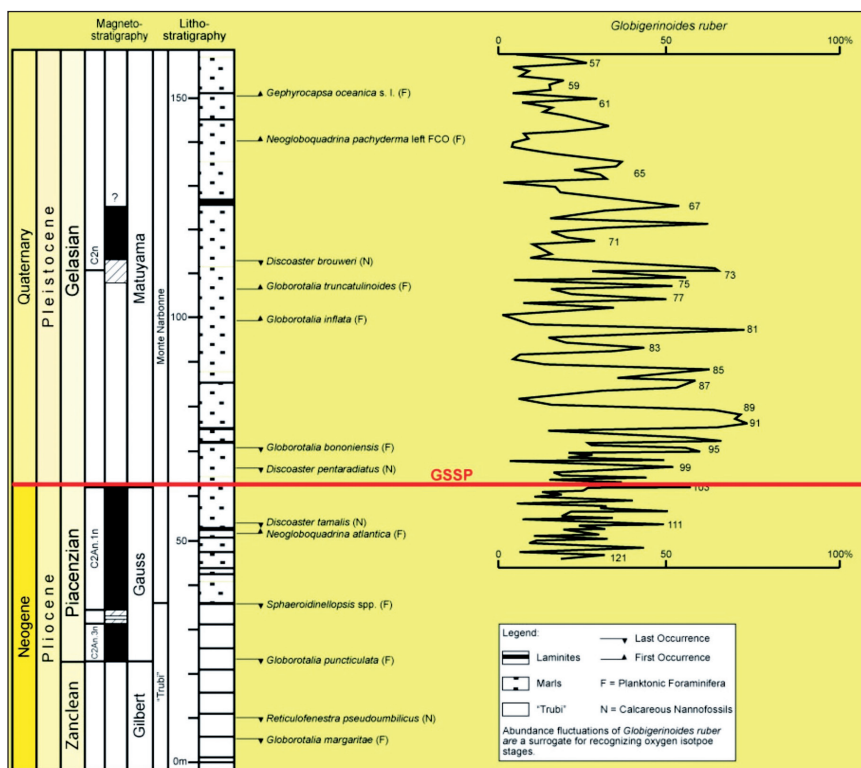


Figura 2. Estratotipo de la base del piso Gelasiano y del Pleistoceno en la sección del Monte San Nicola (Italia), donde se ha definido el límite inferior del Cuaternario. (Tomado de SSI <http://stratigraphy.science.purdue.edu/gssp/>).

San Nicola, en la costa sur de Sicilia (Italia), coincidiendo con la base del Gelasense y del Pleistoceno; 2) el Gelasense pasa a integrarse formalmente como el piso basal del Pleistoceno; y 3) el límite inferior del Cuaternario se fija en 2,588 Ma. Además, la sección del Monte de San Nicola (fig. 2) contiene el límite Gauss (+) / Matuyama (-) que se detecta fácilmente un metro por debajo del límite inferior del Gelasense, coincidiendo con el estadio isotópico del oxígeno 103 (OIS 103).

Tradicionalmente el Cuaternario se divide en dos unidades con categoría de serie en la escala cronoestratigráfica, el Pleistoceno y el Holoceno, y a su vez el Pleistoceno se divide de manera convencional en tres subseries: inferior, medio y superior (fig. 1). El Pleistoceno abarca la casi totalidad del Cuaternario y se caracteriza por la alternancia de periodos fríos con otros cálidos o templados. El límite superior del Pleistoceno corresponde al primer gran calentamiento climático, posterior a la última glaciación, situado hace 11.784 años. Desde esa fecha hasta el presente se extiende el Holoceno.

El término Pleistoceno fue acuñado por C. Lyell en 1839 para designar un periodo de tiempo más reciente que el Plioceno, caracterizado por una fauna de moluscos marinos con una mayoría de especies idénticas a las actuales. El término Holoceno fue introducido por P. Gervais en 1867 para designar los depósitos recientes o postdiluvianos, corresponde a la última unidad dentro de la escala cronoestratigráfica, y fue aceptado en 1885 para designar el periodo de tiempo post-pleistoceno que incluye los tiempos actuales; tradicionalmente ha recibido la denominación de Postglacial al corresponder al periodo de tiempo posterior a la última de las glaciaciones.

Las primeras periodizaciones que se realizaron del Cuaternario se establecieron para medios continentales y se basaron en criterios climáticos. En 1909 A. Penk y E. Brückner propusieron la cronología cuatriglacial, la cual definía cuatro grandes periodos fríos o glaciales en los que los glaciares alpinos experimentaron grandes avances hacia cotas más bajas, denominados con los nombres de otros tantos ríos alpinos. Estas cuatro glaciaciones son, de más antiguo a más moderno, Günz, Mindel, Riss y Würm. Entre cada una de las fases frías se detectan momentos de retrocesos de los frentes de los glaciares correspondientes a etapas cálidas: los interglaciales Günz-Mindel (Cromer o complejo Cromeriense), Mindel-Riss (Holstein o Holsteiniense) y Riss-Würm (Eem o Eemiense). Posteriormente, a estas cuatro etapas glaciales se añadieron otras dos anteriores al Günz, denominadas Donau y Biber. En el norte de Europa, durante las fases glaciales se produjo un aumento de la extensión de los casquetes de hielo o *inlandsis*, cuyos frentes avanzaron hasta latitudes más meridionales alcanzando el sur de las islas Británicas y el norte de los Cárpatos. En esta zona se han observado tres fases glaciales denominadas, de más antigua a más reciente, Elster (= Mindel), Saale (= Riss) y Vístula (= Würm), a las que habría que añadir una glaciación más antigua o Menapiense, que no está claro si se corresponde con Günz o con Donau. En Norteamérica los investigadores

definieron otras cuatro fases glaciales llamadas Nebraska, Kansas, Illinois y Wisconsin, separadas por tres etapas interglaciales: Afton (Nebraska-Kansas), Yarmouth (Kansas-Illinois) y Sangamon (Illinois-Wisconsin). En África los procesos glaciares no tuvieron el desarrollo que en Eurasia o Norteamérica, a pesar de existir glaciares de montaña en las mayores cumbres africanas (Atlas, montes Kenia y Kilimanjaro), y las divisiones se establecieron atendiendo a la alternancia de fases húmedas o pluviales (de más antigua a más reciente, Kanguriense, Kamusiense, Kanjeriense, Gambliense-Makaliense y Nakuriense), relacionadas con las fases glaciales europeas, y fases áridas o interpluviales, asociadas a las fases interglaciales del continente europeo. No obstante, estas correlaciones entre fases pluviales y glaciales no están plenamente aceptadas, exceptuando el pluvial Nakuriense, relacionable con la última deglaciación.

Actualmente, las divisiones del Pleistoceno reconocidas por la comunidad científica tienen categoría de subseries y sus límites se han definido utilizando en la mayoría de los casos criterios magnetoestratigráficos. Son las siguientes:

- Pleistoceno inferior: se inicia en la base del Gelasense (2,588 Ma), en el límite Gauss (+) / Matuyama (–), y comprende dos pisos marinos:
  - El Gelasense o primer piso del Pleistoceno inferior, cuyo límite inferior es límite del Cuaternario, que se encuentra definido en el estratotipo del Monte San Nicola (Sicilia, Italia).
  - El Calabriense o segundo piso del Pleistoceno inferior, cuyo límite inferior, ratificado en 1985 por la IUGS, se encuentra situado en la sección de Vrica (Calabria, Italia) según la definición de E. Aguirre y G. Pasini de 1985, 15.000 años por encima del inicio del subcrón de Olduvai (+), incluido dentro del cron Matuyama (–), hace 1,806 Ma.
- Pleistoceno medio: se inicia en el límite entre los cronos Matuyama (–) y Brunhes (+) situado hace 0,781 Ma que coincide con los inicios del OIS 19. Contiene un único piso marino, el Ioniense, cuyo límite inferior no ha sido todavía ratificado por la IUGS, si bien cuenta con secciones candidatas en Italia y en Japón.
- Pleistoceno superior: su límite inferior se hacía coincidir tradicionalmente con el inicio del último interglacial (Eemiense, Sangamoniense) o estadio isotópico del oxígeno OIS 5, que coincidía con la base de la excursión magnética Blake de polaridad inversa dentro del cron Brunhes situada hace 0,128 Ma. Actualmente, se hace corresponder al Pleistoceno superior con el piso marino Tarantiense, cuyo límite inferior se ha definido por criterios climáticos en el sondeo de la Estación Terminal de Ámsterdam. Este límite coincide con la base del interglacial Eemiense o inicio del OIS 5e, hace 0,126 Ma, en los comienzos de la mejora climática posterior al penúltimo episodio glacial del Pleistoceno, y con la base del piso marino Tirreniense definido en el Mediterráneo. Esta pro-



puesta de límite inferior para el Pleistoceno superior ha sido presentada a la IUGS para su ratificación.

Por otro lado, las biozonaciones elaboradas a partir de faunas de mamíferos, especialmente de micromamíferos, han permitido establecer divisiones en los depósitos continentales cuaternarios, denominadas edades de mamíferos, que son: una inferior o Villafranquiense (entre 2,97 Ma y 2,04/1,78 Ma), que viene a coincidir con el final del Plioceno y el Gelasiense; una intermedia o Biharia-niense (entre 2,04/1,78 y 0,85/0,43 Ma), que cubre el resto del Pleistoceno inferior (Calabriense) y parte del Pleistoceno medio; y otra superior o Toringiense (0,85/0,43 Ma-presente) que incluye el Pleistoceno medio y el superior.

Además, el Pleistoceno superior se ha dividido internamente en dos fases climáticas con significado cronológico: el Penúltimo Interglacial, que se extiende entre 130/128 ka (ka = miles de años) y 118/115 ka antes del presente o *before present* (BP), que coincide con el OIS 5e, equivalente al interglacial Riss/Würm o Eemiense, y el Último Pleniglacial, que comprende desde 118/115 ka BP hasta 11.784 años de calendario, coincide con la glaciación Würm e incluye desde el OIS 5d hasta el OIS 2.

Por otra parte, la diversa información paleoclimática proporcionada por los testigos de los sondeos realizados en los hielos de Groenlandia, unida a la obtenida de los sondeos de sedimentos de los fondos oceánicos, han permitido establecer una detallada sucesión de episodios paleoclimáticos de temperaturas moderadas separados por otros de temperaturas frías, basada en las variaciones de los isótopos del oxígeno. Dentro de los estadios OIS 3 y OIS 2 se diferencian 24 periodos isotópicos interestadiales (*Interstadial Isotope Stages* IS o *Greenland Interstadials* GI), separados por periodos estadiales fríos (*Greenland Stadials* GS), que se han podido correlacionar con las cronozonas de la escala cronoestratigráfica europea basada en datos paleopolínicos (fig. 3).

El Holoceno coincide con el OIS 1 y su límite inferior ha sido definido y ratificado por la IUGS en 2008. Este límite se ha establecido en el sondeo en el casquete de hielo de Groenlandia denominado NGRIP a una profundidad de 1.492,45 m, en un momento en el que se observa un exceso en los valores de deuterio al que siguen cambios en la composición isotópica del oxígeno ( $^{18}\text{O}$ ), en la concentración de polvo, en los valores de algunos elementos químicos y en el espesor de las capas de hielo. La edad de este límite es de 11.784 años contados en capas de hielo con relación al año 2000, y coincide con el final del último episodio frío del Pleistoceno superior conocido como *Younger Dryas* o Dryas Reciente.

Las divisiones del Holoceno se han establecido en función de las estratigrafías polínicas realizadas en el norte de Europa y en Francia y que presentan un marcado significado climático. La escala del Holoceno se compone de los siguientes periodos o cronozonas cuyos límites han sido datados por radiocarbono: Preboreal, desde el límite inferior hasta 10,2 ka cal BP; Boreal, entre 10,2

y 9/8,8 años cal BP; Atlántico, entre 9/8,8 y 5,7 ka cal BP; Subboreal, entre 5,7 y 2,7/2,5 ka cal BP; y Subatlántico, entre 2,7/2,5 ka cal BP y el presente.

Los periodos Boreal y Atlántico se suelen agrupar en lo que se denomina Óptimo Climático Holoceno, mientras que el Subboreal y el Subatlántico se reúnen en un periodo más amplio llamado Neoglaciación. Por otro lado, al igual que en el Pleistoceno, también se han establecido en el Holoceno tres divisiones mayores con carácter informal: Holoceno inferior, Holoceno medio

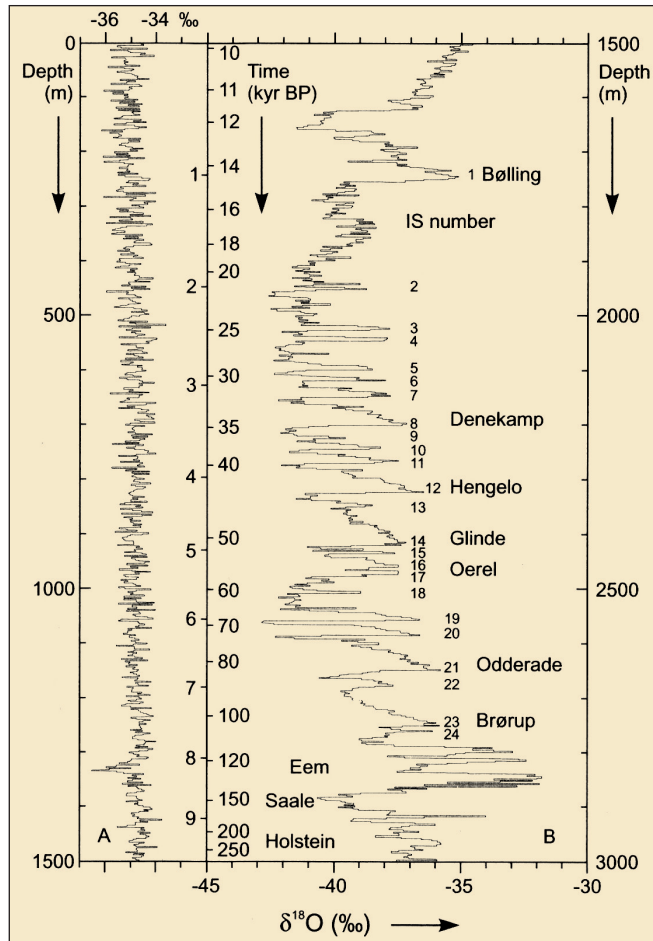


Figura 3. Registro paleoclimático del testigo de hielo del sondeo GRIP (Groenlandia) a partir de las variaciones del isótopo del oxígeno  $^{18}\text{O}$  ( $^{18}\text{O}$ ). La columna de la izquierda corresponde al registro del Holoceno. La columna de la derecha corresponde a los anteriores 250 ka. Se indica la propuesta de los periodos interestadiales (IS) y su comparación con la escala paleopolínica europea. (Tomado de Bradley, 1999, p. 160).



y Holoceno superior. El Holoceno inferior llegaría hasta el evento frío acontecido en el 8.200 cal BP o evento 8.2, comprendiendo el Preboreal, el Boreal y la parte más baja del Atlántico. El límite entre el Holoceno medio y el superior estaría ligeramente por debajo del límite entre el Subboreal y el Subatlántico.

En la figura 4 se ofrece una síntesis de las divisiones cronoestratigráficas y climáticas del Cuaternario, a partir del subcron Olduvai (1,9 m.a.), con indicación de los diferentes tipos humanos y los tecnocomplejos culturales asociados.

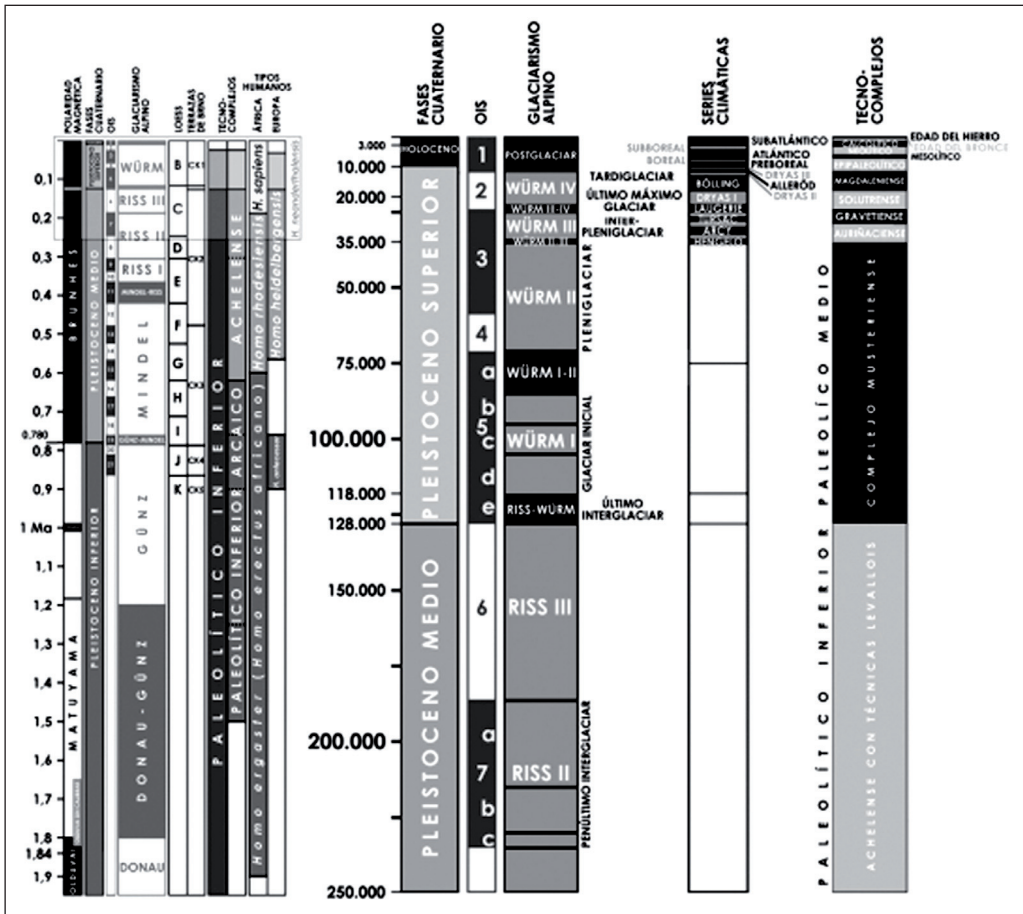


Figura 4. Síntesis cronológica del Cuaternario que muestra las escalas paleomagnética, cronoestratigráfica y paleoclimática e indica la posición de los diferentes tipos humanos y los tecnocomplejos asociados: a la izquierda desde el subcron Olduvai (1,9 m.a.) y a la derecha desde hace 250 ka. (Modificado de Fernández Fernández y García Sánchez, 2006, pp. 72 y 73).

### 3. Causas de los cambios climáticos del Cuaternario

#### 3.1. Tipos de causas

Durante el Cuaternario se han sucedido numerosas variaciones climáticas, con alternancias de épocas frías y secas con otras cálidas y húmedas. Las causas de estos cambios climáticos son múltiples y variadas: las geológicas, que tienen su origen en procesos geodinámicos internos y externos; las extraterrestres, debidas a procesos que acontecen fuera de la Tierra; las astronómicas, relacionadas con los parámetros orbitales de la Tierra y que se agrupan en la denominada teoría astronómica, *Orbital Forcing* o ciclos de Milankovitch; y las antrópicas, cuyo origen está en la actividad humana.

Entre las causas geológicas se pueden diferenciar dos tipos: las ligadas al funcionamiento interno de la Tierra o procesos endógenos y las relacionadas con los procesos que tienen lugar en su superficie o procesos exógenos. Entre los procesos endógenos destaca la dinámica de las placas tectónicas en que se encuentra dividida la litosfera terrestre, cuyo funcionamiento es el responsable de la formación de las cadenas de montañas y de la actual distribución asimétrica de tierras y mares en los hemisferios norte y sur, así como del cierre del istmo de Panamá, la apertura del estrecho de Bering y la elevación de la meseta del Tíbet. Relacionadas también con las placas tectónicas se encuentran las erupciones volcánicas y los terremotos. Las erupciones volcánicas inyectan en la alta atmósfera gran cantidad de partículas, que reflejan la radiación solar e impiden que incida sobre la superficie terrestre, lo que provoca un enfriamiento global en los años posteriores a las erupciones. Por su parte, los desplazamientos de terreno que se originan durante los terremotos de gran magnitud pueden llegar a producir variaciones en los parámetros orbitales terrestres, como puede ser la inclinación del eje terrestre. Los procesos exógenos tienen lugar en la atmósfera y la hidrosfera, y entre ellos cabe destacar la variación de los gases atmosféricos de efecto invernadero, la circulación general de la atmósfera, la acumulación de grandes cantidades de hielo y la circulación oceánica. El efecto invernadero es el fenómeno por el cual determinados gases que componen la atmósfera (anhídrido carbónico o  $\text{CO}_2$ , metano o  $\text{CH}_4$ , óxido nitroso o  $\text{N}_2\text{O}$ , ozono u  $\text{O}_3$ , halocarburos y vapor de agua) retienen la radiación infrarroja que emite la superficie terrestre una vez calentada por la radiación solar dando lugar a un cambio en el forzamiento radiativo, es decir, en el balance energético entre la superficie de la tierra y la troposfera.

Entre las causas que tienen un origen extraterrestre se encuentran los impactos de meteoritos y las explosiones de cometas, por un lado, y las variaciones del polvo estelar, los cambios en la intensidad de la actividad del Sol y de las manchas solares, y las fluctuaciones en la intensidad de la radiación

solar sobre la Tierra, por otro. Los impactos de meteoritos sobre la superficie terrestre y las explosiones de cometas a su paso por las proximidades de la Tierra influyen sobre el clima al generar enormes cantidades de polvo, el cual permanece en la alta atmósfera durante años e impide la entrada de la radiación solar lo que provoca un enfriamiento del clima en los años posteriores. En cuanto al polvo estelar o cósmico, consiste en la existencia de minúsculos fragmentos rocosos generados por la colisión de asteroides que forman bandas de polvo que orbitan alrededor del Sol. La cantidad de polvo estelar experimenta incrementos en ciclos de 100 ka. Los ciclos de aumento y disminución de estas partículas interfieren con los debidos a los parámetros orbitales de la Tierra, pues no presentan una sincronización con ellos. La mayor presencia de polvo estelar parece tener una cierta relación con los periodos interglaciales. La influencia de la variación de la intensidad de la actividad solar sobre el clima se descubrió hacia 1980, cuando se observó que entre 1976 y 1979 la energía proporcionada por el Sol aumentó en un 0,4% coincidiendo con la fase de mayor actividad de las manchas solares, hecho este ya detectado en los siglos XVII y XVIII cuando se observó que los fríos inviernos que sufrió Europa durante la llamada Pequeña Edad de Hielo (siglos XIV a XIX), estaban relacionados con la desaparición o disminución de tamaño de las manchas solares, que ocurrían en ciclos de once años.

También hay que considerar como causa de origen externo a la Tierra pero que está ligada a las características de su superficie, la relación entre la radiación solar que se ve reflejada en la superficie de la Tierra y en las nubes y la radiación total que llega, que se expresa en forma porcentual y se denomina albedo. Por lo general los colores blancos, asociados a las superficies cubiertas por hielo y nieve, producen mayores valores del albedo (~85%), mientras que las superficies oscuras correspondientes a masas boscosas dan lugar a albedos menores (~8%), al igual que la superficie del agua de los océanos que tiene un albedo muy bajo (5% a 10%). Así, en las latitudes altas, las superficies con bosques de taiga presentan un menor albedo en el invierno que las superficies de tundra, pues en las primeras, los árboles de hoja perenne impiden que la radiación solar se refleje en la nieve del suelo, cosa que no ocurre en la tundra, donde las superficies abiertas cubiertas de nieve hacen que el albedo aumente en invierno.

Entre las causas de origen antrópico se encuentran todas las actividades desarrolladas por la sociedad humana que conllevan un aumento de los gases de efecto invernadero y las fluctuaciones en la población mundial a lo largo del tiempo que, en definitiva, también influyen en las variaciones de estos gases. Las actividades humanas que mayor impacto generan son la deforestación, la quema de bosques, matorral y pastos, la agricultura (en especial las prácticas agrícolas que requieren grandes superficies inundadas para el cultivo, como es el caso del arroz), la ganadería (especialmente la intensiva de ganado vacuno), la industria, el consumo eléctrico y la automoción. Estas tres últimas actividades han requerido y requieren el consumo de enormes cantidades de

combustibles fósiles (carbón, hidrocarburos y sus derivados) para su funcionamiento y, además, son responsables de generar en sus procesos de combustión grandes volúmenes de gases de efecto invernadero. En cuanto a la variación de la población mundial a lo largo de la Historia, existe una clara correlación entre la disminución de los gases de efecto invernadero y las épocas de hambruna o peste, mientras que los aumentos de población condicionan una mayor emisión de estos gases.

### **3.2. *Los ciclos de Milankovitch***

Hacia la década de 1920, el astrofísico serbio M. Milankovitch desarrolló una teoría matemática sobre el clima y las variaciones climáticas que publicó en 1941. Su principal conclusión relacionaba los cambios en el reparto estacional de la insolación debidos a factores astronómicos con el aumento o retroceso de los glaciares cuaternarios. Esta teoría no tuvo mucho éxito en su momento y no fue hasta bien entrado el siglo XX, cuando las investigaciones paleoclimáticas realizadas mediante el análisis de los testigos de los sondeos efectuados en los fondos oceánicos y en los casquetes de hielo permitieron su verificación. Según la teoría astronómica de Milankovitch son tres los factores astronómicos u orbitales que influyen en la variación del clima terrestre: la precesión de los equinoccios, la oblicuidad de la eclíptica y la excentricidad de la órbita terrestre (fig. 5).

La precesión de los equinoccios. La Tierra describe una órbita ligeramente elíptica alrededor del Sol, con este en uno de los focos de la elipse. La precesión de los equinoccios consiste en que el giro lateral del eje de la Tierra describe un cono en el espacio cuya revolución completa se produce cada 22 ka. Viene a ser como el bamboleo que experimenta una peonza al girar sobre sí misma mientras describe trayectorias más o menos circulares en su desplazamiento por el suelo. El ángulo máximo formado por la variación del eje de la Tierra a lo largo de la revolución del cono es de 47°. Durante el solsticio de invierno en el hemisferio norte, la Tierra alcanza su punto más cercano al Sol o perihelio. En ese momento, la distancia al Sol es la más corta del año por lo que la Tierra recibe el máximo de radiación solar y por tanto de calor. Durante el solsticio de verano en el hemisferio norte, la Tierra ocupa el punto de su órbita más alejado del Sol o afelio, de tal forma que en ese momento la distancia entre ambos es la mayor del año, por lo que la radiación que recibe la superficie de la Tierra es un 3,5 % menor. Esta situación, que es la que se da actualmente, no es estática, si no que gracias al giro lateral del eje de la Tierra, presenta variaciones de tal forma que la situación contraria en la que el perihelio sucede en el solsticio de verano y el afelio en el de invierno tuvo lugar hace 11 ka. Con la situación actual, la mayor proximidad al Sol del hemisferio norte en invierno hace que este sea menos rigu-

roso, ocurriendo lo mismo en verano, con una disminución del calor. Pero en la situación contraria, el mayor alejamiento del Sol en invierno conduciría a unas condiciones más frías y secas (con menos precipitaciones), mientras que la proximidad al Sol en verano daría lugar a un aumento de la temperatura que provocaría la fusión de los hielos, dando lugar a una deglaciación generalizada.

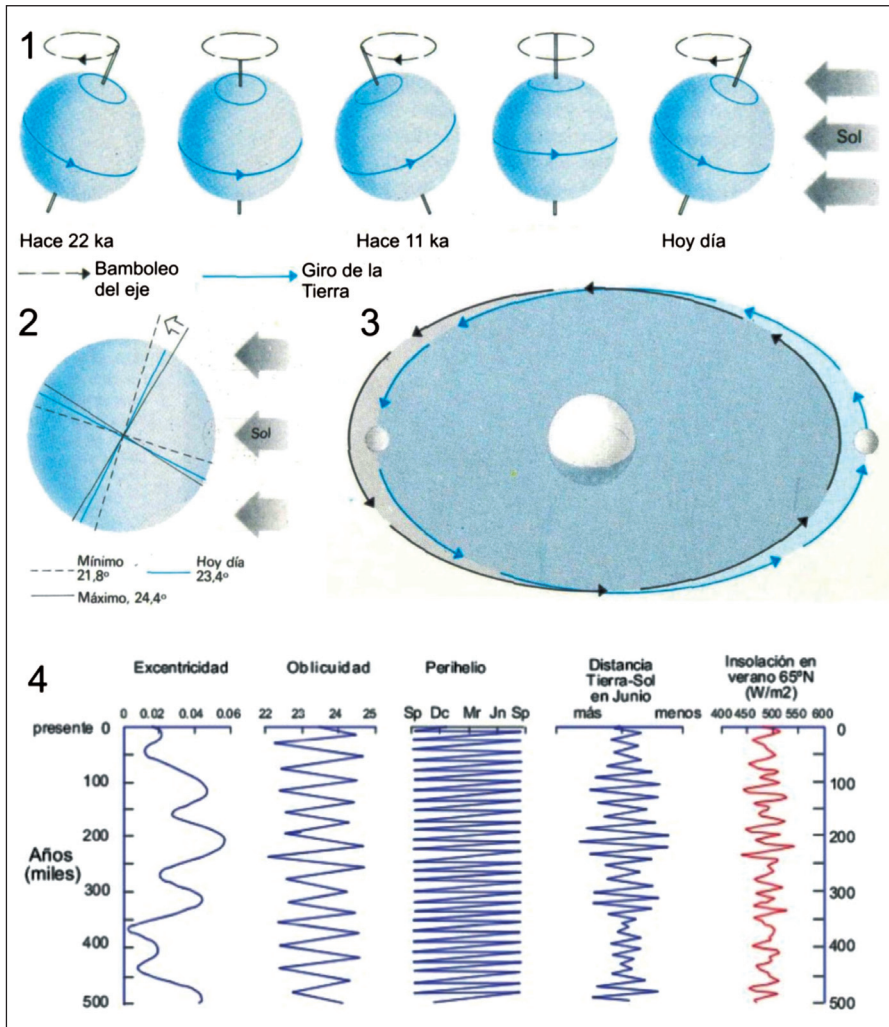


Figura 5. *Parámetros orbitales de la Tierra (1, precesión; 2 oblicuidad; 3, excentricidad) y sus ciclos durante el Cuaternario. (1, 2 y 3: modificado a partir de Gribbin et al., 1988, p. 172; 4: tomado de Uriarte, 2010 en línea).*

La oblicuidad de la eclíptica. El eje de rotación de la Tierra forma en la actualidad un ángulo de  $23^{\circ}27'$  con el plano de la eclíptica definido por el plano de la órbita terrestre alrededor del Sol, ángulo que es el que define la posición de los trópicos de Cáncer y de Capricornio y de los círculos polares. Si el eje de rotación de la Tierra fuera perpendicular al plano de la eclíptica no existirían las estaciones, pues en cada uno de los puntos de cada paralelo la insolación recibida sería la misma a lo largo del año. Pero lo que ocurre es que la Tierra está inclinada y esta inclinación con respecto a la eclíptica es la responsable de las estaciones. A lo largo de la Historia de la Tierra esta inclinación no siempre ha sido la misma pues ha sufrido variaciones en los últimos millones de años cifradas entre  $21,5^{\circ}$  y  $24,5^{\circ}$ . Es lo que se conoce como oscilación, nutación o cabeceo del eje terrestre, que se producen con una periodicidad de 41 ka. La menor inclinación del eje de la Tierra conduce a que los círculos polares asciendan unos grados de latitud, con la consiguiente reducción de los casquetes de hielo, y a que los desiertos desciendan en latitud, aumentando su extensión las zonas templadas. Por el contrario, la mayor inclinación del eje produce la situación contraria, con una disminución de las zonas templadas y una mayor extensión de los desiertos y los casquetes de hielo. Además, las variaciones en la inclinación del eje terrestre también tienen influencia en los gradientes térmicos latitudinales, pues a mayor inclinación las latitudes altas reciben mayor energía durante el verano, reduciendo el gradiente térmico con las latitudes bajas, lo que influye en la circulación general de la atmósfera.

La excentricidad de la órbita terrestre. La órbita que describe la Tierra alrededor del Sol no es perfectamente circular, sino que corresponde a una elipse en la que el Sol ocupa uno de los focos. La excentricidad de esta elipse es variable, pues en determinados momentos la órbita es casi circular mientras que en otros lo es marcadamente elíptica. Los cambios que se producen en la excentricidad ocurren con dos periodicidades primarias de 100 ka y 400 ka. Cuando la excentricidad de la órbita es alta, es decir, cuando la órbita se estira, la Tierra recibe una cantidad de calor ligeramente mayor que cuando la excentricidad es baja, con una órbita próxima a una circunferencia. Estas dos configuraciones orbitales pueden producir una pequeña oscilación térmica interanual pero donde se nota una mayor variación es en cambio de estaciones, durante el paso por el perihelio y el afelio. La mayor excentricidad de la órbita conduce a un aumento de los contrastes térmicos del paso del verano al invierno en el hemisferio norte y a una reducción en el sur, dependiendo de las estaciones en que tengan lugar el afelio y el perihelio. Cuando en un hemisferio el perihelio tiene lugar en verano y el afelio en invierno, con una excentricidad de la órbita alta, la radiación solar del verano será de gran intensidad mientras que la invernal será muy baja, mientras que en el hemisferio contrario las diferencias estacionales se verán amortiguadas al coincidir el verano con el afelio y el invierno con el perihelio.

Por tanto, la existencia de los ciclos de Milankovitch tiene una gran importancia para el desarrollo de las variaciones climáticas a lo largo de la historia



de la Tierra, pues dependiendo de la combinación de los tres ciclos, determinadas partes del planeta recibirán más o menos radiación solar en momentos concretos, lo que lleva asociado cambios en los gradientes térmicos y de humedad terrestres y por tanto variaciones en la circulación general de la atmósfera y cambios climáticos de mayor o menor intensidad. En definitiva, la intensidad energética recibida por la Tierra va a depender del momento astronómico, de la estación anual y de la latitud.

### 3.3. La circulación oceánica

La circulación oceánica, es decir el movimiento de las corrientes marinas (fig. 6) es una de las piezas claves de la variación climática, pues transporta la energía excedentaria acumulada en los mares tropicales hacia latitudes donde

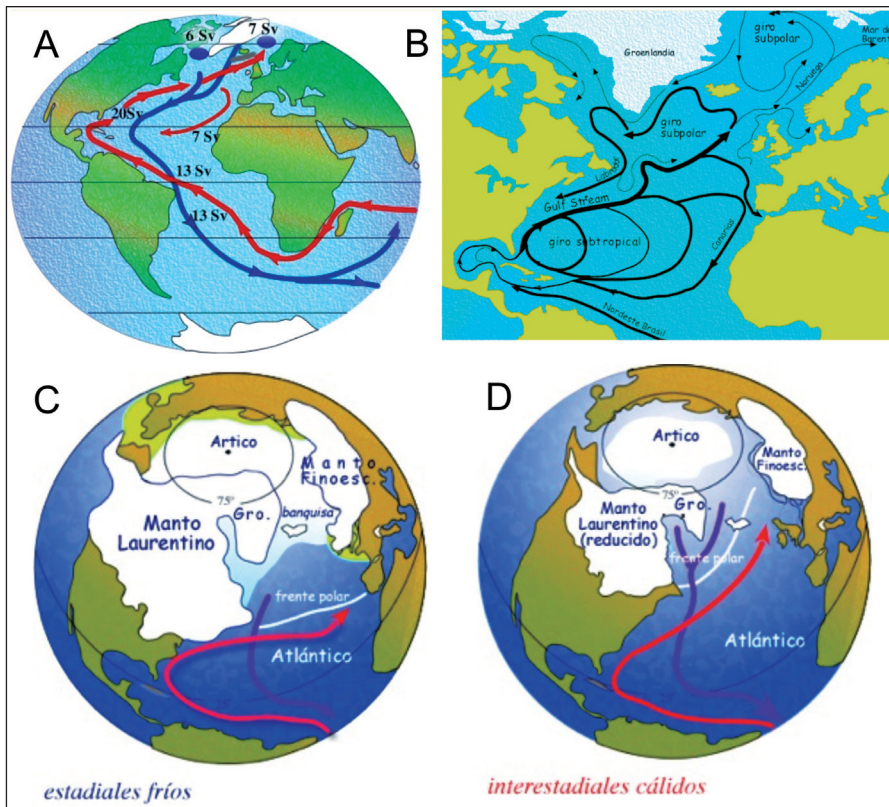


Figura 6. Mapa global de las corrientes marinas actuales (A y B) y durante la última glaciación (C y D). (Tomado de Uriarte, 2010 en línea).

existe un déficit de energía, atemperando los climas de las latitudes altas. Existen diferentes clases de corrientes: las corrientes superficiales y las corrientes profundas.

Entre las corrientes superficiales cabe destacar por su importancia en la circulación general oceánica la que se conoce como corriente del Golfo o *Gulf Stream* que circula en el Atlántico Norte desde el Golfo de Méjico y el Caribe hasta las costas de Europa. Se trata de una corriente de aguas superficiales que han sufrido un calentamiento en la zona tropical debido a la mayor insolación de esta. Estas aguas superficiales y cálidas son más ligeras que las profundas y frías sobre las que se sitúan. Debido a esto y a la acción de la rotación terrestre y de los vientos dominantes del oeste, adquieren un movimiento hacia el norte y noreste, bañando la costa este y noreste de Norteamérica para dirigirse a las costas del oeste y norte de Europa. Circula a una profundidad de unos 100 m con una anchura que en algunos tramos supera los 1.000 km y se desplaza a una velocidad de 1,8 m/s, transvasando un caudal de 80 millones de m<sup>3</sup>/s. La corriente cálida del Golfo transfiere a los territorios situados al norte del paralelo 30° N un 30% más de la energía que recibe esa zona por la insolación. Además, las aguas cálidas de la corriente del Golfo hacen que los vientos fríos y secos que proceden del continente americano se carguen de humedad y aumenten su temperatura al atravesar el Atlántico Norte, atemperando el clima del norte de Europa. Sin la intervención de esta corriente, los inviernos europeos serían mucho más fríos y secos.

La circulación de la corriente del Golfo se compensa gracias a la existencia de corrientes profundas de aguas frías que circulan en dirección sur, y en menor medida a través de la corriente de Canarias de carácter superficial. Las corrientes frías profundas se forman cuando las aguas cálidas superficiales de la corriente del Golfo, que circulan en dirección norte, al llegar a los mares del Norte (mares situados al norte del paralelo que pasa por Noruega, Islandia y Groenlandia) y al mar del Labrador, se hunden y retornan al sur por las zonas profundas del océano siguiendo una trayectoria NE-SO, dando lugar a un cinturón convectivo (*conveyor belt*) en el Atlántico Norte. Este proceso de hundimiento se produce al norte del paralelo 30° N, cuando la temperatura de las aguas superficiales de la corriente desciende de los 10° C que tenían a la altura del paralelo 50° N hasta los 3° C que alcanzan en el paralelo 65° N, hecho que aumenta la densidad de las aguas por lo que descienden en la masa oceánica.

El funcionamiento de esta circulación convectiva se ve reforzado por la salinidad de las aguas oceánicas, pues el fenómeno de hundimiento de las aguas frías en los mares del Norte se ve reforzado por el aumento de salinidad que tiene lugar en estas zonas al comienzo de los inviernos. Este aumento se produce en las zonas árticas y subárticas al final del otoño y comienzo del invierno, cuando se empiezan a formar los hielos marinos de la banquisa atlán-

tica, lo que origina un excedente de sal que se acumula por debajo de las aguas heladas dando lugar a una masa de aguas frías y saladas, más densas, que se hundien para formar las aguas profundas del Atlántico. Es lo que se conoce como circulación termohalina.

En el océano Pacífico existe una corriente similar a la del Golfo conocida como corriente de Kuroshio, que tiene su origen en las aguas cálidas del mar tropical del sur de Japón. Esta corriente recorre las costas de Japón en dirección norte y, hacia la latitud 50° N, gira hacia el este en el Pacífico para dirigirse a las costas de los Estados Unidos de América (EUA) y Méjico, donde adquiere dirección sur conociéndose como corriente de California. Pero resulta curioso comprobar como este fenómeno de circulación oceánica no presenta la misma intensidad en el océano Pacífico, en donde no se produce con la misma transferencia de calor de las latitudes bajas a las altas que en Atlántico. Por ello, los climas de las costas circumpacíficas son más fríos en invierno que los de lugares situados a la misma latitud en el continente europeo. Este hecho se debe en gran parte a la menor salinidad del Pacífico. La diferencia de salinidad entre ambos océanos tiene su explicación en la intensa evaporación que se produce en el Atlántico en verano, de tal forma que el volumen de agua evaporada supera a la aportada por las precipitaciones y la escorrentía continental, mientras que en el Pacífico, las aportaciones de agua dulce de las escorrentías de las Montañas Rocosas son muy importantes debido a que recogen y devuelven al mar las precipitaciones generadas por los vientos húmedos del oeste de procedencia oceánica. También se produce un transvase de humedad en la zona tropical del Atlántico hacia el Pacífico a través de los vientos alisios que cruzan el istmo de Panamá, con formación sobre el Pacífico de masas de agua cargadas en vapor de agua producto de la evaporación del Atlántico tropical, lo que conduce a un aumento de la salinidad en estas aguas atlánticas mientras que disminuye en las pacíficas. De esta forma, entre las latitudes 45°-60° N, las aguas atlánticas son cálidas y saladas, con temperaturas medias superficiales de 10° C y salinidades del 35%, mientras que las pacíficas presentan temperaturas medias de 6°-7° C y salinidades del 33%.

Por otro lado, las corrientes profundas originadas en los mares del Norte y del Labrador, que reciben la denominación de *North Atlantic Deep Water* (NADW), alcanzan un gran volumen y unos caudales enormes, del orden de 13 millones de m<sup>3</sup>/s, dando lugar a una corriente inferior, más profunda y muy fría, con origen en el mar del Norte, y otra más superficial, generada en las aguas del sur de Groenlandia y del Labrador, de carácter más calido. La corriente profunda NADW circula por el Atlántico hacia el sur hasta llegar a la Antártida, donde gira para penetrar en el océano Índico y desde este alcanzar el Pacífico. Otras corrientes profundas de aguas frías se forman debajo de los hielos de las banquisas de los mares de Wedell y Ross, en la plataforma antártica. En estas zonas se produce una intensa congelación de las aguas marinas que conduce a un aumento de la salinidad bajo la banquisa,

aumentando la densidad de las aguas marinas. Estas aguas, muy densas y frías, se hunden en el océano dando lugar a una corriente profunda, la *Antarctic Bottom Water* (ABW), que viajará hacia el norte hasta alcanzar el paralelo 40° N, descendiendo en cuña por debajo de la NADW. Además de estas dos grandes corrientes profundas, existen otra serie de circuitos de corrientes de aguas intermedias que también tiene una gran influencia en las variaciones climáticas globales.

Los enormes flujos en profundidad de la corriente NADW se compensan en las zonas ecuatoriales con la formación de una corriente superficial costera que recorre las costas de Brasil de sur a norte y recibe la denominación de *North Brasil Current* (NBC). Este flujo superficial de procedencia sur se une a la corriente tropical este que tiene su origen en la corriente de las Canarias, dando lugar a la altura de la isla de Cuba a la corriente del Golfo. Además de estas corrientes superficiales, existen otras que tienen su origen en el ascenso o *upwelling* de aguas profundas, cuya situación es más difusa y que se producen en puntos de divergencia de aguas superficiales. Así, se producen corrientes de *upwelling* en una franja ecuatorial del este del Pacífico y en las zonas costeras de los continentes, donde las aguas profundas ascienden, reemplazando a las aguas superficiales que se alejan de la costa impulsadas por la deriva litoral y por la acción de los vientos. Estas corrientes de origen profundo y de aguas frías afloran en las costas del oeste de los continentes que rodean el Atlántico y el Pacífico, dando lugar a las corrientes frías de Canarias y Benguela en las aguas atlánticas, y de California y Humboldt en las pacíficas.

La circulación oceánica es, en gran medida, la que condiciona los climas actuales y sus variaciones anuales. Pero esta situación no ha sido siempre la misma a lo largo del Cuaternario, pues la circulación termohalina se debilitó enormemente en los periodos fríos pleistocenos, al no producirse el hundimiento de las aguas superficiales en los mares del Norte debido a una disminución de la salinidad en estas zonas. No obstante, en los periodos fríos del Pleistoceno en los que se producía una gran formación de hielo en la banquisa atlántica, el mecanismo de hundimiento siguió funcionando produciendo aguas profundas. Durante los periodos interglaciales y en menor medida, en los interestadios cálidos, la circulación termohalina recuperaba un ritmo similar al actual. Este desequilibrio hizo que se sucedieran eventos en los que se producía una gran cantidad de aguas profunda (periodos interglaciales) con otros en la que esta producción disminuía (periodos glaciales). Este hecho condicionó la disminución de la fuerza y el caudal de la NADW durante las glaciaciones, haciendo que la ABW antártica alcanzase latitudes más altas en el hemisferio norte. Por otro lado, los avances de los inlandsis y de la banquisa ártica durante los periodos glaciales desplazaron la corriente del Golfo hacia el sur, sin superar Iberia y el norte de África, con un atemperamiento de los climas de estas zonas.

## 4. Los paleoclimas del Cuaternario y sus consecuencias

### 4.1. *Las glaciaciones precuaternarias*

Como ya se ha indicado al comienzo de este capítulo, una de las principales características del Cuaternario es su notable variabilidad climática y el gran desarrollo y avance que los glaciares durante su corta extensión temporal. Pero, por otra parte, hay que hacer notar que las glaciaciones no son acontecimientos exclusivos de este periodo de tiempo, sino que a lo largo de la Historia de la Tierra han tenido lugar varias épocas glaciales durante el Proterozoico, el Paleozoico y el Cenozoico.

A partir del final del óptimo climático del Eoceno inicial, hace unos 50 Ma comienza un descenso término generalizado que conducirá al desarrollo de hielo permanente en los polos y que culminará con las glaciaciones cuaternarias. Por su especial significación respecto a los climas del Cuaternario se pueden destacar los episodios glaciales del Mioceno (28,1-5,33 Ma) fechados en 23,7 y 14-5 Ma, que condujeron a la formación de los *inlandsis* de la Antártida y de Groenlandia, y del Plioceno, a partir de 3 Ma, que dieron lugar al desarrollo de los casquetes glaciares en los dos hemisferios y del glaciario en las grandes cordilleras.

No obstante, el clima del Plioceno (5,4-2,5 Ma) fue en general mucho más cálido que el actual, pues en su primera parte se frenó la tendencia al enfriamiento que se arrastraba desde el Eoceno inicial y, con mayor intensidad, desde la segunda mitad del Mioceno. Así, en el Plioceno medio, sobre 4-3,5 Ma, la temperatura media global superó la actual en unos 3º C mientras que la existente en las latitudes medias y altas del hemisferio N fue entre 4º y 6º C superior. Los *inlandsis* de la Antártida y de Groenlandia, emplazados durante el enfriamiento del final del Mioceno, comenzaron a deshelarse y dieron lugar a un ascenso del nivel de la superficie de los océanos, estimado en unos 30 m por encima del actual. En esos momentos, el clima en el Mediterráneo era más cálido y más lluvioso, con temperaturas y precipitaciones superiores a las actuales. Durante el Plioceno superior (2,8 Ma) comenzó una nueva acumulación de hielo en los continentes del hemisferio norte, con avances de icebergs en las aguas del Atlántico Norte. En estos momentos tuvo lugar un acontecimiento de gran importancia para la evolución climática del planeta: entre 3,5 y 2,5 Ma se produjo el cierre total del istmo de Panamá, iniciado hace 13 Ma.

### 4.2. *El inicio del enfriamiento y las primeras glaciaciones cuaternarias*

La tendencia al enfriamiento que la Tierra venía experimentando desde hace 50 Ma se vio acrecentada al final del Plioceno (3-2,5 Ma). En esos momentos,

las aguas oceánicas sufrieron un nuevo enfriamiento que condujo a un aumento de las precipitaciones en forma de nieve en las latitudes altas. Este hecho, unido a los factores como el cierre del istmo de Panamá y la apertura del estrecho de Bering, y al desarrollo de unas condiciones astronómicas de insolación que favorecieron los veranos frescos en el hemisferio norte acompañados de abundantes precipitaciones en forma de nieve durante el invierno, condujeron al gran desarrollo de los dos grandes casquetes de hielo polares, en los hemisferios norte y sur, a los que se unieron sendos mantos de hielo continentales en el norte de América y de Europa, los *inlandsis* Laurentino y Finoscandinavo, y los glaciares de montaña de los Alpes y otras grandes cordilleras.

A partir de las curvas de variación de los isótopos del oxígeno se han reconocido en el Cuaternario un elevado número de oscilaciones climáticas de carácter frío y seco que alternan con otras cálidas y húmedas, que se han agrupado en 103 estadios isotópicos del oxígeno (OIS) o estadios isotópicos marinos (MIS). Entre 2,7 y 0,9 Ma estas oscilaciones frías o glaciares seguían ciclos de 41 ka de amplitud y también de 22 ka, que coinciden con los ciclos de menor radiación solar recibida en el hemisferio norte relacionados con los de variación de la precesión y el cabeceo terrestres. Esta menor insolación permitió el desarrollo de amplias plataformas de hielo en el hemisferio norte. A partir de 1,5 m.a. y hasta 0,6 Ma, los ciclos fríos comienzan a tener una amplitud mayor, de tal forma que a partir de 0,6 Ma se sitúa entre 80 y 120 ka, amplitud que parece coincidir con la de los ciclos de variación de la excentricidad de la órbita terrestre. En este sentido, en los últimos 0,9 Ma se han reconocido hasta nueve ciclos fríos de unos 100 ka de duración, relacionados con la variación de la excentricidad de la órbita terrestre, a los que se superponen los ciclos de 41 y 22 ka ligados a los otros dos parámetros orbitales. Como se ha visto, todos los ciclos fríos reconocidos durante el Cuaternario se han agrupado en un máximo de seis grandes periodos glaciares que reciben denominaciones basadas en topónimos locales dependiendo de la zona geográfica de la que se trate.

### **4.3. *El Eemiense o penúltimo interglacial***

El Eemiense es el penúltimo periodo de características cálidas que tuvo lugar durante el Cuaternario, con anterioridad al Último Máximo Glacial o *Lost Glacial Maximum* (LGM) y al periodo interglacial Holoceno. Se le conoce con el nombre de Terminación 2 por ser el periodo en el que termina la penúltima glaciación. Coincide con el OIS 5e, que equivale al interglacial Ris/Würm de las glaciaciones alpinas clásicas. Su extensión temporal puede cuantificarse entre 130/128 ka y 118/115 ka, si bien pudiera adelantarse su inicio unos cuantos miles de años. Este periodo se caracteriza por el deshielo de los casquetes polares y de las masas glaciares continentales. Parece ser que el comienzo de este deshielo pudo tener su origen en un aumento de la insolación en los veranos



de las latitudes altas del hemisferio norte, en un aumento de la insolación en las latitudes altas del hemisferio sur o en un calentamiento de las aguas tropicales del Pacífico. En función de estas hipótesis, el inicio del Eemiense se sitúa en fechas más cercanas o en fechas más alejadas.

La denominación de este periodo se tomó del río Eem (Holanda), en cuyo valle se localizaron fósiles de faunas templadas junto con pólenes de árboles frondosos. En Inglaterra, donde el periodo recibió el nombre de Ipswichense, también se localizaron faunas de zonas tropicales y subtropicales. En África, las zonas desérticas actuales estaban ocupadas por estepas y sabanas con áreas lacustres, y la selva ecuatorial ocupaba una mayor extensión que la actual. En general, las temperaturas a escala global en los momentos más cálidos de este periodo fueron entre 1º y 2º C más altas que las actuales, con una mayor humedad que en la actualidad. La superficie de los océanos alcanzó un nivel de unos 6 m por encima del actual, quedando grandes áreas costeras inundadas. Este ascenso del nivel del mar pudo tener su origen en la fusión total de los glaciares de Groenlandia, donde las temperaturas llegaron a alcanzar valores superiores a los actuales entre 5º y 10º C. Durante todo este periodo el clima se mantuvo bastante estable, sin grandes variaciones, con características muy parecidas a las del clima del Holoceno. El ascenso del nivel del mar en este periodo produjo cambios significativos en las costas de los continentes. Así, en Europa, Escandinavia quedó aislada del continente formando una isla separada por la prolongación del mar Báltico.

El final del Eemiense está condicionado por el comienzo de una persistencia de las nieves depositadas durante el invierno en los territorios del norte de Canadá, del Labrador y de la Tierra de Baffin. En esos momentos, los parámetros orbitales condicionaron una menor insolación en los veranos del hemisferio norte dando lugar a una bajada de la temperatura en verano que permitió la conservación de la nieve. En este escenario nevado, las precipitaciones de nieve de los siguientes inviernos encontraban unas mejores condiciones para su conservación, que retroalimentaban al sistema, de tal forma que se llegó a una nueva acumulación de nieve y hielo en el hemisferio norte. Este enfriamiento produjo la desaparición de la taiga en las zonas continentales que fue sustituida por la tundra, lo que condicionó un aumento del albedo y por tanto una disminución de las temperaturas. Sin embargo, en el sur de Europa, este enfriamiento se retrasó unos milenios, hasta los 106 ka, momento en el que aguas frías polares cargadas con armadas de icebergs alcanzaron las costas de Portugal.

#### **4.4. *El último pleniglacial***

El último pleniglacial coincide con la glaciación Würm de la secuencia alpina clásica y comprende desde el OIS 5d hasta el OIS 2, con una extensión

temporal que puede cuantificarse entre 118.000 años y 11.784 años de calendario. El comienzo de este último periodo glacial coincide con el mínimo de insolación correspondiente al inicio del último ciclo de excentricidad orbital de 100 ka y en él se reconocen una serie de máximos y mínimos de insolación relacionados con los otros dos ciclos orbitales, los cuales son los responsables, entre otros factores, de las variaciones climáticas que tienen lugar en este periodo de tiempo.

A partir de 115.000 años tuvo lugar un enfriamiento generalizado del planeta, pero con variaciones según la latitud. En las latitudes altas y zonas internas de los continentes este descenso térmico fue mucho mayor que en las latitudes bajas y en las zonas costeras. En las zonas más frías, las temperaturas medias experimentaron descensos superiores a 15° C, e incluso de 23° C en la Antártida. En las zonas tropicales estos descensos fueron más moderados, en torno a 5° C, y fueron acompañados por una disminución de las precipitaciones, de tal forma que grandes superficies de selva fueron reemplazadas por sabanas. El momento más frío de esta glaciación tuvo lugar hace 22 ka en el llamado Último Máximo Glacial o *Last Glacial Maximum* (LGM).

En cuanto a los océanos, su temperatura media superficial descendió en torno a 4°-5° C mientras que la de las aguas profundas lo hizo entre 1° y 2° C. Las aguas del Atlántico Norte experimentaron un descenso superior a los 10° C, mientras que las temperaturas del Mediterráneo en el mar de Alborán sufrieron un descenso cercano a los 10° C. En los mares tropicales los descensos fueron menores, de 3° a 4° C en las zonas orientales del Pacífico y del Atlántico. La superficie cubierta por el hielo en la banquisa ártica alcanzó una extensión muy superior a la actual, llegando a superar el sur de Islandia. En los momentos más rigurosos, las aguas del Atlántico se vieron surcadas por armadas de icebergs que, provenientes del manto de hielo Laurentino y de la banquisa ártica, viajaron en dirección sur y sureste hasta alcanzar la latitud de Portugal. En estos momentos fríos, hace unos 22.000 años, los habitantes prehistóricos de la cueva de Cosquer (sur de Francia) dibujaron en sus paredes una especie de pingüino, el *Alca impennis*, que durante el Holoceno tuvo su hábitat en latitudes mucho más al norte, hasta su extinción por el hombre en el siglo XIX. Esta especie también aparece entre los restos de fauna consumida por los habitantes prehistóricos de la cueva de Nerja (sur de España) al final del LGM, en donde fueron consumidos por los grupos humanos de hace 30 ka junto con ejemplares de *Phoca vitulina*, actualmente presente en el Atlántico Norte. También se registra durante el final del último pleniglacial (40,4-30,6 ka cal BP) la presencia de mamut lanudo (*Mammuthus primigenius*) en la turbera de Padul (Granada), al sur de Sierra Nevada, en el extremo más meridional de Europa.

Como consecuencia de este enfriamiento tuvo lugar un enorme desarrollo de los *inlandsis* Laurentino y Finoscandinavo, sobre los continentes norteamericano y euroasiático, que no solo cubrieron las latitudes más altas, sino que

alcanzaron latitudes más meridionales. El manto de hielo Laurentino se extendió por debajo del paralelo 50° N, desde las Montañas Rocosas hasta los Apalaches, descendiendo hasta la latitud 36° N en la costa este americana. Su extensión alcanzó los 16 millones de km<sup>2</sup> y su espesor máximo, situado sobre la actual bahía de Hudson, ha podido cuantificarse entre 3.000 y 4.000 m. Esta gran masa de hielo se generó a expensas de la humedad oceánica producida por las borrascas invernales que se formaban delante de la costa atlántica del norte de EUA y Canadá. El espesor del manto de hielo descendía hacia el oeste para volver a aumentar al llegar a las Rocosas. En el continente euroasiático, el manto de hielo Finoscandinavo se extendió sobre todo el norte de Europa, desde Escandinavia y Finlandia hasta el sur de las islas Británicas, Dinamarca, el mar Báltico y el norte de Polonia y Alemania hasta Berlín, ocupando un volumen de 7 millones de m<sup>3</sup>, mientras que el espesor máximo de hielo, situado sobre el norte del mar Báltico alcanzó los 2.000 m. Por el este, el manto de hielo penetraba en el continente asiático, ocupando grandes extensiones de Rusia y Siberia.

Otra consecuencia que tuvo el enfriamiento del LGM para los océanos fue el descenso del nivel del mar (fig. 7). En la primera parte de la glaciación, con gran acumulación de hielo en los continentes, los mares experimentaron un descenso de 50 m, hacia los 115 ka. La segunda gran acumulación de hielo se produjo entre los 85 y 75 ka, con un descenso de los niveles marinos en torno a 70 m. El espesor de hielo acumulado en las banquisas oceánicas y en los glaciares continentales alcanzó su valor máximo entre los 30 y 15 ka, durante el OIS 2, de tal forma que el nivel de las aguas oceánicas llegó a descender entre 120 y 140/150 m por debajo del nivel actual, con la consiguiente retirada del agua de extensas superficies de la plataforma continental. En estos momentos, el estrecho de Bering se encontraría emergido, constituyendo un corredor de tierra al norte y al sur del actual estrecho, de unos 1.600 km de anchura, que comunicaba Siberia con Alaska, por el que pudieron circular animales y grupos humanos. También se produjo la emersión del golfo Pérsico, la unión de Tasmania y Nueva Guinea al continente australiano, y la conexión entre sí de las islas de Filipinas, Borneo, Java y Sumatra que a su vez se unieron al continente asiático por la Península de Malaca e Indochina. En Europa los cambios en la morfología de las costas fueron muy significativos. El descenso del nivel del mar condicionó la emersión de extensas franjas de la plataforma continental en las costas atlánticas del oeste de Francia, en el mar del Norte entre Gran Bretaña y Escandinavia y en los mares Adriático y Jónico, y nuevas franjas costeras en torno a las islas Cícladas y el Peloponeso. Entre el N de Francia y el S de Inglaterra, el actual Canal de la Mancha pasó a estar emergido y surcado por la prolongación del Rin en un inmenso río que recogía las aguas del Támesis y del Sena entre otros y desembocaba en el Atlántico a la altura de Bretaña. También provocó que el mar Negro quedara aislado del Mediterráneo mediante una franja de tierra emergida.

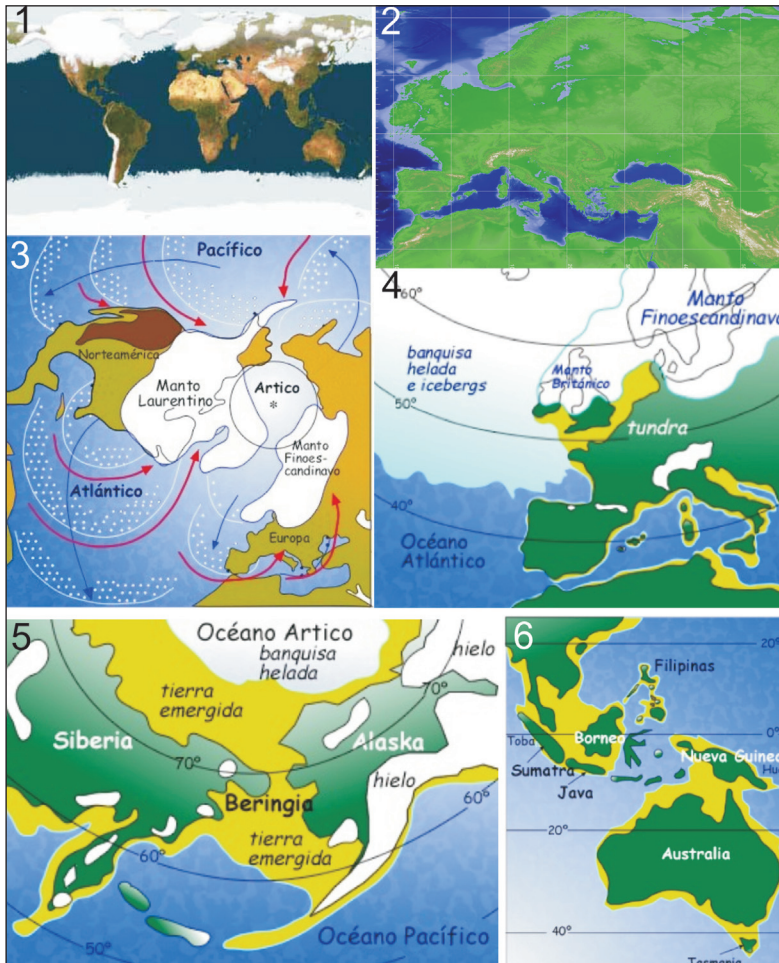


Figura 7. Reconstrucciones paleogeográficas a diferentes escalas del Último Máximo Glacial: 1, Reconstrucción de las tierras continentales emergidas y de los mantos y banquisas de hielo (fuente <http://geolibertaire.org/planete/Prehistoire/neolithique.html>); 2, Mapa del descenso del nivel del mar en el entorno europeo (fuente Michael Barton); 3, Desarrollo de los inlandsis Laurentino y Finoescandinavo (tomado de Uriarte, 2010 en línea); 4, Extensión de la banquisa helada, los mantos de hielo y las tierras emergidas (amarillo) por el descenso del nivel del mar en: 4, El continente europeo, 5, Región de Beringia entre Siberia y Alaska y 6, el SE asiático y Australia, Nueva Guinea y Tasmania (tomado de Uriarte, 2010 en línea).

Como consecuencia del frío reinante durante el LGM, la humedad descendió al ralentizarse el ciclo hidrológico, por lo que las condiciones ambientales se caracterizaron por una mayor sequedad, y por tanto de un predominio de las

condiciones áridas en las latitudes medias europeas, cubiertas por *permafrost* con vegetación de tundra, mientras que las zonas mediterráneas se encontraban cubiertas por estepas con diferente grado de humedad. Igualmente, en latitudes más bajas, las temperaturas también bajaron, lo que condujo al descenso del nivel de nieves perpetuas de los montes Kenia y Kilimanjaro, donde se produjo un enfriamiento de entre 5° y 8° C, y al desarrollo de glaciario en el Atlas. En la Amazonia el descenso de temperatura se sitúa sobre 6° C. En estas zonas intertropicales también se produjo una disminución de las precipitaciones, por lo que la selva sufrió una reducción en beneficio de la sabana que aumentó su extensión. En África, el desierto del Sáhara aumentó de superficie durante los periodos más fríos, con avance hacia el sur y ciñéndose al Atlas por el norte.

No obstante, durante el LGM algunas zonas de los continentes americano, asiático y africano contaron con unas condiciones mucho más húmedas que las actuales. Así, en Norteamérica se desarrollaron grandes lagos en zonas actualmente semidesérticas correspondientes a los estados de la Gran Cuenca (Nevada, Uta y Arizona), vestigios de los cuales son el Gran Lago Salado de Uta y el Pyramid de Nevada. Algo parecido ocurrió en Sudamérica, donde los grandes lagos andinos, como el Titicaca en el altiplano peruano-boliviano, superaron sus dimensiones actuales, y aparecieron otros grandes lagos en superficies actualmente ocupadas por desiertos salinos, como el del Salar de Uyuni en el suroeste de Bolivia. Otro tanto ocurrió en Asia, donde grandes extensiones de la actual Mongolia estuvieron ocupadas por lagos, y en África, con el desarrollo de un gran lago antecesor al de Chad.

Además, durante el LGM, aumentó la intensidad del viento en las latitudes altas y medias. La existencia de inmensas superficies llanas al sur de los mantos de hielo junto con la ausencia de vegetación en estas zonas permitió que los fuertes vientos arrancaran partículas poniéndolas en circulación y transportándolas grandes distancias, para dar lugar a extensos y potentes depósitos de loess en las llanuras de China y del centro y norte de Europa. El polvo puesto en circulación se detecta también en las capas de hielo de los casquetes de Groenlandia y de la Antártida. El aumento del viento y de su intensidad se debió principalmente a un aumento en el gradiente térmico latitudinal, entre las masas de aire de las latitudes altas situadas encima de los casquetes y mantos hielo, y las masas de las latitudes bajas generadas en zonas carentes de hielo.

#### **4.5. *Los eventos de Heinrich, las oscilaciones Dansgaard-Oeschger y los ciclos de Bond***

El estudio de los testigos de los sondeos marinos y en los hielos polares ha permitido detectar una serie de variaciones de menor amplitud que los ciclos de Milankovitch. Estas variaciones, que reciben el nombre de eventos sub-Milan-



kovitch, tienen unas periodicidades de cientos a miles de años y corresponden a los eventos de Heinrich y las oscilaciones Dansgaard-Oeschger (fig. 8).

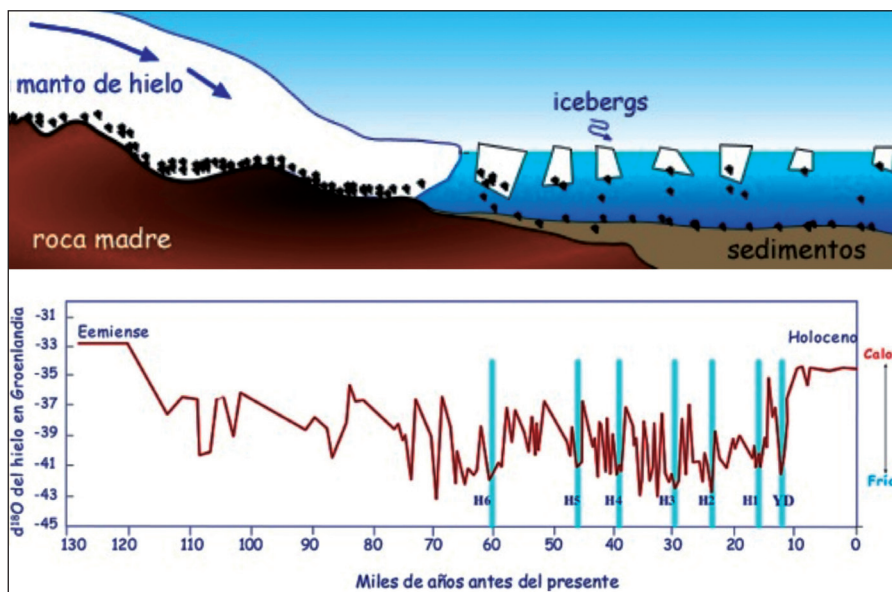


Figura 8. Eventos de Heinrich, oscilaciones Dansgaard-Oeschger y ciclos de Bond. (Tomado de Uriarte, 2010 en línea).

Los eventos de Heinrich reflejan sucesivos momentos de sedimentación episódicas de partículas detríticas minerales transportadas por icebergs o IRD (*Ice-Rafted Debris*) en los fondos oceánicos del Atlántico Norte. En 1988, el geólogo marino H. Heinrich detectó en los testigos de los sondeos marinos realizados en el fondo del océano Atlántico entre las latitudes 40° y 55° N, una serie de niveles en los que aparecían acumulaciones de partículas detríticas angulosas, predominantemente de cuarzo. El mecanismo por el que se formaron estos depósitos detríticos en zonas muy alejadas de las costas de Europa, América y Groenlandia hay que buscarlo en la dinámica de los glaciares y mantos de hielo continentales y de los icebergs en el Atlántico. Cuando se produce una gran acumulación de hielo en los glaciares continentales, la presión de este hace que en el contacto entre el hielo y la superficie rocosa se produzca una capa fluida que engloba las partículas rocosas arrancadas del fondo y el agua subglacial. La presencia de esta capa permite que los glaciares fluyan con una mayor rapidez arrastrando las partículas rocosas en su base. Cuando los glaciares llegan al mar, son socavados por la acción del oleaje y de las corrientes y como consecuencia se produce el desgajamiento de masas de hielo o icebergs. Estos icebergs transportan en el interior del hielo de su parte inferior, que había estado en contacto con la roca,



numerosos fragmentos rocosos de diferentes tamaños. Cuando los icebergs son impulsados por las corrientes marinas hacia latitudes más bajas, el hielo de su base empieza a deshelarse, por lo que se produce una suelta de los fragmentos rocosos que transporta, los cuales se acumulan en el fondo oceánico.

Estos eventos tienen lugar al final de los estadios más fríos, cuando las aguas marinas superficiales alcanzan sus temperaturas más bajas al final de un ciclo de progresivo enfriamiento. La caída de las partículas minerales no se produce de manera instantánea, sino que tiene lugar a lo largo de un periodo de tiempo de duración variable, con un momento de mayor acumulación de derrubios. El resultado es la formación en los sedimentos del fondo del mar de microlechos de derrubios minerales (*Heinrich layers*) de espesor variable intercalados entre los fangos biogénicos de origen pelágico que tapizan las llanuras abisales. Los lechos de derrubios presentan sus mayores espesores hacia el oeste del Atlántico Norte, en el mar del Labrador, sugiriendo que las armadas de icebergs que los generaron procederían de la disgregación de icebergs del *inlandsis* Laurentino.

Hasta la fecha se han detectado un total de 12 *Heinrich layers* que cubren la práctica totalidad del Pleistoceno superior, correspondientes a otros tantos eventos de Heinrich, con un espaciado temporal entre cada evento que oscila entre 5 y 10 ka. Los cinco lechos más recientes han sido datados mediante la realización de dataciones de  $^{14}\text{C}$  AMS en conchas de foraminíferos, mientras que para los más antiguos, su edad se ha calculado mediante la velocidad de sedimentación. Teniendo esto en cuenta, la posición cronológica en años BP del tramo de mayor acumulación de derrubios de los eventos de Heinrich (denotados con la letra H seguida de un número) es la siguiente (no obstante las fechas de los eventos de Heinrich pueden variar dependiendo de si se utiliza la amplitud total del evento y si se ofrecen en años calibrados): H 0 = 11 ka, H 1 = 14,3 ka, H 2 = 21 ka, H 3 = 27 ka, H 4 = 35 ka, H 5 ~ 52 ka, H 6 ~ 69 ka, H 7 ~ 71 ka, H 8 ~ 76 ka, H 9 ~ 85 ka, H 10 ~ 105 ka y H 11 ~ 133 ka.

En cuanto a los sondeos polares, se encuentran en el manto de hielo de Groenlandia y se conocen como Dye-3 (al sur de Groenlandia), Camp Century (al noroeste de Groenlandia), Renland (en el centro-este de Groenlandia), GRIP (proyecto europeo denominado *Greenland Ice Core Project*) y GISP2 (proyecto de EUA con aportaciones europeas llamado *Greenland Ice Sheet Project 2*), estos dos últimos en la zona de mayor acumulación de hielo en el centro de Groenlandia (Summit). Estos sondeos, y especialmente los realizados en Summit (GRIP y GISP2), han proporcionado información paleoclimática de alta resolución con significado global, como por ejemplo las curvas de variación de los isótopos del oxígeno, cuyos datos son comparables con los obtenidos en los fondos oceánicos.

Las oscilaciones Dansgaard-Oeschger corresponden a cambios abruptos en los valores de los isótopos del oxígeno en los sondeos polares que indican numerosas oscilaciones climáticas. En 1993, W. Dansgaard reconoció en el sondeo GRIP un total de 24 episodios interestadiales en el periodo compren-

dido entre 110 y 12 ka BP, en los que las temperaturas experimentaron aumentos de entre 5° y 8° C, separados por estadios fríos. Cada uno de estos ciclos tiene una duración de 500 a 3.000 años y corresponden a periodos en los que se produjo un lento enfriamiento que terminó en un rápido calentamiento. Las oscilaciones cálidas se denominan periodos interestadiales o interestadios (*interstadial isotope stages*) y se denotan con las siglas IS seguidas de un número de 1 a 24. La correlación de estos interestadios con la cronología polínica de Europa aparece en la fig. 8.

Estas oscilaciones pueden agruparse en ciclos en los que el enfriamiento llega a un máximo seguido de un fuerte calentamiento, que presentan una periodicidad de entre 10 y 5 ka, o incluso menor; son los denominados ciclos de Bond. Las últimas 21 oscilaciones Dansgaard-Oeschger o IS se han podido agrupar en 8 ciclos de Bond de duración decreciente, desde los 20 ka el más antiguo (IS 21 a IS 16) hasta los 2 ka del más reciente (IS 1).

Por otro lado, las variaciones climáticas observadas en los sondeos groenlandeses GRIP y GISP2 presentan una muy buena correlación con los cambios observados en los sondeos del fondo del Atlántico Norte. Así, comparando las gráficas de la variación de los isótopos del oxígeno de los sondeos en hielo con la de distribución de los IRD del fondo marino o eventos de Heinrich, se observa que el final de los ciclos de Bond, cuando la curva de variación del <sup>18</sup>O indica el máximo descenso térmico, existe una coincidencia con los momentos de mayor acumulación de derrubios en los fondos marinos, para acto seguido producirse un rápido y pronunciado aumento de la temperatura que marca el inicio de un nuevo ciclo de Bond.

También existe una buena correlación entre los eventos de Heinrich y las variaciones de otros parámetros ambientales obtenidos en registros continentales. Así por ejemplo, los eventos de Heinrich H 1, H 2, H 3, H 4 y H 5 se han podido correlacionar con los máximos que experimentan los pólenes de pino en el diagrama paleopolínico obtenido a partir de un sondeo realizado en el lago Tulane (Florida, EUA). Igualmente existe una buena correlación entre los eventos de Heinrich y los picos de mayor proporción de sedimentos de mayor tamaño en los depósitos de loess de China. De todo esto se puede deducir que los cambios climáticos relacionados con los eventos de Heinrich no son exclusivos del océano Atlántico, sino que corresponden a variaciones climáticas que afectaron a todo el planeta durante el LGM.

#### **4.6. La última deglaciación y el Younger Dryas**

Entre 20 y 18 ka años antes del presente se inició en el hemisferio norte un proceso de fusión del hielo que finalizó hace 8 ka. Es lo que se conoce como

última deglaciación o Terminación 1. El inicio de este proceso de deshielo no está muy claro y entre las causas que lo produjeron se pueden señalar:

- El aumento de las temperaturas medias de los veranos del hemisferio norte por un aumento de la insolación relacionado con la coincidencia de los máximos de insolación debidos la precesión (22 ka) y al cabeceo (41 ka). Esto produjo la fusión de los hielos de los *inlandsis* norteros y el retroceso de la banquisa helada en verano, así como una disminución de precipitaciones en forma de nieve en invierno, por lo que la acumulación de hielo empezó a ser menor que la fusión veraniega.
- La disminución del albedo al reducirse las superficies cubiertas por hielo del hemisferio norte.
- Los cambios en la circulación atmosférica con una mayor influencia oceánica en los continentes americano y europeo, y aumento de la concentración del CO<sub>2</sub> atmosférico y otros gases de efecto invernadero.

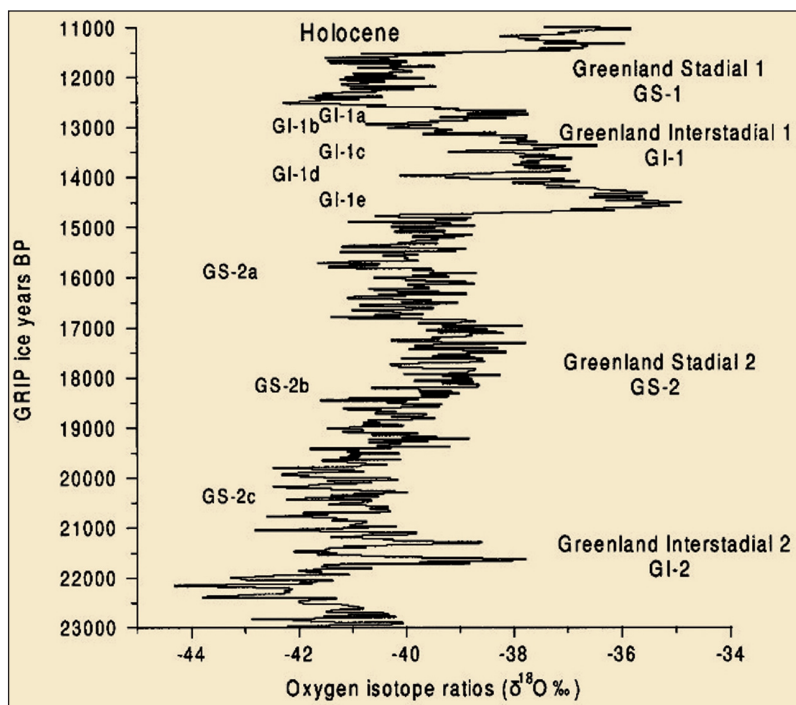


Figura 9. Registro de las variaciones del  $^{18}O$  ( $^{18}O$ ) del testigo de hielo del sondeo GRIP (Groenlandia) entre 23 y 11 ka BP contados en capas de hielo y división de la estratigrafía isotópica en interestadios y subinterestadios templados/cálidos (Greenland Interstadials o GI) y estadios fríos (Greenland Stadials o GS). (Tomado de Björk et al., 1998, p. 188).

La secuencia cronoestratigráfica tradicional establecida para Europa noroccidental está basada en las variaciones climáticas observadas a través de los diagramas paleopolínicos obtenidos en los sondeos de lagos y en otras secuencias sedimentarias continentales, cuyos límites se definieron mediante dataciones de radiocarbono.

Por otro lado, el final de la última glaciación ha sido bien estudiado en los sondeos de hielo de Groenlandia, de tal forma que se ha podido establecer una climatoestratigrafía (estratigrafía basada en eventos climáticos) muy fina para la última deglaciación o Terminación 1, el periodo de tiempo comprendido entre 22 y 11,5 ka cal BP que va desde el LGM hasta el comienzo del Holoceno, basada en las variaciones de los isótopos del oxígeno del testigo de hielo del sondeo GRIP. Además, las variaciones climáticas detectadas en el sondeo GRIP se correlacionan bien con las observadas en los testigos de los sondeos marinos del Atlántico Norte y con la secuencia cronoestratigráfica tradicional establecida para Europa noroccidental. En 1998, los investigadores del proyecto *Integration of Ice-core, Marine and Terrestrial Records* (INTIMATE) analizaron detalladamente el registro isotópico del sondeo GRIP para este periodo y establecieron una escala articulada en dos episodios estadales o estadios fríos denominados *Greenland Stadials* 1 (GS 1) y 2 (GS 2) y en dos episodios interestadales o interestadios templados, *Greenland Interstadials* 1 (GI 1) y 2 (GI 2) (fig. 9). Además, el interestadio GI 1 y el estadio GS 2 han sido subdivididos en episodios climáticos más cortos. Esta climatoestratigrafía se puede utilizar tanto en los registros de los sondeos en hielo como en los registros marinos y continentales y actualmente se considera como la periodización más adecuada para este periodo de tiempo, que se puede correlacionar con las secuencias cronoestratigráficas clásicas obtenidas a partir de registros continentales. La correlación entre las fases climáticas tradicionales y la escala climacronológica de los *Greenland Stadials* es la siguiente (figs. 10 y 11):

- El GI 2 (21.800-21.200 cal BP) es el interestadio situado al final del OIS 3, justo después del evento de Heinrich H 2, y se corresponde al interestadio templado Würm III / Würm IV de la escala glacial clásica.
- El estadio frío GS 2 (21.200-14.692 cal BP) es equivalente al LGM, ocupa la mayor parte del OIS 2 y se puede dividir en tres subestadios, que de mayor a menor edad son:
  - GS 2c (21.200-19.000 cal BP), de características frías,
  - GS 2b (19.000-16.800 cal BP) ligeramente más templado, equivalente al interestadio Lascaux, y
  - GS 2a (16.800-14.692 cal BP) marcadamente frío. El fin del GS 2a viene marcado por un episodio frío, la fase Dryas 1c del *Oldest Dryas* o Dryas más antiguo, coincidente con el evento de Heinrich H 1.

- El interestadio templado GI 1 corresponde al Tardiglacial (14.692-12.896 ka cal BP) y a su vez se subdivide en cinco subinterestadios:
  - GI 1e (14.692-14.075 cal BP) o interestadio Bölling,
  - GI 1d (14.075-13.954 cal BP) o estadio *Older Dryas* o Dryas antiguo, con un nueva disminución de las temperaturas,
  - GI 1c (13.954-13.311 cal BP) equivalente a la primera parte del interestadio templado Alleröd.

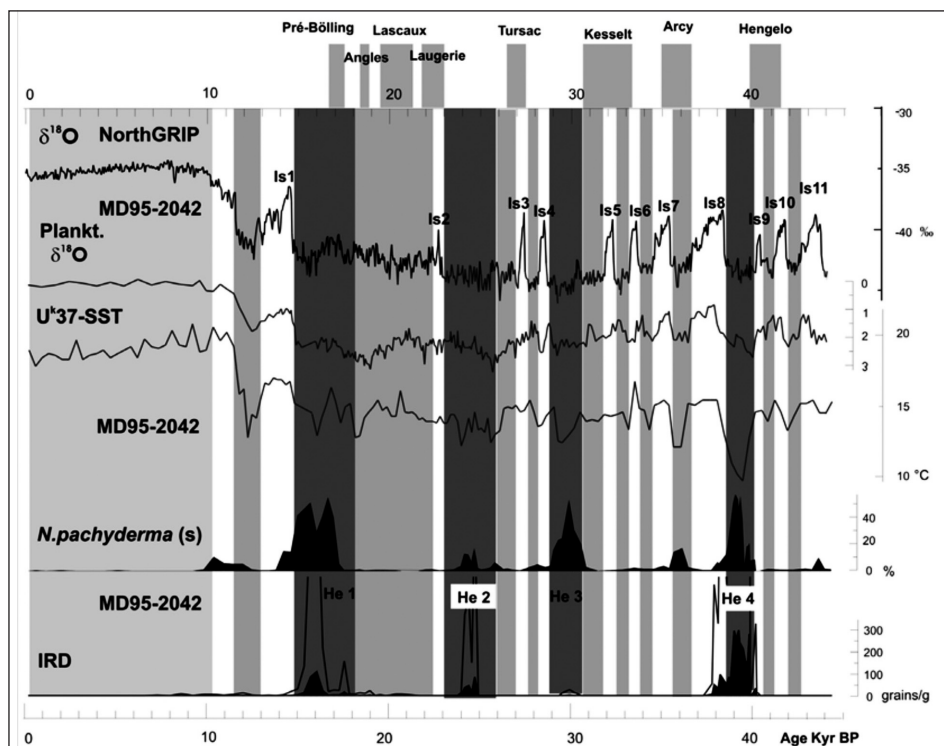


Figura 10. Correlación entre la nomenclatura de los interestadios templados basada en análisis paleopolínicos de secuencias arqueológicas europeas y la definida a partir del estudio de los registros de los testigos de sondeos marinos y en hielo, para lo últimos 40 ka. De abajo a arriba se muestran diversas curvas paleoclimáticas (concentraciones de IRD y eventos de Heinrich, porcentajes del foraminífero polar *Neogloboquadrina pachyderma* de enrollamiento levógiro, temperaturas de la superficie del mar obtenidas a partir del análisis de las alquenonas y del  $^{18}\text{O}$  de los foraminíferos planctónicos) obtenidas del estudio del testigo MD95-2042 realizado en el océano Atlántico, al SO de la Península Ibérica, y la curva de las paleotemperaturas de Groenlandia a partir del registro de las variaciones del  $^{18}\text{O}$  del testigo de hielo del sondeo GRIP (Groenlandia). (Tomado de Sanchez Goñi y d'Errico, 2005, p. 1249).

- GI 1b (13.311-13.099 cal BP), episodio frío dentro del Alleröd o *Inter Alleröd Cold Period* (IACP).
  - GI 1a (13.099-12.896 cal BP), final del interestadio templado Alleröd, con un ligero ascenso térmico.
- El estadio frío GS 1 (12.896-11.703 cal BP) corresponde al *Younger Dryas* o Dryas reciente, que marca el final del OIS 2 y el comienzo del Holoceno (OIS 1). El GS 1 se correlaciona también con el evento de Heinrich H 0, que antecede al rápido calentamiento del inicio del Holoceno.

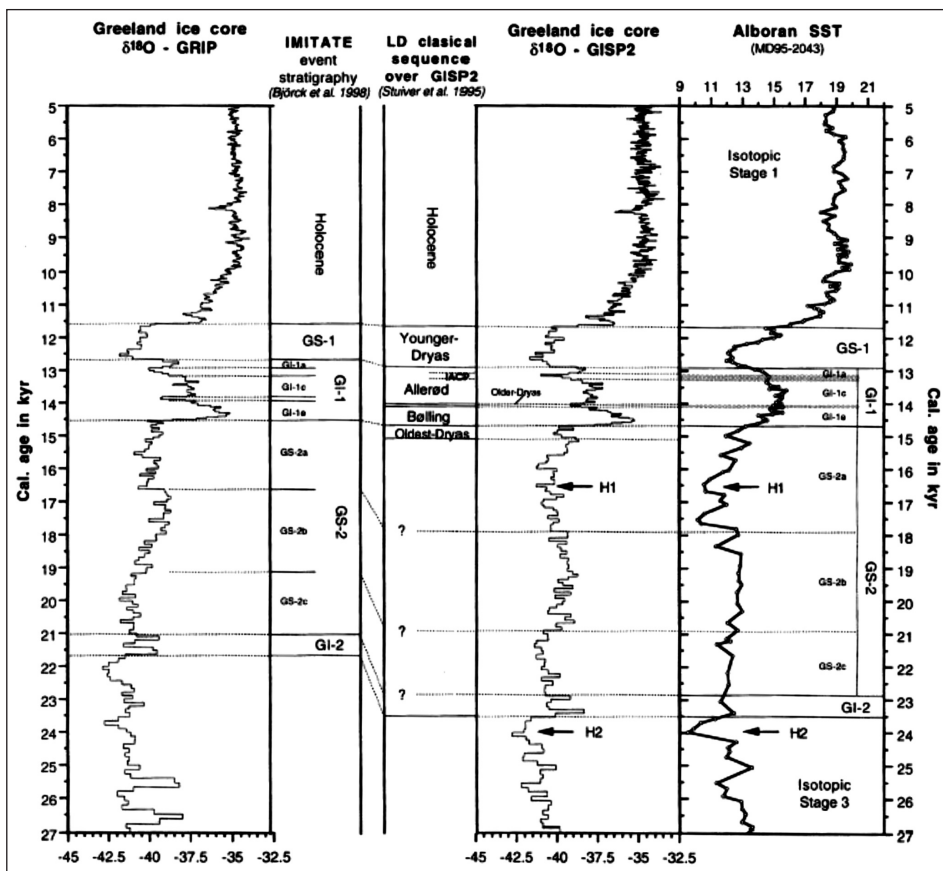


Figura 11. Cronoestratigrafía de la última deglaciación a partir de la correlación de los registros de las variaciones del  $^{18}\text{O}$  en los testigos de los sondeos en los hielos de Groenlandia GISP2 y GRIP y de la curva de paleotemperaturas obtenida del estudio de las alquenonas en el testigo del sondeo MD95-2043 del mar de Alborán. (Tomado de Cacho et al., 2001, p.).



Durante el interestadio Bölling se produjo un rápido aumento de la temperatura de Groenlandia hasta casi alcanzar los valores actuales, lo que contribuyó a una intensificación de la deglaciación, a la vez que aumentaba el espesor de nieve en Summit. La fusión de los hielos sufrió una detención durante el *Older Dryas* y el Alleröd, acompañada por una menor acumulación de nieve y un descenso de las temperaturas hasta alcanzar sus valores mínimos durante el estadio frío GS 1, que llegaron a ser hasta 15° C inferiores a las actuales. Este descenso térmico se interrumpió bruscamente hacia los 11,7 ka años, dando paso a un aumento de las temperaturas con el que finalizó la última glaciación. En Europa esta secuencia de fases frías y templadas se observa en los diagramas paleopolínicos de lagos, turberas y yacimientos arqueológicos. Curiosamente, en la Antártida este enfriamiento se produjo con una ligera antelación y se corresponde con el denominado *Antartic Cold Reversal*, cuya intensidad no llegó a alcanzar la del *Younger Dryas*.

El *Younger Dryas*, Dryas reciente o GS 1 comenzó con una brusca y fuerte bajada de las temperaturas en el hemisferio norte que ha quedado registrada tanto en los depósitos continentales y marinos como en las capas de hielo del *inlandsis* groenlandés. El descenso térmico experimentado en este periodo se estima en unos 10° a 15° C por debajo de las temperaturas actuales. Las causas de este enfriamiento brusco son varias y tienen la clave en el Atlántico Norte. Durante este periodo los parámetros orbitales permitieron que la radiación solar en los veranos del hemisferio norte fuera máxima, por lo que los hielos del casquete ártico y de los glaciares del *inlandsis* Laurentino sufrieron un retroceso con un desprendimiento masivo de icebergs que avanzaron por el Atlántico portando partículas minerales que darían lugar a los IRD del evento de Heinrich H 0. Además, el avance hacia el S de las aguas frías superficiales llevó consigo la aparición en los fondos de las latitudes medias del foraminífero *Neogloboquadrina paqchyderma* de enrollamiento levógiro, especie que es característica de aguas polares, llegando incluso a detectarse esta especie en el mar de Alborán durante este periodo.

El brusco descenso de temperaturas del *Younger Dryas* en el hemisferio norte tiene una explicación muy convincente en la interesante hipótesis que el oceanógrafo W. Broecker planteó en 1989. Para este autor, durante los interestadios templados Bölling y Alleröd, tuvo lugar un importante deshielo de los glaciares del *inlandsis* Laurentino, que generó un gran lago, situado al norte y al oeste de los actuales grandes lagos americanos, al sur de la bahía de Hudson. Este gran lago, denominado lago Agassiz, vertía sus aguas al Golfo de Méjico a través de un paleo-Mississippi, pero a partir de un determinado momento, al final del Alleröd, el dique de hielo que separaba el lago Agassiz del Atlántico Norte se fundió y fracturó, de forma que las aguas del lago fluyeron hacia el océano a través de los ríos Niágara, San Lorenzo y Hudson, sucesivamente. El aporte de enormes cantidades de agua dulce al mar del Labrador y al Atlántico Norte hizo que disminuyera su salinidad y densidad y por tanto se formasen las aguas profundas de la corriente NADW, lo que dio

lugar a una interrupción de la circulación termohalina. Otro tanto ocurrió en el *inlandsis* Finoescandinavo, donde también se formó, durante los interstadios templados, un gran lago de agua dulce en una posición similar a la del actual Báltico, que enviaría sus aguas hacia el Atlántico.

Recientemente se ha planteado una hipótesis basada en causas extraterrestres que, combinada con las anteriores, refuerza los mecanismos que dieron lugar al enfriamiento del *Younger Dryas*. Se trata del efecto sobre la Tierra de la explosión de un cometa que tuvo lugar hacia 12,9 ka cal BP y que ha sido bien detectado en la costa este del norte de los EUA gracias a que dejó numerosos marcadores geoquímicos, que han sido localizados tanto en yacimientos arqueológicos de la cultura Clovis, como en numerosos lagos y pantanos situados a lo largo de la llanura costera.

El impacto del Dryas Reciente en las condiciones climáticas de Europa occidental fue enorme, con fuertes descensos de las temperaturas incluso en sus zonas más meridionales como el extremo S de la Península Ibérica. Así, en el mar de Alborán, las temperaturas superficiales obtenidas a partir del estudio de las alquenonas, sustancias excretadas por unos microorganismos marinos denominados cocolitos, en el testigo del sondeo MD95-2043, experimentaron un descenso de 4° C respecto a las del Alleröd, con valores situados en torno a los 12° C (fig. 11). Este hecho permitió, por ejemplo, que los habitantes de la cueva de Nerja (Málaga) consumieran especies de latitudes más septentrionales, tanto entre la avifauna (*Pinguinus impennis*), como entre la ictiofauna, con especies de actual distribución boreal (*Pollachius pollachius* y *Melanogrammus aeglefinus*).

La consecuencia de la deglaciación en los niveles marinos también fue importante, aunque el ascenso de estos desde la cota aproximada de -140 m a la que llegó en el LGM, no se produjo de manera lineal, sino que su ritmo sufrió una serie de pulsaciones que se han podido estudiar en las terrazas de corales de las islas Barbados. El ascenso fue muy rápido a comienzos del Bölling, a un ritmo de 40 mm/año, para posteriormente ralentizarse a 3 mm/año y experimentar de nuevo una aceleración al final del *Younger Dryas*, que condujo a alcanzar los niveles holocenos.

El final del *Younger Dryas* tuvo lugar de forma brusca en todo el globo entre los 11,7 y los 11,6 ka cal BP, cuando en Groenlandia se produjo un ascenso de las temperaturas del orden de 10° C, aumento térmico que se refleja en los registros de los lagos de Europa y en las aguas del mar del Alborán, que experimentan una subida de 4° C al comienzo del Holoceno, ascenso que continuó en los primeros momentos del Holoceno hasta alcanzar valores similares a los actuales, en torno a los 19°-20° C. Al comienzo del Holoceno las corrientes oceánicas ya adquirieron la configuración actual, reestableciéndose la corriente del Golfo que condicionó la suavización de los climas europeos durante el Holoceno.

## 4.7. El Holoceno

El Holoceno, que como se ha visto, comienza hace 11,784 años contados en capas de hielo, se caracteriza por un ascenso térmico generalizado a nivel global, al final del cual se alcanzan las temperaturas actuales. Este aumento de las temperaturas dio lugar al retroceso de los hielos de los *inlandsis*, con la práctica desaparición del casquete Finoscandinavo a comienzos del Holoceno, mientras que en el Laurentino los hielos no desaparecieron hasta hace 8 ka. A comienzos del Holoceno, entre 11.645 y 11.612 cal BP, la temperatura en Groenlandia subió una media de 15° C, y hace 11.490 cal BP se alcanzó el máximo térmico. El clima del Holoceno ha estado sometido a variaciones a lo largo de sus más de 11 ka de duración, pero estas oscilaciones nunca han tenido la intensidad que en los últimos momentos del Pleistoceno. La temperatura media en la superficie de la Tierra durante el Holoceno ha oscilado entre 14° y 15° C, con variaciones cíclicas de 1° o 2° C, salvando los mayores descensos experimentados hace 8,2 ka.

La primera parte del Holoceno corresponde a las cronozonas Preboreal (hasta 10.189 cal BP) y Boreal (hasta 9.004/8.776 cal BP) y se caracteriza por un clima seco a lo largo del cual se observa una tendencia al atemperamiento. Esta primera parte del Holoceno u Óptimo Climático Holoceno comprende las cronozonas Boreal y Atlántico y finaliza al final de esta última (hasta 5.728 cal BP) durante la que tiene lugar una importante mejoría climática con aumento de las temperaturas y de las precipitaciones que superan las actuales. Esta mayor humedad propició la aparición un paisaje de sabana en grandes áreas de África, con desarrollo de grandes lagos y de sistemas fluviales interconectados con zonas pantanosas en el área del Sahel y del Sáhara. El lago de Chad, que había desaparecido durante la última glaciación, se instaló de nuevo con una extensión muy superior a la actual. Lo mismo ocurrió en las estepas asiáticas, donde los lagos se extendieron por las actuales zonas desérticas de Rajastan y de Arabia. América experimentó también una época muy húmeda con gran desarrollo fluvial debido a la intensidad de las precipitaciones.

En esta primera parte del Holoceno tuvo lugar una fuerte caída de las temperaturas entre 8,4 y 8 ka cal BP, con un mínimo térmico hacia los 8,2 ka cal BP. Se trata del evento 8.2 en el que la temperatura media de Groenlandia descendió 6° C, aunque sin alcanzar los valores del Pleistoceno superior. La causa de esta perturbación está en una brusca entrada de agua dulce fría en el Atlántico Norte procedente de la evacuación brusca de los restos del lago Agassiz y de otro situado en la actual bahía de Hudson, en donde se había almacenado el agua del deshielo del casquete Laurentino. Se trata de un fenómeno similar al que dio lugar al *Younger Dryas*, aunque con una menor repercusión térmica, que hizo disminuir la circulación termohalina de tal forma que en las costas de África se llegaron a alcanzar temperaturas similares a las de la última glaciación. Este evento finalizó de forma brusca, una vez agotadas las aguas dulces del deshielo del casquete Laurentino.

A partir del Subboreal (entre 5.728 y 2.728/2.476 cal BP) las condiciones climáticas cambiaron a nivel global hacia una mayor sequedad y una menor temperatura, en lo que se denomina Neoglaciación, con una intensificación de la aridez que dará lugar a la instalación de los paisajes actuales. La zona del Sáhara perdió la vegetación convirtiéndose en un desierto y lo mismo ocurrió en América y Asia, con episodios de intensa aridez hace 4 ka. En Europa, la subida del nivel del mar produjo, hace unos 5,5 ka, la inundación del mar Negro por las aguas del Mediterráneo tras la apertura de un estrecho a través del Bósforo. Como el nivel del mar Negro se encontraba muy por debajo del nivel del Mediterráneo, las aguas saladas entraron en cascada con un gran poder erosivo e inundaron extensas superficies en Bulgaria, Rumanía y Ucrania. En el mar Negro el agua ascendió a un ritmo de unos 15 cm diarios lo que provocó la rápida inundación de grandes extensiones. En este acontecimiento puede tener su origen el mito del diluvio universal, puesto que se vieron inundadas enormes extensiones de tierra agrícolas.

Durante la cronozona Subatlántico (entre 2.728/2.476 cal BP y el presente) continuó la tendencia del Subboreal y en ella se pueden diferenciar un periodo de características templado-cálidas o Óptimo Climático Medieval, al que sigue un periodo frío o Pequeña Edad de Hielo. Durante el Óptimo Climático Medieval (entre los años 700 a 1300) tuvo lugar un ligero calentamiento en la zona del Atlántico Norte que alcanzó su máximo hacia el año 1100. Este hecho permitió el avance hacia el oeste de los vikingos, los cuales establecieron en Groenlandia una colonia durante un par de siglos, desde donde llegaron a las costas de Terranova. El final de este óptimo climático dificultó de nuevo la navegación entre Islandia y Groenlandia, por lo que esos establecimientos fueron abandonados hacia el año 1300. Otras consecuencias de esta bonanza climática fueron el cultivo de la vid en Inglaterra y la retirada de los glaciares alpinos. A partir de 1350 un deterioro climático dio paso a la Pequeña Edad de Hielo, cuyos momentos más fríos tuvieron lugar entre los años 1560 y 1816, acontecimiento climático que trajo consigo un aumento de los hielos en el Atlántico Norte y unos inviernos marcadamente fríos en Europa. El cultivo de la vid desapareció en Inglaterra donde empezó a helarse el Támesis, sobre el que se llegaron a celebrar ferias y mercados, y los glaciares volvieron a descender por los valles alpinos. Este periodo finalizó a mediados del siglo XIX con el advenimiento de un clima similar al actual, en el que acontecieron eventos más fríos ligados a grandes erupciones volcánicas, como la del volcán Tambora (Indonesia) en 1815, que dio lugar al llamado año sin verano de 1816 en las latitudes medias del hemisferio norte, o la del Pinatubo (Filipinas) en el verano de 1992, que provocó un descenso global de temperatura de 0,3º C durante el año siguiente.

Durante el Holoceno, el desarrollo de la agricultura y de la ganadería contribuirán al aumento de los gases de efecto invernadero (metano, CO<sub>2</sub>), de tal forma que se invertirá la tendencia natural al enfriamiento determinada por los parámetros orbitales. A la intensificación de las prácticas agrícolas y ganaderas, como consecuencia del aumento de población humana, habrá que unir a partir

de la Revolución Industrial el consumo de los combustibles fósiles (primero carbón, luego hidrocarburos), lo que conllevará un importante impacto sobre la tendencia natural del clima terrestre, con un aumento generalizado de la temperatura y una elevación global del nivel de las aguas de los océanos que se constata desde finales del siglo XIX.

## 5. Los paleoambientes del Cuaternario

### 5.1. Las oscilaciones del nivel del mar

Como consecuencia de las fluctuaciones climáticas, los océanos experimentaron a lo largo del Cuaternario una serie de oscilaciones del nivel de la superficie marina (fig. 12). Así, durante los periodos fríos el agua se acumuló en los casquetes de hielo ártico y antártico, en los *inlandsis* Laurentino y Finocandinavo y en los glaciares de las principales cordilleras terrestres, lo que dio lugar a una regresión marina, con un descenso del nivel del mar en las costas que en algunos momentos pudo alcanzar los 150 m por debajo del nivel actual. Por el contrario, en los periodos cálidos se produjo la fusión de los hielos de

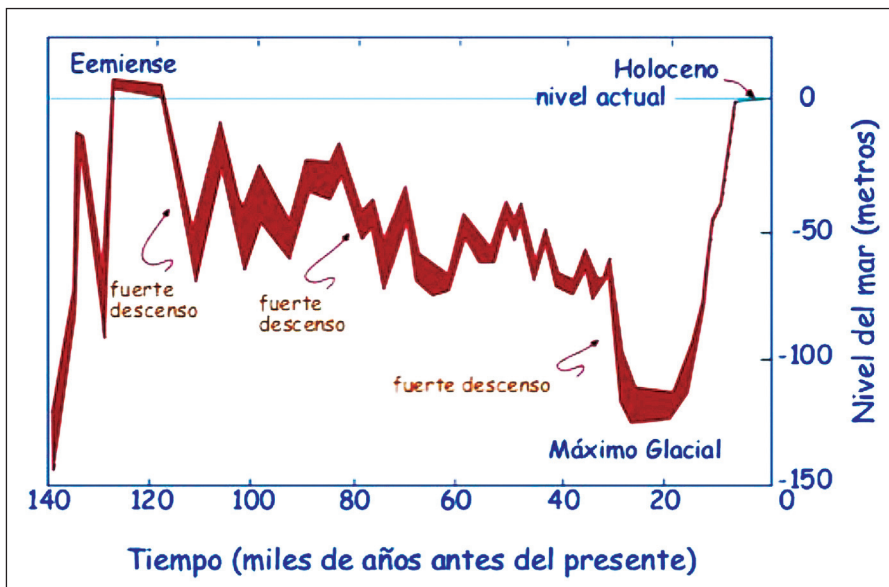


Figura 12. Curva de oscilaciones del nivel del mar durante los últimos 140 ka. (Tomado de Uriarte, 2010 en línea).

casquetes, *inlandsis* y glaciares, lo que provocó el ascenso del nivel de las aguas oceánicas y dio lugar a una transgresión marina durante la cual, las aguas del mar invadieron grandes superficies de la plataforma continental que habían permanecido emergidas en los periodos glaciares. A través de una serie de cálculos llevados a cabo con los datos proporcionados por los testigos de los sondeos realizados en los fondos oceánicos, se ha podido cuantificar con un moderado margen de error los descensos del nivel del mar durante los periodos glaciares. Por el contrario, durante los interglaciares, los niveles marinos no superaron nunca el nivel actual, si bien durante el Eemiense, el nivel del mar pudo superarlo en unos pocos metros.

Las consecuencias de estos descensos en el nivel de mar fueron muy importantes, pues durante los periodos glaciares emergieron las plataformas continentales, ahora sumergidas, ofreciendo a los hombres y al resto de especies animales unas franjas costeras más o menos amplias por las que pudieron desplazarse de unas zonas a otras (fig. 7), que durante los interglaciares permanecieron aisladas. Estas oscilaciones del nivel del mar han quedado marcadas en las costas de los continentes, donde aparecen de forma escalonada superficies de abrasión y depósitos marinos emergidos, que básicamente corresponden a playas fósiles, cuyo contenido en invertebrados y vertebrados marinos fósiles sirve de indicativo para conocer las condiciones paleoclimáticas en las que se desarrollaron esos medios litorales.

## **5.2. Los ambientes continentales**

Las variaciones climáticas del Cuaternario afectaron a la distribución sobre la superficie de la Tierra de los diferentes ambientes morfogenéticos continentales responsables de los procesos geológicos que dan lugar a las formas del relieve y a los depósitos sedimentarios. El avance y retroceso de la línea de nieves perpetuas tanto latitudinal como altitudinalmente condicionó el avance y retroceso de las grandes dominios morfoclimáticos: glaciar y periglaciar en la zona fría, templado húmedo y continental seco en la zona templada, árido y semiárido en la zona xérica, y los dominios de sabana y selva en la zona tropical húmeda. Por tanto, los procesos morfogenéticos (glaciares, periglaciares, gravitacionales, fluviales, lacustres, eólicos, litorales, kársticos) que tienen lugar en cada uno de esos dominios experimentaron momentos en los que predominaron unos sobre otros, lo que condujo a una sucesión temporal de paisajes radicalmente diferente entre sí y diferentes a los actuales.

En las zonas frías, situadas por encima (en latitud y en altura) de la isoterma de los 10° C del mes más cálido y del límite de la extensión de los árboles, se desarrollan los dominios morfoclimáticos glaciar y periglaciar. En cuanto al glaciarismo cuaternario, los diferentes avances de las masas de hielo sobre los



continentes y los océanos propiciaron el desarrollo de formas y depósitos glaciares en puntos actualmente carentes de ellos o alejados de los frentes glaciares. Buenos ejemplos de esto son la formación de lechos de IRD en los fondos marinos de latitudes medias del hemisferio norte por el avance de los icebergs, que actualmente no rebasan el círculo polar ártico, o el desarrollo de glaciares de montaña en las cordilleras de las latitudes medias, cuyos vestigios son las formas y depósitos glaciares que hoy se encuentran en puntos muy alejados en el continente europeo, como las evidencias glaciares del entorno del lago de Sanabria (España) en su extremo meridional, y el paisaje glaciar de Finlandia en su extremo septentrional. Entre las principales manifestaciones glaciares que se pueden reconocer actualmente en territorios libres de hielo se encuentran diferentes formas y depósitos. Las formas corresponden a circos, valles y lagos glaciares, valles colgados y hombreras de erosión, picos piramidales (*horns*), pulimentos, estrías y acanaladuras, rocas aborregadas, dorsos de ballena, cubetas y umbrales, entre otras. Entre las formas de sedimentación glaciar destacan las morrenas (*tillitas*, *drumlins*) y los depósitos fluvio-glaciares (*eskers*, *kames*, *sandur*) y glacio-lacustres (*varvas*).

Igualmente, los procesos periglaciares ligados a la zona de oscilación de la línea de nieves perpetuas y actualmente asociados a una vegetación de tundra, se desarrollaron durante el Cuaternario en latitudes y cotas más bajas que las actuales, existiendo ejemplos de su actividad durante el LGM en la Cordillera Cantábrica y Sistema Central de la Península Ibérica. En las zonas periglaciares se produce la congelación del suelo de tal forma que en invierno la totalidad del suelo permanece helado constituyendo el *permafrost*, mientras que en verano la parte superficial del suelo se funde y la profunda continúa helada. En estas zonas con actividad periglaciar cuaternaria son abundantes las evidencias de meteorización mecánica por procesos de hielo-deshielo (gelifracción) y química (disolución), así como de sedimentación ligada a la dinámica de vertiente, con procesos de de geliflucción y arroyada difusa, cuyos resultados son vertientes regularizadas en los relieves fluviales y estructurales. Además, en las antiguas zonas periglaciares pueden observarse evidencias de procesos de crioturación en superficies, suelos y depósitos que estuvieron expuestos a los ciclos hielo-deshielo del *permafrost*. Durante el Cuaternario, en las zonas periglaciares continentales con escasa vegetación tipo tundra, tuvo especial actuación la dinámica eólica, pues los vientos generados sobre las superficies continentales de los bordes de los glaciares arrancaron y transportaron partículas finas que depositaron en enormes extensiones de Eurasia y Norteamérica. Son los mantos de loess que se superponen unos a otros en las estepas continentales, dando lugar a importantes acumulaciones de arenas y limos. Estos depósitos se generaron durante las épocas glaciales, mientras que en los interglaciales se desarrollaron suelos sobre la superficie del loess, que fueron cubiertos de nuevo por un manto eólico en la siguiente fase fría.

En las zonas templadas, situadas en la actualidad entre los paralelos 30 y 60 en los dos hemisferios, se desarrollan los dominios morfoclimáticos tem-

plado húmedo y continental seco. El dominio templado húmedo se caracteriza por presentar una abundante cubierta vegetal, de tipo forestal. Esto conlleva una moderación de los procesos de modelado del relieve y de sedimentación, con un especial desarrollo de los sistemas fluviales cuyo principal exponentes son los ríos (también presentes en otros dominios). Los ríos o cauces fluviales son zonas de la superficie terrestre por donde circula el agua de forma permanente y en volúmenes importantes, por acción de la gravedad desde cotas más altas a más bajas, a través de una red jerarquizada de canales de diferente entidad. Las formas que dominan los paisajes templados son los lechos fluviales, las laderas y los interfluvios. Los lechos fluviales pueden ser rectos, meandriiformes y trezados y en ellos se pueden depositar materiales gruesos, medios y finos, tanto dentro del canal (barras de cantos, gravas y arenas), como fuera de él (diques y depósitos de desbordamiento formados por arenas y de llanuras de inundación con limos y arcillas). Las consecuencias de los descensos del nivel del mar durante el Cuaternario quedaron reflejados en los sistemas fluviales por el encajamiento de los ríos en sus propios depósitos que dio lugar a la formación de terrazas fluviales a diferentes cotas sobre los cursos actuales. Por tanto, las terrazas fluviales son evidencias de los depósitos fluviales cuaternarios que se han quedado escalonados entre las cotas más altas, por donde discurren las divisorias fluviales, y las cotas más bajas, por donde circulan los ríos. En algunos casos, las terrazas fluviales se han desarrollado sobre depósitos fluviales antiguos lo que ha dado lugar a las terrazas encajadas o complejas. No obstante, hay que tener en cuenta que en la formación de las terrazas fluviales influyen también otros factores como la geotectónica y la isostasia. Las terrazas fluviales tienen una gran importancia en las etapas antiguas de la Prehistoria, pues en ellas se van a encontrar los restos de antiguas ocupaciones humanas en su posición original, que en su momento se desarrollaron en zonas próximas a los cursos fluviales. Del mismo modo, muchas terrazas fluviales pueden contener en el interior de sus depósitos artefactos de origen antrópico transportados, e incluso sus superficies pueden ser el soporte de evidencias de actividades de grupos humanos. En las zonas templadas tienen lugar procesos de gravedad-vertiente ligados a las laderas de los relieves fluviales, pero de intensidad menor que en los dominios periglacial, árido y semiárido, y también puede existir actividad lacustre y palustre, normalmente en lagos heredados de las épocas glaciales y en zonas pantanosas. Durante el Cuaternario se generaron también grandes lagos en las zonas húmedas al sur del frente glacial y tropicales como consecuencia del aumento de las precipitaciones en ellas, lagos que registraron en sus márgenes las fluctuaciones del nivel del sus aguas relacionadas con los ciclos climáticos, actualmente detectables por la presencia de playas y socaves colgados. Exponentes actuales de esos lagos son el Gran Lago Salado al norte de los EUA y el de Tchad al sur del Sáhara. El dominio continental seco es una variante del anterior, pero en transición al periglacial, con vegetación de estepa y con desarrollo de sistemas fluviales y de abanicos aluviales sometidos a estiajes, procesos de gravedad-vertiente y actividad eólica.

Las zonas xéricas se caracterizan por un balance hídrico deficitario y en ellas se desarrolla tanto la vegetación de estepa con plantas xerófilas como los desiertos. Ocupan posiciones en torno a los trópicos de los dos hemisferios, que penetran más hacia el norte en el continente asiático, al norte del Himalaya y, en Norteamérica, al este de las Rocosas. En estas zonas se dan los dominios morfoclimáticos árido y semiárido. El dominio árido se caracteriza por el gran desarrollo de los desiertos, en los que el viento es el principal responsable de los procesos de erosión, transporte y meteorización, cuyas formas características son los diferentes tipos de dunas. También se produce modelado de formas estructurales, desarrollo de piedemontes y de llanuras y depresiones cerradas de tipo salino. Por su parte, el dominio semiárido presenta características similares al árido, tanto en procesos como en formas y depósitos, con mayor desarrollo de la arroyada, tanto concentrada como difusa. Durante el Cuaternario los desiertos sufrieron variaciones de extensión y de posición, con mayor desarrollo en las épocas frías.

En la zona tropical húmeda, situada en torno al ecuador y limitada por los trópicos, la vegetación predominante es la selva y la sabana. En la selva tropical y ecuatorial los principales procesos son los de meteorización química, que dan lugar a modelados sobre alteritas con afloramientos rocosos puntuales, a los que hay que unir la actividad fluvial de ríos de gran desarrollo y caudal. El dominio de sabana se sitúa entre el bosque ecuatorial y los desiertos y se caracteriza por una abundante vegetación herbácea con árboles muy dispersos. Los procesos de meteorización química y física son dominantes, si bien también actúan los sistemas fluviales, lacustres y de gravedad-vertiente.

Un caso especial de ambiente continental es el sistema morfogenético kárstico o karst, que es aquel que comprende todo un conjunto de formas de modelado desarrolladas sobre rocas sedimentarias o metamórficas solubles. El mecanismo morfogenético fundamental para el desarrollo del karst es la disolución de los componentes minerales de las rocas por acción del agua. Además, dependiendo de la posición climática del karst, existen otros mecanismos que se unen a la disolución a la hora de generar los relieves kársticos: la acción glaciaria, la acción periglaciaria, la dinámica fluvial, la actividad eólica, los procesos de gravedad-vertiente, etc. Todos estos mecanismos conducirán a la génesis de los diferentes relieves kársticos. Por tanto, el clima ejerce un fuerte control sobre la génesis, desarrollo y evolución de los sistemas kársticos, dado que son las características climáticas las que van a condicionar el régimen de humedad y temperatura de la zona donde se genere el karst, elementos estos fundamentales para el desarrollo del mismo. Así, tenemos diferentes tipos de karst: nival, glaciario, periglaciario, pluvio-nival, árido y semiárido, tropical, etc.

Las formas kársticas se dividen en tres grupos básicos (fig. 13): de absorción, de conducción y de emisión. También se pueden clasificar según su posición con respecto a la superficie del terreno, y así se tiene formas desarrolladas

en superficie, o exokarst, y formas desarrolladas en el subsuelo, o endokarst. Las formas de absorción corresponden básicamente al exokarst, mientras que las formas de conducción son equivalentes al endokarst, situándose las formas de emisión en la zona de contacto entre ambas. Entre las formas exokársticas cabe destacar las siguientes: lapiaces, abrigos rocosos, depresiones cerradas o formas de absorción cerradas (dolinas y *poljes*), formas de absorción abiertas (torcas, simas y sumideros) y formas generadas por la acción fluvial como cañones y valles ciegos. Las formas de conducción o endokársticas corresponden a las cavidades cerradas también denominadas cuevas o cavernas, en cuyo interior existe un amplio desarrollo de formas debidas a la erosión, al transporte y a la sedimentación hipogeos. Cabe señalar las formas de reconstrucción litoquímicas responsables de la reconstrucción parietal, cenital o pavimentarias. Las formas de emisión son aquellas generadas por surgencias de aguas kársticas, existiendo numerosas modalidades, entre las que destacan las fuentes y manantiales, los sifones y los travertinos.

El karst tiene una gran importancia en la Prehistoria pues muchas de las formas kársticas, como abrigos rocosos, cuevas, dolinas, manantiales y travertinos han servido de refugios a los grupos humanos prehistóricos, fundamentalmente a los cazadores recolectores del Pleistoceno medio y superior y a los primeros productores del Holoceno.

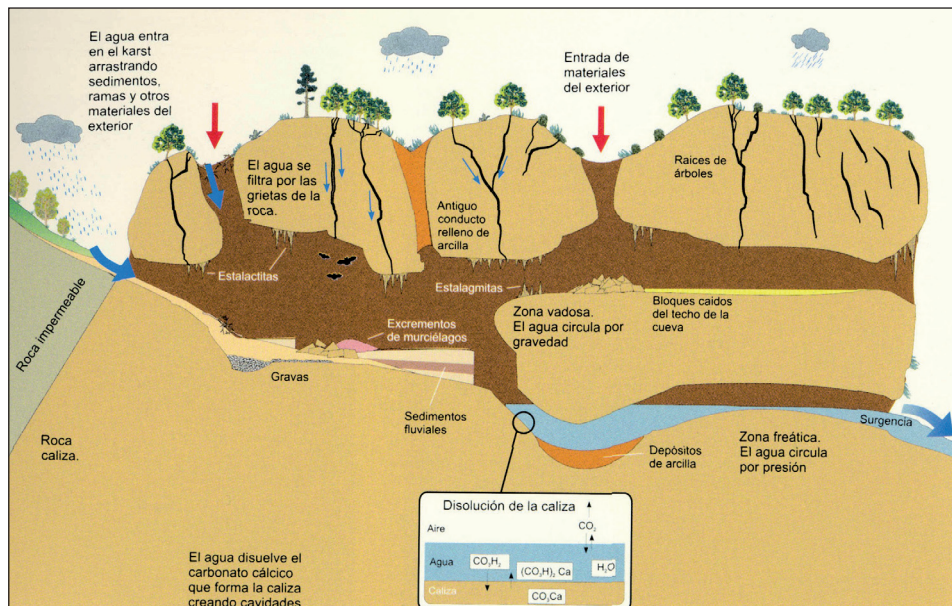


Figura 13. Esquema del funcionamiento del sistema kárstico con indicación de los diferentes procesos que tienen lugar y de las formas y depósitos que se generan. (Tomado de Bermúdez de Castro y otros, 1999, p. 21).

### 5.3. La vegetación del Cuaternario

En la actualidad, la vegetación terrestre se puede clasificar en una serie de biomas que se articulan según la latitud y la altitud sobre la superficie terrestre. Siguiendo una ordenación latitudinal de los polos al ecuador, los principales biomas actuales son los siguientes: tundra, taiga o bosque boreal de coníferas y abedules, bosque caducifolio templado, bosque mediterráneo, estepa, sabana y selva tropical, a los que habría que unir las zonas libres de vegetación de los desiertos polares y tropicales. Estos biomas han variado su posición durante el Cuaternario en función de las variaciones climáticas, existiendo momentos en los que el avance de los hielos condicionó el descenso latitudinal y altitudinal de los biomas fríos que llegaron a establecerse en las latitudes medias de Eurasia y América, frente a otros en los que la reducción de los *inlandsis* llevó consigo el ascenso latitudinal y altitudinal de los bosques caducifolios.

La variación de la vegetación ha sido bien estudiada para el Pleistoceno superior, a partir tanto de los testigos de los sondeos marinos como de los obtenidos en lagos y turberas y otros registros continentales. A partir de todos estos datos J.M. Adams y H. Faure han configurado una serie de mapas en los que se observa la variación experimentada por los diferentes biomas en los distintos continentes a lo largo de los últimos 150 ka.

En Europa (fig. 14), entre 150 y 130 ka, las condiciones climáticas eran más frías y áridas que en la actualidad. Durante el OIS 5e (Eemiense), entre 130 y 115 ka, las condiciones pasaron a ser cálidas y relativamente más húmedas, con temperaturas superiores a las actuales en 2<sup>o</sup>-2,5<sup>o</sup> C. En este periodo, los bosques templados con avellanos (*Corylus*) y alisos (*Alnus*) avanzaron por las latitudes nórdicas hasta Laponia. A lo largo de este periodo se sucedieron en la mayor parte de Europa ecosistemas de bosque con diferentes componentes: una etapa inicial con pinos (*Pinus*), seguida por robles (*Quercus*), avellanos y carpes (*Carpinus*). A partir de 115 ka aparecieron piceas (*Picea*) junto con pinos, en una vegetación más abierta indicativa de descenso térmico y de humedad. En la zona mediterránea, a los bosque de hoja caduca les sucedieron, hacia 125 ka, formaciones arbóreas con olivos (*Olea*) y encinas (*Quercus ilex*), posiblemente en condiciones más áridas. El final del Eemiense se caracterizó por un nuevo aumento de temperatura y humedad con suaves inviernos y presencia de especies relativamente sensibles a la helada, como hiedra (*Hedera*) y acebo (*Ilex*).

A partir de 115 ka comenzó un enfriamiento climático unido a un aumento de la aridez, hasta alcanzar un máximo sobre 70 ka. Durante el OIS 5d (110-105 ka) se instalaron en Europa condiciones frías con desarrollo de bosques de coníferas en el centro de Francia, bosques boreales de coníferas en Europa central y tundra en el norte europeo, con desarrollo del *inlandsis* Finoscandinavo. Siguió un periodo (OIS 5c a 5a) de fuerte inestabilidad con condiciones climáticas variables, pues hacia 105 ka tuvo lugar un nuevo calentamiento, al



que siguieron otros eventos cálidos, hasta que en el OIS 4, entre 75 y 57 ka, se alcanzó un frío y una sequedad extremos con un máximo sobre 65 ka. En este momento, el *inlandsis* Finoscandinavo alcanzó su extensión máxima, lo que condicionó la emersión de franjas costeras (el nivel del mar descendió 75 con respecto al actual) y la instalación de una vegetación de estepa y tundra-estepa en la mayor parte de Europa, a excepción de las montañas meridionales y Turquía, con bosques de coníferas. Durante el OIS 3 (57-25 ka) se sucedieron una serie de fases templadas alternantes con otras frías (oscilaciones

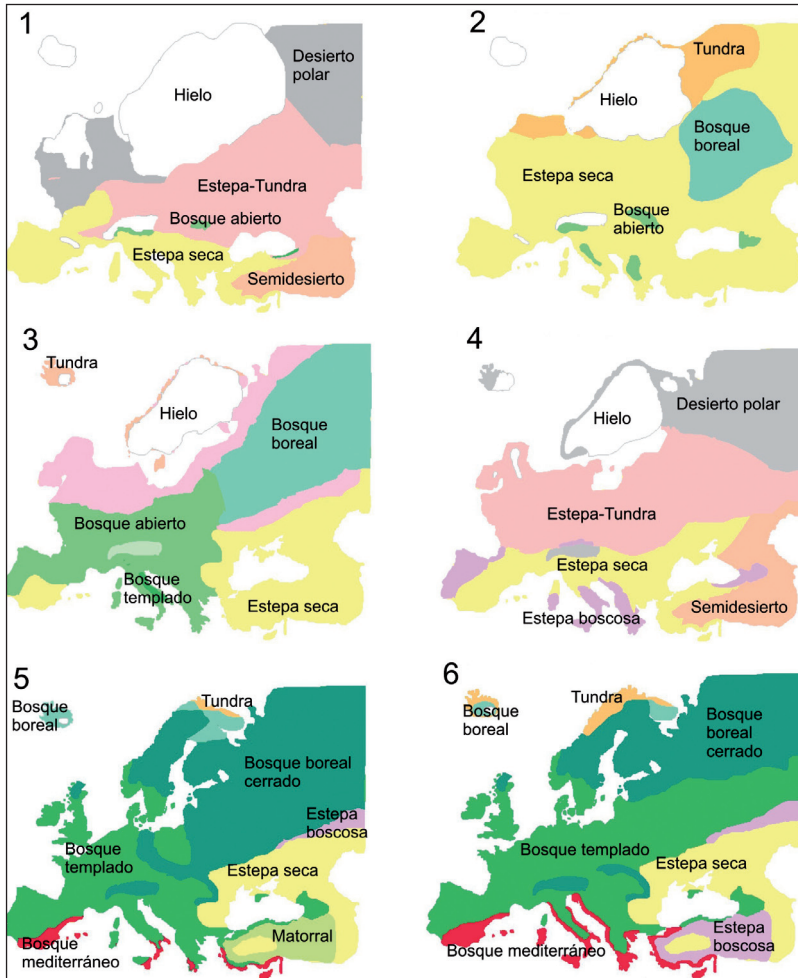


Figura 14. Evolución de la vegetación en Europa durante los últimos 25 ka: 1, entre 25 y 16 ka cal BP; 2, 15 ka cal BP; 3, entre 15 y 12,6 ka cal BP; 4, entre 12,6 y 11,7 ka cal BP; 5, 8 ka cal BP; 6, vegetación potencial actual (Modificado a partir de Adams y Faure, 1997 en línea).



Dansgaard-Oeschger y eventos de Heinrich), con desarrollo durante los momentos templados de bosques de abedul (*Betula*) en Escandinavia, bosques abiertos de abedules y coníferas en Europa central, Países Bajos e Inglaterra, y masas arbóreas con robles en Sicilia y otras zonas mediterráneas. En las fases frías, coincidentes con los eventos de Heinrich, la cubierta vegetal del norte y sur de Europa perdió las masas arbóreas frente a un aumento de la estepa seca con predominio de herbáceas. El LGM (primera parte del OIS 2, 25-15 ka), caracterizado por un descenso térmico y de humedad importante y un nuevo descenso del nivel del mar (próximo a 150 m), dio lugar a una nueva expansión de las masas de hielo sobre el norte de Europa, los Alpes y los Pirineos, lo que conllevó la desaparición de los bosques a excepción de pequeños reductos boscosos en las montañas del sur europeo, unido al desarrollo de una cubierta semidesértica con praderas dispersas en el sur de Europa y de tundra y desierto polar en el norte, al sur de las masas de hielo.

Durante el Tardiglacial (14,7-12,6 ka) tuvo lugar un nuevo aumento térmico y de humedad, lo que provocó la sustitución de las comunidades herbáceas por arbóreas. En un primer momento se desarrollaron taigas de abedules y coníferas en el norte de Rusia, mientras persistía la tundra con arbustos enanos en el norte de Europa y la estepa en Europa occidental, incluida la Península Ibérica. En un segundo momento la vegetación esteparia del entorno mediterráneo fue sustituida por bosques, con persistencia de especies boreales como abedules y sauces (*Salix*) en el sur de Francia y Pirineos, desarrollo de bosques densos de pinos y hayas en los piedemontes pirenaicos y expansión de bosques mediterráneos con encinas y especies herbáceas como *Artemisia* y Chenopodiaceas al sur de Iberia e, incluso, de bosques de robles y pinos en Grecia. El Pleistoceno finalizó con un corto periodo muy frío y seco (*Younger Dryas*, 12,6-11,7 ka) en el que desaparecieron los bosques del paisaje europeo, sustituidos por estepa seca al sur y tundra al norte. El panorama cambió radicalmente con la mejoría climática del comienzo del Holoceno (OIS 1, desde 11,8 ka), caracterizada por un aumento de las temperaturas que llegan a superar las actuales entre los 8 y 5 ka. Lentamente Europa se vio recolonizada por las especies arbóreas, con perduración de la estepa en zonas del interior continental y desarrollo de vegetación mediterránea en su franja meridional. La aparición y el desarrollo de la agricultura en Europa durante el Holoceno medio (8-6 ka) condujo a una deforestación por fuego, lo que permitió la expansión de especies resistentes a este como el alcornoque (*Quercus suber*) en el sur de Iberia. En la segunda mitad del Holoceno, la agricultura siguió teniendo gran influencia en el paisaje con una deforestación acelerada a gran escala que se intensificó entre 3,5 y 2 ka.

En Asia, durante los últimos 150 ka, las variaciones climáticas produjeron cambios en la vegetación similares a los experimentados en Europa, con ascensos y descenso latitudinales y en altura de las masas forestales, las estepas, la taiga y la tundra, en función de que las condiciones sean frías secas o cálidas y húmedas. Durante el LGM, el centro del continente asiático era un espacio desértico más frío que en la actualidad, mientras que hacia el norte se extendían

la tundra y el desierto polar, al sur de territorios cubiertos por hielo. En el norte y centro de India y China las praderas se extendían por grandes espacios, el sur de China estaba ocupado por estepa forestal y bosques de coníferas, al igual que Japón, mientras que la selva y el bosque de monzón ocupaban los archipiélagos y el sureste asiáticos.

En África, los cambios climáticos del Pleistoceno superior y el Holoceno produjeron una expansión de la selva en los periodos cálidos y húmedos, mientras que en los periodos fríos y secos aumentaba la extensión de los desiertos. Entre el desierto y la selva se desarrollaron franjas más o menos amplias de vegetación semidesértica, pradera y sabana. El máximo desarrollo de los desiertos, superior al actual, con la casi desaparición de la selva tropical tuvo lugar durante el LGM, situación más atenuada durante el *Younger Dryas*, con emplazamiento de bosque y matorral mediterráneos en la costa norte de Marruecos y en el Atlas. En la primera parte del Holoceno, el desierto prácticamente desapareció y fue sustituido por praderas en el actual Sahara y áreas semidesérticas al sur del Atlas, mientras que la zona intertropical está ocupada por sabana, matorral y selva tropical. En el Holoceno medio las praderas tapizaban todas las zonas desérticas, con amplio desarrollo de la sabana y la selva y de la vegetación mediterránea en el Atlas y norte de Marruecos, situación que perduró durante gran parte del Holoceno medio, para cambiar radicalmente en el Holoceno superior, con una vuelta de los desiertos y una reducción de praderas, sabanas y selvas.

Entre 150 y 130 ka, América del Norte se caracterizó por unas condiciones más frías y áridas que las actuales. Entre 130 y 125 ka (OIS 5e), las condiciones pasaron a ser cálidas y húmedas y llegaron a superar las actuales, con desarrollo de estepa y bosques de tipo seco en las montañas del oeste hacia los 45° N, que durante el OIS 5c (115-100 ka) pasaron a ser bosques abiertos de pinos (*Pinus*) con elementos de estepa. A una fase fría y seca con un máximo de aridez hacia 70 ka, siguió un periodo moderado que culminó con otro máximo árido y frío entre 18 y 15 ka. La fase templada intermedia se caracterizó por bosques de pinos que cubrieron la mayor parte del este de los EUA, mientras que el sur lo ocupaban bosques mixtos de pino con robles y nogales, y Florida presentaba una vegetación de matorral abierto. Durante el LGM (18-15 ka) el *inlandsis* norteamericano alcanzó una gran extensión, con desarrollo de desierto polar en Alaska, tundra en Beringia y norte de los EUA, estepa abierta en la franja de las actuales praderas, bosques abiertos hacia el sur y praderas en Méjico, mientras que Florida era un desierto con momentos de matorral disperso y, por su parte, el Yucatán estaba cubierto por vegetación de sabana. Siguió una mejoría climática (14-13 ka) con desarrollo de matorral en Alaska y Beringia y la apertura de un corredor libre de hielo de oeste a este, con desarrollo de bosques de coníferas y caducifolias. Esta mejora se vio interrumpida por una pulsación fría y seca sobre 11 ka que condicionó el desarrollo de bosque boreal con abetos, alerces, abedules y alisos en el noreste y de tundra con matorral en Alaska. Durante el Holoceno las condiciones climáticas experi-

mentaron una mejoría en sucesivas fases hasta alcanzar la distribución actual de vegetación, con un gran desarrollo de bosques y praderas al norte y zonas desérticas y con matorral al sur. La historia de la vegetación de América del Sur se conoce peor, pero puede decirse que en los periodos fríos y secos predominaron las formaciones abiertas de matorral seco, mientras que en las épocas cálidas y húmedas tuvieron mayor presencia el bosque húmedo y la selva. Algo parecido ocurrió en Australia y Nueva Guinea, donde se sucedieron periodos fríos de extrema aridez con semidesiertos y matorral y épocas cálidas y húmedas con desarrollo de bosques y praderas.

Por otra parte, la aparición y desarrollo de la agricultura durante el Holoceno tuvo importantes consecuencias en la evolución de la vegetación y del clima terrestres. Al final del Holoceno tuvo lugar el mínimo de insolación solar del último ciclo orbital de 22 ka que alcanzó su máximo al final de la deglaciación, por lo que la tendencia natural hubiera sido la de enfriamiento en los momentos en los que nos encontramos. Sin embargo, según la sugestiva hipótesis lanzada por de W. F. Ruddiman en 2003, la tendencia natural a la disminución de los gases de efecto invernadero, como el metano y el CO<sub>2</sub>, relacionada con los parámetros orbitales, experimentó un cambio a partir de 8 ka y sobre todo a partir de 5 ka, de forma que las concentraciones de ambos gases aumentaron en la atmósfera a un ritmo lento y constante durante la época preindustrial, según se desprende del estudio de las burbujas de aire conservadas en los hielos polares. Como consecuencia, la temperatura global aumentó 2º C antes de la época industrial. Este aumento del CO<sub>2</sub> tuvo su origen en la roturación y quema por el hombre de grandes masas de bosques y selvas, mayoritariamente en el hemisferio norte, para obtener superficies agrícolas, mientras que el incremento del metano se debió a la puesta en regadío de grandes superficies para el cultivo inundado del arroz en India, China y SE asiático y al desarrollo de la ganadería.

#### **5.4. *La fauna del Cuaternario***

En este apartado se abordarán a grandes rasgos los cambios acontecidos en las faunas de mamíferos durante el Cuaternario, con especial mención al continente europeo. Como se ha visto a lo largo del texto anterior, el Cuaternario estuvo marcado por numerosos cambios climáticos, algunos de los cuales fueron muy significativos y afectaron a la estructura y composición de los ecosistemas terrestres. Estos cambios en la composición faunística tuvieron relación con el enfriamiento del clima acontecido al comienzo del Pleistoceno, hace 2,5 Ma, el cual condujo a una aridificación general de los paleoambientes continentales.

Los cambios climáticos afectaron muy especialmente a las faunas africanas en los comienzos del Pleistoceno, entre 2,5 y 1,8 Ma, pues produjeron la extinción de numerosas especies que fueron reemplazadas por otras con una mejor

adaptación a las nuevas condiciones. Así, se extinguieron los ovibovinos del género *Makapania* entre los bóvidos, varias especies de antílopes (*Aepyceros shungurae*, *Kobus oricornus* y *Tragelaphus nakuae*), el hipopótamo *Hexaprotodon proamphibius* y los suidos primitivos, mientras que hicieron su aparición otros ungulados como la oveja gigante (*Pelorovis oldowayensis*) y la especie de jabalí *Kolpochoerus phacochoeroides*. Entre los carnívoros se extinguieron varios félidos (*Dinofelis barlowi* y *Homotherium*) y varias especies de hiénidos (*Pachycrocuta brevirostris* y *Chasmaporthetes silberbegi*), mientras que hicieron su aparición otros carnívoros como *Dinofelis piveteaui*, *Hyaena brunnea*, *Nyctereutes* y *Canis*.

Al igual que ocurrió en África, a finales del Plioceno tuvieron lugar grandes cambios en la composición de las faunas de mamíferos que habitaban en Eurasia. Por un lado, hace 2,5 Ma, aparecieron por vez primera los caballos del género *Equus*, caracterizados por sus extremidades monodáctilas, que sustituyeron a los équidos tridáctilos del género *Hipparion*. Por otro, los elefantes del género *Mammuthus* reemplazaron a los mastodontes del género *Anancus*. Finalmente, aparecieron diferentes géneros de cérvidos, *Eucladoceros* y *Dama*. Estos cambios en las faunas euroasiáticas acontecidos en el paso del Terciario al Cuaternario se conocen con el nombre de Evento Elefante-Caballo. Entre los micromamíferos, el inicio del Pleistoceno en el hemisferio norte viene marcado por la aparición del roedor arvicólido *Allophaiomys pliocaenicus*.

Con posterioridad, hacia 1,8-1,7 Ma, tuvo lugar un segundo intercambio faunístico en Eurasia y África, conocido como Evento Lobo (*Wolf Event*), caracterizado por la migración hacia Europa de varios géneros de mamíferos procedentes de África y de Asia. Uno de los grupos de mamíferos que emigraron desde Asia hacia occidente corresponde al género *Canis*, que corresponde a los cánidos modernos, al que se unió el jabalí antiguo (*Sus strozzi*). Desde África se desplazaron hacia Europa las hienas gigantes (*Pachycrocuta brevirostris*). Hacia 1,7 Ma, a las faunas europeas se añadieron nuevos inmigrantes asiáticos, como el bóvido *Praevibos*, y otros de procedencia africana, como los hipopótamos (*Hippopotamus*), el primate gigante del género *Theropithecus* y los primeros homínidos del género *Homo*.

De esta forma, durante el Pleistoceno inferior, la fauna de mamíferos del continente europeo se configuró con especies que habitaban Europa en el Plioceno superior a las que se unieron especies de procedencia africana y asiática. Entre las faunas que pervivieron del Plioceno se encontraban el oso etrusco (*Ursus etruscus*), un felino de tipo dientes de sable primitivo (*Homotherium crenatidens*), el antecesor de los actuales zorros (*Vulpes alopecoides*) y lince (*Lynx issiodorensis*), el rinoceronte de estepa (*Stephanorhinus etruscus*) y un primate, el macaco de bosque (*Macaca sylvana*). Los principales inmigrantes africanos fueron la hiena gigante (*P. brevirostris*), el perro salvaje (*Canis falconeri*) y el tigre con colmillos de sable (*Megantereon withei*), a los que hay que unir el hipopótamo antiguo (*Hippopotamus antiquus*), el mamut meridio-

nal (*Mammuthus meridionalis*), dos especies de caballo, primero *Equus stenorionis* y luego *E. altidens*, y entre los primates, un cercopiteco (*Theropithecus oswaldi*) y el género *Homo*. De este género se han encontrado restos fósiles en Dmanisi (Georgia) con una antigüedad de 1,8 Ma, correspondientes a una especie intermedia entre *Homo habilis* y *H. erectus*, así como en la Sima del Elefante (Atapuerca, Burgos), con una edad superior a 0,8 Ma clasificados como *Homo cf. antecessor*. Entre las especies asiáticas que se afincaron en Europa se pueden destacar el lobo etrusco (*Canis etruscus*), el jabalí antiguo (*Sus strozzi*), el ciervo gigante (*Megaloceros giganteus*), el gamo de Vallonet (*Dama vallonetensis*), los primeros bisontes europeos (*Eobison*), varios bóvidos (*Praevibos* y *Soergelia*) y un género de cáprino (*Hemitragus*).

Entre 0,9 y 0,8 Ma, poco antes del comienzo (0,781 Ma) del Pleistoceno medio, las faunas de mamíferos de la Europa mediterránea sufrieron la extinción de algunas de las especies implantadas durante los inicios del Pleistoceno, como el gran felino *Megantereon* y la hiena gigante, a la vez que aparecen nuevas especies procedentes del este de Eurasia y de la zona subsahariana de África y evolucionan algunos taxones establecidos en Europa durante la etapa anterior. Estos cambios acontecidos en las poblaciones de mamíferos europeas se engloban dentro del denominado Evento Galerense, que tiene su culminación sobre 0,5 Ma. El resultado es el desarrollo durante el Pleistoceno medio de la llamada Estepa del Mamut, en la que conviven especies que evolucionaron *in situ* junto con otras de inmigrantes extraeuropeos.

Entre las faunas evolucionadas en suelo europeo, y dentro del grupo de los carnívoros, cabe señalar el lobo de Mosbach (*Canis mosbachense*), evolucionado a partir de *C. etruscus*, que a final del Pleistoceno medio dará lugar al lobo actual (*C. lupus*). Algo parecido ocurrió con el zorro polar (*Allopex lagopus*) y el zorro rojo (*Vulpes vulpes*), presentes ya a finales del Pleistoceno medio, que evolucionaron a partir de una especie anterior (*V. praeglacialis*). Entre los úrsidos, a partir del oso etrusco aparecieron, por un lado *Ursus deningeri* y *U. spelaeus*, este último propio de ambientes fríos, y por otro el *U. arctos* u oso pardo europeo. Entre los felinos, desapareció *Megantereon withei*, mientras que *Homotherium latidens* perduró hasta 0,5 m.a. que fue sustituido en Europa por leones y leopardos similares a los actuales. También entre los felinos, *Lynx pardina* aparece a comienzos del Pleistoceno medio, mientras que el lince actual (*L. lynx*) lo hace a finales de esta subserie. Los cérvidos dieron paso en un primer momento a *Dama clactoniana* y a *Cervus elaphus* y posteriormente al gamo actual (*Dama dama*) y al ciervo rojo actual (*Cervus elaphus priscus*). Entre los bisontes europeos aparecieron dos especies, *Bison shoetensacki* y *Bison voigtstedtensis*, la primera propia de ambientes fríos que fue sustituida a finales del Pleistoceno medio por *Bos primigenius*, propia de bosques de baja densidad, y la segunda que evolucionó hasta *Bison priscus*, adaptada a la estepa fría. También aparece a partir de *Praevibos*, el buey almizclero (*Ovibos moschatus*), característico de ambientes de tundra y estepa fría. Lo mismo ocurre con diferentes especies del cáprido *Hemitragus*.



De procedencia extraeuropea son algunos grupos de mamíferos, como los mustélidos, entre los que hace su aparición el glotón (*Gulo gulo*), propio de la tundra, y la nutria (*Lutra lutra*), ambos de origen asiático. La hiena manchada (*Crocota crocuta*) procede de África a través de Próximo Oriente mientras que la hiena rayada (*Hyaena hyaena*) es procedente del este asiático y penetró en Europa en las épocas templadas. Entre los felinos, desaparecieron los de gran talla tipo dientes de sable y fueron sustituidos por el león de las cavernas (*Panthera leo speleaeus*) y el leopardo (*P. pardus*). El mamut meridional desaparece de Europa y es sustituido por *Mammuthus trogontherii*, de origen asiático y adaptado al frío, mientras que en Asia los mamuts evolucionaron hasta el mamut lanudo (*M. primigenius*), bien adaptado a la tundra; también aparece en Europa durante el Galerense el elefante antiguo (*Elephas antiquus*), propio de zonas cálidas y antecesor del actual elefante asiático. También penetraron en Europa desde Asia el caballo actual (*E. caballus*), el rinoceronte lanudo (*Coelodonta antiquitatis*) y el jabalí (*Sus scropha*). En este periodo desaparece *Hippopotamus antiquus* que fue sustituido por el hipopótamo actual (*Hippopotamus amphibius*) de origen africano. De procedencia asiática es también un antecesor del corzo (*Capreolus suessenborniensis*) que, tras reducir su tamaño (*C. priscus*) dio lugar al final del Pleistoceno medio al corzo moderno (*C. capreolus*). De las tundras asiáticas procede el reno (*Rangifer tarandus*), que aparece en Europa sobre 0,6 Ma y llegó durante el LGM hasta el norte de Iberia, al igual que el glotón (*G. gulo*), uno de sus principales depredadores. En esos momentos desaparecen los bóvidos *Soergelia* y *Praevibos*, el primero sustituido por la oveja antigua (*Ovis antiqua*) y el segundo por *Ovibos*. También hace su aparición las dos subespecies actuales de *Rupicapra rupicapra*, los rebecos alpino y pirenaico. El thar (*Hemitragus*) prácticamente desaparece de Europa, donde le sustituye el muflón (*Capra ibex*) y la cabra montés (*C. pyrenaica*), ya en el Pleistoceno superior, a la vez que penetra desde Asia el antílope saiga (*Saiga tartarica*). En cuanto a los homínidos, durante el Pleistoceno medio están representados en Europa por *Homo antecessor*, localizado en Gran Dolina (Atapuerca, Burgos) y Ceprano (Italia), así como por *H. heidelbergensis*, de procedencia africana, que evolucionará en Eurasia para dar lugar a *H. neanderthalensis*.

En el Pleistoceno superior (128 ka) se producen ligeros ajustes en las faunas europeas de la Estepa de Mamut, que amplían sus áreas geográficas de dispersión en función de la climatología. Entre los carnívoros, la hiena manchada aumenta de tamaño y da la subespecie *Crocota crocuta spelaea*, especializada en consumo de huesos, que se extingue al final del esta subserie, con sus últimas evidencias al sur de Iberia. En estos momentos las especies adaptadas al frío descienden latitudinalmente hasta alcanzar la Península Ibérica, como el glotón (*G. gulo*), el rinoceronte lanudo (*C. antiquitatis*), el antílope saiga (*S. tartarica*) y el mamut lanudo (*M. primigenius*), cuyos últimos representantes desaparecieron del norte de Asia hace 8 ka. Durante los momentos fríos del Pleistoceno superior se constata la presencia de focas en diferentes puntos de las costas mediterráneas europeas, tanto la actual del Atlántico Norte



(*Phoca vitulina*), como la más meridional o foca monje (*Monachus monachus*), ambas detectadas en el sur de Iberia durante el LGM. Al final del Pleistoceno superior tiene lugar en Europa la desaparición de las especies frías, lo que tiene como consecuencia la configuración de las faunas holocenas, caracterizadas por la presencia en las diferentes biomas de las especies actuales de úrsidos, cánidos, félidos, mustélidos, équidos, bóvidos, cápridos, cérvidos, lagomorfos y roedores. Durante el Pleistoceno superior tiene lugar en Europa la llegada de *Homo sapiens*, los humanos anatómicamente modernos de procedencia africana, cuyo origen se remonta a 200 ka, mientras que a finales de esta subserie (40 ka) se extingue *H. neanderthalensis*.

Al contrario de lo ocurrido en Eurasia, en el continente americano las faunas del final del Plioceno continúan habitando los dos subcontinentes con ligeras variaciones durante el Pleistoceno, hasta que al final del Pleistoceno superior, sobre 12,5 ka, las grandes especies de mamíferos americanos comenzaron a extinguirse a un ritmo muy rápido, de hasta mil años para algunas de ellas. Esta rápida desaparición de las megafaunas americanas (un tipo de oso, el tigre dientes de sable, el guepardo, el mamut lanudo y el mastodonte, varias especies de búfalo y de buey, cuatro géneros de perezoso gigante, un tipo de castor gigante, varios tipos de caballos y de llamas, el camello, el yak, el tapir, el pécarí, algunas especies de ciervos y antílopes, algunos tipos de monos, entre otros) ha sido puesta en relación con la rápida colonización de América por parte de *Homo sapiens* durante el LGM, por un lado, y con los cambios climáticos acontecidos en esos momentos, entre los que cabe señalar los debidos al impacto sobre la costa este del norte de los EUA de la explosión de un cometa que tuvo lugar hace 12,9 ka. Algo parecido ocurrió con las faunas marsupiales de Australia, aisladas durante millones de años, que con la aparición de *H. sapiens* a partir de 40 ka experimentaron un rápido declive con la extinción de todas las especies de vertebrados de tamaño superior a la especie humana incluyendo marsupiales, aves no voladoras y reptiles.

Finalmente, en el Holoceno, la domesticación por los grupos humanos de muchas especies salvajes da lugar a la aparición de animales domésticos, tales como el asno (*Equus asinus*), el caballo (*E. caballus*), la vaca (*Bos taurus*), la oveja (*Ovis aries*), la cabra (*Capra hircus*), el cerdo (*Sus domesticus*) y el perro (*Canis familiaris*), este último posiblemente domesticado a partir del lobo (*C. lupus*) al final del Pleistoceno superior. También son domesticadas diferentes especies de aves y otras muchas de mamíferos en los diferentes continentes. El fuerte incremento y expansión territorial que experimenta la ganadería a lo largo del Holoceno contribuirá, al igual que la agricultura, al aumento del metano en la atmósfera en contra de lo que sería su tendencia natural. A partir de estos momentos, la especie humana, cuya actividad fue relevante en la extinción de numerosas especies de vertebrados y en la modificación de los paisajes vegetales naturales, pasará a ser uno más de los factores que intervienen en la evolución del clima de la Tierra, influencia que experimentará una mayor relevancia desde la Revolución Industrial hasta nuestros días.

## 6. Bibliografía

- AGUIRRE DE CÁRCER, I. y CARRAL, P. (2008): *Apuntes de Meteorología y Climatología para el Medio Ambiente*. Documentos de Trabajo, 77. UAM Ediciones, Madrid.
- BARDAJÍ, T. y ZAZO, C. (2007): “El Cuaternario dentro de la Escala Cronoestratigráfica Global: Status y subdivisiones”. *Revista Cuaternario y Geomorfología*, 21 (3-4), 15-17.
- BARDAJÍ, T. y ZAZO, C. (2009): “El Cuaternario. Los últimos 2,588 Ma de la Escala Cronoestratigráfica”. *Revista Cuaternario y Geomorfología*, 23 (3-4), 3-4.
- BJÖRCK, S., WALKER, M. J. C., CWYNAR, L. C., JOHNSEN, S., KNUDSEN, K. L., LOWE, J. J., WOHLFARTH, B. e INTIMATE-MEMBERS (1998): “An Event Stratigraphy for the Last termination in the North Atlantic Region Based on the Greenland Ice-core Record: a Proposal by the INTIMATE Group”. *Journal of Quaternary Science*, 13, 283-292.
- BRADLEY, R. (1999): *Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary*. Second Edition. International Geophysics Series, vol. 68. Elsevier Academic Press, San Diego.
- CACHO, I., GRIMALT, J. O., CANALS, M., SBAFFI, L., SHACKLETON, N. J., SCHÖNFELD, J. y ZAHN, R. (2001): “Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25.000 years and its connection with the Northern Hemisphere climate changes”. *Paleoceanography* 16 (1), 40-52.
- ELIAS, S. A. (ed.) (2007): *Encyclopedia of Quaternary Science*, 1<sup>st</sup> Ed., 4 vols. Elsevier, Boston.
- ESTÉVEZ, J. (2005): *Catástrofes en la prehistoria*. Bellaterra Arqueología. Ediciones Bellaterra, Barcelona.
- FAGAN, B. (2007): *El largo verano. De la era glacial a nuestros días*. Gedisa Editorial, Madrid.
- FAGAN, B. (2008): *La Pequeña Edad de Hielo. Cómo el clima afectó a la historia de Europa 1300-1850*. Gedisa Editorial, Madrid.
- FERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, A. y GARCÍA SÁNCHEZ, E. (2006): El Cuaternario: paleoambientes y paisajes. En M. Menéndez Fernández (coord.), *Prehistoria y Protohistoria de la Península Ibérica*, Tomo I. Universidad Nacional de Educación a Distancia, Madrid, 51-141.
- FERNÁNDEZ MARTÍNEZ, V. M. (2007): *Prehistoria. El largo camino de la humanidad*. Alianza Editorial, Madrid.

- GRIBBIN, J., WRIGHT, P., KINGTON, J., HARDY, R., MALDONADO, J. A., PASCUAL, C. y TOHARIA, M. (1988): *El libro del Clima. El tiempo en España*. Ediciones Folio y Repsol, Barcelona-Madrid.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. (2001): *Geomorfología Climática*. Ediciones Omega, Barcelona.
- RIVERA ARRIZABALAGA, A. (2004): “Paleoclimatología y cronología del Würm reciente: Un intento de síntesis”. *Zephyrus*, LVII, 27-53.
- RUDDIMAN, W. I. (2008): *Los tres jinetes del cambio climático. Una historia milenaria del hombre y el clima*. Turner Publicaciones, Madrid.
- URIARTE CANTOLLA, A. (2003): *Historia del clima de la Tierra*. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, Vitoria-Gasteiz.

### ***Recursos en red***

- ADAMS, J. M. y FAURE, H. (eds.) (1997): *QEN members. Review and Atlas of Palaeovegetation: Preliminary land ecosystem maps of the world since the Last Glacial Maximum*. Oak Ridge National Laboratory, TN, USA: <http://www.esd.ornl.gov/projects/qen/adams1.html>
- ASOCIACIÓN ESPAÑOLA PARA EL ESTUDIO DEL CUATERNARIO (AEQUA): <http://tierra.rediris.es/aequa/>
- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA – PROYECTO FONE-LAS:  
<http://www.igme.es/internet/museo/investigacion/paleontologia/fonelas/index.htm>
- INTERNATIONAL COMMISSION ON STRATIGRAPHY (ICS):  
<http://www.stratigraphy.org/>
- INTERNATIONAL UNION FOR QUATERNARY SCIENCE (INQUA):  
<http://www.inqua.org/>
- NOAA PALEOCLIMATOLOGY. EDUCATION AND OUTREACH (2010):  
[www.ncdc.noaa.gov/paleo/education.html](http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/education.html)
- SILVA, P. G., ZAZO, C., BARDAJÍ, T., BAENA, J., LARIO, J., ROSAS, A. y VAN DER MADE, J. (2009): *Tabla cronoestratigráfica del Cuaternario de la Península Ibérica*, v. 2. AEQUA.  
[http://tierra.rediris.es/aequa/doc/tabla\\_aequav2\\_2009.pdf](http://tierra.rediris.es/aequa/doc/tabla_aequav2_2009.pdf)
- SUBCOMMISSION FOR STRATIGRAPHIC INFORMATION (SSI):  
<http://stratigraphy.science.purdue.edu/gssp/>

SUBCOMMISSION ON QUATERNARY STRATIGRAPHY (SQS):

<http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk/>

TABLA CRONOESTRATIGRÁFICA INTERNACIONAL V.2013.01 (2013):

<http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2013-01Spanish.pdf>

URIARTE, A. (2010): *Historia del clima de la Tierra*. Gobierno Vasco, Vitoria-Gasteiz:

[http://www.herbogeminis.com/IMG/pdf/historia\\_del\\_clima\\_de\\_la\\_tierra\\_antón\\_uriarte.pdf](http://www.herbogeminis.com/IMG/pdf/historia_del_clima_de_la_tierra_antón_uriarte.pdf)

## Ejercicios de autoevaluación

1. El límite inferior del Cuaternario está situado:
  - a) Hace 1,8 Ma.
  - b) Coincidiendo con el límite Matuyama-Brunhes.
  - c) Hace 2,588 Ma.
  - d) En la base del OIS 100.
2. El final del Pleistoceno coincide con:
  - a) El límite entre el OIS 3 y el OIS 2.
  - b) El final del periodo climático conocido como *Younger Dryas* o Dryas reciente.
  - c) El final del interglacial Eemiense.
  - d) La desaparición de la especie *Homo neanderthalensis*.
3. Según la teoría astronómica de Milankovitch los factores astronómicos u orbitales que influyen en la variación del clima terrestres son:
  - a) La rotación de la Tierra, la translación de la Tierra y el cabeceo del eje de la Tierra.
  - b) El radio de la tierra, el radio de la órbita terrestre y la distancia Tierra-Sol.
  - c) La excentricidad de la órbita terrestre, la oblicuidad de la eclíptica y la precesión de los equinoccios.
  - d) La oblicuidad de la eclíptica, la excentricidad de la órbita terrestre, la rotación terrestre y la precesión de los equinoccios.
4. La vegetación de la Europa atlántica durante el Eemiense se caracterizó por la presencia de:

- a) Bosques caducifolios.
  - b) Bosque mediterráneo.
  - c) Praderas y pastizales.
  - d) Vegetación arbustiva.
5. El Evento Lobo se caracterizó por la llegada a Europa de:
- a) Faunas frías como el glotón, el rinoceronte lanudo, el antílope saiga y el mamut lanudo.
  - b) Faunas africanas y asiáticas como el género *Canis*, el jabalí antiguo y la hiena gigante.
  - c) El caballo actual, el rinoceronte lanudo y el jabalí.
  - d) El mamut meridional.