

EL CUATERNARIO: MARCO CRONOLÓGICO Y PALEOAMBIENTAL DE LA PREHISTORIA

Jesús F. Jordá Pardo

1. Introducción.
2. El Cuaternario.
 - 2.1. Conceptos previos.
 - 2.2. Definición, categoría y límite inferior.
 - 2.3. Divisiones del Cuaternario.
 - 2.3.1. El Pleistoceno.
 - 2.3.2. El Holoceno.
 - 2.3.3. El debate del Antropoceno.
3. Causas de los cambios climáticos del Cuaternario.
 - 3.1. Tipos de causas.
 - 3.2. Causas extraterrestres.
 - 3.3. Causas astronómicas.
 - 3.4. Causas geológicas.
 - 3.4.1. Procesos endógenos y exógenos.
 - 3.4.2. La circulación oceánica.
 - 3.5. Causas antrópicas.
4. Bibliografía.

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 morfogénicos, 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, de lo que se encarga la Geología del Cuaternario, 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 el tema 1A de este manual, 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, mientras que en el capítulo 1B se abordarán sus características paleoclimáticas y paleoambientales.

2. EL CUATERNARIO

2.1. Conceptos previos

Para cuantificar el tiempo al estudiar la Historia de la Tierra, la Estratigrafía utiliza dos escalas: la escala cronoestratigráfica, que establece unidades tangibles que corresponden a las rocas sedimentarias depositadas durante esa unidad de tiempo, y la escala geocronológica que establece unidades intangibles que representan tiempo. En la escala cronoestratigráfica las unidades de mayor a menor rango son los eontemas, que se dividen en eratemas, estas se articulan en sistemas, estos en series y, finalmente, estas se subdividen en pisos, mientras que, en la escala geocronológica, las unidades equivalentes son eón, era, periodo, época y edad.

Los nombres de cada una de estas unidades y sus límites temporales por arriba y por abajo son propuestos por la *International Commission*

on Stratigraphy (ICS) y sus propuestas son ratificadas por la comunidad científica geológica internacional organizada en la *International Union for Geological Sciences* (IUGS). La fecha numérica del comienzo de cada unidad temporal (límite inferior) a nivel mundial o *Global Standard Stratigraphic Age* (GSSA) se define por diferentes tipos de criterios geológicos (paleontológicos, magnetoestratigráficos, isotópicos, paleoclimáticos, etc.). El límite inferior de cada unidad temporal a nivel mundial se define en una sección estratigráfica concreta que cumpla determinados requisitos (estratotipo) y que esté situada en un punto concreto de la superficie terrestre, que recibe la denominación de *Global Boundary Stratotype Section and Point* (GSSP). Cada punto y estratotipo se identifica físicamente sobre el terreno con un tornillo dorado situado en el lugar escogido, que debe estar bien identificado sobre el terreno. Tal es el caso, en España, del límite inferior del piso Selandiense (Paleoceno), cuyo GSSP se encuentra en la playa de Zumaia (Gipuzkoa). Todas las divisiones temporales admitidas de la Historia de la Tierra se plasman en la *International Chronostratigraphic Chart* (ISC) que se actualiza constantemente con nuevas aportaciones de GSSA y GSSP.

La Historia de la Tierra se divide en cuatro grandes unidades de tiempo, los eontemas/eones Hádico (>4.600-4.000 millones de años o Ma), Arcaico (4.000-2.500 Ma), Proterozoico (2.500-541 Ma) y Fanerozoico. El Fanerozoico, que comienza hace 541 Ma, está dividido en tres eratemas/eras: Paleozoico (541-251,9 Ma), Mesozoico (251,9-66 Ma) y Cenozoico (66 Ma-presente). El Cenozoico se divide a su vez en tres sistemas/periodos: Paleógeno (66-23,03 Ma), Neógeno (23,03-2,588 Ma) y Cuaternario (2,588 Ma-presente).

Con objeto de clarificar la terminología que se utilizara a lo largo del texto referida a los periodos fríos y cálidos del Cuaternario se explican a continuación los términos más comunes. Una glaciación o periodo glacial es un episodio climático durante el cual los glaciares experimentan un gran desarrollo, alcanzan un máximo y comienzan a retroceder. Un interglacial es un episodio climático entre dos glaciaciones en el cual las condiciones no son las óptimas para el desarrollo de los glaciares, por lo que estos retroceden hasta alcanzar su mínima extensión. Un *Stadial*, estadial o estadio es un episodio climático en el marco de un periodo glacial o interglacial con una tendencia al enfriamiento, mientras que un *Interstadial*, interestadial o interestadio es un episodio climático dentro de un periodo glacial o interglacial con una tendencia al calentamiento. Por lo general, se utiliza el término interglacial para definir periodos con un óptimo climático, al menos tan cálido como el momento actual, mientras que el término interestadio o interestadial se emplea para describir periodos templados, demasiado cortos o demasiado fríos para permitir el desarrollo de bosques templados caducifolios.

2.2. Definición, categoría y límite inferior

El Cuaternario es, por tanto, la unidad cronoestratigráfica y geocronológica 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 (figura 1).

Eon	Era	Sistema / Período	Serie / Época	Subserie / Subépoca	Piso / Edad	Millones de años (Ma)
Fanerozoico	Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	Superior	Megalayense	0,0042
				Medio	Norgripiense	0,008236
				Inferior	Groenlandiense	0,0117
			Pleistoceno	Superior	Tarantiense*	0,129
				Medio	Chibaniense	0,781
				Inferior	Calabriense	1,806
					Gelasiense	2,588

Figura 1. Tabla cronoestratigráfica del Cuaternario. * El piso Tarantiense se encuentra sin ratificar por la IUGS (modificado a partir de ICS en línea).

El término Cuaternario fue introducido en la literatura geológica por Jules Desnoyers en 1829 para referirse a los materiales poco consolidados, situados por encima de los depósitos miocenos y pliocenos de la cuenca sedimentaria del Sena. Hacia 1830-1832, Marcel de Serres y Henri Rebour 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 Giovanni 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.

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 qué, en su actualización de agosto de 2008, la IUGS otorgó al Cuaternario la categoría de sistema/

periodo dentro del eratema/era Cenozoico y por encima del sistema/periodo Neógeno. Por tanto, la categoría de esta unidad en la escala cronoestratigráfica es la de sistema, mientras que en la escala geocronológica 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 de la *Subcomisión on Quaternary Stratigraphy* (SQS), por la que el GSSP o límite inferior del Cuaternario quedó establecido en los siguientes términos: 1) el límite Neógeno-Cuaternario se define formalmente en el estratotipo del Monte de San Nicola, en la costa sur de Sicilia (Italia), coincidiendo con la base del Gelasiense y del Pleistoceno; 2) el Gelasiense 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 (figura 2) contiene el límite entre los crones Gauss (+) y Matuyama (-) que se detecta fácilmente un metro por debajo del límite inferior del Gelasiense, coincidiendo con el estadio isotópico del oxígeno 103 (OIS 103).

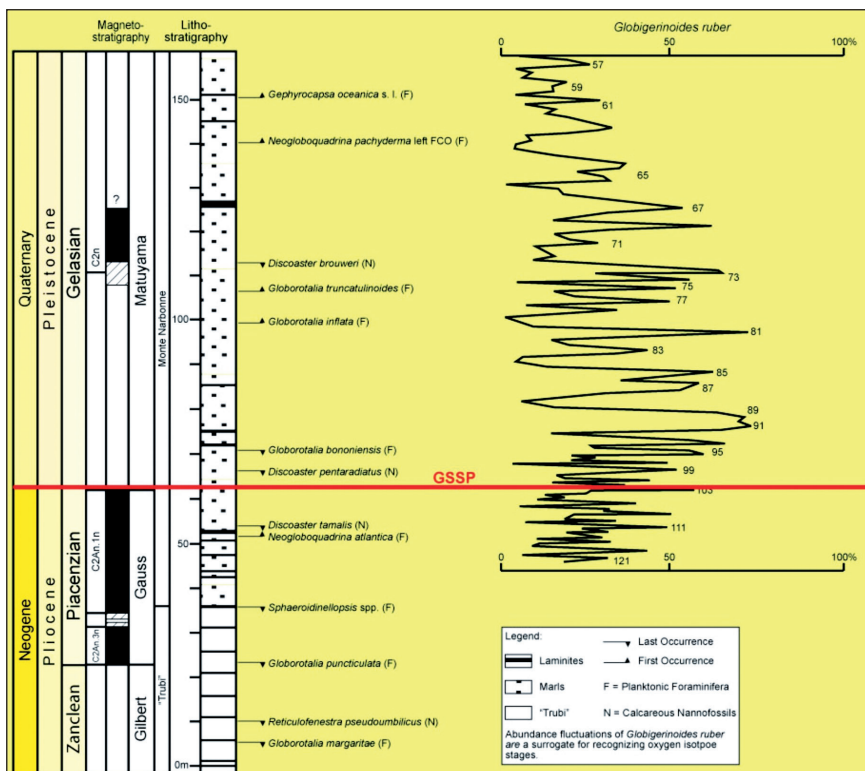


Figura 2. Estratotipo (GSSP) de la base del piso Gelasiense y por tanto del Pleistoceno, en la sección del monte San Nicola (Italia), donde se ha definido el límite inferior del Cuaternario (tomado de SSI <http://stratigraphy.science.purdue.edu/gssp/>).

2.3. Divisiones del Cuaternario

Tradicionalmente el Cuaternario se divide en dos unidades con categoría de serie en la escala cronoestratigráfica y de época en la geocronológica, el Pleistoceno y el Holoceno, y a su vez cada una de ellas se divide en tres subseries: inferior, medio y superior (figuras 1 y 3). Así aparece reflejado en la ICG. 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 11.700 años. Desde esa fecha hasta el presente se extiende el Holoceno. En la figura 4 se ofrece una síntesis de las divisiones cronoestratigráficas y climáticas del Cuaternario, con indicación de los diferentes tipos humanos y los tecnocomplejos culturales asociados.

2.3.1. *El Pleistoceno*

El término Pleistoceno fue acuñado por Charles 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. Es un término tomado del griego cuyo significado es “lo más nuevo”.

Las primeras periodizaciones que se realizaron del Cuaternario se establecieron para medios continentales y se basaron en criterios climáticos. En 1909 Albrecht Penk y Edward 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 antigua a más moderna, Günz, Mindel, Riss y Würm. Entre cada una de ellas 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 del norte de Europa se han observado cuatro fases glaciales denominadas, de más antigua a más reciente, Beveliense (~ Günz), Elsteriense (= Mindel), Saaliense (= Riss) y Weichseliense/Vístula (= Würm), separadas por los periodos templados Cromeriense, Holsteiniense y Eemiense, a las que habría que añadir tres periodos fríos más antiguos, Menapiense, Eburoniense y Pretigliense, que más o menos son coincidentes con Donau y Biber, separados por los periodos templados Waaliense y Tigliense. En Norteamérica los investigadores definieron otras cuatro fases glaciales llamadas Nebraska, Kansas, Illinois

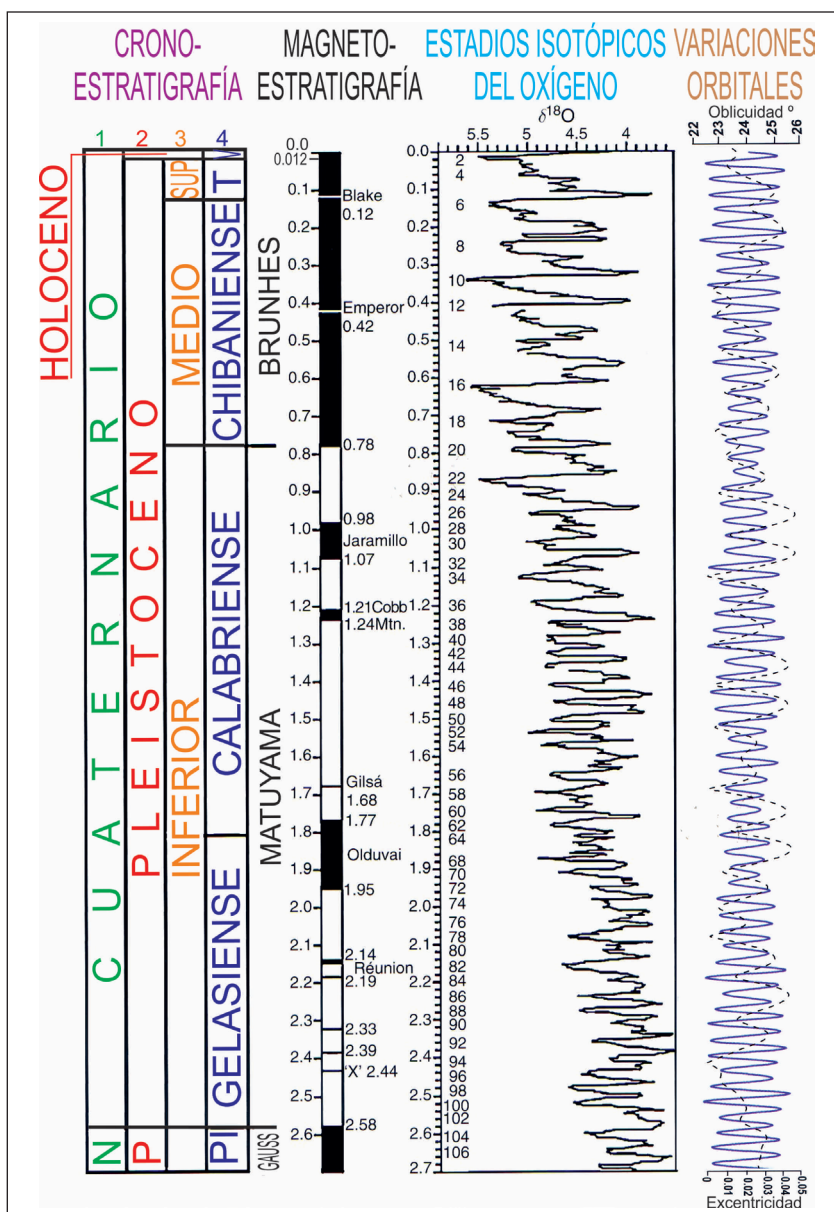


Figura 3. Divisiones del Cuaternario, con indicación de la escalas cronoestratigráfica (1: sistemas; 2: series; 3: subseries; 4: pisos; N: Neógeno; P: Plioceno; Pi: Piacenziense; T: Tarantiense), magnetoestratigráfica (crones, subcrones y excursiones magnéticas), paleoclimática (estadios isotópicos del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

y Wisconsin, separadas por tres etapas interglaciales: Afton (Nebraska-Kansas), Yarmouth (Kansas-Illinois) y Sangamon (Illinois-Wisconsin). La correlación de todas estas fases glaciales se muestra en la (figura 5).

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.

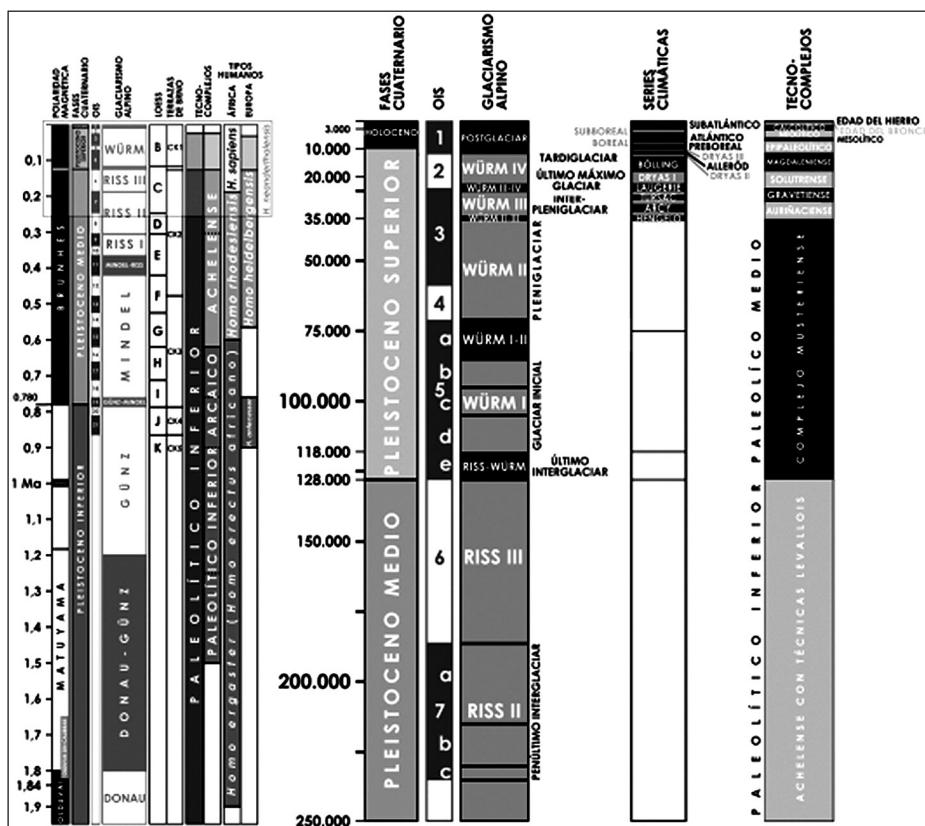


Figura 4. Síntesis cronológica del Cuaternario a partir de 1,9 Ma, que muestra las escalas paleomagnética, cronoestratigráfica y paleoclimática e indica la posición de los diferentes tipos humanos y los tecnocomplejos asociados: a la izquierda desde el subcron Olduvai (1,9 Ma) y a la derecha desde hace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

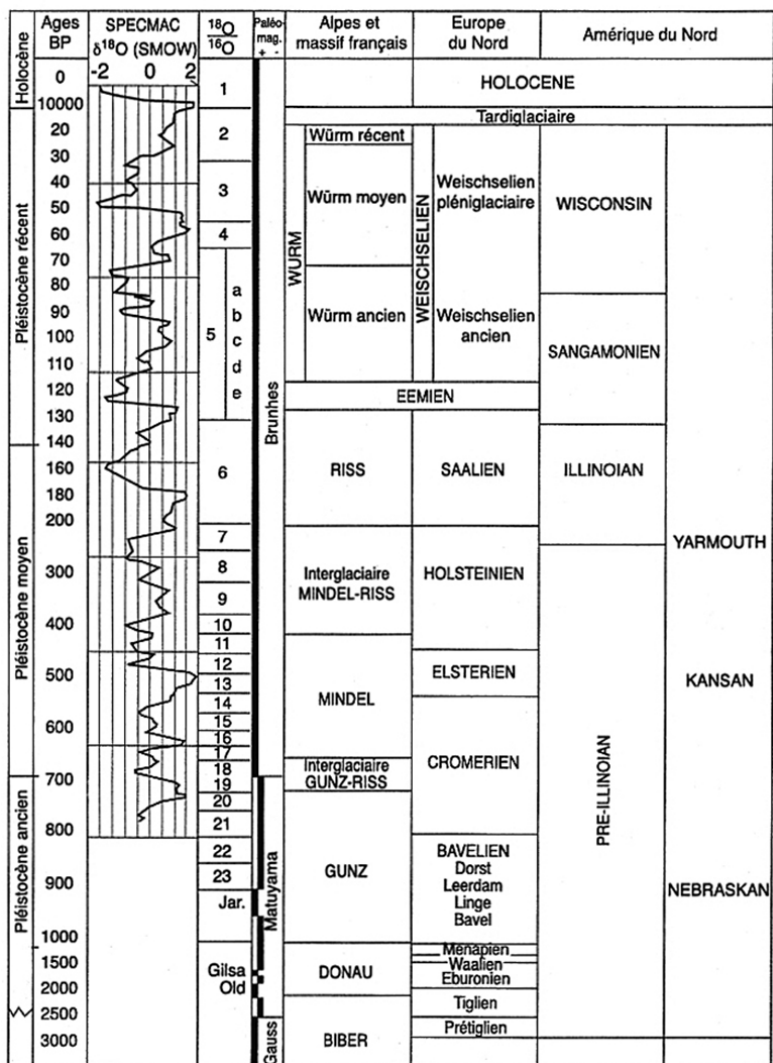


Figura 5. Correlación entre las glaciaciones cuaternarias y sus interglaciales de Europa y de Norteamérica, con indicación de las escalas SPECMAP, de los isótopos del oxígeno (OIS) y paleomagnética (tomado de Monjuvent y Nicoud, 2002).

Actualmente, el Pleistoceno tiene categoría de serie/época y sus divisiones reconocidas por la comunidad científica internacional tienen categoría de subseries/subépocas y de pisos/edades, cuyos límites se han definido utilizando criterios magnetoestratigráficos y/o paleoclimáticos. Son las siguientes (figuras 1, 3 y 4):

- Pleistoceno inferior: esta subserie se inicia en la base del Gelasiense (2,588 Ma), en el límite Gauss (+) / Matuyama (-), y comprende dos pisos marinos:
 - El Gelasiense o primer piso del Pleistoceno inferior, cuyo límite inferior o GSSP es la base del Cuaternario (2,588 Ma), que se encuentra definido en el estratotipo del Monte San Nicola (Sicilia, Italia) y ha sido ratificado por la IUGS en 2009.
 - El Calabriense o segundo piso del Pleistoceno inferior, cuyo límite inferior o GSSP, ratificado en 2011 por la IUGS, se encuentra situado en la sección de Vrica (Calabria, Italia) según la definición de Emiliano Aguirre y Giovanni Pasini de 1985, 15.000 años después del inicio del subcrón de Olduvai (+), incluido dentro del cron Matuyama (-), hace 1,806 Ma.
- Pleistoceno medio: tradicionalmente se iniciaba esta subserie en el límite entre los crones Matuyama (-) y Brunhes (+) situado hace 0,774 Ma que coincide con los inicios del OIS 19. Durante un tiempo se propuso que el piso/edad correspondiente a esta subserie/subépoca fuera el Ioniense, a partir de una sección estratigráfica italiana, pero no fue aceptado. En la actualidad se propone que sea el Chibaniense, cuyo límite inferior o GSSP ha sido identificado en los depósitos marinos con abundantes microfósiles de la sección estratigráfica de Ichihara de la prefectura de Chiba (Japón), en una posición datada en 0,7741 Ma y situada 1,1 m por debajo de la inversión magnética entre los crones Matuyama (-) y Brunhes (+); la propuesta ha sido ratificada por la IUGS en 2020.
- Pleistoceno superior: el límite inferior de esta subserie se hacía coincidir tradicionalmente con el inicio del último interglacial (Eemiense, Sangamonense) o estadio isotópico del oxígeno OIS 5e, que coincidía con la base de la excursión magnética Blake de polaridad inversa dentro del cron Brunhes, situada hace 0,129 Ma. Actualmente, el Pleistoceno superior es coincidente con el piso marino Tarantiense, cuyo límite inferior se ha definido por criterios climáticos en el sondeo de la Estación Terminal de Ámsterdam a 63,5 m de profundidad. Esta propuesta ha sido presentada por la ICS a la IUGS para su ratificación, si bien por el momento no hay denominación específica de piso/edad para esta subserie/subépoca. Este límite coincide prácticamente con la base del interglacial Eemiense o inicio del OIS 5e, 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.

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 Villafranchense (entre 2,97 Ma y

2,04/1,78 Ma), que viene a coincidir con el final del Plioceno y el Gelasense; una intermedia o Biharianense (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 11.700 años de calendario, coincide con la glaciación Würm e incluye desde el OIS 5d hasta el límite entre el OIS 2 y el OIS 1.

Una de las escalas cronológicas del Pleistoceno más usadas en los últimos años, basada en los isótopos del oxígeno, es la conocida como SPEC-MAP derivada del proyecto internacional *Spectral Mapping Project* lanzado en 1980 cuyo objetivo era generar una escala paleoclimática continua para el Pleistoceno utilizando los registros de foraminíferos planctónicos de los sedimentos profundos de los fondos oceánicos. En principio, se trató de una escala de tiempo geológico continuo para el Pleistoceno superior, con una precisión de 5 ka, que utilizaba la curva de los isótopos del oxígeno construida a partir de los contenidos isotópicos de foraminíferos planctónicos de latitudes bajas y medias, sincronizada con las curvas de la oblicuidad de la eclíptica y la precesión de los equinoccios (ver punto 3.3. Causas astronómicas). Posteriormente, en 1987, Douglas Martinson y otros autores desarrollaron una escala de tiempo astronómica para los últimos 300 ka sincronizada con una curva de alta resolución obtenida a partir de los isótopos del oxígeno de siete registros de foraminíferos bentónicos de diferentes fondos oceánicos del globo. La escala se articula en ocho episodios estadiales mayores que se subdividen en subestadios de menor duración (figura 6).

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 (figura 7).

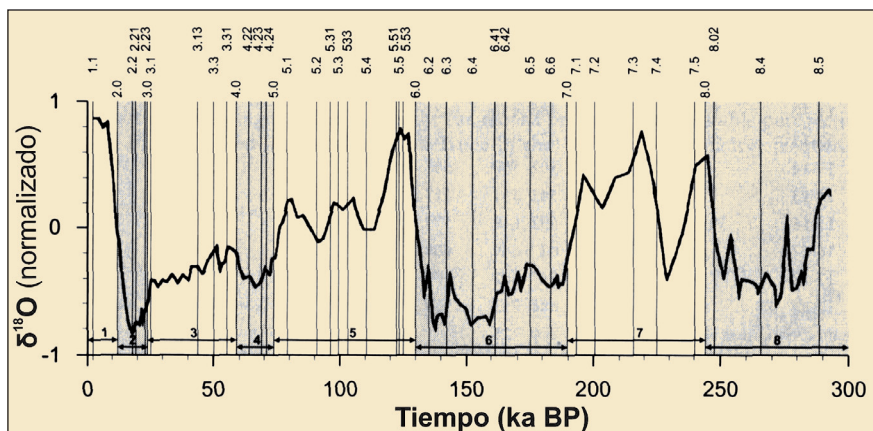


Figura 6. Cronoestratigrafía SPECMAP de los últimos 300 ka del Cuaternario basada en los parámetros orbitales sincronizados con la curva de variación de los isótopos del oxígeno de siete registros de foraminíferos bentónicos de diferentes fondos oceánicos del globo. Las líneas verticales numeradas indican características identificables del registro correspondientes a los diferentes eventos climáticos que aparecen numerados desde el 6.7 hasta el 1.1 (tomado de Martinson et al., 1987, p. 19).

2.3.2. El Holoceno

El Holoceno es la unidad más reciente de la escala cronoestratigráfica con categoría de serie/época que cubre el registro geológico de la Historia de la Tierra y cubre el intervalo de tiempo comprendido entre 0,0117 Ma y el momento presente (figuras 1, 3 y 4). El término Holoceno, cuyo significado es “completamente reciente”, fue introducido por Paul Gervais en 1867 para designar los depósitos recientes o “postdiluvianos” correspondientes a un periodo templado que comienza al finalizar el último periodo glacial, que anteriormente habían sido denominados como Reciente por Charles Lyell en 1839 y como Post-Glacial por Edward Forbes en 1846. El término entró en la literatura geológica a partir del *Second International Geological Congress* (IGC) que tuvo lugar en Bolonia en 1882, para designar el periodo de tiempo post-pleistoceno que incluye los tiempos actuales, y fue aceptado con categoría de piso (*Holocenian*) en el *Third IGC* celebrado en Berlín en 1885. Tradicionalmente ha recibido la denominación de Postglacial, al corresponder al periodo de tiempo posterior a la última de las glaciaciones, si bien en la actualidad esa denominación está en desuso.

El Holoceno coincide con el OIS 1 y su límite inferior ha sido definido y ratificado por la IUGS en 2008. El GSSP para este límite se ha establecido en el sondeo en el casquete de hielo de Groenlandia denominado *North Greenland Ice Core Project* (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

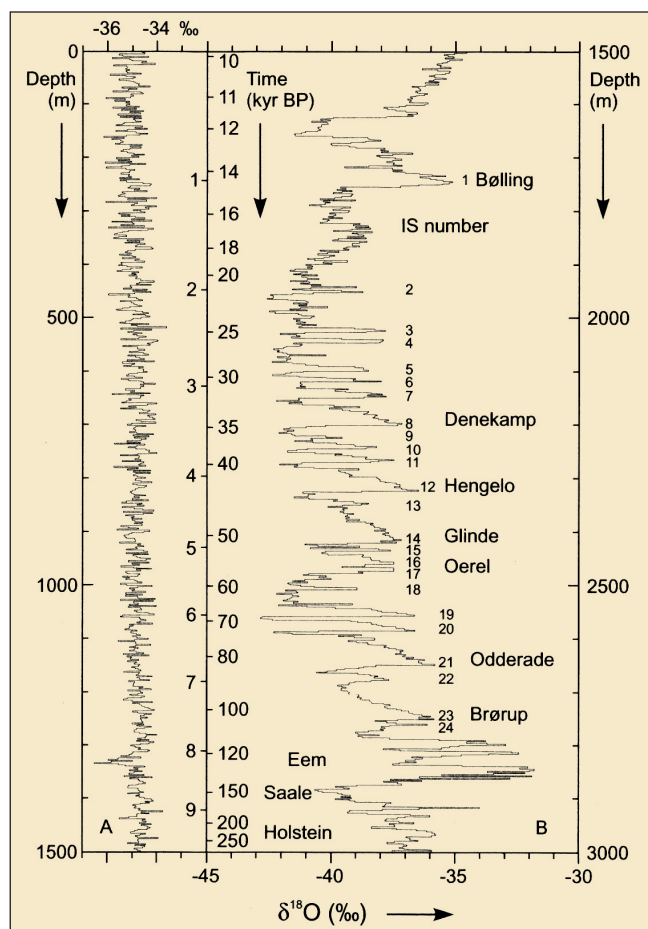


Figura 7. Registro paleoclimático del testigo de hielo del sondeo GRIP (Groenlandia) a partir de las variaciones del isótopo del oxígeno ^{18}O ($\delta^{18}\text{O}$). La columna de la izquierda corresponde al registro del Holoceno. La columna de la derecha corresponde a los anteriores 250 ka. Se indica la propuesta de los periodos interestadiales (IS) y su comparación con la escala paleopolínica europea. (Tomado de Bradley, 1999, p. 160).

siguen cambios en la composición isotópica del oxígeno (^{18}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 11.700 años contados en capas de hielo con relación al año 2000 (11,7 ka b2k), y coincide con el final del último episodio frío del Pleistoceno superior conocido como *Younger Dryas* o Dryas reciente.

Tradicionalmente, las divisiones del Holoceno presentan un marcado significado climático y se han establecido en función de las estratigrafías polí-

nicas realizadas en el norte de Europa y en Francia. Según estos criterios, 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 ka 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. No obstante, la posición cronológica de los límites de estas divisiones difiere mucho de unas zonas a otras, pues para su definición se utilizan las variaciones de determinadas especies vegetales que presentan una gran variabilidad de unas zonas geográficas a otras.

En la actualidad, las divisiones del Holoceno reconocidas por el comité ejecutivo de la IUGS en junio de 2018 tienen categoría de subseries/subépocas y de pisos/edades y sus límites, que se encuentran ratificados, se han definido utilizando distintos criterios. Son las siguientes (figura 8):

- Holoceno inferior o temprano que coincide con el piso Groenlandiense (*Greenlandian* en la terminología anglosajona), el cual recibe su nombre del casquete de hielo de la meseta central de Groenlandia, donde se encuentra el sondeo (NGRIP). Su límite inferior (GSSP) es el mismo que el del Holoceno, ya comentado, situado hace 11.700 años.
- Holoceno medio, coincidente con el piso Norgripiense (*Northgrippian*) que recibe su nombre del sondeo NGRIP1. Su límite inferior (GSSP) está definido a la profundidad de 1.228,67 m donde se detecta un claro enfriamiento climático que rompe la tendencia al calentamiento, acontecido hace 8.200 años y conocido como el evento climático 8.2.
- Holoceno superior o reciente que coincide con el piso Meghalayense (*Meghalayan*), denominado así por la localidad de Meghalaya situada al noreste de la India, donde se encuentra el estratotipo de su límite inferior (GSSP), definido en una estalagmita de la cueva de Mawmluh y situado hace 4.200 años.

El Holoceno inferior comprendería el Preboreal, el Boreal y la parte más baja del Atlántico, mientras que el Holoceno medio se extendería por la parte más alta del Atlántico y la más inferior del Subboreal y el Holoceno superior lo haría por la segunda mitad del Subboreal y la totalidad del Subatlántico.

2.3.3. El debate del Antropoceno

Tras observar que en los últimos tres siglos, los efectos de la actividad humana sobre el clima se habían intensificado, con un aumento significativo del dióxido de carbono que permitía suponer un alejamiento del clima de su tendencia natural, en el año 2000, el premio Nobel de Química Paul J. Crutzen junto con el

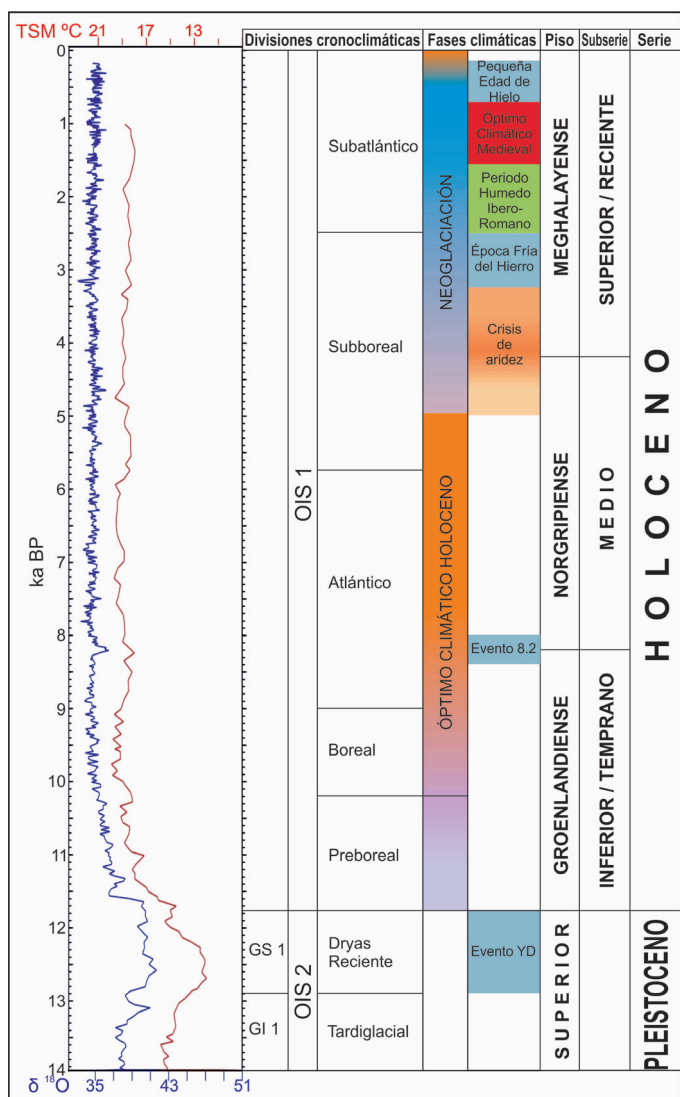


Figura 8. Tabla cronoestratigráfica del Holoceno que incluye las curvas de alta resolución que muestran las variaciones de la temperatura holocena, la cronoestratigrafía isotópica (OIS) y paleoclimática (GS y GI), las cronozonas basadas en registros polínicos, las fases climáticas y las divisiones cronoestratigráficas, con la nomenclatura utilizada en el texto. En rojo, curva de las variaciones de la temperatura media anual de la superficie del mar (TSM) para los últimos 14.000 años obtenida a partir del estudio de las alquenonas (sustancias excretadas por unos microorganismos bentónicos denominados cocolitos) del testigo procedente del sondeo MD95-2043 del fondo del Mar de Alborán al sureste de Málaga (Cacho *et al.*, 2001). En azul, curva de las variaciones del ^{18}O obtenida del testigo de hielo del sondeo GISP2 (Grootes *et al.* 1993, Meese *et al.* 1994) (elaboración propia).

biólogo Eugene F. Stoermer, plantearon el uso del término Antropoceno para designar al tiempo comprendido desde la invención en 1784 AD de la máquina de vapor de James Watt –y su posterior utilización masiva en la primera Revolución Industrial– y el momento actual. No hay que confundir este término con el de Antropógeno, utilizado durante años por los geólogos de la antigua URSS para referirse al Cuaternario, siguiendo la terminología de las otras dos divisiones del Cenozoico (Paleógeno y Neógeno) y que tuvo poco éxito.

El término Antropoceno, que ha ido poco a poco cobrando adeptos y extendiéndose en la literatura científica, ha suscitado un interesante debate entre especialistas de diferentes ámbitos para la determinación, en primer lugar, de la conveniencia de su inclusión en la Escala Cronoestratigráfica Internacional (ICG) y de su estatus dentro de ella, y por otro, de la fecha numérica de su límite inferior o GSSA y su estratotipo y localidad o GSSP. En la actualidad, se ha creado dentro de la ICS el Grupo de Trabajo del Antropoceno o *Anthropocene Working Group* (AWG) de la *Subcommission on Quaternary Stratigraphy* (SQS) de la *International Conference on Geological Sciences* de la IUGS, para la definición de una nueva serie/época dentro del Cuaternario que integre el registro geológico más reciente, en el que se pueden identificar los impactos de la actividad antrópica en los procesos naturales de los diferentes sistemas terrestres y marinos.

En este debate, parece claro que el Antropoceno sea la última división del Cenozoico con categoría de serie/época por encima del Holoceno. De esta forma el sistema/periodo Cuaternario estaría dividido en tres series/épocas: Pleistoceno, Holoceno y Antropoceno. Esta nueva división del Cuaternario sería entonces la última y más reciente división temporal de la Historia de la Tierra que se caracterizaría por la presencia significativa de residuos de la actividad antrópica (isótopos radiactivos, aluminio, restos tecnológicos metálicos, metales pesados, microplásticos, plásticos, hormigón, asfalto, vertederos, etc.) en el registro sedimentario tanto marino como continental y de gases derivados de esa actividad en los hielos de los casquetes polares de ambos hemisferios.

Durante los años que lleva en el aire la propuesta, diferentes equipos de investigación han postulado distintas posiciones en el calendario del límite inferior de esta nueva división del tiempo geológico reciente. Desde la propuesta inicial, que postulaba la invención de la máquina de vapor (1784 AD) como inicio del Antropoceno, hasta la propuesta que está cobrando más adeptos en los últimos años, que sitúa su inicio en 1945 sobre la base de un punto de inflexión histórico definido por la prueba Trinity o primera explosión nuclear experimental llevada a cabo en Alamogordo (Nuevo México, EUA) y de un cambio significativo en el registro químico-estratigráfico. Incluso, ha habido alguna propuesta que llevaba el inicio del Antropoceno a momentos más antiguos de la historia de la Humanidad, como el inicio del Neolítico, que provocó un aumento de los gases de efecto invernadero (metano, dióxido de carbono) registrado en los casquetes de hielo polares. En la figura 9 se

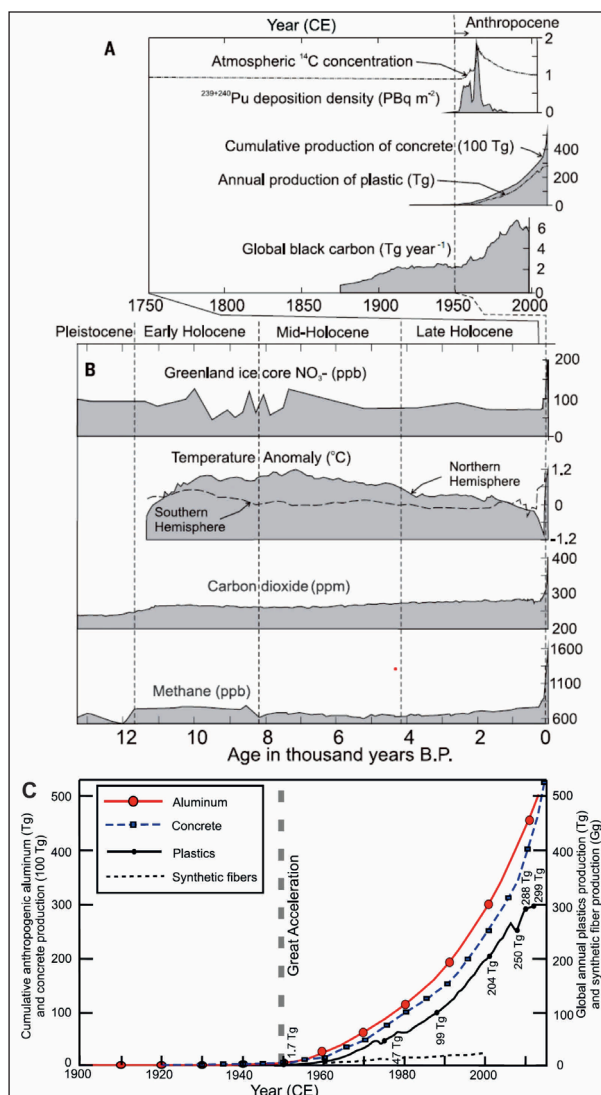


Figura 9. Resumen gráfico de la magnitud de los marcadores principales de los cambios de origen antrópico que son indicativos del Antropoceno. A: tecnomarcadores como hormigón, plásticos, extracción de carbón, deposición de plutonio y concentración atmosférica de radiocarbono; B: marcadores de largo alcance (nitratos, CO_2 , CH_4 y temperatura global) de los últimos 13 ka que presentan valores relativamente bajos antes de 1950 y aumentan rápidamente a mediados del siglo XX y que, a fines del siglo XX, superan los rangos del Holoceno; C: Curvas que muestran el crecimiento acumulativo de la fabricación de aluminio suponiendo una tasa de reciclaje del 50%, la producción de hormigón, la producción anual de plásticos y la producción de fibras sintéticas (tomado de Waters *et al.*, 2016, pp. aad2622-2 y aad2622-3).

muestran las variaciones de la magnitud de los marcadores principales de los cambios de origen antrópico que son indicativos del Antropoceno.

La fecha 1945 coincide además con la llamada Gran Aceleración de mediados del siglo XX, definida por la intensificación de un conjunto de importantes cambios de carácter sincrónico y global acontecidos en el sistema terrestre, que además coincide con el conjunto de evidencias (geoquímicas, erosivas, sedimentarias, etc.) registradas en los depósitos sedimentarios recientes. En opinión de Alejandro Cearreta, profesor de la Universidad del País Vasco, los cambios en el sistema Tierra que permiten la caracterización del Antropoceno incluyen una “marcada aceleración en las tasas de erosión y sedimentación, perturbaciones químicas a gran escala de los ciclos del carbono, del nitrógeno, del fósforo y de otros elementos, el inicio de un cambio significativo en el clima global y el nivel del mar, y cambios bióticos tales como niveles desconocidos de especies invasoras a lo largo del planeta”. Cambios que, en muchos casos, son perdurables geológicamente e incluso irreversibles. El citado autor ha propuesto como posibles localidades para la ubicación del GSSP del Antropoceno los afloramientos de las playas de Tuneiboca y Gorrondatxe (Getxo, Vizcaya), consistentes en depósitos cementados de playa con espesores entre 7 y 10 m que contiene numerosos y abundantes tecnofósiles como ladrillos, plásticos, vidrios y escorias de las cercanas fundiciones de Altos Hornos de Vizcaya (1902-1996).

De aceptarse el Antropoceno como serie/época del Cenozoico, el Holoceno se daría por concluido en la fecha que se eligiese como GSSA de esta nueva división de la Historia de la Tierra, en la que nos encontraríamos viviendo. Pero por ahora, el Antropoceno todavía no ha sido aceptado con un estatus y un límite inferior en la escala cronoestratigráfica, lo cual no ha impedido que sea ya un concepto temporal relacionado con el impacto de la actividad humana sobre el medio ambiente terrestre conocido por la sociedad globalizada de la que formamos parte, como muy bien expresa el profesor de la Universidad de Cambridge Robert Macfarlane cuando escribe la siguiente reflexión en un reciente libro: “¡Qué firmas va a dejar nuestra especie en los estratos!”.

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 extraterrestres, debidas a procesos que acontecen fuera de la Tierra; las astronómicas, relacio-

nadas con los parámetros orbitales de la Tierra y que se agrupan en la denominada teoría astronómica, *Orbital Forcing* o ciclos de Milankovitch; las geológicas, que tienen su origen en procesos geodinámicos internos y externos que tienen lugar en la Tierra; y las antrópicas, cuyo origen hay que buscarlo en la actividad humana.

3.2. Causas extraterrestres

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. 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. Uno de los más famosos impactos meteoríticos sobre la Tierra es el acontecido en el límite Cretácico-Paleógeno hace 65 Ma, responsable del enfriamiento que sufrió la superficie terrestre que condujo a la extinción de los dinosaurios, cuyas evidencias se testimonian por una delgada capa de sedimentos con una proporción de iridio diez veces superior a la normal. Una explosión de un cometa que pasó cerca de la Tierra hace 12,8 ka fue responsable del enfriamiento del final del Pleistoceno conocido como Dryas reciente o *Younger Dryas*, que también se asocia a la extinción de la megafauna norteamericana; en este caso sus evidencias son finas capas de color oscuro que contienen nanodiamantes, microfragmentos de carbón con aspecto de vidrio y microesférulas de hierro framboidal, entre otras.

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.

3.3. Causas astronómicas

Hacia la década de 1920, el astrofísico serbio Milutin 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 (figura 10). Estos tres factores están relacionados con las variaciones que experimentan el bamboleo del eje de rotación terrestres, la inclinación del eje de rotación terrestre y la forma ligeramente elíptica de la órbita que describe la Tierra alrededor del Sol, con este en uno de los focos de la elipse.

La precesión de los equinoccios. 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 23.000 años. Viene a ser como el bamboleo que experimenta una peonza al girar sobre si 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 N, 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 N, 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 N en invierno hace que este sea menos riguroso, 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.

La oblicuidad de la eclíptica. El eje de rotación de la Tierra forma en la actualidad un ángulo de $23^\circ 26' 12''$ con el plano de la eclíptica definido por

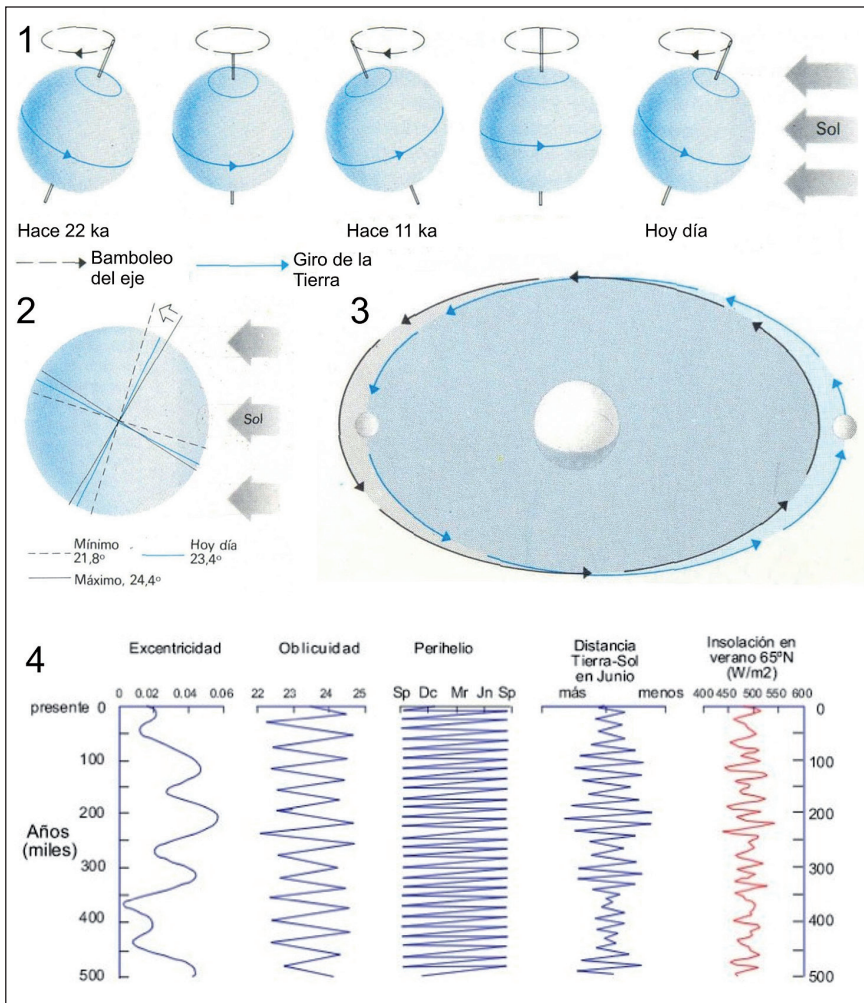


Figura 10. Parámetros orbitales de la Tierra (1, precesión; 2 oblicuidad; 3, excentricidad) y sus ciclos durante el Cuaternario. (1, 2 y 3: modificado a partir de Gribbin *et al.*, 1988, p. 172; 4; tomado de Uriarte, 2010 en línea).

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° y 24,5°. 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

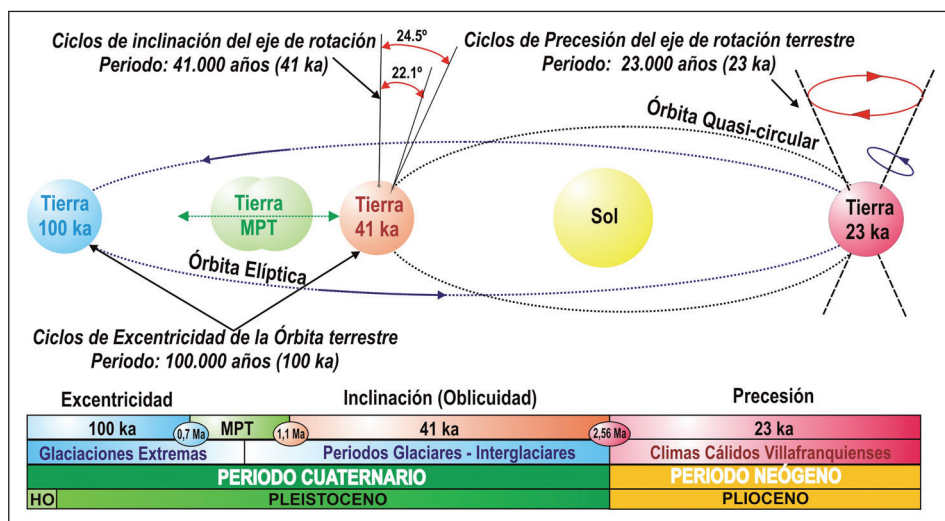


Figura 11. Relación de los ciclos orbitales de Milankovitch (arriba) con la subdivisión del Cuaternario y episodios climáticos más importantes (MPT: *Middle Pleistocene Transition*) (tomado de Silva *et al.*, 2017, p. 118).

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 (figuras 11 y 12). En definitiva, la intensidad energética recibida por la Tierra va a depender del momento astronómico, de la estación anual y de la latitud.

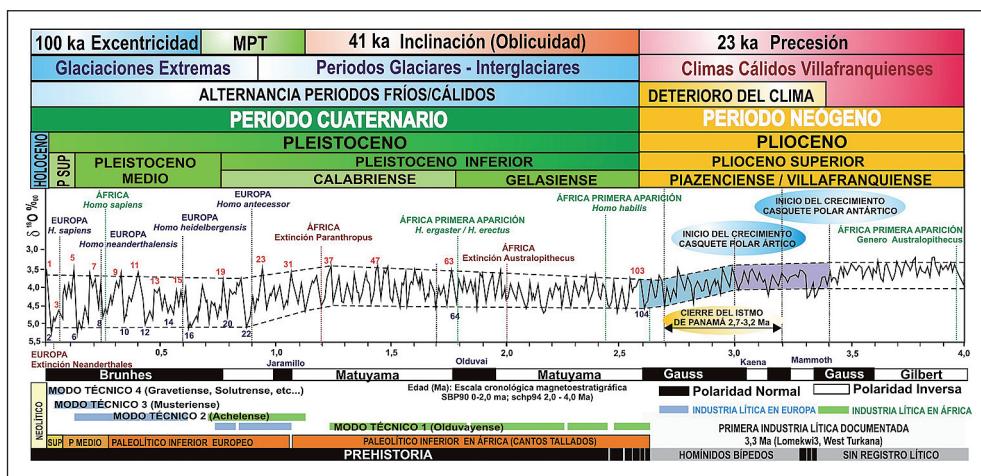


Figura 12. Composición de la estratigrafía de Cuaternario y del Neógeno final escalada en relación al registro isotópico marino ($\delta^{18}\text{O}$) de los sondeos V19-30, ODP-667 y ODP-846 (Shackleton, 1995), con la escala magnetoestratigráfica convencional, los ciclos orbitales de Milankovitch (arriba), los periodos tecno-culturales en los que se subdivide tradicionalmente la Prehistoria (abajo) y la indicación de los procesos climáticos y la aparición/desaparición de las especies de homínidos más relevantes (tomado de Silva *et al.*, 2017, p. 117).

3.4. Causas geológicas

3.4.1. *Procesos endógenos y exógenos*

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, incluyendo la circulación oceánica.

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 de la elevación de la meseta del Tíbet (25-5 Ma), la apertura del estrecho de Bering (5 Ma) y el cierre del istmo de Panamá (3,2-2,7 Ma), accidentes geográficos que han influido enormemente en la circulación oceánica y de la atmósfera. 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 CO_2 , metano o CH_4 , óxido nitroso o N_2O , ozono u 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 los procesos exógenos que más influyen en los cambios climáticos se encuentra el deshielo del permafrost de la tundra de las latitudes altas de Asia y Norteamérica, dado que libera a la atmósfera grandes cantidades de metano que incrementan el efecto invernadero en los periodos cálidos, como está ocurriendo en la actualidad.

También hay que considerar, como causa geológica ligada a las características de la superficie de la Tierra, la relación entre la radiación solar que se ve reflejada en la superficie terrestre y en las nubes de la atmósfera y la radiación solar 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 desnudas cubiertas de nieve hacen que el albedo aumente en invierno. Por tanto, la mayor presencia de superficies cubiertas de hielo y nieve es un factor que incrementa el albedo, por lo que la acumulación de hielo en la Antártida, que comenzó hace 35 Ma, contribuyó al incremento del albedo y por tanto al enfriamiento progresivo del planeta.

3.4.2. *La circulación oceánica*

Dentro de las causas geológicas ligadas a la dinámica de la superficie de la Tierra, la circulación oceánica, es decir el movimiento de las corrientes marinas (figura 13), es una de las piezas claves de la variación climática, pues transporta la energía excedentaria acumulada en los mares tropicales hacia latitudes donde existe un déficit de energía, atemperando los climas de las latitudes altas. En este sistema de transporte de energía existen dos clases diferentes de corrientes: las corrientes superficiales y las corrientes profundas. En esta circulación, al igual que en la atmosférica, ejerce una gran influencia el efecto Coriolis, que se produce cuando masas de agua o de aire se desplazan siguiendo los meridianos terrestres, y su trayectoria y velocidad se ven modificadas por él, de tal forma que las corrientes oceánicas (o los vientos) que se desplazan siguiendo un meridiano, se aceleran y desvían hacia el este si van del ecuador a los polos o hacia el oeste si van de los polos hacia el ecuador.

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 m³/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