

CAMBIOS CÍCLICOS, TENDENCIAS Y ALTERACIONES NATURALES DEL CLIMA

EMILIANO AGUIRRE ENRÍQUEZ *

* Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. C/ Valverde, 22. 28004 Madrid

RESUMEN

Lo primero que debemos hacer para valorar y evitar las agresiones industriales al clima es, estudiar el cambio climático en la naturaleza, esto es el que se produce naturalmente en la historia de la Tierra.

Oigo y leo muy a menudo exhortaciones a la “lucha contra el cambio climático”, incluso en documentos oficiales, y confieso que me asusta porque ésa sería una lucha contra la naturaleza. El clima cambia y no ha cesado de cambiar en los miles de millones de años de historia de la Tierra, y a esos cambios debemos los niveles de vida que disfrutamos en nuestro ser y su diversidad en nuestros entornos. Si queda algo de vida en Marte, es porque queda algo de cambio en su clima, que parece mínimo y casi nulo en comparación con nuestro planeta. “Luchar contra el cambio climático” es, pues, un error de lo más craso y mortal. Lo que es preciso combatir y evitar son las agresiones al clima natural, y hemos de adaptarnos a los cambios o variaciones naturales de éste: para ello es urgente que estudiemos uno y otros.

El clima y sus variables son diversos actualmente en distintas regiones de la Tierra: en distintas latitudes, distintos océanos y sus profundidades, interior y márgenes de los continentes, y estaciones del año. Los hemos visto cambiar en nuestras vidas, sabemos de cambios seculares, y los geólogos distinguen edades multimilenarias y de millones de años con climas siempre cambiantes.

Tales cambios del clima terrestre fueron siempre recurrentes, esto es vuelven a ocurrir tras un intervalo; son cíclicos, de modo que series de fenómenos y situaciones análogas vuelven a repetirse; aunque no todos son estrictamente periódicos, es decir sus fases no se repiten siempre con estricta regularidad e intervalos idénticos.

Las variables que componen el clima son tantas, que hacen muy difícil el cálculo estadístico y los análisis comparativos o de tendencias en sus cambios, tanto actuales como pretéritos. En los párrafos que siguen se pretende resumir: - 1º Qué indicios de cambios y ciclos climáticos pasados se registran en las series de rocas sedimentarias.- 2º La diversidad de ciclos climáticos que se conocen, según la distinta magnitud de sus duraciones.- 3º Distintos factores naturales que se reconocen como determinantes del cambio climático y sus ciclos en la Tierra.

1. REGISTROS DE CAMBIOS CLIMÁTICOS PRETÉRITOS

1.1. Registros documentales

Cambios climáticos y sus ciclos en los últimos dos siglos se encuentran registrados instrumentalmente en los observatorios meteorológicos. En archivos eclesiásticos se han investigado año por año y mes por mes las rogativas, procesiones y colectas para pedir la lluvia, lo que evidencia estaciones de sequía, y para



Figura 1. Morrenas depositadas por antiguos glaciares en episodios fríos del Cuaternario, bajo un circo glaciar en la vertiente oeste del Calvitero, Parque Natural de Candelario (Salamanca). Foto E. Aguirre.

impetrar el cese de tormentas o lluvias torrenciales: ello permite averiguar patrones de recurrencia de estos fenómenos climáticos en diversas regiones, sobre todo europeas, al menos desde el Renacimiento (Alvarez Vázquez en López-Vera, ed., 1986). El precio de cereales y otros nutrientes vegetales, que consta en archivos mercantiles, permite asimismo constatar épocas de carencia y sequía regionales.

1.2. Registros sedimentológicos

En el otro extremo, depósitos de **morrenas de glaciar**, estrías en la superficie de roca expuesta bajo estos depósitos, a los que se añaden en algunos casos rocas desprendidas, son evidencias de glaciaciones antiguas (Figura 1), desde hace más de 2.500 Ma (dos mil quinientos millones de años) en la India, Canadá y Sudáfrica, y en otras edades en diversos continentes, como veremos más adelante. Los depósitos de **varvas**, que reflejan alternancias anuales en zonas de glaciar antes y después de la fusión estacional de sus frentes, permiten contar años en fases glaciales circamilenarias y multimilenarias.

En suelos helados todo el año (“permafrost”) el hielo abre **cuñas** en el substrato. Cuando mejora el clima, estas cuñas se rellenan del depósito suprayacente. Así se cuentan ciclos glacial-interglacial en cortes geológicos de altas latitudes (Figuras 2 y 3).

Extensas superficies de **rocas evaporíticas** —yesos, salinas— denuncian épocas de aridez, así como depósitos calizos, costras calcáreas, y **espeleotemas** en cuevas. Hoy se estudia la profundidad de compensación del carbonato cálcico en océanos. Buenas evidencias de aridez ofrecen las formaciones de origen eólico: **antiguas dunas**; **loess** extensos separados por tramos de **alteraciones edáficas** que evidencian intervalos con mejores humedad y temperatura en pocas decenas de milenios; “**plumas**” eólicas que distingue DeMenocal (1995) en depósitos circalitorales de plataforma.

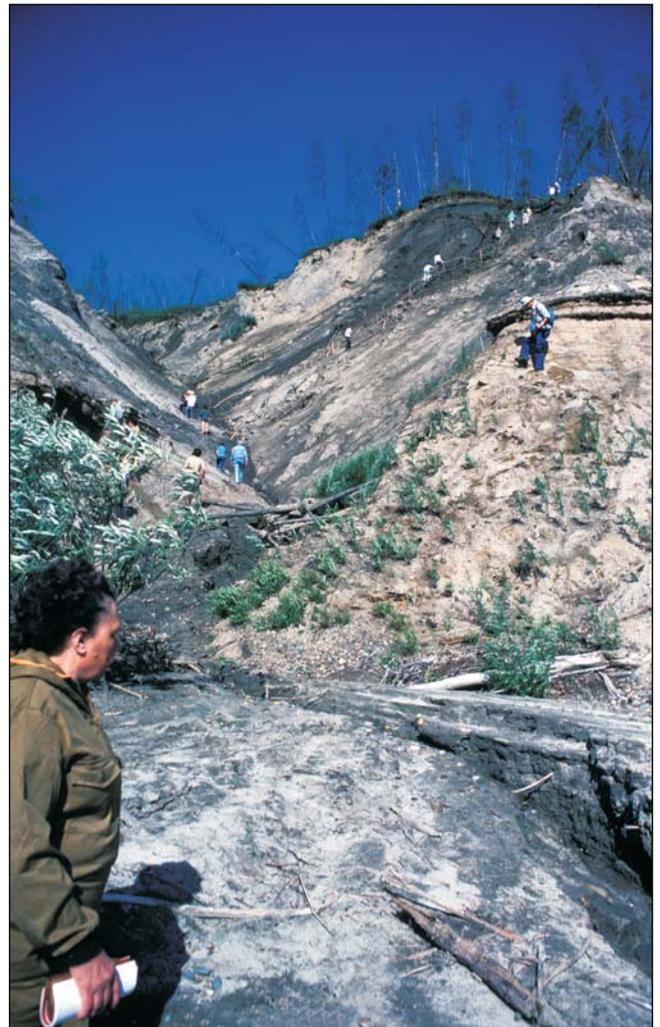


Figura 2. En la franja septentrional de Eurasia con el suelo permanentemente helado (permafrost), el calor veraniego derrite sólo pocos decímetros más próximos a la superficie. El efecto son coladas de barro que incluso derriban árboles, como éstas junto al río Lena, cerca del paralelo 60° N. (Foto E. Aguirre).



Figura 3. El aumento de volumen del agua, al helarse bajo el suelo, agrieta y abre cuñas en el sedimento subyacente, que luego se rellenan con el depósito de los tiempos fríos. Este se distingue por su color de gris azulado a blanquecino; el del episodio cálido precedente es de un rojo más o menos vivo. (Foto E. Aguirre).

Una calibración multimilenaria de cambios en el clima, regionales, se puede obtener, por ejemplo, para cambios climáticos inferidos en el archipiélago de las Canarias en los últimos 3 Ma y sobre todo en los últimos 400 Ka (400.000 años), por diferentes indicadores en las series sedimentarias expuestas. Además de los restos fósiles de faunas marinas cotejados con la distribución actual de los mismos taxones, concentraciones de nidos de himenópteros son indicadores de la temperatura. La situación relativa de niveles del mar transgresivos, costras, paleosuelos, en particular los suelos poligonales por contracción consecuente con alta evaporación, permiten, además de las formaciones de arenas eólicas, inferir variaciones en la pluviosidad y aridez (Meco, et al., 2003 ab).

Finos análisis de series deposicionales de barra, playa, delta, estuario o bahía, permiten calibrar cambios paucianuales (Figura 4). Las Tasas (o índices) de Sedimentación Linear (LSR) que se calculan y datan en muestras de sondeos submarinos revelan cambios en la interacción de océanos y depósitos de plataforma con apreciable calibración, de una inflexión cada 500 años o menos, entre hace 50 Ka y 28 Ka, y que se correlacionan bien con otros registros más refinados.

Testimonian también condiciones climáticas precisas y de ámbito regional ciertas cualidades originales de los estratos, y alteraciones diagenéticas o epigenéticas de éstos, que llegan a producir compuestos mine-

rales específicos: lateritas, bauxitas, yesos, calcitas, fosforitas, pedernales; distintos grados y formas de erosión en los materiales gruesos, distinto color en los finos, como anotan Hoyos y Aguirre (1995) para la Gran Dolina de Atapuerca, y otros autores para el Oeste de la Península Ibérica (Blanco et al., eds., 1991).

1.3. Registros paleobiológicos

No ofrecen duda las condiciones ambientales y climáticas que se deducen de extensos yacimientos de **carbón**, hullas o lignitos y turberas en antiguos continentes y sus márgenes (Figura 5), así como las formaciones pretéritas que presentan **arrecifes** en latitudes diferentes a los límites de estas construcciones biogénicas en mares actuales.

Entre los **fósiles vegetales** pueden encontrarse restos inequívocos de condiciones climáticas de su tiempo. Los granos de polen y las esporas se rodean de membranas externas de polisacáridos resistentes como la quitina a los ácidos más activos y a las lejías: ello permite su conservación en depósitos limosos incluso de gran antigüedad, y su aislamiento y recuentos en laboratorios de **Palinología**. Son muchos los trabajos de palinólogos que definen divisiones de series estrati-

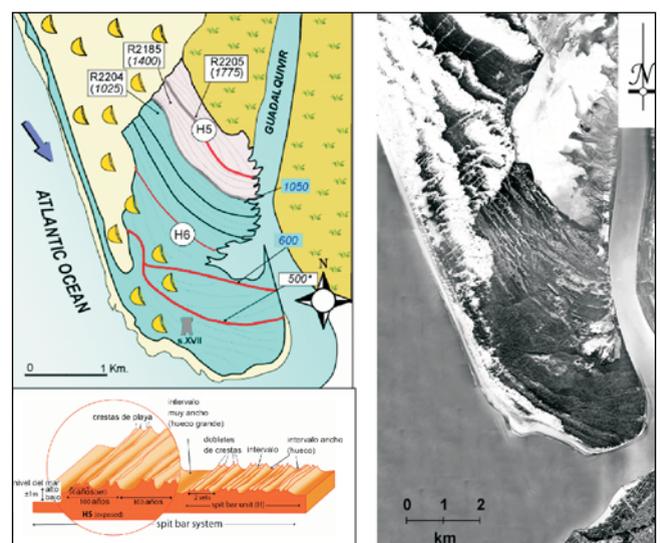


Figura 4. Configuración y periodicidad de crestas de playa en el litoral Atlántico sur de la Península Ibérica, influidas por cambio climático y con alta resolución cronológica, según C. Zazo y otros (2004).



Figura 5. Niveles de arenas eólicas, suelos vegetales, y turbas con más materia orgánica acumulada (nivel más negro de la foto) son buenos indicadores de cambio climático en la pluviosidad. Turbera, con fósiles de aves corredoras gigantes (Dinornitiformes) en el Pyramid Valley, Nueva Zelanda (Foto E. Aguirre).

gráficas, del orden de cien mil a menos de mil años, por conjuntos florísticos calificados según muestras polínicas y que corresponden a condiciones climáticas muy precisas: húmedas tropicales o templadas; de pradera, estepa o páramo, mediterráneas, xerofíticas, de bosque templado denso o abierto, de tundra o de taiga (Ruiz Zapata et al., 2003) (Figura 6). Pérdidas, escalonadas en tramos de más o menos cien mil años, de taxones que vivieron con clima cálido en sitios miocenos son registradas por V. P. Grichuk (1997) en diferentes países eurasiáticos y en distintas latitudes en

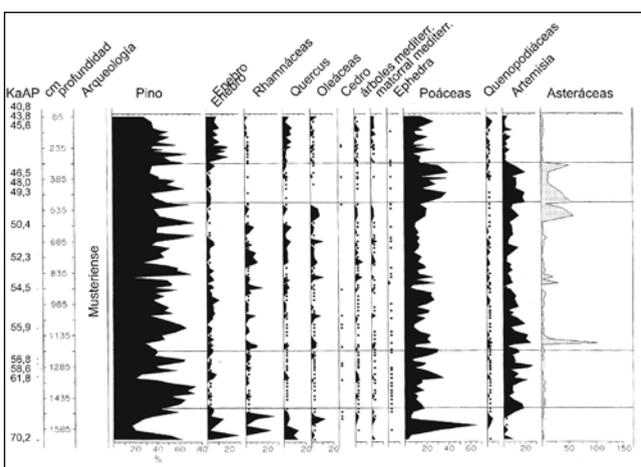


Figura 6. Cambios circamilenarios en la vegetación de la comarca barcelonesa en la penúltima glaciación y la oscilación climática siguiente (70-40 KaAP), según los registros polínicos en niveles con datos cronométricos del Abric Romani, Capellades. (Según J.S. Carrión y otros, en Quaternary Science Reviews, 18: 1061-1073. 1999).

el Plioceno final y en el Cuaternario (últimos tres millones de años). Cambios en el clima de un año a otro se graban en los anillos de crecimiento de troncos de árboles finamente numerados por el método de la **Dendrocronología**. El retroceso drástico de selvas, con cambio de vegetales con Carbono-4 por otros de Carbono-3 coincide con la notable expansión del Casquete Polar Antártico y otros indicadores de fuerte enfriamiento hace poco más de 6 Ma en el periodo llamado Messiniense, último del Mioceno.

En tramos próximos al millón de años, o de más de cien mil años, se infieren validamente condiciones climáticas y sus cambios por los **conjuntos faunísticos** de mamíferos, incluso grandes pero sobre todo pequeños (roedores), como los que estudian Martín-Suárez y Freudenthal (2001) en numerosos yacimientos del SE de España.

Los cambios de las faunas fósiles no son tan frecuentes y rápidos como los del clima. Aguantan series de fluctuaciones menores de éste; toleran menos otros factores, como el desequilibrio que produce la inmigración de otra u otras especies preadaptadas en otro continente, y por ello las unidades de evolución paleofaunística, con criterios estadísticos, como las unidades biostratigráficas en un continente o provincia, abarcan entre menos de 1 y cerca de 3 millones de años, y pueden informar sobre ciclos paleoambientales de ese orden; sólo rara vez acusan cambios de menos de medio millón o pocos cientos de miles de años (ver más abajo) (Pascual, et al., 1996; Vrba, et al., eds., 1996; Azanza et al., 1997).

1.4. Registros químicos e isotópicos

Entre los registros paleoclimáticos consistentes en sustancias químicas, se puede contar la proporción de dióxido de carbono (CO_2), siempre alta en tiempos de clima cálido y baja en eras glaciales como la presente, que comprende todo el periodo Cuaternario (últimos 1,8 Ma) y más, desde hace 2,6 Ma, a mitad del Plioceno. Una fuerte caída del CO_2 se registra en la Crisis Messiniense, entre hace 6,8 y 5,3 Ma, en dos fases con un intermedio más benigno; este último se registra en distintos yacimientos, muy numerosos en España, con mosaicos vegetales fósiles y notable diversidad paleofaunística (Aguirre, 2003).

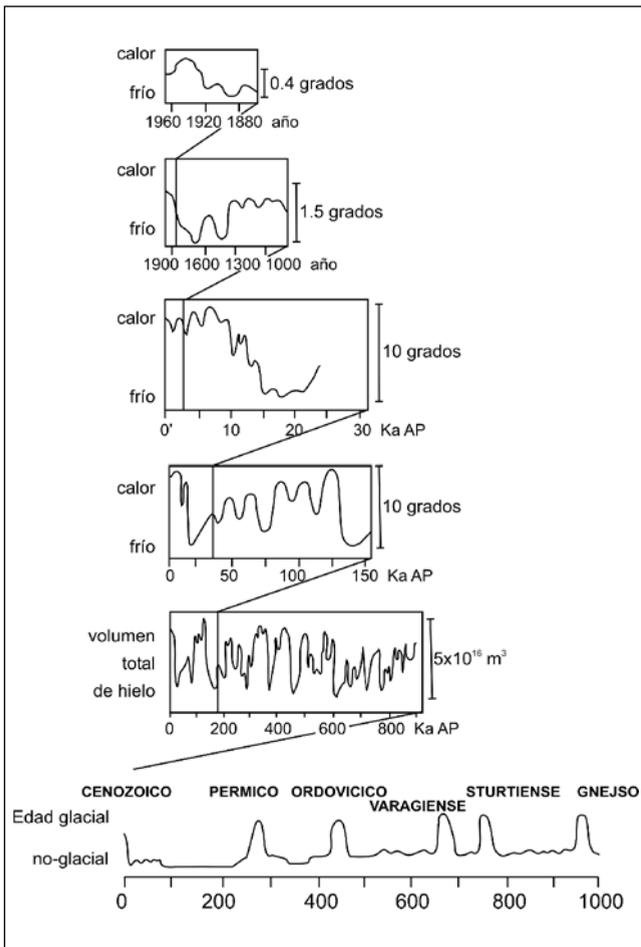


Figura 7. Los Ciclos de variación del clima registrados, reconocidos y cronológicamente calibrados en la historia de la Tierra son diferentes por la frecuencia de sus oscilaciones. Aquí se representan con diferentes escalas. Abajo los de escala más amplia y mayor duración; arriba, de escala más fina y frecuencia de pocos años. Se marca en cada uno el pequeño segmento que se amplía en el siguiente (hacia arriba) mostrando oscilaciones cada vez de menor calibre.- KaAP: miles de años antes del presente; Ma: millones de años (De M. Gutiérrez Elorza, en López-Vera ed. Universidad Autónoma de Madrid, 1986).

Cambios en la proporción del **isótopo del oxígeno, O^{18}** en las cubiertas de foraminíferos marinos fueron asociadas a principios del s.XX con la intrusión de aguas circumpolares en océanos de latitudes más templadas. Con sus medidas en muestras de series sedimentarias en fondos oceánicos finamente calibradas, Césare Emiliani confió poder cronometrar cambios climáticos en ciclos frío-cálido del Cuaternario. Desde que N.J. Shackleton (1987) renovó esta línea de investigación hace treinta años, se han multiplicado los proyectos y programas internacionales que desarrollan estos sondeos y cálculos a través de mares y océanos

en todas las latitudes: a los foraminíferos planctónicos se añaden en estos recuentos microorganismos del bentos (Civis, 1997), y registros diversos mediante sondeos en los casquetes polares (Bond, et al., 1993). Con ello se ha conseguido establecer curvas de cambio con más de 60 inflexiones en óptimos y mínimos climáticos, y hasta más de cien, contando inflexiones menores, entre hace 50 Ka y 28 Ka, esencialmente comprobadas y coincidentes, en docenas de trabajos por diversos equipos: esto es, una media de cambio climático cada 220 años (ver por ejemplo Cacho et al., 1999).

Se ha buscado también el valor indicativo del clima en tasas del O^{18} en huesos de mamíferos fósiles (Sánchez, B. y otros, 1994). Otros lo han intentado con variaciones en la proporción del C^{14} atmosférico. Las proporciones de CO_2 (dióxido de carbono) producido y absorbido por la biomasa creciente en épocas cálidas, recogido y devuelto en los océanos (Takahashi, 2004) están siendo estudiadas, pero pienso que no lo bastante.

Restos **arqueológicos** de metal y de cerámica finamente datados, en milenios y siglos recientes del Holoceno ayudan a calibrar finamente la cronometría de depósitos de estuario y bahía antes aludidos (Goy et al., 2003).

2. CICLOS DE CAMBIO CLIMÁTICO CONOCIDOS EN LA HISTORIA DE LA TIERRA (Figura 7)

2.1. Ciclos climáticos multimillonarios

En la Historia de la Tierra los estudios de afloramientos geológicos han permitido reconocer repetidas eras glaciales, como la presente, que viene durando desde mitad del Plioceno, más o menos (hace c. 2,6 Ma), y se inició a mitad del Mioceno (hace 10 Ma).

Formaciones geológicas propias de glaciares y de casquetes polares se han podido datar a comienzos o antes del Eón Proterozoico; hace más de 2.500 Ma (millones de años) en la India, hace menos de 2.700 y más de 2.300 Ma en Sudáfrica y en varios sitios de Canadá. En torno a 2.288 ± 87 Ma es bastante preciso

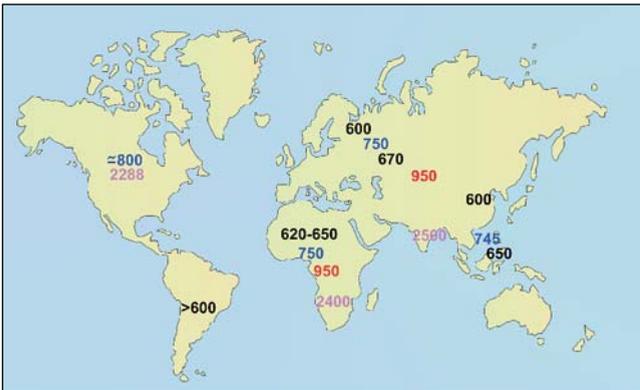


Figura 8. En diversos continentes se conocen registros sedimentarios de Edades del Hielo proterozoicas. Cifras en violeta, datos de las más antiguas. Rojo, del Gnejsö. Azul, Sturtiense. Negro, Varangiense.

el dato de Gowganda, Canadá, con evidencia de glaciares, y lo es el de Sudáfrica entre 2.340 y 2.220 Ma; algo menos lo son otros en Estados Unidos, también entre más de 2.000 y menos de 2.400 Ma, en el primer tercio del Paleo-Proterozoico (Figura 8).

En el Neo-Proterozoico, hace ya menos de 1.000 Ma, se conocen formaciones glaciales en Asia y Africa datadas cerca de 950 Ma; con datos entre 740 y 820 Ma los hay en varias regiones de Australia, de Africa Tropical, Eurasia y Norteamérica. Son ya bastante numerosas las áreas de Australia, Sudamérica, N y W de Europa, China y norte de Africa con formaciones que delatan otra Era Glacial entre cerca o más de 650 Ma y más de 570 Ma, al final del Eón Proterozoico y hasta la base del Cámbrico con que comienza el Eón Fanerozoico y su inicial Era Paleozoica. En ésta no son muy grandes los calores, y más leves, pero globales, los registros de glaciación al final del Ordovícico y transición al Silúrico, en torno a los 440 Ma.

Después de ella y antes de la presente Era Glacial, es singular, muy señalada y aguda la Edad Glacial del Carbonífero superior y Pérmico, entre los 310 y 255 MaAP (millones de años antes del presente). La caída térmica última comienza hace cerca de 10 Ma, tras un máximo cálido del Mioceno (entre hace 23 y 11 Ma), y se agudiza en la Crisis Messiniense, hace entre 6,8 y 5,3 Ma. Tras una breve recuperación térmica, y recaídas alrededor de los 3Ma, los actuales casquetes polares Artico y Antártico permanecen desde hace 2,6Ma. Las edades glaciales, pues, recurren en ciclos desiguales con duraciones entre 70 y 100 millones de

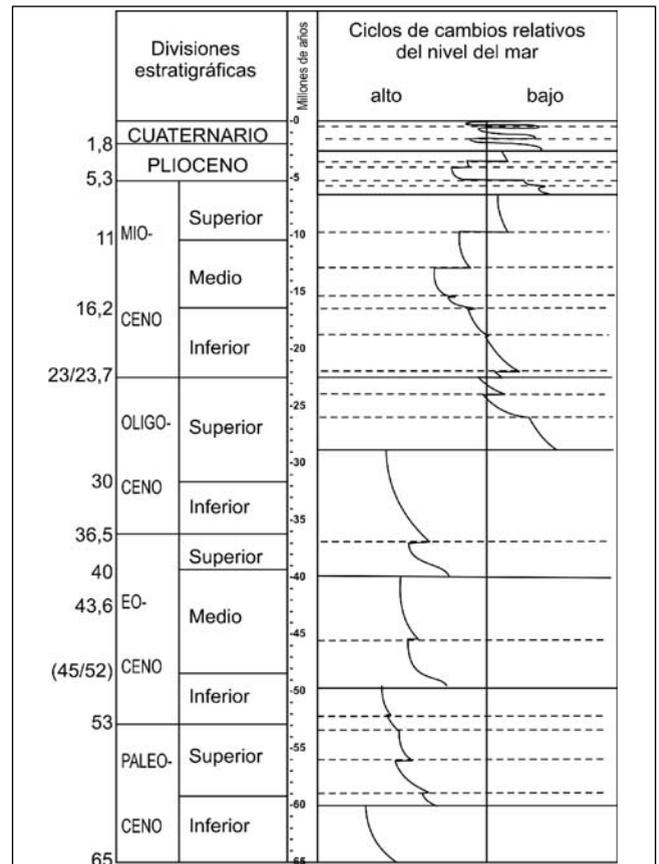


Figura 9. Fluctuaciones en el nivel medio del mar, hipotéticamente correlacionables con cambios climáticos, a lo largo del Cenozoico, en escala de millones de años. Se observan dos o más órdenes de frecuencias (Según P.R. Vail y J. Hardenbol "Sea level changes during the Tertiary". Oceanus, 22: 71-89. 1979).

años, e intercalaciones cálidas (de "invernadero") que han durado 70,100 o más de 250 Ma. Este último largo intervalo, que comprende toda la Era Mesozoica más el 80% de la Cenozoica, ha sido el más cálido de toda la historia de la Tierra desde hace cerca de 3.000 Ma.

Es ilustrativo el cotejo de los ciclos que se van distinguiendo por aplicación de diversos métodos en los registros del clima, y los ciclos o unidades en que los estratígrafos clasifican las secuencias características de unidades de materiales sedimentarios. Las "Edades de Hielo" y las intermedias de "Invernadero" vienen a entrar en el Orden 1º, "megaciclos", y sus oscilaciones secundarias duran como los "superciclos", o 2º Orden de ciclos estratigráficos de Einsele en la "Macroescala" de J.A. Vera (1994). Se registran intervalos con fluctuaciones térmicas menos agudas de pocos millones o decenas de millones de años.

El máximo térmico desde el Proterozoico parece registrarse en el Cretácico Superior, hace entre 95 y 80 Ma, tras varios ciclos con máximos ascendentes desde el Pérmico final (c.260 Ma), en el Triásico, Jurásico y el Cretácico Inferior. Amplios son también los ciclos entre máximos del Eoceno (52 – 44 Ma) y del Mioceno (25 – 15 Ma); dentro de ellos y entremedias de ellos se conocen oscilaciones más o menos profundas de temperatura global y más frecuentes, paucimillonarias. Entre 20 Ma y 6 Ma, se reconocen ciclos térmicos de aproximadamente un millón de años (L. Alcalá y otros, 2000) por inferencia de conjuntos paleofaunísticos de roedores en más de una docena de sitios con más o menos largas series estratigráficas fértiles en las cuencas de Calatayud y Teruel, bien calibradas con registro paleomagnético.

2.2. Ciclos climáticos circamillonésimos y submillonésimos

Los calibres de las “escalas de afloramiento” (Vera, o.c.), 3° y 4° Orden, son análogos a los de fluctuaciones registradas del nivel medio del mar (NMM), que se consideran fundamentalmente vinculadas con oscilaciones mayores del clima (Figura 9). De estas últimas y las del NMM se registran curvas de entre medio millón y tres millones de años (0,5-3 Ma) en el Mioceno y Plioceno, y pocos cientos de miles de años (0,1-0,5 Ma), en algunos tramos críticos. Un caso de este último orden se da en la crisis Messiniense, al final del Mioceno, con dos mínimos térmicos y dos máximos entre poco más de 6 MaAP y 5,3 MaAP (Cita, 1973; VanCouvering et al., 1976; Aguirre, 2003).

De estos órdenes de duración son también los episodios faunísticos aludidos arriba. Actualmente se estudia la significación climática de series alternantes repetidas de materiales sedimentarios, que se ven en secuencias estratigráficas largas (Figura 10).

2.3. Ciclos plurimilenarios de cambio climático

El registro muy muestreado y estudiado en los últimos años, globalmente, para calibrar temperaturas oceánicas, es la cuota de O^{18} en microfósiles marinos, que viene permitiendo calibraciones muy finas de las

fluctuaciones climáticas, con la ayuda de datos geocronométricos. La Escala Isotópica del Océano(OIS) se ha llegado a extender a gran parte del Cenozoico, pero se emplea sobre todo en el Cuaternario. La duración de este periodo es de 1,8 Ma. En ella se reconocen 50 máximos de calor y otros tantos de frío, con una duración media de 36.000 años por ciclo. En los últimos 800.000 años, la amplitud de las oscilaciones frío-calor ha crecido, y la duración de estos ciclos ha pasado de los ochenta mil, acercándose a los cien mil años. Cada uno de los ciclos mayores de la OIS se designa por dos números, pares en la serie de picos fríos e impares los máximos térmicos, contando a partir del n° 1, el Interglacial presente hacia atrás; el “episodio” OIS 2 se refiere a los fríos de la Última Glaciación. En cada uno de ellos, a su vez, se distinguen otras oscilaciones o ciclos, corrientemente tres o cinco, que se nombran por letras añadidas a la cifra del episodio principal. La calibración de las fluctuaciones climáticas secundarias viene, pues, a ser de un orden en torno a cerca de veinte mil años.

En los últimos 2 millones de años, se cuentan unos 65 ciclos máximo-mínimo en los registros de hielo bloqueado, según isótopos O^{18} . Estos ciclos no son estrictamente periódicos, ni los ritmos constantes; sí son en general más rápidos los registros de deshielo que los de acumulación (Raymo, 1992). Este autor registra asimismo una notable irregularidad en los sucesivos máximos y mínimos, así como en el CO_2 oceánico. En los últimos 700.000 años constata máximos notables en los descensos térmicos así como en los intervalos cálidos: estos últimos vuelven a valores registrados hace más de 2,7 Ma, pero los fríos exceden notablemente a todo lo conocido antes, y las oscilaciones completas llegan a durar 100.000 años. El 5° orden de ciclos estratigráficos de Einsele (Vera, o.c.) representa alternancias litológicas correspondientes a fluctuaciones deposicionales en medios marinos y litorales en periodos de entre 20.000 y 100.000 años.

En tiempos de la última glaciación, entre hace 25 Ka y 15 Ka, estudios edafológicos en suelos del delta del río Yangtzé han detectado lluvias estacionales, más intensas que al presente en los monzones de invierno y en los de verano (Chen y Li, en Meco y Petit-Maire eds., 1997). En el litoral egipcio del Mar Rojo, son los picos y rápidas subidas térmicas de los episodios OIS 5 y 7 los que han visto favorecida la pluviosidad, en los

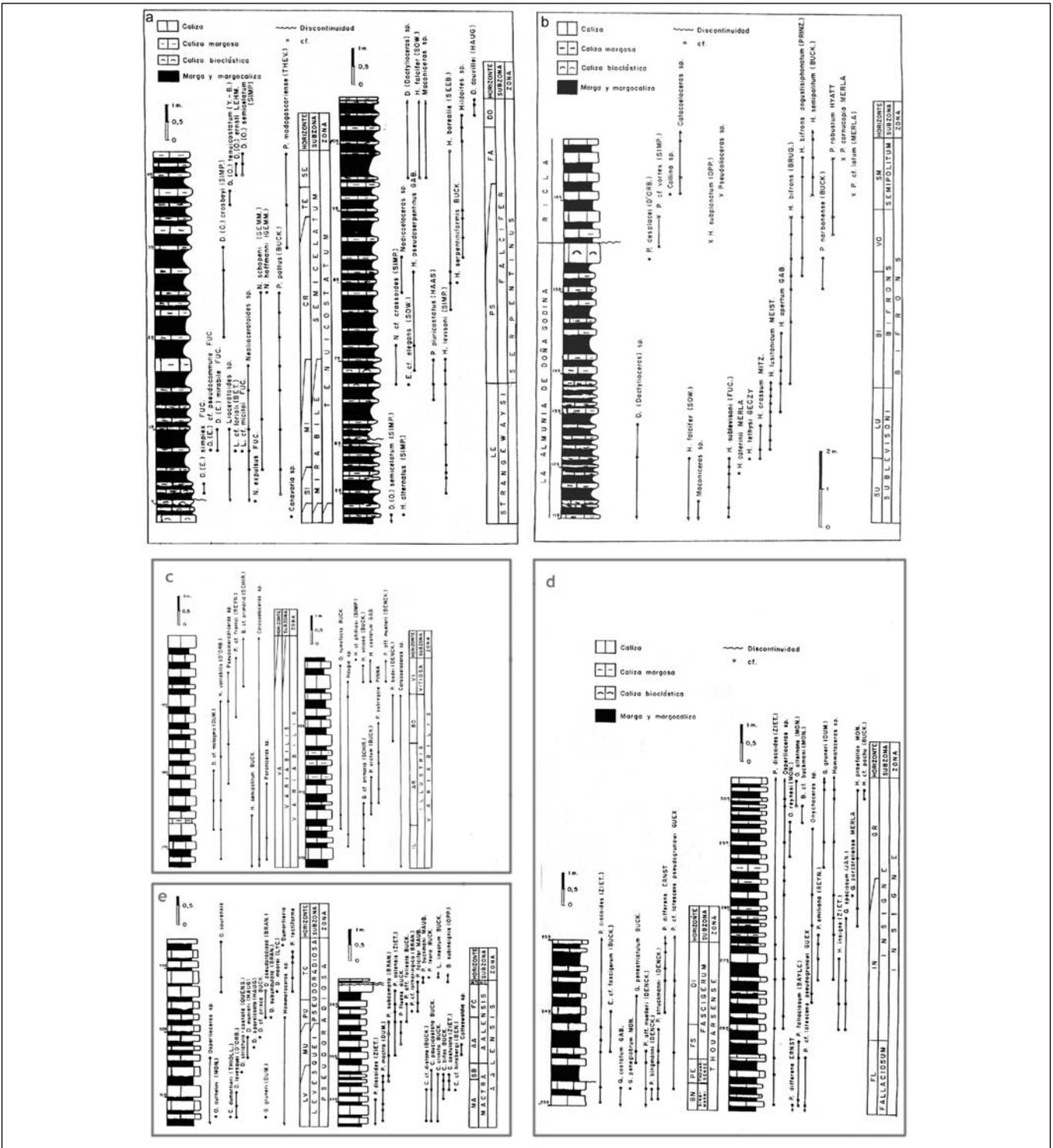


Figura 10. La alternancia rítmica de dos, o más, materiales que aparecen superpuestos en cortes estratigráficos se explica por el cambio repetido en la dinámica de erosión-transporte-depósito en fondos marinos o de plataforma continental. La serie aquí representada corresponde al "piso" Toarciense del Jurásico inferior entre Ricla y La Almunia de Doña Godina, con no menos de 185 ciclos contados a lo largo de ocho biozonas que se distinguen por sucesivas especies de ammonoideos. El Toarciense duró unos 8 millones de años (entre 187/189 MaAP y 180 MaAP); la duración media es próxima a 43 milenios por ciclo.- (a) Zonas Tenuicostatum y Serpentinus; (b) Zona Bifrons; (c) Zona Variabilis; (d) Zona Insigne; (e) Zonas Pseudoradiosa y Aalensis. (De G. Martínez, G. Meléndez y L. Sequeros, en "Vida y ambientes del Jurásico" (J.A. Gamez Vintaned y E. Liñán, eds.): 91-132. Inst. Fernando el Católico, Zaragoza, 1997.

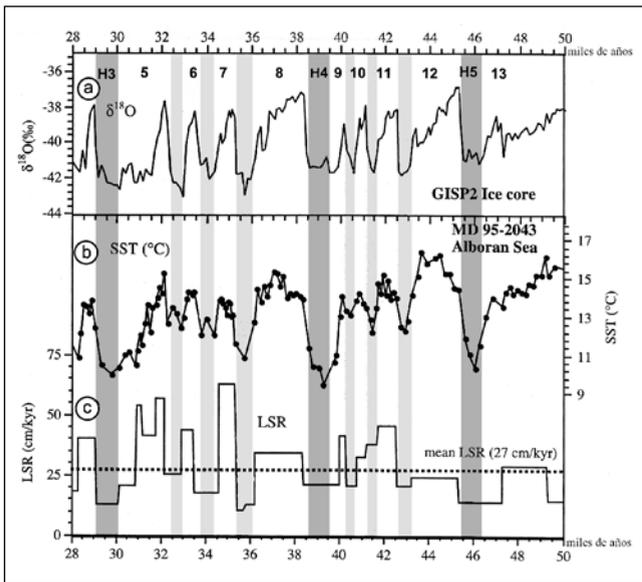


Figura 11. Sector de curvas de oscilación climática entre hace 50.000 y hace 28.000 años correlacionadas: según isótopos del oxígeno en hielos polares (arriba), según SST de U37 en fondo del Mar de Alborán (centro), y según tasas de sedimentación (abajo) en testigo de sondeo marino MD95-2043. Según Cacho y colaboradores (1999).

primeros cinco mil o seis mil años, a los que sigue la tendencia árida (Conchon y Baltzer, en Meco y Petit-Maire, 1997).

2.4. Ciclos pluriseculares a paucianuales

Para los últimos 25.000 años se han obtenido escalas y recuentos muy precisos por diversas aproximaciones, de las que hablamos a continuación, y con ellas se han cotejado las curvas de la OIS, sobre todo para el paso del clima glacial al interglacial entre hace 13/15 Ka y alrededor de 10 Ka, con un alto grado de coincidencia: ello favorece la confianza en la fina calibración de la técnica basada en los isótopos del oxígeno en las cubiertas de microorganismos marinos.

Diversos programas de investigación, afinando las técnicas, han conseguido un registro de cambios climáticos a lo largo de los últimos 60.000 años, con una calibración de orden secular, es decir de cada uno o muy pocos siglos. Los autores daneses Dansgaard y Oeschger (1988) han numerado así catorce “interestadales dentro del tramo, aludido más arriba, entre 52.000 y hace 12.000 años, esto es en cuarenta mil

años. Ello arroja una media de tres milenios por ciclo. Ligeras oscilaciones dentro de ellos y de los enfriamientos progresivos, se ve que ocurrieron en tramos seculares o de pocos siglos.

Un fenómeno concreto, que se registra en las curvas de fluctuación térmica del hielo y los océanos, es el de una fuerte y rápida subida de la temperatura, a valores muy altos, desde estadios extremadamente fríos y prolongados, y en menos de medio milenio. Son los saltos de Heinrich, de los que anotamos el H6, hace cerca de 60Ka, el H5 hace en torno a 45Ka, H4 hace 39Ka o poco menos, H3 hace 29,5Ka, o 27Ka, según diversos datos cronométricos. Entre uno y otro se conocen un interestadio más o menos largo y otros

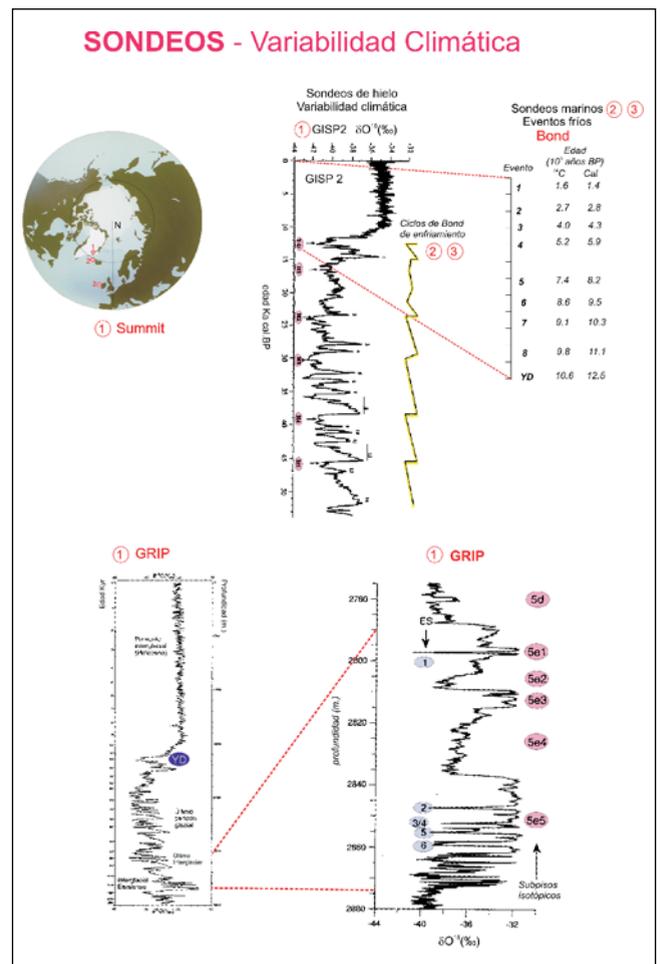


Figura 12. Recientes trabajos en sondeos polares permiten definir los descensos térmicos graduales de Bond a través de varias oscilaciones menores (arriba), y afinar la calibración no sólo de los últimos 11.000 años (Interglacial actual), sino también, aunque en menor grado, la del Interglacial anterior, de hace 120.000 años (de C. Zazo y colaboradores).

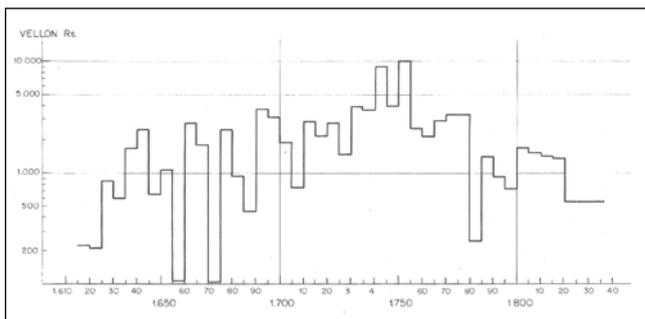


Figura 13. Gastos en rogativas y procesiones pidiendo lluvia en años de sequía, por quinquenios entre los años 1610 y 1840, registrados en el Archivo de la Catedral de Zamora (de J.A. Alvarez Vázquez, en F. López Vera, ed: p. 233. Universidad Autónoma de Madrid, 1986).

saltos menores, hasta tres, de los Dansgaard y Oeschger. El último evento de Heinrich, H1, próximo a 10Ka, marcó el brusco final de la glaciación última con el salto al actual episodio cálido, señalado como final del Pleistoceno y paso al Holoceno, marcado por violenta crisis vegetal y faunística, superado por los humanos con la transición a la agricultura y el pastoreo en el Neolítico (Figuras 11 y 12).

El rápido y notable ascenso de calor en la última deglaciación ocurre en dos fases, conocidas con los nombres paleobotánicos de Alleröd y Preboreal, separadas por un marcado enfriamiento del Dryas superior. Se dataron las dos primeras, según Mörner(1993b) entre 11,8-11 Ka y 10,2-9,9 Ka. Según Hughen y otros (2004) los datos por isótopos de Carbono presentan dificultades, y refieren las oscilaciones, también casi por años, a hace entre c.13.000 y c.12.000 años las frías del Dryas superior y en más de 11 Ka la mejoría Preboreal con isótopos de Argón y Nitrógeno. Estos autores calibran los cambios en vegetación con proporciones de ácidos alcanoicos, en latitudes bajas, y hallan un retraso decadal.

Para calibrar con afinamiento de pocos años los cambios ocurridos en un tramo de varios milenios dentro del Cuaternario, se cuentan las fluctuaciones de isótopos de argón y nitrógeno, y en los sondeos en hielo el contenido en metano. Los índices de longitud media de ácidos alcanoicos (ACL), que suben con el enfriamiento para el C₃₂ y son más altos para C₂₄-C₂₈ con las subidas térmicas, se han aplicado para estudiar la oscilación en la Cuenca del Cariaco, en el tramo entre hace 15.000 y hace 9.000 años (15-9 KaAP)

(Hughen et al., 2004). Estos autores tienen también en cuenta la posible incidencia en sus medidas, de otros factores climáticos o geográficos, como son, además de las variaciones entre los hemisferios Norte y Sur y las de latitud que investigan, el régimen de vientos y variación en el régimen sedimentario.

En estos intervalos, y en uno más amplio que comprende la última glaciación y gran parte del templado interglacial precedente, esto es, entre 50Ka y 8KaAP, y con calibración de pocos siglos, varios autores constatan discrepancias entre registros de los hemisferios y casquetes polares Norte y Sur, entre distintas latitudes de un mismo hemisferio, distintos océanos, superficie oceánica y glaciación próxima (Lamy et al., 2004) aun descartando los posibles sesgos en las técnicas cronométricas. No veo que se tenga en cuenta el posible influjo de la situación del Casquete Antártico sobre corteza continental y el Artico sobre el océano en su mayor parte.

Las fases de mayor aridez que Goy y otros (2003) encuentran registradas en paquetes de crestas de playa (Campo de Dalías, Almería) hace cerca y más de 5.400 años, c.4.200a, entre 3.000 y 2.700a, y cerca de 1.900 a 1.300aAP, exceden ligeramente o no llegan al milenio. Estos ciclos son contrastados con los que encuentran otros autores en latitudes próximas y en el Atlántico Norte, con fríos críticos hace 5,9 Ka o 5,36 Ka, hace 4,3 Ka, hace 2,8 y hace 1,4 ó 1,38 Ka con diversos indicadores. El cadáver con instrumentos calcolíticos hallado en un paso de los Alpes documenta una fuerte caída térmica hace cerca o poco menos de 6.000 años; la crisis fría al final de la Edad del Bronce en Europa estaría cerca de hace 2.850/2.500 años y el frío de la época romana en torno a los 2.000 añosAP. Mil años más tarde, cerca del año 1000 de nuestra era (AD) se registra un notable descenso térmico, al que sigue una recuperación y nueva oscilación hasta el recalentamiento de estos últimos años.

La periodicidad de factores climáticos que calculan Goy, Zazo y Dabrio (2003) en las series deposicionales de las playas al sur de Almería es de una cresta cada 11,25 años, un doblete cada 22 años y medio, y un paquete de cuatro ("set") cada 45 años. Cerca de diez años es la media resultante de 37 "Niños" fuertes o muy fuertes registrados documentalmente entre los años 1525 y 1900 de nuestra era en Sudamérica según

L. Ortlieb (en Taborda y otros, eds., 2001), si bien el mismo autor advierte que sus anotaciones sobre archivos de Perú, Chile y otros países de Sudamérica necesitan completarse y revisarse y por ello sus resultados son sólo provisionales. Los estudios de J.A. Alvarez Vázquez (en López-Vera ed., 1986) en archivos de Zamora, muestran series irregulares de sequías, circadecadales, crecientes entre 1615 y 1700, recreciendo hasta máximos hacia 1750, y decreciendo hasta 1850 (Figura 13). Las inundaciones son irregulares: a veces ocurren el mismo año de primavera seca, o el año siguiente.

2.5. Predictibilidad

En los dos últimos siglos, los datos instrumentales sobre variaciones del clima son copiosos, variados y precisos: su exactitud va en aumento. Las estimaciones de periodicidad por ello se multiplican, y los intentos de predicción.

También ofrecen cómputos por años las series de varvas de glaciación y las circunferencias de crecimiento en troncos de árboles, que en un mismo bosque ofrecen calendario anual por varios milenios, y los sondeos en los casquetes polares. De éstos se han sacado curvas de O^{18} que muestran oscilaciones relevantes cada dos siglos aproximadamente, con otras menores circadecadales, y que se han contrastado con las curvas de la OIS. De este modo, en 1971, Dansgaard y otros (fide Pearson, 1978:54) predecían un recalentamiento alrededor del año 2000 hasta el 2015, no muy severo.

Con el recuento de tormentas en el litoral de Huelva, que encuentran relacionadas con diferentes situaciones de circulación atmosférica, Rodríguez-Ramírez y otros (en Ruíz-Zapata et al., eds., 2003), hallan una periodicidad próxima a 9 años (o distancias de 2 ó 3, más 6 ó 7), que les lleva también a predecir nuevas tormentas fuertes para 2004/ó 2005.

3. FACTORES INFLUYENTES EN LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS PRETÉRITOS: CÓMO SE INVESTIGAN

El estudio de las causas o fenómenos que influyen en los cambios del clima es también amplio y complejo. Envuelve a numerosos especialistas, que se comu-

nican sus progresos en reuniones y en comisiones internacionales. Además de su eventual utilidad para predecir cambios futuros del clima, sobre todo en los casos de factores que a su vez son cíclicos y más aún periódicos, envuelven estudios geodésicos de alta precisión sobre numerosas variables de la dinámica de las envolturas terrestres, desde las complejidades de la circulación atmosférica a la tectónica de placas e irregularidades del núcleo. Todos ellos influyen de un modo u otro en las condiciones ambientales siempre cambiantes que llamamos “clima”.

Se han estudiado diversos fenómenos exteriores a la Tierra, otros que conciernen a ésta como planeta, y otros que varían en las capas interiores y, sobre todo, externas de la Tierra que pueden influir y aun ser determinantes de los cambios en las variables del clima y en su recurrencia. Aparte la relación inferible por la naturaleza desde el punto de vista energético de unas y otras variables —las del clima y las de los fenómenos que pueden relacionarse—, se buscan confirmaciones que refuercen la fiabilidad en la posible correlación de los hipotéticos factores aludidos y sus ritmos naturales con los ciclos o periodicidad de los cambios climáticos recordados en los párrafos precedentes.

3.1. Factores siderales, solares y orbitarios

Como posibles factores externos al planeta Tierra, se conocen ante todo las variaciones recurrentes en la emisión de energía solar que llega a la Tierra, en particular las “manchas” y las mareas solares. Asimismo la relación de éstas con conjunciones de planetas más voluminosos, Júpiter y Saturno, que pueden interferir dichas emisiones solares. Una superposición de datos entre los años 1800 y 1975 muestra una aproximación muy notable entre las curvas que describen la variación del número de manchas solares y los valores normalizados de las mareas suscitadas en el sol por los planetas mencionados (Pearson, 1978). En ambas curvas coinciden o se aproximan mucho los máximos y mínimos de 16 ciclos casi decadales. Se han estudiado las diferencias en las variaciones de radiación solar recibida en distintas latitudes de ambos hemisferios en los últimos 600.000 años. También se ha ensayado el contraste con ciclos galácticos, y el posible influjo de una estrella próxima, el Alfa de Centauro.

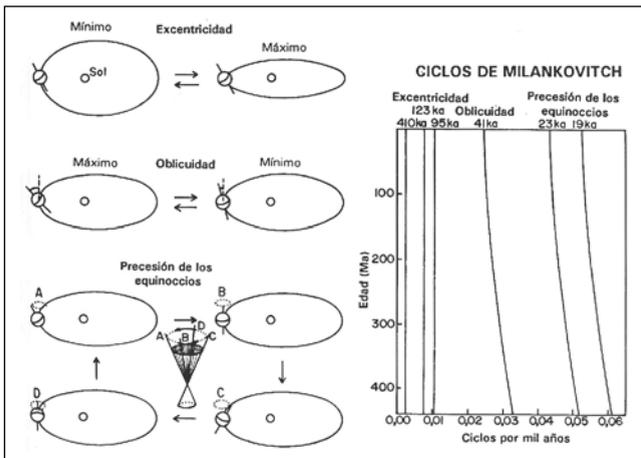


Figura 14. Variaciones periódicas en los movimientos de la Tierra en su órbita definidos por Croll y Milankovitch, como agentes de cambio climático, según sus respectivos ciclos y las interferencias de éstos (según Vera, 1994).

El ajuste más estudiado es el de las variaciones climáticas de nuestra presente Era Glacial con variables de los movimientos de la Tierra en su órbita, que se conocen como “curvas de Milankovic”. Este las estudió desde el primer cuarto del s.XX, retomando la teoría propuesta por J. Croll a últimos del XIX, que atribuía a sus recurrencias estrictamente periódicas la influencia decisiva en los ciclos de cambio climático conocidos entonces por las glaciaciones y los interglaciales (Vera, 1994).

La primera variable de Croll-Milankovic es la excentricidad de la órbita terrestre: ésta no es exactamente circular sino ligeramente elíptica, y el Sol no se halla justamente en el centro, por lo que varían sus distancias con la Tierra y las incidencias de energía solar en ésta. A ello se añade que el círculo del ecuador terrestre no coincide con el plano de la órbita, sino que lo cruza: la orientación hacia el sol de los hemisferios norte o sur en los respectivos inviernos y veranos varía, y esto se añade a la variación en las distancias al sol por la excentricidad. Una tercera variación que interfiere es un giro del eje terrestre sobre sí mismo, de hasta más de 20°, que desplaza los polos en redondo, como hacen los catadores con las copas de vino. Las tres variaciones son periódicas, pero las frecuencias de sus ciclos difieren. La excentricidad de la órbita repite sus posiciones cada 90.000/100.000 años; la precesión de los equinoccios debida a la oblicuidad del plano de la eclíptica varía y se repite cada 21.000 años aproximadamente, y la nutación del eje hace que los polos

repitan posición en su giro cada 40.000 años poco más o menos (Figura 14).

Al no coincidir los periodos de estos tres factores que modifican la influencia solar en distintas zonas de la Tierra y sus océanos y las variaciones diarias o estacionales, sus máximos y mínimos unas veces se suman y otras se contrarrestan. Los ciclos así resultantes, multimilenarios, y diversos en frecuencia y amplitud son lo que se han contrastado con las secuencias glaciales o estadales por los mencionados autores y últimamente con la Escala Isotópica del Océano (OIS). Pero cabe la duda de que ellos solos expliquen las recurrencias de eventos climáticos en ciclos de pocos años, y menos aún parecen ser los responsables de las eras glaciales en su conjunto.

3.2. Variantes en las capas internas y externas de la esfera terrestre y sus interacciones

Se han estudiado las posibles correlaciones entre las fluctuaciones del clima y las variaciones de actividad volcánica, también con las diferencias de intensidad del campo magnético, y el hipotético influjo de unas y otras en el cambio climático. La correlación entre estas fluctuaciones y las del clima tiene frecuentes referencias y se da por bien establecida, pero no suele ir acompañada de análisis más detallados o cotejo de otras variantes implicadas en esta interacción. Ultimamente crece el interés en organismos científicos internacionales por la investigación de posibles cambios en el clima no coincidentes con las variables orbitarias y no atribuibles al influjo de éstas ni a diferencias en la irradiación solar.

Se buscan desequilibrios energéticos dentro del propio planeta Tierra que puedan responder a las preguntas sobre estos cambios climáticos y sus ciclos mayores y menores. Variaciones en las esferas más interiores del planeta, el núcleo y el manto, y sus diferentes momentos angulares, se encuentran relacionados con los cambios en el dipolo y eje magnético y en la intensidad del campo magnético.

Las variaciones del clima más cortas, inframilenarias, han sido atribuidas como factores más próximos a redistribuciones de energía, que se relacionan con ajustes de masa y momento entre las distintas capas de

la esfera terrestre —núcleo, manto, litosfera sólida, hidrosfera y atmósfera—, por N.-A. Mörner (1988; 1993a). Los cambios en el momento angular se relacionan según este autor con la velocidad de rotación diferente de estas capas y también con las variaciones registradas en la duración del día (LOD) para las fases frías y calientes (Figura 15). En resumen, y por lo que se refiere a las capas más externas, la rotación diferencial entre la hidrosfera y la litosfera influye en la circulación oceánica profunda, actuando sobre la deposición y la erosión en el fondo, mientras que la rotación diferencial entre hidrosfera y atmósfera afecta a la circulación oceánica somera influyendo en ascensos o descensos del nivel del mar, cambios que conllevan la variación en el sentido de energía calórica (calor o frío). Con ello se ven afectadas asimismo las variaciones en corrientes oceánicas verticales y la extensión o intercambios entre aguas de latitudes templadas y circumpolares; también las variables de evaporación, condensación, y los desplazamientos de los centros de altas y bajas presiones atmosféricas, los frentes polares y las turbulencias verticales, con sus consecuencias en la distribución y cantidad de las lluvias.

La investigación de las fluctuaciones, distribución e interacciones de estas variables atmosféricas y oceánicas se ha potenciado sobre todo en los últimos veinte años, a partir de El Niño de 1982-1983 (Robinson y del Pino, 1985). El Niño es un evento climático recurrente, conocido en el Virreino del Perú desde sus primeros tiempos por notable alteración en el reparto, tiempo y magnitud de las lluvias, en las corrientes y temperaturas del océano, con sensibles consecuencias en los recursos marinos, pesca y navegación. Ocurría unas veces en Julio y otras en Diciembre a caballo con el año siguiente, coincidiendo con las fiestas navideñas, por lo que se asoció su venida con la del “Niño”, y se le dio este nombre. Luego se le registró en otras regiones de Sudamérica, y recientemente se han reavivado, multiplicado y perfeccionado los estudios sobre sus variables, registro en el océano, en el interior del continente y formaciones litorales, en las comunidades vegetales y zoológicas, y sobre los factores oceánicos o planetarios que lo promueven (varios en Taborda y otros, eds., 2001). Se habla ahora del ENSO, al añadir a El Niño (EN), con que se designaban las lluvias y sequías en regiones y estación inusuales, el conjunto de fenómenos que se le ven asociados, en torno y al sur del ecuador terrestre, comenzando por

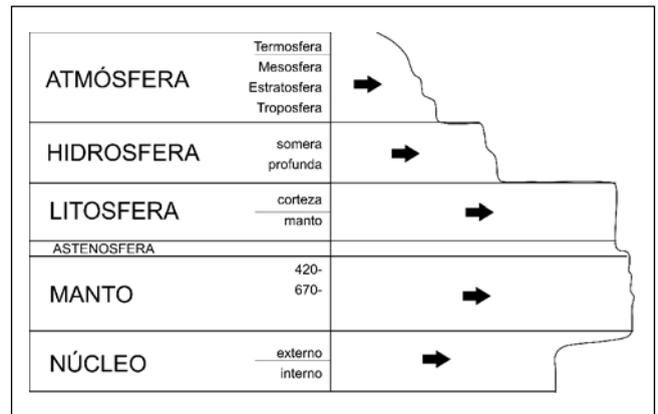


Figura 15. Rotación diferencial según el momento angular en las diferentes capas del planeta Tierra que necesitan compensarse para mantener el momento total de la rotación del sistema. Esta interacción se correlaciona con la longitud del día, las mareas y cambios climáticos en periodos circa-decenales, según mediciones desde algo antes de los dos últimos siglos (según N.-A. Mörner, en NATO ASI series, Ser. C. Mathematical and Physical Sciences. Vol. 236: 455-478. 1988).

acumulación de agua caliente en la superficie, que se eleva, en el extremo oeste del Océano Pacífico, haciendo cambiar el sentido normal de la circulación superficial cálida del océano, de E a W, llevandosela de W a E, y acumulandola en las costas pacíficas de Sudamérica y de California. Desciende entonces el nivel del mar en Indonesia y sube en Perú, contrariando la corriente de Humboldt, modificando las trayectorias y velocidad de desplazamiento de los centros de borrasca, y aun las condiciones bioquímicas del agua con alteraciones consiguientes en los biosistemas marinos. En la recurrencia de los ENSO es difícil establecer una periodicidad: lo ha intentado Mörner (oo.cc.), también para los Super-ENSOs y Mega-ENSOs, relacionándolos además con el alargamiento de los días y los ciclos de rotación diferencial de la hidrosfera con la atmósfera por un lado y con la litosfera por otro. De hecho el cuadro completo de trastornos climáticos asociados con El Niño no se limita al Hemisferio Sur, y sus estudios se van extendiendo al Norte, y a otros océanos y continentes.

3.3. Distribución y relieves de la corteza continental

Por otra parte, me parece interesante también la investigación de factores intraplanetarios que han de pesar en los ciclos más largos, en particular el de las

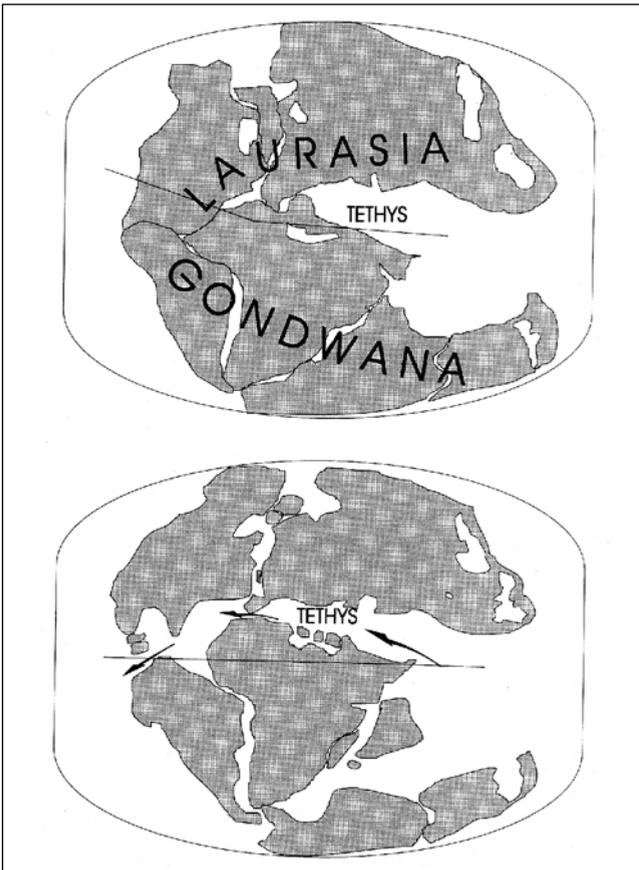


Figura 16. Distribución de las masas continentales al final del Triásico al comenzar a romperse la Pangea (continentes unidos), arriba. Abajo, ya comenzado el Jurásico (menos de 200 MaAP) y la dispersión continental. Desde el Mioceno Superior y el Plioceno Medio está cortado de nuevo el paso de aguas cálidas en el trópico entre Africa y SW de Asia, y entre las dos Américas. (E. Aguirre, en Vida y ambientes del Jurásico: 21-32. Inst. Fernando el Católico, Zaragoza. 1997).

Edades del Hielo, con más de los cien millones de años entre una y otra. La aproximación de una nueva fase o interfase glacial fue discutida con distintos registros calibrados en un simposio de la NATO en Mallorca hace 12 años (Kukla y Went, 1993). Para las grandes Edades Glaciales y sus intermedios de “Invernadero”, pienso que es preciso contar con factores que exageren los gradientes de pérdida de calor en la corteza continental y también en las aguas de altas latitudes, donde se acumule más hielo del que pueda ser disuelto en las estaciones cálidas: con ello, la disminución global de las precipitaciones contribuye a la extensión tropical y extratropical de los desiertos y al aumento de las oscilaciones térmicas, diaria y anual, elevando el multiplicador de la pérdida de calor y de la desertización. Estos gradientes de pérdida de calor terrestre y enfria-

miento atmosférico se producen ciertamente con las elevaciones del relieve montañoso, el descenso del nivel del mar, el aumento de las superficies continentales alejadas del efecto tampón que la proximidad del agua ejerce en las áreas continentales abiertas al mar, el mayor avance de aguas circumpolares hacia latitudes más bajas que el de corrientes contrarias como la del Golfo. Todo esto ocurre a gran escala, cuando crece la extensión de corteza emergida y decrece la oceánica, se forman dilatados continentes o se unen éstos por istmos en zonas tropicales reduciéndose en consecuencia la superficie y la comunicación de aguas cálidas en mares tropicales (Figura 16). Si se elevan cadenas montañosas cerca del mar, contribuyen a la extensión tras ellas del clima “continental” más propicio a la estepa o al desierto o semidesierto.

Pues bien, esto es lo que vemos que ha sido un hecho en el paso a las edades del Hielo. En la época actual, la circulación de agua caliente entre los trópicos, de E a W, está restringida en el Atlántico, y en el Pacífico-Indico, bloqueada por los istmos de Panamá y de Suez. Algo llega a latitudes medio-altas por las corrientes SW-NE del Golfo y de Kuroshio respectivamente. Están favorecidas las llegadas de aguas frías a latitudes tropicales en costas de Australia, Africa, Sudamérica hasta Perú, Extremo Oriente hasta Japón, Norteamérica hasta California y Nueva York. Sólo se calientan las aguas oceánicas en el oeste del Pacífico, en el Caribe, en el Golfo de Guinea, al sur de la India. El Canal de Bolívar entre ambas Américas se cerró por Panamá hace alrededor de 3 Ma; el paso entre el Indico y el Mediterráneo hace cerca de 14 Ma y definitivamente hace 11/10 Ma. La extensión de la corteza emergida es grande en bajas latitudes, y sobre todo en los continentes del Hemisferio Norte. La elevación de altiplanos y mesetas sucedió a orogenias tardías en los Andes, Himalaya y Arco Bético-Rifeño. Todo esto pudo favorecer el establecimiento de un régimen glacial, tras los óptimos térmicos del Eoceno y el Mioceno Inferior, que tuvieron circulación oceánica cálida y abierta entre Atlántico y Pacífico y entre el Indico y el Atlántico a través del Tethys (del que nuestro Mediterráneo no es sino un residuo casi aislado) y el continente eurasiático fraccionado. Algo así ocurrió hace 315/310 Ma, en el paso del Carbonífero Inferior a Superior, cuando islas dispersas en el Hemisferio Norte se fundieron formando el gran continente Laurasia, y éste se unió al Gondwana meridional que

comprendía las actuales Antártida, Australia, Nueva Zelanda, Nueva Guinea, India, Africa y Sudamérica. El continente total, la Pangea del Pérmico, interrumpía totalmente la circulación de aguas templadas entre latitudes medias (Aguirre, 1997). El enfriamiento de continentes, océanos y atmósfera debió de ser brutal, aguzado además por las elevaciones de la orogenia Hercínica.

Resumiendo lo dicho hasta aquí, podemos ver que distintos factores, por su naturaleza o su dinámica propia, influyen en distintos ciclos del cambio climático: alteraciones en las turbulencias atmosféricas o en los desplazamientos de los centros de borrasca, en los vientos, en las corrientes oceánicas y temperaturas de los océanos, y pueden ser responsables de fluctuaciones climáticas de pocos años, decenios o siglos. En el fondo, diferencias en los momentos angulares de distintas envolturas terrestres frente a alteraciones de la rotación terrestre. Unas y otras pueden interactuar, ocasionando ciclos mayores.

Las variables orbitarias y del eje de giro planetario, estudiadas inicialmente por Croll y Milanković influyen en ciclos de varios miles y decenas de miles de años, con fenómenos distintos, según en qué lado se esté de ciclos más largos.

Ciclos climáticos de varios cientos de miles y hasta un millón, o pocos, de años pueden encontrarse relacionados con variaciones de actividad tectónica. Unos y otros pueden interactuar, y es difícil diagnosticar el origen o influjo del clima y la tectónica en cambios cíclicos geográficos de esta frecuencia, como son las fluctuaciones de transgresión-regresión del nivel del mar; éste a su vez reactiva el cambio climático. Todo ello dificulta los diagnósticos.

Sí parece que vivimos en una edad del Planeta Tierra marcada por un notable enfriamiento y dentro de ésta en un episodio de recuperación. El frío progresivo desde los últimos 13 Ma interrumpe una larga época de recalentamiento global del Planeta. Este comenzó hace poco más de 500 millones de años, con la super-era Fanerozoica, tras la Proterozoica predominantemente fría. El calentamiento se interrumpió con las glaciaciones de finales del Paleozoico y fue óptimo en toda la Era Mesozoica y la mayor parte del Cenozoico.

Se ha apuntado aquí una explicación de los grandes ciclos Edad Glacial-Edad Invernadero por la distribución en el orbe de los océanos y la corteza emergida; pero sin que se excluya la búsqueda de influjos por variaciones más interiores e integrales de la esfera terrestre, particularmente en el superciclo Proterozoico-Fanerozoico, ni tampoco por alteraciones del Sol y su sistema.

3.4. CO₂ libre y compuestos calizos en los océanos

La proporción de CO₂ —anhídrido carbónico, o dióxido de carbono— en la atmósfera es un problema que preocupa mucho en estos días.

Es cierto que el CO₂ atmosférico aumenta con el calor y disminuye con el enfriamiento. Lo consumen los vegetales y algas clorofíceas, que con él y la energía solar sintetizan la materia orgánica que los sostiene, a ellos y a toda la pirámide trófica que ellos sustentan. Parece obvio que la deforestación ocasiona su aumento.

También circula el CO₂ entre la atmósfera y la hidrosfera. Se investigan y analizan sus proporciones y trayectorias en los diferentes ámbitos oceánicos y circalitorales, y sus reacciones químicas en esos medios, en particular con la composición y descomposición de la calcita y aragonito (CO₃Ca) y carbonato magnésico en materiales sedimentarios, conchas de invertebrados y envolturas de microorganismos del plancton (Feely et al., 2004). También se hacen cálculos sobre el CO₂ de origen industrial añadido a los distintos océanos (Sabine et al., 2004).

De lo que aquí tratamos, el clima en edades pretéritas, las cantidades de CO₂ libre se calculan por registros estratigráficos para tiempos pasados. Fueron muy altas en Jurásico y Cretácico, y en el último máximo térmico del Mioceno; se ha registrado una fuerte caída en el Messiniense, y los sucesivos enfriamientos de nuestra Edad del Hielo.

No veo que se haya estudiado, y ciertamente debemos preguntarnos, si en las edades calientes han podido bloquearse cantidades de CO₂ en formaciones calizas por encima de los índices de disolución de carbo-

atos orgánicos que mencionan los autores citados: ello contendría su incremento y hasta podría conducir a su descenso.

Y a este propósito sugiero que se estudie el hecho de que es en los mares de las épocas geohistóricas con máximos térmicos donde se conocen fósiles de distintos grupos con esqueletos calizos particularmente gruesos y múltiples. Pienso estar seguro de que tales gigantes calizos han contribuido a detener el aumento de CO₂ en las aguas y a rebajar su proporción en la atmósfera (Aguirre, 1997; 2004).

En primeros tiempos de atmósfera óxica, hace más de 2.000 Ma, han podido ejercer esta función los estromatolitos, colonias incrustantes de algas calcáreas; éstas no han llegado a extinguirse, pero vuelven a encontrarse con anómala abundancia en las formaciones calizas del Muschelkalk, período medio del Triásico con un notable máximo térmico. Los Braquiópodos son invertebrados pequeños, en general neríticos, fijos al fondo arenoso o rocoso; algunos con conchas densas se multiplicaron formando extensos bancos en el Devónico y en los máximos cálidos del Jurásico y el Cretácico. En los mares jurásicos crecieron las “praderas” de Crinoideos, equinodermos con exoesqueleto calizo, además del cuerpo, en un largo tallo y en las frondosas ramificaciones de tentáculos, hasta las más finas, cubiertas con discos exagonales de caliza articulados. Del Cretácico son los Rudistas, pelecípodos con una valva como opérculo y otra valva fija al fondo, cónica, alta, muy maciza, en cuya parte superior el cuerpo del animal ocupaba poco espacio; alcanzaron gran diversidad en poco tiempo y formaron extensos bancos sobre todo en el Cretácico Superior.

Del Cretácico también son las Orbitolinas, foraminíferos bentónicos y neríticos con complejas estructuras calizas; eran unicelulares y alcanzaron hasta 6 cm de diámetro. Hasta 5 cm llegan las conchas de Alveolinas, otra familia de estos foraminíferos, cilíndricos con láminas internas espirales y gruesas, que florecieron sobre todo en el Eoceno; se originaron en el Cretácico superior, y algunas especies sobreviven en nuestros días. Los foraminíferos gigantes más célebres por sus complejas conchas, su abundancia, su rápida diversificación y evolución son los Nummulites, exclusivos del Paleógeno y con máximo esplendor en el Eoceno medio: algunas especies se multiplicaban

extraordinariamente, y en Estratigrafía se ven bancos de caliza constituidos casi exclusivamente por sus conchas. Se extinguen en el Oligoceno, ya frío.

Tras una notable crisis de rápido enfriamiento a mitad del Oligoceno, es en el Mioceno inferior donde vuelve a coincidir con un máximo térmico la presencia y abundancia de animales con formaciones esqueléticas calizas llamativamente grandes, gruesas y pesadas: entre los Bivalvos, las ostras gigantes —*Crassostrea crassissima*—, y entre los Equinodermos los erizos de mar con caparazón pentagonal, escutiforme, de base plana, grueso, del género *Clypeaster*, que evolucionan a formas grandes, acampanadas y pesadas, con máximo en la variedad *portentosus* de la especie *Clypeaster altus*.

Dudo que haya otra explicación del florecimiento y abundancia de estos organismos marinos con tales macroesqueletos calizos coincidente con máximos térmicos, y su desaparición, o reducción considerable tras los enfriamientos, si no contribuyeron, incidentalmente, a bloquear notables cantidades de CO₂ en esas inflexiones de máximos térmicos. Por otra parte, y dada la actividad oceánica con el CO₂, no está de más recordar que éste es otro de los graves riesgos que entraña la contaminación actual de los océanos.

3.5. Sesgos interregionales

Para la lectura de los cambios climáticos en registros sedimentarios o episedimentarios, hay que tener en cuenta que un mismo fenómeno en regiones distintas puede producirse con distintos valores de una misma variable climática por efecto añadido de otras variables climáticas o factores ambientales concurrentes. Esta advertencia es subrayada en el caso de espeleotemas y estudios isotópicos en la Cueva Soreq de Israel, por Bar-Matthews y otros (1996), que ven sesgadas las variaciones en isótopos O¹⁸ y C¹³ por el agua que llega, suelos y vegetación próximos, orientación de la cueva, a diferencia de otras latitudes y situaciones. Quitando la orientación de las entradas, variable local obvia, los otros factores mencionados de sesgo corresponden al clima mismo como es la aridez, o afectan directamente al clima global en cualquier momento dado, como son la latitud y la situación regional circunmediterránea. Se trataría, pues, de reorientación en el cambio climático.

Al contrario que las diacronías entre uno y otro hemisferio en los cambios circamilenarios o seculares, se investigan los influjos en cambios que pasan de un océano a otro, de una costa o un continente a otro, de una zona latitudinal y/o climática a otra, y esto en cambios decadales e intradecadales. Por ejemplo, Próspero y Lamb (2003) estudian las alteraciones climáticas en el Caribe influenciadas por el polvo africano levantado por la crisis de sequía en las últimas décadas, y también su posible relación con el ENSO.

A este propósito —como en otras alteraciones de orden semejante— los análisis tratan de valorar las interacciones entre diversas variables y los efectos de realimentación en tendencias de uno y otro signo, — albedo y reducción de humedad en deforestación, desplazamiento de monzones, polvaredas eólicas—, y obviamente se toman también en consideración las hipótesis de acción antrópica y se valoran sus indicios (Zeng, 2003), para poder llegar a predicciones fiables, y así recomendar las restricciones eficaces en ésta, y la necesaria adaptación de nuestras generaciones a las alteraciones y cambios naturales.

OBSERVACIONES FINALES

El objeto de esta exposición no era definir las dimensiones del cambio global presente, ni menos aún predecir el futuro, ni mostrar cuanto se sabe y se continúa averiguando sobre todas las variables que intervienen en el clima y sus cambios, propiedades, interdependencias, interferencias y ciclos de oscilaciones. Estos temas se tratarán rigurosamente por especialistas. Me parecía necesaria una concisa introducción sobre la complejidad de esta cuestión, sobre el cambio constante como propiedad esencial del clima, en particular cómo se miden o perciben las tendencias hasta el presente de estos cambios. Si no las conocemos, no podremos adaptarnos ni prevenir los eventos del cambio climático global que se nos avecina, ni acertaremos en la evaluación de las alteraciones en sus variables naturales que sobrevienen por derivaciones de la tecnología y economía humanas. De esto se habla poco, y se corre el riesgo de errar gravemente en las decisiones que se nos presentan “contra el cambio climático”. Si se acabara con el cambio climático, se acabaría con la vida. No hay que “luchar contra el cambio climático”, sino “contra las agresiones al cambio climático natural”.

Está claro que nuestros antepasados superaron el enfriamiento de la Crisis Messiniense, y sus descendientes, menos de un millón de años más tarde, se adaptaron al rápido recalentamiento con que empezó el Plioceno hace 5,3 Ma. Y otros antepasados más cercanos, descendientes próximos de los artistas de Altamira y otras cuevas del mundo, salvaron la rápida deglaciación, entre fríos extremos en la historia de la Tierra y altos calores como el actual, hace en torno a 11 milenios. Sepamos qué es lo que ocurre, y no lo hagamos más difícil. De eso se trata: y no se puede lo segundo sin lo primero.*

* El autor agradece las ayudas de personas del Museo Nacional de Ciencias Naturales en este trabajo, en especial la dedicación de Teresa Montero y Miguel Vela.

BIBLIOGRAFÍA

1. Aguirre, E. “La superficie del planeta y el clima en los tiempos jurásicos”. En: Vida y ambientes del Jurásico. J.A. Gámez Vintaned y E. Liñán (eds.). Institución Fernando el Católico, Zaragoza. 1997, pp. 22-31.
2. Aguirre, E. “Messiniense: compleja y grave crisis ecológica”. *Estudios Geológicos*, 59 (1-4), 2003, pp. 205-212.
3. Aguirre, E. “Presentación”. *Rev. R. Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat. (Esp)*, 98, 2004.- Monográfico : Oceanografía y recursos marinos : riesgos y desarrollo sostenible, pp. 55-56.
4. Alcalá, L., Alonso-Zarza, A.M., Alvarez Sierra, M.A., Azanza, B., Calvo, J.P., Cañaveras, J.C., van Dam, J.A., Garcés, M., Krijgsman, W., van der Meulen, A.J., Morales, J., Peláez-Campomanes, P., Pérez González, A., Sánchez Moral, S., Sancho, R. y Sanz Rubio, E. “El registro sedimentario y faunístico de las cuencas de Calatayud-Daroca y Teruel. Evolución paleoambiental y paleoclimática durante el Neógeno”. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, vol. 13, nº 2, 2000, pp. 323-343.
5. Azanza, B., Alberdi, M.T., Cerdeño, E. & Prado, J.L. “Biochronology from Latest Miocene to Middle Pleistocene in the Western Mediterranean area: a multivariate approach”. *Mém. Trav. E.P.H.E. Inst. Montpellier*, 21, 1997, pp. 567-574.

6. Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Matthews, A., Sass, E. & Halicz, L. "Carbon and oxygen isotope study of the active water-carbonate system in a karstic Mediterranean cave: Implications for paleoclimate research in semiarid regions". *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 60(2), 1996, pp. 337-347.
7. Blanco, J.A., Molina, E. y Martín-Serrano, A. (eds.) *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del oeste peninsular*. Curso Monográfico. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, e Instituto Tecnológico Geominero de España, 1991, 286 pp.
8. Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. & Gonani, G. "Correlation between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice". *Nature*, 365, 1993, pp. 143-147.
9. Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Schackleton, N., Schönfeld, J. & Zahn, R. "Variability of the Western Mediterranean sea surface temperature during the last 25.000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes". *Paleoceanography*, 16, 2001, pp. 40-52.
10. Carrión, J.S., Munuera, M., Navarro, O.C., Burjachs, F., Dupré, M. & Walker, M.J. "The palaeoecological potential of pollen records in caves: the case of Mediterranean Spain". *Quaternary Science Reviews*, 18, 1999, pp. 1061-1073.
11. Cita, M.B. "Mediterranean evaporite: paleontological arguments for a deep-basin desiccation model". En: *Messinian events in the Mediterranean*. C.W. Drooger (ed.). North-Holland, Amsterdam, 1973, pp. 206-228.
12. Civis, J. "Microorganismos planctónicos y bentónicos, y cambios estructurales y climáticos". En: *Registros fósiles e Historia de la Tierra* (E. Aguirre, J. Morales, D. Soria, eds.), Editorial Complutense, Madrid. 1997, pp. 271-280.
13. Dansgaard, W. & Oeschger, H. "Past environmental long-term records from the Arctic". In: H. Oeschger & C.C. Langway jr. (eds.) *The Environmental Record in Glaciers and Ice Sheets*. Wiley, New York. 1988.
14. DeMenocal, P. "Plio-Pleistocene African Climate". *Science*, nº 270, 1995, pp. 53-59.
15. Feely, R.A., Sabine, C.L., Lee, K., Berelson, W., Kleypas, J., Fabry, W.J., Millero, F.J. "Impact of anthropogenic CO₂ on the CaCO₃ System in the Oceans". *Science*, 305, 2004, pp. 362-366.
16. Goy, J.L., Zazo, C., y Dabrio, C.J. "A beachridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean)". *Geomorphology*, nº 50, 2003, pp. 251-268.
17. Grichuk, V.P. "Late Cenozoic changes of flora in extra-tropical Eurasia in the light of paleomagnetic stratigraphy". *The Pleistocene Boundary and the Beginning of the Quaternary*, J.A. van Couvering, ed. Cambridge University Press, Cambridge, 1997, pp. 104-113.
18. Heinrich, H. "Origin and consequences of cyclic rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130.000 years". *Quaternary Research*, 29, 1988, pp. 142-152.
19. Hoyos, M. y Aguirre, E. "El registro paleoclimático pleistoceno en la evolución del karst de Atapuerca (Burgos): el corte de Gran Dolina". *Trabajos de Prehistoria (Madrid)*, vol. 52, nº 2, 1995, pp. 31-45.
20. Hughen, K.A., Eglinton, T.I., Xu, L., Makou, M. "Abrupt Tropical Vegetation Response to Rapid Climate Changes". *Science*, 304, 2004, pp. 1955-1959.
21. Kukla, G.J., y Went, E. (eds.) *Start of a Glacial*. Springer Verlag, Berlin, y NATO Scientific Affairs Division, 1992, 353 pp.
22. Lamy, F., Kaiser, J., Ninnemann, U., Hebbeln, D., Arz, H.W., Stoner, J. "Antarctic Timing of Surface Water Changes off Chile and Patagonian Ice Sheet Response". *Science*, 304, 2004, pp. 1959-1962.
23. López-Vera, F. (ed.) *Quaternary Climate in Western Mediterranean*. Universidad Autónoma de Madrid, 1986, 563 pp.
24. Martín-Suárez, E., Freudenthal, M. y Civis, J. "Rodent palaeoecology of the Continental Upper Miocene of Crevillente (Alicante, SE Spain)". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, nº 165, 2001, pp. 349-356.
25. Meco Cabrera, J. *Paleoclimatología de Lanzarote y La Graciosa (yacimientos paleontológicos)*. Servicio de Patrimonio Histórico del Cabildo de Lanzarote, 2003, 83 pp.
26. Meco, J. y Petit-Maire (eds.) *Climates of the Past. CLIP (UNESCO, IUGS, Earth Processes in Global Change)*, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 1997, 197 pp.
27. Meco, J., Petit-Maire, N., Guillou, H., Carracedo, J.-C., Lomoschitz, A., Ramos, A. J.G., Ballester, J. « Climatic changes over the last 5.000.000 years as recorded in the Canary Islands ». *Episodes*, 26(2), 2003, pp. 133-134.
28. Mörner, N.-A. "Terrestrial variations within given energy, mass and momentum budgets; paleoclimate, sea level, paleomagnetism, differential rotation and geodynamics". *Secular solar and Geomagnetic Variations in the Last 10.000 years*, F.R. Stephenson, A.W. Wolfendale (eds.). Kluwer Academic Publishers, Estocolmo, 1988, pp. 455-478.
29. Mörner, N.-A. "Global change: the last millenia".

- Global and planetary change. Elsevier, Amsterdam, y NATO Series ASI, vol. 7, 1993a, pp. 211-217.
30. Mörner, N.-A. "Global change: the high-amplitude changes 13-10Ka ago novel aspects". *Global and Planetary Change*, 7, 1993b, pp. 243-250.
31. Pascual, R., Ortiz Jaureguizar, E. & Prado, J.L. "Land Mammals: Paradigm for Cenozoic South American Geobiotic Evolution". *Münchner Geowiss. Abh. (A)*, 30, 1996, pp. 265-319.
32. Pearson, R. *Climate and Evolution*. Academic Press, London, 1978, 274 pp.
33. Próspero, J.M. & Lamb, P.B. "African Droughts and Dust Transport to the Caribbean: Climate Change Implications". *Science*, 302, 2003, págs: 1024-1027.
34. Raymo, M.E. "Global climate change: a three million year perspective". En: *Start of a glacial*. G.J. Kukla, E. Went (eds.), NATO ASI Series, 1992, pp. 207-223.
35. Robinson, G. y del Pino, E.M. *El Niño en las Islas Galápagos. El evento de 1982-1983. El Niño in the Galápagos Islands. The 1982-1983 Event*. Fundación Charles Darwin para las Islas Galápagos, Quito, 1985, 534 pp.
36. Ruiz Zapata, M.B., Dorado Valiño, M., Valdeolmillos Rodríguez, A., Gil García, M.J., Bardají, T., Azcárate, T., Bustamante Gutiérrez, I. De- y Martínez Mendizábal, I. (eds.) "Quaternary climatic changes and environmental crises in the Mediterranean region". *Universidad de Alcalá, Alcalá de Henares, INQUA Commission on Human Evolution and Palaeoecology*, 2003, 291 pp.
37. Sabine, C.L., Feely, R.A., Gruber, N. y 12 aa. más. "The Oceanic Sink for Anthropogenic CO₂". *Science*, 305, 2004, pp. 367-371.
38. Shackleton, N.J. "Oxygen isotopes, ice volume and sea-level". *Quaternary Science Reviews*, 6, 1987, pp. 183-190.
39. Sánchez, B., Alberdi, M.T., Leone, G., Bonadonna, F.P., Stennis, S. y Longinelli, A. "Oxigen Isotopic Composition of Fossil Equid Tooth and Bone Phosphate: an Archive of Difficult Interpretation". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, n° 107, pp. 317-328.
40. Taborda, R., Cascalho, J. y Ortlieb, L. (eds.). *V Reuniao do Quaternario Ibérico. I Congresso do Quaternário de Países de Linguas Ibéricas. Actas. GTPEQ, AEQUA, Sociedade Geológica de Portugal*, 2001, 421 pp.
41. Takahashi, T. "The Fate of Industrial Carbon Dioxide". *Science*, 305, 2004, pp. 352-353.
42. Van Couvering, J.A., Berggren, W.A., Drake, R.E., Aguirre, E., Curtis, G.H. "The terminal Miocene Event". *Marine Micropaleontology*, 1, 1976, pp. 263-286.
43. Vera, J.A. *Estratigrafía. Principios y métodos*. Editorial Rueda, Alcorcón, 1994: 806 pp.
44. Vera, J.A. *Temas de actualidad en la interpretación del registro estratigráfico*. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Madrid, 2003, pp. 9-83.
45. Vrba, E.S., Denton, G.H. Partridge, T.C. y Burckle, L.H. (eds.) *Paleoclimate and Evolution, with Emphasis on Human Origins*. Yale University Press, New Haven, 1996.
46. Zazo, C., Goy, J.L., Bardají, T., González, A., Hillaire-Marcel, C., Dabrio, C.J., Lario, J., Civis, J., Luque, L., Bassam, G., Borja, F., Silva, P.G., González-Hernández, F., Soler, V. & Gillot, P.-Y. "El efecto de los ciclos climáticos en las variaciones del nivel del mar". *Zona Arqueológica*, 4(t.4), 2004a, pp. 156-167.
47. Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Lario, J., Luque, L., Bardají, T., Silva, P.G. & Borja, F. "Record of millennial to decadal climate variability and impacts during the Holocene in Mediterranean and Atlantic littorals, Spain". *32nd IGC. Florence 2004. Scientific Sessions: abstracts (part 2)*, 2004b, pp. 1033.
48. Zeng, N. "Drought in the Sahel". *Science*, 302, 2003, pp. 999-1000.