

PALEOCLIMATOLOGÍA

Enrique Fernández Barrera

Tutor: José María Martín Olalla

Grado en Física



MMXIX

Resumen

La Paleoclimatología es la ciencia que se encarga de estudiar los climas del pasado. En este Trabajo de Fin de Grado se hace un recorrido cronológico de la historia de la Tierra. Se analizan los diferentes climas, las causas y consecuencias de los cambios climáticos a diferentes escalas temporales, las evidencias experimentales y las principales teorías sobre los cambios climáticos.

A pesar de haber un Sol con una menor luminosidad, la atmósfera primitiva estuvo compuesta por gases capaces de generar un efecto invernadero lo suficientemente grande como para mantener la Tierra con agua líquida. Tras la aparición de la vida, aumentó la concentración de oxígeno en la Tierra y se redujeron los gases de efecto invernadero.

Esta reducción de gases de efecto invernadero y otros mecanismos iniciaron las primeras glaciaciones que se registraron en la Tierra. Algunas de ellas llegaron a cubrir tanto latitudes polares como tropicales. Las glaciaciones se fueron alternando con climas cálidos. Los climas cambiaron debido, principalmente, a cambios en las configuraciones de los continentes, las variaciones en las concentraciones de gases de efecto invernadero y cambios en los parámetros de insolación. También se registraron cambios climáticos en periodos de tiempos cortos que causaron la extinción de diversas especies de fauna y flora.

Índice

1. Introducción	1
2. La atmósfera primitiva y la aparición del oxígeno	2
2.1. La aparición del oxígeno	5
3. Máximos y mínimos glaciares en el Precámbrico y el Paleozoico	6
3.1. Las glaciaciones del Precámbrico	6
3.1.1. Glaciaciones globales	6
3.1.2. Causas de estas glaciaciones	9
3.2. Los mil millones aburridos	10
3.3. Paleozoico	10
3.3.1. Glaciaciones del Paleozoico tardío	12
3.3.2. Extinción masiva del Permíco-Triásico	14
4. Los climas cálidos del Mesozoico y el Paleogeno	16
4.1. Mesozoico	16
4.2. Extinción Masiva del Cretácico-Paleogeno	18
4.3. Las foraminíferas como termómetros de los climas del pasado	19
4.4. Climas cálidos del Paleogeno	19
4.5. Dinámica de los climas cálidos del Mesozoico y el Paleogeno	21
4.5.1. Registros de posibles glaciaciones	22
4.6. El Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno	23
5. El enfriamiento del Cenozoico	26
5.1. Oligoceno	26
5.1.1. Congelación de la Antártida	28
5.2. Mioceno	28
5.3. Causas y consecuencias de los enfriamientos del Oligoceno y el Mioceno	29
5.3.1. Actividad volcánica	29
5.3.2. Cambios en el CO ₂	29
5.3.3. Cambios en la vegetación	30

5.3.4. Cambios en la geología	31
5.4. Plioceno	31
6. Cuaternario	34
6.1. El Pleistoceno	34
6.1.1. Las concentración de CO ₂ durante el Pleistoceno	35
6.1.2. El comienzo de las glaciaciones del hemisferio norte	37
6.1.3. El mundo de los 40 k	38
6.1.4. El mundo de los 100 k	39
6.1.5. Interglacial Eminiense	40
6.1.6. El final de las eras glaciares	41
6.2. Cambios climáticos rápidos	42
6.3. Holoceno	46
6.3.1. Los cambios climáticos desde el Neolítico	47
6.3.2. La influencia solar en los cambios climáticos	49
7. Conclusiones	50
Anexos	52
A. Balance energético de la Tierra	52
B. Ciclo de carbono	52
C. Circulación oceánica	53
D. Los ciclos de Milankovich	53
E. Fenómenos climáticos	54

1. Introducción

La Paleoclimatología, el estudio de climas antiguos, investiga los 4.6 Ga de historia del clima en la Tierra.

Los cambios climáticos han ocurrido durante toda la historia de La Tierra. Cuando se produce uno de estos cambios climáticos, diversos gases de efecto invernadero como el CO₂ o el CH₄ cambian su proporción en la atmósfera en alguna medida. Esto nos puede dar una idea de lo que podría aumentar la temperatura global de la Tierra si aumentan las concentraciones de los gases ya mencionados. Algunos de estos cambios climáticos cambiaron significativamente el aspecto, la fauna y la flora de la Tierra.

El cambio climático actual es objeto de estudio desde que, a finales del siglo XIX, diversos científicos empezaran a medir la subida de los niveles de dióxido de carbono producida por el inicio de la Revolución Industrial. Desde el siglo XIX la temperatura media de la Tierra ha aumentado un 1 °C [1].

Los gases de efecto invernadero, que ya se estudiaban entonces, han seguido aumentando haciendo aún más evidente la realidad del cambio climático. Por tanto, comprender el origen y las consecuencias de estos cambios pueden servir como modelo para investigar el cambio climático actual.

En este documento se analizará primero la atmósfera primitiva y los climas del Precámbrico, el supereón que abarca hasta hace 500 Ma, donde comienza la era Paleozoica¹. En las siguientes secciones continuaremos con los climas del Mesozoico y el Cenozoico.

Durante este recorrido cronológico se analizarán las características de los climas del pasado deducidas a partir de las evidencias experimentales, las causas y consecuencias de los diversos cambios climáticos y los mecanismos que controlaron a los climas.

¹En la escala geológica [2] hay una primera categoría que es el eón, los eones están a su vez divididos en eras. Las eras se dividen en periodos y por últimos éstos se dividen en épocas.

2. La atmósfera primitiva y la aparición del oxígeno

Durante el Hádico (-4.6 Ga)², se terminó de formar la Tierra y se formó la Luna. Fue un eón de intensa actividad volcánica y en el que se constituyó la atmósfera primitiva.

En este eón el Sol era una estrella joven y su luminosidad un 30 % menor que la de hoy. Conforme el sol envejece, el contenido de hidrógeno en el núcleo del Sol disminuye, ya que los átomos de hidrógeno se fusionan para crear helio. En el proceso se libera energía térmica y se produce una contracción del núcleo del Sol. Como resultado, aumenta la temperatura y la luminosidad del Sol con el tiempo; de acuerdo con el Modelo Estándar de Partículas. En estas condiciones, el agua no se habría mantenido líquida en la Tierra, y sin embargo, las evidencias experimentales demuestran la existencia de agua en estado líquido [3].

Las evidencias más antiguas son minerales de circonio (ZrSiO_4) encontrados en granitos de Australia. Los minerales más antiguos tienen una edad estimada de 4.3 Ga. En algunos cristales de ZrSiO_4 la abundancia relativa de $\delta^{18}\text{O}$ indica que materiales de la corteza que interactuaron con el agua se incorporaron a los minerales de circonio cuando éstos cristalizaron.³ Otra prueba de la existencia de agua líquida es que ya había procesos fotosintéticos hace 3.8 Ga, como prueban los registros de composiciones isotópicas de carbón sedimentario orgánico [4].

Para explicar la presencia de agua líquida cuando las condiciones lumínicas no lo permitían, se recurre al efecto invernadero.

Los gases que principalmente habrían contribuido al efecto invernadero tendrían su origen en la intensa actividad volcánica de la Tierra. Esta actividad debió haber expulsado a la atmósfera grandes cantidades de CO_2 . No obstante, la ausencia de siderita y los análisis de balance de masas de suelos demuestran que las concentraciones

²Cada vez que se mencione por primera vez una categoría de la escala geológica, se incluirá entre paréntesis los años que han transcurrido desde esta categoría geológica hasta la actualidad.

³La mayoría de los estudios paleoclimáticos usan variaciones de abundancia de isótopos estables, ya que dos moléculas con los mismos elementos pero con diferentes isótopos —como el ^{18}O y ^{16}O en el agua— pueden tener propiedades diferentes. Para un cierto isótopo, esta variación (en ‰) se define como $\delta^{\text{YX}} = \left(\frac{(\text{YX}/\text{ZX})_{\text{muestra}}}{(\text{YX}/\text{ZX})_{\text{referencia}}} - 1 \right) \times 1000$.

de este gas no fueron suficientes para crear un fuerte efecto invernadero. Se necesitarían unas 20 000 ppm (partes por millón) para mantener un efecto invernadero de este calibre [5]. 50 veces el valor actual y 7 los niveles estimados durante esa época de acuerdo con las evidencias experimentales.

Es necesaria la presencia de otro gas de efecto invernadero, como el CH_4 . Con las cantidades de CO_2 estimadas para esa época, habrían hecho falta alrededor de 1000 ppm de CH_4 para mantener al planeta por encima de los 273 K. La intensa actividad tectónica del planeta habría añadido grandes cantidades de CH_4 a la atmósfera. Además, la fotólisis del gas en la atmósfera habría creado C_2H_6 , otro potente gas de efecto invernadero.

También se cree que la existencia de organismos metanógenos habría contribuido a que los niveles de metano aumentaran, ya que para crear metano habrían usado el H_2 acumulado en los océanos. Además, la proliferación de estos organismos mantuvo los niveles de metano en la atmósfera cuando la actividad volcánica empezó a disminuir. Sin embargo, cuando hay poco oxígeno, el metano se combina consigo mismo para dar lugar a hidrocarburos complejos. Los hidrocarburos condensan en partículas de polvo y forman una niebla orgánica (como en Titán) que refleja los rayos del Sol y hace aumentar el albedo planetario.

En la figura 1 vemos los posibles valores de la temperatura global dependiendo de las cantidades de metano y dióxido de carbono. En la figura hay tres fronteras. Una es dependiente de la cantidad de metano, ya que si hay más cantidad de metano que de dióxido de carbono tendríamos la neblina mencionada antes. Otra de las fronteras la marca el dióxido de carbono, ya que su cantidad está limitada por las evidencias experimentales antes mencionadas. La última es debido el punto de congelación del agua. Se observa una región que permitiría la existencia de agua líquida.

En la figura vemos que el límite superior de la región permitida está en torno a los 290 K y la temperatura media global actual es de 289 K. Por las evidencias experimentales, la atmósfera primitiva debió tener una temperatura mayor que la de hoy.

Se necesitan otros mecanismos, que junto al CO_2 y al CH_4 , habrían mantenido la temperatura del planeta por encima de los 273 K. Algunos de estos mecanismos son:

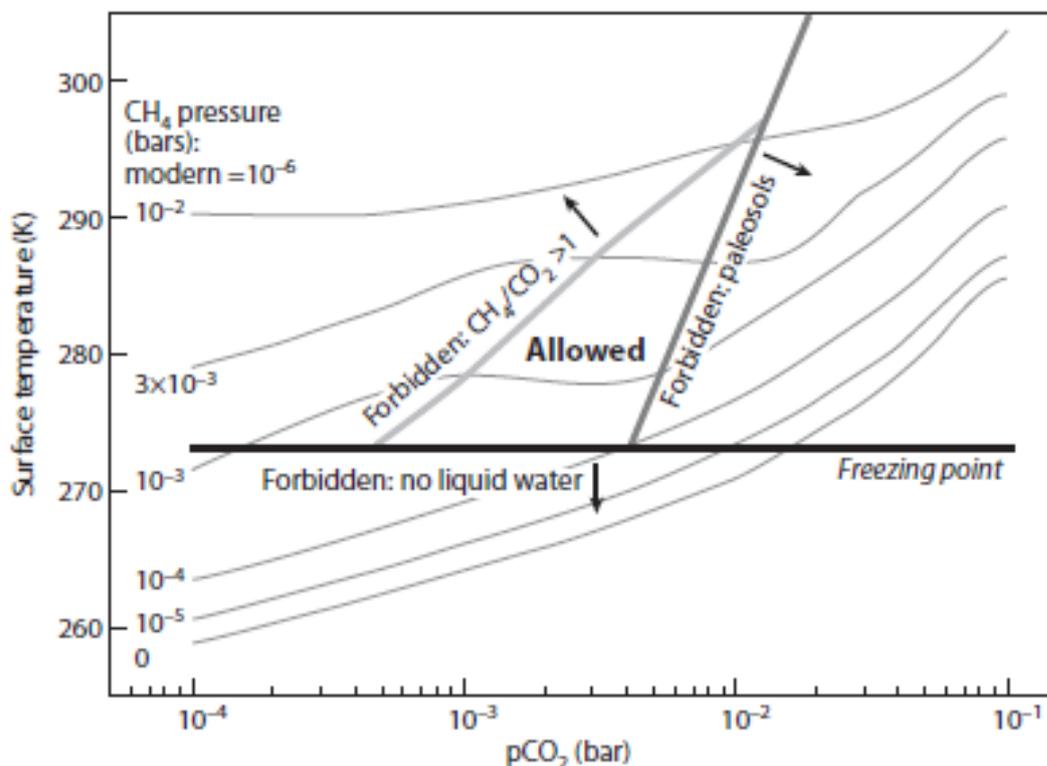


Figura 1: Límites de CO_2 y CH_4 en la historia temprana de la Tierra. En el eje vertical tenemos temperatura media global y en el eje horizontal la presión parcial del CO_2 en la atmósfera. La figura incluye el efecto invernadero del etano. Las líneas sólidas muestran las variaciones de temperatura y presión parcial del CO_2 para diferentes niveles de concentración de metano atmosférico. Imagen extraída de M. Bender [3].

- **El sulfuro de carbonilo (OCS):** un gas de efecto invernadero. Los análisis de distintos isótopos de S concluyen que antes de 2.5 Ga los rayos UVA incidían con fuerza en la superficie de la Tierra, por lo que el O_3 estaba ausente y por tanto la concentración de OCS eran altas (entre 5 ppm y 10 ppm). Después, el OCS comenzó a disminuir como consecuencia del aumento del O_2 en la atmósfera.
- **Nubes cirro:** las nubes pueden reflejar y bloquear radiación, influyendo en el efecto invernadero. Los cirros son un tipo de nubes que bloquean radiación. Si estas nubes fueran abundantes en regiones tropicales, la temperatura del planeta sería 5°C mayor.

- **Albedo planetario**⁴: Podría haber sido alto en esa época debido a la ausencia de vegetación, la ausencia de grandes continentes y porque las nubes de lluvia habrían sido más grandes al haber pocos núcleos de condensación de nubes.
- **Agentes externos a la Tierra**: por ejemplo, al estar la Luna más cerca, las fuerzas de marea serían mayores [6]. Estas fuerzas generan calor mediante un mecanismo llamado calentamiento de marea, que hace que algunos satélites del Sistema Solar tengan temperaturas altas.

2.1. La aparición del oxígeno

La aparición de organismos fotosintéticos que creaban oxígeno produjeron un gran cambio en la atmósfera primitiva [7]. La fotosíntesis se realizaba mediante procesos diferentes.

Había dos grupos de bacterias que usaban fotosíntesis sulfurosa: cromatiales y cholorobias. Estas bacterias extraen el azufre del H_2S . Hace 3.7 Ga desarrollaron dos mecanismos de este tipo.

Por otro lado estaban las cianobacterias, bacterias fotosintéticas que fabrican carbohidratos y oxígeno a partir del dióxido de carbono y del agua, usando para ello la luz solar como energía. En el proceso van creando mantos calcáreos llamados estromatolitos. Excreciones rocosas fósiles de este tipo se han encontrado en Warrawoona (Australia).

Hacia 2.5 Ga las cianobacterias se apropiaron de los dos tipos de fotosistemas que desarrollaron las cromatiales y cholorobias, los combinaron y fueron capaces de extraer oxígeno del agua, que es más difícil de extraer que el H_2S . Empezaron a usar el mecanismo de la fotosíntesis con el agua. El oxígeno que expulsaban acababa oxidando minerales o disociado por rayos UVA, ya que no había capa de ozono. A medida que el oxígeno creado no se fue perdiendo en otros procesos, fueron aumentando los organismos aeróbicos fotosintéticos. Este aumento se produjo durante el Arqueozoico (-2.5 Ga) y a principios del Proterozoico (-2.3 Ga). Aunque algunos científicos creen que este proceso fue mas lento y no se alcanzaron los niveles actuales de oxígeno hasta

⁴Porcentaje de radiación que llega a la Tierra y es reflejada.

finales del Precámbrico.

El aumento del oxígeno provocó que gracias a la radiación solar se creara la capa de ozono y proliferara la vida, además, por la oxidación de minerales de hierro, el océano pasó de un tono verde al tono azulado del presente.

3. Máximos y mínimos glaciares en el Precámbrico y el Paleozoico

El aumento de oxígeno hizo disminuir los gases de efecto invernadero de la atmósfera primitiva enfriando la Tierra y contribuyendo, en parte, a que se iniciaran las primeras glaciaciones de la Tierra.

3.1. Las glaciaciones del Precámbrico

Las primeras glaciaciones datan de la transición del Arqueozoico al Proterozoico.

Hay dos tipos de glaciaciones precámbricas. La primera es la de los ciclos de sedimentos, que reflejan aumentos (derretimiento de glaciares) y bajadas en el nivel del mar⁵. En el noroeste de Canadá se han encontrado caolinitas, rocas que se forman en ambientes tropicales y que reflejan ciclos glaciares.

El segundo tipo y el más importante durante el Precámbrico fueron las glaciaciones «Bola de Nieve» o globales, en las que el planeta se habría congelado tanto en latitudes polares como tropicales.

3.1.1. Glaciaciones globales

Los testigos de estas glaciaciones son las diamictitas, depósitos de roca angulares y de diversos tamaños y de polvo con un amplio rango de rocas y las dropstones, rocas con depósitos de sedimentos que son liberados cuando se derriten los icebergs. Algunas dropstones tienen marcas creadas por el arrastre de rocas en la base de los glaciares.

⁵Aunque, como se verá en posteriores apartados, su interpretación genera controversias porque los cambios en los sedimentos pueden ser debido a migraciones de costas.

Para este tipo de glaciaciones es necesario buscar pruebas de que se produjeran a bajas latitudes. El testigo en este caso son las rocas volcánicas, cuyos granos se orientan por el campo magnético de la Tierra y, que dependiendo de como se orienten, se puede medir su paleolatitud. Los «fold tests» (exámenes de pliegues geológicos) aplicados a rocas sedimentarias demuestran que fueron depositados como capas planas y que después fueron deformadas en pliegues. Muestras de estas rocas pueden dar un gran rango de paleolatitudes y convergen a un único valor cuando se corrigen los efectos del plegamiento y se pregunta cuál sería la paleolatitud si no se hubieran deformado las capas y fueran planas de nuevo.

En el Supergrupo Transvall en Sudáfrica central se encuentra el vestigio de las glaciaciones precámbricas más antiguo. Esta glaciación tuvo lugar hace 2.4 Ga. La base de la formación Koegas tiene areniscas y carbonatos típicos de bajas latitudes. Las diamictitas superpuestas contienen rocas glaciares estriadas. Encima de éstas hay rocas volcánicas con propiedades magnéticas que indican un origen volcánico. Estas están superpuestas por la Formación de Hierro Hotazel, que contiene dropstones en la base.

En Australia hay evidencias de glaciaciones a baja latitud hace 1.8 Ga. Hay estrías de guijarros cortados que indican que los guijarros fluyeron hacia el oeste. En la otra dirección hay conglomerados de rocas y guijarros junto a canales cortados por agua deshelada que indican una glaciación. Superpuestos a estos depósitos hay sedimentos marinos, un registro del nivel del mar de la glaciación. Los estudios paleomagnéticos sitúan estas rocas cerca del ecuador.

Al final del Proterozoico (era del Neoproterozoico, -1 Ga), se observan señales de nuevas glaciaciones en rocas. Se distinguen tres episodios glaciales importantes: Sturtiense (-710 Ma), Marinoense (-635 Ma) y Varangiense (-600 Ma).

Hay evidencias de estas glaciaciones en la disminución de grandes cantidades de organismos. Los organismos prefieren absorber dióxido de carbono rico en ^{12}C en vez de ^{13}C . Si el número de organismos es grande, el ^{13}C en los océanos es abundante. Los depósitos de sedimentos registran aumentos del ^{13}C cuando se producen las glaciaciones.

Otro tipo de evidencias se encuentran en grandes formaciones rocosas que presentan



Figura 2: Formación de hierro en bandas con una roca suelta transportada por icebergs (dropstone) incrustada entre ellas, en Mackenzie Mtns, Canadá. Imagen extraída de Hoffman y Schrag [8].

alternancia entre estratigráficas de sedimentos con hierro (rojizas) y de capas grises de sílex (Figura 2). Esto ocurre porque si el agua estaba helada, el agua líquida no se renovaba, la respiración celular agotaba el oxígeno del mar y, por tanto, el hierro no se oxidaba ni precipitaba. En cambio, en las épocas sin glaciaciones el hierro se oxidaba y precipitaba en capas de arcilla de hierro rojas.

Las glaciaciones duraron millones de años. Esto se demuestra porque hay rocas que muestran diversas inversiones en los polos magnéticos de la Tierra y por la presencia de iridio, cuyo reemplazo requiere de 3 Ma a 12 Ma. También por series estratigráficas, como la Formación Elatina en Australia.

Con respecto a las glaciaciones quedan muchas cuestiones por resolver. Una de ellas es si toda la Tierra quedó congelada o si hubo zonas oceánicas que no permanecieron congeladas. Esto es difícil de demostrar porque la corteza oceánica es renovada en 100 Ma, por lo que no se conservan sedimentos que demuestren la existencia de zonas no congeladas en la Tierra. Otra controversia es si la glaciación del Marienense fue un evento único y casi estático o si hubo glaciaciones repetidas y un ciclo activo hidrológico en el que ocurrirían eventos (lluvias, sublimación) que harían mover a los mantos de hielo.

3.1.2. Causas de estas glaciaciones

Cabría esperar que estas glaciaciones se iniciaran por la aparición del oxígeno. Si el oxígeno hubiera aumentado de una forma rápida, la oxidación de gases habría llevado a la glaciación. Sin embargo, hace 1.8 Ga los niveles de oxígeno eran bajo, por lo que se han desarrollado otras hipótesis

Una de ellas apunta a las distintas configuraciones de los continentes. A lo largo de la historia, la configuración continental ha sido un elemento fundamental que ha contribuido a los cambios climáticos. Si éstos se encuentran en bajas latitudes, donde hace más calor, la meteorización se acelera y el CO_2 disminuye. Además los glaciares continentales hacen aumentar el albedo y enfriar todavía más otras zonas y el planeta.

Con la rotura del supercontinete Rodinia se habrían formado áreas más pequeñas y rodeadas por mar, con lo que las precipitaciones habrían aumentado y con ello la meteorización; llevando a la glaciación del Sturtiano. Continentes en baja latitud crearían zonas de sedimentos pocos profundos en los trópicos, que acumularían materia orgánica. Si la materia orgánica no es oxidada, disminuye la concentración de CO_2 . Si la materia orgánica fuera devuelta en forma de metano a la atmósfera, aumentaría la temperatura de la Tierra.

Si la Tierra hubiera estado totalmente helada, se hubiera mantenido en esta condición gracias al alto albedo que crea la presencia de hielo. Después la actividad volcánica haría crecer el CO_2 y los hielos se derretirían. Esto lo demuestran ligeros desplazamientos en la composición isotópica de carbón durante la glaciación y los depósitos glaciales que están superpuestos por capas de dolomías (rocas sedimentarias carbonatadas). Su presencia prueba el hecho de que numerosas tormentas contribuyeron a una rápida disolución del carbonato de calcio.

Otra de las hipótesis plantea que las glaciaciones podrían haber sido causadas por una mayor oblicuidad (anexo) del eje terrestre. La oblicuidad altera la insolación de las latitudes ecuatoriales. Sin embargo, esta teoría queda descartada al haber estado congelados los polos durante estas glaciaciones.

Otras teorías argumentan que hubo variaciones en la radiación procedente del Sol, debido a que, en la trayectoria del Sistema Solar alrededor de la Vía Láctea, el Sistema Solar habría pasado por una zona donde había grandes cantidades de polvo cósmico

que reducirían la transmisión de luz solar.

3.2. Los mil millones aburridos

Desde 1.8 Ga a 0.8 Ga hay apenas registros. No hay registros de ninguna glaciación o de grandes cambios climáticos. El paleontólogo Martin Brasier denominó a este periodo «The Boring Billion» [9].

Fue un largo periodo de estabilidad climática en el que la evolución se ralentizó. También hubo una gran estabilidad climática por los bajos niveles de oxígeno, la ausencia de una capa de ozono, una poca actividad volcánica y a la presencia del supercontinente Columbia, que después evolucionó en otro supercontinente, Rodinia⁶.

La ausencia de glaciaciones habría frenado la evolución. Aunque otros autores sugieren que se produjo una diversificación de organismos eucariotas complejos [10].

3.3. Paleozoico

A principios del Paleozoico (-540 Ma) se produjo lo que se conoce como la explosión cámbrica, un gran desarrollo y diversificación de la biodiversidad que dio origen a los organismos que desarrollaron caparazones y esqueletos calcáreos. Los organismos calcáreos quedaron posteriormente fosilizados y sus fósiles han permitido obtener mucha más información del Paleozoico, en contraste con los pocos registros del Precámbrico.

Durante el Cámbrico, primer periodo del Paleozoico y el segundo, el Ordovícico (-485 Ma), casi toda la masa de tierra estaba situada en lo que hoy es el hemisferio antártico con supercontinentes como Gondwana y otros continentes más pequeños como Laurentia y Báltica (figura 3). La tierra estaba poblada por algas y cianobacterias, pero no por plantas.

Entre 450 Ma-430 Ma tuvo lugar una glaciación que hizo disminuir la diversidad animal y causó la primera extinción del eón Fanerozoico (-540 Ma). Hay registros de esta glaciación en el desierto del Sahara, donde hay huellas de los sucros y ranuras que dejan los glaciares al avanzar.

⁶A lo largo de la historia de la Tierra la presencia de un supercontinete ha coincidido con periodos sin glaciaciones, como ocurrió en el Mesozoico.

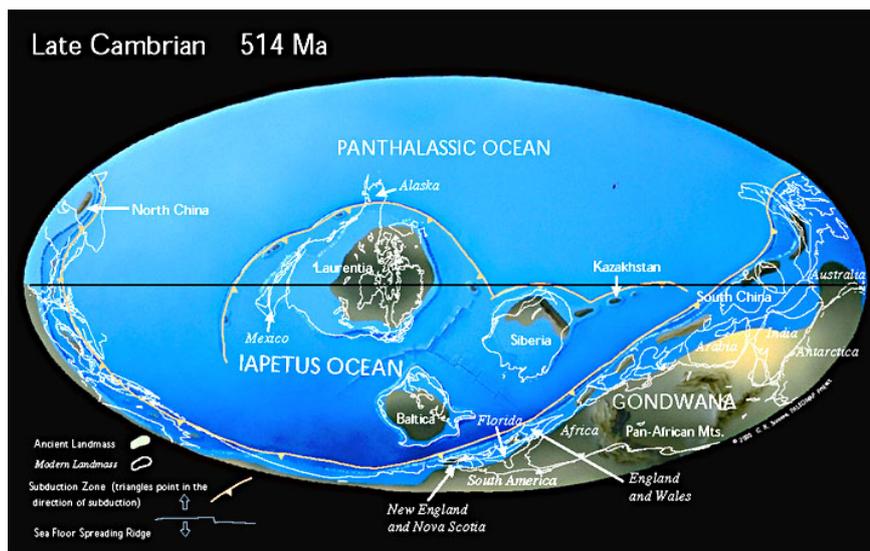


Figura 3: Reconstrucción de la posición de los continentes a comienzos del Cámbrico. Imagen extraída de Paleomaps [11].

La Amazonia y el Norte de África (localizados en Gondwana) estaban situadas cerca del Polo Sur geográfico, donde se podía acumular hielo fácilmente. Una baja insolación y unos océanos que suministraban la humedad necesaria produjeron nieves intensas.

La expansión de los hielos provocó que la meteorización de los silicatos disminuyera y, por tanto, la absorción de CO_2 que se produce en el proceso. Los análisis de ^{13}C muestran que la concentración de CO_2 era hasta 16 veces mayor a la actual.

Al final de este periodo las temperaturas se elevaron y se mantuvieron cálidas durante el Silúrico (-444 Ma), el Devónico (-419 Ma) y casi todo el Carbonífero (-259 Ma). Este calor, la abundante humedad y una atmósfera rica en CO_2 favorecieron el desarrollo evolutivo y la aparición de vegetación en muchos continentes. Uno de los organismos más importantes fueron las plantas vasculares, plantas con lignina; una sustancia que les hacía bastante resistente a la oxidación y degradación. En el tiempo que va desde su aparición hasta la aparición de hongos que permitieran su descomposición, se acumularon grandes cantidades de carbono que quedaron soterradas.

Durante el Devónico y el Carbonífero inferior el carbono se fue acumulando y expandiendo gracias al clima cálido y húmedo. No había suficiente oxígeno disuelto en agua ni bacterias aeróbicas para oxidar esa gran cantidad de carbono. Toda esa

materia quedó fosilizada y acabó convertido en carbón, la roca que se usa en día como fuente de energía.

La materia orgánica, cuando se descompone, emite CO_2 . Al quedar fosilizada, bajaron los niveles de CO_2 . El oxígeno aumentó hasta máximos debido al gran desarrollo de la vegetación, llegando a una concentración en la atmósfera de aproximadamente un 35 %. La concentración actual es del 20 %.

3.3.1. Glaciaciones del Paleozoico tardío

Las glaciaciones del Paleozoico ya no fueron globales.

Fueron causadas por la presencia del supercontinente Rodinia en latitudes bajas y por los bajos niveles de CO_2 durante el Paleozoico tardío.

Los registros de glaciaciones del Paleozoico se dividen en dos tipos: los registros de campo cercano y las ciclotemas.

Registros de campo cercano

Los registros de glaciaciones, en todos los continentes, se dan en depósitos de campo cercano (near-field). Éstos se asocian con crecimiento y decrecimiento de mantos de hielo y con depósitos contemporáneos en regiones de baja latitud que indican cambios en el nivel del mar. No está claro cuál fue la magnitud de estos cambios en el nivel del mar pero los registros señalan que estas variaciones fueron de aproximadamente 80 m o más (un cambio de 80 m en el nivel del mar lleva asociado una expansión de hielo de 160 m a lo largo de los continentes).

Ejemplo de pruebas de este hecho se encuentran en superficies cuya bases estriadas están pulidas debido al arrastre de rocas en la parte baja de los glaciares o en guijarros que tienen superficies estriadas (figura 4). Además están las ritmitas (sedimentos con una litología que se repite de diversas maneras), en este caso las que provienen de sandures glaciales⁷. En un lago proglacial (que se encuentra frente a capas de hielo que se derriten) se depositan continuamente materiales granulados. La mayor deposición ocurrirá en primavera, cuando se derriten los glaciares. En estos glaciares hay capas de

⁷Depósitos arenosos y de guijarros de carácter fluvio-glacial que originan las corrientes de agua procedentes de la fusión de una masa del hielo.

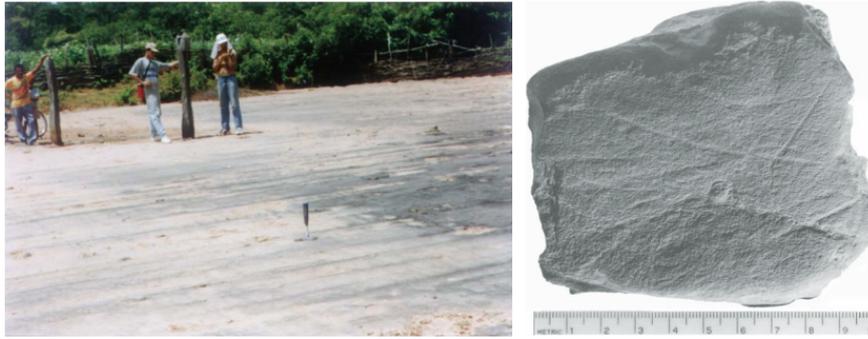


Figura 4: A la izquierda, pavimento del Devónico tardío con tillitas estriadas en Brasil Este. A la derecha una roca clástica con estratificación no paralela del Devónico Tardío encontrada en la Cuenca del Amazonas. Imágenes extraídas de Caputo, Strell e Isbell [12].

granos gruesos que representan la deposición en primavera y capas de grano fino que representa este proceso durante el resto del año. Los glaciares que se desprendían en los lagos se derretían y liberaban restos. Las dropstones se hundían deformando estratos finos de ritmitas y las rocas eventualmente eran cubiertas por nuevos depósitos de sedimentos.

Los sedimentos glaciares más comunes son las diamictitas (polvo y rocas) en estratos del Paleozoico tardío. Su origen es establecido por la presencia de peñascos estriados y cortados, la presencia de dropstones y la cercanía de ritmitas glaciares o bases estratificadas (base de rocas pulidas por los flujos de glaciares, con survos cortados por rocas arrastradas sobre la capa).

No solo hay pruebas de glaciaciones en las tierras que formaron parte de Gondwana, en el Hemisferio Sur. También se han encontrado pruebas de tierras que estuvieron en el hemisferio norte, como demuestran la existencia de depósitos glaciares en Pensilvania (Estados Unidos), región que estuvo situada en latitudes cálidas durante el Paleozoico.

Ciclotemas

El crecimiento y la disminución de las capas de hielos ha quedado registrada en secuencias de sedimentos llamadas ciclotemas. Los sedimentos cercanos a las costas son muy sensibles a los cambios en el nivel del mar. Sin embargo, puede haber problemas

a la hora de interpretar las ciclotemas en zonas cercanas a grandes mantos de hielo por los efectos isostáticos, ya que la corteza local se hunde por el peso de los glaciares. Los glaciares además modifican la elevación de la superficie local oceánica al atraer al agua de los mares mediante efectos gravitatorios. En zonas tropicales estos efectos son menores y las ciclotemas registran los cambios en el nivel del mar de una forma más fiable.

Las ciclotemas registran los cambios glacioeustáticos a nivel del mar. Mucha de las variaciones de los tipos de sedimentos sugieren grandes cambios en el nivel del mar (de hasta 50 m) y cambian de la forma esperada cuando se mueven en sitios cercanos a un continente o en zonas cerca de suelos profundos oceánicos. Además los estratos marinos de sedimentos son erosionados por paleovalles debido a elevaciones de decenas de metro, que indican que se formaron cuando el nivel del mar fue bajo.

No obstante, las sucesiones de sedimentos son difíciles de interpretar debido, en parte, a cambios en la amplitud de los niveles del mar, haciendo que estén presente distintos grupos de sedimentos. Además hay cambios locales en el nivel del mar debido a ascensos y hundimientos tectónicos.

Estas ciclotemas han registrado glaciaciones de diversos intervalos de tiempo en diferentes regiones. En la Cuenca de Donets en Rusia se ha registrado una glaciación que comenzó hace 330 Ma y que finalizó hace 295 Ma. También hubo una glaciación de 330 Ma a 300 Ma según las ciclotemas del Cañón Cordillera de las Vegas en Nevada. Por último, en Kansas hay indicios de una glaciación entre 310 Ma y 300 Ma. Hay hasta 26 grandes ciclotemas en Estados Unidos de hace 311 Ma y hace 301 Ma distribuidas en periodos de aproximadamente 380 ka, periodos que coinciden aproximadamente con los ciclos de insolación relacionados con los cambios en la excentricidad la órbita planetaria.

Ciclos más pequeños corresponderán a periodos orbitales más cortos que también se pueden asociar con cambios en otros parámetros orbitales de la Tierra (Anexo).

3.3.2. Extinción masiva del Permíco-Triásico

En la transición del Paleozoico al Mesozoico, del Pérmico (-299 Ma) al Triásico (-251 Ma), tuvo lugar una extinción de aproximadamente el 85 % de las especies marinas

y del 70 % de los vertebrados. Después llegaron 3 Ma de inestabilidad biológica, como demuestran los cambios del isótopo de ^{13}C mediante anomalías positivas (soterramiento de carbono que hacen aumentar este isótopo en los océanos) y anomalías negativas (menor soterramiento de carbono o extrusiones de metano, que apenas tienen ^{13}C).

Hay diversas teorías que explican la gran extinción.

Una de ellas plantea la posibilidad de la caída de un gran asteroide. Se ha relacionado con una gran estructura geológica, en Bedout High Australia, que podría ser un cráter abierto y por fragmentos de meteoritos descubiertos en la Antártida Oriental, en la Isla Wikes. Además se han encontrado fulerenos, moléculas de origen extraterrestre compuesta por átomos de C, tras un estudio detallado del límite estratigráfico al que llegan cientos de especies marinas que comprenden peces y foraminíferos.

La segunda relaciona las extinciones con grandes erupciones volcánicas que se produjeron en Siberia, y que han quedado registradas en rocas basálticas. Habrían provocado lluvias más ácidas y cambios térmicos. Al principio el clima se enfriaría por la emisión de aerosoles y después se calentaría por la emisión de gases de efecto invernadero.

La tercera tiene que ver con aparición de arqueas metanógenas, que metabolizan el ácido acético en metano. Su gran ritmo de reproducción haría que disminuyera el carbono soterrado. Este habría sido acelerado gracias al vulcanismo que liberaría Ni, con enzimas que facilitan estos procesos. La concentración de Ni aumentó cuando disminuyó el isótopo de ^{13}C [13].

La cuarta propone que el cambio fue más lento debido a la disminución del oxígeno. Al final del Paleozoico el oxígeno pasó del 35 % al 15 %.

La quinta teoría asegura que la Tierra pasó por una espiral de la Vía Láctea, que contendría muchas nubes de polvo.

La sexta relaciona las extinciones con la formación del supercontinente Pangea, que habría eliminado entornos de aguas poco profundas y las costas con gran diversidad biológica. .

4. Los climas cálidos del Mesozoico y el Paleogeno

Tras la catástrofe del Pérmico-Triásico se sucedieron una serie de climas cálidos que duraron desde el Mesozoico hasta el final del periodo del Paleogeno hace 23 Ma, dentro de la era Cenozoica. Los climas se caracterizaron por altos niveles de CO₂.

4.1. Mesozoico

Comienza hace 245 Ma por el periodo Triásico y finaliza hace 65 Ma.

Durante esta era toda la masa continental estaba unida en Pangea, el supercontinente mencionado anteriormente. En su interior había un clima árido con grandes oscilaciones estacionales. Al no haber grandes relieves tampoco había grandes lluvias. Por el contrario, las zonas más próximas al mar tuvieron un clima del tipo monzónico⁸. En verano, el contraste térmico entre el océano y Pangea favorecía un gradiente de presión que atraía vientos húmedos del mar al interior. Pero la ausencia de relieves importantes restaban fuerza al monzón y no facilitaba la formación de nubes.

A finales de este periodo, Pangea comenzó a fracturarse. Por la línea de ruptura aparecieron grandes coladas de basalto, que provocaron grandes cambios en la atmósfera y afectaron a la vida del planeta.

La rotura de Pangea provocó un clima más húmedo durante todo el Jurásico (desde 208 Ma a 146 Ma). El nivel de mar ascendió e inundó grandes regiones continentales, por lo que disminuyó el albedo planetario⁹. La abundante humedad haría que el clima global fuera aún más cálido. La elevación de los mares debió ser por cambios en la topografía de las cubetas oceánicas o incluso por cambios rápidos en la inclinación del eje terrestre, provocando el apilamiento de aguas en algunas regiones. También el fuerte calentamiento pudo ser producido por una expulsión de metano del subsuelo marino hace unos 183 Ma, que provocaría una extrusión de metano y reforzaría el ca-

⁸Monzones: vientos procedentes del continente que se dirigen a los océanos en verano. En invierno ocurre al revés. La tierra se enfría y calienta con más rapidez que el agua del mar. Por eso en invierno el continente es más frío que el océano y se forma un potente anticiclón que envía vientos frescos y secos hacia la costa. En verano ocurre de forma contraria. En la actualidad, en costas de la India los monzones húmedos llegan en junio y viene acompañado de lluvias estivales.

⁹Si hay más agua disminuye el albedo.

lentamiento. Esto, a su vez, provocaría una intensa sedimentación en regiones marinas con barros pobres en ^{13}C .

Al Triásico le siguió el Cretácico (-145 Ma). Se caracterizó por un clima húmedo y cálido. Hace unos 100 Ma la temperatura del planeta era entre 6°C y 12°C mayor que la de hoy. También hay pruebas de estas temperaturas altas por fósiles de plantas y distintos animales. Por ejemplo, hay registros en Alaska de bosques de helechos, ginkgo, angiospermas y coníferas, además de dinosaurios; que para vivir necesitaban temperaturas más altas que las actuales. En las latitudes medias del hemisferio norte se han encontrado fósiles de saurios. En la Patagonia hay fósiles de plantas que indican que las temperaturas fueron 4°C más altas. Por estudios en las profundidades del Ártico, se sabe que las aguas tendrían una temperatura media de entre 15°C y 20°C . Se han documentado temperaturas de 30°C en el Atlántico norte. Las latitudes polares tuvieron un clima cálido, como evidencian los fósiles de plantas y animales.

La concentración de CO_2 para esa época está estimada entre 900 ppm y 3000 ppm —altas comparadas con los de hoy, 400 ppm—, como demuestran los estudios isotópicos de ^{13}C y las variaciones de estomas en la superficies de hojas de árboles fósiles como el ginkgo.

Cuando aumenta el CO_2 , disminuye la densidad especial de estomas. El origen de esta disminución podría estar en la intensa actividad volcánica producida por las fracturas tectónicas de la corteza oceánica al separarse Pangea. El aumento de la temperatura estaría provocado también por el incremento del vapor de agua de la atmósfera.

Durante el Cretácico Medio se dieron episodios en los que la gran actividad biológica en la superficie dejaba sin oxígeno las aguas del Mar de Tethys y el Atlántico norte. Por otro lado, el recalentamiento de sus aguas superficiales estratificaba el agua, que impedía la renovación de las aguas profundas y la descomposición orgánica. Las intensas lluvias disminuían la salinidad del agua y aceleraban el proceso de estratificación.

Estos procesos provocaron la muerte de organismos que descomponían materia orgánica. La materia no descompuesta quedó soterrada, preservada de la oxidación y fosilizada en forma de petróleo. El 60% de las reservas de petróleo proceden del

Cretácico.

El Mesozoico acaba hace 65 Ma. La concentración de CO_2 disminuyó hasta las 600 ppm, provocando un enfriamiento del clima. El mar se retiró de los continentes, favoreciendo el soterramiento de materia orgánica. El Mesozoico acabó tras una nueva extinción masiva. Se cree que este evento ocurrió en una corta escala de tiempo.

4.2. Extinción Masiva del Cretácico-Paleogeno

Un cambio climático debido a la caída de un asteroide o a un aumento de la actividad volcánica desencadenó un cambio climático que produjo la gran extinción.

El impacto de un asteroide es la principal hipótesis. El impacto habría lanzado a la estratosfera grandes cantidades de polvo. La presencia de polvo en suspensión en la estratosfera hizo que aumentara el albedo planetario, que enfrió el clima. Además, el impacto habría generado SO_2 , que se habría evaporado en el aire y convertido en H_2S , haciendo que las lluvias fueran más ácidas; algo perjudicial para los seres vivos. El impacto provocó, además, una reacción de volatilización de CaCO_3 , que generó grandes cantidades de CO_2 . Tras la disminución del polvo en suspensión, el aumento de CO_2 habría generado un calentamiento global.

En las costas de la Península de Yucatán se ha encontrado un cráter que mide 180 km de diámetro y que podría haber sido causado por el impacto de un asteroide de unos 10 km de diámetro. En Italia se ha encontrado iridio proveniente de este asteroide, lo que hace indicar que después del impacto se depositó una capa fina de iridio por todo el planeta. También hay sedimentos de evaporitas (rocas compuestas de CaSO_4) que prueban la existencia de lluvias más ácidas.

Otra hipótesis relaciona el cambio climático con erupciones volcánicas y sugiere que la extinción se produjo en una escala de tiempo más larga. Las evidencias se encuentran en plataformas basálticas del Decán en la India, que indican una fuerte actividad volcánica. Aunque algunas dataciones indican que el aumento de la actividad volcánica ocurrió unos 100 Ma antes de la gran extinción.

4.3. Las foraminíferas como termómetros de los climas del pasado

Las foraminíferas, un phylum de ameboides protistas, son la fuente más importante para obtener información del clima de los últimos 100 Ma. Se distinguen dos tipos de foraminífera: planctónicas, ubicada en niveles superiores de los océanos y que aparecen con frecuencia en sedimentos del suelo oceánico en profundidades medias (el CaCO_3 se disuelve en ambientes profundos, fríos y con altas presiones) y bentónicas, que viven en el suelo marino y son mucho menos abundantes que las otras.

A partir del estudio de la composición isotópica de las foraminíferas se deducen propiedades de los climas pasados: volúmenes de los hielos en el $\delta^{18}\text{O}$, temperatura de la superficie y el fondo de los océanos¹⁰. Además son comunes en sedimentos de CaCO_3 , permitiendo obtener registros de la superficie oceánica.

El primer factor que determina el $\delta^{18}\text{O}$ del CaCO_3 es el $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas. El $\delta^{18}\text{O}$ del CaCO_3 biogénico registra el $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas en las que se formó el CaCO_3 . El $\delta^{18}\text{O}$ de aguas locales de mar depende del $\delta^{18}\text{O}$ promedio de los océanos. Cuando crecen los mantos de hielo, se incrementa el $\delta^{18}\text{O}$ del promedio de los océanos porque las aguas pobres en $\delta^{18}\text{O}$ se evaporan, preferiblemente, para ser incorporadas a los mantos de hielos continentales. El $\delta^{18}\text{O}$ de las foraminíferas planctónicas cambiará con el tiempo por la salinidad local y el volumen de hielo global. Los cambios en la salinidad son menos importantes en las bentónicas.

El segundo factor es la temperatura. A la temperatura superficial de la Tierra, el ^{18}O es abundante frente al ^{16}O en el CO_3^{2-} . En el agua, ambos isótopos están en equilibrio. En cambio, a altas temperaturas, los isótopos se distribuyen entre el H_2O y el CO_3^{2-} , por lo que el $\delta^{18}\text{O}$ del CaCO_3 disminuye cuando la temperatura se incrementa.

4.4. Climas cálidos del Paleogeno

El Cenozoico se puede dividir en tres periodos: el Paleogeno (-66 Ma), más cálido, el Neogeno (-23 Ma), donde comienza un largo enfriamiento, y el Cuaternario (-2.6 Ma),

¹⁰Un incremento del 1‰ registra un enfriamiento 4°C en las aguas de los mares profundo y/o una bajada en el nivel mar de 100 m.

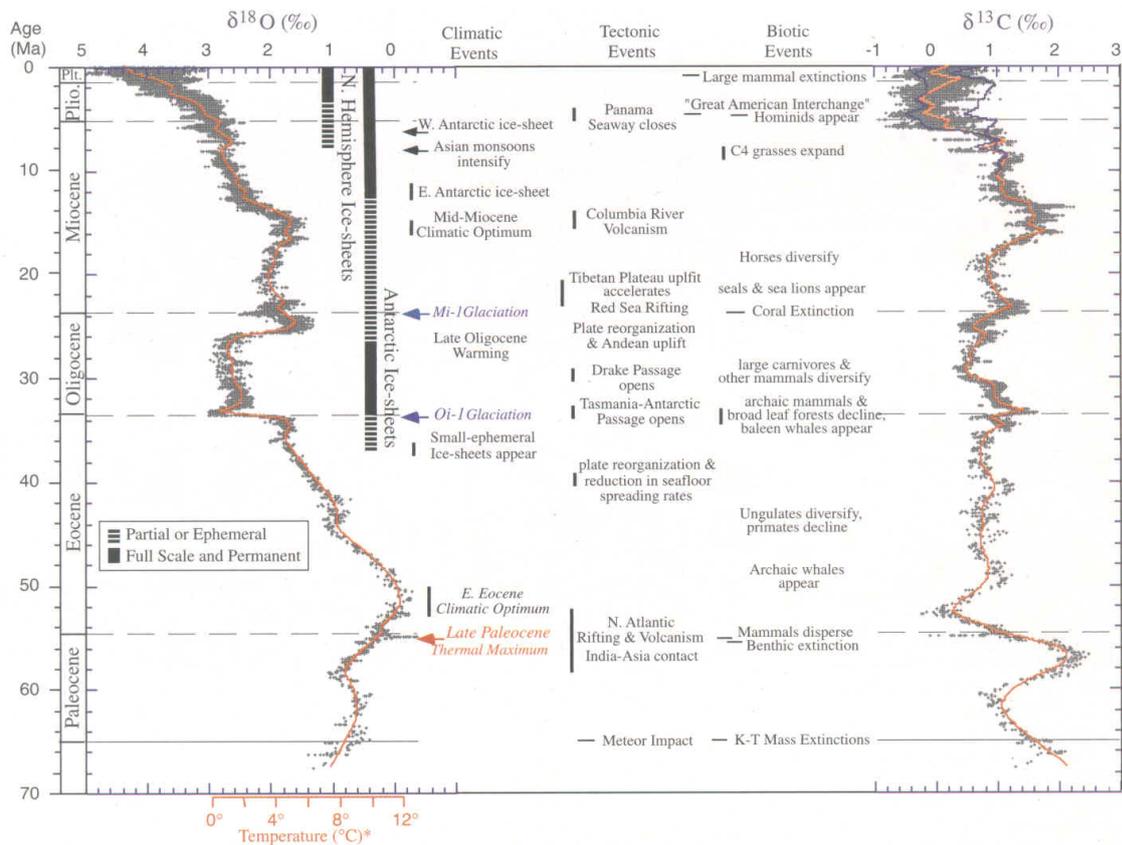


Figura 5: Representación de edad frente a variaciones en tanto por mil de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ durante el Cenozoico. Imagen extraída de Zachos [14].

que abarca hasta nuestros días. Las variaciones de temperatura quedaron registradas en el $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ (figura 5).

Las foraminíferas registran las temperaturas de las aguas profundas de los océanos a latitudes bajas, ya que las aguas poco profundas (donde se ubican las bentónicas) de altas latitudes tienen la misma temperatura que las aguas profundas de bajas latitudes¹¹. Estas aguas profundas y de altas latitudes se enfriaron 10°C desde el Eoceno (-56 Ma) hasta el presente.

Durante el Eoceno, registros de sedimentos de Tanzania indican que las temperaturas fueron de aproximadamente 32°C . En el Medio y Próximo Eoceno, las reconstrucciones de temperatura obtenidas a partir de foraminíferas indican que en Nueva Zelanda, entonces situada en una latitud de 55°S , se registraron unas temperaturas de

¹¹Las aguas superficiales de altas latitudes se hunden cuando se dirigen a latitudes más bajas porque las aguas superficiales de bajas latitudes son menos densas.

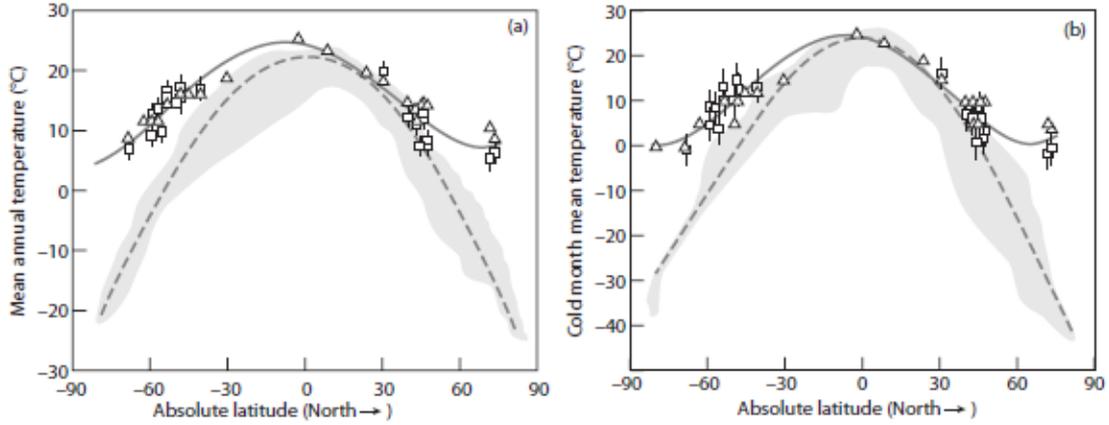


Figura 6: Temperatura media anual (izquierda) y temperatura media en meses fríos (derecha) frente a latitud durante el Eoceno . El bandeado gris representan las temperaturas actuales. Los cuadros y triangulos representan temperaturas terrenales que se han estimado a partir de la vegetación fósil. Imagen extraída de Bender [3].

30 °C. Esto ha sido corroborado por índice TEX_{86} —un índice paleoclimático químico que registra variaciones de temperatura a partir de cambios en la abundancia relativa de los lípidos de membranas celulares—. Los registros de polen del Eoceno indican que en la Antártida había hierbas y pequeños árboles.

4.5. Dinámica de los climas cálidos del Mesozoico y el Paleogeno

En la figura 6 se observa como las temperaturas en latitudes tropicales eran algo superiores a las del presente y las de latitudes polares y subpolares más de 10 °C superiores. Esta diferencia es más notable en los valores medios de temperaturas en los meses fríos. Diversas teorías intentan explicar este hecho.

Según la primera teoría, el flujo de calor del ecuador a los polos era mayor. Los trópicos transportarían calor a las altas latitudes a través los océanos y la atmósfera. Algunos modelos indican que esto no sería viable porque este calor depende del gradiente de temperatura. Si se calientan las altas latitudes, las temperaturas serían similares a las del trópicos, lo que dificultaría el transporte de calor. Los modelos fallan en la simulación por dos problemas: el sobrecalentamiento de los trópicos y porque los

niveles de CO₂ deberían ser más grande que los registrados.

Otra teoría, relacionada con la primera, asegura que los ciclones serían más intensos en un mundo con un alto CO₂. Los ciclones mezclan las aguas profundas y superficiales, por lo que se produce un aumento de la temperatura de las aguas profundas. Después, al ser transportadas llevan más calor y calientan las latitudes altas en torno a 1 °C o 2 °C, ya que las aguas profundas de latitudes bajas proceden de aguas superficiales de latitudes altas, como se ha mencionado previamente.

En otra teoría se plantea que las nubes desempeñaron un papel importante. En invierno, su abundancia en altas latitudes harían aumentar el efecto invernadero. Como se mencionó en la segunda sección, las nubes pueden reflejar y bloquear la radiación. Si hay abundantes nubes en latitudes altas, donde los días duran menos, el mecanismo de rerradiación será más importante. Según su disposición en la atmósfera:

- Nubes troposféricas: en un Ártico caliente y sin hielo, durante el invierno el agua se evaporaría y el aire debajo de la superficie del mar se calentaría por contacto con el mar caliente. El aire subiría, se enfiría y el vapor condensaría como nubes.
- Nubes estratoféricas: los numerosos humedales, que generan CH₄, habrían crecido por los climas cálidos y húmedos, por lo que habría aumentado la concentración de CH₄. Su oxidación en la estratosfera habría hecho que aumentara la concentración de agua y se generaran nubes en esa zona. Este tipo de nubes generaría un fuerte efecto invernadero. El problema de esta teoría sería que los altos niveles de CO₂ de aquellos tiempos habrían frenado la circulación en la estratosfera. El aire que entra en la estratosfera de los trópicos habría sido más cálido y tendría una mayor concentración de vapor de agua. Por otra parte, la estratosfera de los polos sería más fría, y en ese caso, las nubes condensarían.

4.5.1. Registros de posibles glaciaciones

Una de las controversias es si en estos climas cálidos se registró alguna glaciación. Hay registros de sedimentos costeros en la India y en EE.UU que se pueden interpretar como ciclotemas. El $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferas descubiertas cerca del Demarara indica que hubo un episodio durante el Turoniense (hace 90 Ma) en el que las aguas se enfriaron

y en el que el volumen de los hielos aumentó. Usando el índice TEX_{86} se demostró que la temperatura de las aguas profundas cambiaron durante este evento, que implicaría un cambio en el nivel del mar de 50 m. El $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferas ha registrado otro evento similar en el Eoceno medio, hace 41 Ma. También se han llegado a identificar diamictitas del Cretácico Medio en depósitos glaciares de los Montes Flinders, en Australia. Sin embargo, el depósito habría sido formado en una glaciación local.

No obstante, no hay evidencias directas de grandes glaciares continentales durante el Cretácico y el Paleogeno.

4.6. El Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno

En la transición del Paleoceno (-66 Ma) al Eoceno (-56 Ma) se produjo un evento de 200 ka de duración en el que una gran cantidad de CO_2 fue liberado a la atmósfera y a los océanos. Como consecuencia, la temperatura global subió 6°C y la acidez de los océanos aumentó (anexo). Este aumento provocó la muerte y extinción de muchos organismos calcáreos, ya que al aumentar la acidez de los océanos el carbonato de calcio se disuelve. En la tierra la meteorización aumentó al producirse cambios en las precipitaciones.

También hubo cambios rápidos en la flora y fauna. Por ejemplo, los insectos se hicieron más abundantes y los mamíferos redujeron su tamaño, como se aprecia en diversos fósiles (figura 7).

Se estima que se liberaron hasta 3000 Pg de CO_2 . Un orden de magnitud mayor que la cantidad de CO_2 que han emitido los humanos desde la Revolución Industrial (aproximadamente 300 Pg).

Se produjo un aumento de 6°C en la temperatura global, como indica la disminución del $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferas descubiertas en todo el mundo. Por otro lado hubo un aumento de CO_2 biológico en los océanos, como indica la bajada del $\delta^{13}\text{C}$, ya que los organismos vivos prefieren absorber ^{12}C ; como mencionamos en la sección del Precámbrico. La bajada de este último también se produjo en tierra, como se aprecia en suelos antiguos de Norteamérica. Se estima que la temperatura subió en torno a 8°C en altas latitudes y 5°C en los trópicos. En la figura 6 y 8 se observan estos cambios a escalas de tiempo diferente.



Figura 7: A la derecha hojas fósiles en la cuenca del Bighorn y a la izquierda un fósil de caballo del Eoceno, similar a los del PETM pero un 50 % más grande. Fotos de Ira Block [15].

El CO_2 fue añadido en apenas 10 ka. La duración del PETM (Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno) se conoce, en parte, gracias a que durante el PETM hubo ciclos climáticos que están relacionados con los cambios que se producen en la posición de los equinoccios en la órbita de la Tierra. Ciclos de 20 ka controlan los cambios en los equinoccios.

Los niveles de CO_2 volvieron a los valores anteriores en 100 ka, similar al tiempo que habría requerido para que el CO_2 expulsado hubiera sido eliminado.

Hay cuatro hipótesis que intentan explicar el origen del CO_2 que se expulsó durante el PETM:

- **Metano:** un calentamiento de origen desconocido produjo una liberación de hidratos de metano procedentes de sedimentos de mares profundos. Estos compuestos en fase sólida se forman en sedimentos a profundidades medias cuando grandes cantidades de metano son producidas por la descomposición de materia orgánica en barro. Si la temperatura es lo suficientemente fría, los hidratos de metano se mantienen en una forma estable y sólida. Un calentamiento repentino haría que el metano de estos compuestos fuera liberado.
- **Oxidación del carbono orgánico en sedimentos:** grandes áreas de aguas

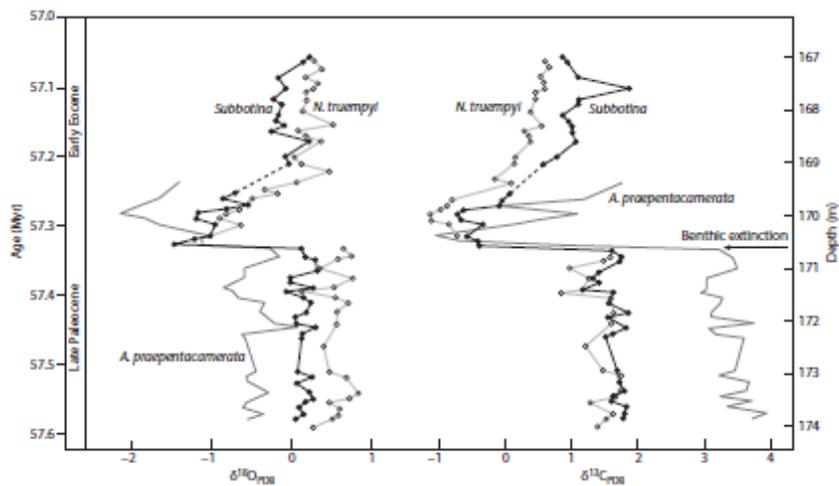


Figura 8: Representación de tiempo y tanto por mil de las variaciones de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de la foraminífera *Acarinina praepentacamerata* y *Subbotina*, una foraminífera bentónica *Nuttalides truempyi*. Figura extraída de Bender [3].

poco profundas habrían emergido en zonas secas donde llovía poco. Las rocas sedimentarias de carbón orgánico habrían sido transformadas en CO_2 , bien por procesos de respiración bacterial o por incendios. Un estudio de la Universidad del País Vasco descarta esta hipótesis. En el estudio se analizaron rocas del Pirineo del Paleoceno-Eoceno que estuvieron expuestas a ambientes marinos y continentales. En el estudio se concluye que descenso del nivel del mar fue de aproximadamente 20 m, que ocurrió unos 75 ka antes del inicio del PETM y que el nivel del mar continuó ascendiendo después de este evento [16].

- Muerte de plantas tropicales:** el calentamiento asociado con el PETM habría llevado a la muerte a plantas tropicales, favoreciendo la fotorrespiración¹². Si la temperatura asciende, el proceso de oxidación es favorecido frente al de respiración. Si la temperatura ascendiera lo suficiente, las plantas no podrían crecer debido a las pérdidas de oxígeno. La muerte de tantas plantas habría liberado alrededor de 100 Pg de C en forma de CO_2 . No obstante, la concentración del CO_2 del PETM era alta. Si esto fuera así, la respiración se vería favorecida frente

¹²Proceso en el que la enzima rubisco, que transforma CO_2 en carbono orgánico, también oxida el carbón orgánico, produciendo en el proceso CO_2 .

al proceso de la fotorrespiración, a pesar de las altas temperaturas.

- **Vulcanismo:** al comienzo del PETM se produjo una gran actividad volcánica en el Atlántico norte por la deriva continental, que hizo que Europa y Groenlandia se separaran. Los flujos volcánicos habrían convertido rocas orgánicas en metano. Aunque no hay suficientes datos para estimar cuantitativamente el efecto.
- **Permafrost:** es la capa de suelo permanentemente congelada con altos niveles de carbono orgánico procedentes de la capa activa (la superficie del suelo en las regiones del permafrost que se descongela en verano). El lento calentamiento en el Paleoceno habría llevado a que se derritiera el permafrost de la Antártida y Groenlandia, que no estaban heladas pero sí tenían permafrost. Los cambios en la órbita favorecieron veranos cálidos que derritieron el permafrost y liberaron la materia orgánica que después fue oxidada, produciéndose CO_2 . En el proceso también se liberó CH_4 y N_2O .

Después de este evento la temperatura disminuyó durante la primera parte del Eoceno hasta hace unos 50 Ma, en el llamado Óptimo Climático del Eoceno Inicial.

5. El enfriamiento del Cenozoico

5.1. Oligoceno

Después del Máximo Térmico del Eoceno inicial las temperaturas comenzaron a bajar, iniciando un largo periodo de enfriamiento y generando los climas fríos del Oligoceno (-33.9 Ma). En cualquier estación de este periodo había mantos de hielo en Groenlandia y en la Antártida.

La figura 6 muestra como el $\delta^{18}\text{O}$ oscila antes de la frontera del Eoceno-Oligoceno, aumenta hasta un máximo y después se recupera hacia valores que indican un calentamiento. El incremento de este isótopo llega a un máximo del 1.4 ‰, es decir, un enfriamiento y un incremento del volumen de hielo. La concentración de CO_2 pasó de 1500 ppm al principio del Eoceno a unas 500 ppm a mediados del Oligoceno.

La abundancia relativa de cetonas en placton confirman este hecho, ya que esta magnitud depende de la temperatura del agua. Las variaciones de temperatura son

preservadas por la materia orgánica cuando ésta se incorpora a los sedimentos de mares profundos. En altas latitudes se han registrado bajadas de temperaturas de 5°C y 7°C en núcleos de sedimentos de mares profundos. Las cetonas y el $\delta^{18}\text{O}$ han registrado un menor crecimiento de hielo y un enfriamiento largo.

El enfriamiento y la glaciación del Eoceno-Oligoceno, llamado Oi-1, se produjo hace aproximadamente 33 Ma-34 Ma y duró unos 400 ka. Esta transición se produjo entre dos bruscas etapas, con un estancamiento de aproximadamente 200 ka. Después de la segunda etapa, comenzó un calentamiento que eliminó un tercio del incremento que se produjo previamente por el enfriamiento registrado por el $\delta^{18}\text{O}$ en el siguiente Ma. A pesar de este calentamiento, el isótopo indica que la Antártida pasó de estar sin hielos a estar bastante helada a comienzos del Oligoceno.

Además de la glaciación, aumentó la profundidad en la que se encontraban los esqueletos de CaCO_3 en sedimentos, indicando que el océano adquirió más alcalinidad. Este cambio habría hecho bajar la presión parcial de CO_2 en los océanos y por tanto en la atmósfera.

Por otra parte, bosques boreales se transformaron en áreas de tundra y más al sur, los paisajes boscosos pasaron a ser esteparios. Además se sucedieron grandes cambios faunísticos y extinciones en masa, especialmente de mamíferos.

En otras zonas hay indicios de que este enfriamiento fue mayor. En la parte central de Norteamérica el $\delta^{18}\text{O}$ en huesos registra un mayor enfriamiento, aproximadamente de 8°C , en la frontera entre el Eoceno y el Oligoceno. Hubo un enfriamiento similar en la parte oeste de Norteamérica, según los análisis de la forma de los fósiles de hojas. Estudios de polen en la Antártida indican un enfriamiento de en torno a 5°C en las temperaturas invernales. No obstante, datos de $\delta^{18}\text{O}$ en Alemania y Argentina no muestran ninguna evidencia de cambios en la temperatura en la frontera Eoceno-Mioceno, lo que hace indicar estabilidad en algunas zonas frente a los cambios climáticos. Además, en algunas zonas como en Norteamérica, la fauna se mantuvo estable.

En los 8 Ma posteriores al Oi-1, el $\delta^{18}\text{O}$ se recupera hasta alcanzar de nuevo los valores del Eoceno tardío. Este isótopo y el $\delta^{13}\text{C}$ también han registrado ciclos climáticos relacionados con cambios en los parámetros orbitales de la Tierra.

5.1.1. Congelación de la Antártida

El enfriamiento del Oligoceno estuvo ligado a la primera gran acumulación de hielo en la Antártida. Los cambios en la circulación oceánica fueron determinantes. La Antártida, que se situaba en el Polo Sur desde el Cretácico se mantuvo sin hielo hasta esta época.

Según una teoría, la apertura del estrecho de Drake, que separó a la Antártida de Sudamérica y la apertura del mar de Tasmania, que lo separó de Australia, formaron la corriente fría circumpolar antártica que impedía que llegase la influencia térmica moderadora de las aguas de latitudes medias y tropicales. Esto hizo que se formara una banquisa y después se acumulara hielo en el continente.

5.2. Mioceno

En la transición del Oligoceno al Mioceno (-23 Ma) se produjo un enfriamiento significativo y hace 14 Ma se produjo otro aún más importante, ya que este fue el desencadenante de las intensas glaciaciones del Pleistoceno tardío (-2.58 Ma).

En la transición, la expansión del manto austral habría producido una bajada en el nivel del mar, dejando expuestas diversas zonas que eran fáciles de ser erosionadas y habrían causado Mi-1, un corto episodio en el que se produjo una intensa erosión en los continentes.

Hace 13.8 Ma el $\delta^{18}\text{O}$ de las foraminíferas bentónicas se incrementó en torno a un 1‰ en muchas partes del mundo. La razón Mg/Ca de las foraminíferas, que se eleva cuando aumenta la temperatura, muestra que el aumento de $\delta^{18}\text{O}$ fue por un incremento en el volumen de los hielos, indicando además un incremento de los hielos de la Antártida.

Antes del aumento en el $\delta^{18}\text{O}$, registros (sedimentos) de los Valles Secos de McMurdo en la Antártida indican que en el fondo de los glaciares montañosos de esta zona había agua. El agua hacía que los glaciares se movieran más rápido. Después del aumento en el $\delta^{18}\text{O}$, los registros indican que los glaciares ya se desplazaban más lentamente porque tenían su base congelada. En los siguientes 10 Ma el enfriamiento continuó.

Estos cambios en el isótopo demuestran que hubo largos periodos de enfriamiento de 100 ka, seguidos de un calentamiento rápido asociado. Esto se vincula a cambios en la excentricidad de la órbita planetaria. Antes de estos periodos se sucedían los ciclos climáticos de 40 ka, que se relacionan con cambios en el eje de inclinación de la Tierra.

5.3. Causas y consecuencias de los enfriamientos del Oligoceno y el Mioceno

Durante estas épocas geológicas se produjeron diversos acontecimientos que pudieron ser el origen de los enfriamientos.

5.3.1. Actividad volcánica

Una causa pudo ser el aumento de la actividad volcánica: en las tierras fronterizas de Somalia y Etiopía se formaron enormes coladas de basalto que duraron casi 1 Ma y arrojaron SO_2 a la atmósfera, lo cual que pudo provocar un enfriamiento atmosférico.

5.3.2. Cambios en el CO_2

Otro candidato para explicar el enfriamiento son las variaciones de CO_2 que se produjeron en estas épocas. Además del $\delta^{18}\text{O}$, el $\delta^{13}\text{C}$ es otro indicador paleoclimático importante (figura 5).

Se han analizado cetonas de sedimentos de mares profundos. El $\delta^{13}\text{C}$ se asocia con variaciones en CO_2 debido a que el fitoplacton oceánico crea carbón con poco ^{13}C cuando la concentración de CO_2 es alta en el aire. La concentración de CO_2 fue más alta en el Eoceno que hoy. Después, el CO_2 disminuyó en la frontera Eoceno-Oligoceno y varió poco durante el Mioceno. Esta bajada del gas se puede explicar por el crecimiento de hielo en la Antártida en la frontera del Eoceno-Oligoceno.

Como se mencionó antes, hace 14 Ma se produjo un intenso enfriamiento. En el $\delta^{13}\text{C}$ debería haberse producido una bajada que no se ha registrado. Esto pudo haberse producido por dos motivos. Primero, el aumento en el soterramiento de carbón orgánico hizo el $\delta^{13}\text{C}$ alcanzó un máximo por entonces. En los soterramientos de materia orgánica en los océanos el ^{12}C es eliminado, por lo que aumenta el $\delta^{13}\text{C}$ y disminuye

la presión parcial del dióxido de carbono atmosférico. Segundo, la bajada del nivel del mar habría llevado a un menor soterramiento de CaCO_3 en las plataformas continentales y a un aumento en la cuenca de los océanos profundos, que llevaría a un aumento en la alcalinidad de los océanos.

5.3.3. Cambios en la vegetación

Las praderas se extendieron hace aproximadamente 15 Ma gracias a los climas áridos.

Hace 13.8 Ma la vegetación cambió, haciendo evolucionar a los herbívoros. Las hierbas del tipo C3 fueron sustituidas por las hierbas C4. En las hierbas del tipo C3, la enzima rubisco, que fue mencionada en la sección del PETM, convierte el CO_2 en compuestos de C orgánico con tres átomos de carbono. En el proceso, también se produce fotorrespiración, en el que se pierde el 30 % del C obtenido. Para evitar estas pérdidas, las plantas de tipo C4 añaden una molécula de CO_2 al compuesto de C3. Como resultado se forma un compuesto C4. El compuesto después libera la molécula de CO_2 y como resultado se crea un ambiente con alto CO_2 , algo favorable para la enzima rubisco. Las temperaturas frías y húmedas favorecen a las C3. La cantidad de $\delta^{13}\text{C}$ en C3 es de aproximadamente el -27% y en C4 del -12% .

El $\delta^{13}\text{C}$ de la comida de los animales se registra en el $\delta^{13}\text{C}$ de la fluorapatita carbonatada ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_{3-x}(\text{CO}_3)_x\text{F}$), el principal mineral de los dientes. En la precipitación de este mineral, las plantas aumentan el ^{13}C en torno a un 14 ‰. Además, el $\delta^{13}\text{C}$ del CO_3^{2-} en los dientes es del -13% para herbívoros que comen plantas C3 y del $+1\%$ para animales que comen C4. Midiendo la cantidad de $\delta^{13}\text{C}$ en dientes de fósiles animales se pueden determinar las cantidades un tipo de plantas u otra en un área, al ser estas hierbas un alimento para diversos animales.

Las causas de esta transición no están claras. Algunos sugieren que fue por las bajas concentraciones de CO_2 , aunque como indicamos antes no está claro si se produjo esta bajada. Otros sugieren que la aparición de las plantas C4 fue favorecida por la expansión de los climas áridos.

En Asia, África y América abundan datos que muestran cambios en de plantas C3 a C4 entre 9 Ma y 8 Ma antes del presente, como los fósiles de dientes y al CaCO_3

de los suelos, ya que éstos adquieren CO₂ al morir las plantas. Como consecuencia de estos cambios, hace 9 Ma, murieron muchos animales comedores de frutas en Pakistán.

5.3.4. Cambios en la geología

Dos grandes acontecimientos geológicos influyeron en el clima del Mioceno:

- **Desecación del Mediterráneo:** el mar de Tetis se fue estrechando hasta que formó el Mediterráneo. El intercambio de aguas se realizaba por zonas del corredor bético norte y en el sur en el corredor del Rif, en Marruecos. Actualmente este intercambio ocurre en el estrecho de Gibraltar. Hace 6 Ma-5 Ma se produjeron desecaciones del Mediterráneo por los movimientos geodinámicos. Cuando el Mediterráneo se secaba, dejaba enormes depósitos de sedimentos. Esto modificó la salinidad de los océanos, reduciéndose en un 2 % y afectando a la circulación oceánica, al producirse cambios en las densidades de agua. Este acontecimiento pudo ayudar a la congelación del Ártico.
- **Levantamiento del Tibet:** el choque de la placa india con la asiática formó lo que hoy es el Himalaya (en el que se formaron cubiertas de hielo que hicieron aumentar el albedo planetario) y la emersión del Tibet. El evento hizo que se aceleraran los procesos de erosión y por tanto hizo que el CO₂ disminuyera. Además provocó el arrastre y erosión de grandes cantidades de materia orgánica vegetal que después acabó soterrada. Las lluvias monzónicas se intensificaron y el alzamiento del Tibet contribuyó al desarrollo del monzón seco de invierno, haciendo aumentar la erosión eólica y la sedimentación de espesos estratos arcillosos en la meseta del Río Amarillo de China. Además, esta elevación del Tibet puso un obstáculo a la trayectoria de los vientos zonales del oeste, que provocó un clima más variable en toda la franja templada del hemisferio norte.

5.4. Plioceno

En el Plioceno (-5 Ma) la Tierra era 3 °C más cálida que hoy. La amplitud de los ciclos glaciales-interglaciales era discreta y el volumen de hielo era la mitad del actual.

Solo en el Hemisferio norte, en Groenlandia, hay evidencias de grandes mantos de hielo.

Evidencias de un nivel del mar más alto que en el presente a comienzos del Plioceno son las costas encontradas por debajo del nivel del mar actual en áreas de costa tectónicamente estables, en las secuencias de deposición, en la erosión de arrecifes de corales atolones y de la bajada que se produce en el $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferas bentónicas en núcleos de sedimentos de mares profundos.

En los océanos, los indicadores paleoclimáticos de registros de sedimentos de mares profundos muestran unas mayores temperaturas en aguas superficiales y profundas. Las temperaturas oceánicas eran entre 2°C y 3°C más cálidas que las de hoy. Los cambios en dos regiones fueron los más significantes. En el Pacífico probablemente hubo una condición permanente de El Niño (anexo). El calentamiento fue mayor en altas latitudes que en bajas, especialmente en el Atlántico norte, donde las temperaturas de Groenlandia y Europa se incrementaron 5°C o más.

En tierra, los estudios de polen evidencian climas cálidos y más húmedos que los de hoy. Los desiertos subtropicales de África, Australia y Asia eran más pequeños y fueron reemplazados por bioma (paisaje bioclimático) de arbustos. El sur de África era más húmedo y con más plantas que hoy. En latitudes norte los bosques templados fueron desplazando a la taiga (bosques boreales) y a la tundra.

Hay dos explicaciones para los climas más cálidos de la primera mitad del Plioceno. La primera es que las concentraciones de CO_2 eran más altas que hoy, como indica el $\delta^{13}\text{C}$ de cetonas y la composición del boro en carbonato de calcio biogénico, que registra el pH de las aguas parentales de los mares. Dada una concentración de carbono inorgánico, se puede estimar la presión parcial del CO_2 en el agua del mar y por tanto la concentración de este gas en el aire. Se estiman cantidades de 400 ppm. Esta cifra es discrepante porque solo se pueden apreciar los cambios de niveles de CO_2 con una cierta precisión.

La segunda explicación relaciona el hecho de que unos trópicos más cálidos darían lugar a unos climas más cálidos en latitudes altas. Este hecho está relacionado con El Niño. Si se formaran ciclones con más frecuencia, las aguas se mezclarían, modificándose entonces las corrientes de agua (como habría ocurrido al comienzo del

Cenozoico). En la zona occidental del Pacífico ecuatorial, una capa superficial de agua cálida habría impedido un afloramiento de aguas frías en la zona oriental americana, al contrario de lo que ocurre en el presente. Actualmente, cuando ocurre el Niño, las zonas boreales son más cálidas en América del Norte y Eurasia. Con una condición permanente de el Niño, las regiones boreales habrían permanecido sin hielo. Otro mecanismo posible para unir climas boreales con tropicales tiene que ver con las nubes. Los cielos claros con alta concentración de vapor de agua habrían reemplazado a las nubes stratus altamente reflectantes, haciendo disminuir el albedo planetario.

Por otro lado, el cierre del istmo de Panamá provocó un cambio en las corrientes oceánicas. El cierre desvió el caudal al Atlántico norte y reforzó la Corriente del Golfo. Una teoría argumenta que las aguas cálidas transportadas por la Corriente del Golfo ayudaron a que se iniciaran las glaciaciones en las altas latitudes del hemisferio norte. Las aguas cálidas incrementaron la evaporación, haciendo más húmedas las masas de aire atlánticas que los vientos del oeste de las latitudes medias transportaban hacia el interior del continente euroasiático. Las precipitaciones en Siberia aumentaron y con ello aumentó el caudal de los ríos siberianos que acaban en el Ártico. Las aguas del océano perdieron salinidad, facilitando la congelación y aislando el océano de la atmósfera. Además, hace 5 Ma la apertura del estrecho de Bering hizo que penetraran en el Ártico aguas menos saladas del Pacífico.

Otro cambio climático importante provocó la aridificación de África oriental. Esto se produjo porque la emersión de nuevas islas en Indonesia y el avance hacia el norte de Nueva Guinea provocaron que aguas más frías (proveniente de la corriente del Pacífico Norecuatorial) hubieran llegado al Índico, modificando la circulación atmosférica y la capacidad higométrica de la región. Otra teoría afirma que el levantamiento de zonas montañosas en la zona habrían reorganizado los vientos e impedido la entrada del aire húmedo del Índico a la región.

El aumento del $\delta^{18}\text{O}$ indica que hace 3.5 Ma se produjo un nuevo enfriamiento, la amplitud de los ciclos glaciares se incrementó. Aparecieron grandes glaciares en el hemisferio norte. El enfriamiento en altas latitudes mencionado anteriormente causó que la termoclina¹³ llegara a aguas menos profundas. Las aguas superficiales se fueron

¹³La capa del océano con un importante gradiente térmico con la profundidad.

enfriando cuando los vientos fueron favorables y El Niño no estaba presente. Por otra parte, los cambios tectónicos en el Pacífico reedirigieron las aguas frías del Pacífico norte al océano Índico.

6. Cuaternario

6.1. El Pleistoceno

El Pleistoceno (-2.5 Ma) marca el comienzo del Cuaternario, una era de inestabilidad climática y con importantes cambios ambientales.

Durante los máximos de las glaciaciones, los glaciares cubrieron la parte norte de Eurasia, y el norte y centro de Norteamérica. Los continentes tuvieron un clima más frío y seco y la vegetación disminuyó. Los océanos se enfriaron, cambiaron los patrones de circulación oceánica y los periodos invernales de hielo se extendieron más allá de del ecuador.

Las diferentes glaciaciones en el hemisferio norte no se pueden documentar por depósitos de campo cercano (como morrenas¹⁴) porque habrían sido erosionados por glaciares posteriores. Aún así, los primeros glaciares que alcanzaron la costa y se desprendieron en el océano dejaron registros permanentes en forma de sedimentos oceánicos transportados por los icebergs a la deriva, que se acumularon en sedimentos de mares profundos. Estos detritos son granos de rocas continentales que fueron arrastrados hacia hielos glaciales. Cuando los desprendimientos de glaciares se derritieron, los detritos fueron liberados y cayeron al mar. Son similares a las dropstones pero más anchos.

Pruebas de este tipo indican que el hielo estuvo presente Groenlandia en el Mioceno tardío. La extensión de la glaciación ocurrió hace 3.3 Ma. La abundancia y huellas de los detritos también indican que los hielos se expandieron por América del Norte, Escandinavia y el Atlántico y Pacífico norte hace 2.74 Ma. Se formaron dos mantos de hielo, el Laurentino y el Finoescandinavo en el hemisferio Norte.

La intensidad de glaciaciones aumentó después de 3.5 Ma y con intensificaciones

¹⁴ Montones de piedras y barro que se forman cuando los glaciares se derriten.

graduales entre 3.6 Ma y 2.4 Ma. A esto le siguió un periodo estacionario de 300 ka. Después, el enfriamiento se reanudó. Hace 2.74 Ma los ciclos de enfriamientos largos comenzaron. Se repetían cada 40 ka.

Los picos de intensidad de las diferentes glaciaciones han quedado registradas en el $\delta^{18}\text{O}$ de las foraminíferas bentónicas. El $\delta^{18}\text{O}$ también registra también la extensión de hielo en las zonas previamente mencionadas.

6.1.1. Las concentración de CO_2 durante el Pleistoceno

Para entender los causas de las eras glaciares, hay que tener en cuenta cómo fue cambiando CO_2 , ya que este gas registró diferentes cambios en el Pleistoceno. Seis factores fueron influyentes en estos cambios:

1. Temperatura de los océanos: la baja temperaturas de los océanos en las épocas glaciares causaron un incremento de la solubilidad del CO_2 en los mares y contribuyó a que bajara la concentración de este gas en el aire. Se estima una disminución de 30 ppm en la concentración de CO_2 .
2. Salinidad de los océanos: en las eras glaciares la salinidad de los mares se incrementó cuando se formaron los mantos de hielo continentales. Como consecuencia, la concentración de carbono inorgánico disuelto aumentó; haciendo que aumentara el CO_2 atmosférico. El aumento de la salinidad hizo que el CO_2 aumentara aproximadamente 7 ppm-12 ppm.
3. Masa de carbono en la biosfera terrestre y en las reservas de carbón en los suelos: al ocupar los glaciares áreas de bosques y taigas, la biomasa de carbono y los suelos de carbono fueron oxidados por el CO_2 , aumentando la concentración de este gas en la atmósfera y en océanos en torno a 15 ppm-34 ppm .
4. Fuerza de la bomba biológica. La bomba biológica es el término usado para describir la fijación de materia orgánica en los suelos marinos en los que se produce la fotosíntesis, el hundimiento y la oxidación de esta materia orgánica en las profundidades. Influye en la distribución de elementos químicos activos en los océanos. La bomba biológica hace que la concentración de los bioelementos sea

baja en la superficie de los océanos y alta en océanos profundos. Al disminuir el DIC (cantidad de carbono inorgánico disuelto en agua) de los océanos, también baja la presión parcial de CO_2 en los océanos y la concentración de este gas en la atmósfera. Hay evidencias de que una bomba biológica fuerte influyó en la bajada de CO_2 atmosférico en épocas glaciales. Una alta de concentración de fosfatos incrementó la fuerza de la bomba biológica en tiempos glaciares. Cuando los fosfatos y los nitratos aumentaron por la fijación del nitrógeno¹⁵, crecieron los organismos de fitoplacton. Los cambios en la bomba biológica de los océanos fueron el elemento que mayor impacto tuvo en el incremento del CO_2 . En el Atlántico norte las concentraciones disminuyeron al haber menos nutrientes. La aridez y los fuertes vientos que transportaban polvo de hierro metálico a los océanos del sur, algo que necesitan los fitoplacton, además de nitratos y fosfatos, aumentaron la fuerza de la bomba biológica.

5. Tiempo de residencia del agua en océanos profundos: la bomba biológica desplaza los elementos bioactivos desde aguas superficiales a aguas profundas. Los flujos son revertidos por la mezcla de los océanos: el agua profunda que llega a la superficie tiene una alta concentración de carbono inorgánico disuelto y nutrientes, mientras que las superficiales tienen poca concentración de estos elementos. Las evidencias prueban que esta mezcla fue más lenta en épocas glaciares, haciendo que el DIC fuera secuestrado en el océano profundo y que disminuyera la pCO_2 de los océanos y el CO_2 atmosférico. Si aumenta la estratificación como consecuencia de la mezcla de capas, también mejora la bomba biológica. Con menos radiación solar, la profundidad a la que se mezclan las capas disminuye, haciendo que las capas menos profundas contengan más nutrientes y DIC, con lo que el CO_2 disminuye. Durante las glaciaciones, los vientos del oeste centrados en los océanos del sur se desplazaron al norte. Vientos débiles en océanos del sur habrían mezclado las capas a menos profundidad y a producir intercambios regionales entre aguas superficiales y profundas más lentos.

¹⁵Mecanismo por el que el N_2 se combina con O o H para dar óxidos o amonio que pueden incorporarse a la biosfera.

6. Cambios en la saturación del CaCO_3 en mares profundos. En tiempo glaciares, los océanos profundos fueron más ácidos, provocando la disolución de muchos organismos calcáreos y la disminución del CO_2 en aguas superficiales.

Si se hace la suma, los tres primeros efectos se cancelan. Los factores restantes son los que controlan la cantidades del CO_2 y los que influyeron en los cambios de CO_2 durante el Pleistoceno.

6.1.2. El comienzo de las glaciaciones del hemisferio norte

Hay cuatro posibles explicaciones para el inicio de las glaciaciones del hemisferio norte.

Una de ellas explica las glaciaciones con el fin de la condición permanente de El Niño. Sin embargo, las diferencias de temperatura entre el Pacífico occidental se producen en periodos diferentes, en diferentes registros, dependiendo de la estación y de la profundidad del agua que registran los indicadores paleoclimáticos. Estos periodos no se corresponden necesariamente los con grandes eventos climáticos que registran las foraminíferas bentónicas.

Otra está relacionada con los cambios tectónicos del Plioceno que, como se mencionó previamente, provocaron cambios en las circulaciones oceánicas. A lo que hay que añadir otros eventos como la emersión final del Himalaya y las montañas en América occidental. Aunque no está claro si estos cambios influyeron de una manera significativa en el enfriamiento.

Una tercera está relacionada con la caída en las concentración de CO_2 que registra el $\delta^{18}\text{O}$, aunque no se sabe en qué medida el CO_2 influyó en eventos climáticos específicos.

Finalmente, otra hipótesis vincula las glaciaciones con cambios hidrográficos. Hace 2.7 Ma, las temperaturas en el verano se incrementaron en el Pacífico norte, mientras que las invernales disminuyeron. La subida de las temperaturas veraniegas se produjeron por una mejora en la estratificación, que ralentizó la mezcla de capas y mantuvo el calor de los periodos veraniegos calurosos en las capas poco profundas. Los otoños calientes habrían hecho que se incrementara la evaporación en el Pacífico norte y la nieve sobre América del Norte, acelerando el crecimiento de los mantos helados.

Hacia 2.74 Ma la amplitud de ciclos glaciares e interglaciares se incrementaron, posiblemente por cambios en los parámetros de insolación.

6.1.3. El mundo de los 40 k

Entre 2.5 Ma y 1 Ma los ciclos climáticos tuvieron una duración de aproximadamente 40 ka. El periodo de 41 ka es idéntico al periodo de variación de la oblicuidad de la Tierra, por lo que los ciclos glaciares estuvieron controlados por estos cambios. El $\delta^{18}\text{O}$ no registra cambios que tengan que ver la excentricidad y precesión de la órbita planetaria, dos parámetros que influyen en la insolación que recibe la Tierra.

Una alta oblicuidad hace que los veranos sean más cálidos en ambos hemisferios. Si además la precesión es alta, los veranos serán aún más cálidos en el hemisferio que está más cerca del Sol y serán aún más fríos en el hemisferio más lejano al Sol. Además, si la oblicuidad es alta, los mantos de hielo crecerían en ambos hemisferios a la vez y se produciría un registro de 40 ka en el $\delta^{18}\text{O}$. Si la órbita es circular no hay diferencias entre los hemisferios. Si la órbita es elíptica, aparecerían asimetrías relacionadas con la posición relativa del perihelio y el afelio respecto de solsticios y equinoccios que eventualmente hacen que un hemisferio reciba suficiente insolación en verano como para deterrir hielos invernales y el otro no. Este escenario habría sido posible en los glaciares de la Antártida, pero solo se habrían derretido los mantos de hielos continentales y no los costeros. De haber sido así, la amplitud de los ciclos de precesión debería de haber sido mucho menor que en el hemisferio norte. No obstante, los glaciares del sur son más fríos y ricos en ^{18}O , influyendo en el $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas de mar.

Durante los ciclos de precesión, en un hemisferio se calientan las aguas de sus océanos mientras que en el otro se enfrían. También puede ocurrir lo contrario. Esto hace que el $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas no registre estos tipos de ciclos y no se observen cambios debido a los ciclos de precesión. Por otra parte, los cambios en el norte y el sur sí están en fase durante los ciclos de oblicuidad (veranos calientes en el norte coinciden con veranos calientes en el sur). Estos efectos son los que se registran como ciclos de 40 ka.

6.1.4. El mundo de los 100 k

Los periodos de precesión y de 100 ka relacionados con la excentricidad de la órbita planetaria empezaron a ser importante hace 1.4 Ma-1.2 Ma. Hay varias teorías que explican el cambio del mundo de los 40 ka al de 100 ka.

Una de ellas plantea que hace 1 Ma, el enfriamiento que comenzó al final del Plioceno fue lo suficientemente intenso como para que los glaciares no se derritieran en un solo periodo de oblicuidad. Una caída en las concentraciones CO_2 habría sido el causante.

Otra teoría considera que podría haber sido el desmantelamiento de los suelos del Escudo Canadiense. Los glaciares canadienses se formaron hace 2.7 Ma con una capa de suelo de unos 50 m. La suavidad del suelo habría servido para lubricar el flujo de los glaciares incluso cuando la base del hielo hubiera estado congelada. Gradualmente, el flujo de hielo habría erosionado el suelo. Eventualmente, el suelo se habría ido y los glaciares se habrían congelado en las rocas de la base, haciendo que el desplazamiento de los glaciares fuera más lento, por lo que crecerían en altura y volumen y serían más difíciles de derretir en el ciclo de un año.

En el manto laurentino, la extensión fue similar a la que tuvo en el mundo de los 40 ka. Hay evidencias de esto en las morrenas glaciares que hay alrededor de la frontera sur de los mantos de hielo del Pleistoceno tardío. Estas morrenas datarían de hace 2.4 Ma. Otra evidencia son los núcleos de sedimentos del Golfo de México, que contienen registros isotópicos de aguanieve glacial, provenientes de capas de hielo del Río de San Lorenzo; que datan de antes de 1 Ma. El isótopo de $\delta^{18}\text{O}$ indica que hubo volúmenes de hielo más grande en el mundo de los 100K.

Superpuestos a los ciclos de 100 ka, también hay ciclos de 40 ka, ya que las deglaciaciones ocurren cada segundo o tercer periodo del ciclo 40 ka.

El $\delta^{18}\text{O}$ refleja una asimetría en los ciclos de 100 ka, con largos incrementos en este isótopo seguido de pequeñas bajadas. Hay épocas interglaciares que duraron en torno a 400 ka (la Etapa Interglaciaria 11) y otras como el último hace 125 ka, que fue más cálido que el presente. Durante los últimos 420 ka se han completado cuatro ciclos.

Las concentraciones de gases de efecto invernadero en núcleos de hielo se correlacionan con los cambios en el isótopo de $\delta^{18}\text{O}$ de las foraminíferas bentónicas. Los

mínimos de este isótopo se corresponden con máximos en el CO₂. Las concentraciones de CH₄ registran mejor los cambios de temperatura en los ciclos de 100 ka y los quedan aproximadamente 20 ka-40 ka.

Los registros de isótopos de O₂ y de H₂ en núcleos de hielos son buenos indicadores paleoclimáticos debido a que son fraccionados cuando el hielo y el agua están en equilibrio con el vapor de agua. En el equilibrio, los isótopos pesados entran preferentemente en la fase condensada (agua o hielo). A medida que la masa de aire transita de regiones cálidas a frías, pierde progresivamente agua o hielo porque la presión de saturación del vapor decrece con la temperatura. En cada punto a lo largo de la transición, la fase condensada es enriquecida en el isótopo con respecto al agua gaseosa. Como resultado, el agua restante en la masa de aire disminuye en los isótopos de O y de H. Los registros de D varían como los del δ¹⁸O. El δD del núcleo de hielo de Vostok de la Antártida oriental indica que los climas antárticos fueron fríos cuando los océanos de altas latitudes fueron fríos y el hemisferio norte había glaciares.

La concentración de polvo también varía con el clima. La de la Antártida oriental depende de dos factores: aridez en las áreas fuente (áreas continentales del hemisferio sur como la Patagonia) y los vientos que transportan el polvo a la Antártida. La acumulación de polvo en la Antártida oriental indica que la aridez se extendió en la Patagonia durante tiempos glaciares, debido a que las épocas glaciares son más secas que las interglaciares.

6.1.5. Interglacial Eminiense

Fue el penúltimo periodo cálido antes del actual, el Holoceno. Comenzó hace 127 ka y las temperaturas fueron 1 °C-2 °C mayores que las actuales.

A consecuencia de estas mayores temperaturas los climas tropicales se extienden, como demuestran la existencia de fósiles de hipopótamos y animales típicos de estas regiones en Inglaterra. En Groenlandia las temperaturas fueron unos 5 °C más altas que hoy. Los estudios de corales indican que el mar era 4 m-6 m más alto que el de hoy.

En el hemisferio norte, en verano, la insolación fue mayor que en el presente y en los meses de invierno mucho menos, siendo los contrastes estacionales más agudos que

los de la actualidad. Esto pudo ser debido a que la excentricidad de la órbita terrestre fue mayor que la actual y el perihelio ocurría durante el verano del hemisferio norte. Además, la inclinación del eje terrestre era ligeramente mayor que la actual.

Los estudios de polen en el lago Ioannina, al norte de Grecia, muestran una escasa variabilidad climática en este interglacial. También lo indican los estudios isotópicos de oxígeno, como los de diatomeas sedimentadas en el paleolago de montaña francés de Ribains.

Pudo, no obstante, haber un intenso episodio de enfriamiento, como prueban los análisis de corales en las Bahamas, donde se ha registrado una bajada de nivel del mar de 15 m. Además hacia el final del interglacial, el análisis de las láminas anuales (varves) de los sedimentos de lagunas la región de Eifel, en Alemania, indican un importante período de frialdad y aridez en Europa Central, hace 118 ka. Este evento, probablemente relacionado con una primera retirada del frente norte de la corriente atlántica del Golfo, duró unos 0.4 ka y tuvo un brusco inicio y final¹⁶ Hay discrepancias en cuanto al lugar en el que comenzó el interglacial: el Polo Norte, Sur o en latitudes medias.

6.1.6. El final de las eras glaciares

La última era glacial duró aproximadamente desde 26 ka a 19 ka, según la distribución de depositos glaciales y por las pruebas directas de bajadas del nivel del mar como los fósiles de corales. La antigüedad de los corales es registrada por métodos radiométricos de uranio. Conociendo la edad de un coral, el nivel del mar habría sido aproximadamente equivalente a la profundidad en el que se encontró el fósil¹⁷.

La extensión de mantos de hielo alcanzó su máximo hace 25 ka y se fueron retirando hace 20 ka-25 ka. Cuando la insolación alcanzó su máximo (hace aproximadamente 15 ka), los glaciares se empezaron a derretir debido a que los veranos comenzaron a ser más cálidos. En el máximo glacial el nivel del mar estuvo 135 m por debajo del

¹⁶Algunos científicos se plantean si algo similar podría ocurrir pronto, ya que la insolación veraniega de entonces era muy parecida a la actual.

¹⁷Se necesitan realizar correcciones por el hecho de que los corales pueden vivir debajo del nivel del mar y por el ascenso tectónico de islas como Barbados.

nivel actual. Como consecuencia, el albedo también disminuyó y las concentraciones de CO₂ y CH₄ aumentaron, favoreciendo el derretimiento de los glaciares.

Las composiciones de isótopos en los núcleos de hielo indican que algunas regiones se calentaron después de la subida del nivel del mar. Por ejemplo, Groenlandia se empezó a calentar 3 ka después de que comenzara el calentamiento de la Antártida (hace 17.5 ka). Cambios climáticos rápidos hicieron que mientras que la Antártida Este se calentaba, Groenlandia permanecía fría.

El final de las glaciaciones comienza cuando aumenta la duración del verano boreal. Después le sigue el derretimiento de los mantos de hielo y el calentamiento del océano profundo, al mismo tiempo se calienta la Antártida y asciende el CO₂ atmosférico. El hemisferio norte se calienta y adquiere humedad cuando acaba la glaciación y el CO₂ alcanza un máximo.

El tardío y rápido calentamiento de Groenlandia y el hemisferio norte indican que los mantos de hielo pueden mantener climas fríos en el norte hasta que se reducen por debajo de un umbral. El ritmo de los cambios climáticos interglaciales estuvo controlado por los cambios en la insolación.

Dentro de los ciclos de 100 ka se superponen dos modos de cambio climático. Uno de ellos comprenden eventos globales que duran cientos o miles de años y se manifiestan sobre todo en la región del Atlántico norte. El segundo es el que está controlado por ciclos de precesión y ocurren a bajas latitudes. Un ejemplo de este último serían los cambios asociados con los monzones de Asia oriental o en los cambios de temperatura y lluvias del Holoceno.

6.2. Cambios climáticos rápidos

La última edad de hielo estuvo caracterizada por una serie de ciclos climáticos en todo el mundo, que actuaron de forma más intensa en el Atlántico norte.

Se registraron unos cinco ciclos climáticos entre 10 ka y 60 ka antes del presente. Este periodo comenzó cuando en el hemisferio norte los mantos de hielo alcanzaron más de la mitad de su extensión máxima. Acabó cuando Groenlandia se calentó hasta su valor postglacial.

En las curvas de la figura 9 se aprecian los cambios climáticos rápidos. Hasta do-

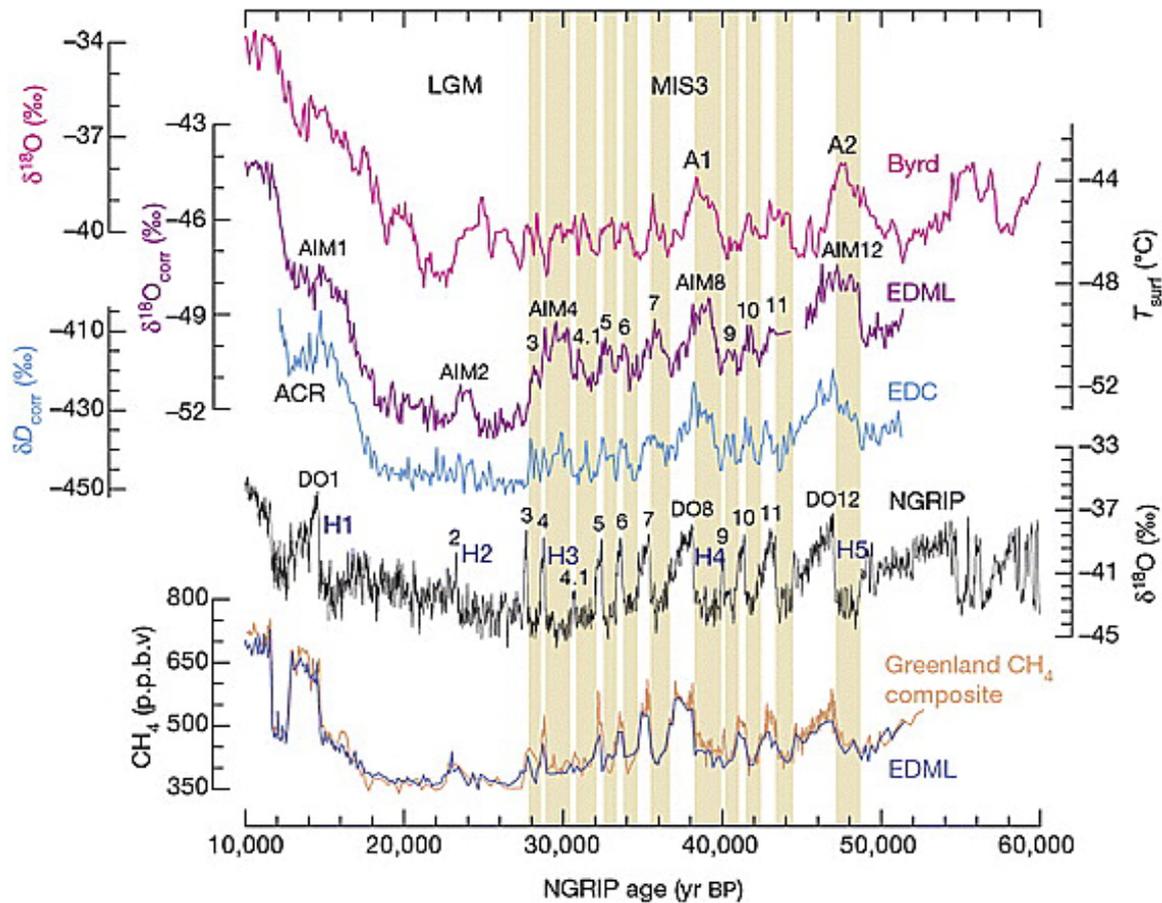


Figura 9: Registros climáticos del periodo desde 10 a 60 Ka. En orden descendente: el $\delta^{18}\text{O}$ y δD de núcleos de hielo de la Antártida, el $\delta^{18}\text{O}$ y la concentración de CH_4 de núcleos de hielo de Groenlandia. Los H marcados son los eventos estadiales y los DO los interestadiales. El AIM es el máximo del isótopo artántico. Imagen extraída de Clement y Peterson [17].

ce veces Groenlandia se calentó muy rápido (en pocas décadas). Después le seguía un enfriamiento lento. Cada evento cálido tenía su contraparte en los registros antárticos. La Antártida se calentó primero mientras que Groenlandia permanecía fría, luego se invirtieron los comportamientos. Otros lugares también fueron afectados por estos cambios climáticos, por ejemplo se intensificaron los monzones asiáticos cuando Groenlandia se calentaba.

Los episodios de agudización del frío son los estadiales y los de bruscos calentamiento son los interestadiales o eventos Dansgaard-Oeschger, en los que la temperatura pudieron subir desde 5°C a 8°C , según el N_2 de los núcleos de hielo .

En el final de algunos estadiales se depositaban en el fondo del Atlántico (en una latitud en torno a 44°-55° norte) cantidades grandes de detritos rocosos transportados por icebergs (este tipo de detritos que acababan en el fondo marino fueron mencionados a principio de la subsección del Pleistoceno). Los desprendimientos habrían sido producidos por el desequilibrio que se generaba en el Laurentino al crecer demasiado o por la fusión de la base del hielo, causada por el calor del subsuelo rocoso. Al derretirse los icebergs de agua dulce disminuía la salinidad del agua y por tanto se enfriaba el clima. A estos eventos se les denomina eventos Heinrich y no siempre han ocurrido al final de los estadiales, solo en los largos y fríos periodos entre los interestadiales.

Al acabar estos eventos, aumentaba de nuevo la salinidad del agua, se reanudaba la circulación de la cinta transportadora oceánica y se intensificaba la Corriente del Golfo, produciendo una subida brusca de la temperatura en latitudes medias-altas, con lo que se iniciaban los interestadiales.

El colapso del manto laurentino hizo que disminuyera la altura y se modificara el manto, y en consecuencia, la circulación atmosférica. Cuando la altura y el volumen del laurentino aumentaba, se incrementaban los vientos septentrionales y fríos que llegaban al Atlántico. Los vientos fríos árticos enfriaban las aguas superficiales oceánicas del Atlántico.

Los interestadiales duraron aproximadamente 1.5 ka. Se ha sugerido que los ciclos solares controlarían estos eventos, pero el ^{10}Be no registra cambios en la actividad solar¹⁸.

Otra teoría asegura que la fuerte periodicidad se produce por resonancias estocásticas. En este fenómeno, un sistema tiene dos estados estables debido a la combinación de los efectos de un impulso y un ruidos. En este caso, se sugiere que el forzamiento fue debido al enfriamiento que habría debilitado la estratificación en el Atlántico norte y hecho que la circulación en las cuencas fuera más sensible a las aguas dulces.

A partir de estas observaciones se puede concluir que: los cambios climáticos rápidos afectaron a regiones polares en ambos hemisferios, que los calentamientos fueron

¹⁸Cuando el Sol brilla con más intensidad, aumenta el campo magnético solar alrededor de la Tierra, que desvía los rayos cósmicos y reaccionan con el N_2 de la atmósfera creando ^{10}Be . Es eliminado en el aire y se acumula en suelos, sedimentos y hielos polares.

rápidos y que las áreas continentales fueron afectadas debido a que los humedales son la mayor fuente de CH_4 atmosférico.

Hay registros de estos ciclos climáticos en diferentes partes del mundo.

En Groenlandia se produjeron variaciones de temperatura de más de 20°C entre periodos glaciares e interglaciares. Una causa podría haber sido que se extendiera el hielo en los mares del entorno. Hace 11.6 ka se produjo un calentamiento rápido seguido de un periodo de enfriamiento conocido como El Reciente Dyras.

Los cambios en el Atlántico norte han quedado registrados en las propiedades químicas y minerales de sedimentos de los registros de de detritos rocosos transportados por icebergs. Los estudios prueban que estos detritos provenían del Estrecho de Hudson (entre la península del Labrador y la Tierra de Balfin). La reducción de la salinidad de las aguas durante los eventos Heinrich quedó registrada en $\delta^{18}\text{O}$.

En cuevas de China, el $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotemas de CaCO_3 era bajo cuando la insolación era alta y por tanto cambiaba el ciclo hidrológico, produciéndose más lluvias durante el monzón de verano. Hay un mínimo de $\delta^{18}\text{O}$ por cada interestadial, al igual que en $\delta^{18}\text{O}$ de Groenlandia.

Las costas antiguas también pueden medir la precipitación de épocas pasadas e indican como cambiaron las lluvias durante los eventos Heinrich. En Estados Unidos la intensificación de las lluvias en el oeste coincidían con los periodos en los que Groenlandia era más fría. Al mismo tiempo, los trópicos eran más secos y los humedales se fueron reduciendo.

En la Fosa de Cariaco, al norte de Venezuela, hay sedimentos depositados durante la última era del hielo. Los sedimentos claros y oscuros se alternan. Las bandas oscuras se corresponden con periodos de acumulación de barro, es decir, precipitaciones en costas cercanas. La aparición de bandas oscuras coincide también con interestadiales en Groenlandia.

Por otra parte, las precipitaciones de zonas tropicales de América del Sur no estaban en fase con los cambios en los trópicos del Norte. Por ejemplo, en Brasil las espeleotemas crecían en periodos húmedos y no en periodos secos.

En la Antártida los eventos de calentamiento coincidían con interestadiales en Groenlandia, y los calentamientos particularmente largos coincidían con los eventos

Heinrich.

6.3. Holoceno

El Holoceno (-11.7 ka) comenzó después del Reciente Dryas y se extiende hasta el presente.

Actualmente la orientación del eje de inclinación de la Tierra hace que los veranos del hemisferio norte ocurran cuando la Tierra está más lejos del Sol. Hace 10 ka se daba la situación contraria. Este cambio ha tenido dos efectos importantes en el clima. El primero es que los veranos del hemisferio norte se han ido enfriando con el tiempo, como ha quedado registrado en la vegetación del mundo no helado del Holoceno. El segundo es que las precipitaciones en los trópicos y los subtropicos han cambiado progresivamente durante el Holoceno (por ejemplo, las precipitaciones monzónicas se han debilitado en el hemisferio norte).

Los ciclos de precesión y los restos del manto Laurentino ayudaron a mantener un alto albedo y a enfriar las zonas más nortes hace 7 ka. En Europa Este, la insolación a alta latitudes no influyó.

El óptimo climático del Holoceno ocurrió entre 7 ka-4 ka. Durante esta época, las temperaturas oceánicas y terrestres fueron más altas en verano, como prueban los estudios de cetonas en la región de Islandia.

Las altas latitudes fueron más cálidas a mediados del Holoceno, según los registros de polen. Las altas temperaturas hicieron que Escandinavia tuviera un paisaje de taiga.

En los trópicos, los cambios climáticos del Holoceno eran controlados por la fuerza de los monzones y la migración de la Convergencia de la Zona Intertropical (anexo), que tiende a seguir al Sol. A principios del Holoceno los veranos fueron más cálidos y largos porque el verano del hemisferio norte ocurría cuando la Tierra estaba más cerca del Sol. En el Holoceno tardío la situación fue totalmente diferente, los veranos del hemisferio sur ocurrían cuando la Tierra estaba más cerca del Sol, por lo que las zonas tropicales del norte pasaron a ser más secas y las del sur más húmedas.

Los ciclos de precesión controlan la fuerza de los monzones. Cuando el Sol brilla con más intensidad, hace que las precipitaciones sean más intensas y, por tanto, se producen monzones más fuertes. En la India hay evidencias por: la abundancia de

foraminíferas; que viven en aguas frías, por las reconstrucciones paleoclimáticas de salinidad (más lluvia y por tanto más escorrentías) y por la vegetación de las tierras cercanas que ha quedado registrada en el polen. En tierra, hay evidencias de periodos húmedos (de 5 ka a 10 ka) por el polen, el nivel de los lagos y por los $\delta^{18}\text{O}$ de estudios de espeleotemas en Omán.

Al sur del Ecuador hay pruebas de monzones más intensos. En el lago Challa en Tanzania, los compuestos orgánicos en suelos reflejan los cambios en las precipitaciones, al estar el lago cerca del ecuador y ser afectados por monzones fuertes en periodos donde la Tierra está más cerca del Sol en veranos del norte y del sur. Hay ciclos de 10 Ka de precipitaciones.

Hace 14 ka los monzones eran intensos en el trópico de Cáncer africano debido a una insolación estival mayor, lo que hizo que el paisaje tuviera una mayor vegetación y se formaran grandes lagos. Esto ayudó a que se desarrollaran las grandes civilizaciones del Neolítico, como la egipcia. Nueve mil años después, hace 5 ka, el monzón se debilitó, la humedad comenzó a disminuir y los desiertos a avanzar, reduciendo los asentamientos humanos.

6.3.1. Los cambios climáticos desde el Neolítico

Desde el Neolítico hasta la actualidad se tienen registros de numerosos cambios en el clima.

Entre 6.2 ka y 5.8 ka se inició una época más fría por una nueva interrupción de la Corriente del Golfo. Entre el 5.5 ka y 5.2 ka llegó una época de sequía en Mesopotamia, que desplazó a diversos pueblos. Durante la Edad del Bronce (3.4 ka y 3.25 ka) ocurrió un periodo cálido y en la Edad del Hierro (2.9 ka y 2.3 ka) volvió el frío.

En el Mediterráneo entre 2.5 ka y 1.5 ka predominó un clima cálido sin grandes fluctuaciones climáticas, que coincidió con el desarrollo de las civilizaciones griegas y romanas. Entre el 2.5 ka y 2.3 ka predominó un clima frío y hasta el 1.5 ka un clima más cálido que el actual. En España, entre el 2.1 ka y 1.6 ka se dio un clima con condiciones similares a las del presente pero con inviernos más suaves. Hace 1.4 ka el clima de España pasó a ser más frío. [18].

A comienzos de la Edad Media (-1.5 ka) el clima fue más frío, como recogen las



Figura 10: Cuadro obra de Goya, «La nevada o el Invierno» representa un paisaje nevado en una fuerte ventisca. El cuadro está fechado en 1786, justo después de unos años con abundantes nevadas en el cuadrante noroccidental de la península, como el invierno del año 1782-83 y el durísimo mes de enero de 1784, con fuertes nevadas y heladas. Imagen extraída de Mora [19].

evidencias vegetales en los anillos de los árboles¹⁹ o los registros de polen. El frío se extendió hasta el año 1.2 ka, después le siguieron periodos de alternancia de frío y calor hasta la Pequeña Edad del Hielo.

Entre el siglo XI y XII la temperatura aumentó (entre 6.2 °C y 5.8 °C). En Europa y otros lugares como Groenlandia o Alaska aumento 3 °C. En el Nilo se registraron grandes sequías. La Oscilación del Niño pudo haber dejado al Yucatán sin lluvias monzónicas y producido vientos alisios.

A comienzos del XIV los fenómenos meteorológicos extremos aumentaron, produciendo sequías e inviernos fríos en Europa. En China se registraron grandes inundaciones y Groenlandia se enfrió.

Hacia el año 1350 el clima de Europa se enfrió y entro en la «Pequeña Edad de Hielo», que abarcó hasta la segunda mitad del siglo XIX. Hubo una intensificación del frío en el siglo XIV y otra en la primera mitad del siglo XIX, según los estudios

¹⁹La savia de los árboles crea un anillo nuevo cada año. Cuanto más grueso es el anillo o más separado respecto de los otros está, más cálido y húmedo fue el año en el que se formaron.

de foraminíferas y los hielos de Groenlandia. La congelación invernal de los ríos de toda Europa era frecuente. Los documentos históricos prueban que el enfriamiento era acentuado solamente en invierno. La pequeña Edad de Hielo es mostrado en diversos cuadros, como «La nevada o el Invierno» de Goya (figura 11). La «Pequeña Edad de Hielo» no fue uniformemente fría sino que eran más frecuentes los episodios de clima severo.

En el último milenio los cambios climáticos han estado relacionado con los cambios en el brillo del Sol, según estudios de los sedimentos de detritos de hielo del Atlántico norte. A su vez, estos cambios del brillo del sol están relacionadas con las manchas solares, que están a una temperatura menor que el resto de la superficie del Sol y emiten menos energía de lo normal.

El número de manchas solares y la intensidad de flujo tienen diversos ciclos. Se ha podido registrar la evolución de manchas solares a partir de ^{14}C de la madera de los árboles y del ^{10}Be de los núcleos de hielo. Entre 1645 y 1715 ocurrió el Mínimo de Maunder, en el que las manchas casi desaparecieron por completo. Como resultado se produjeron en Europa inviernos duros y las temperaturas descendieron. La actividad volcánica era mayor que en la actualidad y se produjeron diversas erupciones. En la erupción del Tambora en 1815 se arrojaron grandes cantidades de SO_2 a la atmósfera y produjo un enfriamiento global que hizo que el verano de 1816 fuera conocido como el «El año sin verano» [20], al ser el segundo más frío de los últimos 600 años. Hubo lluvias, fuertes tormentas y olas de frío. En 1817 y 1818 volvieron a aumentar las temperaturas.

A partir de la segunda mitad del siglo XIX volvieron a ascender las temperaturas. Sin embargo, en 1883 se produjo la erupción del Krakatoa, en Indonesia y la temperatura global descendió entre 1.2°C y 1.5°C . Entre 1910 y 1948 se registró un calentamiento casi continuo. Después se produce un episodio de enfriamiento con inviernos duros en Europa, y otras zonas. En la década de 1980 se inició de nuevo un periodo cálido, que es el actual [21].

6.3.2. La influencia solar en los cambios climáticos

Pequeños forzamientos solares pueden llevar a cambios significativos en el clima.

Según un modelo, los cambios en la radiación solar llevan a una serie de interacciones entre la estratosfera y troposfera, y entre las latitudes altas del norte y los trópicos. Cambios en el flujo de rayos UVA solares llevan a variaciones en la cantidad del ozono atmosférica, con lo que la absorción en la estratosfera cambia. Cuando la luminosidad solar se incrementa, la circulación troposférica viene a parecerse al modo positivo de la Circulación del Atlántico norte. El modo positivo está caracterizado por fuertes vientos oeste. En invierno esos vientos transportan calor a tierras frías, haciendo que se calienten los continentes, cambiando el clima.

Otro modelo se basa en los trópicos (sobre todo en el Pacífico), donde el calentamiento solar es más intenso. Las interacciones entre la atmósfera y los océanos llevan a cambios en la presión atmosférica en altas latitudes del Pacífico norte, que después son transmitidas al Atlántico norte por la corriente en chorro. Luego estos cambios se manifiestan en la Oscilación del Atlántico norte (anexo) y las temperaturas terrestres cambian. Los cambios en los océanos hacen que el hielo se derrita.

7. Conclusiones

A lo largo de la historia de la Tierra se han producido cambios climáticos.

Los registros indican que en el Hádico ya había agua líquida en la Tierra, por lo que debió existir un fuerte efecto invernadero. Este efecto invernadero sería creado por una atmósfera rica en CH_4 y CO_2 y otros mecanismos.

La aparición de vida cambió la proporción de los gases en la atmósfera. Los cambios tectónicos y la reducción de los gases de efecto invernadero fueron el desencadenante de las principales glaciaciones. Algunas de ellas llegaron a producirse en latitudes ecuatoriales. Los registros de rocas son los principales testigos.

Durante el Paleozoico se produjeron diversas glaciaciones que se han registrado gracias a las ciclotemas y a los depósitos de campo cercano. Las glaciaciones habrían sido producidas por los bajos niveles de CO_2 y la presencia del supercontinente Rodinia. Al final de esta era ocurrió la mayor extinción masiva en la historia de la Tierra.

El Mesozoico se caracterizó por un clima cálido y húmedo debido, en parte, a la presencia de Pangea y a su posterior división. Las concentraciones de CO_2 fueron

altas. Al final del Mesozoico se produjo de nuevo otra gran extinción. En el Paleogeno continuaron los climas cálidos. Durante el Mesozoico y el Paleogeno las temperaturas de las latitudes no tropicales fueron muchísimo más altas que en el presente. En el Paleogeno aparecieron las foraminíferas, un indicador paleoclimático importante. Al final del Paleogeno se produjo una expulsión masiva de CO₂ a la atmósfera en muy poco tiempo. Produjo grandes cambios en la fauna y flora, calentó el clima y acidificó los océanos.

Al Paleogeno le siguieron climas más fríos durante el Oligoceno y el Mioceno. Se congeló la Antártida, se produjeron cambios geológicos que afectaron al clima y hubo diversos cambios en las concentraciones de CO₂ y en la vegetación. Al Mioceno le siguió el Plioceno, un periodo más cálido que acabó en el Pleistoceno, que se caracterizó por una gran inestabilidad climática.

Durante el Pleistoceno se sucedieron periodos glaciares e interglaciares controlados primero por los ciclos de cambios en la oblicuidad y después por los cambios en la excentricidad de la órbita. Los principales registros son las foraminíferas y los sedimentos de detritos de hielo. Durante la última era glacial se registraron episodios de largos enfriamientos seguidos de episodios cortos y largos.

En la época actual, el Holoceno, los cambios climáticos están controlados a una mayor escala temporal por los cambios en la precesión de la órbita planetaria y a una menor escala se cree que por los cambios en el brillo del Sol. En el futuro ocurrirá otra glaciación, pero esto puede verse alterado por el aumento del CO₂ producido por las emisiones antropogénicas.

Anexos

A. Balance energético de la Tierra

La radiación incidente llega a la atmósfera. Parte es reflejada por las nubes y por la superficie y el resto es absorbida por la superficie y por la atmósfera. La Tierra emite radiación térmica (infrarroja), parte es absorbida por la atmósfera y el resto pasa por una ventana atmosférica.

La atmósfera está compuesta por N_2 (un 78 %), O_2 (21 %) y otros gases traza como Ar, CO_2 , H_2O y CH_4 . Estos gases generan un efecto invernadero ya que al absorber radiación se excitan y emiten calor. Los principales del efecto invernadero son el CO_2 , H_2O y CH_4 . El O_3 absorbe los rayos UVA procedentes del Sol.

B. Ciclo de carbono

A lo largo de la historia geológica la cantidad de CO_2 ha variado. El ciclo de carbono controla el flujo de este gas a largo plazo. El CO_2 es emitido por los volcanes a la atmósfera y después es absorbido mediante la fotosíntesis o por los océanos. También reacciona con el agua de lluvia para erosionar silicatos. Los sedimentos acaban en los ríos o en los océanos y después se hunden en la corteza oceánica. Los sedimentos acabarán en el manto cuando se produzca la subducción de la placa oceánica y se convertirán en rocas volcánicas o metamórficas, que pueden ser erosionadas cuando lleguen a la superficie. Cuando vuelva a producirse una erupción volcánica, el CO_2 volverá a ser expulsado. Por otro lado, los seres vivos emiten CO_2 cuando respiran.

Los océanos desempeñan un papel importante en el ciclo del carbono. Pueden absorber y liberar CO_2 . Cuando los océanos absorben CO_2 se disuelve en agua y forma ácido carbónico H_2CO_3 , después el CO_2 disuelto se ioniza formando bicarbonato HCO_3^- y H^+ . Después el bicarbonato vuelve a ionizarse para formar el ion carbonato CO_3^{2-} y liberar más H^+ .

El DIC (carbono inorgánico disuelto en agua) es la suma de las concentraciones de CO_3^{2-} , HCO_3^- y CO_2 disuelto. Disminuye linealmente con la temperatura y cambia

con la alcalinidad. Los océanos con más pH (más básicos) tienen más CO_3^{2-} disuelto y los más ácidos tienen más CO_2 disuelto. En los océanos más ácidos las estructuras de CaCO_3 se disuelven más fácilmente, se emite CO_2 a la atmósfera y son más cálidos. Si aumenta el CO_2 atmosférico, la acidez de los mares aumenta, ya que éstos consumen CO_2 .

C. Circulación oceánica

El agua de mar es más densa que el aire, por lo que las corrientes oceánicas son más lentas que la de los vientos. Las aguas más densas se hunden y las más ligeras ascienden. Los vientos transfieren momento a los océanos e inducen flujo lateral y en algunos casos flujo vertical. Las mareas y las corrientes inducen mezcla vertical de aguas. La densidad de las aguas depende de la salinidad y la temperatura.

Los océanos se calientan desde la superficie. Las aguas de bajas latitudes son más cálidas al recibir más radiación solar. La evaporación de las aguas hace que aumente la salinidad y la densidad, por lo que la densidad de las aguas es baja en el ecuador y alta en los subtrópicos. La alta salinidad lleva a aumentos de la densidad de las aguas en latitudes más cercanas al ecuador. La influencia de temperaturas hace que las aguas frías se hundan en latitudes cercanas al ecuador.

El viento hace que los flujos sean hacia la derecha en el hemisferio norte y al contrario en el sur. Los vientos mezclan las aguas. Los vientos orientales que soplan en el océano sur manejan el flujo de la corriente circumpolar antártica.

D. Los ciclos de Milankovich

La insolación que recibe la Tierra depende de tres parámetros orbitales. Según la teoría de los ciclos de Milankovich, estos parámetros influyen en la insolación que recibe el planeta:

- **Oblicuidad:** es el ángulo que forma el plano de la eclíptica solar y el plano ecuatorial o la inclinación del eje terrestre. Varía con una periodicidad de 41 ka. Sus cambios se deben a fluctuaciones del momento neto. Cuando el valor es alto,

la diferencia de insolación estacional es grande y, viceversa. Si el ángulo fuese cero no habría estaciones. El valor actual es de 23.4° .

- **Excentricidad de la órbita planetaria:** influye en la duración de las estaciones y cambia a lo largo de 10 ka. Sus cambios se deben a la presencia del cambio gravitatorio de terceros objetos. El aumento de la excentricidad de la órbita terrestre provoca el incremento del contraste entre verano e invierno en un hemisferio y la reducción de ese contraste en el otro, dependiendo en cada caso de las estaciones en que ocurran el afelio y el perihelio. Por ejemplo, si en un hemisferio el verano coincide con el perihelio y el invierno con el afelio, y la excentricidad es alta, la radiación solar veraniega será muy intensa y la radiación invernal será muy débil. Por el contrario, en el otro hemisferio, los contrastes estacionales estarán muy atenuados, ya que el verano coincidirá con el afelio y el invierno con el perihelio.
- **Precesión:** el eje de rotación de la Tierra va describiendo un cono alrededor del eje de traslación. Influye en si las estaciones interaccionan constructiva o destructivamente con el perihelio en un ciclo de aproximadamente 10 ka. Su origen es el momento neto debido a la distribución inhomogénea de masa en la Tierra.

E. Fenómenos climáticos

- **Oscilación del Atlántico Norte:** la fuerza y zonalidad de flujo de vientos occidentales repercuten en las temperaturas medias y altas del continente euroasiático. Los vientos atlánticos penetran en con más profundidad en continente euroasiático si son más zonales (cuando se mueven sin ondularse). La variabilidad de los vientos está relacionada con los gradientes latitudinales de presión que existe entre la alta presión del anticiclón de las Azores y la baja presión de Islandia. La Oscilación del Atlántico norte (NAO) es la anomalía con respecto a la diferencia media de presión entre estas dos zonas. Si la diferencia de presiones es mayor de lo normal, los vientos occidentales serán más zonales y la anomalía

será positiva. A otros índices similares como el AO (oscilación ártica)

- **El Niño:** una condición en el Océano Pacífico en el que las aguas superficiales se calientan inusualmente en el lado oriental. Cuando se produce, los vientos alíseos característicos de la zona cambian de sentido. Durante El Niño, el afloramiento de agua es suspendido y cambian los patrones de lluvias y vientos en los trópicos y más allá. En Indonesia y parte de Australia se registran sequías anormales, mientras que se producen lluvias en el norte de Chile, Perú y Ecuador. El fenómeno contrario es «La Niña»
- **Zona de Convergencia Tropical (ITCZ):** es la franja situada en los trópicos donde los vientos que fluye en dirección al ecuador (alisios del hemisferio norte y sur) colisionan y se elevan, produciendo grandes precipitaciones.

Bibliografía

- [1] Spencer R. Weart. *The Discovery of Global Warning*. 2017. URL: <https://history.aip.org/climate/summary.htm> (visitado 26-05-2019).
- [2] K M Cohen y col. “Tabla cronoestratigráfica internacional”. En: *The ICS International Chronostratigraphic Chart* 36 (2013), págs. 199-204.
- [3] Michael L Bender. *Paleoclimate*. Princeton primers in climate. Princeton, N.J: Princeton University Press, 2013.
- [4] Stephen Mojzsis, T Mark Harrison y R Pidgeon. “Oxygen-isotope evidence from ancient zircons for liquid water at the Earth’s surface 4,300 Myr ago”. En: *Nature* 409 (feb. de 2001), págs. 178-81.
- [5] James F Kasting. “Cuando el metano regulaba el clima”. En: *Investigación y Ciencia* 336 (2004), págs. 50-57.
- [6] Georg Feulner. “The faint young Sun problem”. En: *Reviews of Geophysics* 50.2 (2012), págs. 1-30.
- [7] Antón Uriarte Cantolla. “Historia del clima de la Tierra”. En: (2010).
- [8] Paul Hoffman y Daniel P. Schrag. *Snowball earth*. *Sci Am*. Vol. 282. Ene. de 2000, págs. 68-75.
- [9] Peter A Cawood y Chris J Hawkesworth. “Earth’s middle age”. En: *Geology* 42.6 (2014), págs. 503-506.
- [10] Indrani Mukherjee y col. “The Boring Billion, a slingshot for Complex Life on Earth”. En: *Scientific Reports* 8.1 (2018), págs. 1-7.
- [11] Christopher R Scotese. *Paleomap Project*. 2003. URL: <http://www.scotese.com/newpage12.htm> (visitado 19-05-2019).
- [12] Mário Caputo, Maurice Streepl y John Isbell. *Late Devonian and Early Carboniferous glacial records of South America*. Vol. 441. Ene. de 2008, págs. 161-173.
- [13] Shu-zhong Shen y Samuel A Bowring. “The end-Permian mass extinction: a still unexplained catastrophe”. En: *National Science Review* 1.4 (oct. de 2014), págs. 492-495.

- [14] James C. Zachos y col. “Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present: Discovery Service para UNAM”. En: *Science* 292.5517 (2001), págs. 686-693.
- [15] Ira Block. *Sucedió hace 56 millones de años*. 2016. URL: https://www.nationalgeographic.com.es/ciencia/grandes-reportajes/sucedio-hace-56-millones-de-anos-2%7B%5C_%7D5829 (visitado 26-05-2019).
- [16] Victoriano Pujalte, Birger Schmitz y Juan Ignacio Baceta. “Sea-level changes across the Paleocene–Eocene interval in the Spanish Pyrenees, and their possible relationship with North Atlantic magmatism”. En: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 393 (2014), págs. 45-60.
- [17] Amy C. Clement y Larry C. Peterson. “Mechanisms of abrupt climate change of the last glacial period”. En: *Reviews of Geophysics* 46.4 (2008), págs. 1-39.
- [18] José Luis Cornellas. *Historia de los cambios climáticos*. RIALP, 2011.
- [19] Antonio Mora. *La meteorología en el Museo del Prado IV. La Pequeña Edad de Hielo. Segunda parte.* | *Aemetblog*. 2019. URL: <https://aemetblog.es/2019/03/30/la-meteorologia-en-el-museo-del-prado-iv-la-pequena-edad-de-hielo-segunda-parte/> (visitado 16-06-2019).
- [20] José Miguel Viñas Rubia. “El año sin verano”. En: *Tecnociencia* 1 (2002).
- [21] José Miguel Viñas Rubio. “El clima de la Tierra a lo largo de la Historia”. En: *Clima, naturaleza y desastre: España e Hispanoamérica durante la Edad Moderna* (2014), págs. 118-151.