

## El máximo térmico del Paleoceno-Eoceno (PETM)

David QUINTERO PLAZA

*Delegación Territorial de AEMET en Canarias*

*dquinterop@aemet.es*

**Resumen:** Hace poco más de 55 millones de años tuvo lugar en la Tierra un ascenso abrupto de la temperatura (abrupto en términos geológicos) que se conoce como el PETM (*Paleocene-Eocene Thermal Maximum*) o máximo térmico del Paleoceno-Eoceno. Las temperaturas ascendieron entre 5 y 8 °C. El ascenso de las temperaturas tuvo lugar como consecuencia de la emisión de ingentes cantidades de dióxido de carbono y también de metano, lo que convierte al PETM en un objeto de estudio muy interesante por su conexión con el calentamiento global antropogénico.

Las causas de este pico de las temperaturas no están del todo claras y todo apunta a que fue una conjunción de causas más que una sola. En este artículo se hablará de las hipótesis que manejan los científicos, de cómo era la Tierra a finales de la época conocida como Paleoceno y cómo el ascenso de la temperatura afectó al planeta.

**Palabras clave:** PETM, temperatura, Tierra, clima, Paleoceno, Eoceno, metano.

### 1. LA TIERRA HACE UNOS 56 MILLONES DE AÑOS

El PETM tuvo lugar en la transición entre las épocas del Paleoceno y del Eoceno. En la escala geológica se divide el tiempo, de mayor a menor, como eón, era, periodo y época (existen más subdivisiones que no vienen al caso). El Paleoceno se sitúa en el eón Fanerozoico, era Cenozoica y en el periodo Paleogeno.

La Tierra en el Paleoceno no era muy diferente de la Tierra hoy en día si uno la mirase desde cierta distancia: el dibujo de los continentes y los océanos resultaba muy similar al actual. Pero desde cerca se hubieran podido observar diferencias importantes. Por ejemplo, la Antártida estaba aún unida a Sudamérica. Este detalle es clave, ya que esa unión impedía la formación de la corriente antártica circumpolar, un flujo de aguas que circula rodeando la Antártida y en cierto modo encapsulándola del resto del planeta. Este aislamiento ha contribuido a enfriar el conjunto de la Tierra (desde el Cuaternario hasta tiempos recientes).

A finales del Paleoceno, América del Sur y América del Norte no estaban aún unidas por el istmo de Panamá. Esto permitía el trasvase de aguas del océano Pacífico al Atlántico, lo que hacía que la circulación oceánica atlántica conocida como corriente del Golfo no estuviese del todo cerrada. La corriente del Golfo (y su análogo en el océano Pacífico, la Kuroshio) actúan como refrigeradores planetarios, distribuyendo el calor desde del cálido ecuador a los fríos polos; al estar estas corrientes menos formadas la distribución del calor no era tan efectiva. Los polos tenían climas templados, sin presencia de hielo y con posibles zonas selváticas. En definitiva, se calcula una temperatura media global terrestre antes del PETM de unos 21 a 25 °C, bastante más que los 15 a 16 °C de la actualidad.

Se puede citar también como diferencia entre la Tierra actual y la de hace 56 millones de años la ausencia por aquella época de la cordillera del Himalaya, ya que el subcontinente indio no había colisionado aún con el resto de Asia; esta colisión tuvo lugar hace tan «solo» 40 millones de años. También una diferente circulación termohalina, con formación de aguas frías profundas situadas más en la Antártida y mucho menos en el Ártico (hoy en día es en ambos lugares). Y Noruega y Groenlandia comenzaban a separarse, aumentando el mar entre ellas, detalle de importancia, como se verá más adelante.

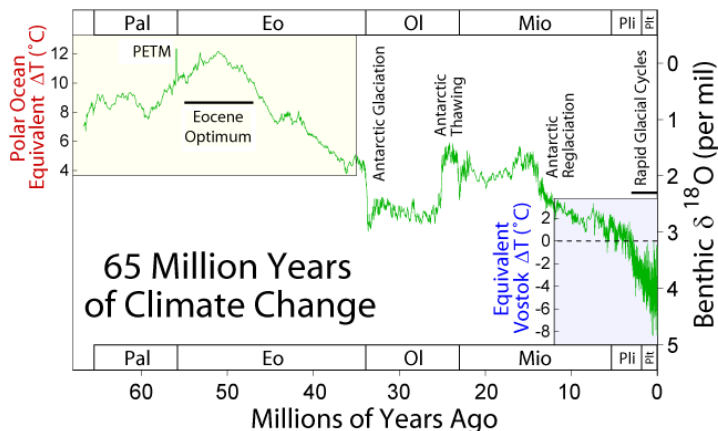


Figura 1. Variación de las temperaturas durante los últimos 65 millones de años analizando la proporción de isótopos de oxígeno en los foraminíferos del fondo marino. El evento PETM debiera ser aún más pronunciado, está menos acentuado debido a la aplicación de un filtro para hacer un suavizado de la serie. (CC BY-SA 3.0, <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=466265>).

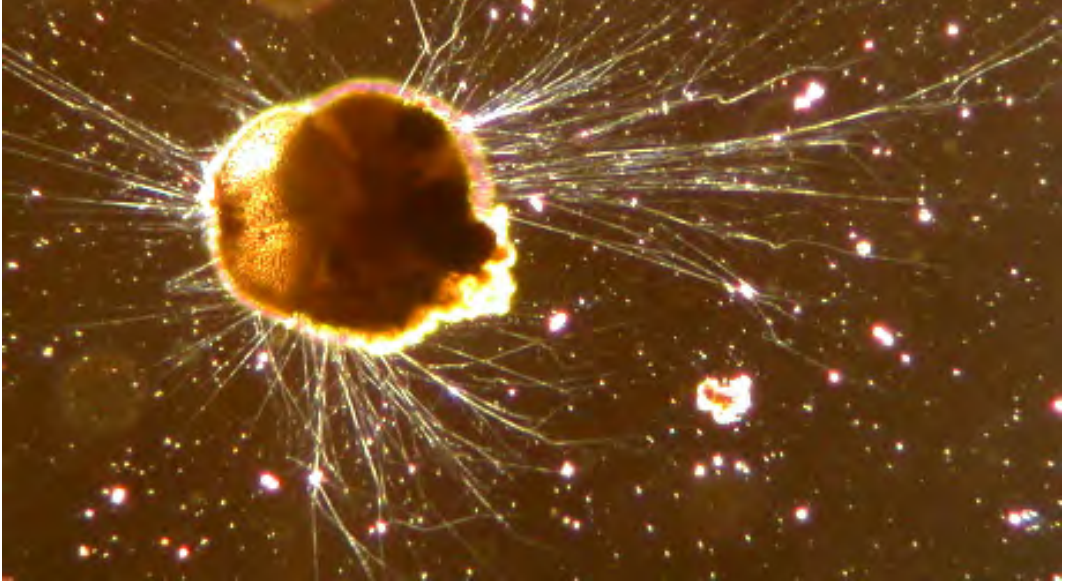
¿Y qué decir de la vida, agente de cambio fundamental sobre el clima? A finales del Paleoceno ya no existían los dinosaurios, extinguidos hacía 10 millones de años y los mamíferos empezaban a dominar la Tierra. De hecho, la ausencia de dinosaurios probablemente implicó que los bosques pudieran crecer más libremente y sin restricciones, ocupando mayores extensiones de terreno, debido a la ausencia de herbívoros de grandes dimensiones que consumían ingentes cantidades de hojas verdes (WILLIAMS y otros, 2009). La mayor densidad de plantas hizo que estas empezaran a buscar recursos para prosperar en un nicho ecológico muy competitivo: desarrollaron raíces más largas y gruesas para poder tener basamento y nutrientes lejos de su zona y algunas fueron capaces de crecer sobre otras plantas (GRAHAM, 1999). Los mamíferos existían antes de los dinosaurios pero estuvieron siempre limitados por ellos; de hecho, se piensa que muchos mamíferos se adaptaron a tener hábitos nocturnos, ya que era en el periodo de oscuridad cuando más podían esquivar a los dinosaurios (GERKEMA y otros, 2013). Con la extinción de los dinosaurios los mamíferos prosperaron, al principio con un tamaño pequeño, ya que pequeños eran los animales que sobrevivieron a la extinción K-PG (Cretácico-Paleoceno, la de los dinosaurios), pero luego se hicieron mayores. Otros animales, tales como reptiles, aves o peces también fueron afectados por el evento K-PG, pero ciertas especies consiguieron escapar.

Al final del Paleoceno, los primeros «monos sociales» de los que derivarían los simios (de los que deriva el ser humano) hicieron su aparición en la Tierra.

## 2. EL PETM

### 2.1. Características del PETM

Hace entre 56 y 55 millones de años la Tierra comenzó a calentarse de forma significativa, dando inicio a lo que se conoce como el máximo térmico del Paleoceno-Eoceno (PETM). Este calentamiento fue muy rápido en términos geológicos, de ahí la llamativa señal que se ve en los gráficos de temperaturas, como el de la figura 1. La temperatura media de la Tierra ascendió entre 5 y 8 °C. Sin embargo, quizá sea más interesante dar algunos ejemplos concretos que permitan entender el ascenso térmico con más detalle. Por ejemplo, en su momento álgido, se cree que la temperatura de la superficie del océano tropical pudo estar cerca de los 40 °C. Este es un valor tan alto que incluso de haber existido seres humanos por aquel entonces habrían evitado las aguas tropicales, pues estarían por encima de



*Figura 2. Ejemplo de foraminífero. Los foraminíferos son organismos acuáticos, sobre todo de agua salada, cuyo tamaño suele estar por debajo del milímetro, que forman pequeñas conchas para protegerse. Son un filo de los protistas ameboides y viven en el suelo del fondo de los océanos (el llamado hábitat bentónico). (De Scott Fay, de la Universidad de California en Berkeley, CC BY 2.5, <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=706636>).*

su temperatura corporal. En los océanos polares los valores térmicos se situaron en torno a los 20 °C, que es un registro propio de latitudes medias cercanas a los trópicos en la actualidad. En los polos la temperatura terrestre promedio estaba algunos grados por encima de la de la superficie del océano. En definitiva, se estaría hablando de un planeta bastante cálido, en el que por supuesto no había lugar para los casquetes polares, y con gran probabilidad no existía ninguna región de hielos perpetuos (el Himalaya no se había formado aún); como se comentó al principio, las selvas cubrirían gran parte del planeta y el clima era, además de caluroso, húmedo.

Un ascenso térmico tan severo tuvo, como es lógico, implicaciones muy importantes para la vida en la Tierra. Los efectos del PETM no fueron, sin embargo, homogéneos, más bien lo contrario. Los organismos que más sufrieron fueron los arrecifes de coral, que básicamente desaparecieron todos. Aun dentro de los océanos, los foraminíferos béticos (es decir, del fondo marino) se redujeron a alrededor del 50 % de los que había antes (figura 2). El océano se acidificó muchísimo, porque la atmósfera estaba llena de CO<sub>2</sub>, y se sabe que el océano absorbe este gas y lo combina con el agua, dando lugar a ácido carbónico, el cual se acaba descomponiendo, liberando iones de hidrógeno, lo que aumenta la acidez del mar. Esta acidez dificultaría a muchos organismos el formar conchas, como a los foraminíferos. Otros seres marinos pudieron prosperar, pero la acidez, la anoxia y los cambios en las corrientes afectaron a bastantes especies y redujeron su número. En tierra, los mamíferos se expandieron; una mención especial merecen ciertos monos que comenzaron a agruparse y a relacionarse y que son los antecesores, taxonómicamente hablando, del orden de los Primates.

El calentamiento se produjo por la gran inyección de CO<sub>2</sub> (dióxido de carbono) y CH<sub>4</sub> (metano) en la atmósfera, algo similar al calentamiento global de hoy día, de ahí el especial interés que reviste el PETM. Hay que decir, no obstante, que la inyección de estos gases a la atmósfera fue un proceso que duró miles de años, y comparativamente más lento que el calentamiento global que los humanos causan hoy por hoy. El PETM emitió alrededor de 0,3 a 1,7 Gt (gigatoneladas) de carbono al año (Cui y otros, 2011) durante un periodo de unos 3000 a 20 000 años, mientras que la emisión antropogénica está cifrada hoy en día alrededor de 10 Gt de carbono al año. En el PETM, la cantidad de carbono que entró en la atmósfera

fue de unas 3000 a 7000 Gt de carbono extra durante el periodo de emisión. La aportación humana a la atmósfera ha sido, desde el inicio de la Revolución Industrial, hace unos 300 años, de unas 1500 Gt de carbono aproximadamente. Por tanto, se ve que no se ha llegado a los niveles del PETM por el poco tiempo de emisiones, pero el ritmo de crecimiento es mucho más pronunciado que el del PETM. Se dice que el PETM fue un evento con un crecimiento muy rápido en términos geológicos, pero aun así se queda corto frente a la influencia humana.

El PETM duró alrededor de 200 000 años y terminó de una forma tan abrupta como comenzó. Pero quizá antes hablar de su final se debería tratar de dar una respuesta a la pregunta de qué causó el PETM.

## 2.2. Posibles causas del PETM

En el apartado anterior se ha mencionado que la causa del ascenso de las temperaturas fue un calentamiento global producido por las inmensas cantidades de CO<sub>2</sub> (dióxido de carbono) y CH<sub>4</sub> (metano) emitidas a la atmósfera. Pero si se buscara, como hacía Tomás de Aquino, la «causa de la causa», se encontraría uno de frente ante un cierto misterio. La mayoría de los expertos coincide en que la causa de esas ingentes emisiones tuvo que ver más con una confluencia de diversos factores.

Una de las explicaciones que de forma más natural se le ocurriría a uno es el vulcanismo. Un periodo de vulcanismo extremo puede alterar el clima notablemente. Y de hecho, ya lo hizo en el pasado, pues se piensa que la mayor extinción que ha tenido lugar en la Tierra, la extinción del Pérmico-Triásico, tuvo que ver con un vulcanismo extremo con probable origen en Siberia. Por la época del PETM la llamada provincia ígnea del Atlántico Norte tenía una gran capacidad para emitir grandes cantidades de carbono, y los movimientos tectónicos que llevaron a separar Noruega de Groenlandia pudieron ser los responsables. En esta zona, además, se han encontrado restos de carbón, lo que podría haber hecho que la emisión contuviera altas cantidades de metano, que es un gas más de 20 veces más potente que el dióxido de carbono en cuanto a efecto invernadero se refiere. Así que el vulcanismo es una posible explicación, aunque no puede ser la única, ya que otros factores tendrían que haberse aliado a la emisión de gases de los volcanes para explicar la rapidez del PETM.

Este conjunto de efectos podría haber sido una realimentación (*feedback*) positiva, es decir, un fenómeno que, una vez desencadenado por el ascenso térmico, ayuda a que las temperaturas sigan subiendo, este ascenso hace que el fenómeno prosiga, lo que a su vez aumenta aún más las temperaturas, lo que intensifica más el fenómeno... etcétera. Una realimentación positiva muy importante fue probablemente la liberación del metano de los clatratos del fondo del océano.

En el fondo del océano hay mucho carbono acumulado, tanto en dióxido de carbono como en el más potente metano (en lo que a efecto invernadero se refiere). En el fondo del mar, los microorganismos descomponen la materia orgánica y liberan este gas; el metano también proviene del interior de la Tierra, a través de fugas en las fallas de las placas tectónicas. Con las presiones existentes en esos fondos marinos, el gas queda atrapado en forma sólida, prisionero en unas estructuras cristalinas parecidas a celdas. A esto se le llama metano hidratado o clatrato de metano (figura 3). A medida que la temperatura del mar asciende, es más complicado mantener estable el clatrato de metano y, a partir de cierto punto, el gas comienza a escapar y a poder ascender a la superficie y de ahí a la atmósfera. Como es mucho el metano en el fondo marino, la liberación de estos clatratos puede suponer un cambio climático desbocado. Hay un acuerdo casi unánime entre los paleoclimatólogos en que los clatratos de metano fueron clave para el PETM.

Resulta de interés añadir un par de comentarios sobre el paralelismo con el cambio climático actual. Los clatratos de metano de nuestros fondos oceánicos son por supuesto un factor a tener en cuenta, sin embargo, con el calentamiento actual se cree que son estables durante un par de siglos. Sí es conveniente prestar atención, como el famoso climatólogo James Hansen ha comentado, al permafrost. El permafrost es un estrato de suelo de las latitudes altas, típico de por ejemplo la tundra, que está siempre congelado (*permanent frost*). En el permafrost hay grandes cantidades de carbono atrapadas y sí es más susceptible de fundirse y liberar el metano.

Así que en esencia se tienen como probables causas del PETM la confluencia, a través de complejos procesos de realimentación, de un vulcanismo muy activo (resultando especialmente sospechoso el Atlántico Norte), junto con la liberación del metano y en menor medida el CO<sub>2</sub> atrapados en el fondo de los océanos; todo ello calentando un planeta que ya era de por sí muy cálido.

### 3. BREVE EXPLICACIÓN DE CÓMO SE HA INVESTIGADO EL PETM

Las pruebas recogidas que señalan el anómalo calentamiento que fue el PETM involucran registros de todo tipo: biológico (tanto de plantas como de animales), físico o químico. Describir todas estas pruebas sería material para un artículo propio, así que se pasará rápidamente sobre ellas, ofreciendo unas pinceladas que recojan las ideas principales. Como se verá, la diversidad de pruebas se refuerzan unas a otras a la hora de describir cómo era el mundo hace 56 millones de años.



Figura 3. Ejemplo de clatrato de metano.  
(De Wusel007, CC BY-SA 3.0, <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=8277125>).

#### 3.1. El registro paleobiológico

Del registro fósil se pueden diferenciar las plantas de los animales. Las plantas de la época previa al PETM tenían hojas más grandes de lo habitual, lo que se sabe que correlaciona con mayor cantidad de precipitación. Los restos de plantas recogidos durante el PETM muestran una curiosa transición: se pasa de plantas típicas de climas húmedos y bosques densos a plantas con hojas más pequeñas en general, propias de hábitats más secos. Esto refuerza la idea de que el mundo previo al PETM era un lugar cálido y húmedo y el mundo del PETM un lugar muy cálido y bastante menos húmedo (figura 4).

En Botánica existe una correlación estadística llamada *leaf margin analysis* (análisis de bordes de hojas), que vincula el tipo de borde de las hojas de las plantas con el tipo de clima. Las hojas con picos acentuados, con estructura similar a una sierra, son propias de climas fríos, mientras que los bordes suaves y redondeados abundan en los climas cálidos. El análisis de bordes de hojas apoya, nuevamente, la teoría de que el mundo era un lugar cálido y que lo fue aún más en el PETM.

En cuanto a los animales, una muestra del calentamiento se aprecia en aquellos organismos marinos que fabrican conchas (como los foraminíferos). Estas conchas suelen estar fabricadas con el calcio presente tanto en el mar como en el fondo rocoso. Cuando las temperaturas son elevadas, estos animales construyen sus conchas utilizando cada vez más magnesio, y esto también es algo que se ha observado.

#### 3.2. El registro físico-químico

En esta clase de registros es muy importante hablar de la proporción de carbono 12 (6 protones, 6 neutrones) frente a la del isótopo más pesado del carbono 13 (6 protones, 7 neutrones). Existe otro isótopo de carbono famoso, el carbono 14, que sirve para la datación histórica, pero que no se analizará en esta sección. Los científicos escriben esta proporción como <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C, o también δ<sup>13</sup>C. Los seres vivos, tanto plantas como animales tienden a preferir el carbono ligero, esto es, el carbono 12, ya que es más eficiente desde el punto de vista energético. Esto hace que los restos de seres vivos contengan una proporción mayor de carbono 12 frente a carbono 13 de la que suele haber en registros no orgánicos.

(Las cosas son un poco más complicadas, ya que algunos procesos no orgánicos también prefieren el carbono ligero). Los registros de la época del PETM muestran una  $\delta^{13}\text{C}$  bastante baja, lo que indicaría muchísimo carbono 12 liberado, es decir, el carbono de origen biológico. Se sabe que esto puede producirse a través de la emisión de importantes cantidades de metano. Así pues, se pueden unir dos efectos causalmente: la emisión de metano, muy probablemente de los clatratos del fondo oceánico, con el aumento de temperatura debido al potente efecto invernadero del metano.

De manera muy análoga se puede usar otro marcador isotópico: el  $\delta^{18}\text{O}$ , o la proporción de oxígeno 18 (8 protones, 10 neutrones) con la del oxígeno 16 (8 protones, 8 neutrones). La dinámica de estos isótopos en los ciclos biogeoquímicos es compleja. El oxígeno más pesado, oxígeno 18, se evapora menos que su versión ligera. Esto lleva a que, por ejemplo, en los trópicos se halle en las aguas superficiales más oxígeno 18 que en los polos, ya que en los trópicos hay más evaporación. Por otro lado, a la hora de condensar y precipitar, es el isótopo más pesado, el oxígeno 18, el que lo hace antes que su homólogo, el oxígeno 16. Por tanto, la evaporación en los trópicos, rica en oxígeno 16, viaja hacia los fríos polos con cada vez menos oxígeno 18, que va precipitando. Cuando las temperaturas descienden significativamente, el vapor de agua que viaja hacia los polos, condensa y precipita antes de lo habitual, aumentando la proporción de oxígeno 18, que es el que primero precipita; mientras, sobre los polos precipita casi todo en forma de oxígeno 16. Por tanto, con temperaturas más bajas de lo normal, se acaba encontrando en los *cores* de hielo de los polos actuales (en el estrato de la época de interés) más oxígeno ligero, y en los sedimentos del océano tropical correspondientes a la época de estudio más oxígeno pesado. Y la situación inversa para temperaturas más altas de lo habitual. Como el oxígeno que hay en el océano es el que pasa a los organismos que lo utilizan, se suele usar el  $\delta^{18}\text{O}$  béntico, esto es, del fondo marino, como indicador de la temperatura global: cuanto menor es la cantidad de oxígeno 18 más temperatura se tiene (figura 1).

#### 4. EL FIN DEL PETM Y LA TIERRA POSTERIOR

El tiempo total del PETM, entendido como la duración que se ve en gráficas como la de la figura 1, fue alrededor de entre 100 000 y 200 000 años (existe cierta incertidumbre todavía). El periodo de inyecciones masivas de gases de efecto invernadero duró algo menos, unos 3000 a 20 000 años, como se comentó en la sección 2. Los principales agentes que eliminaron el dióxido de carbono y el metano de la atmósfera fueron la meteorización y la absorción por parte de los océanos.

Los océanos absorben  $\text{CO}_2$  de la atmósfera y lo van almacenando en los sedimentos marinos. La absorción se produce tanto a nivel de interacción física entre el océano y la atmósfera como por la contribución de la respiración del fitoplancton. El ciclo global de carbono es un proceso largo y complejo. Se calcula que entre el 60 y el 80 % del  $\text{CO}_2$  emitido (ARCHER y otros, 2009) tarda unos 200-2000 años hasta ser absorbido del todo por el océano. El 20 a 40 % restante queda en la atmósfera y se irá eliminando mediante los mucho más lentos procesos de meteorización. El metano, probablemente el más importante agente de efecto invernadero durante el PETM, tiene una vida mucho más corta en la atmósfera, del orden de una década antes de desaparecer por combinarse químicamente. Esto explicaría tanto el rápido incremento, en términos geológicos, de la temperatura en la Tierra, como su relativamente rápida recuperación: una vez se dejó de emitir metano, su tiempo de permanencia en la atmósfera, y por tanto su tiempo de actuación, es breve. No obstante, una de las vías de desaparición del metano (lo que más técnicamente se conoce como uno de los sumideros del metano), es su utilización por parte de ciertos microorganismos para la respiración, en una reacción que acaba expulsando dióxido de carbono. Por tanto, una cierta fracción de la reducción del metano se convirtió en dióxido de carbono, que tiene una gran permanencia en la atmósfera.

La meteorización química, en particular el ciclo silicatos-carbonatos, es la combinación del  $\text{CO}_2$  atmosférico con agua (por ejemplo de lluvia) y con los silicatos de las rocas para dar lugar a iones de



Figura 4. Un buen lugar para el estudio del PETM es la cuenca Bighorn, en Wyoming, Estados Unidos. En ella se puede ver el cambio del tipo de plantas, desde las más húmedas a las propias de lugares secos. (Mikenorton, CC BY-SA 3.0, <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=19774583>).

carbonatos, por lo que se dice que las rocas se transforman de silicatos a carbonatos. Por tanto, se tiene un drenaje efectivo del  $\text{CO}_2$  de la atmósfera. Este proceso es más eficiente a mayor temperatura, que era justo lo que se tenía en el PETM, es decir, la meteorización introduce una realimentación positiva. De todas formas este ciclo es muy largo (alrededor de medio millón de años) y jugó un papel pero no tan importante.

Tras el PETM las temperaturas disminuyeron a valores parecidos a los anteriores (que ya eran muy altos), y de hecho luego continuaron en ascenso, aunque ya a ritmos muchísimo más lentos y graduales, hasta alcanzar el Óptimo del Eoceno, hace unos 50 millones de años. A partir de entonces se inició una larga tendencia descendente (figura 1). Se piensa que este cambio se produjo por el llamado evento Azolla. El *Azolla* es un helecho acuático que respira, como hacen las plantas, absorbiendo dióxido de carbono del aire. Este helecho creció con facilidad en las aguas del océano Ártico hace unos 49 millones de años, que por aquel entonces estaba poco afectado por corrientes que renovasen el agua. Cuando el *Azolla* moría, se hundía en el agua y se fosilizaba en el fondo marino. La situación de anoxia y estancamiento de las aguas del Ártico impedía la vida de microorganismos que hubieran descompuesto la materia del helecho y reemitido a la atmósfera el  $\text{CO}_2$  captado, por tanto el *Azolla*

arrastraba consigo carbono, drenándolo de forma efectiva de la atmósfera. Así pues, el enfriamiento llegó finalmente a la Tierra.

El PETM extinguió a algunas especies marinas (corales y foraminíferos, sobre todo) y modificó a algunos organismos terrestres. Se piensa que el aumento de CO<sub>2</sub> promueve la reducción de tamaño en las especies y que esto conduce a una mayor especiación, es decir, diversificación, mayor variedad de las especies. Ya se dijo que el PETM promovió la aparición de los primeros monos sociales, antecesores de los primates y del ser humano. El precursor del moderno caballo surgió en torno a esta época y en general los mamíferos se extendieron por el globo. Como todo cambio climático, el PETM tuvo su impacto sobre la vida.

## 5. CONCLUSIONES

Se ha visto cómo, partiendo de una Tierra cálida, las temperaturas subieron aún más, probablemente por una combinación de activo vulcanismo con un mecanismo de realimentación positiva debido a la liberación de los clatratos de metano del fondo oceánico, junto a más dióxido de carbono. Y quizá con la confluencia de alguna otra causa. Se ha visto también cómo la Tierra cambió y cómo pudo reabsorberse todo el metano emitido. Y cómo tras unos pocos millones de años más la Tierra comenzó finalmente a enfriarse.

El PETM ha sido uno de los eventos de calentamiento más acelerado de la historia de la Tierra, al menos de los últimos cien millones de años. Aun así, su velocidad se queda pequeña en comparación con la rapidez del calentamiento antropogénico de los últimos 250 años, y en particular del último siglo. El calentamiento global reciente no ha producido efectos similares a los del PETM simplemente porque lleva un par de siglos actuando, frente a los más de cien siglos de PETM.

En el campo de la historia, se dice que estudiar el pasado es entender el presente y preparar el futuro, y en el caso de la climatología esta frase tiene también validez. No es de extrañar, pues, el interés que despierta un evento como el PETM para los estudiosos del calentamiento global actual y para los climatólogos en general; todo ello sin negar su atractivo por pura curiosidad intelectual.

## 6. BIBLIOGRAFÍA

- ARCHER, D., EBY, M., BROVKIN, V., RIDGWELL, A., CAO, L., MIKOLAJEWICZ, U., CALDEIRA, K., MATSUMOTO, K., MUNHOVEN, G., MONTENEGRO, A. y TOKOS, K. (2009). Atmospheric Lifetime of Fossil Fuel Carbon Dioxide.
- CUI, Y., KUMP, L. R., RIDGWELL, A. J., CHARLES, A. J., JUNIUM, C. K., DIEFENDORF, A. F., FREEMAN, K. H., URBAN, N. M. y HARDING, I. C. (2011). Slow release of fossil carbon during the Palaeocene-Eocene Thermal Maximum. *Nature Geoscience*. 4 (7): 481-485. Bibcode:2011NatGe...4..481C. doi: 10.1038/ngeo1179.
- GERKEMA, M. P., DAVIES, W. I., FOSTER, R. G., MENAKER, M. y HUT, R. A. (2013). The nocturnal bottleneck and the evolution of activity patterns in mammals. *Proc Biol Sci*. 2013 jul 3; 280(1765):20130508. doi: 10.1098/rspb.2013.0508.
- GRAHAM, A. (1999). Late Cretaceous and Cenozoic History of North American Vegetation (PDF). Oxford University Press. pp. 162-169. ISBN 978-0-19-511342-6.
- WILLIAMS, C. J., LE PAGE, B. A., JOHNSON, A. H. y VANN, D. R. (2009). Structure, Biomass, and Productivity of a Late Paleocene Arctic Forest. *Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia*. 158 (1): 107-127. doi:10.1635/053.158.0106. [http://climatemodels.uchicago.edu/geocarb/archer.2009.ann\\_rev\\_tail.pdf](http://climatemodels.uchicago.edu/geocarb/archer.2009.ann_rev_tail.pdf).