

PALEOLUSITANA #01

REVISTA DE PALEONTOLOGIA E PALEOECOLOGIA

ACTAS DO VII ENCONTRO DE JOVENS INVESTIGADORES EM PALEONTOLOGIA
ACTAS DEL VII ENCUENTRO DE JÓVENES INVESTIGADORES EN PALEONTOLOGÍA
PROCEEDINGS OF THE VII MEETING OF YOUNG RESEARCHERS IN PALAEONTOLOGY

ADÁN PÉREZ GARCÍA
BRUNO CAMILO SILVA
ELISABETE MALAFAIA
FERNANDO ESCASO



VII
ENCONTRO DE
JOVENS
INVESTIGADORES EM
PALEONTOLOGIA



REGISTRO DEL MÁXIMO TÉRMICO DEL LÍMITE PALEOCENO-EOCENO EN LAS SECCIONES DE CLARET Y TENDRUY Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS DE MAMÍFEROS DE TREMP (UNIDAD SURPIRENAICA CENTRAL, LÉRIDA)

The Paleocene-Eocene Thermal Maximum record in the Claret and Tendrui sections and its relationship with the Tremp mammal sites (South Central Pyrenees, Lleida, Spain)

Laura Domingo¹, Nieves López-Martínez¹, Melanie J. Leng², Stephen T. Grimes³

¹ Dept. Paleontología, Facultad CC. Geológicas. Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid (Spain)
lauradomingo@geo.ucm.es

² NERC Isotope Geosciences Laboratories, Kingsley Dunham Centre, Keyworth, Nottingham NG12 5GG (United Kingdom)

³ School of Earth, Ocean and Environmental Sciences. University of Plymouth. Drake Circus, Plymouth, Devon, PL4 8AA (United Kingdom)

RESUMEN

La anomalía negativa de $\delta^{13}\text{C}$ (CIE, en sus siglas inglesas) asociada con el Máximo Térmico del límite Paleoceno-Eoceno (PETM) ha sido detectada por vez primera en la materia orgánica encerrada en los sedimentos continentales de la Formación Tremp (Unidad Surpirenaica Central, Lérida). La magnitud de esta anomalía es de $\sim 4,3\%$ en la sección de Claret y $\sim 3,0\%$ en la sección de Tendrui con valores mínimos de $-27,6\%$ y $-26,7\%$ (VPDB), respectivamente. Estudios previos realizados en nódulos edáficos habían localizado el comienzo del CIE por encima o en el cuerpo de un nivel conglomerático (Conglomerado de Claret) interpretado como un mega-abanico aluvial producido como consecuencia de los importantes cambios acaecidos en el régimen de precipitaciones al comienzo del PETM. Nuestro análisis de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en la materia orgánica de las secciones de Claret y Tendrui registra el comienzo del CIE por debajo de la base del Conglomerado de Claret sugiriendo un lapso temporal de 4.000 a 9.000 años entre el comienzo del CIE y el aumento de la tasa de precipitación estacional. Además, este estudio indica que el inicio del CIE tuvo lugar entre 30.000 y 55.000 años después de la formación de importantes yacimientos de mamíferos del Paleoceno final en la cuenca de Tremp (Claret-4 y Tendrui-V) que registran la aparición más reciente de taxones de mamíferos endémicos del Paleoceno en Europa anteriores al Evento de Dispersión de Mamíferos. Los primeros taxones inmigrantes de Europa han sido hallados en el yacimiento belga de Dormaal, por encima de un hiato cuya base coincide con el comienzo del CIE. Nuestros datos

indican que el Evento de Dispersión de Mamíferos podría haber ocurrido en Europa en un intervalo temporal de aproximadamente 67.000 años alrededor del comienzo del CIE.

Palabras clave: Isótopos de carbono; carbono orgánico; Claret; Tendrúy; PETM; CIE.

ABSTRACT

The Carbon Isotope Excursion (CIE) associated with the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM) has been detected for the first time in the total organic carbon (TOC) contained within the continental sediments of the Tremp Formation (South Central Pyrenees, Lleida, Spain). The magnitude of the CIE is $\sim 4.3\text{‰}$ in the Claret section and $\sim 3.0\text{‰}$ in the Tendrúy section, with minimum $\delta^{13}\text{C}$ values of -27.6‰ and -26.7‰ (VPDB), respectively. Previous studies carried out on continental soil carbonate nodules have located the onset of the CIE either above or within a conglomeratic level (Claret Conglomerate) interpreted as a megafan produced by a profound change in the precipitation pattern at the beginning of the PETM. Our higher resolution TOC $\delta^{13}\text{C}$ study in the Claret and Tendrúy sections places the onset of the CIE below the base of the Claret Conglomerate and therefore, it suggests a 4 to 9 ky time lag between the onset of the CIE and an increase in intense seasonal precipitation rates. Furthermore, this study indicates that the CIE onset took place $\sim 30\text{--}55$ ky after the deposition of important late Paleocene Tremp mammalian sites (Claret-4 and Tendrúy-V) which contain the youngest known occurrence of endemic Paleocene mammalian taxa in Europe before the Mammalian Dispersal Event (MDE). The first immigrant mammals in Europe are recorded at the Dormaal site (Belgium) above a hiatus, the base of which has been dated to around the start of the CIE. Our data indicate that the MDE might have in fact occurred in Europe within a time interval of about 67 ky around the CIE onset.

Keywords: Carbon isotopes; Organic carbon; Claret; Tendrúy; PETM; CIE.

INTRODUCCIÓN

El tránsito Paleoceno-Eoceno (~ 55 Ma) viene marcado por un evento denominado Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno, más conocido por sus siglas inglesas PETM (Paleocene-Eocene Thermal Maximum). Este evento fue identificado a partir de la extinción masiva de foraminíferos bentónicos registrada en dicho límite. En esta época se estaba produciendo un calentamiento global, cuya duración ha sido estimada en 2 Ma aproximadamente y que se corresponde con uno de los períodos más cálidos de los últimos 100 Ma de la historia de la Tierra y, con excepción del Cretácico medio y final, de todo el Fanerozoico. Se alcanzó un máximo térmico (PETM) de una duración de alrededor de 100.000 años (Röhl *et al.*, 2007; Aziz *et al.*, 2008; Giusberti *et al.*, 2008) asociado a una anomalía negativa de $\delta^{13}\text{C}$, conocida por las siglas CIE (Carbon Isotope Excursion), una reducción de la productividad global y una relocalización de las fuentes de aguas profundas desde latitudes altas hacia latitudes menores, además de un descenso de los gradientes térmicos polo/ecuador y aguas superficiales/aguas profundas. La productividad marina y terrestre

sufrió un colapso, la formación de aguas de fondo cálidas con bajos niveles de oxígeno y corrosivas tuvieron como consecuencia una disolución del CaCO_3 lo que desencadenó un evento de extinción de foraminíferos bentónicos de aguas profundas y en menor medida de foraminíferos bentónicos neríticos. El calentamiento propició además la expansión de la biota ecuatorial marina y terrestre hacia latitudes más altas, una aceleración en las tasas evolutivas del plancton calcáreo (nannoplancton y foraminíferos planctónicos) y una renovación de las faunas de mamíferos terrestres (en este momento aparecen algunos de los órdenes de mamíferos actuales: artiodáctilos, perisodáctilos, primates, carnívoros, roedores, etc.) (Gingerich, 2001; Bains *et al.*, 2003; Smith *et al.*, 2006).

Se han barajado varias hipótesis, posibles desencadenantes de este evento de

calentamiento global acaecido en la Tierra en el tránsito Paleoceno-Eoceno (incendios en los depósitos de carbón, impacto de un meteorito, actividad volcánica en el Atlántico Norte, etc.). Sin embargo, la hipótesis propuesta por Dickens *et al.* (1995) es la que goza actualmente de un mayor

respaldo entre la comunidad científica (Zachos *et al.*, 2008 y referencias allí citadas). Estos autores señalan al metano como el principal gas responsable de la caída repentina en los valores de $\delta^{13}\text{C}$. En esa época se produjo un repentino escape de alrededor de $1,1$ a $2,1 \times 10^{18}$ g de CH_4 desde los reservorios marinos de hidratos de CH_4 en los taludes continentales. Los principales paleoindicadores terrestres donde se detecta, desde un punto de vista isotópico el evento del tránsito Paleoceno-Eoceno lo constituyen los paleosuelos, el esmalte dental y los huesos de vertebrados y la materia orgánica.

El objetivo del presente estudio se centra en el análisis de $\delta^{13}\text{C}$ de la materia orgánica de dos secciones continentales (Claret y Tendrúy) que registran el tránsito Paleoceno-Eoceno en la Unidad Surpirenaica Central con el fin de comprobar si la anomalía negativa de $\delta^{13}\text{C}$ asociada al PETM ha quedado registrada y así, determinar la relación temporal existente entre este evento y los yacimientos de mamíferos de la cuenca de Trem.

MARCO GEOLÓGICO

Durante el Cretácico final, una cuenca de *foredeep* se abrió hacia el oeste en la Unidad Surpirenaica Central. Esta cuenca fue colmatada

por depósitos turbidíticos y deltaicos progradantes (Formaciones Vallcarga y Arén) y capas rojas de transición y continentales (Formación Trem). En la Unidad Surpirenaica Central, la Formación Trem (Cretácico final-Eoceno inicial) aflora en el núcleo de dos sinclinales (Trem y Ager), separados por el anticlinal del Montsec (Fig. 1). Las secciones de Claret y Tendrúy se hallan situadas en el sinclinal de Trem donde la Formación Trem alcanza una potencia de 900 m. Estas secciones se corresponden con la parte superior de la Formación Trem. Ambas están integradas por margas y arcillas moteadas de color rojo, amarillo y gris y presentan un potente banco conglomerático (Conglomerado de Claret) que muestra potencias de más de 6 m en Claret y ~ 4 m en Tendrúy. Este conglomerado ha sido interpretado por Schmitz & Pujalte (2003, 2007) como la parte proximal de un mega-abanico aluvial desarrollado al comienzo del PETM como consecuencia de las intensas tasas de precipitación estacional relacionadas con el cambio global acaecido en dicho período. Ambas secciones presentan en su techo depósitos marinos con *Alveolina* del llerdiense (Eoceno basal) que indican una transgresión registrada en todo el Tethys .

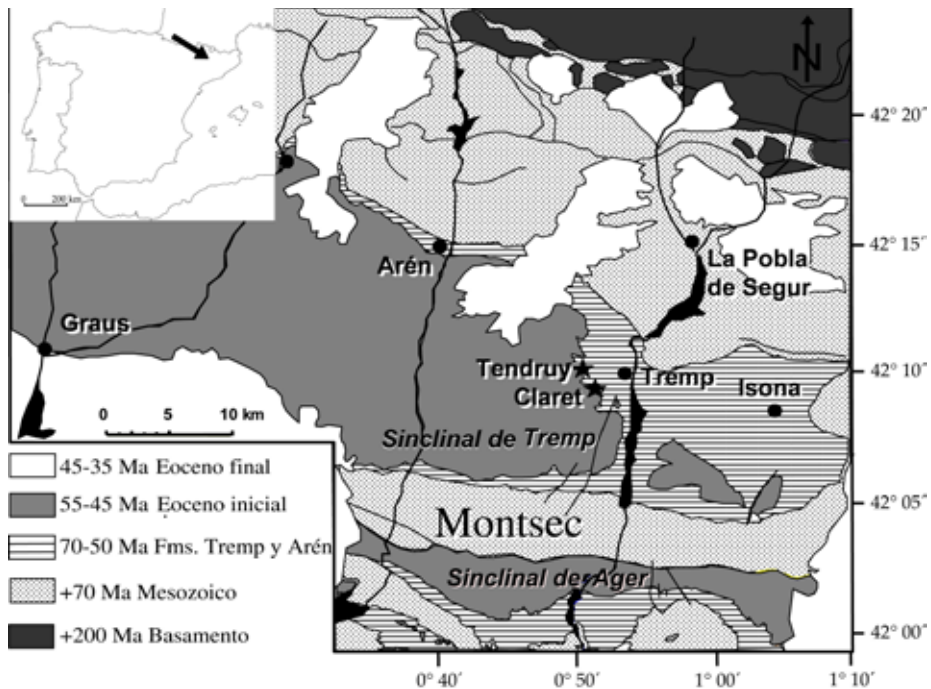


Figura 1. Marco geológico de la Unidad Surpirenaica Central. Las secciones de Claret y Tendrúy aparecen marcadas con una estrella.

MATERIAL Y MÉTODOS

Un total de 78 muestras fueron analizadas en la sección de Claret y 65 en la sección de Tendrúy. Las muestras fueron tratadas para eliminar el carbonato inorgánico mediante la utilización de HCl al 5% y posteriormente neutralizadas lavándolas repetidas veces con agua ultra pura. Los análisis de $\delta^{13}\text{C}$ fueron llevados a cabo mediante la utilización de un analizador elemental acoplado a un espectrómetro de masas (Carlo Erba 1500 EA en línea con VG TripleTrap y Optima dual-inlet mass spectrometer) en el laboratorio de isótopos estables del Natural Environmental Research Council (NIGL, Keyworth, Reino Unido). Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ fueron calculados en la escala VPDB y para ello se utilizó un estándar del propio laboratorio (BROCI) calibrado con los estándares internacionales NBS 19 y NBS 22. La precisión fue de $\pm <0.1\%$ (1 SD). Se llevaron a cabo réplicas en el 25% de las muestras de cada sección (Claret: $n=20$ y Tendrúy: $n=16$) con el fin de validar los resultados.

RESULTADOS

Las columnas estratigráficas y las curvas de $\delta^{13}\text{C}$ en la material orgánica total se muestran en la Fig. 2. En la sección de Claret, el valor máximo de $\delta^{13}\text{C}$ es de $-21,7\%$, mientras que el valor mínimo es de $-27,6\%$ (VPDB). En Tendrúy, el valor máximo de $\delta^{13}\text{C}$ es de $-23,1\%$, con un valor mínimo de $-26,7\%$ (VPDB).

Ambas secciones registran el CIE de manera que el inicio de dicho evento se detecta en las arcillas situadas inmediatamente por debajo del Conglomerado de Claret. Específicamente, en la sección de Claret, el comienzo del CIE ($\delta^{13}\text{C} = -26,8\%$) ha sido detectado a los 18,18 m desde la base de la columna (45,23 m por debajo de los niveles con *Alveolina*), mientras que en Tendrúy este comienzo ($\delta^{13}\text{C} = -26,4\%$) se sitúa a los 24,00 m desde la base de la columna (67,00 m por debajo de los niveles con *Alveolina*). Los valores más negativos alcanzan los $-27,6\%$ en Claret y $-26,7\%$ en Tendrúy. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ anteriores al CIE son de $-23,6\pm 0,22\%$ y $-24,7\pm 0,62\%$ en Claret y Tendrúy, respectivamente, mientras que los valores típicos de esta excursión son de $-26,1\pm 0,51\%$ y $-26,3\pm 0,29\%$, respectivamente. Finalmente, la recuperación de los valores ($-23,6\pm 1,21\%$ en Claret y $-24,2\pm 0,80\%$ en

Tendrúy) tiene lugar en un nivel de yesos situado hacia techo de ambas secciones, inmediatamente por debajo de los depósitos marinos del llerdiense (Domingo *et al.*, aceptado).

En ambas secciones, se han hallado diferencias significativas al comparar valores de $\delta^{13}\text{C}$ típicos del CIE con los detectados antes y después de dicha anomalía (test de t-Student: $t=13,469$, $p<0,001$ en Claret y $t=13,535$, $p<0,001$ en Tendrúy). Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ del CIE se mantienen durante un espesor de ~ 34 m en la sección de Claret y ~ 39 m en Tendrúy. Si se asume una duración de ~ 100.000 años para el cuerpo principal del CIE (Röhl *et al.*, 2007; Aziz *et al.*, 2008; Giusberti *et al.*, 2008), se obtienen tasas de sedimentación de ~ 340 m/Ma y ~ 390 m/Ma, para las secciones de Claret y Tendrúy, respectivamente. No obstante, estas tasas de sedimentación deben ser consideradas como valores máximos puesto que en ambas secciones los niveles conglomeráticos pueden haber sido el resultado de una sedimentación más rápida. Si tenemos en cuenta este hecho y eliminamos el espesor del Conglomerado de Claret en cada sección se obtienen tasas de sedimentación de ~ 280 m/Ma y ~ 350 m/Ma en Claret y Tendrúy, respectivamente.

DISCUSIÓN

Comparación con estudios previos

Se ha llevado a cabo una comparación de las curvas de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidas en las secciones de Claret y Tendrúy con aquellas realizadas en Polecat Bench y Honeycombs (Wyoming, EEUU; Magioncalda *et al.*, 2004 y Yans *et al.*, 2006, respectivamente). En todas las secciones se ha localizado el CIE (Fig. 2), lo que da una idea de la globalidad del PETM. Además llama la atención el hecho de que en Tendrúy, Polecat Bench y Honeycombs se observa un pico negativo en la curva de $\delta^{13}\text{C}$ previo al desarrollo del CIE. Este pico negativo inicial ha sido observado por otros autores (Bowen *et al.*, 2001; Magioncalda *et al.*, 2001; Bains *et al.*, 2003) y podría ser indicativo de un primer y repentino evento hipertermal que precede al desarrollo del CIE.

Además, al comparar nuestras curvas de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidas al analizar materia orgánica con las propuestas por Schmitz & Pujalte (2003, 2007) quienes analizan nódulos edáficos en diferentes

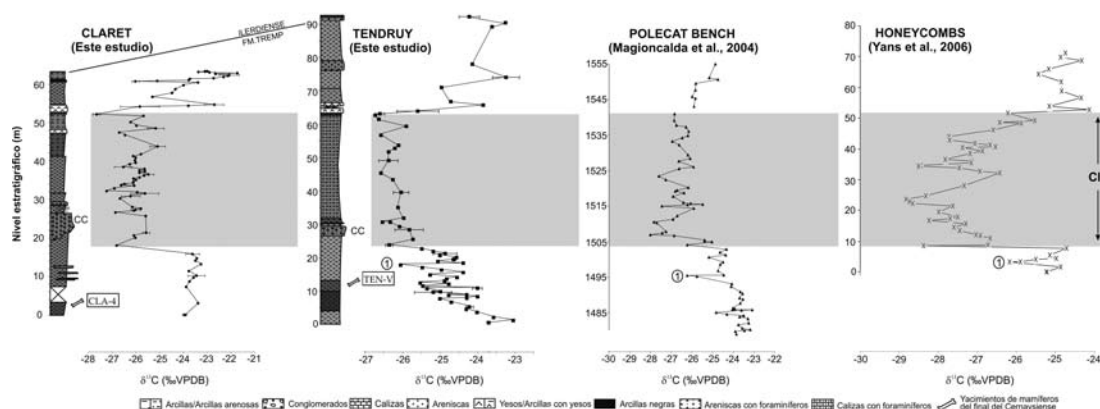


Figura 2. Curvas de $\delta^{13}\text{C}$ en la material orgánica encerrada en los sedimentos de las secciones de Claret y Tendrú y comparación de las mismas con las secciones de Polecat Bench y Honeycombs (Wyoming, EEUU; Magioncalda *et al.*, 2004 y Yans *et al.*, 2006, respectivamente). El comienzo del CIE se ha detectado en las arcillas situadas por debajo del Conglomerado de Claret (CC) en Claret y Tendrú y su recuperación tiene lugar en un nivel de yesos. Un pico negativo de $\delta^{13}\text{C}$ (1) ha sido detectado en Tendrú, Polecat Bench y Honeycombs antes del inicio del CIE. CLA-4 y TEN-V son los yacimientos del Cernaysiense final de Claret-4 y Tendrú-V.

secciones continentales de la Unidad Surpirenaica Central (entre las que se encuentran Claret y Tendrú), se observan diferencias importantes en cuanto al comienzo del CIE. De acuerdo con Schmitz & Pujalte (2003, 2007), el inicio de este evento se detecta en el cuerpo del Conglomerado de Claret o en los depósitos situados inmediatamente por encima. En nuestro estudio, el comienzo del CIE se ha detectado en los depósitos localizados inmediatamente por debajo del Conglomerado de Claret. En concreto, este inicio se sitúa a $\sim 1,40$ m y $\sim 3,00$ m por debajo del conglomerado en Claret y Tendrú, respectivamente. Al tener en cuenta las tasas de sedimentación propuestas anteriormente, se ha estimado que el inicio del CIE precede a la formación del Conglomerado de Claret en aproximadamente 4.000–9.000 años. Esta secuencia de acontecimientos parece más lógica, puesto que da pie a interpretar el desarrollo de un megaabanico aluvial (representado por el Conglomerado de Claret) como una clara consecuencia de la perturbación hacia una mayor intensidad en el régimen de precipitación estacional acaecido al comienzo del PETM.

Por encima del Conglomerado de Claret, las curvas isotópicas obtenidas en nuestro estudio se asemejan a las de Schmitz & Pujalte (2003, 2007). Los bajos valores isotópicos típicos del CIE se mantienen a lo largo de los depósitos situados por encima del Conglomerado de Claret y la

recuperación de los valores tiene lugar en un nivel de yesos que muestra una gran continuidad lateral.

Los yacimientos de mamíferos de Trepmp y su relación con el PETM

Varios yacimientos de mamíferos (Claret-4, Tendrú, Tendrú-V, Palau) han sido descubiertos en la Formación Trepmp (López-Martínez & Peláez-Campomanes, 1999; López-Martínez *et al.*, 2006). Estos yacimientos han sido datados como pertenecientes al Paleoceno final (en concreto presentan una edad de Cernaysiense final, MP6b) y han proporcionado, entre otros taxones, restos de condilartros endémicos de Europa tales como *Microhyus musculus* y *Paschatherium*. En concreto, la alta abundancia de diferentes especies de este último género llevó a López-Martínez *et al.* (2006) a definir un acme de *Paschatherium* en los yacimientos de Trepmp, hecho que también ha sido observado en la localidad belga de Dormaal que presenta una edad posterior (Neustriense, MP7). Cabe resaltar que estos dos grupos de yacimientos (Trepmp y Dormaal) se encuentran separados por el Evento de Dispersión de Mamíferos que viene caracterizado por la aparición en el límite Paleoceno-Eoceno de los actuales grupos de mamíferos (perisodáctilos, artiodáctilos, primates, carnívoros, roedores, etc.). Por tanto, los yacimientos de Trepmp presentan una asociación fósil con faunas endémicas más primitivas (*Hainina*, *Afrodon*, *Adapisorex*, *Nosella*; López-Martínez

& Peláez-Campomanes, 1999; López-Martínez et al., 2006), mientras que Dormaal presenta en su asociación fósil faunas inmigrantes procedentes de Asia (e.g. *Teilhardina belgica*; Smith et al., 2006).

De acuerdo con nuestro estudio, la localidad de Claret-4 se sitúa ~ 15 m por debajo del comienzo del CIE en la sección de Claret, mientras que el yacimiento de Tendruy-V se halla localizado ~ 12 m por debajo del inicio del CIE en la sección de Tendruy (Fig. 2). Por tanto, si tenemos en cuenta las tasas de sedimentación calculadas para ambas secciones se puede estimar un lapso temporal de entre 30.000 y 55.000 años entre dichos yacimientos y el comienzo de la anomalía isotópica que caracteriza el inicio del PETM.

En Dormaal, Smith et al. (2006) estiman que la llegada del primate *Teilhardina belgica* tuvo lugar entre 5.000 y 12.000 años después del límite Paleoceno-Eoceno (que ha sido establecido al comienzo del CIE). Por tanto, y teniendo en cuenta los datos temporales obtenidos en los yacimientos de Trepmp y Dormaal, se puede estimar un rango temporal máximo de aproximadamente 67.000 años entre ambos yacimientos, alrededor del inicio del CIE y durante el cual tuvo lugar el Evento de Dispersión de Mamíferos en Europa.

CONCLUSIONES

En el presente estudio se ha analizado el valor de $\delta^{13}\text{C}$ en la materia orgánica de las secciones continentales de Claret y Tendruy (Unidad Surpirenaica Central, Lérida) con el objeto de comprobar si se detecta la anomalía negativa (CIE) que caracteriza el límite Paleoceno-Eoceno. El comienzo del CIE se ha hallado en los depósitos situados inmediatamente por debajo de un potente nivel conglomerático (Conglomerado de Claret). El final del CIE se sitúa en un nivel de yesos que aflora hacia techo de ambas secciones. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ del CIE son de $-26,1 \pm 0,51\%$ y $-26,3 \pm 0,29\%$ (VPDB) en Claret y Tendruy, respectivamente. El comienzo del CIE había sido previamente detectado en los nódulos edáficos situados en el cuerpo del Conglomerado de Claret. Este conglomerado ha sido interpretado como la parte proximal de un mega-abanico aluvial que habría sido producto de importantes variaciones en el ciclo hidrológico (incremento en la tasa de precipitación estacional)

como consecuencia de los intensos cambios ambientales acaecidos durante el PETM. Sin embargo, nuestro estudio sitúa claramente el comienzo del CIE por debajo del Conglomerado de Claret, lo que nos permite proponer que la formación del Conglomerado de Claret tuvo lugar en torno a 4.000–9.000 años después del comienzo del PETM. Asimismo, hemos podido determinar la situación temporal de los yacimientos de mamíferos de Trepmp (Claret-4 y Tendruy-V) en las secciones de Claret y Tendruy con respecto al CIE. De acuerdo con nuestros resultados, estos yacimientos se situarían entre 30.000 y 55.000 años antes del inicio del CIE. Como consecuencia, el Evento de Dispersión de Mamíferos, que separa los yacimientos de Trepmp (con taxones endémicos) y Dormaal (con taxones inmigrantes), habría tenido lugar en Europa en un intervalo temporal máximo de alrededor de 67.000 años en las proximidades del comienzo del CIE.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido llevada a cabo en el marco de los proyectos CGL2006-04646 (Plan Nacional I + D, Ministerio de Educación y Ciencia), NERC New Investigators (NE/C507237/1) y NIGL (IP/891/1105) y gracias a un contrato predoctoral FPU (Ministerio de Educación y Ciencia). Los autores agradecen a M. Bugler (University of Plymouth, Reino Unido) y C. Kilby su ayuda en el campo, a C. Kendrick y C. Arrowsmith (NIGL, Keyworth, Reino Unido) los análisis isotópicos y a M. Hernández Fernández (Universidad Complutense de Madrid) sus sugerencias. Muchas gracias especialmente a P. L. Koch (University of California, Santa Cruz, EEUU) por sus útiles comentarios y sugerencias que contribuyeron a la mejora final de este trabajo. Asimismo, nuestro agradecimiento a las revisoras del presente manuscrito, Aurora Grandal d'Anglade y Begoña Sánchez Chillón, así como al Comité Editorial del VII EJP.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aziz, H. A., Hilgen, F. J., van Luijk, G. M., Sluijs, A., Kraus, M. J., Pares, J. M. & Gingerich, P. D. (2008) – Astronomical climate control on paleosol stacking patterns in the upper Paleocene-lower Eocene Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming. *Geology*, **36**: 531–534.
- Bains, S., Norris, R. D., Corfield, R. M., Bowen, G. J., Gingerich, P. D. & Koch, P. L. (2003) – Marine-terrestrial

linkages at the Paleocene-Eocene boundary, in Wing, S., Gingerich, P., Schmitz, B. & Thomas, E. (Eds.), *Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene*. Geological Society of America, Boulder (CO) Special Paper 369, 1–9 pp.

Bowen, G. J., Koch, P. L., Gingerich, P. D., Norris, R. D., Bains, S. & Corfield, R. M. (2001) – Refined isotope stratigraphy across the continental Paleocene-Eocene boundary on Polecat Bench in the Northern Bighorn Basin, in Gingerich, P. (Ed.), *Paleocene-Eocene stratigraphy and biotic change in the Bighorn and Clarks Fork Basins, Wyoming*. The University of Michigan Papers on Paleontology 33, 73–88 pp.

Dickens, G. R., O'Neil, J. R., Rea, D. K. & Owen, R. M. (1995) – Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. *Paleoceanography*, **10**: 965–971.

Domingo, L., López-Martínez, N., Leng, M. J. & Grimes, S. T., (aceptado) – The Paleocene-Eocene Thermal Maximum record in the organic matter of the Claret and Tendrú continental sections (South-central Pyrenees, Lleida, Spain). *Earth and Planetary Science Letters*. doi:10.1016/j.epsl.2009.02.025

Gingerich, P. D. (2001) – Biostratigraphy of the continental Paleocene-Eocene boundary interval on Polecat Bench in the northern Bighorn Basin, in Gingerich, P. D. (Ed.), *Paleocene-Eocene stratigraphy and biotic change in the Bighorn and Clarks Fork Basins, Wyoming*. University of Michigan Papers on Paleontology, 33, 37–71 pp.

Giusberti, L., Rio, D., Agnini, C., Backman, J., Fornaciari, E., Tateo, F. & Oddone, M. (2008) – Mode and tempo of the Paleocene-Eocene thermal maximum in an expanded section from the Venetian pre-Alps. *Geological Society of America Bulletin*, **119**: 391–412.

López-Martínez, N. & Peláez-Campomanes, P. (1999) – New mammals from South-Central Pyrenees (Trempe Formation, Spain) and their bearing on Late Paleocene marine-continental correlations. *Bulletin Société Géologique de France*, **170**: 681–686.

López-Martínez, N., Smith, R., Peláez-Campomanes, P. & Smith, T. (2006) – The acme of the micromammal *Paschatherium* across the Paleocene-Eocene boundary in continental Europe. *Micropaleontology*, **52**: 267–280.

Magioncalda, R., Dupuis, C., Blamart, D., Fairon-Demaret, M., Perreau, M., Renard, M., Riveline, J., Roche, M. & Keppens, E. (2001) – L'excursion isotopique du carbone organique ($\delta^{13}C_{org}$) dans les paléoenvironnements continentaux de l'intervalle Paleocène/Eocène de Varangeville (Haute-Normandie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **172**: 349–358.

Magioncalda, R., Dupuis, C., Smith, T., Steurbaut, E. & Gingerich, P. D. (2004) – Paleocene-Eocene carbon isotope excursion in organic carbon and pedogenic carbonate: Direct comparison in a continental stratigraphic section. *Geology*, **32**: 553–556.

Röhl, U., Westerhold, T., Bralower, T. J. & Zachos, J. C. (2007) – On the duration of the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **8**: 1–13.

Schmitz, B. & Pujalte, V. (2003) – Sea-level, humidity, and land-erosion records across the initial Eocene thermal maximum from a continental-marine transect in northern

Spain. *Geology*, **31**: 689–692.

Schmitz, B. & Pujalte, V. (2007) – Abrupt increase in seasonal extreme precipitation at the Paleocene-Eocene boundary. *Geology*, **35**: 215–218.

Smith, T., Rose, K. D. & Gingerich, P. D. (2006) – Rapid Asia-Europe-North America geographic dispersal of earliest Eocene primate *Teilhardina* during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **103**: 11223–11227.

Yans, J., Strait, S. G., Smith, T., Dupuis, C., Steurbaut, E. & Gingerich, P. D. (2006) – High-resolution carbon isotope stratigraphy and mammalian faunal change at the Paleocene-Eocene boundary in the Honeycombs area of the Southern Bighorn Basin, Wyoming. *American Journal of Science*, **306**: 712–735.

Zachos, J. C., Dickens, G. R. & Zeebe, R. E. (2008) – An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, **451**: 279–283.