

## Eventos y Estratotipo del límite Paleoceno/Eoceno

**E. Molina e I. Arenillas**

Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología).

Universidad de Zaragoza. Campus Plaza de San Francisco. E-50009 Zaragoza

### Introducción

El proyecto de IGCP número 308 titulado: "Paleocene/Eocene boundary events" fue concedido para los años 1990-1994 y se prorrogó durante 1995. Este proyecto fue solicitado por los líderes del Grupo de Trabajo Internacional formado en el Congreso Geológico Internacional de Washington de 1989, donde fueron elegidos Marie Pierre Aubry (presidenta) y Eustoquio Molina (secretario) por los miembros de la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Paleógeno. A este grupo de trabajo se le asignó la tarea de buscar un corte apropiado para definir el estratotipo del límite Paleoceno/Eoceno (P/E). Con objeto de tener un apoyo económico e institucional más sólido se solicitó el proyecto y se comenzaron las investigaciones.

El objetivo del proyecto era precisar la naturaleza y datación de los eventos que ocurrieron alrededor del límite P/E y, de esta manera, disponer de un esquema básico de correlación estratigráfica global del dominio oceánico al continental, y estudiar la respuesta de las biotas marinas y continentales. El objetivo último era la definición de un estratotipo para el límite Paleoceno/Eoceno.

Los pisos estándar aceptados por la Comisión Internacional de Estratigrafía para la transición Paleoceno-Eoceno son el Thanetiense y el Ypresiense. Según la normas de la Guía Estratigráfica Internacional, los estratotipos de límite hay que definirlos en un nivel litológico caracterizado por un evento que se sitúe lo más cerca posible de la base del piso en cuestión, y en un corte marino con abundantes fósiles planctónicos. De acuerdo con las recomendaciones de la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Paleógeno (Jenkins y Luterbacher, 1992), el Ypresiense es el piso que caracteriza al Eoceno Inferior y había que buscar un evento relevante cerca de la base del Ypresiense para establecer el estratotipo en el correspondiente nivel litológico de un corte marino continuo.

El evento más relevante descubierto lo constituye la extinción en masa de los pequeños foraminíferos bentónicos batiales y abisales (Tjalsma y Lohman, 1983; Thomas, 1990), que se produce en coincidencia con grandes anomalías de los isótopos del carbono y del oxígeno, con la proliferación de foraminíferos planctónicos del género *Acarinina* y de dinoflagelados del género *Apectodinium* en medios marinos, y con la diversificación de los mamíferos en medios continentales. Este evento coincide con un intervalo arcilloso en los sedimentos marinos profundos, en cuya base se produce la extinción en masa y los cambios isotópicos; por tanto, es fácil de reconocer y muy práctico para ser utilizado como el evento marcador del límite P/E (Molina, 1994, 1996; Molina *et al.*, 1994, 1998, 1999; Pardo *et al.* 1994, 1997; Canudo *et al.* 1995; Arenillas y Molina, 1996; Arenillas *et al.*, 1999).

## Evento principal

El tránsito P-E está caracterizado por un descenso progresivo de los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ , de manera que se pueden reconocer dos periodos isotópicos: el Paleoceno superior, caracterizado por valores altos, y el Eoceno inferior, caracterizado por valores bajos. Este cambio indica un progresivo descenso de la productividad oceánica y un aumento de la temperatura durante todo el tránsito. El origen de esta época cálida puede estar relacionado con importantes reajustes geotectónicos y paleogeográficos, como el cierre del Mar del Tetis o la apertura del Atlántico norte, que desencadenó un incremento de la intensidad volcánica (Kennet y Stott, 1991; Owen y Rea, 1992) y toda una serie de eventos paleoclimáticos (efecto invernadero) y paleoceanográficos (en la circulación oceánica y en el nivel del mar).

El evento más importante aconteció en la base de la arcilla del límite P/E, ya que provocó la extinción en masa de foraminíferos bentónicos más relevante del Terciario. Este evento está caracterizado por un importante y brusco pulso negativo en los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  (Kennet y Stott, 1991). La posible isocronía de este evento a escala mundial le convierte en el mejor candidato para caracterizar el límite P/E. Además, este evento permite limitar los dos episodios isotópicos comentados con anterioridad y está situado en la parte media de la Biozona de *Morozovella velascoensis* (= P5) y aproximadamente en el límite entre las biozonas NP9/NP10. Actualmente existe una controversia entre los especialistas en nannoplancton calcáreo sobre la posición exacta del límite entre estas biozonas, ya que para la mayoría coincidiría con el evento isotópico, mientras que para Aubry (1996) estaría situado por encima del evento.

El evento isotópico y la arcilla con disolución de carbonatos sugieren un cambio rápido en la circulación oceánica, anoxia en los fondos marinos, una brusca subida del nivel de compensación de la calcita y un ascenso del nivel del mar. Las corrientes oceánicas superficiales y profundas se hicieron muy cálidas incluso en latitudes polares, explicando la proliferación y migración hacia latitudes más altas de taxones tropicales-subtropicales, como *Acarinina* (Kelly et al., 1996, Canudo y Molina, 1992; Molina et al., 1994; Canudo et al. 1995; Arenillas y Molina, 1996; Arenillas et al., 1996, 1999). Este cambio fue debido a la implantación de una circulación halotermal cuya fuente de aguas profundas era el Tetis, el cual estaba dominado por mares epicontinentales con aguas extremadamente cálidas y salinas. La expansión global de aguas profundas cálidas, densas y salinas procedentes del Tetis (Lu et al., 1996) y el ascenso de la temperatura de las aguas abisales pudieron provocar una disociación del metano orgánico acumulado en el fondo abisal (Dickens et al., 1997). El  $\text{CO}_2$  generado por la oxidación de este metano, enriquecido en  $^{12}\text{C}$ , junto con el producido en la actividad volcánica e hidrotermal (Sloan et al., 1992), pudo provocar un brusco calentamiento global por efecto invernadero (Kennet y Stott, 1991; Owen y Rea, 1992) y la subida de la lisoclina y del nivel de compensación de la calcita en el límite P/E.

## Cronoestratigrafía

Situar el evento de extinción en medios continentales y marinos someros de plataforma continental es más complicado, debido a que no es posible reconocer la extinción



en masa de foraminíferos bentónicos. Por otro lado, existen problemas de correlación debido a que suelen faltar los taxones índice que generalmente se utilizan en medios pelágicos para establecer las biozonaciones, como las de los foraminíferos planctónicos. Sin embargo, el evento puede reconocerse mediante estudios isotópicos (Kennet y Stott, 1991; Schmitz et al. 1997, Canudo et al., 1995; Arenillas et al. 1999) y estudios cronoestratigráficos y magnetostratigráficos (Berggren et al. 1995; Arenillas, 1998, Aubry y Berggren, 2000).

El techo del Thanetiense se encontraría dentro de las biozonas NP8 y P4, a techo del Chron C25r, aproximadamente a 56,6 Ma (Aubry y Berggren, 2000). Este nivel correspondería a las biozonas de *Alveolina levis*, *Nummulites catari*, *Assilina azilensis*, *Apectodinium hyperacanthum* y *Stensioina beccariiformis* (Fig. 1). La base del Ypresiense resulta más imprecisa. Según Aubry y Berggren (2000) se correspondería con la base de la Formación London Clay y la aparición de *Tribachiatus digitalis* hace 54,37 Ma y se situaría 1,1 Ma por encima del evento principal. Sin embargo, estos datos aún no son concluyentes dado que esta correlación con el estratotipo del Ypresiense en Bélgica plantea algunos problemas (Pardo et al. 1994).

En algunos cortes someros, como el paraestratotipo del Ilerdiense en Campo (Huesca), el cambio isotópico parece producirse en el tránsito Ilerdiense inferior-medio (Schmitz, in Molina et al., 2000). Dicho cambio coincidiría aproximadamente con el límite NP9/NP10 y estaría caracterizado por la proliferación de algas rodofíceas, que indicarían procesos de eutrofización y consiguiente anoxia en los fondos marinos. Esta proliferación de algas rodofíceas puede estar relacionada con el evento cálido del límite P/E y el aporte continental de grandes cantidades de nutrientes. Sin embargo, los macroforaminíferos del corte de Ermua (Orue-Etxebarria et al., 1996) y un reciente estudio palinológico (Nuñez-Betelu et al., 2000) cuestionan la correlación de la base del piso Ilerdiense, haciéndola coincidir con el evento isotópico. Esta biozonación palinológica contradice la de Caro (1973), ya que no han encontrado la Biozona de *Apectodinium hyperacanthum* en el Ilerdiense Inferior. Este criterio de ausencia no es concluyente, como tampoco los macroforaminíferos de Ermua que están resedimentados en un medio batial, y ambos datos se contradicen con la correlación que viene haciéndose desde que se definió el piso Ilerdiense (Hottinger y Schaub, 1960; Von Hillebrandt, 1961; Cavelier y Pomerol, 1986; Molina et al. 1992, 1995, Serra-Kiel et al., 1994, etc.). Ahora bien, aunque los foraminíferos planctónicos de Campo son escasos y poco diversificados y, por tanto, no son concluyentes, los recientes datos isotópicos, y la revisión del nannoplanc ton calcáreo en Molina et al. (2000) parecen corroborar la correlación clásica. La polémica sobre la posición cronoestratigráfica de la base del piso Ilerdiense depende de que se resuelvan las incógnitas que hacen contradictorios los datos de los dinoflagelados y del nannoplanc ton calcáreo.

## Conclusiones

El proyecto 308 terminó en 1995, pero el grupo internacional de trabajo ha continuado estudiando cortes y organizando reuniones para llegar a un acuerdo sobre el evento y el corte más adecuado para definir el límite P/E. Los mejores cortes se han

encontrado en España (Alamedilla, Caravaca, Zumaya, Campo, Ermua y Trabakua), Italia (Bottaccione y Possagno), Israel (Ben Gurion y Zomet Telalim), Kazakstan (Káurtakapy), Tunicia (Ouez Mezez) y Egipto (varios actualmente en estudio). Estos cortes han permitido establecer un detallado cuadro de correlación, que es seguramente el esquema más completo de estratigrafía integrada (ver figura), y que puede ser tan preciso como el del límite Cretácico/Terciario.

En estos momentos se están realizando las votaciones necesarias para definir el límite P/E. En primer lugar se procede a elegir el evento más adecuado para marcar el límite y, posteriormente, se decidirá en que corte se define el estratotipo. La mayoría de los investigadores han votado por utilizar el evento principal descrito, ya que coincide con importantes cambios paleobiológicos y geológicos. Sin embargo, según algunos investigadores (Aubry y Berggren, 2000) este evento no coincide con la base del Ypresiense, el cual coincidiría con la aparición del nannofósil *Tribrachiatus digitalis*, nivel que sería ligeramente posterior a la extinción del foraminífero *Morozovella velascoensis*. Para evitar este problema se está estudiando la posibilidad de definir un nuevo piso que cubra el intervalo entre el evento isotópico y la base del Ypresiense. Ahora bien, este intervalo sería como máximo de 1,1 Ma, por lo que resulta demasiado breve para definir un nuevo piso y, además, ya estaría cubierto por el Ilerdiense.

Por otra parte, también existe la posibilidad de modificar la definición del piso Ypresiense para hacer coincidir su base con el evento isotópico. De todas formas, el evento isotópico se encuentra hacia la mitad del intervalo entre el techo del Thanetiense y la base del Ypresiense, estando relativamente cerca de la base del piso que caracteriza al Eoceno Inferior y su utilización para definir el estratotipo de límite parece la solución más adecuada. Sin embargo, en estos momentos existe una fuerte polémica y la decisión de cómo y dónde definir el estratotipo del límite P/E es una gran incógnita. No obstante, la mayoría de los investigadores parecen inclinarse por utilizar el evento isotópico y definir el estratotipo en un corte español o egipcio.

## Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco de los proyectos IGCP 308 y DGES PB97-1016.

## Bibliografía

- Arenillas, I. 1998. Bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos del Paleoceno y Eoceno inferior de Gubbio (Italia): calibración biomagnetoestratigráfica. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Mh., 1998(5), 299-320.
- Arenillas, I. & Molina, E. 1996. Bioestratigrafía y evolución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos del tránsito Paleoceno-Eoceno en Alamedilla (Cordilleras Béticas). *Revista Española de Micropaleontología*, 18, 75-96.
- Arenillas, I., Molina, E. & Pardo, A. 1996. Correlación cuantitativa con foraminíferos planctónicos del tránsito Paleoceno-Eoceno en Alamedilla (Béticas), Zumaya (Pirineos) y Site 401 (Golfo de Vizcaya): implicaciones paleoceanográficas. *Geogaceta*, 20, 187-190.
- Arenillas, I., Molina, E. & Schmitz, B. 1999. Planktic foraminiferal and  $\delta^{13}\text{C}$  isotopic changes across

- the Paleocene/Eocene boundary at Possagno (Italy). *International Journal of Earth Sciences*, **88**, 352-364.
- Aubry, M. P. 1996. Towards an Upper Paleocene-Lower Eocene high resolution stratigraphy based on calcareous nannofossil stratigraphy. *Israel Journal of Earth Sciences*, **44**, 239-253.
- Aubry, M. P. & Berggren, W. A. 2000. The Homeless GSSP: The dilemma of the Paleocene/Eocene boundary. *Tertiary Research*, **20** (en prensa).
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. & Aubry, M.P. 1995. A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. In: *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*. (Berggren, W.A. et al., eds.) *SEPM Special Publication*, **54**, 130-212.
- Canudo, J.I. & Molina, E. 1992. Planktic foraminiferal faunal turnover and bio-chronostratigraphy of the Paleocene-Eocene boundary at Zumaya (Northern Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **5**, 145-157.
- Canudo, J.I., Keller, G., Molina, E. & Ortiz, N. 1995. Planktic foraminiferal turnover and  $\delta^{13}\text{C}$  isotopes across the Paleocene-Eocene transition at Caravaca and Zumaya, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **114**, 75-100.
- Caro, Y. 1973. Contribution à la connaissance des Dinoflagellés du Paléocène-Eocène inférieur des Pyrénées Espagnoles. *Revista Española de Micropaleontología*, **5**, 329-372.
- Cavelier, C. & Pomerol, C. 1986. Stratigraphy of the Paleogene. *Bulletin de la Société géologique de France*, **8**, 255-265.
- Dickens, G.R., Castillo, M.M. & Walker, J.C.G. 1997. A blast of gas in the latest Paleocene: Simulating first-order effects of massive dissociation of the oceanic methane hydrate. *Geology*, **25**, 259-262.
- Hottinger, L. & Schaub, H. 1960. Zur stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens. Einführung der Stufen Ilerdien und Biarritzien. *Eclogae geologicae Helvetiae*, **53**, 453-479.
- Jenkins, D. G. & Luterbacher, H. 1992. Paleogene stages and their boundaries (introductory remarks). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Abh. **186**(1-2), 1-5.
- Kelly, D.C., Bralower, T.J., Zachos, J.C., Premoli Silva, I. & Thomas, H. 1996. Rapid diversification of planktonic foraminifera in the tropical Pacific (ODP Site 865) during the late Paleocene thermal maximum. *Geology*, **24**, 423-426.
- Kennet, J.P. & Stott, L.D. 1991. Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene, *Nature*, **353**, 225-229.
- Lu, G., Keller, G., Adatte, T., Ortiz, N. y Molina, E. 1996. Long-term ( $10^5$ ) or short-term ( $10^3$ )  $\delta^{13}\text{C}$  excursion near the Paleocene-Eocene transition: evidence from the Tethys. *Terra Nova*, **8**, 347-355.
- Molina, E. 1994. Paleocene sections in Spain: chronostratigraphical problems and possibilities. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, **116**(1), 58-60.
- Molina, E. 1996. El límite Paleoceno/Eoceno en España: características y posibilidades. *Geogaceta*, **20**, 1668-1671.
- Molina, E., Angori, E., Arenillas, I., Monechi, S. & Schmitz, B. 2000. Integrated stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary at Campo, Spain. *GFF*, **122**, 106-107.
- Molina, E., Arenillas, I. & Pardo, A. 1998. Planktic foraminiferal biostratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary: events and correlations. *Strata*, **9**, 93-96.
- Molina, E., Arenillas, I. & Pardo, A. 1999. High resolution planktic foraminiferal biostratigraphy and correlation across the Paleocene/Eocene boundary in the Tethys. *Bulletin de la Société géologique de France*, **170**, 521-530.
- Molina, E., Canudo, J.I., Guernet, C., McDougall, K., Ortiz, N., Pascual, O., Parés, J.M., Samsó, J.M., Serra-Kiel, J. & Tosquella, J. 1992. The stratotypic Ilerdian revisited: integrated stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary. *Revue de Micropaléontologie*, **35**, 143-156.

- Molina, E., Canudo, J.I., Martínez, F. & Ortiz, N. 1994. Integrated Stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary at Caravaca, Southern Spain. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **87**(1), 47-61.
- Molina, E., De Renzi, M. & Alvarez, G. 1995. El estratotipo del Ilerdiense y su registro fósil. *Actas XI Jornadas de Paleontoleontología*, Tremp, 211-220.
- Núñez-Betelu, K., Pujalte, V., Payros, A., Baceta, J.I. & Bernaola, G. 2000. The Ilerdian parastratotype at Campo (central South Pyrenean Basin, Spain): A palynological re-study of the uppermost Paleocene and lowermost Eocene. *GFF*, **122**, 119-120.
- Orue-Etxebarria, X. y otros 14 autores 1996. Physical and biostratigraphic analysis of two prospective Paleocene-Eocene Boundary Stratotypes in the intermediate-deep water Basque Basin, western Pyrenees: The Trabakua Pass and Ermua sections. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abh.*, **201**(2), 179-242.
- Owen, R.M. & Rea, D.K. 1992. Sea floor hydrothermal activity links climate to tectonics: The Eocene CO<sub>2</sub> greenhouse. *Science*, **227**, 166-169.
- Pardo, A., Canudo, J.I. & Molina, E. 1994. Bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos de la parte inferior de la Formación Ieper (Ypresiense estratotípico) en el sondeo Knokke (Bélgica). *Revista Española de Micropaleontoleontología*, **26**, 109-125.
- Pardo, A., Keller, G., Molina, E. & Canudo, J.I. 1997. Planktic foraminifera turnover across the Paleocene/Eocene boundary at the DSDP Site 401 (Bay of Biscay, North Atlantic). *Marine Micropaleontoleontology*, **29**, 129-158.
- Schmitz, B., Asaro, F., Molina, E., Monechi, S., Von Salis, K. & Speijer, R.P. 1997. High-resolution iridium,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ , foraminifera and nannofossil profiles across the latest Paleocene benthic extinction event at Zumaya, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **133**, 49-68.
- Serra-Kiel, J., Canudo, J.I., Dinarés, J., Molina, E., Ortiz, N., Pacual, J.O., Samsó, J. & Tosquella, J. 1994. Cronoestratigrafía de los sedimentos marinos del Terciario inferior de la Cuenca de Graus-Tremp (Zona Central Surpirenaica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **7**, 273-297.
- Sloan, L.C., Walker, J.C.G., Moore, T.C. Jr., Rea, D.K. & Zachos, J.C. 1992. Possible methane-induced polar warming in the early Eocene. *Nature*, **357**, 320-322.
- Thomas, E. 1990. Late Cretaceous-early Eocene mass extinctions in the deep-sea. In: *Global Catastrophes. Geological Society of America Special Publication*, **247**, 481-496.
- Tjalsma, R.C. & Lohman, G.P. 1983. Paleocene-Eocene bathyal and abyssal benthic foraminifera from the Atlantic Ocean. *Micropaleontology*, Special Publication, 94 pp.
- Von Hillebrandt, A. 1965. Foraminiferen-Stratigraphie im Alttertiar von Zumaya (Provinz Guipúzcoa, NW Spanien) und ein Vergleich mit anderen Tethys-Gebieten. *Bayerische Akademie der Wissenschaften*, **123**, 1-62.