

IMPLICACIONES PALEOCEANOGRÁFICAS DE LAS VARIACIONES DE LOS FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS Y DEL ISÓTOPO $\delta^{13}\text{C}$ EN EL TRÁNSITO PALEOCENO-EOCENO EN ZUMAYA Y CARAVACA

J.I. CANUDO y E. MOLINA

Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza. 50009-Zaragoza. España.

ABSTRACT

Quantitative analysis of planktic foraminifera and foraminiferal isotopes at Zumaya and Caravaca in Spain indicate that Zumaya contains a continuous record with high sediment accumulation rates across the Paleocene-Eocene transition whereas Caravaca has a hiatus with the uppermost Zone P4, Zone P5 and the lower part of Zone P6 missing. Both sections contain apparently continuous and expanded records of the global $\delta^{13}\text{C}$ excursion which measure 2.5 and 4.0 permil at Zumaya and Caravaca respectively. This $\delta^{13}\text{C}$ event is associated with a major planktic foraminiferal turnover marked by the gradual extinction and evolution of 33% and 18% of the species respectively. A rapid change in the relative abundances of these taxa occurs at the $\delta^{13}\text{C}$ excursion coincident with the extinction of 50% of the small benthic foraminiferal taxa. The entire water column was affected by this faunal turnover (surface, intermediate, deep dwellers), but in contrast to benthic foraminifera there was no net loss of habitats since species extinctions were largely replaced by originations. There are significant isotopic and faunal differences between the northern middle bathyal Zumaya and southern upper bathyal to outer neritic Caravaca sections. For instance, at Zumaya $\delta^{13}\text{C}$ values are highly variable after the initial excursion and associated with a more oxygenated benthic environment and the increased abundance of *Chiloguembelina* suggests the development of an oxygen minimum zone at thermocline depths at this time. In contrast, at Caravaca, $\delta^{13}\text{C}$ values remain low in a continuing dysaerobic benthic environment and there is no evidence of an oxygen minimum zone.

Keywords: Planktic foraminifera, Isotopes, Biostratigraphy, Quantitative analysis, Paleocyanography, Paleocene, Eocene, Caravaca, Zumaya

Palabras clave: Foraminíferos planctónicos, Isótopos, Análisis cuantitativo, Bioestratigrafía, Paleocyanografía, Paleoceno, Eoceno, Caravaca, Zumaya.

1. INTRODUCCIÓN

Se ha considerado tradicionalmente que los foraminíferos planctónicos no fueron afectados por el cambio climático y oceanográfico que aconteció en el tránsito Paleoceno-Eoceno (P-E). Esto parece incorrecto ya que se ha detectado en el límite Paleoceno/Eoceno (P/E) la presencia o el aumento de los taxones tropicales y subtropicales (morozovéllidos, acarínidos) en latitudes altas y medias respectivamente (Kennett y Stott, 1990; Canudo y Molina, 1992a; Lu y Keller, 1993). Este cambio es el resultado del relevo de una fauna por otra y no de extinciones en masa (Lu y Keller, 1993). Sin embargo, el efecto y la magnitud de los cambios faunísticos no pueden ser evaluados exclusivamente por la diversidad, aparición o extinción de especies. Los datos cuantitativos son imprescindibles determinar que especies o hábitats pudieron o no ser afectados por el evento. Los foraminíferos planctónicos son muy sensibles a los cambios ambientales (paleocyanográficos, climáticos etc.) y, por tanto, son una herramienta imprescindible para poder interpretar la naturaleza de los eventos que sucedieron en el límite P/E.

La transición P-E se caracteriza por el clima más cálido y los valores más bajos en $\delta^{13}\text{C}$ del Cenozoico (Shackleton *et al.*, 1984; Miller *et al.*, 1987; Kennett y Stott, 1990, 1991). A lo largo de este intervalo la temperatura de las aguas marinas profundas aumentaron a nivel global de 10 a 15°C, mientras que las aguas superficiales del Antártico solo lo hicieron en unos 5°C y

permanecieron estables en bajas latitudes (Barrera y Huber, 1991; Pak y Miller, 1992; Corfield y Cartledge, 1992). En el intervalo del límite P/E se ha encontrado un brusco cambio en los valores de los isótopos $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ (Kennett y Stott 1990, 1991). Este evento está bien representado a nivel mundial en secciones depositadas a gran profundidad tanto en bajas como en altas latitudes, además coincide con la extinción más importante de foraminíferos bentónicos de los últimos 90 millones de años, ya que supone la desaparición del 35 al 50% de los foraminíferos bentónicos de aguas profundas (Tjalsma y Lohmann, 1983, Thomas, 1989, Pak y Miller, 1988). Esta extinción en masa y el cambio isotópico se atribuye a un importante cambio en la circulación de aguas profundas relacionado con el calentamiento global, un cese temporal del flujo de agua fría profunda del Antártico y la producción (posiblemente en el Tethys) de agua cálida que ocuparía los medios profundos oceánicos (Kennett y Stott, 1990, 1991; Pak y Miller, 1992).

El presente trabajo trata sobre los cambios cualitativos y cuantitativos de los foraminíferos planctónicos a lo largo de la transición P-E en Zumaya (Pirineos, País Vasco) y Caravaca (Béticas, Murcia) y sus consecuencias en la interpretación de los eventos del límite Paleoceno-Eoceno. Se han seleccionado estas dos secciones ya que tienen una tasa de sedimentación muy alta en comparación con las secciones de sondeos del ODP y DSDP y por encontrarse en la región del Tethys o sus proximidades. A partir del estudio de los foraminíferos planctónicos, se ha obtenido una bioestratigrafía de alta

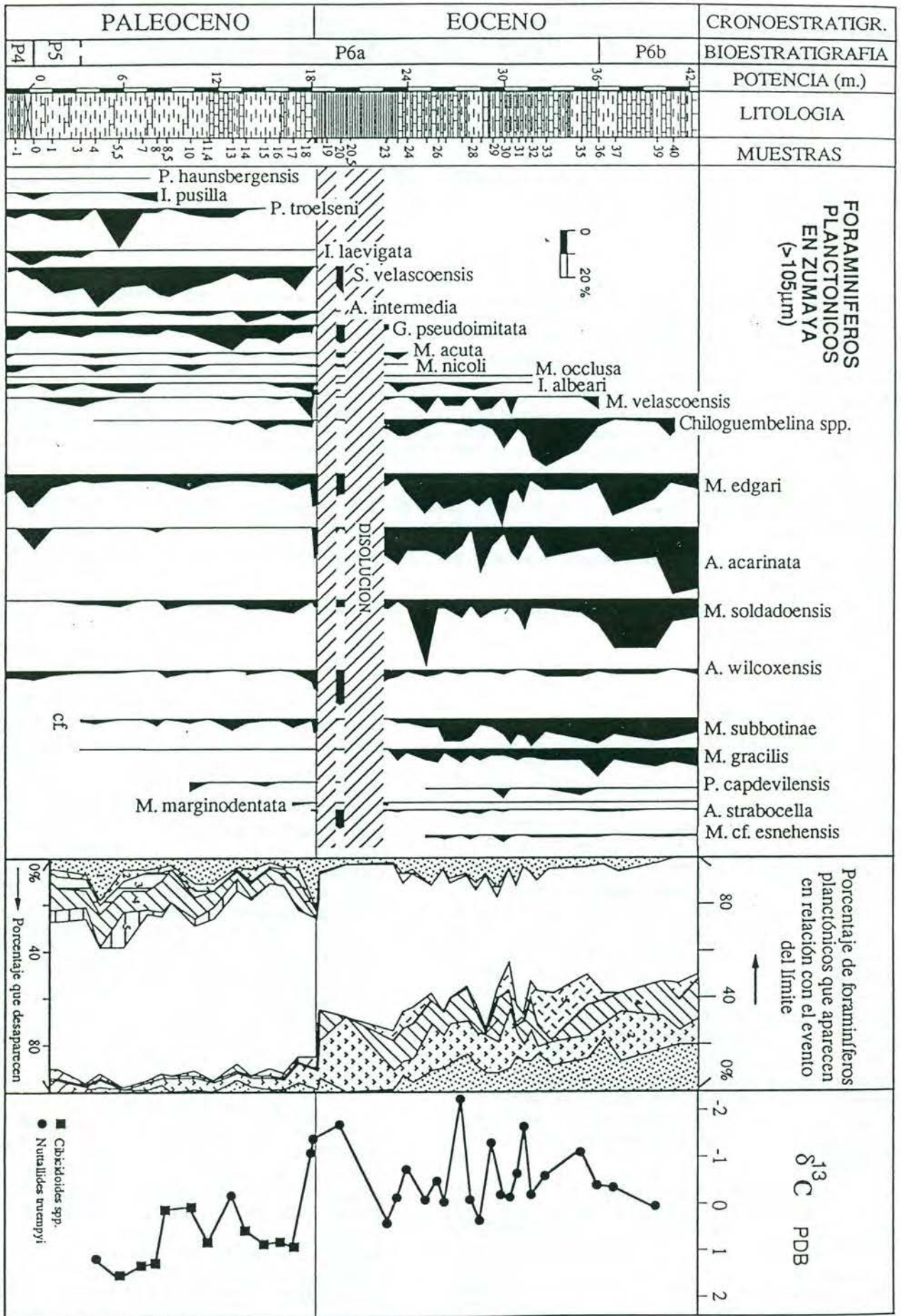


Fig. 1: Abundancias relativas y valores de $\delta^{13}C$ de las especies afectadas por el evento paleoceno/EOCENO del límite Paleoceno/EOCENO en Zumaya. 1: Morozovella (superficial). 2: Acarinina (superficial). 3: Igorina (superficial). 4: Subbotina (intermedia). 5: Chiloguembelina (intermedia, zona de mínimo oxígeno). 6: Planorotalites (Profunda)

resolución. Teniendo en cuenta estos datos, así como los valores de $\delta^{13}\text{C}$ medidos en la concha de foraminíferos bentónicos y otros cambios geoquímicos se discuten los eventos paleoceanográficos que acontecieron en el tránsito P-E.

La situación geográfica y geológica de la sección de Zumaya se encuentra en Hillebrandt (1965) y Canudo y Molina (1992a) y la caracterización paleobiogeográfica en Orue-Etxebarria y Lamolda (1985). El corte de Caravaca se encuentra en la Formación Jorquera (Veen, 1969) y la situación en Hillebrandt (1974) y Canudo *et al.* (en prensa).

2. MATERIAL Y MÉTODOS

La transición P-E en Zumaya y Caravaca se ha muestreado (inmediatamente encima y debajo del límite) en intervalos que varían entre 10 y 20 cm., y en intervalos de 50 cm. en el resto de los cortes estudiados. Se han analizado 59 muestras en Caravaca y 48 en Zumaya. Las muestras se han disgregado exclusivamente con agua y se han levigado con el tamiz de $63\mu\text{m}$. Se han secado con una estufa a menos de 50° . Se han separado de 300 a 400 ejemplares para el estudio cuantitativo de la fracción mayor de $105\mu\text{m}$.

Los análisis isotópicos se han realizado sobre los foraminíferos bentónicos *Cibicidoides* y *Nuttallides truempyi* (Nuttall) en Zumaya y *N. truempyi* en Caravaca, con excepción del intervalo donde falta esta especie, en el cual se analizó *Lenticulina*. Se seleccionaron especímenes con un tamaño entre $180\text{-}250\mu\text{m}$ y posteriormente se limpiaron en la cuba de ultrasonidos. Las mediciones isotópicas se realizaron con un Finnigan MAT 251 de la Universidad de Michigan. El error analítico se ha calculado en un 0,05%. Las tablas con los datos de cada muestra se encuentran en Canudo *et al.* (en prensa). Los foraminíferos de las dos secciones tienen recristalización de la concha original de calcita, pero la disolución y recristalización de la calcita de los foraminíferos no tienen especial significado en la magnitud de los valores de los cambios del $\delta^{13}\text{C}$ en el límite P/E debido a que la mayor parte del reservorio de Carbono se encuentra en el Carbonato biogénico (Keigwin y Corliss, 1986).

3. BIOESTRATIGRAFÍA Y EL LÍMITE P/E

La bioestratigrafía utilizada en este trabajo está basada en la biozonación de bajas latitudes con foraminíferos planctónicos de Berggren y Miller (1988). En el Pirineo, faltan alguno de los biohorizontes usados por estos autores, por lo que se ha tenido que correlacionar a partir de la biozonación regional de Canudo y Molina (1992b). La Biozona P4 está definida por la distribución completa de *Planorotalites pseudomenardii* (Bolli) la P5 es el intervalo entre la última aparición (U.A.) de *P. pseudomenardii* y la primera aparición (P.A.) de *Morozovella subbotinae* (Morozova), el límite superior de la P6a es la U.A. de *Morozovella velascoensis*. (Cushman), Por último, el de la P6b es la P.A. de *Morozovella formosa*. (Bolli) Sin embargo, esta biozonación no es la ideal para la transición P-E y necesita

una modificación en el futuro, por lo que se discute a continuación.

En Zumaya la transición P-E (biozonas P4 - P6a-b) tiene una potencia de 42 m. de calizas y margas, a lo largo de los cuales se ha analizado la distribución y el estudio cuantitativo de las especies más representativas, así como las variaciones del isótopo de $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 1). Hay que destacar la poca potencia de la Biozona P5 (Canudo y Molina, 1992a) al igual que en los sondeos 401 y 577, lo que indujo a Miller *et al.* (1987) y Pak y Miller (1992) a no separar ambas biozonas. Según Blow (1979) no hay un intervalo entre la U.A. de *P. pseudomenardii* y la P.A. de *M. subbotinae* y en consecuencia la Biozona P5 (*sensu* Berggren y Miller, 1988) no existiría. Por el momento nuestros datos clarifican pero no solucionan el problema, ya que *M. cf. subbotinae* en Zumaya se encuentra inmediatamente encima de la U.A. de *P. pseudomenardii* (Bolli) y en Caravaca este intervalo no está representado. La potencia de la Biozona P6a en Zumaya es la mayor conocida para este intervalo. A modo de ejemplo se puede apuntar que solamente tiene 1,2 m. en el sondeo 577 del Pacífico (Miller *et al.*, 1987) y 6,4 m. en el sondeo 401 del Golfo de Vizcaya.

En Caravaca la transición P-E es menos completa que en Zumaya. Hay un hiato desde la parte superior de la Biozona P4 hasta la parte inferior de la P6a que ha sido estimado en aproximadamente 0,7 m. a. (Molina *et al.*, en prensa). Sin embargo, el evento del límite P/E se encuentra completamente representado, si bien hay una sedimentación condensada en la parte alta de la Biozona P6a (Fig. 2).

La correlación bioestratigráfica de estas dos secciones indica que la brusca disminución del $\delta^{13}\text{C}$ es un excelente horizonte de correlación que en ambas secciones coincide con el inicio de un intervalo de disolución de carbonatos, el cual se mantiene con mayor o menor desarrollo en el resto de la Biozona P6a en Caravaca. La vuelta de los valores bajos de $\delta^{13}\text{C}$ a los valores anteriores al evento del límite en Caravaca está situado casi en coincidencia con la U.A. de *M. velascoensis* mientras que en Zumaya está 4 m. por encima. Estas pequeñas diferencias podrían deberse a la desaparición diacrónica de este taxon o la sedimentación más condensada de este intervalo en Caravaca.

El límite P/E no está oficialmente definido y muchos investigadores sitúan este límite en la extinción de *M. velascoensis* que marca el límite entre las Biozonas P6a y P6b (Berggren y Miller, 1988; 1989). Sin embargo, este biohorizonte no se encuentra en facies de poca profundidad (Molina *et al.*, 1992) ni en altas latitudes por lo que parece un pobre marcador para este límite. Otro biohorizonte que ha sido utilizado es la P.A. de *Pseudohastigerina*, pero parece poco conveniente utilizarlo en correlaciones entre diferentes cuencas, ya que es muy diacrónico como se evidencia comparando los dos perfiles estudiados. Así en Zumaya se encuentra por encima de la U.A. de *M. velascoensis* y en los mismos niveles que los isótopos tienen valores similares a antes del límite. Sin embargo, en Caravaca llegan a coincidir en las mismas muestras *P. wilcoxensis* (Cushman y Ponton) y *M. velascoensis*, y la P.A. de *P. wilcoxensis* se encuentra en muestras donde persisten los bajos valores de los isótopos

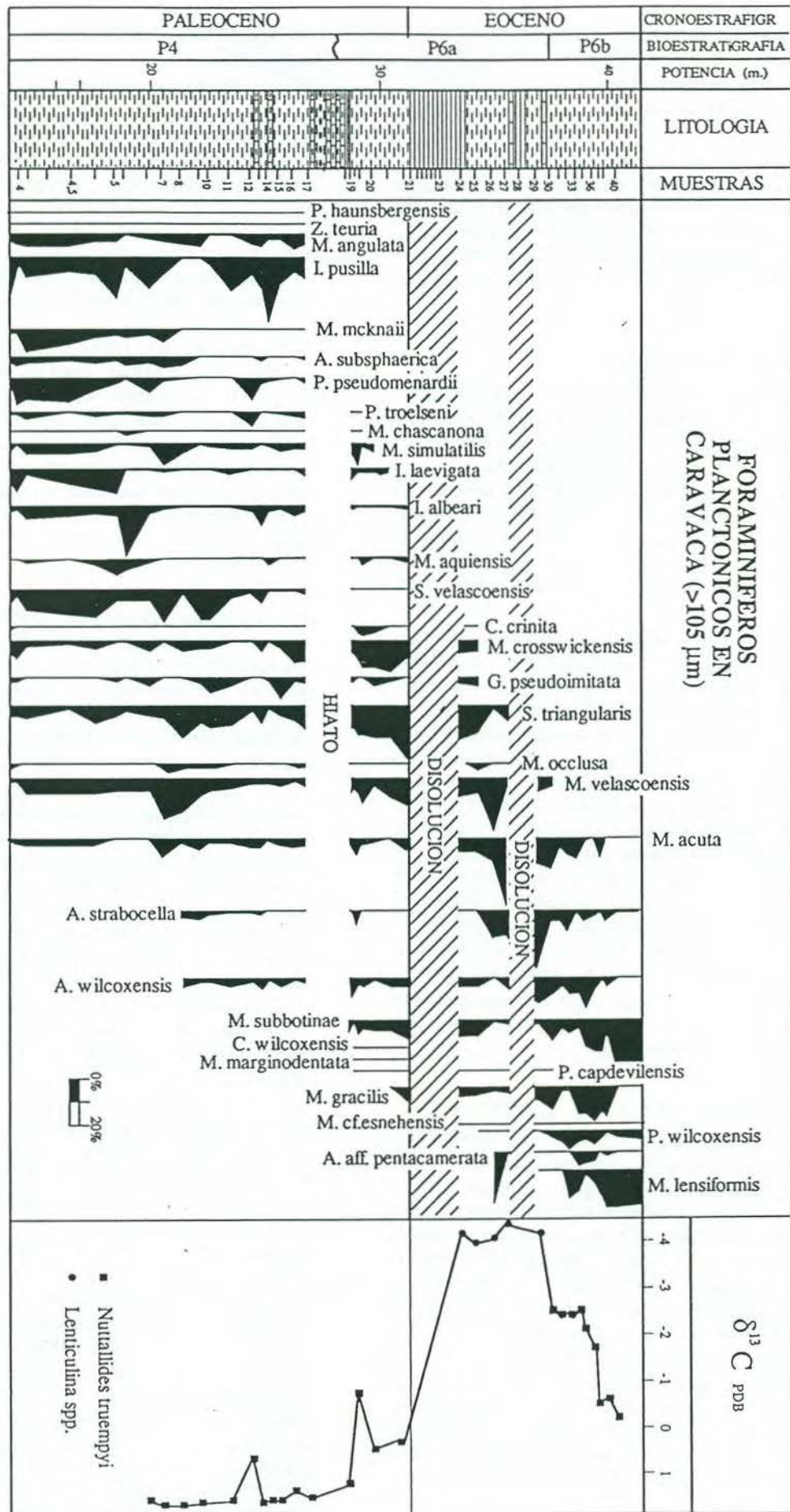


Figura 2: Abundancia relativa y valores de $\delta^{13}C$ de las especies afectadas por el evento paleoceano-gráfico del límite en el corte de Caravaca.

(Biozona P6a). Estos datos parecen indicar que *P.wilcoxensis* evoluciona de su ancestro *Globanomalina ovalis* Haque en el Tethys en la parte superior de la Biozona P6a, migrando con posterioridad durante la Biozona P6b al Atlántico Norte.

Hay otras propuestas de menor aceptación sobre donde situar el límite P/E, pero la más isocrónica sería la brusca disminución en el $\delta^{13}\text{C}$ que se ha encontrado a nivel global y que coincide con una extinción muy importante de foraminíferos bentónicos (Thomas, 1989, 1990; Kaiho, 1991; Kennett y Stott, 1990, 1991; Pak y Miller, 1992). En este sentido la parte española del grupo de trabajo organizado para la definición del estratotipo del límite Paleoceno/Eoceno ha propuesto este horizonte en el perfil de Zumaya como el más adecuado para situar este límite, y por tanto ha sido el usado en este trabajo.

4. IMPLICACIONES PALEOCEANOGRÁFICAS

Las asociaciones de foraminíferos bentónicos indican que durante el intervalo estudiado Zumaya se depositó en un ambiente batial medio, sin embargo el medio de Caravaca sería menos profundo y podría oscilar entre batial superior o nerítico externo (Keller *et al.*, en prensa). En Zumaya, el ambiente batial generalmente bien oxigenado del Paleoceno superior fue reemplazado temporalmente en el límite P/E por condiciones anaeróbicas depositándose un nivel de margas oscuras, seguido por el depósito de una arcilla roja con disolución, el cual coincide con los niveles de valores bajos en los isótopos. En Caravaca, el depósito de arcillas con disolución se mantuvo un mayor tiempo y no se observan las tonalidades rojas, predominando las grises oscuras. Esto sugiere que las aguas batiales y profundas de Zumaya estaban más oxigenadas que las más someras de Caravaca. Los foraminíferos planctónicos indican que la temperatura de las aguas era mayor en Caravaca que en Zumaya, lo cual se deduce del dominio de taxones tropicales o subtropicales en Caravaca (*Morozovella*, *Acarinina*, *Igorina*), respecto a la mayor abundancia de los taxones de agua fría (*Subbotina*) en Zumaya. El aumento de temperatura en el límite P/E provocó momentáneamente un aumento de la presencia de morozovéllidos y acarinínidos en Zumaya, lo que representa una extensión hacia el Norte de las faunas de bajas latitudes.

Las medidas de los isótopos de carbono en los foraminíferos demuestran que el cambio brusco se produce en la Biozona P6a, es decir antes de la extinción de *M. velascoensis*. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ disminuyen un 2,5 por mil en Zumaya y un 4 por mil en Caravaca (Canudo *et al.*, en prensa). En las secciones del DSDP esta disminución negativa es similar y rápida. Después de este cambio brusco en Zumaya los valores de los isótopos tienen bastantes oscilaciones, sin embargo en Caravaca permanecieron estables en el resto de la biozona P6a. A partir de la base de la P6b los valores en los isótopos vuelven a ser similares a los que se encuentran antes del límite.

En la Fig. 1 se puede observar que las asociaciones de los foraminíferos planctónicos tanto de aguas profundas como superficiales sufren cambios a lo largo del tránsito entre el Paleoceno y el Eoceno. Se extinguen

gradualmente el 30% de las especies, pero como evolucionan nuevas especies el número total de especies solo disminuye un 10% a lo largo del tránsito P-E. Sin embargo, la extinción de los foraminíferos bentónicos es más importante, llegando a extinguirse el 50% de los taxones. Esta extinción se produce a la vez que el cambio en los isótopos, a diferencia de los cambios en los foraminíferos planctónicos que es gradual y comienza por debajo del evento del límite. Aunque esto parece indicar que se produjo un cambio gradual en la parte superior de la columna de agua del océano, esta diferencia se minimiza al observar en Zumaya que los cambios más importantes de abundancia de las especies se producen en coincidencia con el evento del límite P/E. Al ser este indicador ambiental más sensible se puede afirmar que el principal cambio en los foraminíferos planctónicos coincide con la extinción masiva de los pequeños foraminíferos bentónicos de los medios batiales y abisales, con lo que se puede concluir que los cambios afectaron a toda la columna de agua.

En el corte de Caravaca se han observado algunos cambios significativos en la concentración de diferentes elementos (Molina *et al.*, en prensa). En el Paleoceno terminal se observan altos niveles de Mn, Cr, Cu y Zn los cuales serían causados por altas proporciones de componentes basálticos y esto indicaría un aumento de la actividad hidrotermal en las dorsales oceánicas, produciéndose un aumento de CO_2 y finalmente la disolución de carbonatos. En el límite P/E se observa el aumento de Fe, Al_2O_3 y TiO_2 , lo cual conlleva un aumento significativo de detríticos, manifestándose en el aumento del contenido en cuarzo y en una disminución de la concentración de Mn, Cr, Zn, Cu y REE. Así pues, un calentamiento global originado probablemente en las dorsales oceánicas causaría alta evaporación y fuertes lluvias que aumentarían la erosión (Rea *et al.*, 1990) y producirían cambios importantes en la circulación de las masas de agua.

5. CONCLUSIONES

Teniendo en cuenta la posición dentro de la columna de agua de los foraminíferos planctónicos es posible conocer qué parte de la columna de agua estuvo más influenciada por el evento del límite P/E. El estudio de los perfiles de Caravaca y Zumaya parece indicar que toda la columna de agua fue afectada por este cambio medioambiental como indican las variaciones en las proporciones de las especies profundas, medias y superficiales, sin embargo no debió de ser tan importante como en el fondo oceánico ya que los cambios no afectaron grandemente al número de especies. En Zumaya se evidencia el desarrollo de una zona de mínimo oxígeno (aumento de *Chiloguembelina* spp) con posterioridad al evento del límite, sin embargo esto no se observa en Caravaca. Nuestro trabajo indica que en estos dos cortes el máximo calentamiento y el cambio en los isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ en el límite P/E no solo afectaron a los foraminíferos bentónicos sino que también afectaron a los foraminíferos planctónicos, por lo que el evento tuvo influencia en menor o mayor grado en toda la columna de agua. Las diferencias en las asociaciones y en los cambios de los foraminíferos planctónicos e isótopos de los perfiles

de Caravaca y Zumaya, indicarían que ambas regiones fueron afectadas por distintas masas de agua. Caravaca puede estar más influenciada por el Tethys, mientras que Zumaya reflejaría las condiciones de las masas de aguas del Atlántico Norte.

6. AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Gerta Keller de la Universidad de Princeton la gestión realizada para el análisis de los isótopos en la Universidad de Michigan, así como la colaboración prestada en la interpretación de los mismos. Este trabajo ha sido subvencionado por la DGICYT proyecto PS91-0172 y es una contribución al Proyecto de la IGCP nº 308. (*Paleocene/Eocene boundary events*).

7. BIBLIOGRAFÍA

- Barrera, E y Huber, B.T. 1991. Paleogene and early Neogene Oceanography of the southern Indian Ocean: Leg 119 Foraminiferal stable isotope results. *Proceedings ODP*, 119, 693-717.
- Berggren, W.A. y Miller, K.G. 1988. Paleogene planktonic foraminiferal biostratigraphy and magneto-biochronology. *Micropaleontology*, 34, 362-380.
- Berggren, W.A. y Miller, K.G. 1989. Cenozoic bathyal and abyssal calcareous benthic foraminiferal zonation. *Micropaleontology*, 35, 308-320.
- Blow, W.A. 1979. *The Cainozoic globigerinida. A study of the morphology, taxonomy, evolutionary relationships and the stratigraphical distribution of some Globigerinida (mainly Globigerinacea)*. Ed. E. J. Brill, Leiden, 1-1413.
- Canudo, J.I. y Molina, E. 1992a. Planktic foraminiferal faunal turnover and Biochronostratigraphy of the Paleocene-Eocene boundary at Zumaya, northern Spain. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 5, 145-157.
- Canudo, J.I. y Molina, E. 1992b. Biostratigrafía con foraminíferos planctónicos del Paleógeno del Pirineo. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 186, 97-135.
- Canudo, J.I., Keller, G. y Molina, E. en prensa. Planktic foraminiferal turnover and $\delta^{13}\text{C}$ isotopes across the Paleocene-Eocene transition at Caravaca and Zumaya, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Corfield, R.M. y Cartlidge, J.M. 1992. Oceanographic and climatic implications of the Paleocene carbon isotope maximum. *Terra Nova*, 4, 443-455.
- Hillebrandt, A. Von. 1965. Foraminiferen-Stratigraphie im Alttertiär von Zumaya (Prov. Guipuzcoa, NW Spanien) und ein Vergleich mit anderen Tethys-Gebieten. *Bayerische Akademie der Wissenschaften, Abhandlungen*, 123, 1-62.
- Hillebrandt, A. Von. 1974. Biostratigrafía del Paleógeno en el Sureste de España (provincias de Murcia y Alicante). *Cuadernos de Geología*, 5, 135-153.
- Kaiho, K. 1991. Global changes of Paleogene aerobic/anaerobic benthic foraminifera and deep sea circulation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 83, 65-86.
- Keigwin, L.D. Jr. y Corliss, B.H. 1986. Stable isotopes in middle Eocene through Oligocene foraminifera. *Geological Society American Bulletin*, 97, 335-345.
- Keller, G., Canudo, J.I., Molina, E. y Ortiz, N., en prensa. Paleocene/Eocene event in the western Tethys: Foraminiferal isotopes and faunal turnover. *The Journal of Geology*.
- Kennett, J.P. y Stott, L.D. 1990. Proteus and Proto-Oceanus: ancestral Paleogene oceans as revealed from Antarctic stable isotopic results. *Proceedings ODP*, 113, 865-880.
- Kennett, J.P. y Stott, L.D. 1991. Terminal Paleocene deep-sea benthic crisis: sharp deep-sea warming and paleoceanographic changes in Antarctica. *Nature*, 353, 225-229.
- Lu, G. y Keller, G. 1993. Climatic and oceanographic events across the Paleocene-Eocene transition in the Antarctic Indian Ocean: Inference from Planktic Foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 21, 101-142.
- Miller, K.G., Janecek, T.R., Katz, M.E. y Keil, D.K. 1987. Abyssal circulation and benthic foraminiferal changes near the Paleocene/Eocene boundary. *Paleoceanography*, 2, 741-761.
- Molina, E., Canudo, J.I., Guernet, C., McDougall, K., Ortiz, N., Pascual, J.O., Pares, J.M., Samsó, J.M., Serra-Kiel, J. y Tosquella, J., 1992. The stratotypic ilderdian revisited: integrated stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary. *Revue de Micropaléontologie*, 35, 2, 143-156.
- Molina, E., Canudo, J.I., Martínez-Ruiz, F. y Ortiz, N., en prensa. Integrated stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary at Caravaca, southern Spain. *Eclogae Geologicae Helvetiae*.
- Orue-Etxebarria, X. y Lamolda, M. 1985. Características paléobiogeográficas del bassin Basco-Cantabrique pendant le Paléogène. *Revue de Micropaléontologie*. 27 (4), 257-265.
- Pak, D.K. y Miller, K.G. 1992. Paleocene to Eocene benthic foraminiferal isotopes and assemblages: Implications for deep-water circulation. *Paleoceanography*, 7, 405-422.
- Rea, D.K., Zachos, J.C., Owen, R.M. y Gingerich, P.D. 1990. Global change at the Paleocene-Eocene boundary: climatic and evolutionary consequences of tectonic events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 79, 117-128.
- Shackleton, N.J., Hall, M.A. y Boersma, A. 1984. Oxygen and carbon isotope data from Leg 74 foraminifers. *Initial Reports DSDP*, 4, 599-612.
- Thomas, E. 1989. Development of Cenozoic deep-sea benthic foraminiferal faunas in Antarctic waters. *Geological Society of America Special Publication*, 47, 283-296.
- Thomas, E. 1990. Late Cretaceous-early Eocene mass extinctions in the deep-sea. *Geological Society of America Special Publication*, 247, 481-496.
- Tjalsma, R.C. y Lohmann, G.P. 1983. Paleocene-Eocene bathyal and abyssal benthic foraminifera from the Atlantic Ocean. *Micropaleontology Special Publication*, 1, 1-94.
- Ven, G.W., Van. 1969. *Geological investigations in the region west of Caravaca southeastern Spain*. Tesis Universidad Amsterdam, 1-143.