

RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL CON FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS Y CRONOESTRATIGRAFÍA DEL TRÁNSITO PALEOCENO-EOCENO DE ZUMAYA (GUIPÚZCOA)

I. ARENILLAS y E. MOLINA

Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza. E-50009 Zaragoza, España.
E-mail: ias@posta.unizar.es; emolina@posta.unizar.es

Resumen

El estudio bioestratigráfico y cuantitativo de alta resolución realizado en el corte de Zumaya y su calibración biomagnetoestratigráfica ha permitido situar con precisión el evento más relevante dentro del tránsito Paleoceno-Eoceno (P-E). El límite Paleoceno/Eoceno (P/E) aún no ha sido oficialmente definido, pero tiende a situarse en coincidencia con un cambio negativo brusco de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y con la extinción en masa de foraminíferos bentónicos en medios abisales y batiales, identificados en el límite BB1/BB2 de foraminíferos bentónicos y en la parte media de la Biozona de *Morozovella velascoensis*. En Zumaya, los cambios isotópicos y el evento de extinción coinciden con un intervalo con dos niveles de disolución dentro del cron C24r. El comienzo del descenso de $\delta^{13}\text{C}$ precede a la extinción principal de los foraminíferos bentónicos y a los niveles de disolución, y coincide con la base de la Subzona de *Acarinina berggreni* y los cambios isotópicos llegan a su máximo en la Subzona de *Acarinina sibaiaensis*. Estas subzonas se caracterizan también por un brusco incremento de acarínidos, especialmente de *A. pseudotopilensis*, *A. wilcoxensis*, *A. triplex*, *A. strabocella* y *A. apanthesma*, y la evolución de nuevas especies de acarínidos, entre las que se incluye *A. berggreni*, *A. sibaiaensis* y *A. africana*. Los niveles de disolución serían el resultado de un ascenso global de la lisoclina y del nivel de compesación de la calcita (NCC) como consecuencia del incremento de la presión parcial de CO_2 y, por tanto, de la corrosividad de las aguas marinas profundas. La corrosividad de las aguas batiales y abisales y el ascenso de la temperatura global por "efecto invernadero" del CO_2 podrían ser la causa de los eventos evolutivos observados en el tránsito P-E. Atendiendo a los datos micropaleontológicos de los estratotipos del Thanetiense e Ypresiense, la arcilla con disolución y el evento del límite P/E se situarían entre el techo del Thanetiense y la base del Ypresiense.

Palabras clave: Foraminíferos, Bioestratigrafía, Paleoecología, Análisis Cuantitativo, Thanetiense, Ypresiense, Ilerdiense.

Abstract

High resolution biostratigraphy and quantitative studies carried out at Zumaya and its biomagnetostratigraphic calibration have allowed to precisely situate the most relevant event in the Paleocene-Eocene (P-E) transition. The Paleocene/Eocene (P/E) boundary has not been officially defined yet but it is usually placed in coincidence with the major negative excursion in $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ and the abyssal and bathyal benthic foraminiferal mass extinction identified in the benthic foraminiferal BB1/BB2 boundary and the middle part of the *Morozovella velascoensis* Biozone. At Zumaya the isotope excursions and the main extinction event coincide with the base of an interval with two dissolution levels in chron C24r. The beginning of the $\delta^{13}\text{C}$ decrease precedes the main benthic foraminiferal extinction and the dissolution intervals, it coincides with the base of the *Acarinina berggreni* Subzone and its maximum with the base of the *Acarinina sibaiaensis* Subzone. These subzones are also characterized by a sudden acarininid increase, mainly of *A. pseudotopilensis*, *A. wilcoxensis*, *A. triplex*, *A. strabocella* and *A. apanthesma*, and the evolution of new acarininid

species including *A. berggreni*, *A. sibaiyaensis* and *A. africana*. Dissolution levels could be the result of a global rise of the lysocline and calcite compensation depth due to the increase of the partial pressure of CO₂ and, therefore, of the deep ocean water corrosiveness. The bathyal and abyssal water corrosivity and the global temperature rise due to CO₂ "greenhouse effect" might be the cause of the evolution events noticed in the P-E transition. According to the micropaleontologic data of Thanetian and Ypresian stratotypes, the dissolution clay and P/E event seems to be situated between the top of Thanetian and the base of Ypresian.

Key words: Foraminifera, Biostratigraphy, Paleoecology, Quantitative analysis, Thanetian, Ypresian, Ilerdian.

INTRODUCCIÓN

Durante el tránsito Paleoceno-Eoceno (P-E) se produce una de las extinciones en masa de microforaminíferos bentónicos más relevante de la historia geológica (Tjalsma y Lohman, 1983; Thomas, 1990; Pak y Miller, 1992) y está asociada a un importante cambio negativo en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ (Shackleton *et al.*, 1985; Miller *et al.*, 1987; Kennet y Stott, 1990, 1991; Corfield y Cartlidge, 1992). Coincidiendo con el evento de extinción de foraminíferos bentónicos (EEFB) se ha observado también un importante cambio en las asociaciones de foraminíferos planctónicos con un brusco incremento de los acarínidos (Berggren y Olsson, 1986; Kennett y Stott, 1990; Canudo y Molina, 1992; Lu y Keller, 1993, 1995; Molina *et al.*, 1994, 1999; Canudo *et al.*, 1995; Arenillas y Molina, 1996; Pardo *et al.*, 1997, 1999; Arenillas *et al.*, 1999).

Además de estos cambios evolutivos e isotópicos, se han identificado cambios en la sedimentación como la presencia de arcillas con niveles de disolución de calcita en diferentes cortes de España y del resto del mundo (Canudo y Molina, 1992a; Molina *et al.*, 1994, 1999; Canudo *et al.*, 1995; Arenillas y Molina, 1996; Thomas y Shackleton, 1996; Schmitz *et al.*, 1996b, 1997; Thomas, 1996; Orue-Etxebarria *et al.*, 1996; Dickens *et al.*, 1997; Arenillas *et al.*, 1999; Bolle *et al.*, 1999). La disolución del CaCO₃, la extinción de los pequeños foraminíferos bentónicos en aguas abisales y batiales y la rápida diversificación de acarínidos deben haber tenido una causa común. El límite Paleoceno/Eoceno (P/E) no ha sido todavía oficialmente definido por la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Paleógeno, pero el evento descrito puede ser el más apropiado e isocrónico para establecer el límite P/E (Molina *et al.*, 1994, 1999) y, aunque rechazado por algunos (Aubry *et al.*, 1999; Aubry y

Berggren, 2000) que proponían como alternativa la primera aparición del nannofósil *Tribrachiatus digitalis*, ha sido recientemente aceptado en votación por los miembros del grupo de trabajo del límite P/E y este límite será definido en el nivel litológico correspondiente al cambio isotópico.

El corte de Zumaya es muy conocido por su excelente exposición y continuidad, siendo uno de los cortes marinos batiales más expandidos que se conocen hasta la fecha. Este corte se sitúa en el Atlántico norte en una latitud media, relativamente alejada del dominio del Tétis. El Paleoceno y Eoceno inferior de este corte han sido objeto de numerosos estudios, que abarcan su magnetoestratigrafía (Rogenthen, 1976; Luebbert, 1996), estratigrafía isotópica (Schmitz *et al.*, 1996b, 1997; Le Callonnec, 1998), estratigrafía secuencial (Pujalte *et al.*, 1989, 1995), bioestratigrafía con nannoplancton calcáreo (Kapellos, 1974), con foraminíferos bentónicos (Ortiz, 1995; Speijer en Schmitz *et al.*, 1997) y con foraminíferos planctónicos (Hillebrandt, 1965; Canudo y Molina, 1992; Canudo *et al.*, 1995; Arenillas *et al.*, 1996). Su continuidad, su buena exposición y su registro fósil, sedimentológico e isotópico permiten afirmar que el corte de Zumaya tiene grandes posibilidades para la definición del límite P/E, por lo que ha sido propuesto como posible estratotipo (Molina, 1994, 1996; Molina *et al.*, 1996; Molina y Arenillas, 1998).

El objetivo de este trabajo es analizar la evolución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos del tránsito P-E de Zumaya y realizar un estudio bioestratigráfico integrado y de alta resolución. La metodología de alta resolución permite datar con precisión el evento isotópico dentro del tránsito P-E y confirmar la biozonación y subzonación definida por Molina *et al.* (1999). Por otro lado, el estudio magnetoestratigráfico realizado recientemente en el corte de Zumaya (Luebbert, 1996) permite calibrar biomagnetoestratigráficamente el Paleoceno superior y Eoceno inferior.

La correlación con los estratotipos del Selandiense, Thanetiense, Ypresiense e Ilerdiense nos permite obtener conclusiones cronoestratigráficas sobre la posición del límite Daniense/Selandiense y/o Thanetiense y, especialmente, de la posición del límite P/E, que será definido en el evento isotópico, con relación a los pisos Thanetiense, Ilerdiense e Ypresiense.

LOCALIZACIÓN Y METODOLOGÍA

El límite P/E de Zumaya está situado al NO del pueblo de Zumaya (Guipúzcoa, Norte de España), al final del camino de acceso a la Playa de San Telmo (Fig. 1). Las coordenadas U.T.M. son aproximadamente 30TWN601947 y las coordenadas geográficas aproximadas son 43° 18' N y 2° 15' W. Geológicamente se halla situado en la parte oriental del orógeno pirenaico (Vasco-cantábrico), dentro del Sinclinorio Costero Guipuzcoano de dirección ONO-ESE. El Paleoceno presenta en su parte media (Selandiense) facies margosas-arcillosas pelágicas rojas y margas grises y en su parte superior (Thanetiense) facies *flysch* (calizas arenosas y margas limosas), con una ligera progradación de depósitos de abanico submarino que se identifica por un incremento de margas y margas calcáreas y de procesos turbidíticos (incluso algún *slump*). Todos estos depósitos pertenecen a un medio batial medio-superior de un talud con pendiente relativamente alta.

El tránsito P-E en Zumaya está representado por una arcilla roja con disolución, en cuya base se pro-

ducen cambios negativos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ (Schmitz *et al.*, 1996b, 1997; Le Callonnec, 1998), la extinción en masa de los foraminíferos bentónicos batiales y abisales (Ortiz, 1995; Schmitz *et al.*, 1997), y una incursión de *Acarinina* (Canudo y Molina, 1992; Canudo *et al.*, 1995; Arenillas *et al.*, 1996). El Eoceno inferior (Ypresiense) presenta facies turbidíticas (calcarenitas, microconglomerados y margas), típicas de abanico submarino e indica que la cuenca se hace fuertemente subsidente con grandes flujos turbidíticos. En el tránsito P-E se han observado dos pequeñas fallas que se sitúan aproximadamente en la parte inferior y superior de la Biozona de *M. velascoensis*. La primera falla duplica un intervalo sedimentario de unos 5-6 m y la segunda impide un mejor muestreo de la parte superior de la Biozona de *M. velascoensis*.

Este corte fue muestreado en intervalos que varían entre 5 a 10 centímetros en las proximidades del límite P/E y en intervalos de 25, 50 o 100 centímetros en el resto del corte. Se han estudiado un total de 80 muestras, las cuales fueron disgregadas con la ayuda de H_2O_2 , levigadas con dos tamices, uno de 63 μm y otro de 106 μm , tratadas con ultrasonidos y secadas con una estufa a menos de 50°C. El estudio cuantitativo (Tablas 1, 2 y 3) ha sido realizado basándose en una fracción representativa del total, superior a 106 μm , clasificando unos 300 ejemplares de cada muestra. Posteriormente ha sido analizado el resto del residuo y la fracción superior a 63 μm con el objetivo de buscar las especies raras o poco abundantes. La conservación de los foraminíferos planctónicos es buena, pero las cámaras están rellenas de sedimentos.

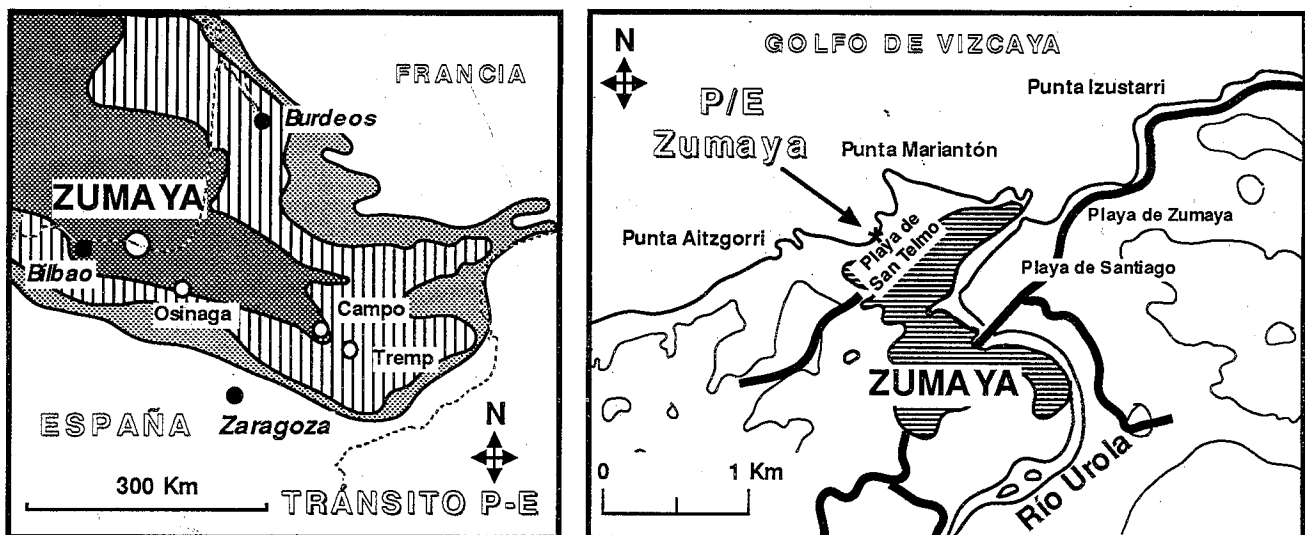


FIGURA 1—Situación geográfica y paleogeográfica del corte de Zumaya.

BIOESTRATIGRAFÍA
Y MAGNETOESTRATIGRAFÍA

La biozonación utilizada en el presente trabajo está basada en la biozonación del tránsito P-E de Molina *et al.* (1999). La falta de resolución de las biozonaciones previas (Bolli, 1957; Toumarkine y Luterbacher, 1985; Canudo y Molina, 1992b; Berggren *et al.*, 1995) no permitía calibrar con precisión los diferentes eventos relacionados con el límite P/E. Con foraminiferos planctónicos, el tránsito P-E era generalmente dividido en tres biozonas: Biozona de *Luterbacheria pseudomenardii* (=P4), Biozona de *Morozovella velascoensis* (=P5) y Biozona de *Morozovella subbotinae* (=P6). Las bases de las dos últimas biozonas se corresponden con la última aparición (U.A.) de *L. pseudomenardii* y la U.A. de *M. velascoensis*, respectivamente. El presente trabajo pone mayor énfasis en la Biozona de *M. velascoensis*, ya que incluye el evento del límite P/E.

Las biozonaciones de Arenillas y Molina (1996) y Pardo *et al.* (1999) han sido los primeros intentos en

subdividir la clásica Biozona de *Morozovella velascoensis* (P5) de Bolli (1957) en varias zonas o subzonas. Partiendo de estas primeras iniciativas, Molina *et al.* (1999) ha presentado una subzonación de las biozonas clásicas basándose en un estudio bioestratigráfico de alta resolución de diferentes cortes del Tetis y Atlántico norte en latitudes bajas y medias. Esta biozonación debe ser ampliamente contrastada, pero parece ser útil al menos para los dominios paleogeográficos anteriormente citados. En la Figura 2 se indica la biozonación seguida en el presente trabajo en comparación con otras biozonaciones del tránsito P-E (Bolli, 1966; Stainforth *et al.*, 1975; Blow, 1979; Toumarkine y Luterbacher, 1985; Canudo y Molina, 1992b; Berggren *et al.*, 1995; Arenillas y Molina, 1996; Pardo *et al.*, 1999).

En la biozonación de Molina *et al.* (1999), la Biozona de *M. velascoensis* Bolli (1957) o P5 de Berggren *et al.* (1995) ha sido subdividida en 5 subzonas: Subzona de *Morozovella aequa*, Subzona de *Morozovella gracilis*, Subzona de *Acarinina berggre-*

| PERIODOS | PISOS | ESPECIES INDICE | BIOZONACIONES | | | | | | | | |
|-----------|-------------|-------------------|--|--|--------------------------------|---------------------------------------|----------------------------------|---------------------------------|---|--|--|
| | | | Molina <i>et al.</i> (1999) Este trabajo | Pardo <i>et al.</i> (1999) | Arenillas & Molina (1996) | Berggren <i>et al.</i> (1995) | Canudo & Molina (1992) | Toumarkine & Luterbacher (1985) | Blow (1979) | Bolli (1966) Stainforth <i>et al.</i> (1975) | |
| EOCENO | YPRESIENSE | M. formosa | Morozovella subbotinae | P6b M. formosa- M. lensiformis | Morozovella formosa | P6b M. formosa- M. lensiformis | | Morozovella subbotinae | P8 G.(M.) formosa | Globorotalia formosa | |
| | | M. edgari | Morozovella subbotinae | P6a M. velascoensis- M. formosa | Morozovella subbotinae | P6a M. velascoensis- M. formosa | | Morozovella edgari | | Globorotalia subbotinae | |
| | | M. velascoensis | Morozovella velascoensis | P5b A. sibaiyaensis- M. velascoensis | Morozovella velascoensis | | | | Globorotalia (A.) wilcoxensis berggreni | | |
| | | Ps. wilcoxensis | Pseudohast. wilcoxensis | | | | | | P7 | | |
| | | A. sibaiyaensis | Acarinina sibaiyaensis | | | | | | | | |
| | | A. berggreni | Acar. berggreni | | | | | | | | |
| | | I. laevigata | Morozovella gracilis | P5a L. pseudomenardii- A. sibaiyaensis | Igorina laevigata | | | | | | |
| | | M. gracilis | Morozovella aequa | | | | | | | Globorot. (M.) s. subbotinae - Globorot. (M.) v. acuta | |
| | | | | | | | | | | P6 | |
| | | | | | | | | | | | |
| PALEOCENO | THANETIENSE | L. pseudomenardii | Luterbacher. pseudomenardii | P4c A. soldadoen. G. pseudomen. | Muricoglobigerina soldadoensis | | P4 Planorotal. pseudomenardii | Planorotalites pseudomenardii | M. soldad. soldadoensis/ G.(M)v. pasionensis P5 | Globorotalia pseudomenardii | |
| | | M. subbotinae | Muricoglob. soldadoensis | | | | | | | | |

FIGURA 2—Correlación de la biozonación utilizada en este trabajo con otras biozonaciones del tránsito Paleoceno-Eoceno.

ni, Subzona de *Acarinina sibaiyaensis* y Subzona de *Pseudohastigerina wilcoxensis*. La base de todas estas subzonas se corresponde con la primera aparición (P.A.) de las especies epónimas, excepto la base de la Subzona de *M. aequa*, que se corresponde con la U.A. de *L. pseudomenardii*. La frecuencia relativa y distribución estratigráfica de las especies identificadas se representan en las Figuras 3 y 4. El metro 0 de la escala métrica lo hemos situado en el límite Cretácico/Terciario (K/T) del corte de Zumaya, el cual se encuentra situado aproximadamente a 165 metros del límite P/E.

En Zumaya, la Subzona de *M. aequa* tiene una potencia de 6 metros y su base se sitúa en la U.A. de *L. pseudomenardii*, 150,5 metros por encima del límite K/T. La base de esta biozona se corresponde con un cambio en la sedimentación consistente en el paso de un intervalo con alternancia de areniscas calcáreas turbidíticas y margas a un intervalo de margas con intercalaciones esporádicas de areniscas calcáreas (Fig. 5). Este intervalo incluye a la Subzona de *Morozovella*

gracilis, la cual tiene una potencia de 8,5 metros y su base se sitúa 156,5 metros por encima del límite K/T. En el techo de esta última subzona existe un estrato calizo de unos 75 cm, que contiene un nivel arenisco de 10 cm.

La Subzona de *Acarinina berggreni* tiene una potencia de 2,5 metros y su base se sitúa a 165 metros por encima del límite K/T, coincidiendo con un intervalo margoso situado entre el nivel arenoso del techo de la Subzona de *Morozovella gracilis* y la arcilla roja del límite P/E. Gran parte de la siguiente subzona, la Subzona de *Acarinina sibaiyaensis*, se encuentra situada dentro de los niveles de disolución de la arcilla del límite. Su base se sitúa a 167,5 metros por encima del límite K/T y tiene una potencia de 8 metros. La parte superior de esta subzona y la siguiente, la Subzona de *Pseudohastigerina wilcoxensis*, consisten en calizas y margas hemipelágicas. La Subzona de *Pseudohastigerina wilcoxensis* tiene una potencia de 9,5 metros y su base y techo se sitúan a 175,5 y 185 metros respectivamente por encima del límite K/T.

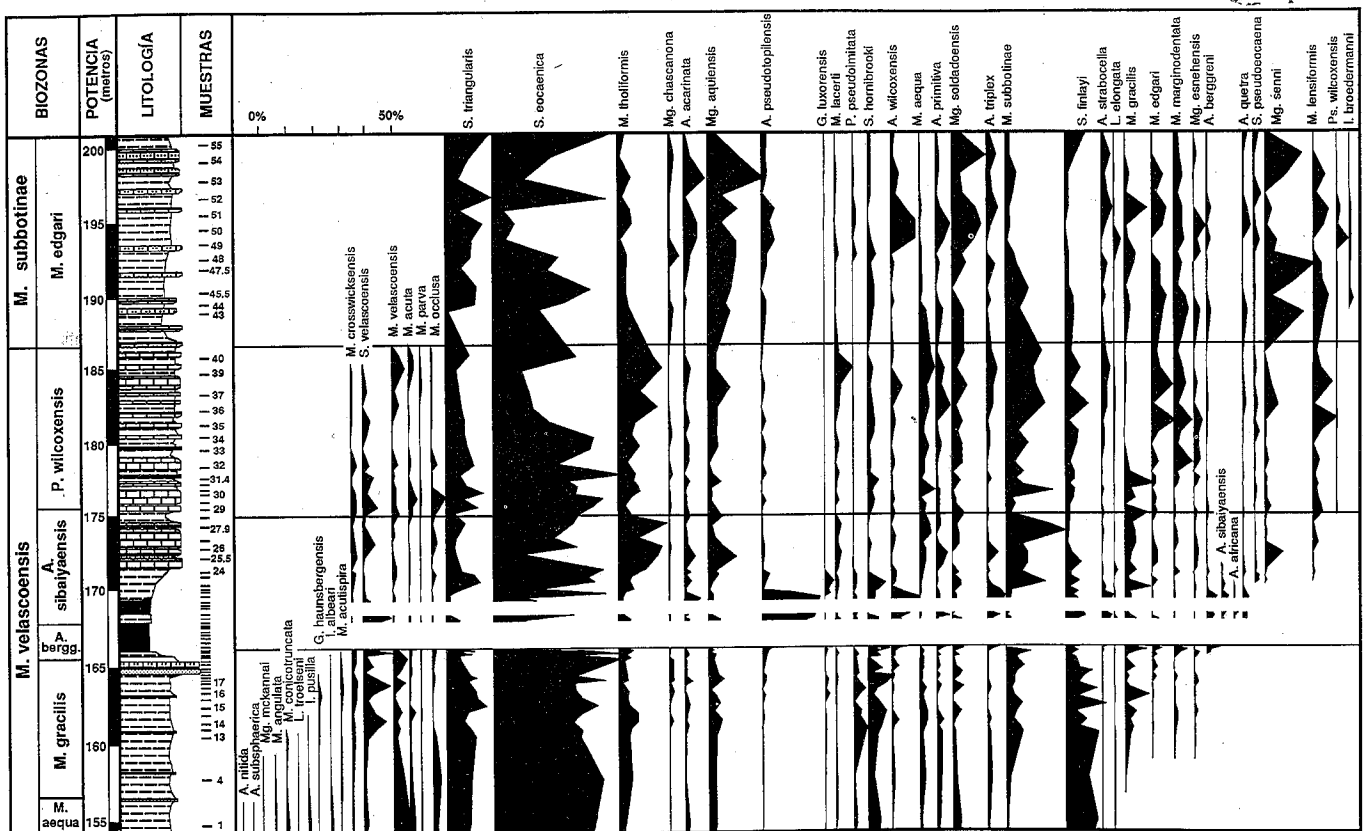


FIGURA 3—Frecuencia relativa de las especies de foraminíferos planctónicos de la fracción mayor de 106 µm del tránsito Paleoceno-Eoceno en Zumaya.

En la década pasada Ali, Hailwood y Molina muestrearon el corte y Luebbert (1996) ha estudiado la magnetoestratigrafía del Paleoceno superior y Eoceno inferior de Zumaya, reconociendo los cronos 24, 25 y 26 (Fig. 5). La calibración entre la magnetoestratigrafía y la bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos del Paleoceno y Eoceno inferior ha sido recientemente establecida por Molina y Arenillas (1998). De esta correlación se deduce que la base del Thanetiense, situada en la parte superior del cron 26r, está muy próxima a la base del Selandiense, la cual ha sido situada en la parte inferior del cron 26r (Molina *et al.*, 1996; Schmitz *et al.*, 1996b). También se deduce que el tránsito P-E, representado por la Biozona de *M. velascoensis* (P5), se sitúa por completo en la parte media-inferior del cron 24. Estos datos coinciden con la reciente calibración biomagnetoestratigráfica del Paleoceno y Eoceno inferior del corte de Gubbio (Arenillas, 1998).

RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL

Secuencia depõsicional y disolución en el tránsito P-E

En el tránsito P-E de Zumaya se puede reconocer una secuencia sedimentaria caracterizada por una unidad detrítica inicial, seguida de una unidad margosa-arcillosa y finalmente de una unidad calcárea y margosa hemipelágica. Esta secuencia abarca aproximadamente desde el metro 164 hasta el metro 175 por encima del límite K/T del corte de Zumaya y podría pertenecer a la secuencia depõsicional TA2 - 2.3 de Haq *et al.* (1987), a la DS7 de Pujalte *et al.* (1995) o a la DS-T/Y de Pujalte *et al.* (1998). No obstante, Pujalte *et al.* (1995, 1998) consideran que la secuencia depõsicional comienza con la unidad margosa-arcillosa, la cual representaría una cuña de nivel bajo. Nosotros hemos interpretado, por el contrario, que esta unidad representa el cortejo transgresivo de la secuencia, mientras que

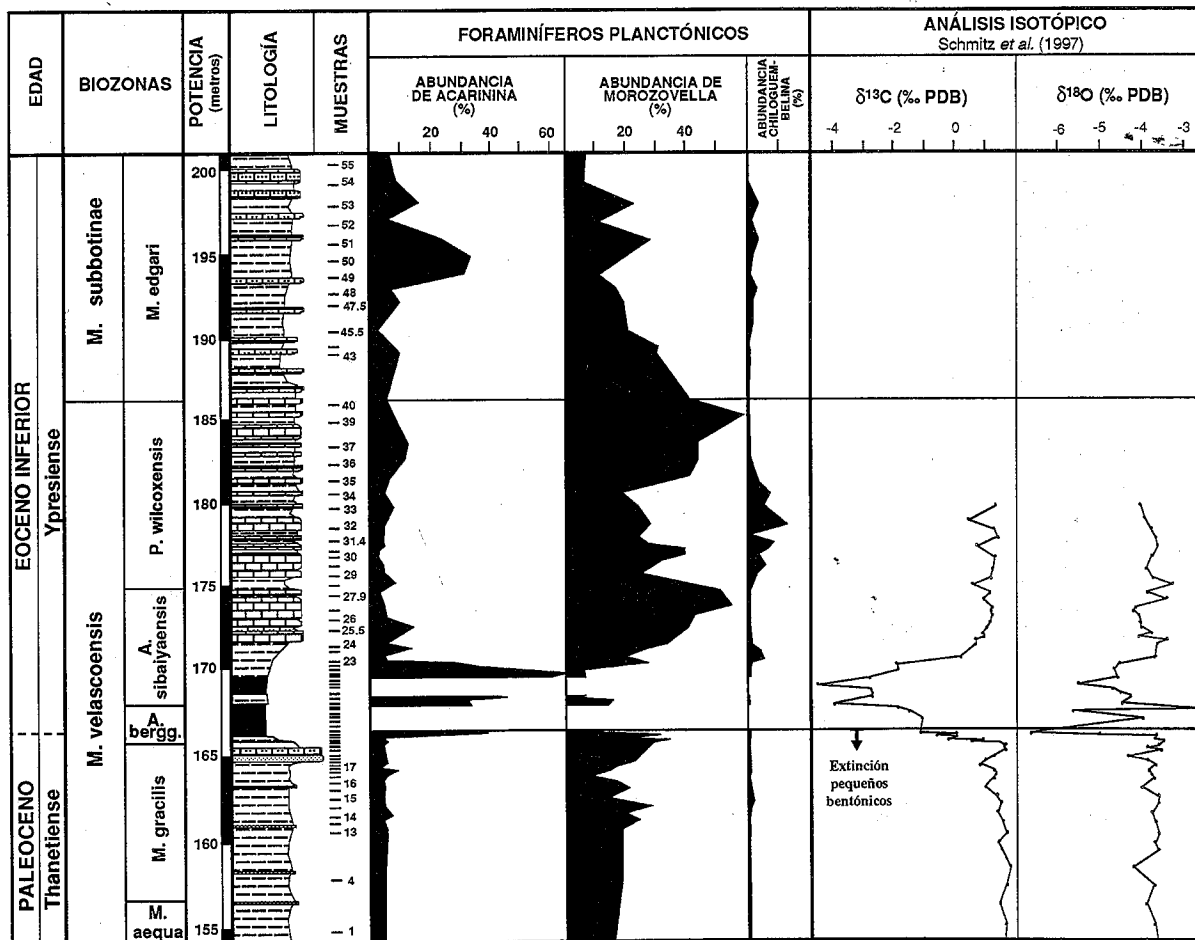


FIGURA 4—Frecuencia relativa de los géneros *Acarinina*, *Morozovella* y *Chiloguembelina* de la fracción mayor de 106 µm en el tránsito Paleoceno-Eoceno en Zumaya (1.ª, 2.ª y 3.ª columnas); Variación de los valores de δ¹³C y δ¹⁸O de acuerdo con Schmitz *et al.* (1997) (4.ª y 5.ª columnas).

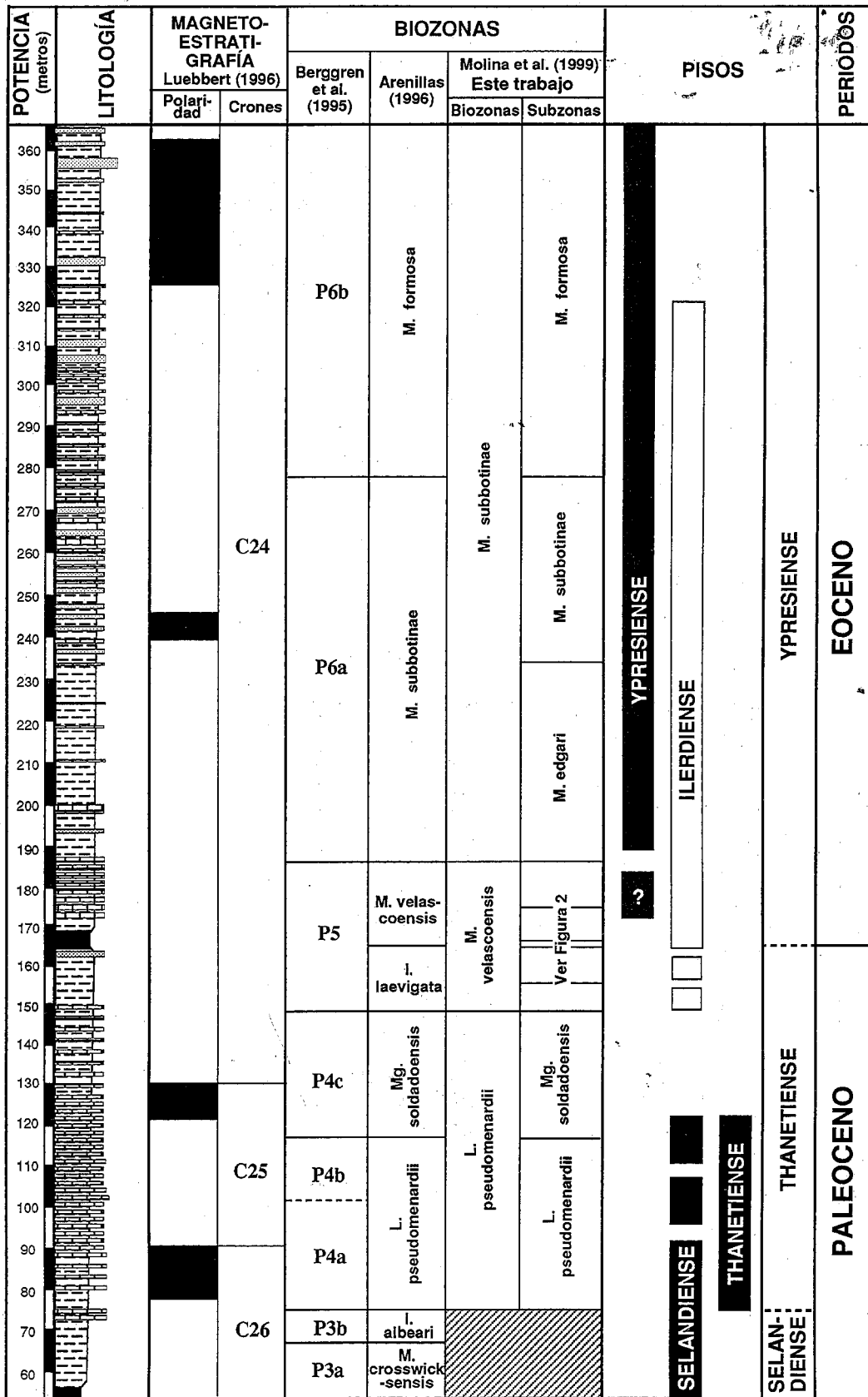


FIGURA 5—Síntesis cronoestratigráfica del tránsito Paleoceno-Eoceno en Zumaya.

la unidad detrítica del metro 164,5 sería el cortejo o cuña de nivel bajo. Esta interpretación fue sugerida por Molina *et al.* (1994) en el corte de Caravaca, debido a que los niveles anóxicos, con disolución de carbonato y con cambios negativos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ están asociados generalmente a un ascenso del nivel del mar (Leinfelder y Seyfried, 1993).

El evento del límite P/E, caracterizado por el descenso brusco de $\delta^{13}\text{C}$ y el EEFB, se sitúa en el cortejo transgresivo de esta secuencia, a 165 m del límite K/T, y es reconocido por el nivel de arcilla roja con fuerte disolución de foraminíferos planctónicos. En Zumaya, al igual que en otros cortes como Alamedilla, Caravaca, Ermua, Trabakua o Possagno (Molina *et al.*, 1999), el EEFB principal coincide con la base de estos niveles de disolución. La unidad detrítica se sitúa en el techo de la Subzona de *M. gracilis* y se caracteriza por un nivel calcáreo turbidítico que descansa sobre una serie de margas grises de la secuencia anterior. Una unidad detrítica equivalente ha sido reconocida también en el parte media-superior de la Subzona de *M. gracilis* en Alamedilla y Campo (Molina *et al.*, 1999).

La unidad margosa-arcillosa del cortejo transgresivo de la secuencia se inicia con unas margas grises de unos 35 cm de espesor que pertenecen al tránsito entre las Subzonas de *M. gracilis* y *A. berggreni*. Le sigue una arcilla de color rojo de unos 6 metros de espesor perteneciente al tránsito entre las Subzonas de *A. berggreni* y *A. sibiyaensis*. Está caracterizada por niveles de disolución de la calcita y en su base se produce el descenso brusco de $\delta^{13}\text{C}$ y la extinción en masa de los foraminíferos bentónicos. En Zumaya se pueden distinguir dos niveles de disolución de la calcita en la arcilla roja del límite P/E, ya reconocidos anteriormente por Canudo y Molina (1992), Canudo *et al.* (1995), Molina *et al.* (1996) y Schmitz *et al.* (1996b, 1997). Finalmente, en el tránsito P-E de Zumaya se reconoce una unidad de margas y calizas grises hemipelágicas que puede corresponder al cortejo de nivel alto de la secuencia deposicional DS7 o DS-T/Y de Pujalte *et al.* (1995, 1998). Esta secuencia pertenece a la parte superior de la Subzona de *A. sibiyaensis* y la Subzona de *Ps. wilcoxensis*. Inmediatamente por encima comienza la siguiente secuencia deposicional, que se inicia con la Subzona de *M. edgari* de la Biozona de *M. subbotinae*.

EVENTOS EVOLUTIVOS Y PALEOCEANOGRÁFICOS

El análisis cuantitativo de foraminíferos planctónicos en Zumaya indica cambios importantes en las aso-

ciaciones faunísticas coincidiendo con el evento del límite P/E. El descenso de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y el EEFB vienen acompañados por un incremento brusco de especies tropicales-subtropicales de foraminíferos planctónicos que sugiere un calentamiento de las aguas superficiales (Canudo y Molina, 1992; Canudo *et al.*, 1995; Molina *et al.*, 1996, 1998; Schmitz *et al.*, 1997). Estas variaciones cuantitativas de foraminíferos planctónicos están relacionadas principalmente con un fuerte incremento en abundancia de acarínidos, el cual ha sido constatado también en otros cortes y sondeos a nivel mundial (Berggren y Olsson, 1986; Kennett y Stott, 1990; Canudo y Molina, 1992; Canudo *et al.*, 1995; Lu y Keller, 1993, 1995; Lu *et al.*, 1996; Arenillas y Molina, 1996; Kelly *et al.*, 1996; Pardo *et al.*, 1997, 1999; Arenillas *et al.*, 1999). Este evento se explica generalmente como una incursión de acarínidos hacia latitudes altas debido al calentamiento global de las aguas superficiales. La rápida diversificación de acarínidos provoca la aparición de nuevas especies y una posterior expansión paleoceanográfica de las mismas hacia latitudes más altas. El calentamiento de las aguas superficiales pudo ser, a su vez, una consecuencia de los cambios en la circulación global de las aguas oceánicas y del calentamiento atmosférico por "efecto invernadero" del CO_2 que caracterizan el tránsito P-E.

Recientemente, se ha observado en Zumaya que el evento principal de extinción de foraminíferos bentónicos viene precedido por una extinción gradual de los mismos (Schmitz *et al.*, 1997) y un descenso inicial del valor de $\delta^{13}\text{C}$ (Schmitz *et al.*, 1996a, 1997; Arenillas *et al.*, 1999). Durante el evento del límite P/E se extinguen 22 especies (56%) de microforaminíferos bentónicos. La extinción principal coincide con la base del primer nivel de disolución y en ella se extinguen 15 especies. Previamente desaparecen 6 o 7 especies y 5 de estas desapariciones coinciden con la base de la Subzona de *A. berggreni*. Una de estas 5 especies es *Gavelinella beccariiiformis*, especie-índice utilizada para definir el límite entre las Biozonas BB1 y BB2. En el presente trabajo se ha constatado que el EEFB principal también viene precedido por el inicio del incremento en abundancia de acarínidos. Este incremento de *Acarinina* se inicia en la base de la Subzona de *A. berggreni*, coincidiendo con el límite BB1/BB2, y representa el comienzo del evento del límite P/E. El brusco descenso de $\delta^{13}\text{C}$ también se inicia en este horizonte previo al EEFB principal, aunque su valor mínimo se da dentro de los niveles de disolución (Schmitz *et al.*, 1997) en la Subzona de *A. sibiyaensis*. Los valores máximos en abundancia de

Acarinina también se identifican en la Subzona de *A. sibaiaensis* (Figs. 3 y 4).

La rápida pero progresiva evolución de nuevas especies de acarínidos, como *A. berggreni*, *A. sibaiaensis* y *A. africana*, ha permitido establecer y diferenciar las Biozonas de *A. berggreni* y de *A. sibaiaensis* (Molina *et al.*, 1999; Fig. 2). La presencia de *A. sibaiaensis* y *A. africana* no se había constatado hasta ahora en Zumaya, pero el estudio bioestratigráfico de alta resolución realizado en el presente trabajo ha permitido identificar ambas especies en la Subzona de *A. sibaiaensis* (Figs. 3 y 4). La P.A. de *A. sibaiaensis* permitió a Pardo *et al.* (1999) definir una nueva subzona, que parece ser muy útil en el Paratetis, Tetis, Atlántico norte y Pacífico, y por esta razón ha sido recogida en la biozonación de Molina *et al.* (1999). En Zumaya, La P.A. de *A. sibaiaensis* se ha identificado entre los dos niveles de disolución, aunque su verdadera P.A. puede ser anterior dentro del primer nivel de disolución y muy próxima a la P.A. de *A. berggreni*. Sin embargo, no ha sido identificada hasta ahora antes del EEFB principal y los niveles de disolución, y por tanto su P.A. no coincide con la de *A. berggreni* (Molina *et al.*, 1999; Arenillas *et al.*, 1999). Por esta razón, la Biozona de *A. berggreni* adquiere un gran interés porque representa el pequeño intervalo entre el comienzo del evento del límite P/E, que coincide con las primeras evidencias de la incursión de acarínidos, la extinción de 5 especies de microforaminíferos bentónicos (límite BB1/BB2) y el descenso inicial de $\delta^{13}\text{C}$, y el evento principal, que coincide con el EEFB principal, los niveles de disolución, los valores mínimos de $\delta^{13}\text{C}$ y los valores máximos en abundancia de *Acarinina*. La utilidad de la Biozona de *A. berggreni* deberá ser ampliamente contrastada, pero parece ser útil al menos para los dominios tetisiano y nordatlántico.

Las nuevas especies de acarínidos se originaron probablemente en el Tetis (El Naggar, 1966; Lu *et al.*, 1997) y posteriormente se expandieron hacia al Atlántico y el Pacífico (Kelly *et al.*, 1995; Arenillas *et al.*, 1996; Pardo *et al.*, 1999). La expansión de los acarínidos se manifiesta en Zumaya con el incremento de especies como *A. pseudotopilensis*, *A. wilcoxensis*, *A. triplex*, *A. strabocella* y *A. apanthesma*, además de *A. berggreni*, *A. sibaiaensis* y *A. africana*. Todas estas especies se enmarcarían en el grupo de acarínidos subcuadrados y ornamentados de Premoli Silva y Boersma (1988) y de Boersma y Premoli Silva (1991), los cuales son abundantes en aguas tropicales-subtropicales de latitudes bajas y medias. Así por ejemplo, *A. pseudotopilensis* pasa de una media de 1-2% de pro-

porción relativa en el Paleoceno superior a casi el 20% en la Subzona de *A. sibaiaensis* (Tablas 2 y 3).

No se ha constatado ningún evento de extinción importante de foraminíferos planctónicos en coincidencia con el límite P/E, pero en la base de la Biozona de *A. berggreni* se ha identificado la U.A. de *Igorina albeari* (= *Igorina laevigata*), *Morozovella acutispira* y *Acarinina hispidicidar*, un morfotipo poco abundante de *Acarinina apanthesma*. También coincide con un brusco descenso de los morozovéllidos que afecta sobre todo a los grandes morozovéllidos y provoca en ellos un "efecto Lázaro" generalizado. Este descenso de *Morozovella* es sorprendente, teniendo en cuenta que es también un género típico de aguas tropicales-subtropicales. No obstante, los cambios en la salinidad y temperatura durante el evento del límite P/E pueden haber afectado de forma diferente a *Morozovella* y *Acarinina*. En este sentido, Kelly *et al.* (1998) sugieren que los grandes morozovéllidos fueron sustituidos temporalmente por acarínidos (*A. sibaiaensis*) y morozovéllidos finamente carenados (*Morozovella allisoniensis* y "*Morozovella*" *africana*). Esta sustitución se produjo mediante rápidas especiaciones de tipo simpátrico y parapátrico, siendo los ancestros los propios grandes morozovéllidos y otros acarínidos.

Además de la incursión de acarínidos en el evento del límite P/E, existe otro evento importante relacionado con el tránsito P-E, que es la extinción de los grandes morozovéllidos, tales como *M. velascoensis*, *M. acuta*, *M. parva*, *M. occlusa* y *M. crosswicksensis* (Berggren y Norris, 1997; Olsson *et al.*, 1999). Estos morozovéllidos dominaron durante el Thanetiense, comenzaron a declinar a partir del evento del límite P/E y finalmente se extinguieron en el tránsito de las Biozonas de *M. velascoensis* y *M. subbotinae* (Arenillas y Molina, 1996). De hecho, el límite P/E ha sido situado en ocasiones en la U.A. de *M. velascoensis* por diversos especialistas, por considerar este evento el más importante dentro de la micropaleontología con foraminíferos planctónicos (Bolli, 1957; Stainforth *et al.*, 1975; Toumarkine y Luterbacher, 1985; Berggren *et al.*, 1995). En Zumaya, los grandes morozovéllidos parecen extinguirse simultáneamente en coincidencia con el techo de la Biozona de *M. velascoensis*, aun cuando se ha reconocido en otros cortes que la extinción de este grupo es más gradual (Molina *et al.*, 1999). Este hecho se debe probablemente a una pequeña falla entre las Biozonas de *M. velascoensis* y *M. subbotinae*.

El incremento de acarínidos es, no obstante, el evento más importante en la evolución de los foraminíferos planctónicos relacionado directamente con el

evento del límite P/E, que está caracterizado por el EEFB, cambios isotópicos y cambios sedimentarios con la formación de la arcilla roja con disolución de calcita. La arcilla del límite con disolución (total o parcial) ha sido reconocida en otros cortes del Tetis como Caravaca, Alamedilla, Possagno y Elles (Molina *et al.*, 1994; Arenillas y Molina, 1996; Arenillas *et al.*, 1999; Bolle *et al.*, 1999) y del Atlántico norte como Ermua y Trabakua (Orue-Etxebarria *et al.*, 1996). Los niveles de disolución fueron causados por el ascenso del nivel de compensación de la calcita (NCC) y de la lisoclina, coincidiendo probablemente con una subida eustática del nivel del mar al final del Paleoceno y comienzo del Eoceno (Molina *et al.*, 1994; Canudo *et al.*, 1995).

La disolución de los carbonatos es resultado de la corrosividad de las aguas, y uno de los factores que controlan esta corrosividad es la presión parcial de CO_2 . El incremento en la producción de CO_2 durante el evento del límite P/E fue probablemente la causa del fuerte incremento en la presión parcial de CO_2 tanto en la atmósfera como en el océano y, consiguientemente, del ascenso del NCC y de la lisoclina. Según Dickens *et al.* (1997), el NCC pudo subir una media de 400 metros en todo el mundo, siendo más pronunciada la subida en las regiones oceánicas profundas. Por esta razón, la disolución de CaCO_3 fue intensa en medios batiales y abisales durante el evento del límite P/E (Thomas, 1996; Dickens *et al.*, 1997). Es muy probable que la causa de la extinción en masa de los foraminíferos bentónicos de medios abisales y batiales fuera este ascenso tan enorme del NCC a nivel mundial (Molina *et al.*, 1994; Arenillas *et al.*, 1999).

La diferente profundidad entre la lisoclina y el NCC pudo provocar a su vez niveles de arcilla con diferentes grados de disolución. El grado de disolución en cada corte dependió de la profundidad del mismo, de la evolución de la profundidad de la lisoclina y del NCC durante el evento P/E y de condicionantes locales. Por otro lado, la diferente profundidad entre la lisoclina y el NCC y su evolución ascendente pueden ser la causa de las desapariciones previas al EEFB principal. La llegada de la lisoclina hasta el nivel batimétrico de Zumaya (unos 1.000 metros) pudo iniciar la extinción de foraminíferos bentónicos en la base de la Subzona de *A. berggreni*. Posteriormente, la llegada del NCC pudo provocar el primer nivel de disolución y la extinción principal de los foraminíferos bentónicos.

El origen de este evento puede estar relacionado con un reajuste tectónico que provocaría una reacción en cadena de fenómenos iniciada por un incremento de la intensidad volcánica y cambios globales en la circu-

lación oceánica y en el nivel del mar (Kennet y Stott, 1990, 1991; Owen y Rea, 1992; Schmitz *et al.*, 1996a; Berggren *et al.*, 1998). La expansión global de aguas profundas cálidas, densas y salinas procedentes del Tetis (Shackleton *et al.*, 1985; Miller *et al.*, 1987; Lu y Keller, 1993; Lu *et al.*, 1996) y, en definitiva, 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 CO_2 generado por la oxidación de este metano, ayudado por el producido en la actividad hidrotermal (Sloan *et al.*, 1992), provocó a su vez un calentamiento global por efecto invernadero (Kennet y Stott, 1990, 1991; Owen y Rea, 1992) y la subida de la lisoclina y del nivel de compensación de la calcita. La posible isocronía de este evento a escala mundial le convierte en el mejor candidato para caracterizar el límite P/E.

CRONOESTRATIGRAFÍA

El corte de Zumaya ha suscitado gran interés por sus posibilidades cronoestratigráficas para el establecimiento de estratotipos de límite del Paleógeno inferior (Molina, 1994; Canudo *et al.*, 1995; Molina *et al.*, 1996). En el Paleoceno se reconocen actualmente tres pisos estándar: Daniense, Selandiense y Thanetiense. Sin embargo, todavía no existe una aceptación general sobre la utilización de 2 o 3 pisos en el Paleoceno y esto afecta a la conveniencia de utilizar el piso Selandiense o el piso Thanetiense para caracterizar el Paleoceno superior (Bignot *et al.*, 1997). La presente correlación del corte de Zumaya con los estratotipos del Selandiense, Thanetiense e Ypresiense aporta nuevos datos que pueden ayudar a la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Paleógeno a definir los límites entre estos pisos (Molina y Arenillas, 1998).

Aunque todavía se necesitan datos más precisos, las dataciones micropaleontológicas parecen indicar que la base del Selandiense se sitúa aproximadamente en la parte media de la Biozona P3a (subzona de *M. angulata*) y en el límite de las Biozonas NP4/NP5 (Cavelier y Pomerol, 1986; Schmitz *et al.*, 1996b; Bignot *et al.*, 1997). Por otro lado, las dataciones micropaleontológicas indican que la base del Thanetiense (base de las *Thanet Sands*) equivale aproximadamente a la parte inferior de la Biozona de *L. pseudomenardii* (P4), la parte superior de la Biozona NP6 y a la parte superior del cron C26r (Aubry, 1983; Cavelier y Pomerol, 1986; Siesser *et al.*, 1987; Ali, 1994). Si tenemos en cuenta estas dataciones micropaleontológicas y mag-

netoestratigráficas, se puede observar que el intervalo estratigráfico entre la base del Selandiense y la base del Thanetiense tiene muy poca potencia en el corte de Zumaya (Fig. 5). En este sentido, la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Paleógeno debería volver a replantearse la subdivisión del Paleoceno en dos en lugar de en tres pisos. Además, es muy probable que el Selandiense incluya también las Biozonas P4 y las equivalentes NP6-NP8 (Perch-Nielssen y Hansen, 1981; Cavelier y Pomerol, 1986; Ali y Jolley, 1996), indicando que este piso y el Thanetiense se solapan, excepto en el Selandiense inferior. Zumaya presenta grandes posibilidades para el establecimiento del límite Daniense/Selandiense (o Daniense/Thanetiense), ya que existe un intervalo margoso con excelente exposición y registro fósil (Molina *et al.*, 1996; Arenillas y Molina, 1996; Schmitz *et al.*, 1996b, 1997).

Por otro lado, la correlación de los diferentes pisos (Thanetiense, Ypresiense, Ilerdiense) con respecto al evento del límite P/E es todavía algo incierta. Se ha llegado a considerar la base del Ypresiense como criterio fundamental para definir el límite P/E (Berggren *et al.*, 1985), y por tanto el límite Thanetiense/Ypresiense debería corresponder al límite P/E. Sin embargo, consideramos que el criterio más útil para caracterizar el límite P/E es el nivel litológico de coincidencia de la excursión isotópica con el EEFB en la base de la arcilla con disolución. En el corte de Zumaya, la base de esta arcilla se sitúa en la parte media de la Biozona de *M. velascoensis* (P5) (tránsito de las Subzonas de *A. berggreni* y *A. sibaiyaensis*), a unos 165 m del límite K/T, y coincide con las importantes variaciones en los foraminíferos planctónicos descritas en el presente trabajo.

Las dataciones micropaleontológicas indican que el techo del Thanetiense s.s. (*Thanet Sands*) se sitúa en la parte superior de la Biozona de *L. pseudomenardii* (P4) y de la Biozona NP8 (Aubry, 1983; Cavelier y Pomerol, 1986; Siesser *et al.*, 1987; Aubry *et al.*, 1988). No obstante, si se incluyen las Fms. Woolwich y Reading en el Thanetiense, la parte inferior de las Biozonas de *M. velascoensis* (P5) y NP9 y el cron C25n también pertenecerían al Thanetiense (Ali y Jolley, 1996; Bignot *et al.*, 1997). Sin embargo, el criterio más aceptado es situar el techo del Thanetiense en coincidencia con el techo de C25r y en la base de la Zona P4c (Fig. 5).

Por otro lado, la base del Ypresiense (Fm. Ieper) se sitúa en la biozona NP11 y P6 (Cavelier y Pomerol, 1987; Aubry *et al.*, 1988) y coincidiría con la P.A. de *T. digitalis* (Aubry y Berggren, 2000). Estaría consti-

tuida por arcillas masivas que descansan sobre las arenas fluviales del Landeniense y del Esparnaciense, representando un evento transgresivo importante. De acuerdo con Chateauneuf y Gruas-Cavagnetto (1978), la parte basal del Ypresiense incluye la Biozona W2 (*Wetzeliella astra*) de dinoflagelados, cuya base podría estar situada en la parte superior de la Biozona de *M. velascoensis* (Cavelier y Pomerol, 1987; Pardo *et al.*, 1994) o en la parte inferior de la Biozona de *M. subbotinae* (Aubry *et al.*, 1988, 1999). En Ermua, Orue-Etxebarria *et al.* (1996) indican que la arcilla roja se sitúa en la parte superior de la Biozona W1 (*Apectodinium hyperacanthum*) y que la W2 se situaría justo por encima del nivel de disolución, solapándose con la parte superior de la Biozona de *M. velascoensis*. Atendiendo a los datos de Orue-Etxebarria *et al.* (1996), cabe la posibilidad de que la base del Ypresiense se sitúe inmediatamente encima de la arcilla roja y el EEFB.

La situación cronoestratigráfica de la base del estratotipo del Ypresiense es, por tanto, problemática, ya que los datos micropaleontológicos parecen indicar la coincidencia de dicha base con la base de las Biozonas de *M. subbotinae* (P6a) y de NP11. Por esta razón, Berggren *et al.* (1995) consideran que hay un amplio intervalo entre el techo del Thanetiense y la base del Ypresiense, el cual no estaría representado por ningún piso marino estándar. En Zumaya, entre el techo del Thanetiense y la base del Ypresiense existe un intervalo de más de 50 m de potencia (Fig. 5). La parte media y superior de la Biozona de *M. velascoensis* (P5) y el tránsito NP9-NP10 no estarían representados en los estratotipos del Thanetiense y del Ypresiense, y recientemente se ha sugerido la posibilidad de establecer un nuevo piso intermedio entre la excursión de los isótopos y la base del Ypresiense (Aubry y Berggren, 2000). Aun así quedaría otro intervalo intermedio entre el techo del Thanetiense y la excursión de los isótopos. Sin embargo, definir un nuevo piso de una duración tan extremadamente corta no tiene sentido, ya que en Zumaya tendría sólo un máximo de 25 m, comparado con los más de 400 m que tendría el Ypresiense.

En este debate habrá que tener en cuenta también la posición cronoestratigráfica del Ilerdiense. Los datos micropaleontológicos disponibles actualmente parecen indicar que el Ilerdiense incluye toda la Biozona P5 y al menos la parte superior de las Biozonas NP9 y W1 (Cavelier y Pomerol, 1987; Molina *et al.*, 1992; Bignot *et al.*, 1997). Los estudios micropaleontológicos del corte de Campo indican que la base del Ilerdiense (Calizas de Alveolinas) se sitúa aproximadamente en la base de las Biozonas de *M. velascoensis* (P5) y NP9

(Hillebrandt, 1965; Kapellos, 1974). Por lo tanto, en Zumaya, la base del Ilerdiense se situaría aproximadamente en la base de la Biozona de *M. velascoensis*, a unos 150 m del límite K/T (Hillebrandt, 1965).

CONCLUSIONES

El límite P/E deberá definirse en el nivel litológico correspondiente al cambio brusco de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ situado en la parte media del cron C24r y de la extinción en masa de los foraminíferos bentónicos de medios abisales y batiales. En coincidencia con este evento se ha detectado también un incremento brusco de acarinínidos en casi todo el mundo y el inicio de la evolución de nuevas especies de acarinínidos: *A. berggreni*, *A. sibaiyaensis* y *A. africana*. En Zumaya, el incremento de acarinínidos afecta especialmente a las especies *A. pseudotopilensis*, *A. wilcoxensis*, *A. triplex*, *A. strabocella* y *A. apanthesma*. El inicio de esta incursión de acarinínidos coincide con la base de la Subzona de *A. berggreni*, que está caracterizada además por el comienzo del descenso de $\delta^{13}\text{C}$ y el inicio de una extinción gradual previa de foraminíferos bentónicos. Estos cambios evolutivos e isotópicos preceden al EEFB principal y a los niveles de disolución.

En Zumaya se han identificado dos niveles de disolución en las Subzonas de *A. berggreni* y *A. sibaiyaensis*. Los niveles de disolución se produjeron por el ascenso del NCC y de la lisoclina debido al fuerte incremento de la presión parcial de CO_2 en el océano. El aumento de la producción CO_2 también provocó el inicio de un "efecto invernadero" global en la atmósfera y el ascenso de las temperaturas de las aguas marinas superficiales. Estos fenómenos permiten explicar la mayor parte de los eventos evolutivos de foraminíferos planctónicos y bentónicos del tránsito P-E, incluyendo la extinción en masa de los foraminíferos bentónicos de aguas batiales y abisales.

Si tenemos en cuenta los datos micropaleontológicos disponibles de los estratotipos del Thanetiense, Ypresiense e Ilerdiense, podemos concluir que la base del Ilerdiense se correlacionaría con la base de la Biozona de *M. velascoensis*, el techo del Thanetiense en la base de la Subzona de *M. soldadoensis* y la base del Ypresiense se situaría aproximadamente en la base de la Biozona de *M. subbotinae*. No obstante, también es posible que la base del Ypresiense se sitúe en la parte media de la Biozona de *M. velascoensis* o que se redefina para hacerla coincidir con el límite P/E. Finalmente, el límite P/E definido en el nivel litológico de la base de la arcilla con disolución y el EEFB, en

coincidencia con los cambios isotópicos, se sitúa en el tránsito de las Subzonas *A. berggreni*/*A. sibaiyaensis*, a unos 165 m del límite K/T.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Hanspeter Luterbacher y a Danuta Peryt las valiosas sugerencias que han permitido mejorar el presente trabajo. Este estudio se ha realizado dentro del proyecto DGES PB97-1016 del Ministerio de Educación y Cultura de España.

REFERENCIAS

- Ali, J. R. y Jolley, D. W. 1996. Chronostratigraphic framework for the Thanetian and lower Ypresian deposits of southern England. En: Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe (Eds. Knox, R.W. D'OB, Corfield, R. M. y Dunay, R.E.). *Geological Society of London, Special Publication*, 101, 129-144.
- Arenillas, I. 1998. Biostratigrafía con foraminíferos planctónicos del Paleoceno y Eoceno inferior de Gubbio (Italia): calibración biomagnetoestratigráfica. *Neues Jahrbuch für Geologie and Paläontologie, Monatshefte*, 5, 299-320.
- Arenillas, I. y Molina, E. 1996. Biostratigrafía y evolución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos del tránsito Paleoceno-Eoceno en Alamedilla (Cordilleras Béticas). *Revista Española de Micropaleontología*, 18, 85-98.
- Arenillas, I.; Molina, E. y 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(1), 172-175.
- Arenillas, I.; Molina, E. y Schmitz, B. 1999. Foraminiferal planktic turnover and $\delta^{13}\text{C}$ isotopic changes across the Paleocene/Eocene boundary at Possagno (Italy). *Geologische Rundschau*, 88(1), 352-364.
- Aubry, M. P. 1983. Biostratigraphie du Paléogène épicontinental de l'Europe du Nord-Ouest. Etude fondée sur les nannofossiles calcaries. *Documents des laboratoires de géologie de Lyon*, 89, 1-317.
- Aubry, M. P. y Berggren, W. A. 2000. The Homeless GSSP: the dilemma of the Paleocene/Eocene boundary. *Tertiary Research*, 20(1-4), 107-112.
- Aubry, M. P.; Berggren, W. A.; Kent, D. V.; Flynn, J. J.; Klitgord, K. D.; Obradovich, J. D. y Prothero, D. R. 1988. Paleogene Geochronology: an integrated approach. *Paleoceanography*, 3(6), 707-742.
- Aubry, M. P.; Berggren, W. A.; Stott, L. y Sinha, A. 1996. The upper Paleocene-lower Eocene stratigraphic record and the Paleocene-Eocene boundary carbon isotope excursion: Implications for geochronology. En:

- Correlation of the early Paleogene in Northwest Europe (Eds. Knox, R.W.O'B, Corfield, R. M., y Dunay, R. E.). *Geological Society, Special Publication*, 101, 353-380.
- Aubry, M. P.; Berggren, W. A.; Van Couvering, J. A. y Steininger, F. 1999. Problems in chronostratigraphy: stages, series, unit and boundary stratotypes, global stratotype section and point and tarnished golden spikes. *Earth Science Reviews*, 46, 99-148.
- Barrera, E. y Huber, B. T. 1991. Paleogene and early Neogene oceanography of the Southern Indian Ocean: Leg 119 foraminifer stable isotope results. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 83, 1-28.
- Berggren, W. A. y Olsson, R. K. 1986. North Atlantic Mesozoic and Cenozoic paleobiogeography. En: Vogt and Tucholke eds. *The Geology of North America, The Western North Atlantic Region. Geological Society of America Bulletin*, 34, 565-587.
- Berggren, W. A. y Norris, R. D. 1997. Biostratigraphy, phylogeny and systematics of Paleocene trochospiral planktic foraminifera. *Micropaleontology*, 43(1), 1-116.
- Berggren, W. A.; Kent, D. V.; Swisher, C. C. III y Aubry, M. P. 1995. A revised Paleogene Geochronology and Chronostratigraphy. En: Geochronology, Time and Global Stratigraphic Correlation (Eds. W.A. Berggren et al.), *Society of Economic Geologists and Paleontologists, Special Publication*, 1-392.
- Berggren, W. A.; Lucas, S. y Aubry, M. P. 1998. Late Paleocene-Early Eocene Climatic and Biotic Evolution: An Overview. En: Late Paleocene-Early Eocene Climatic and Biotic events in the marine and terrestrial records (Eds. Aubry, M. P.; Lucas, S. y Berggren, W. A.), *Columbia University Press*, 1-17.
- Boersma, A. y Premoli Silva, I. 1991. Distribution of Paleogene planktonic foraminifera analogies with the Recent? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 83, 29-48.
- Bolle, M. P.; Adatte, T.; Keller, G.; Von Salis, K. y Burns, S. 1999. The Paleocene-Eocene transition in the southern Tethys (Tunicia): climatic and environmental fluctuations. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 170(5): 661-680.
- Blow, W. H. 1979. The Cainozoic Globigerinida. *Brill. E.J.* (Ed), 3 vol, pp. 1-1413.
- Bolli, H. M. 1966. Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on Planktonic foraminifera. *Boletín informativo de la Asociación Venezolana de Geología Minera y Petrolera*, 9(1), 1-34.
- Canudo, J. I. y Molina, E. 1992a. Planktic foraminiferal faunal turnover and bio-chronostratigraphy of the Paleocene-Eocene boundary at Zumaya (Northern Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 5(1-2), 145-157.
- Canudo, J. I. y Molina, E. 1992b. Biostratigrafía con foraminíferos planctónicos del Paleógeno del Pirineo. *Neues Jahrbuch für Geologie and Paläontologie, Abhandlungen*, 186, 97-135.
- Canudo, J. I.; Keller, G., Molina, E. y 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.
- Cavalier, C. y Pomerol, Ch. 1986. Stratigraphy of the Paleogene. *Bulletin de la Société Géologique de France*, ser. 8º, 11(2), 255-265.
- Chateaufeuf, J. J. y Gruas-Cavagnetto, C. 1978. Les zones de Wetzeliellaceae (Dinophyceae) du bassin de Paris. Compraison et corrélations avec les zones du Paléogène des bassins du Nord-Ouest de l'Europe. *Bulletin du Bureau des Recherches Géologiques et Minières*, 2 serie, 4(2), 59-93.
- Corfield, R. M. y Cartlidge, J. E. 1992. Oceanographic and climatic implications of the Paleocene carbon isotope maximum. *Terra Nova*, 4, 443-455.
- Dickens, G. R.; Castillo, M. M. y 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(3), 259-262.
- El Naggari, Z. R. 1966. Stratigraphy and planktonic foraminifera in the Upper Cretaceous-Lower Tertiary succession in the Esna-Idfu region, Nile Valley, Egypt, U.A.R. *Bulletin of the British Museum (Natural History)*, 2, 1-291.
- Hag, B. U.; Hardenbol, J. y Vail, P. R. 1987. Chronology of fluctuating Sea Levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- Hillebrandt, A. von. 1965. Foraminiferen-Stratigraphie im Alttertiär von Zumaya (Prov. Guipúzcoa, NW Spanien) und ein Vergleich mit anderen Tethys-Gebieten. *Bayerische Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse Abhandlungen*, 123, 1-62.
- Kapellos, C. 1974. Über das Nannoplankton im Alttertiär des Profils von Zumaya-Guetaria (Prov. Guipúzcoa, Nordspanien). *Eclogae geologicae Helveticae*, 67(2), 435-444.
- Kelly, D. C.; Bralower, T. J.; Zachos, J. C.; Premoli Silva, I. y Thomas, E. 1996. Rapid diversification of planktonic foraminifera in the tropical Pacific (ODP Site 865) during the late Paleocene thermal maximum. *Geology*, 24(5), 423-426.
- Kelly, D. C.; Bralower, T. J. y Zachos, J. C. 1998. Evolutionary consequences of the latest Paleocene thermal maximum for tropical planktonic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 141, 139-161.
- Kennett, J. P. y Stott, L. D. 1990. Proteus and Proto-Oceanus: ancestral Paleogene oceans as revealed from Antarctic stable isotopic results. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 113, 865-880.
- Kennett, J. P. y Stott, L. D. 1991. Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene. *Nature*, 353, 225-229.

- Le Callonnec, L. 1998. *Apports de la Géochimie des carbonates pélagiques à la Stratigraphie et la Paleo-oceanographie du Paleocene et de la limite Paleocene/Eocene*. Tesis Doctoral. Université de Paris, 277 pp. (inérita).
- Leinfelder, R. y Seyfried, H. 1993. Sea level change: a philosophical approach. *Geologische Rundschau*, 82, 159-172.
- Lu, G. y Keller, G. 1993. The Paleocene-Eocene transition in the Antarctic Indian Ocean: Inference from Planktic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 21, 101-142.
- . 1995. Planktic foraminiferal faunal turnovers in the subtropical Pacific during the late Paleocene to early Eocene. *Journal of Foraminiferal Research*, 25(2), 97-116.
- 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.
- Luebbert, K. 1996. *The magnetostratigraphy of the Zumaya section (NW Spain)*. MSc Thesis, Southampton University, 35 pp. (inérita).
- Miller, K. G.; Janecek, T. R.; Katz, M. E. y Keil, D. J. 1987. Abyssal circulation and benthic foraminiferal changes near the Paleocene/Eocene boundary. *Paleoceanography*, 2(6), 741-761.
- Molina, E. 1994. Paleocene sections in Spain: chronostratigraphical problems and possibilities. *GFF*, 116, 58-60.
- . 1996. El límite Paleoceno/Eoceno en España: características y posibilidades. *Geogaceta*, 20(7), 1668-1671.
- Molina, E. y Arenillas, I. 1998. The Paleogene of Zumaya section: Chronostratigraphy and planktic foraminifera. *Actas del 24 Congreso Europeo Micropaleontología*, 93-97.
- 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 Ilerdian 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. 1994. Integrated stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary at Caravaca, southern Spain. *Eclogae geologicae Helveticae*, 77(1), 47-61.
- Molina, E.; Arenillas, I. y Schmitz, B. 1996. Field trip guide to the Paleocene and Early Eocene of Zumaya section. *Proceedings of the Conference Early Paleogene Stage Boundaries*, Zaragoza, 57-72.
- Molina, E.; Arenillas, I. y 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*, 70(4), 521-530.
- Olsson, R. K.; Hemleben, C.; Berggren, W. A. y Huber, B. T. 1999. Atlas of Paleocene Planktonic Foraminifera. *Smithsonian Contributions to Paleobiology*, 85, 1-252.
- Ortiz, N. 1995. Differential patterns of benthic foraminiferal extinctions near the Paleocene/Eocene boundary in the North Atlantic and the western Tethys. *Marine Micropaleontology*, 26, 341-359.
- Orue-Etxebarria, X. y Lamolda, M. A. 1985a. Características paléobio-geográficas del basco-Cantabrique pendant le Paléogène. *Revue de Micropaléontologie*, 27(4), 257-265.
- Orue-Etxebarria, X.; Apellaniz, E.; Baceta, J. I.; Coccioni, R.; Di Leo, R.; Dinares, J.; Galleoti, S.; Monechi, S.; Núñez-Betelu, K.; Pares, J. M.; Payros, A.; Pujalte, V.; Samsó, J. M.; Serra-Kiel, J.; Schmitz, B. y Tosquella, J. 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 and Paläontologie, Abhandlungen*, 201(2), 176-242.
- Owen, R. M. y Rea, D. K. 1992. Sea floor hydrothermal activity links climate to tectonics: The Eocene CO_2 greenhouse. *Science*, 227, 166-169.
- Pak, D. K. y Miller, K. G. 1992. Paleocene to Eocene benthic foraminiferal isotopes and assemblages: Implications for deepwater circulation. *Paleoceanography*, 7(4), 405-422.
- Pardo, A.; Canudo, J. I. y Molina, E. 1994. Biostratigrafía con foraminíferos planctónicos en la parte inferior de la Formación Ieper (Ypresense estratotípico) en el sondeo de Knokke (Bélgica). *Revista Española de Micropaleontología*, 18(1), 109-125.
- Pardo, A.; Keller, G.; Molina, E. y Canudo, J. I. 1997. Planktic foraminiferal turnover across the Paleocene-Eocene transition at DSDP Site 401, Bay of Biscay, North Atlantic. *Marine Micropaleontology*, 29, 129-158.
- Pardo, A.; Keller, G. y Oberhänsli, H. 1999. Paleoeologic and paleogeographic evolution of the Tethyan realm during the Paleocene-Eocene transition. *Journal of Foraminiferal Research*, 29(1), 37-57.
- Premoli Silva, I. y Boersma, A. 1988. Atlantic Eocene planktic foraminiferal historical biogeography and paleohydrographic indices. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 67, 315-356.
- Pujalte, V.; Baceta, J. I.; Dinarès-Turell, J.; Orue-Etxebarria, X.; Parés, J. M. y Patros, A. 1995. Biostratigraphic and magnetostratigraphic intercalibration of latest Cretaceous and Paleocene depositional sequences from the deep-water Basque basin, western Pyrenees, Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 136, 17-30.
- . 1998. Paleocene strata of the Basque Country, Western Pyrenees, Northern Spain: Facies and sequence development in a deep-water starved basin. *SEPM, Special Publication*, 60, 311-325.
- Roggenthen, W. M. 1976. Magnetic stratigraphy of the Paleocene. A comparison between Spain and Italy. *Memorie de la Società Geologica Italiana*, 15, 73-82.
- Schmitz, B.; Speijer, R. y Aubry, M. P. 1996a. The latest Paleocene benthic extinction event on the southern Tethyan shelf (Egypt): Foraminiferal stable isotopic ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{C}$) records. *Geology*, 24, 347-350.
- Schmitz, B.; Molina, E. y Von Salis, K. 1996b. The Zumaya section in Spain: A possible global stratotype section

- for Selandian and Thanetian stages. *Newsletter on Stratigraphy*, 36(1), 35-42.
- Schmitz, B.; Asaro, F.; Molina, E.; Monechi, S.; Von Salis, K. y Speijer, R. 1997. High-resolution iridium, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{C}$, foraminifera and nannofossil profiles across the latest Paleocene benthic extinction event at Zumaya. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 133(1-2), 49-68.
- Shackleton, N. J.; Hall, M. A. y Bleil, U. 1985. Carbon isotope stratigraphy Site 577. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 86, 503-511.
- Sloan, L. C.; Walker, J. C. G.; Moore, T. C. Jr.; Rea, D. K. y 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. *Geological Society of America, Special Publication*, 47, 283-296.
- . 1996. Biogeography of the late Paleocene benthic foraminiferal extinction and stable isotope anomalies. In: Aubry MP et al (eds.), *The Paleocene/Eocene boundary* (IGCP Project 308), New York, *Elsevier Press*, 214-243.
- Thomas, E. y Shackleton, N. J. 1996. The latest Paleocene benthic foraminiferal extinction and stable isotope anomalies. In: Knox RWO'B et al. (Eds.), *Correlation of the early Paleogene in Northwest Europe*, *Geological Society of London, Special Publication*, 101, 401-441.
- Tjalsma, R. C. y Lohmann, G. P. 1983. Paleocene-Eocene bathyal and abyssal benthic foraminifera from the Atlantic Ocean. *Micropaleontology, Special Publication*, 1-94.
- Toumarkine, M. y Luterbacher, H. P. 1985. Paleocene and Eocene planktic foraminifera. In *Plankton Stratigraphy*, Bolli HM, Saunders JB, Perch-Nielsen K (Eds), *Cambridge University Press*, 88-153.

MANUSCRITO RECIBIDO: 17 mayo, 1999

MANUSCRITO ACEPTADO: 27 enero, 2000