Revista Española de Micropaleontología, 33(2), 2001, pp 221-236
© Instituto Geológico y Minero de España
ISSN: 0556-655X

EXTINCIÓN DE FORAMINÍFEROS EN EL LÍMITE CRETÁCICO/TERCIARIO DE COXQUIHUI (MÉXICO) Y SU RELACIÓN CON LAS EVIDENCIAS DE IMPACTO

J. A. ARZ, L. ALEGRET, I. ARENILLAS, C. L. LIESA, E. MOLINA Y A. R. SORIA
Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. E-50009 Zaragoza, España.
E-mail: josearz@posta.unizar.es

Resumen

El estudio bioestratigráfico y cuantitativo con foraminíferos planctónicos del tránsito Cretácico-Terciario (K-T) del corte de Coxquihui ha permitido comprobar su continuidad estratigráfica, salvo por la existencia de una pequeña laguna estratigráfica que afecta a los primeros 6.000-7.000 años del Daniense. Las asociaciones de foraminíferos planctónicos del Maastrichtiense superior estaban muy diversificadas y el estudio cuantitativo sugiere que eran estables al final del Maastrichtiense. En el límite K/T se produjo una extinción en masa catastrófica que, en Coxquihui, afectó a más del 78% de las especies de foraminíferos planctónicos. La extinción de los foraminíferos bentónicos fue poco significativa, aunque se produjeron importantes cambios en las asociaciones debido al brusco descenso de productividad primaria superficial tras el evento del límite K/T. Estos resultados son compatibles con la teoría del impacto en el límite K/T de un asteroide en la Península de Yucatán. Esta hipótesis también permite explicar las características sedimentológicas del Complejo Clástico de Coxquihui, el cual contiene materiales producidos directamente por el impacto (microtectitas alteradas) y materiales removilizados desde zonas más someras, arrastrados hasta el talud inferior y depositados a más de 1.000 metros de profundidad.

Palabras clave: Foraminíferos, Extinción, Impacto meteorítico, Maastrichtiense, Daniense, México.

Abstract

[*Foraminiferal extinction across the Cretaceous/Tertiary boundary at Coxquihui (Mexico) and its relationship with the impact evidence*]. The planktic foraminiferal biostratigraphic and quantitative studies across the Cretaceous/Tertiary (K/T) boundary at the Coxquihui section allowed us to show its stratigraphical continuity, except for a short stratigraphical hiatus affecting the interval corresponding to the first 6000-7000 years of the Danian. The uppermost Maastrichtian planktic foraminiferal assemblages are very diverse and quantitative studies suggest their stability during the terminal Maastrichtian. A catastrophic mass extinction affecting more than 78% of the Maastrichtian planktic foraminiferal species occurred just at the K/T boundary. The benthic foraminiferal extinction rate was low, but significant turnovers occurred at the K/T event due to drastic drop of the primary productivity. These data are compatible with the K/T impact theory, which suggests that a meteoritic impact occurred on the Yucatan Peninsula. Moreover, it allows us to explain the sedimentological characteristics of the Clastic Complex at Coxquihui. This unit contains impact-generated elements (altered microtektites) and elements removed from shallower areas, transported along the slope and redeposited at more than 1.000 m depth.

Key words: Foraminifera, Extinction, Meteoritic Impact, Maastrichtian, Danian, Mexico.

INTRODUCCIÓN

Desde la propuesta de Hildebrand *et al.* (1991) sobre la existencia de un cráter de impacto de edad Cretácico/Terciario (K/T) enterrado bajo sedimentos terciarios en Chicxulub (Península de Yucatán, México), pocas unidades litoestratigráficas en todo el planeta han suscitado tanto interés como las denomina-

das de manera informal como "Unidad Brechificada" y "Unidad Clástica". La primera, también llamada Brecha de Impacto, aflora en las áreas circundantes a la estructura de Chicxulub en Yucatán, SE de México, Guatemala, Belice y Cuba (Stinnesbeck *et al.* 1997, Takayama *et al.*, 2000; Grajales-Nishimura *et al.*, 2000). Por otro lado, la unidad clástica puede reconocerse y correlacionarse a lo largo de centenares de kilómetros en amplias zonas del Golfo de México y El Caribe (Smit *et al.*, 1996; Cedillo-Pardo y Grajales-Nishimura, 1997).

En la actualidad se ha planteado un arduo debate sobre si hay una relación genética entre la estructura de impacto y las unidades mencionadas anteriormente, el cual se ha centrado en la naturaleza y edad de estas últimas. Stinnesbeck *et al.* (1997, 2001) sugieren que el emplazamiento de la brecha en Cuba y Guatemala se produjo por procesos geológicos "normales", coincidiendo con sucesivas caídas del nivel del mar desde el Maastrichtiense superior hasta el Daniense inferior. Por el contrario, estudiando los mismos cortes, otros autores defienden un emplazamiento de edad K/T (Smit *et al.,* 1994a; Fourcade *et al.*, 1998; Bralower *et al.,* 1998; Takayama *et al.*, 2000; Grajales-Nishimura *et al.*, 2000; Arz *et al.*, en prensa) como resultado del colapso de los márgenes de plataforma producido por el impacto de Chicxulub.

El origen de la Unidad Clástica y su edad no son menos controvertidos. Está compuesta por dos subunidades, una inferior enriquecida en microesférulas y una superior o siliciclástica, ambas situadas entre dos unidades margosas denominadas Formación Méndez y Formación Velasco (Smit *et al.*, 1992). Fundamentalmente se pueden distinguir dos conjuntos de hipótesis sobre su génesis en función de la paleoprofundidad asignada. El primer conjunto de hipótesis proponen una causa meramente terrestre e interpretan estos depósitos como no continentales o marinos someros (Morgan, 1931; Kellum, 1937; Muir, 1936), como tempestitas (Hansen *et al.*, 1987) o como producto de removilización de sedimentos deltaicos durante etapas de nivel del mar bajo durante el Maastrichtiense superior y su depósito en canales (Stinnesbeck *et al.*, 1993, 1996). El segundo conjunto de hipótesis aboga por una causa extraterrestre (el impacto de un meteorito) y los interpretan como sedimentos depositados bajo la acción de flujos de gravedad tipo turbiditas y *debris flows*, inducidos por el impacto del Yucatán (Bohor y Betterton, 1993; Bohor, 1996; Soria *et al.,* 2001; Arz *et al.*, en prensa) o como depósitos del ejecta, removilizados por las olas tsunami desencadenadas tras el impacto (Smit y Romein, 1985; Bourgeois *et al.*, 1988; Maurrasse y Sen, 1991; Smit *et al.*, 1992, 1996).

La mayoría de estas interpretaciones coincide en que los sedimentos de la Unidad Clástica son retrabajados, por lo que su contenido fósil ayuda a establecer la procedencia de este material. Sin embargo, no es posible asignar directamente una edad de depósito rigurosa en función de un contenido fósil retrabajado. Afortunadamente, la gran abundancia de foraminíferos tanto en la Fm. Méndez como en la Fm. Velasco posibilita situar estas unidades en la escala bio-cronoestratigráfica. Sin embargo, el fuerte debate entre los que asignan una edad pre-K/T para la Unidad Clástica (Keller *et al,* 1994; Stinnesbeck *et al.*, 1993; Longoria y Gamper, 1995; Stinnesbeck y Keller, 1996; López-Oliva y Keller, 1996) y los que opinan que es justamente de edad K/T (Hansen *et al.*, 1987; Bourgeois *et al.*, 1988; Cedillo-Pardo y Grajales-Nishimura, 1997; Smit *et al.*, 1992, 1996; Soria *et al.*, 2001; Arz *et al.*, en prensa) aconsejan el estudio detallado de secciones como la que aquí presentamos.

Además del estudio bioestratigráfico, el principal objetivo es evaluar detalladamente el patrón de extinción y recuperación de las asociaciones de foraminíferos en el corte de Coxquihui y su compatibilidad con la teoría impactista. La sección de Coxquihui presenta un gran interés debido a que, hasta el momento, es una de las pocas secciones identificadas en la parte centro oriental de México. Por otra parte, el estudio de las comunidades de foraminíferos bentónicos nos informa de la evolución de la paleoprofundidad y otros factores medioambientales, datos que, junto con las características estratigráficas y el análisis sedimentológico de las unidades, permiten explicar cuáles son los procesos que han intervenido en su génesis.

MATERIALES Y METODOLOGÍA

La sección de Coxquihui se localiza en la llamada Cuenca de Tampico-Misantla (Sohl *et al.*, 1991), al noroeste del Estado mexicano de Veracruz y aproximadamente a 50 km hacia el sudoeste de la ciudad de Poza Rica, en el poblado que lleva este mismo nombre (Fig. 1). Este corte ha sido previamente descrito desde el punto de vista estratigráfico y sedimentológico por Smit *et al.* (1996) y Cedillo-Pardo y Grajales-Nishimura (1997). Estos últimos autores distinguen tres unidades denominadas como I, II y III, de edades Maastrichtiense superior, límite K/T y Daniense inferior, respectivamente. Estas unidades se corresponden con la Fm. Méndez, la Unidad Clástica (o Complejo Clástico) y la Fm. Velasco (Fig. 2).

Se han estudiado los últimos 170 cm de la Fm. Méndez, tratándose de margas rojas y ocasionalmente

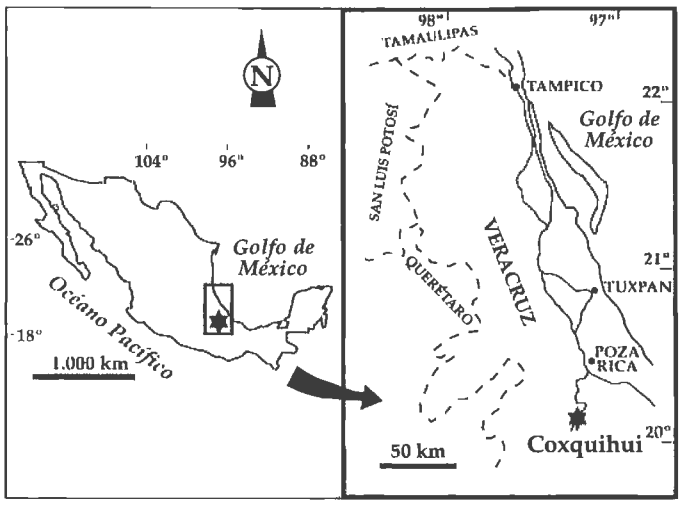


FIGURA 1–Situación geográfica del corte de Coxquihui.
FIGURE 1–Geographic location of the Coxquihui section.

grises que intercalan, hacia la parte superior, dos niveles de geometría tabular y potencia que ronda el centímetro. Uno de estos niveles es de yeso y el otro corresponde a bentonitas. El Complejo Clástico muestra en la sección de Coxquihui una geometría lenticular de techo plano y base canaliforme y cuya potencia oscila entre 35 cm y algo más de un metro de espesor. En este corte destaca la gran potencia del cuerpo basal margoso rico en esférulas con respecto al nivel superior arenoso. Las esférulas (Lám. 1, fotos 1 y 2) se disponen en un cuerpo de geometría canaliforme, de 20 cm a 1 m de espesor, que muestra en la parte baja una capa de intraclastos margosos y calcáreos. Por lo general, las esférulas poseen un diámetro comprendido entre 2 y 3 mm y se encuentran alteradas y rellenas de calcita esparítica. La matriz es margosa y contiene gran cantidad de cloritas. Este complejo finaliza con un cuerpo arenoso, de grano fino-medio y geometría laxamente lenticular de hasta 18 cm de potencia, en el que se identifica un *set* de estratificación cruzada en surco. En la base de este cuerpo aparecen restos carbonosos. Además de cuarzo mono y policristalino, estas areniscas contienen intraclastos micríticos y ocasionalmente oolíticos, así como gran cantidad de peloides y, en menor proporción, cuarzo. Por último, La Fm. Velasco, de edad Paleoceno, está caracterizada en este sector por 4 metros de una alternancia de margas grises y calizas margosas grises.

El corte ha sido muestreado con una metodología de alta resolución en intervalos centimétricos a decimétricos. Se tomaron un total de 60 muestras, de las cuales se ha estudiado desde el punto de vista micropaleontológico un total de 37. Estas muestras fueron disgregadas con la ayuda de H_2O_2, levigadas con un tamiz de 63 μm y secadas con una estufa a menos de 50°C. Se optó por esta luz de malla, ya que quedan recogidos ejemplares adultos de todas las especies de foraminíferos, incluyendo las primeras especies de foraminíferos plantónicos del Daniense pertenecientes a *Parvularugoglobigerina* y *Globoconusa*, caracterizadas precisamente por su pequeño tamaño. Por otra parte hemos comprobado que el uso de tamices con menor luz de malla induce a confusión entre las formas juveniles de varios géneros del Daniense inferior, por lo que no es adecuado. El análisis cuantitativo ha sido realizado basándose en una fracción representativa del residuo mayor de 63 μm, obtenida mediante un microcuarteador tipo Otto. Se han clasificado más de 300 ejemplares por cada muestra, tanto de foraminíferos planctónicos, por una parte, como de bentónicos, por otra, y se ha revisado el resto del residuo con el fin de identificar las especies más escasas.

FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS: BIOESTRATIGRAFÍA

El estudio bioestratigráfico (Fig. 2) nos ha permitido comprobar que los materiales de la Fm Méndez pertenecen a la Biozona de Extensión total de *Plummerita hantkeninoides,* la cual comprende los últimos 170-200.000 años del Maastrichtiense (Pardo *et al.*, 1996). La biozonación que hemos utilizado en la parte inferior del Daniense está basada en la de Molina *et al.* (1996). En la Fm. Velasco hemos identificado las Biozonas de *Guembelitria cretacea*, *Parvularugoglobigerina eugubina* y *Parasubbotina pseudobulloides,* cuyos límites inferiores se corresponden respectivamente con la última aparición de *P. hantkeninoides* (o límite K/T), la primera aparición de *Pv. eugubina* y la primera aparición de *P. pseudobulloides*. Los materiales del Complejo Clástico se han incluido dentro de la biozona de *G. cretacea*, tal y como se discutirá más adelante. En la Lámina 1 pueden observarse distintos ejemplares de estas especies índice obtenidos en el corte de Coxquihui.

Se ha identificado una pequeña laguna estratigráfica que afecta a casi toda la cronozona equivalente a la parte inferior de la Biozona de *G. cretacea*. La aparición simultánea de 11 especies justo en la base de la Fm. Velasco y la ausencia del característico acme de *Guembelitria* así lo sugiere. Atendiendo a la calibración biomagnetoestratigráfica y geocronológica de la primera aparición de las diferentes especies índice realizada por Arenillas *et al.* (en prensa), la tasa media de sedimentación del Daniense inferior en Coxquihui es apro-

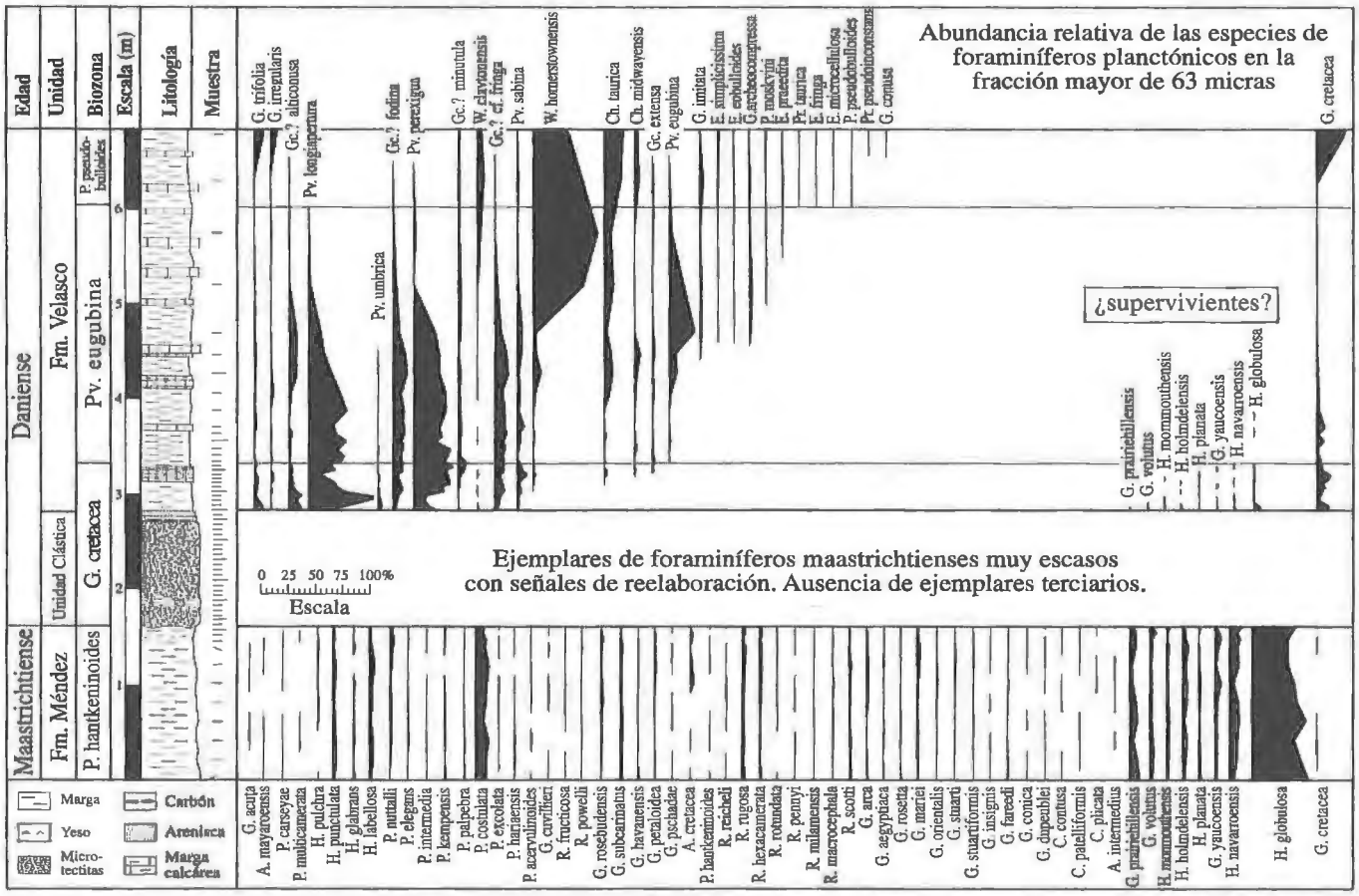


FIGURA 2–Abundancia relativa de las especies de foraminíferos planctónicos de la fracción mayor de 63 micras.
FIGURE 2–Relative abundance of planktic foraminifera species in the size fraction larger than 63 µm.

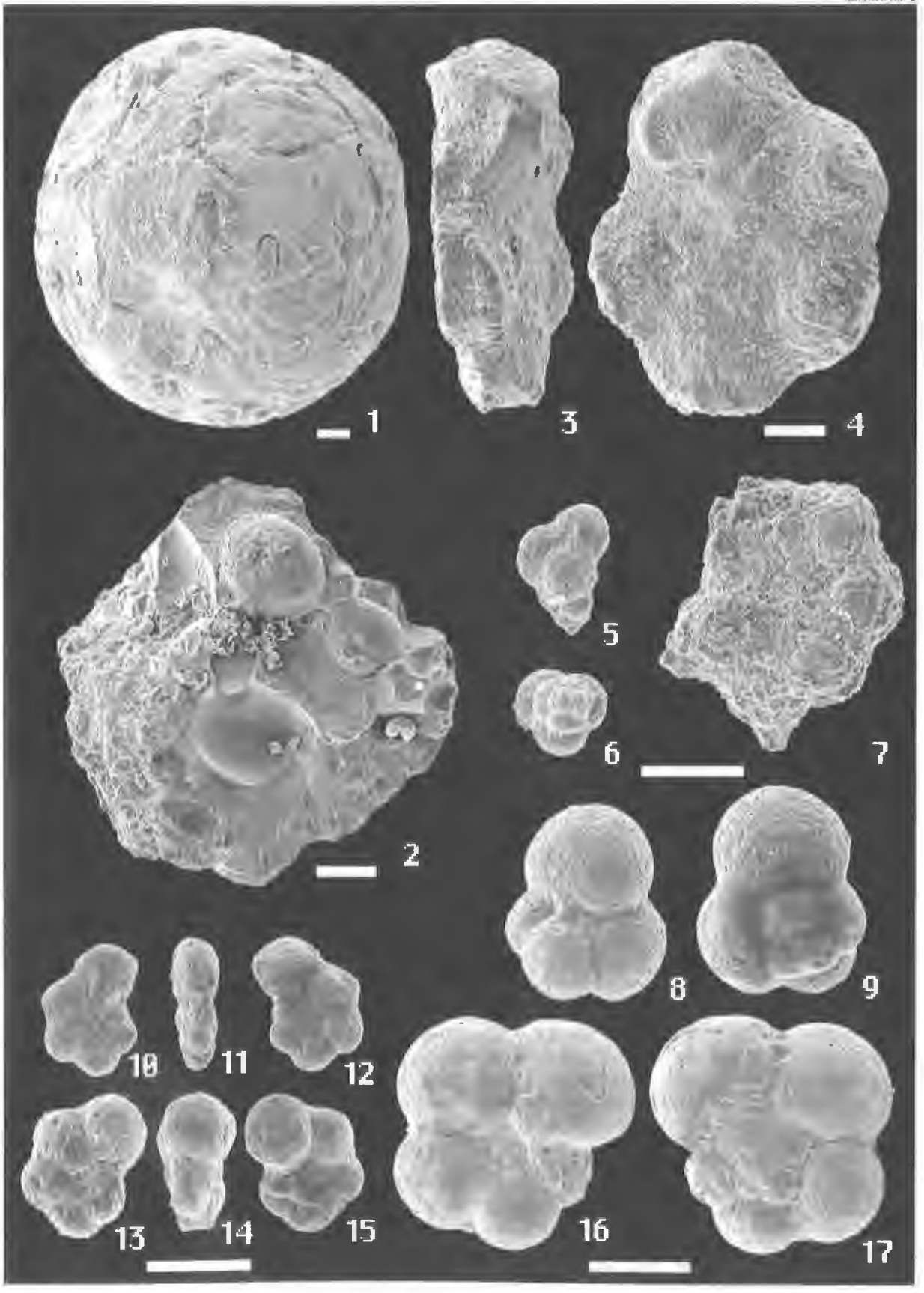
ximadamente de 7,8 cm/Ka y el hiato afecta aproximadamente a los primeros 6.000 años de la parte basal del Daniense, intervalo de tiempo que se corresponde con el de depósito de la "arcilla del límite K/T". Esta calibración está basada fundamentalmente en la escala de tiempo de Berggren *et al.* (1995). No obstante, según la

→

LÁMINA 1–*1*. Microesfera alterada a calcita de la base del Complejo Clástico. *2*. Fragmento de una microesfera vesicular alterada a calcita de la base del Complejo Clástico. *3, 4*. *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli). Vista axial y umbilical. Muestra COX -95-100. *5, 6*. *Guembelitria cretacea* Cushman. Vista frontal y apical. Muestra COX +590+600. *7*. *Plummerita hantkeninoides* (Brönnimann). Vista umbilical. Muestra COX -170-175. *8, 9*. *Eoglobigerina simplicissima* (Blow). Vista umbilical y espiral. Muestra COX +590+600. *10, 11, 12*. *Parvularugoglobigerina longiapertura* (Blow). Vista umbilical, axial y espiral. Muestra COX +50+60. *13, 14, 15*. *Parvularugoglobigerina eugubina* (Luterbacher & Premoli Silva). Vista axial y umbilical. Muestra COX +150+160. *16, 17*. *Parasubbotina pseudobulloides* (Plummer). Vista umbilical y espiral. COX +340+350. (Las barras de escala corresponden a 100 µm).

PLATE 1–*1*. Microsphere altered to calcite at the base of Clastic Complex. *2*. Fragment of vesicular microsphere altered to calcite at the base of Clastic Complex. *3, 4*. *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli). Axial and ventral view. Sample COX -95-100. *5, 6*. *Guembelitria cretacea* Cushman. Side and apex view. Sample COX +590+600. *7*. *Plummerita hantkeninoides* (Brönnimann). Ventral view. Sample COX -170-175. *8, 9*. *Eoglobigerina simplicissima* (Blow). Ventral and dorsal view. Sample COX +590+600. *10, 11, 12*. *Parvularugoglobigerina longiapertura* (Blow). Umbilical, axial and dorsal view. Sample COX +50+60. *13, 14, 15*. *Parvularugoglobigerina eugubina* (Luterbacher & Premoli Silva). Axial and umbilical view. Sample COX +150+160. *16, 17*. *Parasubbotina pseudobulloides* (Plummer). Umbilical and dorsal view. COX +340+350. (Scale bars correspond to 100 µm).

LÁMINA 1



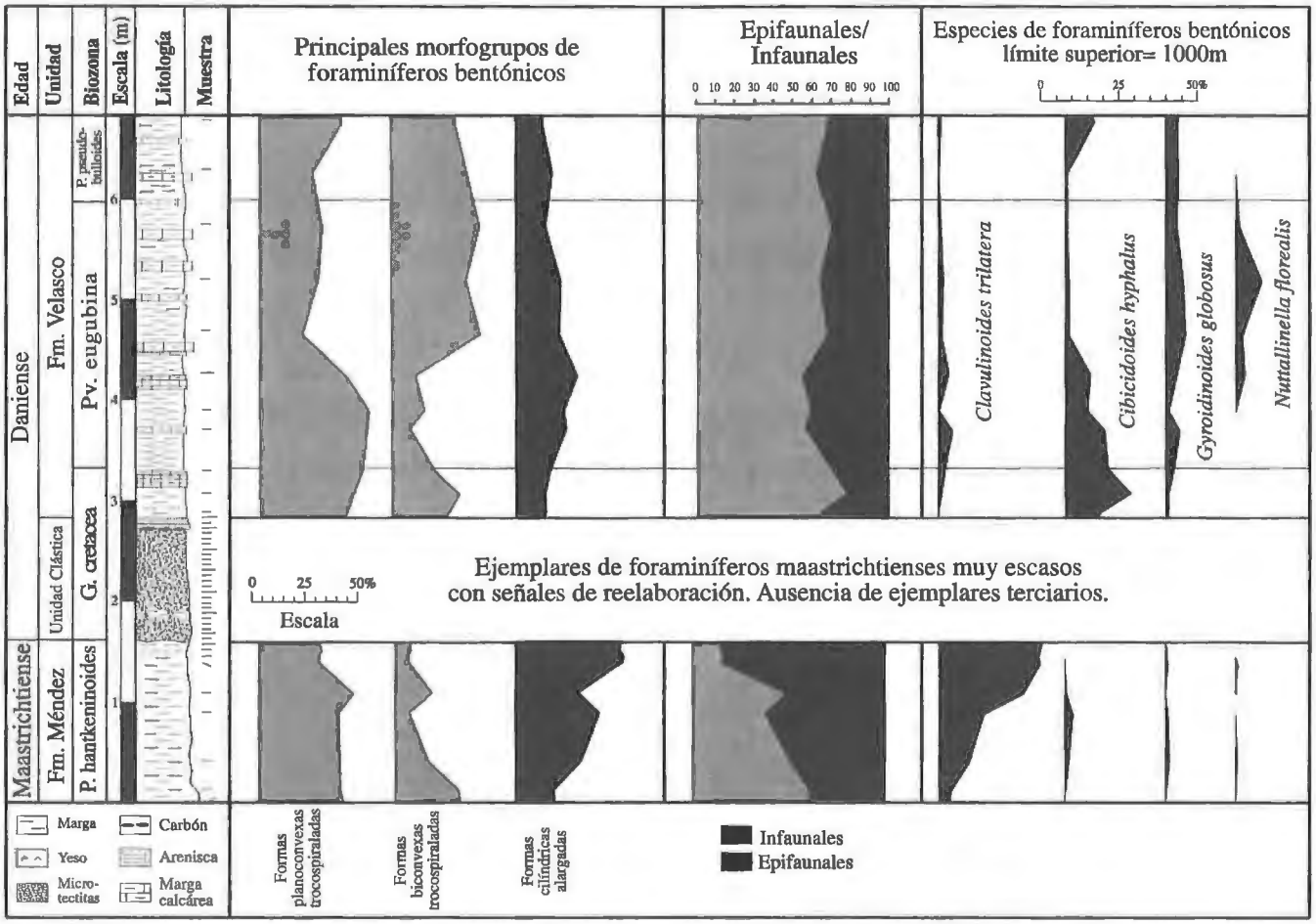


FIGURA 3–Abundancia relativa de grupos de foraminíferos bentónicos de la fracción mayor de 63 micras.
FIGURE 3–Relative abundance of benthic foraminifera species in the size fraction larger than 63 µm.

nueva escala de tiempo establecida por Röhl *et al* (2001), la tasa media de sedimentación del Daniense inferior en Coxquihui sería de 6,6 cm/Ka y el hiato afectaría aproximadamente a los primeros 7.000 años.

FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS: PALEOBATIMETRÍA

Las asociaciones de foraminíferos bentónicos identificadas están dominadas por organismos de conchas calcáreas, frente a un 20-30% que presentan pared aglutinada. Abundan principalmente formas trocospiraladas planoconvexas (ej., *Cibicidoides, Gyroidinoides, Nuttallides, Stensiöina*), biconvexas (ej., *Anomalinoides, Lenticulina, Osangularia*) y cilíndricas alargadas (ej., *Clavulinoides,* Laevidentalínidos) (Fig. 3). La mayor parte de sus representantes pertenecen a la denominada Fauna Velasco, definida por Berggren y Aubert (1975). Este tipo de fauna es propia de medios profundos batiales y abisales (Saint-Marc, 1987), y se caracteriza por especies de concha de pared calcárea como *Aragonia velascoensis, Cibicidoides velascoensis, Nuttallides trümpyi, Nuttallinella florealis, Osangularia velascoensis,* Bulimínidos, *Gyroidinoides* y Nodosariidos, y por especies de pared aglutinada, como *Gaudryina pyramidata* o *Clavulinoides aspera*. La abundancia de estas especies en Coxquihui es elevada (45-90%), indicando asociaciones típicas de medios aprofundos de la fauna Velasco.

La paleoprofundidad estimada del medio en que se depositaron los materiales de la sección de Coxquihui está basada en los estudios de paleobatimetría con foraminíferos bentónicos realizados por Van Morkhoven *et al.* (1986). Según estos autores, aunque la distribución paleobatimétrica de los foraminíferos bentónicos está controlada por diferentes factores paleoecológicos y puede variar ligeramente en el espacio y en el tiempo, se puede establecer aproximada-

mente un límite superior característico para cada especie. De acuerdo con estos datos, el límite superior de algunas especies identificadas en Coxquihui, muchas de ellas abundantes, se sitúa alrededor de los 500-600 m de profundidad (ej., *Bulimina trinitatensis*, *B. velascoensis*, *N. trümpyi*, *S. beccariiformis*, *O. velascoensis*, *Spiroplectammina spectabilis*). No obstante, se han reconocido también otras especies cuyo límite superior se sitúa en torno a 1.000 m de profundidad, destacando *Cibicidoides hyphalus*, *Gyroidinoides globosus*, *N. florealis* o *C. trilatera*. Estos datos nos permiten concluir que las formaciones Méndez y Velasco en Coxquihui se depositaron en un medio batial profundo, a unos 1.000-1.500 m de profundidad durante el tránsito K-T. Similares rangos de paleoprofundidad se han propuesto recientemente para otros cortes mexicanos durante este intervalo, como son los casos del de La Ceiba, El Mimbral, La Lajilla o El Mulato (Alegret *et al.*, en prensa). Por otro lado, en Coxquihui no existen variaciones en las comunidades de foraminíferos bentónicos que sugieran cambios importantes de la paleoprofundidad a lo largo del intervalo estudiado.

EDAD, ORIGEN Y EMPLAZAMIENTO DEL COMPLEJO CLÁSTICO

Determinar la posición bio y cronoestratigráfica del Complejo Clástico es fundamental para la interpretación sedimentológica y genética del mismo. El estudio bioestratigráfico con foraminíferos planctónicos sugiere una "edad K/T" para el Complejo Clástico. Esta unidad se sitúa entre la extinción en masa catastrófica del límite K/T justo en el techo de Biozona de *P. hantkeninoides* y la aparición de las primeras especies típicamente terciarias, dentro de la Biozona de *G. cretacea*. De acuerdo con la definición del límite K/T en el corte estratotípico de El Kef, el complejo clástico debe ser considerado de edad K/T y equivalente a la lámina roja con las evidencias de impacto identificada en la base de la clásica "arcilla del límite K/T" (Cowie *et al.*, 1989; Smit *et al.*, 1996; Arz *et al.*, en prensa).

Ruiz (1997) obtuvo resultados comparables con el estudio bioestratigráfico basado en nannofósiles calcáreos. Este autor señaló que el Complejo Clástico está emplazado entre la Biozona de *Micula prinsii*, la cual abarca los últimos 300.000 años del Maastrichtiense (Pardo *et al.*, 1996), y la Biozona de *Biantholithus sparsus*, cuyo límite inferior marca la parte más baja del Daniense. La mayoría de los partidarios de la teoría impactista sugieren una edad K/T para unidades similares identificadas en el Golfo de México y el Caribe (Smit y Romein, 1985; Hansen *et al.*, 1987; Bourgeois *et al.*, 1988; Swissher *et al.*, 1992; Smit *et al.*, 1992, 1994ab, 1996; Olsson y Liu, 1993; Cedillo-Pardo y Grajales-Nishimura, 1997; Soria et al, 2001; Arz *et al.*, en prensa).

Asimismo, Ruiz (1997) sugirió que el corte era continuo en todo el tránsito K-T. No obstante, nosotros hemos identificado una pequeña laguna estratigráfica de unos 6.000 años en la parte basal del Daniense, sobre el Complejo Clástico. Hiatos similares han sido también reconocidos en otros cortes del Golfo de México como El Mimbral, El Mulato, Tlaxcalantongo y La Ceiba (López-Oliva y Keller,1996; López-Oliva *et al.*, 1998; Arz *et al.* en prensa). Según Keller y Stinnesbeck (1996a,b), este hiato podría estar relacionado con una caída del nivel del mar en la parte inferior del Daniense. Sin embargo, variaciones en la velocidad de las corrientes oceánicas profundas justo después del evento del límite K/T pueden haber intervenido en la erosión de los fondos marinos o impedido la sedimentación de la arcilla del límite.

Stinnesbeck *et al.* (1993, 1996) sugirieron que el factor desencadenante de la producción de las unidades clásticas fue una caída del nivel del mar dentro de la Biozona de *P. hantkeninoides*. Según este modelo eustático, el Complejo Clástico sería el producto de la erosión de sedimentos deltaicos y de la parte interna de la plataforma, siendo transportados a lo largo de canales submarinos y depositados en aguas más profundas. Estos depósitos tendrían lugar en etapas sucesivas de mar bajo y estable, durante las cuales serían bioturbados por diversas comunidades de invertebrados (Ekdale y Stinnesbeck, 1998). Finalmente se produciría un ascenso del nivel del mar y el depósito de margas de edad Maastrichtiense. Keller y Stinnesbeck (1996ab) sugieren que este modelo podría explicar la génesis de todas las unidades clásticas y brechificadas que afloran entre Texas y Brasil. El modelo se basa fundamentalmente en las variaciones del nivel del mar propuestas por Pardo *et al.* (1996, Fig. 10) a nivel mundial. Estos autores propusieron que el descenso relativo del nivel del mar se produjo al menos 100.000 años antes de la aparición de *P. hantkeninoides*. No obstante, Keller y Stinnesbeck (1996b, Fig. 3) sugirieron que el descenso del nivel del mar ocurrió en la parte inferior de la Biozona de *P. hantkeninoides*.

Nuestros datos bioestratigráficos en el corte de Coxquihui parecen contradecir un origen eustático del Complejo Clástico. La presencia en Coxquihui de al menos 2 metros pertenecientes a la Biozona de *P. hantkeninoides* y la no existencia de variaciones importantes en las comunidades bentónicas que indiquen cambios en

la paleoprofundidad no apoyan el modelo eustático. Resultados similares se han obtenido en cortes del NE de México como La Ceiba (Arz *et al.*, en prensa), La Lajilla (Alegret *et al.*, en prensa) o el Tecolote (sector de La Sierrita), donde además se ha demostrado la presencia de *slumps* que afectan a la capa de microesférulas y a la parte más alta de la formación Méndez (Soria *et al.*, 2001). De forma similar, Olsson *et al.* (1997), en un sondeo continuo en Bass River (New Jersey, EEUU), han demostrado que el nivel del mar no sufrió variaciones importantes durante el tránsito K-T y que la única capa de esférulas identificada coincide con el límite K/T.

En Coxquihui, todo el Complejo Clástico parece haberse producido en un solo evento instantáneo a escala geológica. La relación con el impacto de un asteroide de edad K/T en Chicxulub parece evidente si tenemos en cuenta que esta unidad presenta restos de ejecta (microesferas interpretadas como microtectitas alteradas) junto con material removilizado de la plataforma y el talud. En Coxquihui, este material removilizado y retrabajado parece haberse depositado en la parte inferior del talud, a más de 1.000 m de profundidad. La tendencia granulométrica negativa del Complejo Clástico sugiere una energía decreciente. Sin embargo, la presencia de intraclastos margosos y calcáreos en Coxquihui y en otros cortes mexicanos como El Mimbral (Smit *et al.*, 1992) sugieren intervalos esporádicos de aceleración de la corriente. En Coxquihui no se han detectado importantes diferencias ni cuantitativas ni cualitativas entre las asociaciones de foraminíferos de los intraclastos margosos y las de la Fm. Méndez. Es razonable pensar, por tanto, que los intraclastos margosos fueron arrastrados desde zonas no demasiado alejadas del talud. Por el contrario, los intraclastos calcáreos presentan una textura *wackestone* y contienen foraminíferos provenientes de las plataformas carbonatadas adyacentes. Una característica peculiar del Complejo Clástico de Coxquihui es la presencia de material carbonoso, probablemente de origen vegetal, hacia la base de las areniscas. Este material carbonoso pudo ser arrastrado desde medios continentales a profundidades batiales, tal como se ha sugerido para algunos niveles de *debris* de plantas en El Mimbral (Smit *et al.*, 1992).

Dentro de las areniscas aparecen frecuentes peloides, algunos de los cuales presentan restos de foraminíferos bentónicos en su núcleo. Este hecho sugiere que al menos una parte de éstos son el producto de una importante micritización debida a la acción de cianobacterias en áreas someras de la plataforma. La existencia de plataformas carbonatadas hacia la línea de costa (Sohl *et al.*, 1991) y la gran paleoprofundidad del corte de Coxquihui podría explicar la reducida potencia del intervalo arenoso en este corte (18 cm), muy inferior si lo comparamos con otros cortes mexicanos (Smit *et al.*, 1996; Cedillo-Pardo y Grajales-Nishimura, 1997). En cortes del NE de México, donde las plataformas adyacentes eran de naturaleza siliciclástica, el Complejo Clástico puede alcanzar una potencia de casi 4 metros, como en el caso de El Peñón (Smit *et al.*, 1996).

ANÁLISIS DEL PATRÓN DE EXTINCIÓN EN FORAMINÍFEROS PLANTÓNICOS

La existencia del Complejo Clástico en cortes como el de Coxquihui implica que la primera cuestión que se ha de abordar antes de plantear cuál es el patrón de extinción de foraminíferos, es la posición exacta del propio límite K/T. Esto es igualmente válido para el resto de secciones del Golfo de México y El Caribe y es fundamental a la hora de valorar cómo reaccionaron las diferentes asociaciones faunísticas a los cambios medioambientales acontecidos durante esta gran crisis. Smit *et al.* (1996), Arz *et al.* (en prensa) y Arenillas *et al.* (en prensa) han propuesto situar el límite K/T coincidiendo con la base del nivel que presente las primeras evidencias de impacto (microtecticas alteradas) ya que, a su vez, coincide con la extinción de la mayor parte de las especies finicretácicas de foraminíferos planctónicos.

El carácter autóctono o alóctono de los ejemplares de foraminíferos contenidos en el Complejo Clástico, tanto en la matriz como en los intraclastos, es otro punto a tener en cuenta. Los ejemplares son muy escasos (salvo en los intraclastos) y presentan claras evidencias de reelaboración como diversos grados de disolución de las conchas, apareciendo por lo general distintos estados de conservación dentro de una misma muestra. La presencia de ejemplares reelaborados de foraminíferos en el Complejo Clástico debe ser tenida en cuenta a la hora de establecer las distribuciones estratigráficas de las diferentes especies de foraminíferos, pues ha provocado confusiones en estudios previos (López-Oliva *et al.*, 1998). A la hora de establecer el patrón de extinción, también hemos tenido en cuenta otros problemas, como son el efecto Signor-Lipps y el efecto Lázaro, responsables en algunos casos de que los patrones de extinción aparenten ser más graduales de lo que son en realidad (Signor y Lipps, 1982; Molina, 1994, 1995).

Teniendo en cuenta estos aspectos, los resultados a nivel específico obtenidos dentro del grupo de los fora-

miníferos planctónicos pueden observarse en la Figura 2, donde se muestran las distribuciones estratigráficas de las especies identificadas a través del tránsito K-T y la abundancia relativa de las mismas en la fracción superior a 63 µm. El patrón de extinción identificado en Coxquihui se corresponde con el de una extinción en masa catastrófica coincidente con el límite K/T. Concretamente, 4 especies se extinguen o desaparecen previamente al límite K/T (7% del total), 46 lo hacen bruscamente coincidiendo con dicho límite (el 78%) y 9 parecen persistir en el Daniense, desde la biozona de *G. cretacea* hasta la parte baja de la de *Pv. eugubina* (el 15%). El conjunto de especies cuya extinción se produce coincidiendo con el límite K/T en Coxquihui es el siguiente: *Heterohelix pulchra, H. punctulata, H. glabrans, H. labellosa, Pseudotextularia nuttalli, P. elegans, P. intermedia, Pseudoguembelina kempensis, P. palpebra, P. costulata, P. excolata, P. hariaensis, Planoglobulina acervulinoides, G. cuvillieri, Racemiguembelina fructicosa, R. powelli, Globigerinelloides rosebudensis, G. subcarinatus, Globotruncanella havanensis G. petaloidea, G. pschadae, Archaeoglobigerina cretacea, Plummerita hantkeninoides, Rugoglobigerina reicheli, R. rugosa, R. hexacamerata, R. rotundata, R. pennyi, R. milamensis, R. scotti, R. macrocephala, Globotruncana arca, G. aegyptiaca, G. rosetta, G. mariei, G. orientalis, Globotruncanita stuarti, G. stuartiformis, G. insignis, G. fareedi, G. conica, G. dupeublei, Contusotruncana contusa, C. patelliformis, C. plicata*, y *Abathomphalus intermedius*. La abundancia relativa de cada una de estas especies no sufre grandes variaciones cuantitativas a lo largo de la parte alta del Maastrichtiense, lo cual nos indica que los ecosistemas planctónicos finicretácicos eran esencialmente estables y muy favorables para su desarrollo, dada la gran diversidad específica identificada.

El alto porcentaje de especies que se extingue coincidiendo con el límite K/T es bastante significativo, pero todavía lo es más si analizamos detenidamente algunos aspectos. Según nuestros datos, de las 4 especies que parecen extinguirse previamente, tan sólo en el caso de *Gublerina acuta* parece tratarse de una extinción real. Si tan sólo contamos esta única especie, la extinción pre-K/T sólo constituiría el 2% del número total de especies cretácicas. El resto parecen desapariciones locales, ya que hemos comprobado que las tres especies (*Abathomphalus mayaroensis*, *Planoglobulina carseyae* y *Planoglobulina multicamerata*) se extinguen en coincidencia con el límite K/T en cortes internacionalmente reconocidos por su gran continuidad sedimentaria, como los cortes españoles de Agost (Molina *et al.*, 1996, 1998; Arz, 2000), Caravaca (Molina et *al.*, 1998, Arz *et al.*, 2000) y Zumaya (Molina *et al.*, 1998; Arz, 2000), o los tunecinos de El Kef-estratotípico (Arenillas *et al.*, 2000a), Aïn Settara (Molina *et al.*, 1998; Arz, 2000; Arenillas *et al.*, 2000b) o Elles (Arz *et al.*, 1999).

Por otra parte, de las 9 especies cuya presencia ha sido identificada en el Daniense inferior de Coxquihui, tan sólo *G. cretacea* es una especie claramente superviviente (Smit, 1982). Las restantes (*Globigerinelloides prairiehillensis, G. volutus, G. yaucoensis, Hedbergella monmouthensis, H. holmdelensis, Heterohelix planata, H. navarroensis* y *H. globulosa*) podrían ser consideradas como posibles supervivientes, dada su repetida identificación en la parte basal del Daniense en otros cortes a nivel mundial (Keller, 1988, 1989; Canudo *et al.*, 1991; Molina *et al.*, 1998; Apellaniz *et al.*, 1997). Además, algunos estudios isotópicos avalan dicha posibilidad (Barrera y Keller, 1990, 1994).

Sin embargo la existencia de ejemplares cretácicos retrabajados puede ser relativamente frecuente en las primeras muestras del Daniense, aspecto que ha sido comprobado también isotópicamente (Huber, 1991, 1996; Kaiho y Lamolda, 1999), por lo que hay que ser prudentes a la hora de interpretar la supervivencia de algunas especies. De este modo, de confirmarse el carácter reelaborado de las especies mencionadas (tal y como propuso Smit, 1982), la extinción en masa de foraminíferos planctónicos en coincidencia con el límite K/T sería del 96% del total de especies. Resultados similares se obtienen cuando analizamos los cambios en las asociaciones a nivel de grupos (Fig. 4). En el Maastrichtiense se observa también la inexistencia de cambios importantes en las abundancias relativas de los tres grandes grupos de foraminíferos planctónicos existentes: Heterohelícidos, Globotruncánidos y el plancton enrollado no carenado, los cuales en conjunto sufren extinciones casi totales en el límite K/T. Tras el evento de extinción en masa del límite K/T se ha observado en casi todos los cortes continuos del mundo un episodio de apogeo de *Guembelitria* y posteriormente una radiación evolutiva explosiva de nuevas especies, inicialmente pequeñas y oportunistas (*Parvularugoglobigerina, Globoconusa, Woodringina* y *Chilogembelina*) y finalmente más grandes y reticuladas (*Eoglobigerina, Parasubbotina, Praemurica*). Esta radiación evolutiva se enmarca en un contexto de progresiva recuperación de las condiciones de la superficie oceánica tras el evento catastrófico del límite K/T.

En la Figura 4 representamos también el brusco descenso de la riqueza específica, expresada como el número de especies presente en cada muestra. El mayor cambio tiene lugar en el límite, ya que pasamos

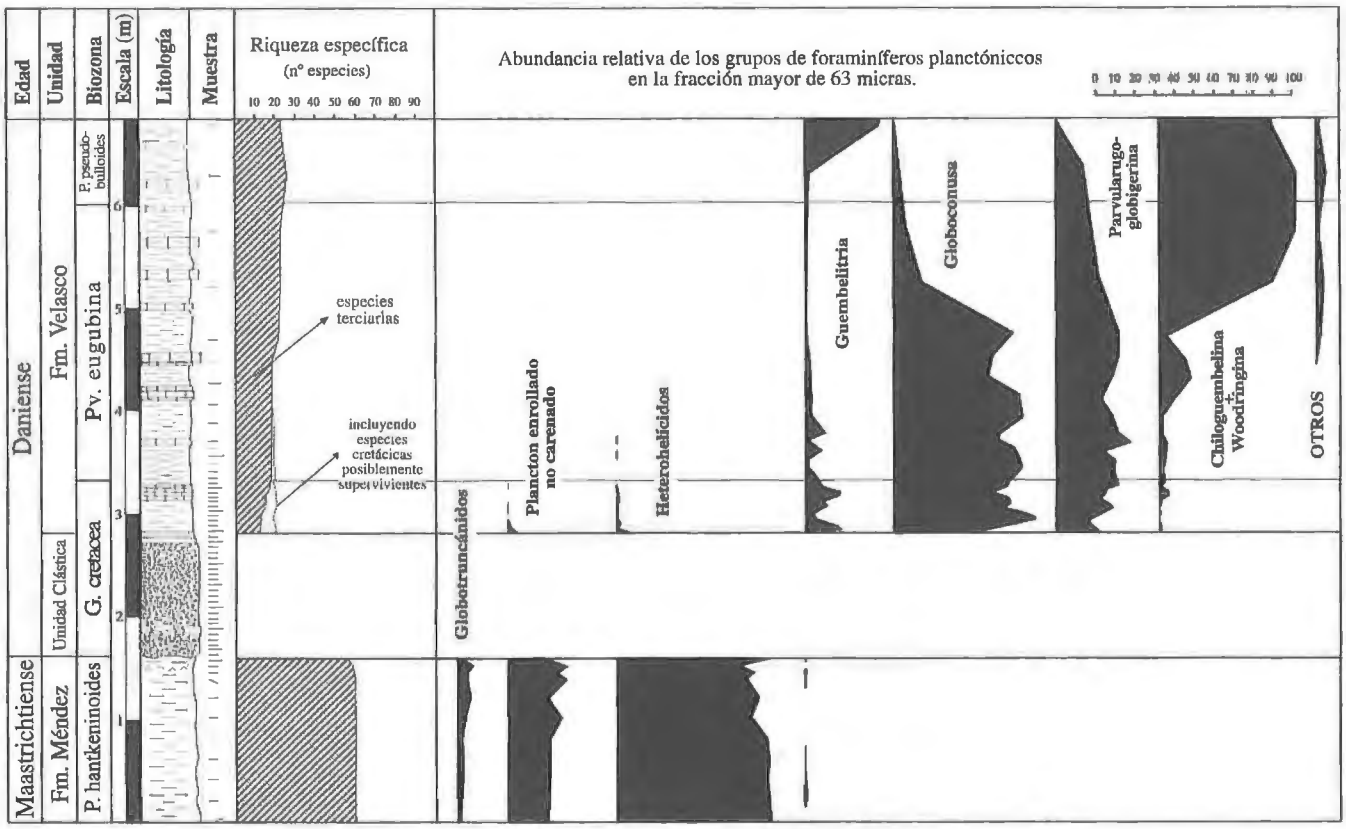


FIGURA 4–Riqueza específica y abundancia relativa de los diferentes grupos de foraminíferos planctónicos de la fracción mayor de 63 micras.

FIGURE 4–Species richness and relative abundance of different planktic foraminiferal groups in the size fractions larger than 63 µm.

de tener 55 especies a techo del Maastrichtiense a tan sólo 12 (o 20 si consideramos las posibles supervivientes) en la muestra más baja del Paleoceno. A la hora de interpretar estos datos hay que tener en cuenta la existencia del corto hiato que afecta a la base del Daniense. Con el fin de cuantificar de una manera más rigurosa los modelos de extinción y especiación de los foraminíferos planctónicos en el tránsito K-T, hemos aplicado el concepto de flujo taxonómico de Dean y McKinney (2001) (Fig. 5). El flujo taxonómico (F) es una medida que permite cuantificar las tendencias evolutivas, proporcionando estimaciones sobre la expansión o el declive de la diversidad. Para calcular el flujo taxonómico hemos elegido dos series de intervalos de 50 cm que se solapan alternativamente. Cada intervalo representa alrededor de 6.500 años, teniendo en cuenta que la tasa de sedimentación media es de unos 7,8 cm/Ka (Arenillas *et al.*, en prensa).

El flujo taxonómico depende de 4 parámetros que deben ser medidos para cada intervalo de tiempo propuesto: G = número de especies identificadas en dicho intervalo, E = número de especies que se extinguen dentro del intervalo, N = número de especies que aparecen en el intervalo y S = número de especies estables. Estos 4 parámetros pueden ser fácilmente medidos en Coxquihui (Tabla 1), basándose en la distribución estratigráfica de las especies de la Figura 2. En la Tabla 1 se representan las fórmulas utilizadas: tasa de extinción (T_E), tasa de especiación (T_N), flujo taxonómico (F) y volatilidad (V) y sus valores en cada intervalo. Las tasas de extinción y especiación son dos sencillas medidas que nos indican la proporción de extinción y de especiación en cada intervalo. Ambas medidas han sido representadas en tantos por uno. Los valores del flujo taxonómico indican en qué intervalos hay más extinción que especiación –declive de la riqueza específica– y viceversa –expansión de la riqueza específica–. Para evitar problemas de escala, se ha representado el $\log_{10}$ F, de manera que los valores negativos indican declive y los valores positivos expansión de la diversidad. Una extinción total daría un valor log F = –8, pero normalmente los valores vie-

Intervalo		G	E	N	S	T_E	T_N	log F	V
1		59	0	0	59	0,00	0,00	0,00	0,00
	A	59	0	0	59	0,00	0,00	0,00	0,00
2		59	0	0	59	0,00	0,00	0,00	0,00
	B	59	0	0	59	0,00	0,00	0,00	0,00
3		59	0	0	59	0,00	0,00	0,00	0,00
	C	59	1	0	58	0,02	0,00	-0,01	0,02
4		59	4	0	55	0,07	0,00	-0,03	0,07
	D	71	50	14	5	0,70	0,20	-0,72	0,93
5		25	7	16	2	0,28	0,64	0,39	0,92
	E	23	4	3	16	0,17	0,13	-0,02	0,30
6		19	0	0	19	0,00	0,00	0,00	0,00
	F	19	1	0	18	0,05	0,00	-0,02	0,05
7		19	1	0	18	0,05	0,00	-0,02	0,05
	G	20	1	2	17	0,05	0,10	0,02	0,15
8		20	1	4	15	0,05	0,20	0,08	0,25
	H	21	0	2	19	0,00	0,10	0,04	0,10
9		23	0	1	22	0,00	0,04	0,02	0,04
	I	23	0	1	22	0,00	0,04	0,02	0,04
10		23	1	1	21	0,04	0,04	0,00	0,09
	J	23	1	1	21	0,04	0,04	0,00	0,09
11		26	5	4	15	0,19	0,15	-0,02	0,42
	K	26	5	4	15	0,19	0,15	-0,02	0,42
12		23	0	2	21	0,00	0,09	0,04	0,09
	L	23	0	2	21	0,00	0,09	0,04	0,09

G = nº especies identificadas
E = nº especies extintas
N = nº especies aparecidas
S = nº especies estables
(Ver definiciones en texto)

T_E (tasa de extinción) = E/G
T_N (tasa de especiación) = N/G
F (flujo taxonómico) = $\frac{G - E + N + S}{S + G\,[(E+S)/(N+S)]}$
V (volatilidad) = (G-S)/G

TABLA 1–Valores de las tasas de extinción y especiación, del flujo taxonómico y de la volatilidad, en cada intervalo propuesto, basado en la distribución estratigráfica de los foraminíferos planctónicos.

TABLE 1–Values of extinction and speciation rates, taxonomic flux and volatility in each proposed interval based on the planktic foraminiferal stratigraphical ranges.

nen representados entre –1 y +1. La volatilidad es otro concepto desarrollado por Dean y McKinney (2001) que puede ser utilizado como índice de variación o variabilidad evolutiva. En realidad, este concepto es contrario al de estabilidad, de manera que un valor V = 0 indica estabilidad evolutiva máxima y un valor V = 1 indica inestabilidad máxima.

En la Figura 5 se representa la variación de los valores de T_E, T_N, log F y V a través del tránsito K-T en Coxquihui. La curva T_E muestra claramente el evento de extinción en masa catastrófica del límite K/T, con un valor de T_E = 0,70 en el intervalo que incluye el límite K/T (intervalo D). En el siguiente intervalo (intervalo 5) se observa la radiación evolutiva inicial representada por una tasa de especiación T_S = 0,64. Estos dos intervalos vienen claramente reflejados por el flujo taxonómico, observándose un claro de declive (log F = –0.72) en el intervalo D y una clara expansión evolutiva (log F = 0,39) en el intervalo 5. La curva de volatilidad sugiere una gran estabilidad evolutiva en el Maastrichtiense terminal, una brusca inestabilidad en el límite K/T y la parte basal del Daniense (V >0,9) y una ligera inestabilidad en el resto del tramo de Daniense inferior estudiado. La brusca inestabilidad se debe a la extinción en masa del límite K/T y la posterior radiación evolutiva de las pequeñas especies de parvularugoglobigerínidos y globoconúsidos. La variabilidad evolutiva se mantiene en el Daniense inferior debido a que la tasa de especiación se mantiene relativamente alta y las especies de parvularugoglobigerínidos y pequeños globoconúsidos, todas ellas oportunistas, se extinguen progresivamente. Dos picos de T_S y V ocurren aproximadamente en coincidencia con la parte media de la Biozona de *Pv. eugubina* y con la base de la Biozona de *P. pseudobulloides*. Esta inestabilidad evolutiva es un reflejo claro de la expansión evolutiva de los foraminíferos planctónicos tras el evento de extinción del límite K/T en un contexto paleoceanográfico todavía inestable pero en clara recuperación.

CAMBIOS EN LAS ASOCIACIONES EN FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS

El análisis de foraminíferos bentónicos actuales revela que existe una estrecha relación entre la morfología de las conchas y los distintos microhábitats ocupados (Corliss, 1985). Según este autor, los foraminíferos bentónicos de conchas enrolladas planispiraladas, esféricas, y alargadas cilíndricas o aplanadas tienen un modo de vida infaunal, mientras que las especies epifaunales (aquellas que habitan en los centímetros superiores del sedimento) presentan morfologías trocospiraladas biconvexas o planoconvexas, irregulares o tubulares, principalmente. En función de estos criterios, y de los estudios basados en la comparación con foraminíferos bentónicos actuales y su señal isotópica (Pflum y Frerichs, 1976; Rathburn y Corliss, 1994; Mackensen *et al.*, 1995), hemos calculado el porcentaje total de foraminíferos infaunales y epifaunales.

Durante el Cretácico Superior se registra un progresivo incremento de los grupos infaunales (Fig. 3), que hacia el Maastrichtiense terminal constituyen casi el 85% de las comunidades. Al contrario de lo que ocurre en el caso de los foraminíferos planctónicos, los foraminíferos bentónicos no experimentaron grandes extinciones en el límite K/T, desapareciendo menos del 5% del total de las especies bentónicas (Speijer y Van de Zwaan, 1996). Sin embargo, en coincidencia con el límite K/T se observa un drástico descenso en el porcentaje de especies infaunales, que disminuyeron casi un 50%. Un cambio tan drástico en los microhábitats ocupados por los foraminíferos puede explicarse en

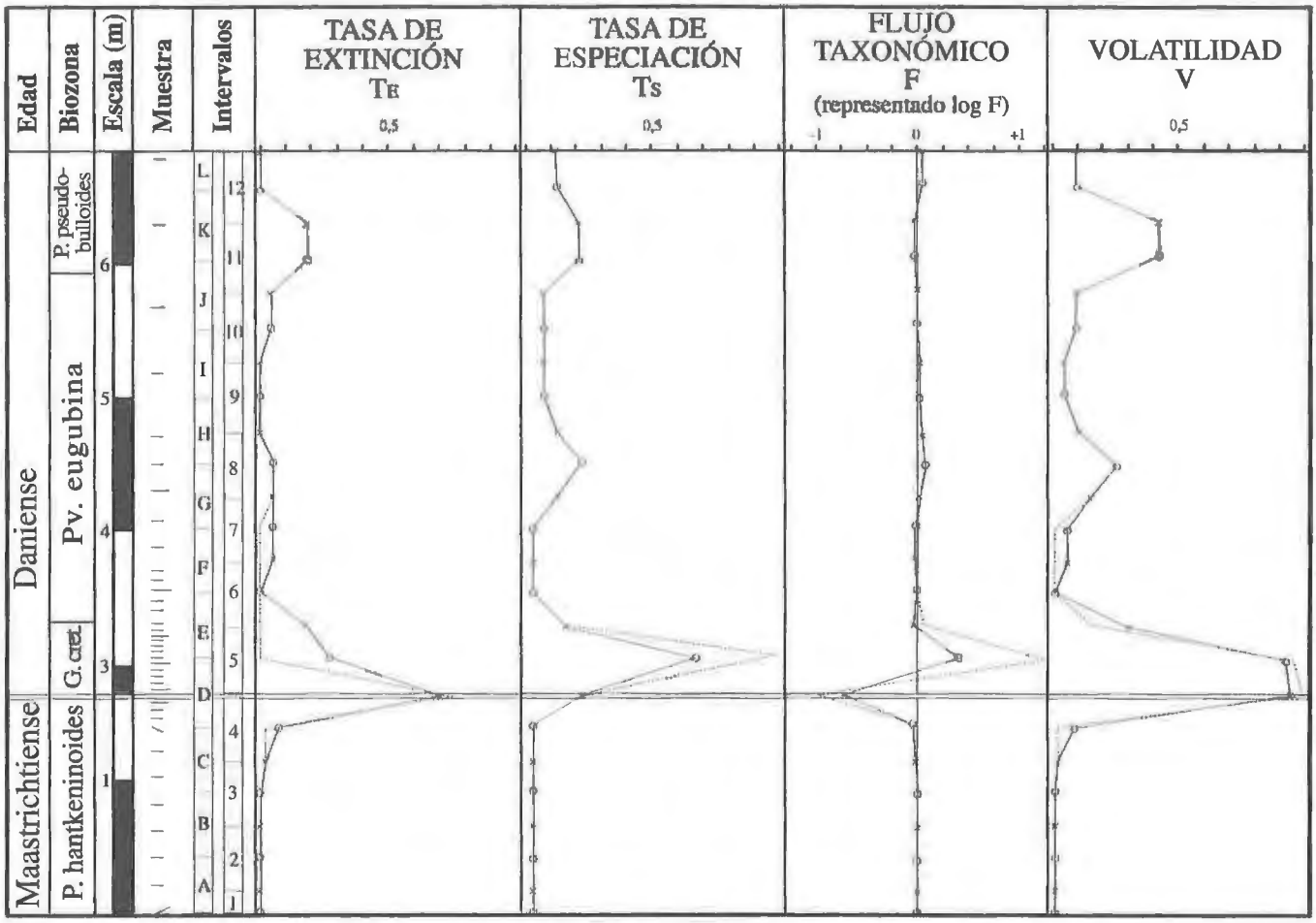


FIGURA 5–Tasas de extinción y especiación, flujo taxonómico y volatilidad en las asociaciones de foraminíferos planctónicos.
FIGURE 5–Extinction and speciation rates, taxonomic flux and volatility in the planktic foraminiferal assemblages.

términos de aporte de nutrientes y de oxigenación del fondo oceánico (Jorissen *et al.*, 1995). En el caso del Paleógeno basal en Coxquihui, donde no existen evidencias de anoxia, podemos concluir que el descenso en el aporte de nutrientes afectó a las comunidades infaunales (Thomas, 1990; Peryt *et al.*, 1997; Arz *et al.*, en prensa). Los escasos nutrientes que llegaban al fondo marino debieron ser aprovechados de una forma más efectiva por los foraminíferos epifaunales, que habitaban en las capas más superficiales del sedimento. Esta crisis en el aporte de nutrientes al fondo marino se interpreta como reflejo de un descenso en la productividad primaria ocurrido en el límite K/T (Zachos y Arthur, 1986; D'Hondt *et al.*, 1998; Kaiho *et al.*, 1999), compatible con la teoría del impacto meteorítico ocurrido en la Península de Yucatán (Peryt *et al.*, 1997; *Arz et al.*, en prensa).

CONCLUSIONES

Las características bioestratigráficas, sedimentológicas y micropaleontológicas del tránsito K-T de Coxquihui muestran una clara relación causa-efecto entre el impacto de un asteroide en Yucatán y la mayor extinción de toda la historia de los foraminíferos planctónicos. La coexistencia dentro del Complejo Clástico de diversos materiales generados en diferentes ambientes de plataforma y talud son evidencias que indican la aloctonía de esta unidad. La paleoprofundidad estimada, superior a 1.000 metros, permite descartar la génesis y el emplazamiento de estos materiales debido a un descenso del nivel del mar, así como la actuación directa de olas tsunamis sobre los mismos.

La hipótesis más factible es que estos sedimentos fueron removilizados desde áreas más someras, arras-

trados a lo largo del talud y depositados en la parte inferior del mismo, bajo la acción de flujos de gravedad inducidos por el impacto del Yucatán. La crisis del límite K/T afectó de manera mucho más notable a los foraminíferos planctónicos, los cuales sufrieron una extinción en masa catastrófica y fueron recuperándose gradualmente a lo largo del Daniense inferior. Este modelo evolutivo y de extinción queda claramente reflejado en las curvas de flujo taxonómico y volatilidad. Las comunidades de foraminíferos bentónicos apenas fueron afectadas, aunque el descenso en la productividad primaria en la superficie oceánica produjo una brusca y temporal reorganización de las mismas.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Hanspeter Luterbacher y a José Manuel Grajales-Nishimura la revisión crítica de este artículo. Este trabajo se ha realizado dentro del proyecto DGES PB97-1016.

REFERENCIAS

Alegret, L.; Molina, E. y Thomas, E. En prensa. Benthic foraminifera at the Cretaceous/Tertiary Boundary around the Gulf of México. *Geology*.

Apellániz, E.; Baceta, J. I.; Bernaola-Bilbao, G.; Núñez-Betelu, K.; Orue-Etxebarría, X.; Payros, A.; Pujalte, V.; Robin, E. y Rocchia, R. 1997. Analysis of uppermost Cretaceous-lowermost Tertiary hemipelagic successions in the Basque Country (Western Pyrenees): evidence for a sudden extinction of more than half planktic foraminifer species at the K/T boundary. *Bulletin de la Société géologique de France*, 168 (6), 783-793.

Arenillas, I.; Arz, J. A.; Molina, E. y Dupuis, C. 2000a. An indepedent test of planktic foraminiferal turnover across the Cretaceous/Paleogene (K/P) boundary at El Kef (Tunisia): catastrophic mass extinction and possible survivorship. *Micropaleontology,* 46 (1), 31-49.

—. 2000b, The Cretaceous/Paleogene (K/P) boundary at Aïn Settara, Tunisia: sudden catastrophic mass extinction in planktic foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*, 30, 46-62.

Arenillas, I.; Alegret, L.; Arz, J. A.; Cedillo-Pardo, E.; Grajales-Nishimura, J. M.; Meléndez, A.; Molina, E.; Rosales, M. C. y Soria, A. R. En prensa. Cretaceous/Tertiary boundary planktic foraminiferal mass extinction and biochronology at La Ceiba and Bochil (México) and El Kef (Tunisia): Timing of K/T units deposition. *Geological Society of America Special Paper,* 306.

Arz, J. A. 2000. Los foraminíferos planctónicos del Campaniense y Maastrichtiense: Bioestratigrafía, Cronoestratigrafía y eventos paleoecológicos. [Tesis Doctoral]: Prensas Universitarias de Zaragoza, 1-419.

Arz, J. A.; Arenillas, I.; Molina, E. y Dupuis, C. 1999. La extinción en masa de foraminíferos planctónicos en el límite Cretácico/Terciario (K/T) de Elles (Túnez): Los efectos tafonómico y «Signor-Lipps». *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 12 (2), 251-268.

Arz, J. A.; Arenillas, I.; Molina, E. y Sepúlveda, R. 2000. La estabilidad faunística de los foraminíferos planctónicos en el Maastrichtiense Superior y su extinción en masa catastrófica en el límite K/T de Caravaca (España). *Revista Geológica de Chile,* 27 (1), 27-50.

Arz, J. A.; Arenillas, I.; Soria, A. R.; Alegret, L.; Grajales-Nishimura, J. M.; Liesa, C. L.; Meléndez, A.; Molina, E. y Rosales, M. C., en prensa. Micropaleontology and Sedimentology across the Cretaceous/Tertiary boundary at La Ceiba (México): impact-generated sediment gravity flows. *Journal of South American Earth Sciences.* Special Issue 5.

Barrera, E. y Keller, G. 1990. Stable isotope evidence for gradual enviromental changes and species survivorship across the Cretaceous/Tertiary boundary. *Paleoceanography*, 5, 867-890.

—. 1994. Productivity across the Creaceous-Tertiary boundary in high latitudes. *Geological Society of America Bulletin,* 106, 1254-1266.

Berggren, W. A. y Aubert, J. 1975. Paleocene benthonic foraminiferal biostratigraphy, paleobiogeography and paleoecology of Atlantic-Tethyan regions: Midway-type fauna. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 18, 73-192

Berggren, W. A.; Kent, D. V.; Swisher III, C. C. y Aubry, M. P. 1995. A revised Paleogene Geochronology and Chronostratigraphy. *En Geochronology, Time and Global Stratigraphic Correlation* (Eds. Berggren, W. A.; Kent, D. V.; Aubry, M. P. y Hardenbol, J.). Society of Economic Geologist and Paleontologist, Special Publication, 1-392.

Bohor, B. F. 1996. A sediment gravity flow hypothesis for siliciclastic units at the K/T boundary, northeastern México, *in* Ryder, G., Fastovsky, D. and Garner, S., eds., The Cretaceous-Tertiary Event and other catastrophes in earth history: Boulder, Colorado, *Geological Society of America Paper,* 307, 183-195.

Bohor, B. F y Betterton, W. J. 1993. Arroyo el Mimbral, Mexico, K/T unit: Origin as debrisflow/turbidite, not a tsunami deposit. Proceedings, *Lunar and Planetary Science Conference,* 23, 143-144.

Bourgeois, J.; Hansen, T. A.; Wiberg, P. L. y Kauffman, E. G. 1988. A tsunami deposit at the Cretaceous-Tertiary boundary in Texas. *Science,* 241, 567-570.

Bralower, T. J.; Paull, C. K. y Leckie, R. M. 1998. The Cretaceous-Tertiary boundary cocktail: Chicxulub impact triggers margin collapse and extensive sediment gravity flows. *Geology,* 26 (4), 331-334.

Canudo, J. I.; Keller, G. y Molina, E. 1991. Cretaceous/Tertiary boundary extinction pattern and faunal

turnover at Agost and Caravaca, SE Spain. *Marine Micropaleontology,* 17, 319-341.

Cedillo-Pardo, E. y Grajales-Nishimura. (1997). Las rocas de impacto del cráter de Chicxulub y el Límite Cretácico/Terciario en México y áreas vecinas de América del Norte y el Caribe. En: *Extinción masiva del límite Cretácico/Terciario: mitos y realidades.* Monografía número 4 de la Unión Geofísica Mexicana (A. L. Carreño y M. Montellano, Eds.), 147-164.

Cowie, J. W.; Zieger, W. y Remane, J. 1989. Stratigraphic Commission accelerates progress, 1984-1989. *Episodes,* 112, 79-83.

Corliss, B. H. 1985. Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments. *Nature*, 314, 435-438.

Dean, W. G. y Mckinney, M. L. 2001. Taxonomic flux as a measure of evolutionary turnover. *Revista Española de Paleontología*, 16 (1), 29-38.

D'Hondt, S.; Donaghay, P.; Zachos, J. C.; Luttenberg, D. y Lindinger, M. 1998. Organic Carbon Fluxes and Ecological Recovery from the Cretaceous-Tertiary Mass Extinction. *Science*, 282, 276-279.

Ekdale, A. A. y Stinnesbeck, W. 1998. Trace fossils in Cretaceous/Tertiary (KT) boundary beds in northeastern México: Implications for sedimentation during the KT boundary event. *Palaios,* 8, 593-602.

Fourcade, E.; Rocchia, R.; Gardin, S.; Bellier, J. P.; Debrabant, P.; Masure, E.; Robin, E. y Pop, W. T. 1998. Age of the Guatemala breccias around the Cretaceous/Tertiary boundary: relationship with the asteroid impact on the Yucatán. *Académie Sciences Comptes des Rendus*, 327, 47-53.

Grajales-Nihimura, J. M.; Cedillo-Pardo, E.; Rosales-Domínguez, M. C.; Morán-Zenteno, D. J. Álvarez, W.; Claeyes, P.; Ruiz-Morales, J.; García-Hernández, J.; Padilla-Ávila, P. y Sánchez-Ríos, A. (2000). Chicxulub impact: The origin of reservoir and seal facies in the southeastern México oil fields. *Geology,* 28 (4), 307-310.

Hansen, T.; Farrand, R. B.; Montgomery, H. A.; Billman, H. G. y Blechschmidt, G. 1987. Sedimentology and extinction patterns across the Cretaceous-Tertiary boundary interval in East Texas. *Cretaceous Research,* 8, 229-252.

Hildebrand, A. R.; Penfield, G. T.; Kring, D. A.; Pilkington, M.; Camargo, Z. A.; Jacobsen, S. B. y Boynton, W. V.; 1991. Chicxulub crater: A possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatan peninsula, Mexico. *Geology,* 19, 867-871.

Huber, B. T. 1991. Maestrichtian planktonic foraminifer biostratigraphy and the Cretaceous/Tertiary boundary at hole 738C (Kerguelen plateau, Southern indian Ocean). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 119, 451-465.

—. 1996. Evidence for planktonic foraminifer reworking versus survivorship across the Cretaceous-Tertiary boundary at high latitudes. *Geological Society of America Special Paper*, 307, 319-334.

Jorissen, F. J.; Stigter, H. C. y Widmark, J. G. V. 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Marine Micropaleontology,* 26, 3-15.

Kaiho, K. y Lamolda, M. 1999. Catastrophic extinction of planktonic foraminifera at the Cretaceous-Tertiary boundary evidenced by stable isotopes and foraminiferal abundance at Caravaca, Spain. *Geology*, 27 (4), 355-358.

Kaiho, K.; Kajiwara, Y.; Tazaki, K; Ueshima, M.; Takeda, N.; Kawahata, H.; Arinobu, T.; Ishiwatari, R.; Hirai, A. y Lamolda, M. A. 1999. Oceanic primary productiviy and dissolved oxygen levels at the Cretaceous/Tertiary boundary: Their decrease, subsequent warming, and recovery. *Paleoceanography*, 14 (4), 511-524.

Keller, G. 1988. Extinction, survivorship and evolution of Planktic Foraminifera across the Cretaceous/Tertiary boundary at El Kef, Tunisia. *Marine Micropaleontology*, 13, 239-263.

—. 1989. Extended period of extinctions across the Cretaceous/Tertiary boundary in planktonic foraminifera of continental-shelf sections: Implications for impact and volcanism theories. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 1408-1419.

Keller, G. y Stinnesbeck, W. 1996a. Sea-level changes, clastic deposits and megatsunamis across the Cretaceous-Tertiary boundary. En: *Cretaceous-Tertiary mass extinctions. Biotic and environmental changes* (Eds. MacLeod N. y Keller, G.), W. W. Norton & Company. New York-London, 415-449.

—. 1996b. Near-K/T age of clastic deposits from Texas to Brasil: impact, volcanism and/or sea-level lowstand? *Terra Nova*, 8, 227-285.

Keller, G.; Stinnesbeck, W. y López-Oliva, J. G. 1994. Age, deposition and biotic effects of the Cretaceous/Tertiary boundary event at Mimbral, NE Mexico. *Palaios* 9, 144-157.

Kellum, K. B. 1937. The geology and biology of the San Carlos mountains, Tamaulipas, Mexico. *Ann Arbor, University of Michigan Press*, 1-200.

Longoria, J. F. y Gamper, M. A. 1995. Planktonic foraminiferal faunas across the Cretaceous-Tertiary succession of México: Implications for the Cretacous-Tertiary boundary problem. *Geology,* 23 (4), 329-332.

López-Oliva, J. G. y Keller, G. 1996. Age and stratigraphy of near-K/T boundary siliciclastic deposits in Northeastern Mexico. *Geological Society of America Special Paper,* 307, 227-242.

López-Oliva, J. G.; Keller, G. y Stinnesbeck, W. 1998. El límite Cretácico/Terciario (K/T) en el Noreste de México. Extinción de los foraminíferos planctónicos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas,* 15 (1), 109-113.

Mackensen, A.; Schmiedl, G.; Harloff, J. y Giese, M. 1995. Deep-sea foraminifera in the South Atlantic: ecology and assemblage generation. *Micropaleontology*, 41, 342-258.

Maurrasse, F. J.-M. R. y Sen, G. 1991. Impatcs, tsunamis, and the Haitian Cretaceous-Tertiary boundary layer. *Science,* 252, 1690-1693.

Molina, E. 1994. Aspectos epistemológicos y causas de la extinción. En: *Extinción y registro fósil. Extinction and the fossil record* (Ed. Molina E.). SIUZ Cuadernos Interdisciplinares, 5, 11-30.

—. 1995. Modelos y causas de extinción masiva. *Interciencia*, 20 (2), 83-89.

Molina, E.; Arenillas I. y Arz J. A. 1996. The Cretaceous/Tertiary boundary mass extinction in planktic foraminifera at Agost (Spain). *Revue de Micropaléontologie*, 39 (3), 225-243.

—. 1998. Mass extinction in planktic foraminifera at the Cretaceous/Tertiary boundary in subtropical and temperate latitudes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169 (3), 351-363.

Morgan, H. J., Jr. 1931. The Velasco-Mendez contact in the vecinity of the Ebano Field, Mexico. *Journal of Paleontology,* 5, 42-47.

Muir, J. M. 1936. Geology of the Tampico region, Mexico. *American Association of Petroleum Geologist*, 1-300.

Olsson R. K. y Liu Ch. 1993. Controversies on the placement of Cretaceous-Paleogene boundary and the K/P mass extinction of planktonic foraminifera. *Palaios*, 8, 127-139.

Olsson, R. K.; Miller, K. G.; Browning, J. V.; Habid, D. y Sugarman, P. J. 1997. Ejecta layer at the Cretaceous-Tertiary boundary, Bass River, New Jersey (Ocean Drilling Program Leg 174AX). *Geology,* 25 (8), 759-762.

Pardo A.; Ortiz N. y Keller G. 1996. Latest Maastrichtian and Cretaceous-Tertiary boundary foraminiferal turnover and environmental changes at Agost, Spain. En: *Cretaceous-Tertiary mass extinctions. Biotic and environmental changes* (Eds. MacLeod N. y Keller, G.), W. W. Norton & Company. New York-London, 139-171.

Peryt, D.; Lahodynsky, R. y Durakiewicz, T. 1997. Deep-water agglutinated foraminiferal changes and stable isotope profiles across the Cretaceous-Paleogene Boundary in the Rotwandgraben section, Eastern Alps (Austria). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 132, 287-307.

Pflum, C. E. y Frerichs, W. E. 1976. Gulf of Mexico deep-water foraminifers. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication*, 14, 1-125.

Rathburn, A. E. y Corliss, B. H. 1994. The ecology of living (stained) deep-sea benthic foraminifera from the Sulu Sea. *Paleoceanography*, 9, 87-150.

Röhl, U.; Ogg, J. G.; Geib, T. L. y Wefer, G. 2001. Astronomical calibration of the Danian time scale. En: *Western North Atlantic Paleogene and Cretaceous Palaeoceanography* (Eds. Kroon, D. Norris, R. D. y Klaus, A.) Geological Society, London, Special Publications, 183, 163-183.

Ruiz, F. H. 1997, Análisis de la diversidad y la abundancia del nannoplancton calcáreo y sus implicaciones a través del límite Cretácico-Terciario en dos secciones del Noreste de México. Tesis de licenciatura de la Universidad Nacional Autónoma de México, 1-106. Inédita.

Saint-Marc, P. 1987, Biostratigraphic and paleoenvironmental study of Paleocene benthic and planktonic foraminifers, Site 605, Deep Sea Drilling Project Leg 93. En: van Hinte, J. E., Wise, S. W., Jr. *et al.*, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 93, 539-547. U. S. Government Printing Office, Washington, D. C.

Signor, P. W. y Lipps, J. H. 1982. Sampling bias, gradual extinction patterns and catastrophes in the fossil record. *Geological Society of America Special Paper*, 190, 291-296.

Smit, J. 1982. Extinction and evolution of planktonic foraminifera after a major impact at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Geological Society of America Special Paper*, 190, 329-352.

Smit, J. y Romein, A. J. T. 1985. A sequence of events across the Cretaceous-Tertiary boundary. *Earth and Planetary Science Letters,* 74, 155-170.

Smit, J.; Montanari, A.; Swinburne, N. H. M.; Álvarez, W.; Hildebrand, A. R.; Margolis, S. V.; Claeys, P H.; Lowrie, W. y Asaro, F. 1992. Tektite-bearing, deep-water clastic unit at the Cretaceous-Tertiary boundary in northeastern Mexico. *Geology,* 20, 99-103.

Smit, J.; Roep, T. B.; Álvarez, W.; Claeys, P. y Montanari, A. 1994a. Deposition of channel deposits near the Cretaceous-Tertiary boundary in northeastern Mexico: Catastrophic or «normal» sedimentary deposits?: Comment; Is there evidence for Cretaceous-Tertiary boundary age deep-water deposits in the Caribbean and Gulf of Mexico?: Reply. *Geology,* 22, 953-959.

Smit, J.; Roep, T. B.; Álvarez, W.; Claeys, P.; Montanari, A. y Grajales-Nishimura, J. M. 1994b. Impact-tsunami-generated clastic beds at the K/T boundary of the Gulf Coastal Plain: A Synthesis of old and new outcrops. *En New developments regarding the K/T boundary event and other catastrophes in Earth history, Lunar and Planetary Institute Contribution,* 825, 117-119.

Smit, J.; Roep, T. B.; Álvarez, W.; Montanari, A.; Claeys, P.; Grajales-Nishimura, J. M. y Bermúdez, J. 1996. Coarse-grained, clastic sandstone complex at the K/T boundary around the Gulf of Mexico: Deposition by tsunami waves induced by the Chicxulub impact? *Geological Society of America* Special Paper 307, 151-182.

Sohl, N. F.; Martínez, R. E.; Salmerón-Vreña, P. y Soto-Jaramillo, F. 1991. *Upper Cretaceous.* En: The Geology of North America. The Gulf of México Basin. Salvador, A. Edt. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 205-244.

Soria, A. R.; Liesa-Carrera, C. L.; Mata, M. P.; Arz, J. A.; Alegret, L.; Arenillas, I. y Meléndez, A. (2001). Slumping and a sandbar deposit at the K/T boundary in the El Tecolote sector (northeastern Mexico): An impact-induced sediment gravity flow. *Geology*, 29 (3), 231-234.

Speijer, R. P. y Van Der Zwaan, G. J. 1996. Extinction and survivorship of southern Tethyan benthic foraminifera across the Cretaceous/Palaeogene boundary. *Geological Society* Special Publication, 102, 343-371.

Stinnesbeck, W. y Keller, G. 1996. K/T boundary coarse-grained siliciclastic deposits in northeastern Mexico and northeastern Brazil: Evidence for mega-tsunami or sea-level changes? *Geological Society of America Special Paper,* 307, 197-209.

Stinnesbeck, W.; Barbarin, J. M.; Keller, G.; López-Oliva, J. G.; Pivnik, D. A.; Lyons, J. B.; Officer, C. B.; Adatte, T.; Graup, G.; Rocchia, R. y Robbin, E. 1993. Deposition of channel deposits near the Cretaceous-Tertiary boundary in northeastern Mexico: Catastrophic or «normal» sedimentary deposits? *Geology,* 21, 797-800.

Stinnesbeck, W.; Keller, G.; Adatte, T.; López-Oliva, J. G. y Macleod, N. 1996. Cretaceous-Tertiary boundary clastic deposits in Northeastern Mexico: Impact tsunami or sea-level lowstand. En: *Cretaceous-Tertiary mass extinctions. Biotic and environmental changes* (Eds. MacLeod N. y Keller, G.), W. W. Norton & Company. New York-London, 471-518.

Stinnesbeck, W.; Keller, G.; De la Cruz, J.; De León, C.; Macleod, N. y Whittaker, J. E. (1997). The Cretaceous-Tertiary transition in Guatemala: limestone breccia deposits from the South Petén basin. *Geologische Rundschau*, 86, 686-709.

Stinnesbeck, W.; Keller, G. y Adastte, T. (2001). Chicxulub impact: The origin of reservoir and seal facies in the southeastern Mexico oil fields. Comment. *Geology,* 29 (1), 94-95.

Swisher, C. C.; Grajales-Nishimura, J. M.; Montanari, A.; Margolis, S. V.; Claeys, P.; Álvarez, W.; Renne, P.; Cedillo-Pardo, E.; Maurrase, F. J.-M. R.; Curtis, G.; Smit, J. y Williams, M. O. 1992. Coeval 40Ar/39 Ar ages of 65 million years ago from Chicxulub crater melt rock and Cretaceous/Tertiary boundary tektites. *Science,* 257, 954-958.

Takayama, H.; Tada, R.; Matsui, T.; Iturralde, M. A.; Oji, T.; Tajika, E.; Kitokawa, S.; García, D.; Okada, H.; Hasegawa, T. y Toyoda, K. (2000). Origin of the Peñalver Formation in northwestern Cuba and its relation to K/T boundary impact event. *Sedimentary Geology,* 135, 295-320.

Thomas, E. 1990. Late Cretaceous through Neogene deep-sea benthic foraminifers (Maud Rise, Weddell Sea, Antarctica). *Proceedings ODP, Scientific Results,* 113, 571-594.

Van Morkhoven, F. P. C. M.; Berggren, W. A. y Edwards, A. S. 1986. *Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera.* Bulletin des centres de recherches exploration-production Elf-Aquitaine, Memoire 11, 1-421.

Zachos, J. C. y Arthur, M. A. 1986. Paleoceanography of the Cretaceous/Tertiary event: inferences from stable isotope and other data. *Paleoceanography*, 1, 5-26.

MANUSCRITO RECIBIDO: 16 mayo, 2001
MANUSCRITO ACEPTADO: 13 julio, 2001