

# LOS FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS DEL TRÁNSITO EOCENO MEDIO-SUPERIOR EN LA CUENCA DE JACA (HUESCA, PIRINEO): IMPLICACIONES BIOESTRATIGRÁFICAS Y PALEOCEANOGRÁFICAS

J.I. CANUDO, C. GONZALVO y E. MOLINA

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

## ABSTRACT

The planktic foraminifera from the middle-late Eocene at Berdún and Artieda (Pyrenees) have been studied and the following biozones have been identified: *Truncorotaloides rohri* Biozone (middle Eocene), *Dentoglobigerina eocaena* Biozone, *Porticulasphaera semiinvoluta* Biozone, *Globigerapsis index* Biozone and *Globigerina officinalis* Biozone (late Eocene). The assemblages are well diversified, but certain taxa (evolved *Turborotalia*, hantkeninids, etc.) were not present probably due to basin restrictions by that time. The quantitative analysis allows us to identify two oxygen minimum events at the base of *T. rohri* Biozone and the top of *G. index* Biozone. On the contrary, at the *G. semiinvoluta* Biozone the *Globigerinatheka* increase is related to a oxygen rich environment probably due to the origination of the Gulf Stream. The quantitative analysis also shows that the decrease in temperature was not a continuous process, since the tendency probably temporarily change during the *P. semiinvoluta* Biozone. Finally, the increase in shallow dweller taxa reflects the progressive emergence of the basin.

**Keywords:** Planktic foraminifera, Quantitative analysis, Biostratigraphy, Paleoceanography, middle-late Eocene, Pyrenees.

**Palabras clave:** Foraminíferos planctónicos, Análisis cuantitativo, Bioestratigrafía, Paleoceanografía, Eoceno medio-superior, Pirineos.

## 1. INTRODUCCIÓN

En el intervalo que comprende desde la parte más alta del Eoceno medio hasta el Oligoceno inferior se produjo la mayor caída en la temperatura global desde el Mesozoico (Kennett, 1977; Barrera y Huber, 1991). Durante este intervalo, a la vez que se iba separando Australia de Antártida comenzaba la circulación circum-antártica y el cambio de un régimen termohalino a otro termosférico, lo que tuvo como consecuencia la glaciación antártica y la formación del casquete de hielo (Kennett, 1980; Ehrmann y Mackensen, 1992). En los últimos años, numerosos trabajos han mostrado los cambios climáticos y bióticos asociados a la transición entre el Eoceno y el Oligoceno (Prothero y Berggren, 1992). En el límite Eoceno/Oligoceno (E/O) se produjo una importante extinción gradual en los foraminíferos planctónicos (Molina, 1986; Molina *et al.*, 1986, 1988; Gonzalvo y Molina, 1992). Hay autores que han relacionado las extinciones con eventos extraterrestres como son la caída de meteoritos y/o cometas, pero estos impactos no produjeron extinciones en masa, aunque se han detectado efectos regionales (Keller, *et al.*, 1983, 1987), si bien no tuvieron efectos relevantes en los foraminíferos planctónicos a nivel global (Molina *et al.*, 1993).

La gran potencia de sedimentos (> 1.000 metros) que se encuentran representados en el tránsito Eoceno medio-superior del Pirineo ha permitido realizar estudios detallados sobre los foraminíferos planctónicos (Caus, 1974; Canudo *et al.*, 1988), a pesar de que su conservación es deficiente. La caracterización de estos materiales con foraminíferos planctónicos es interesante habida cuenta que se ha constituido un grupo de trabajo para definir el estratotipo del límite Eoceno medio/superior y que esta

área pirenaica podría ser una buena candidata para situar el estratotipo.

Los objetivos de este trabajo son varios, por una parte caracterizar bioestratigráficamente los materiales marinos más modernos (Eoceno medio-superior) de la Cuenca de Jaca, lo que permite correlacionarlos con las escalas internacionales. Por otra, el estudio cuantitativo de los foraminíferos planctónicos aporta datos para conocer los principales eventos paleoceanográficos que se produjeron en el Pirineo en este intervalo. En especial evaluar el efecto que produjo la caída de temperatura y la regresión del Eoceno superior y conocer si estos cambios fueron procesos continuos en el tiempo o si por el contrario tuvieron oscilaciones.

## 2. MATERIALES Y MÉTODOS

Se han estudiado los perfiles de Artieda y Berdún situados geológicamente en la Cuenca de Jaca. Estos cortes se sitúan en los alrededores de las localidades homónimas en las cercanías del Pantano de Yesa. Litológicamente los materiales estudiados pertenecen a los equivalentes laterales de Margas de Arro-Fiscal y la Arenisca de Sabiánigo (parte inferior de Berdún) y el resto a las Margas de Pamplona (Puigdefabregas, 1975). En cuanto a la estratigrafía secuencial, estos materiales se encuadrarían en la secuencia deposicional de Jaca (Remacha *et al.*, 1987; Canudo y Molina, 1987).

Las muestras de este estudio fueron recogidas exclusivamente en margas o margas calcáreas. Las muestras se tomaron en intervalos variables entre 1 y 10 metros según las posibilidades del afloramiento. En total se recogieron 90 muestras en la sección de Artieda y 35 en la

de Berdún. En el laboratorio las muestras se atacaron con agua oxigenada diluida al 10% y se levigaron con el tamiz de 63  $\mu\text{m}$ . La conservación de los foraminíferos planctónicos es muy variable, siendo la mejor la del material del Eoceno superior. El estudio de los foraminíferos planctónicos se ha realizado con un análisis cuantitativo. El conteo de las poblaciones se basa en una muestra representativa entre 300 y 500 especímenes en la fracción por encima de 150  $\mu\text{m}$ , para lo cual se ha utilizado un microseparador Otto. El tamaño inferior de la muestra se ha revisado para poder identificar las especies menos abundantes y de tamaño más pequeño.

### 3. BIOESTRATIGRAFÍA

Los foraminíferos planctónicos son una herramienta indispensable para la bioestratigrafía del Cretácico y del Terciario, por lo que han proliferado numerosas biozonaciones. Un ejemplo lo constituye el Paleógeno donde se han descrito distintas biozonaciones pretendidamente estándar, de las que se pueden destacar las de Blow (1979), Berggren y Miller (1988) y Bolli (1957) con sus posteriores revisiones (Toumarkine y Luterbacher, 1985). Sin embargo, algunos de los biohorizontes utilizados por estos autores no se encuentran en el Pirineo, por lo que Canudo y Molina (1992) proponen una biozonación de carácter regional aplicable exclusivamente a la cuenca pirenaica, que es la utilizada en este trabajo

#### 3.1. Biozona de *Truncorotaloides rohri*

Litológicamente esta biozona está compuesta por unos 150 m. de margas grises monótonas, excepto en la base del perfil de Berdún que son calizas margosas y margas limosas equivalentes a la Arenisca de Sabiñanigo (Puigdefabregas, 1975). La correlación de esta biozona con las de Toumarkine y Luterbacher (1985) y Berggren y Miller (1988) no plantea problemas, ya que comprende a las biozonas de *O. beckmanni* y *T. rohri* (P13 y P14), ya que según Toumarkine y Luterbacher (1985) la última aparición (U.A.) de *G. higginsi* (Bolli) coincide con la primera aparición (P.A.) de *O. beckmanni* (Saito). Como esta especie no está representada en el Pirineo, el intervalo de la Biozona *O. beckmanni* no puede reconocerse. Por otra parte, en los perfiles estudiados la desaparición de las especies con la pared muricada (techo de la biozona) no se encuentra en un único nivel, ya que *Morozovella* tiene su U.A. en la parte media de la biozona y *Truncorotaloides* en el límite superior.

#### 3.2 Biozona de *Dentoglobigerina eocaena*

La Biozona de *D. eocaena* esta representada por 50 m. en Artieda y 20 m. en Berdún. Litológicamente son margas y margas calcáreas grises pertenecientes a la base de las Margas de Pamplona (Puigdefabregas, 1975). En el tránsito entre el Eoceno medio y el superior hay una serie de importantes bioeventos cuya posición relativa varía de unos perfiles a otros. Tradicionalmente se ha considerado que la U.A. de los taxones muricados (*Morozovella*, *Truncorotaloides* etc.) coincidía con la P.A. de *P.*

*semiinvoluta* (Bolli, 1957), sin embargo se ha encontrado que pueden llegar a solaparse (Berggren *et al.*, 1985). En los perfiles estudiados la situación es totalmente contraria pudiéndose diferenciar un intervalo entre estos dos eventos que es precisamente la Biozona de *D. eocaena*

#### 3.3 Biozona de *Porticulasphaera semiinvoluta*

La Biozona de *P. semiinvoluta* tiene unos 100 m. en Artieda y unos 170 m. en Berdún. La litología de esta biozona varía poco en los dos perfiles, ya que esta compuesta por margas grises con intercalaciones turbidíticas, especialmente en la base. En las biozonaciones de Blow (1979), Berggren y Miller (1988), Toumarkine y Luterbacher (1985) esta biozona ha sido utilizada normalmente para caracterizar la parte más baja del Eoceno superior, sin embargo los límites inferior y superior varían según las biozonaciones.

#### 3.4. Biozona de *Globigerapsis index*

La Biozona de *G. index* está representada por más de 300 m. en Artieda y unos 250 m. en Berdún. Litológicamente son margas y arcillas margosas grises, con esporádicas intercalaciones turbidíticas. En la parte alta de esta biozona hay niveles de grano fino sin secuencias turbidíticas. La correlación de la parte media y alta del Eoceno del Pirineo con las escalas de Toumarkine y Luterbacher (1985) y Berggren y Miller (1988) plantea dificultades, debido a la ausencia de la mayor parte de los indicadores zonales de medios tropicales. El taxón utilizado (*G. index*) para marcar el límite superior parece que tiene una U.A. bastante heterocrónica a nivel mundial, así Toumarkine y Luterbacher (1985) y Gonzalvo y Molina (1992) sitúan su U.A., por debajo del límite E/O y en altas latitudes coincide con dicho límite (Jenkins, 1985). Hemos considerado que esta U.A. de *G. index* (Finlay) no marca el límite E/O en el Pirineo, ya que por encima de su extinción no se encuentran los taxones típicos de la parte más baja del Oligoceno (*Globigerina tapuriensis* Blow y Banner, etc.).

#### 3.5. Biozona de *Globigerina officinalis*

Esta biozona se ha identificado exclusivamente en Berdún, posiblemente porque en Artieda la parte más alta del perfil no aflora. Litológicamente son unos 100 metros de margas, margas calcáreas y niveles centimétricos de caliza. Los foraminíferos planctónicos son muy escasos, estando la asociación compuesta exclusivamente por especies globigeriformes de pequeño tamaño y por especies biseriadas como *S. cubensis* (Palmer). La correlación de esta biozona con las de Berggren y Miller (1988) y Toumarkine y Luterbacher (1985) no es fácil, ya que faltan todos los taxones-índice, eventualmente se ha situado en el Eoceno superior, teniendo sobre todo en cuenta que *G. index* desaparece en latitudes medias por debajo del límite E/O.

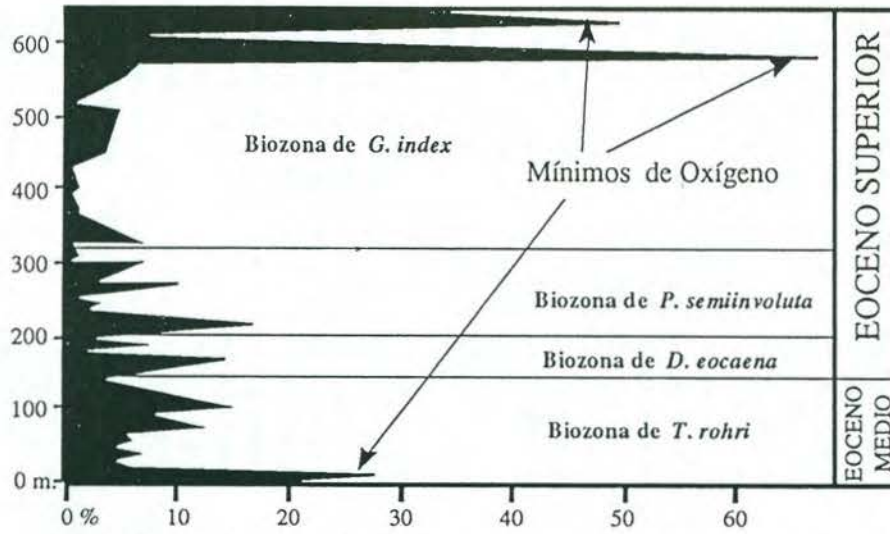


Fig. 1: Suma de los porcentajes de chiloguembelinidos y *Pseudohastigerina* en Artieda.

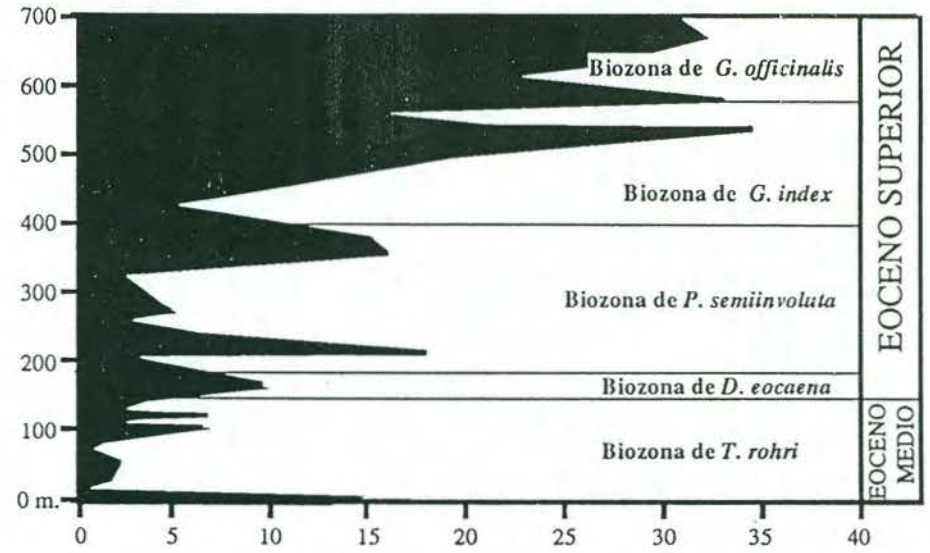


Fig. 2: Relación entre los porcentajes de especies superficiales y profundas en Berdún.

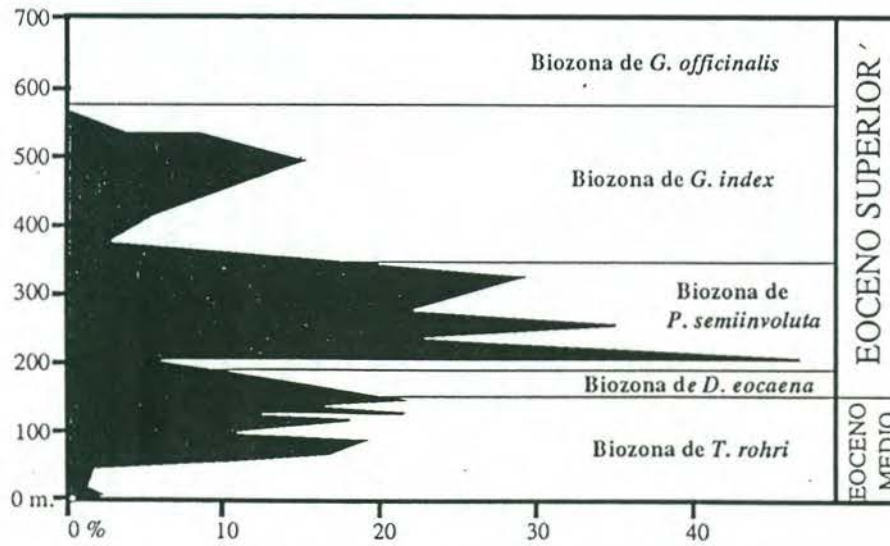


Fig. 3: Suma de los porcentajes de globigerinathékididos en Berdún.

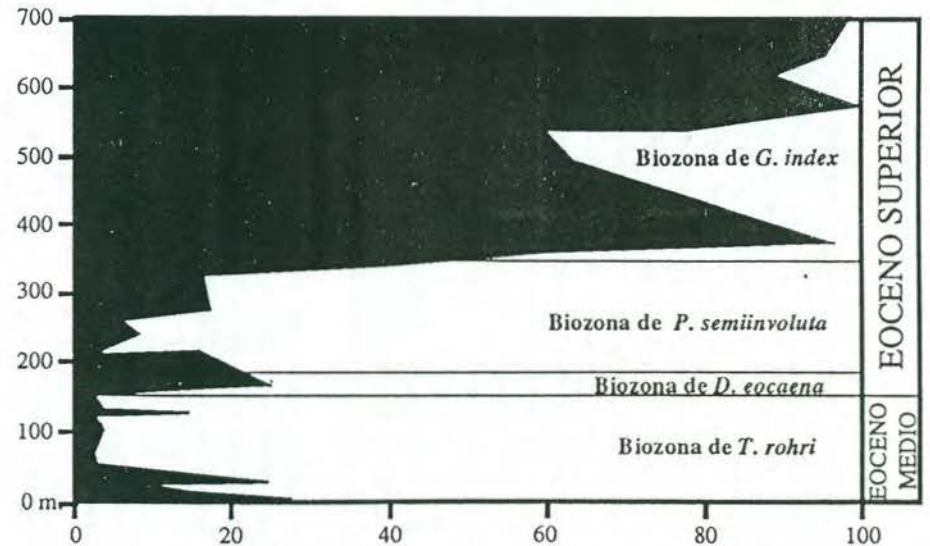


Fig. 4: Relación entre los porcentajes de especies de altas y bajas latitudes en Berdún.

#### 4. IMPLICACIONES PALEOCEANOGRÁFICAS

Los foraminíferos planctónicos son una herramienta muy útil para reconstruir la sucesión de eventos que acontecen en el océano. A partir de estudios cuantitativos se puede obtener información sobre las masas de agua y su evolución en el pasado. Hay diversas metodologías que se pueden seguir; una es la aplicación de diversos índices o relaciones entre distintos grupos de foraminíferos planctónicos (Premoli Silva y Boersma, 1988, 89). La elección de uno u otro índice viene dada por la importancia paleoceanográfica de los distintos grupos de foraminíferos planctónicos; dicha información se obtiene a partir del estudio de isótopos sobre las conchas de los foraminíferos, de la delimitación de sus bioprovincias, etc.

El primer índice considerado es el que nos permite evaluar las condiciones de oxigenación mínima de la cuenca (relacionado generalmente con la estratificación de las aguas). Existen dos grupos de foraminíferos planctónicos en el Paleógeno que están mejor adaptados a estas condiciones, que son *Pseudohastigerina* y las formas biseriadas (Premoli Silva y Boersma, 1988). En la Fig. 1 se han representado estos dos grupos, lo que permite observar dos máximos situados en la parte baja de la Biozona de *T. rohri* y en la parte alta de *G. index*. La posición bioestratigráfica es idéntica en ambos cortes, y la única diferencia radica en que en Artieda, el primer pico alcanza valores del 28%, sin embargo en Berdún son mayores (53%). El primer mínimo de oxígeno coincide con el depósito de los equivalentes laterales de la Arenisca de Sabiñánigo, y por tanto parece estar en relación con el periodo regresivo en que se depositó esta unidad. Este evento podría tener una importancia regional, ya que la parte alta del Eoceno medio en el Oeste de Europa y de Asia viene marcado por un importante aumento de *Pseudohastigerina* (Stainforth *et al.*, 1975). El segundo mínimo de oxígeno se encuentra situado a techo de la Biozona de *G. index* (Fig. 1) y viene marcado por un aumento significativo de las formas biseriadas, que llegan a alcanzar el 60% de toda la asociación. Este evento ha sido reconocido en otras áreas del Atlántico (Premoli Silva y Boersma, 1988) y en el Tethys (Coccioni *et al.*, 1988) coincidiendo con la U.A. de *Cribohantkenina inflata* (Howe).

Otro índice analizado es la relación entre especies superficiales y profundas basado en la clasificación isotópica de las especies realizada por Keller y MacLeod (1992). En la Fig. 2 se observa un aumento progresivo en la proporción de especies superficiales respecto a las profundas, lo que refleja la progresiva somerización de la cuenca que finaliza en el Oligoceno con el depósito de facies continentales. Este proceso es el resultado de la actividad tectónica que se producen en este intervalo en los Pirineos. Sin embargo esta evolución no es constante sino que se producen inversiones de la tendencia que se pueden explicar por los cambios eústaticos globales.

La proporción de globigerinathékidos es un índice que aporta una interesante información paleoceanográfica (Premoli Silva y Boersma, 1988), ya que son taxones superficiales frecuentes en aguas bien oxigenadas, iluminadas y con abundantes nutrientes, es decir probablemente condiciones con corrientes marinas. En la

Fig.3 se ha representado la proporción relativa de estos taxones, donde se puede observar una clara evolución. En la Biozona de *T. rohri* hay un aumento progresivo de este índice, llegando a alcanzar el máximo a lo largo de la Biozona de *P. semiinvoluta*. Esto indicaría una importante renovación de aguas en la parte baja del Eoceno superior, que podría estar en relación con el inicio de la Corriente del Golfo (Premoli Silva y Boersma, 1988). En la Biozona de *G. index* la evolución hacia condiciones menos oxigenadas, queda interrumpida en su parte media donde hay un aumento de globigerinathékidos y por tanto una cierta renovación de las aguas. En la parte superior este índice alcanza valores cercanos al cero, lo que estaría en relación con la evolución hacia una cuenca restringida que se instauró en el resto del Eoceno en el Pirineo.

Para poder reflejar el efecto del enfriamiento del final del Eoceno se han utilizado la relación entre taxones de altas y bajas latitudes (Fig. 4). Se puede observar como los taxones de altas latitudes progresivamente son más abundantes que los de bajas, sobre todo a partir del techo de la Biozona de *P. semiinvoluta*. Este proceso no es continuo sino que hay una serie de oscilaciones, de las cuales queremos destacar, la disminución de la relación en la parte media de la Biozona de *G. index*, que se encuentra inmediatamente antes del aumento de chiloguembelínidos que se ha discutido con anterioridad. Relacionado con este límite también se encuentra que continúa la disminución del número de especies (Fig. 5) desde el Eoceno medio al superior,

#### 5. CONCLUSIONES

Los foraminíferos planctónicos de dos perfiles del tránsito Eoceno medio-superior de la Cuenca Surpirenaica, han permitido identificar las siguientes biozonas: *Truncorotaloides rohri* (Eoceno medio), *Dentoglobigerina eocaena*, *Porticulasphaera semiinvoluta*, *Globigerapsis index* y *Globigerina officinalis* (Eoceno superior). La asociación está bien diversificada, pero faltan o son escasos algunos taxones (turborotalias evolucionadas, hantkenínidos, etc.) posiblemente debido a que esta cuenca fuera relativamente restringida y que la influencia tropical fuera menos importante que en otros momentos del Paleógeno.

La evolución de las asociaciones nos ha permitido identificar dos eventos con mínimos de oxígeno, uno situado en la base de la Biozona *T. rohri*, marcado por un importante incremento en *Pseudohastigerina* y otro situado en la parte alta del Eoceno superior marcado por el aumento de *Chiloguembelina*. Por el contrario el momento de máxima oxigenación de la cuenca esta en la parte baja del Eoceno superior, intervalo en el que hay un aumento de globigerinatekas que se ha relacionado con el inicio de la Corriente del Golfo. El resto de índices utilizados nos marcan que la disminución de temperatura que se produce a nivel mundial en este intervalo no fue un proceso continuo, sino que tuvo momentos en que se invirtió la tendencia hacia un calentamiento (Biozona de *P. semiinvoluta*). Por último el proceso tectónico que produjo el levantamiento de la cuenca y como consecuencia su somerización queda reflejado en el aumento de taxones

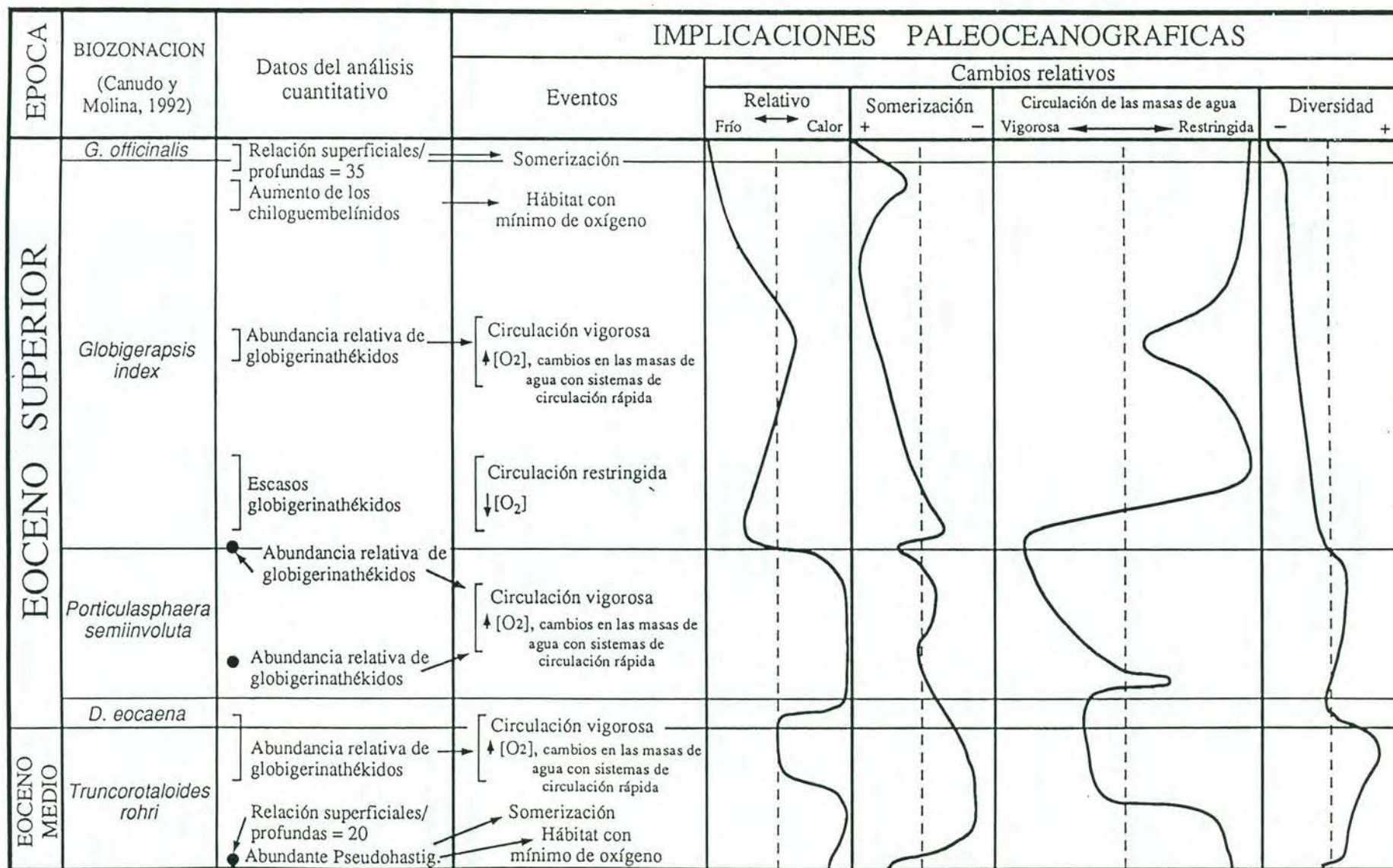


Fig. 5: Cuadro resumen de los eventos paleoceanográficos más importantes y su interpretación en el Eoceno medio-superior de los Pirineos.

superficiales respecto a los profundos a lo largo de tránsito entre el Eoceno medio y superior.

## 6. AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer a Graham D. Jenkins del Museo Nacional de Gales sus sugerencias durante la elaboración de este trabajo. Asimismo agradecemos la subvención al proyecto de la DGICYT PS 91-0172, al Instituto de Estudios Altoaragoneses y la Consejería de Cultura del Gobierno de Aragón.

## 7. BIBLIOGRAFÍA

- Barrera, E. y Huber, B.T. 1991. Paleogene and early Neogene oceanography of the southern Indian Ocean: leg 119 Foraminifera stable isotope results. *Proceedings of the O.D.P.*, 119, 693-717.
- Berggren W.A., Kent, D. V. y Flynn, J.I. 1985. Paleogene geochronology and chronostratigraphy. *Memoir of the Geological Society of London*, 10, 141-195.
- Berggren, W.A. y Miller, K.G. 1988. Paleogene planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology. *Micropaleontology*, 34, 362-380.
- Blow, W.A. 1979. *The Cainozoic globigerinida. A study of the morphology, taxonomy, evolutionary relationships and the stratigraphical distribution of some Globigerinida (mainly Globigerinacea)*. Ed. E. J. Brill, 1-1413.
- Bolli, H.M. 1957. Planktonic Foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando Formations of Trinidad, B.W.I. *United States Natural Museum Bulletin*, 215, 155-172.
- Canudo, J.I. y Molina, E. 1988. Biocronología con foraminíferos planctónicos de la secuencia deposicional de Jaca (Pirineo aragonés): Eoceno medio y superior. *Congreso Geológico de España*, 1, 273-276.
- Canudo, J.I. y Molina, E. 1992. Bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos del Paleógeno del Pirineo. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 186, 97-135.
- Canudo, J.I. Molina, E., Riveline, J., Serra-Kiel, J. y Sucunza, M. 1988. Événements bioestratigraphiques á la limite Eocene/Oligocene dans le Prepyrénéen d'Aragón (Espagne). *Revue de Micropaléontologie*, 31 (1), 15-29.
- Caus, E. 1974. Bioestratigrafía del Eoceno medio y superior del Prepirineo catalán (y la zona de tránsito entre esta unidad y la cordillera prelitoral catalana). *Revista Española Micropaleontología*, 7 (2), 297-316.
- Coccioni, R., Monaco, P., Monechi, S., Nocchi, M. y Parisi G. 1988. Biostratigraphy of the Eocene-Oligocene boundary at Massignano (Ancona, Italy). In: *The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy)*, (Eds. I. Premoli Silva, R. Coccioni y A. Montanari), 59-80.
- Ehrmann, W.U. y Mackensen, A. 1992. Sedimentological evidence for the formation of an East Antartic ice sheet in Eocene/Oligocene time. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 93, 175-196.
- Gonzalvo, C. y Molina, E. 1992. Los Foraminíferos planctónicos del tránsito Eoceno-Oligoceno en Torre Cardela (España) y Massignano (Italia): Bioestratigrafía y Cronoestratigrafía. *Revista Española de Paleontología*, 7 (2), 109-126.
- Jenkins, G. 1985. Southern mid - latitude Paleocene to Holocene planktic foraminifera. In: *Plankton Stratigraphy* (Eds. H. M. Bolli, J. B. Saunders & K. Perch-Nielsen). Cambridge University Press, 263-282.
- Keller, G., D'Hont, S., y Vallier, T.L. 1983. Multiple microtektite horizons in upper Eocene marine sediments: no evidence for mass extinction. *Science*, 221, 150-152.
- Keller, G., D'Hont, S., Orth, C.J., Gilmore, J.S., Oliver, P., Shoemaker, E. y Molina, E. 1987. Late Eocene impact microspherules: stratigraphy, age and geochemistry. *Meteoritics*, 22, 25-60.
- Keller, G. y MacLeod, N. 1992. Faunal turnover and depth stratification: their relationships to climate and productivity events in the Eocene to Miocene pelagic realm. In: *Centenary of Japanese Micropaleontology*, 1-14.
- Kennett, J.P. 1977. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean and their impact on global paleoceanography. *Journal of Geophysical Research*, 82, 43-60.
- Kennett, J.P. 1980. Paleooceanographic and Biogeographic evolution of the Southern Ocean during the Cenozoic, and Cenozoic microfossil datums. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 31, 123-152.
- Molina, E. 1986. Description and biostratigraphy of the main reference section of the Eocene/Oligocene boundary in Spain: Fuente Caldera section. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, 9, 53-63.
- Molina, E., Keller, G. y Madile, M. 1988. Late Eocene to Oligocene events: Molino de Cobo, Betic Cordillera, Spain. *Revista Española de Micropaleontología*, 20, 491-514.
- Molina, E., Monaco, P., Nocchi, M. y Parisi, C. 1986. Biostratigraphic correlation between the central subbetic (Spain) and umbro-marchean (Italy) pelagic sequences at the Eocene/Oligocene boundary using foraminifera. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, 9, 75-85.
- Molina, E., Gonzalvo, C. y Keller, G. 1993. The Eocene-Oligocene foraminiferal transition: extinctions, impacts and hiatuses. *Geological Magazine*, 130, en prensa.
- Premoli Silva, I. y Boersma, A. 1988. Atlantic Eocene planktonic foraminiferal historical Biogeography y Paleohydrography indices. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 67, 315-356.
- Premoli Silva, I. y Boersma, A. 1989. Atlantic Paleogene Planktonic foraminiferal Bioprovincial Indices. *Marine Micropaleontology*, 14, 357-371.
- Prothero, D.R. y Berggren, W. 1992. *Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution*. Ed. Princeton University press, 1-566.
- Puigdefabregas, C. 1975. La sedimentación molásica en la Cuenca de Jaca. *Pirineos*, 104, 1-108.
- Remacha, E., Arbues, P. y Carreras, M. 1987. Precisiones sobre los límites de la secuencia deposicional de Jaca. Evolución de las facies desde la base de la secuencia hasta el techo de la Arenisca de Sabiñanigo. *Boletín IGME*, XCVIII(1), 40-48.
- Stainforth, R.M., Lamb, J. L., Luterbacher, H.P., Beard, J.H. y Jeffords, R.M. 1975. Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms. *University Kansas Paleontological Contribution* 62, 1-425.
- Toumarkine M. y Luterbacher, H.P. 1985. Paleocene and Eocene Planktonic Foraminifera. In: *Plankton Stratigraphy* (Eds. H. M. Bolli, J. B. Saunders & K. Perch-Nielsen). Cambridge University Press, 97-154.