

## ONTOGENIA Y TAFONOMIA DE LOS FORAMINIFEROS PLANCTONICOS: CONSECUENCIAS EN SU APLICACION GEOLOGICA

**MOLINA, Eustoquio**

Departamento de Geología (Area de Paleontología). Universidad de Zaragoza. 50009.

### ABSTRACT

Biologic and taphonomic aspects of planktonic foraminifera and their consequences for geological application are analyzed. The main ontogenetic, biostratigraphic and fossilization processes that imply important taxonomic, biostratigraphic and paleoecologic consequences are studied.

### INTRODUCCION

En el ámbito de la Micropaleontología el término tafonomía ha sido poco utilizado. En su lugar se han usado términos tales como "transporte", "disolución", "conservación", etc., que sólo expresan determinados procesos o mecanismos de alteración tafonómica. En general los aspectos tafonómicos en los microfósiles han sido poco estudiados, siendo los foraminíferos planctónicos los mejor conocidos, ya que determinados mecanismos, como es el caso de la disolución, han sido objeto de estudio y han dado lugar a artículos muy específicos. Sin embargo, se echan en falta publicaciones de síntesis sobre la tafonomía de los foraminíferos planctónicos.

La presente nota no pretende analizar exhaustivamente la ontogenia y tafonomía de los foraminíferos planctónicos, ya que sería muy extenso, sino más bien poner de manifiesto algunos aspectos que pueden incidir en la resolución de problemas geológicos. La interpretación rigurosa de los datos obtenidos del estudio de los foraminíferos planctónicos, requiere el análisis de los procesos ontogenéticos, bioestratigráficos y fosilización. De esta forma evitaremos ciertos problemas que pueden surgir al interpretar los datos del registro fósil. En el pasado se han cometido errores en la aplicación geológica de los foraminíferos planctónicos derivados de un insuficiente conocimiento de dichos aspectos; no obstante, esto no ha ocurrido en mayor medida que en otras especialidades, y con este grupo se han solucionado numerosos problemas de tipo bioestratigráfico y paleoecológico. Sin embargo, su biología y tafonomía deben ser tenidas en cuenta de una forma más consciente de la que se ha tenido hasta el presente, ya que esto reportará una serie de ventajas y unos resultados más fiables.

## FENOMENOS ONTOGENETICOS

Ciertos procesos vitales que experimentan los foraminíferos planctónicos desde su nacimiento hasta su muerte son importantes porque pueden dar lugar a problemas de tipo taxonómico, ocasionando una duplicidad de nombres para la misma especie. En otros grupos como los Ostrácodos es bien conocido que crecen por mudas sucesivas del caparazón, lo cual es tenido en cuenta en el momento de la determinación taxonómica, agrupando las distintas morfologías bajo la misma especie. En los foraminíferos planctónicos existen una serie de cambios morfológicos durante su ciclo vital que eran menos conocidos y en consecuencia menos tenidos en cuenta. Algunos trabajos de síntesis como el de Hemleben, Spindler y Anderson (1989) están ayudando a difundir los cambios que se producen durante la ontogenia en los que puede ocurrir procesos de autólisis, encostramiento, etc.

En la ontogenia de la concha de los foraminíferos planctónicos espinosos se podrían diferenciar cinco estadios (Brummer *et al.*, 1987), que comportan unos cambios morfológicos muy patentes. Estos cinco estadios serían: prolocular, juvenil, neánico, adulto y terminal. Un buen ejemplo lo constituiría la ontogenia de *Globigerinoides sacculifer* (Brady), especie que forma parte del plancton marino actual. Presenta un estadio prolocular muy corto que finaliza con la formación de la deuteroconcha y que sólo ha podido observarse en el centro espiral de la concha. El estadio juvenil llegaría hasta una media de once cámaras, con abertura marginal y ombligo amplio. El estadio neánico supondría una adición de cuatro cámaras que crecen rápidamente de tamaño y son más globulosas y perforadas. El estadio adulto presentaría dos o tres cámaras más, aberturas secundarias, abertura principal umbilical, pared reticulada y grandes espinas. El estadio terminal presentaría una cámara más en forma de saco, pérdida de las espinas y calcificación, como consecuencia de la gametogénesis. Estos cambios ontogenéticos reproducen morfologías que generalmente caracterizan distintas especies o géneros. En la ontogenia de *Orbulina universa* d'Orbigny se pueden reconocer cuatro o cinco "estadios genéricos": *Turborotalia* en el juvenil, *Globigerina* en el neánico, *Globigerinoides* en el adulto, *Orbulina* en el terminal y a veces "Biorbulina" como ecofenotipo terminal. En consecuencia, en el estudio de las asociaciones fósiles hay que ser consciente de este hecho para no determinar dichos estadios como géneros y especies distintas. En el registro fósil del Mioceno inferior existen especies que presentan una bulla terminal, como por ejemplo *Catapsydrax dissimilis* (Cushman & Bermúdez), cuyos ejemplares que no llegaron a desarrollar la bulla han sido con frecuencia determinadas como especies del género *Globigerina*.

La autólisis es un proceso interesante que está bien documentado en *Hastigerina pelagica* (d'Orbigny). Durante la reproducción se han observado una serie de cambios, tales como el efecto de disolución inducido por reabsorción de parte de la concha durante la gametogénesis (Hemleben *et al.*, 1979). Este proceso tiene como resultado la reabsorción de los septos, espinas, región apertural y la producción de hoyos en la superficie externa de la concha. Esto tiene como consecuencia una inestabilidad estructural y la subsecuente desintegración de la concha en muchos casos, lo cual es la causa del reducido número de conchas de *H. pelagica* que fósilizan, a pesar de ser una especie muy

abundante en las biocenosis. La autólisis también se puede constatar en el registro fósil, un buen ejemplo lo constituye la especie *Orbulina universa*, basta romper la última cámara que envuelve a todo el estadio anterior para observar que en numerosos ejemplares se ha disuelto y están vacíos. Esto ha llevado a veces a confundirlos con Radiolarios.

En algunas especies como *G. sacculifer* los huecos dejados por el desprendimiento de las espinas suelen estar cubiertos por calcificación durante los últimos momentos de la gametogénesis (Bé, 1980, 1982; Hemleben & Spindler, 1983), y en general, durante la maduración de la concha se produce un aumento del grosor de la parte externa (Bé & Hemleben, 1970). A veces este aumento es muy patente como ocurre en *Sphaeroidinella dehiscens* (Parker & Jones), formándose una corteza calcítica externa muy gruesa y de superficie rugosa. Eventualmente sobre la corteza calcítica se segrega una costra amorfa. El desarrollo de la corteza calcítica está ligado a la mayor densidad del agua ocasionada por las bajas temperaturas, y se suele producir cuando especies superficiales descienden hacia aguas más profundas y frías. En experimentos con *Globorotalia hirsuta* (d'Orbigny), *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny) y *Neogloboquadrina dutertrei* (d'Orbigny), mantenidos en acuario a bajas temperaturas, Hemleben y Spindler (1983) han observado que desarrollan costras calcíticas idénticas a las fósiles. Otros encostramientos o engrosamientos se han desarrollado en el Paleógeno (*muricae*) y en el Cretácico (*meridional pattern*), pero su origen y significado no es aún bien conocido. Estos procesos vitales pueden dar lugar a errores taxonómicos como por ejemplo, agrupar a *S. dehiscens* y a *G. sacculifer* en el mismo taxón, o por el contrario, separar como si fueran especies distintas ejemplares de una misma especie pero que muestran encostramiento.

## PROCESOS BIOSTRATINOMICOS

La necrocinesis es uno de los primeros mecanismos de alteración tafonómica que afectan a los foraminíferos planctónicos. Estos por su particular modo de vida sufren desplazamientos antes de su acumulación al ser arrastrados por las corrientes en su descenso a los fondos marinos. Las conchas de los foraminíferos al morir caen en la columna de agua, a modo de lluvia o nieve marina, hasta llegar a sedimentarse (Berger, 1971; Silver *et al.* 1978; Wefer *et al.* 1982). Las conchas al caer pueden adherirse a agregados orgánicos o incluso hallarse dentro de pelotas fecales. Las velocidades de caída de estos agregados se han estimado entre 100 y 150 m/día. Cálculos más precisos se han realizado para los foraminíferos planctónicos (Berger & Piper, 1972; Fok-Pun & Komar, 1983). Así una concha vacía de 5 µg (*G. ruber*) cae a una velocidad de aproximadamente 320 m/día, y una concha de 50 µg (*G. truncatulinoides*) a 1400 m/día. Por tanto, la mayoría de los foraminíferos planctónicos tardarían entre tres y doce días en llegar a una profundidad oceánica media de 3800 m. Mientras van descendiendo pueden ser arrastrados a otras regiones pues se han constatado velocidades de deriva necroplanctónica de 0,5 -3,2 km/hora. En consecuencia, en aquellas regiones donde las corrientes marinas son intensas, se plantearían problemas para la reconstrucción paleoambiental, aunque por el contrario, puede ser ventajoso para la correlación bioestratigráfica.

La disolución es uno de los mecanismos que han sido más estudiados (Berger & Soutar, 1970; Jenkins & Orr, 1971; Thiede, 1973; Berger, 1973, 1979; Thunell & Honjo, 1981; Keir & Hurd, 1983/84; Malmgren, 1983/84, 1987). La disolución es selectiva afectando en diferente grado a las distintas especies y estadios ontogenéticos, siendo las conchas juveniles las primeras en disolverse. Este proceso puede comenzar durante la digestión de algún predador, o por reacción química al adherirse a ciertos agregados, pero la principal causa sería el contenido del agua en CO<sub>2</sub> que aumenta con la presión, así en el descenso a grandes profundidades a partir de la lisoclina y el nivel de compensación de la calcita se produce la disolución parcial o total. Estos niveles, en bajas latitudes, se sitúan hacia los 4000 m y 5000 m, pero las bajas temperaturas también aumentan el contenido en CO<sub>2</sub>, por lo que la lisoclina puede estar situada en niveles muy superficiales a medida que nos acercamos a los polos.

La disolución en las conchas adultas varía según la estructura, siendo más lenta en las paredes de los poros y en aquellas especies más grandes y robustas que presentan costras calcíticas. Se han establecido escalas de susceptibilidad a la disolución, como la de Thunell & Honjo (1981) para las especies actuales: *H. pelagica*, *G. digitata*, *G. bulloides*, *G. aequilateralis*, *C. nitida*, *G. calida*, *O.universa*, *G.ruber*, *G. menardii*, *G. sacculifer*, *G. conglobatus*, *N. dutertrei*, *G. inflata*, *G.truncatulinoides*, *P.obliquiloculata*, *G. tumida*, *G. crasaformis* y *S. dehiscens*. Asimismo, se han establecido algunas escalas para los fósiles como por ejemplo la de Malmgren (1987) para los foraminíferos planctónicos del Cretácico superior del Atlántico sur. La disolución es un mecanismo que tiene consecuencias importantes para los estudios de sedimentos profundos. En este sentido, las perforaciones de los fondos de los océanos realizadas con los barcos *Glomar Challenger* y *Joides Resolution*, con frecuencia han atravesado formaciones depositadas a grandes profundidades, cuyos microfósiles calcáreos han sido afectados por la disolución. Cuando ésta no es total permanecen las especies que poseen conchas más resistentes, lo cual ha llevado a ciertos investigadores, como por ejemplo Orr & Jenkins (1977), a proponer biozonaciones basadas en las especies menos susceptibles a la disolución.

La resedimentación en los foraminíferos planctónicos es un mecanismo que ha sido menos estudiado. Por su pequeño tamaño las conchas pueden ser rápidamente enterradas, siendo ésta una de las principales razones de su abundancia en el registro fósil. Ahora bien, antes de su enterramiento definitivo, ciertas conchas previamente acumuladas pueden ser arrastradas a áreas próximas donde pueden ser enterradas finalmente. Las corrientes que afectan a los fondos marinos arrastran a las conchas a velocidades diferentes según su forma y tamaño. Estas velocidades han sido estimadas experimentalmente por Kontrovitz, Kilmartin y Snyder (1979) con una metodología que puede ser útil para evaluar la naturaleza de las asociaciones. Esta puede facilitar la interpretación de asociaciones transportadas, residuales o *in situ*. Todo lo cual puede conducir a un conocimiento más riguroso de las condiciones paleoambientales.

## PROCESOS FOSILDIAGENETICOS

Los foraminíferos planctónicos son afectados por una serie de procesos desde su enterramiento inicial hasta que son encontrados en los yacimientos. El mecanismo de reelaboración tafonómica o resedimentación alocrónica es un proceso fosildiagenético, ya que las conchas previamente enterradas, con el transcurso de la fosilización suelen sufrir transformaciones, que las diferencian de los componentes de entidades acumuladas y/o resedimentadas con las que pueden mezclarse si son desenterradas y vuelven a iniciar todo el proceso. Esto generalmente se traduce en una conservación más deficiente, lo cual ha permitido a los especialistas detectar y tener en cuenta este tipo de mecanismos. Otro criterio que puede ayudar a reconocer las formas reelaboradas es la menor frecuencia de éstas en las preparaciones de la mayor parte de los sedimentos, lo cual se pone en evidencia con el análisis cuantitativo. Sin embargo, en algunos casos como ocurre en la Cuenca de Paris (*fide* Bignot, 1982), los estratos eocenos descansan directamente sobre la superficie erosionada del Cretácico y contienen microfósiles (foraminíferos y cocolitos), procedentes de la creta y con frecuencia, mejor conservados y más numerosos que los microfósiles eocenos. Por lo tanto, algunas veces resulta muy difícil reconocer ciertos casos de reelaboración, y más aún distinguirlos de los resedimentados. Estos fenómenos son generalmente más frecuentes cuanto menor es el tamaño de la concha, y pueden tener consecuencias negativas importantes en bioestratigrafía y paleoecología si no son tenidos en cuenta. Ahora bien, debido a la magnitud del problema los especialistas en foraminíferos planctónicos generalmente han sido conscientes, y en el trabajo cotidiano han tratado de detectar estos procesos, aunque la literatura existente al respecto es aún escasa.

Los foraminíferos planctónicos sufren una serie de transformaciones durante la fosildiagénesis que por el momento han sido poco estudiadas. Los aplastamientos exagerados que presentan ciertas conchas del Eoceno-Oligoceno encontradas en el DSDP-360, según Boltovskoy (1982) parecen tener un origen enigmático, que podría no ser fosildiagenético. Generalmente, los efectos de la presión y temperatura producen cambios que se acrecientan con el paso del tiempo, pudiendo producir mecanismos de compresión, reemplazamiento, recristalización, etc. Finalmente puede llegarse a la disolución fosildiagenética o a la destrucción total por el metamorfismo. El estado de conservación que finalmente presentan los foraminíferos planctónicos es importante, no sólo porque resulta más cómoda su determinación taxonómica, sino porque actualmente se realizan estudios isotópicos sobre las conchas, que permiten estimar las paleotemperaturas del medio en que se desarrollaron. El estado de conservación que presentan los foraminíferos planctónicos del Paleógeno pirenaico hacen muy difícil este tipo de estudios, ya que con frecuencia se encuentran muy recristalizados. Por el contrario los procedentes de los sondeos del DSDP suelen estar muy bien conservados, permitiendo realizar numerosos estudios basados en los isótopos de oxígeno y carbono. Esta técnica está dando lugar a importantes resultados, como por ejemplo el reconocimiento por Shackleton, Corfield y Hall (1985) de que las especies globigeriniformes del Paleoceno vivieron por debajo de las carenadas (morozovélidos y acarínidos), al contrario de lo que se suponía por extrapolación de los datos neontológicos.

## AGRADECIMIENTOS

A la DGICYT por la financiación al proyecto PB88-0389-C0-01. Así como a J.M. González Donoso, S. Fernández López y G.Meléndez por la lectura crítica del manuscrito.

## REFERENCIAS

- Bé, A.W.H. 1982. Biology of planktonic foraminifera In: *Foraminifera: notes for a short course*. (Ed. T.W. Broadhead). *Studies in Geology*. **6**, 51-89.
- Berger, W.H. 1971. Planktonic Foraminifera: sediment production in an oceanic front. *Journal of Foraminiferal Research*. **1** (3), 95-118.
- Berger, W.H. 1973. Deep-sea carbonates: Pleistocene dissolution cycles. *Journal of Foraminiferal Research*. **3** (4), 187-195.
- Boltovskoy, E. 1982. Twinned and flattened tests in Planktonic Foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*. **12** (1), 79-82.
- Brummer, G.J., Hemleben, C. & Spindler, M. 1986. Planktonic foraminiferal ontogeny and new perspectives for micropaleontology. *Nature*. **319**, 50-52.
- Fok-Pun, L. & Komar, P.D. 1983. Settling velocities of Planktonic Foraminifera: density variations and shape effects. *Journal of Foraminiferal Research*. **13** (1), 60-68.
- Hemleben, Ch., Bé, A.W.H., Spindler, M. & Anderson, O.R. 1979. "Dissolution" effects induced by shell resorption during gametogenesis in *Hastigerina pelagica* (d'Orbigny). *Journal of Foraminiferal Research*. **9** (2), 118-124.
- Hemleben, Ch. & Spindler, M. 1983. Recent advances in research on living Planktonic Foraminifera. *Utrecht Micropaleontological Bulletins*. **30**, 141-170.
- Hemleben, Ch., Spindler, M. & Anderson, O.R. 1989. *Modern Planktonic Foraminifera*. Springer-Verlag. 1-363.
- Jenkins, D.G. & Orr, W.N. 1971. Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and the problem of test solution. *Revista Española de Micropaleontología*. **III** (3), 301-304.
- Keir, R.S. & Hurd, D.C. 1983/84. The effect of encapsulated fine grain sediment and test morphology on the resistance of planktonic foraminifera to dissolution. *Marine Micropaleontology*. **8**, 193-214.
- Kontrovitz, M., Kilmartin, K.C. & Snyder, S.W. 1979. Threshold velocities of tests of Planktic Foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*. **9** (3), 228-232.
- Malmgren, B.A. 1983/84. Ranking of dissolution susceptibility of Planktonic Foraminifera at high latitudes of the South Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*. **8**, 183-191.
- Malmgren, B.A. 1986. Differential dissolution of upper Cretaceous Planktonic Foraminifera from a temperate region of the South Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*. **11**, 251-271.
- Orr, W.N. & Jenkins, D.G. 1977. Cainozoic Planktonic Foraminifera Zonation and Selective Test Solution. In: *Oceanic Micropaleontology* (Ed. A.T.S. Ramsay). Academic Press. 163-203.
- Shackleton, N.J., Corfield, R.M. & Hall, M.A. 1985. Stable isotope data and the ontogeny of Paleocene Planktonic Foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*. **15** (4), 321-336.
- Silver, M.W., Shanks, A.L. & Trent, J.D. 1978. Marine Snow: Microplankton Habitat and Source of Small-Scale Patchiness in Pelagic Population. *Science*. **201**. 371-373.
- Thiede, J. 1973. Planktonic Foraminifera in Hemipelagic Sediments: Shell Preservation off Portugal and Morocco. *Geological Society of America Bulletin*. **84**. 2749-2754.
- Thunell, R.C. & Honjo, S. 1981. Calcite dissolution and the modification of planktonic foraminiferal assemblages. *Marine Micropaleontology*. **6**, 169-182.
- Wefer, G., Suess, E., Balzer, W., Liebezeit, G., Muller, P.J., Ungerer, C.A. & Zenk, W. 1982. Fluxes of biogenic components from sediment trap deployment in circum-polar waters of the Drake Passage. *Nature*. **299**, 145-147.