

Criterios elementales de reelaboración tafonómica en ammonites de la Cordillera Ibérica

por S. FERNANDEZ LOPEZ

Departamento de Paleontología de la Universidad Complutense de Madrid e Instituto de Geología Económica del C.S.I.C.

RESUMEN

Algunos moldes internos de ammonites, reelaborados, que están contenidos en calizas del Jurásico medio de la Cordillera Ibérica, muestran varias propiedades conservativas; los procesos de reelaboración tafonómica, por lo tanto, no deberían ser considerados como destructivos. Esta conclusión puede ser sacada de varios criterios observados y discutidos en este artículo.

Palabras clave: Ammonites. Fosildiagénesis. Reelaboración. Jurásico medio. Cordillera Ibérica.

ABSTRACT

Some ammonite steinkerns, reworked, that are contained in limestones from the Middle Jurassic Iberian Range, show several preservational features; processes of this kind therefore should not be called destructive. This conclusions can be draw from several criteria observed and discussed in this paper.

Key words: Ammonites. Fossildiagenesis. Reworking. Middle Jurassic. Iberian Range.

INTRODUCCION

Durante los últimos años hemos dedicado especial atención a los procesos de desenterramiento y desplazamiento de los restos y/o señales de entidades biológicas pretéritas. Uno de los problemas surgidos durante las investigaciones ha sido la validez lingüística del término retrabajamiento. El problema ha quedado resuelto en la actualidad, después de ser precisado el significado tafonómico del término en cuestión (Fernández López, 1984) y tras ser debatido en la Academia de Ciencias. El término *reelaboración* ha sido aprobado e incluido en el Diccionario, como sustituto de «retrabajamiento» y con significado tafonómico equivalente al de «reworking» (inglés) y «Aufarbeitung» (alemán), para denotar al proceso de alteración

tafonómica que consiste en el desenterramiento y desplazamiento de los restos y/o señales de entidades biológicas pretéritas.

En los materiales del Jurásico medio de la Cordillera Ibérica son frecuentes los niveles de removilización que contienen abundantes restos (conchas o moldes internos) reelaborados de ammonites; pero esta clase de restos también aparecen en niveles estratigráficos que no muestran señales de removilización, aunque este hecho no ha sido mencionado en los trabajos publicados hasta ahora. En cualquier caso, es necesario determinar el estado mecánico de conservación en que se encontraba cada elemento conservado cuando fue definitivamente enterrado. La identificación de elementos reelaborados tiene importancia biocronológica, ya que permite atribuir a los fósiles en cuestión una edad más antigua que la de la roca englobante.

En el presente artículo exponemos la validez de varias propiedades observables en los fósiles como criterio para interpretar y contrastar la reelaboración de los restos (conchas y/o moldes internos) de ammonites. Los criterios señalados son propiedades elementales resultantes de la alteración tafonómica, algunas absolutas pero otras relativas a la roca en que está registrado cada elemento (es decir, relativas a la matriz del fósil). La mayoría de los ejemplares estudiados han sido hallados en materiales del Jurásico medio de la Cordillera Ibérica aunque, con el propósito de ofrecer la máxima diversidad de criterios, también hemos utilizado algunos ejemplos de las Cuencas Catalana, Cantábrica y Asturiana; estas observaciones han sido completadas con las referencias bibliográficas de otros ejemplos relevantes, conocidos en diferentes cuencas sedimentarias de distinta edad. Lógicamente, es posible que los criterios enumerados en este artículo no constituyan la totalidad de los criterios reales; no obs-

tante, además del interés que puede tener el exponer algunos nuevos y discutir la validez de otros ya conocidos, las diferentes clases de criterios enumerados nos han permitido obtener nuevas conclusiones sobre los procesos de reelaboración tafonómica.

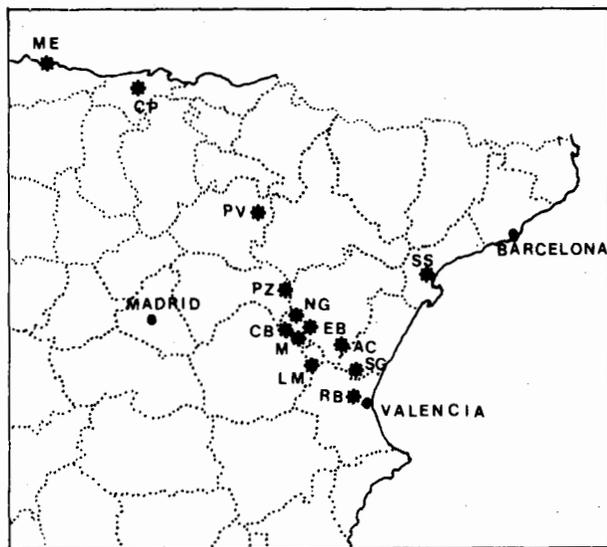


Figura 1. — Situación geográfica de las localidades mencionadas en el texto:

- ME = Santa Mera (Asturias)
- CP = Castillo Pedroso (Santander)
- PV = Pinilla del Campo (Soria)
- PZ = El Pedregal (Guadalajara)
- NG = Noguera (Teruel)
- CB = Casas de Bucar (Teruel)
- M = Moscardón (Teruel)
- EB = Embalse de San Blas (Teruel)
- AC = Alcotas (Teruel)
- LM = La Olmeda (Cuenca)
- SG = Segorbe (Castellón de la Plana)
- RB = Ribarroja (Valencia)
- SS = Cuesta de Soms, Tivenys (Tarragona)

CRITERIOS ELEMENTALES DE REELABORACION

1. Las diferencias de composición, textura y/o estructura entre el molde interno y la matriz, han sido utilizadas por numerosos autores como criterios de reelaboración tafonómica.

1.1. Las diferencias de composición química y/o mineralógica entre el molde interno y la roca en que está registrado, pueden ser evidencias de que el relleno de la concha se formó en condiciones muy diferentes a las que existieron cuando el molde fue definitivamente enterrado. Por ejemplo, la presencia de moldes internos micríticos aparentemente no deformados (fosfáticos o no) en niveles margo-arcillosos implica que la litificación de los moldes fue anterior a la

compactación diagenética y que las corrientes hidráulicas aspiradas por las conchas no pudieron transportar hacia su interior minerales de arcilla; en consecuencia, si no son de neoformación los minerales de arcilla constituyentes de la matriz, las conchas tuvieron que ser rellenadas mientras se encontraban en un ambiente distinto al que existió cuando fueron enterrados los moldes litificados y, por tanto, debieron ser reelaborados antes de quedar definitivamente enterrados entre los materiales arcillosos (fig. 2). No obstante, por concreción del relleno sedimentario durante la diagénesis temprana también pueden ocurrir resultados semejantes, sin reelaboración, cuando ha sido baja la concentración de minerales de arcilla en el ambiente de relleno y enterramiento (cf. Fernández López, 1982, pág. 82; Gygi, 1981, pág. 237; Seilacher *et al.*, 1976, pág. 343).

1.2. Existan o no diferencias de composición, las diferencias texturales entre el material que constituye el relleno sedimentario de las conchas y el de la matriz también pueden servir para reconocer si un molde interno ha sido reelaborado, cuando dichas diferencias texturales no pueden haber sido generadas en el mismo ambiente de sedimentación. Este es el caso, por ejemplo, de los moldes internos de caliza oolítica que están registrados en materiales calizos no-oolíticos o margosos (cf. Arnaud y Monleau, 1979, pág. 91); o bien, como ha sugerido Schmidt-Effing (1975, página 405), la presencia de moldes micríticos, no-oolíticos, en calizas oolíticas (lámina 1, fig. 5; cf. Hinkelbein, 1974, pág. 169; Geyer *et al.*, 1974, pág. 32).



Figura 2. — Nivel de removilización, arcilloso y con abundantes moldes internos fosfáticos aparentemente no deformados (19A), sobre una capa de caliza (18F). La superficie de removilización entre estos dos niveles corresponde al límite entre los materiales toarcienses y los materiales aalenenses en el corte Santa Mera-II (Asturias).

1.3. Las diferencias de composición y/o textura pueden estar acompañadas de una discontinuidad estructural entre el relleno sedimentario de las cámaras abiertas al exterior (por ejemplo, la cámara de habitación) y la roca englobante, si el molde ha sido reelaborado y nuevamente enterrado. Pero esta propiedad no ha de estar necesariamente presente en cualquier resto reelaborado; de hecho, los límites entre la matriz del fósil y el relleno de las cámaras abiertas al exterior pueden ser graduales o difusos si el desplazamiento ocurrió antes de que el relleno sedimentario estuviera litificado (fig. 3; lámina 1, fig. 7).



Figura 3. — *Poecilomorphus* gr. *cycloides* (d'ORBIGNY). Bajorciense medio (biozona Humphriesianum). El Pedregal (Guadalajara). Ejemplar casi completo; el asterisco indica la posición del límite entre la cámara de habitación y el fragmocono. (PZ453/14). x1. La mayoría del molde interno es fosfático; sin embargo, los últimos 15° de la cámara de habitación fueron rellenos con lodo calcáreo semejante al de la matriz que incluyó al fósil (en la figura se observa la semejanza de color entre la última porción del molde interno y la matriz del núcleo). La discontinuidad estructural entre las porciones fosfáticas y no-fosfáticas del molde interno, cuya posición en la figura está indicada con una flecha, es neta y muy irregular. La ornamentación y la quilla de la concha también están conservadas en la porción no-fosfática del molde interno. En consecuencia, el molde fue reelaborado después de la fosfatización del relleno sedimentario y antes de la disolución de la concha. Resumiendo, la siguiente secuencia de eventos puede ser reconstruida:

- 1) relleno de la concha con lodo calcáreo de grano fino,
- 2) enterramiento,
- 3) concreción y fosfatización del relleno calcáreo,
- 4) desenterramiento, denudación parcial y fragmentación del relleno mineralizado de la concha,
- 5) relleno de las cavidades y enterramiento permanente,
- 6) disolución de la concha.

2. La existencia, en un molde interno, de varias generaciones sucesivas de materiales sedimentarios separadas por fases de cementación, puede ser un indicio de que el molde interno ha sido reelaborado (figs. 4 y 5). Ahora bien, para adquirir esta propiedad secundaria o tafonómica no es necesario que el elemento conservado haya sido reelaborado, y es suficiente con que haya sido total o parcialmente desenterrado (cf. Seilacher, 1984; Seyfried, 1981a, fig. 1, 1981b; Neumann y Schumann, 1974); e incluso se conocen casos en los que, por infiltración del material sedimen-

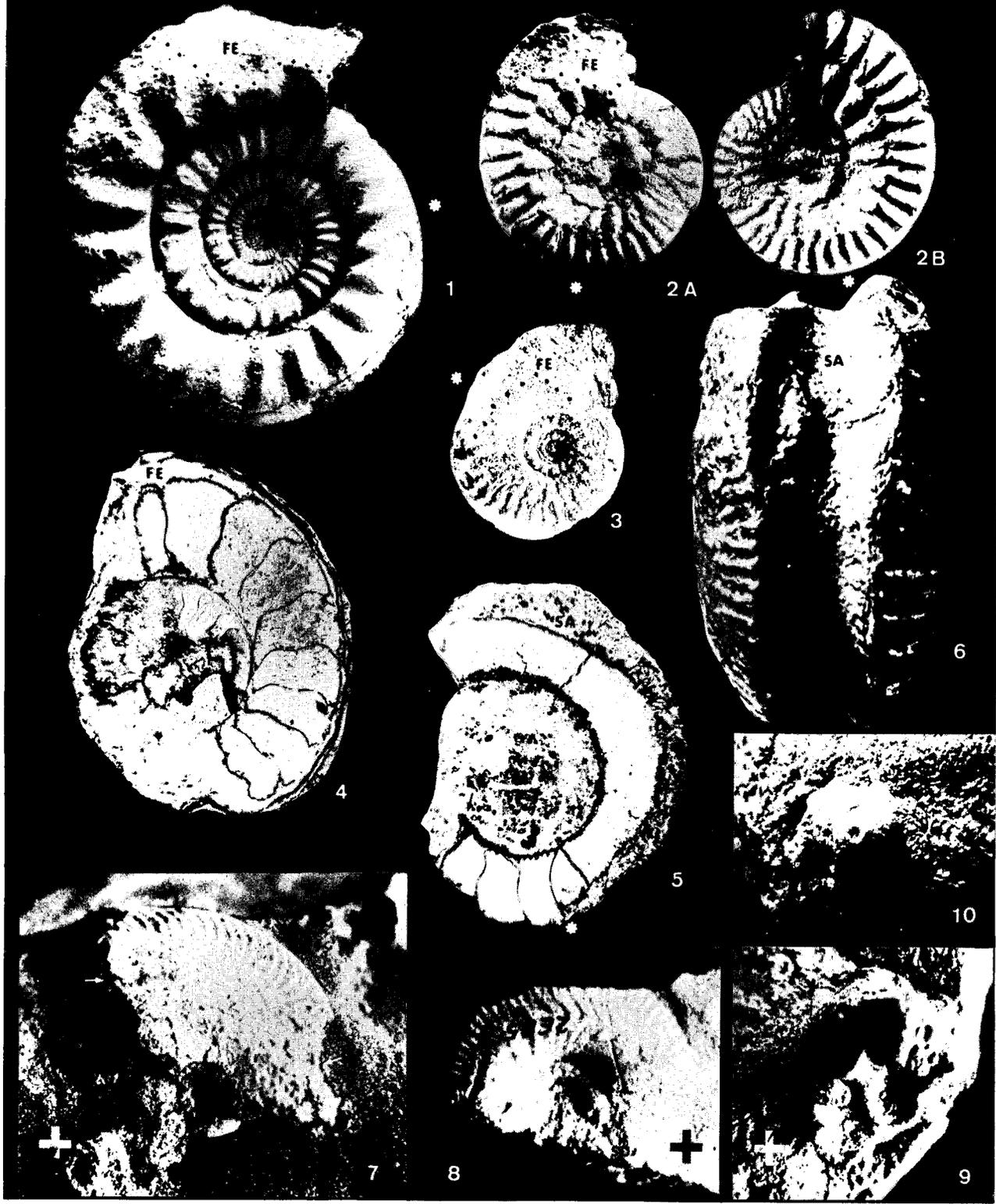
tario de relleno a favor de las fisuras de la matriz del fósil, no ha sido necesario el desenterramiento (cf. Boyd y Newell, 1972, pág. 12). Para garantizar su validez como evidencia independiente de la reelaboración, conviene utilizar este criterio junto con las propiedades geopetales de las diversas generaciones de relleno, como se indica en el apartado 3.5.

3. Otro criterio de reelaboración que ha sido mencionado frecuentemente en la bibliografía es la presencia, en los moldes internos, de estructuras geopetales inversas o incongruentes. Ya que los elementos reelaborados han sido desplazados desde la posición en la cual estaban anteriormente enterrados, puede haber sido modificada la orientación del relleno confundido con la granoclasificación inversa que resultó geopetal que ocupaba el interior de las cámaras de las conchas antes del desenterramiento. Y, por este motivo, cabe esperar resultados como los siguientes:

3.1. Las cavidades de las conchas que no estaban totalmente rellenas de sedimento antes de la reelaboración pueden tener orientaciones incongruentes con la actual posición del molde interno en la roca. Las principales limitaciones de este criterio se deben a que la orientación de los elementos registrados también puede haber sido modificada, sin llegar a ser desenterrados, por bioturbación, deslizamientos de terreno, compactación diagenética gravitacional, deformación tectónica, etc. (cf. Seilacher, 1984, pág. 10; 1971; Wendt, 1973; Jenkins, 1971, pág. 332). La distribución del relleno sedimentario de la concha también pudo ser modificada durante la reelaboración, si todavía no es inversa en el molde interno respecto a la roca en que está actualmente registrado. Pero este resultado fosildiagenético de la alteración tafonómica no debe ser taba litificado; este fenómeno, sin embargo, a menudo puede ser fácilmente reconocido porque los límites entre cámaras sucesivas están plásticamente obliterados, mientras que la forma general del molde interno no muestra señales de distorsión mecánica.

3.2. La granoclasificación directa del relleno sedimentario de la concha puede ser aparentemente «ingéographie». Leipzig, B. G. Teubner, 1911» Se presenta de la aspiración episódica de materiales progresivamente más gruesos, cuando en el ambiente de relleno ha sido baja la tasa de sedimentación y creciente el grado de turbulencia. Los procesos de removilización dentro del microambiente de cualquier cavidad de las conchas también pudieron causar cambios locales en la distribución granulométrica del material de relleno. Este criterio, además, tiene las mismas limitaciones que el anteriormente expuesto.

3.3. Otros resultados directamente relacionados con la granoclasificación del relleno sedimentario de



Nota: Con un asterisco se indica la posición del límite entre fragmocono y cámara de habitación, y con una cruz la superficie de estratificación de la roca en que está incluido el fósil. Para realizar las fotografías, sólo han sido blanqueados con óxido de magnesio los ejemplares de las figuras 1, 2, 3 y 10.

las conchas se observa en los moldes internos fosfáticos. La concentración de fosfato en los moldes micríticos es inversamente proporcional a la granulometría del relleno sedimentario: cuanto mayores son los valores granulométricos de los materiales micríticos menor es la concentración de fosfato tricálcico. La fosfatización de los moldes internos de ammonites del Jurásico medio en la Cordillera Ibérica debió ocurrir por intervención de las aguas intersticiales cerca de, o en, la interfase agua/sedimento, después de ser parcial o totalmente rellenadas y enterradas las conchas (fig. 3). Para discernir las partes del relleno que están más fosfatizadas pueden utilizarse las diferencias de colores e intensidades de fluorescencia bajo la acción de rayos ultravioletas (Kennedy y Garrison, 1975). Por estas razones y teniendo en cuenta las mismas salvedades que en el caso anterior, el gradiente en la concentración de fosfato de un molde interno reelaborado puede ser decreciente hacia el techo (en el sentido de la estratificación). La importancia de este resultado reside en que es utilizable como criterio de reelaboración tafonómica incluso si la granulometría del relleno micrítico ha sido modificada durante la diagénesis.

3.4. Los revestimientos estalactíticos del interior ductores, durante la diagénesis temprana, cerca de la

interfase agua/sedimento, y constituyen un criterio geopetal (fig. 6A; cf. Fernández López, 1983, pág. 83; 1980, págs. 232, 237; Marshall, 1981, pág. 869; Neugebauer y Hudson, 1978; Seilacher *et al.*, 1976, página 311; Hudson y Palframan, 1968). Pero si los moldes internos han sido desenterrados y desplazados después de ser mineralizados, los revestimientos piríticos pueden estar localizados exclusiva o preferencialmente en la parte inferior (respecto a la estratificación) del molde interno (figs. 6B y 6C).

3.5. Si los ejemplares (conchas y/o moldes internos) tenían cavidades abiertas al exterior mientras eran reelaborados, pueden mostrar varias generaciones de relleno cuyas propiedades geopetales son incongruentes entre sí.

4. Durante la alteración tafonómica, tanto en los moldes internos como en las conchas, las superficies de fractura ocurren a favor de las zonas de tensión máxima. En algunas de las diversas porciones resultantes de la fracturación de los moldes internos, las superficies de discontinuidad pueden afectar también a los restos esqueléticos que no estaban unidos a la concha antes de la litificación del relleno sedimentario. Por ejemplo, la misma superficie de fractura pue-



LAMINA I

1. *Subgrossouvria recuperoi* (Gemellaro). Calloviense inferior. Casas de Bucar (Teruel). Ejemplar completo (CB164/3). x1. Molde interno micrítico que presenta una faceta elipsoidal de desgaste al final de la cámara de habitación (FE).

2A y 2B. *Chanasia* sp. Calloviense. La Olmeda (Cuenca). Ejemplar incompleto (LM166/1). x1. Molde interno micrítico, cubierto por una pátina ferruginosa, en el que pueden reconocerse una faceta elipsoidal de desgaste situada al final de la última vuelta de espira conservada (FE) y señales de bioerosión probablemente causadas por talofitas.

3. *Ludwigella* sp. Aalenense superior (biozona Concavum). Pinilla del Campo (Soria). Ejemplar incompleto (4PV/5). x1. Molde interno micrítico que presenta una faceta elipsoidal de desgaste en el último cuarto de la espira conservada (FE).

4. *Welschia* cf. *rústica* BUCKMAN. Aalenense medio (biozona Murchisonae). Ribarroja (Valencia). Sección pulida de un fragmocono incompleto. (9RB32/6). x1. El molde interno muestra una faceta de desgaste al final de la última vuelta de espira conservada (FE) y está cubierto por encostramientos ferruginosos y fosfáticos.

5. *Macrocephalites* sp. Calloviense inferior. Moscardón (Teruel). Sección pulida de un molde interno parcial (3M166/8). x1. El molde interno micrítico (no-oolítico) de las tres últimas cámaras del fragmocono y parte de la cámara de habitación está incluido en calizas oolíticas. La superficie externa de la cámara de habitación muestra un surco anular de desgaste (SA), mientras que en la superficie interna de la vuelta de espira conservada presenta encostramientos ferruginosos sobre los restos de concha (EC).

6. *Macrocephalites* sp. Calloviense inferior. Moscardón (Teruel). Ejemplar incompleto (4M166/2). x1. El molde interno

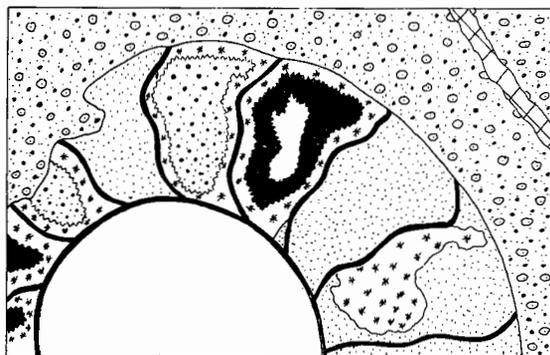
es micrítico (no-oolítico), tiene un profundo surco anular de desgaste situado en la región externa (SA) y la costulación apenas está desgastada en ambos flancos. Tanto el surco como la ornamentación están cubiertos por encostramientos ferruginosos, formados antes de que el molde interno fuera definitivamente enterrado en sedimentos oolíticos.

7. *Oppelia* sp. Bajociense medio (biozona Humphriesianum). Embalse de San Blas (Teruel). Ejemplar incompleto (8EB64/8). x2. Molde interno fosfático de un fragmocono incompleto que presenta superficies de desarticulación a favor de los tabiques (SD) y superficies de fractura (SF). Puede observarse que las superficies de fractura corresponden a una discontinuidad estructural entre el relleno sedimentario de las cámaras y la matriz.

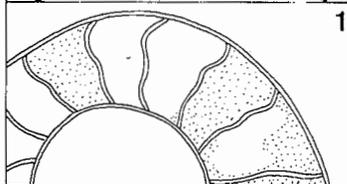
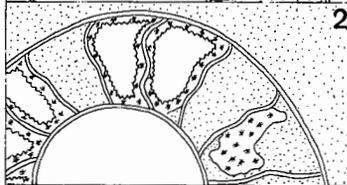
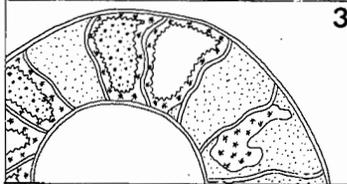
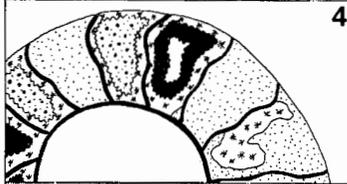
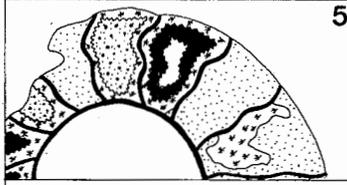
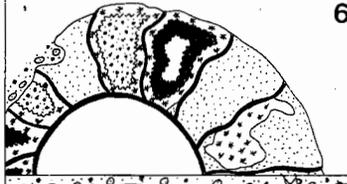
8. *Oecotraustes* sp. Bajociense medio (biozona Humphriesianum). Embalse de San Blas (Teruel). Ejemplar incompleto (2EB55/1). x2. Al principio y al final de la vuelta de espira más externa, que corresponde a la cámara de habitación, el molde interno fosfático presenta señales de bioerosión (perforaciones). En la vuelta intermedia, que corresponde al fragmocono, pueden observarse las suturas de desarticulación del molde interno (SD).

9. *Orthogarantiana* sp. Bajociense superior (biozona Nior-tense). Alcotas (Teruel). Ejemplar incompleto (1AC75/2). x2. Molde interno fosfático de una vuelta de espira del fragmocono, verticalizado, en el que se observa la superficie de desarticulación ocurrida a favor de un tabique.

10. Base de fijación de un crinoideo sobre el molde interno de una concha perteneciente a *Emileia*. La superficie basal del crinoideo se ajusta a las irregularidades del molde interno. El crinoideo corresponde a la biocronozona Humphriesianum (Bajociense medio) y el ammonites a la biocronozona Sauzei (Bajociense inferior). Noguera (Teruel). (NG30/2). x2.



-  Caliza biotritítica de grano fino
-  Calcita macrocristalina
-  Caliza biotritítica con oolitos ferruginosos
-  Calcita macrocristalina con óxidos de hierro
-  Caliza oolítica
-  Calcita macrocristalina

	<p>1 Relleno de las cámaras con lodo calcáreo, aspirado a través de las aberturas sifonales de los tabiques y las roturas laterales de las paredes de la concha. Por éstas últimas penetró el sedimento que rellena algunas cámaras de posición más apical que otras no rellenadas.</p>	Pre-enterramiento	Procesos biostratinómicos
	<p>2 Transformación del aragonito esquelético y precipitación de calcita macrocristalina en las cavidades, después de que la concha fue enterrada.</p>	Enterramiento temporal	
	<p>3 Desenterramiento, abrasión y fragmentación de la concha. Relleno de algunas cavidades, abiertas al exterior, con lodo calcáreo de mayor tamaño de grano que en la fase anterior de relleno sedimentario.</p>		
	<p>4 Disolución y recrystalización del carbonato cálcico esquelético, desde las zonas periféricas del fósil hacia su interior. Precipitación de calcita en las cavidades y concentración de óxidos de hierro y residuos insolubles, también con gradiente centripeto.</p>	Desenterramiento	Procesos fosildiagenéticos
	<p>5 Abrasión y fracturación del molde interno litificado.</p>		
	<p>6 Relleno de las cavidades con lodos calcáreos oolíticos de igual naturaleza que la matriz del fósil. Las cavidades rellenadas pueden ser espacios correspondientes al esqueleto disuelto en las fases anteriores.</p>		
	<p>7 Enterramiento en sedimentos oolíticos. Distorsión mecánica por compactación diagenética gravitacional y deformación tectónica. Precipitación de calcita macrocristalina en las cavidades, durante la diagénesis tardía.</p>	Enterramiento permanente	

de las cámaras de las conchas que constituyen los moldes piritosos han sido formados en microambientes re- de poner al descubierto una sección del molde interno y de algunos elementos que lo integran (apícus y otros restos esqueléticos de relleno) pero que no estaban originalmente unidos a la concha y, por tanto, dicha superficie de fractura ha sido formada con posterioridad a la litificación del relleno sedimentario. Naturalmente, cualquier parte fracturada de un molde interno ha de encontrarse separada y dispersada de la(s) restante(s) para que pueda ser identificada como un elemento reelaborado (lámina 1 fig. 7).

5. Las superficies de desarticulación del molde interno, a favor de zonas de cohesión mínima o nula, suelen coincidir con las posiciones de los tabiques. Tras la disolución de la concha y los tabiques, la desarticulación del relleno de las cámaras sucesivas sería más probable en las zonas correspondientes a los tabiques. El grado de irregularidad de los tabiques y el tipo de enrollamiento de la concha son factores importantes para la desarticulación de los moldes internos; concretamente, la desarticulación entre cámaras sucesivas sería más probable en los elementos que tuvieran enrollamiento más evolutivo y tabiques más sencillos (cf. Fischer, 1977, pág. 16). Por todo ello, una de las principales propiedades diagnósticas de los moldes internos desarticulados es que las superficies y suturas de desarticulación son coincidentes respectivamente con las impresiones de los tabiques, las impresiones de las paredes internas de la concha y las suturas septales. Cualquier molde interno de una cámara de habitación que haya sido desarticulado puede presentar en su extremo apical la impresión del último tabique de la concha y puede estar ornamentado sin solución de continuidad en su superficie externa; estos dos resultados difícilmente se lograrían por relleno de una concha planiespiral resedimentada y, en tal caso, el molde interno registrado probablemente presentará señales de fractura de la concha (cf. Fernández López, 1982, fig. 3). Es evidente que la desarticulación de un molde interno, al igual que la fragmentación, afecta al menos a dos partes de éste; en consecuencia, la presencia de superficies de fractura o desarticulación en un elemento aisladamente conservado no garantiza que haya sido una parte desplazada y reelaborada (lámina 1, figs. 7, 8 y 9).

Figura 4. — Esquema de la sección del molde interno de una concha correspondiente a *Holcophylloceras*, en el que están representadas la composición y la distribución de los diferentes materiales de relleno. Estas dos clases de datos y las relaciones topológicas entre ellos permiten reconstruir sucesivos procesos tafonómicos a los que ha estado sometido el ejemplar en cuestión. Siete sucesivos estados de conservación han sido interpretados.



Figura 5. — *Holcophylloceras* sp. Calloviense. Segorbe (Castellón de la Plana). Sección pulida de un molde interno incompleto. (2SG150/2). x1. «Ammonites hueco» en el que han sido reconocidas varias generaciones sucesivas de materiales sedimentarios separadas por fases de cementación, como se indica en el esquema de la figura 4.

6. Algunos tipos de facetas de desgaste que se observan en los moldes internos de las conchas de ammonites son evidencias de que éstos han sido reelaborados. Pero antes de exponer tales criterios trataremos varias cuestiones más generales.

Con el término inglés «faceting» (facetado) diversos autores han designado al proceso de alteración tafonómica por el cual los restos y/o señales de entidades biológicas son desgastados en uno sólo de sus lados, debido a la acción de corrientes unidireccionales (cf. Ziegler, 1983, pág. 38; Müller, 1979, pág. 26; -951; Geyer, 1973, pág. 101; Schäfer, 1972, página 159). La forma y la posición de las facetas resultantes de este proceso dependen del medio de abrasión o desgaste y de las propiedades del elemento desgastado. Müller (*op. cit.*) distingue tres tipos de facetas: 1) facetas de anclaje («anchor-facets»), 2) facetas de rodamiento («roll-facets») y 3) facetas de deslizamiento («slide-facets»), según que hayan sido formadas mientras los elementos conservados permanecían en posición mecánicamente estable («Standfacettenbildungen») o bien eran desplazados sobre el substrato por rodamiento («Rollfacettenbildungen») o deslizamiento («Gleitfacettenbildungen»). Sometidos a la acción de corrientes hidráulicas, los elementos conservados que están libres sobre el substrato tienden a orientarse según su posición mecánicamente más estable y en función de la naturaleza del substrato. Por cualquier cambio de la posición del elemento conservado y/o de las corrientes hidráulicas, varias facetas

de desgaste pueden desarrollarse en un mismo elemento. El desplazamiento de los elementos sobre un eje horizontal respecto al substrato puede causar vuelco o imbricación, mientras que la rotación sobre un eje vertical produce alineamiento de los elementos conservados; en uno y otro caso, los elementos movidos tienden a posiciones de máxima estabilidad mecánica sobre el substrato y de mínima resistencia a las corrientes hidráulicas. Si los elementos desplazados tienen una proyección que sirve de ancla, el cuerpo gira sobre ella hasta que el punto de giro está dirigido aguas arriba. El comportamiento de las conchas de ammonites ha sido estudiado más concretamente por varios autores (Futterer, 1978; Brenner, 1976; Reymont, 1973); a continuación nos ocuparemos principalmente del comportamiento de los moldes internos.

6.1. Las facetas de anclaje se desarrollan cuando los elementos conservados están sujetos al substrato y proyectados sobre la superficie de éste. Por abrasión de las superficies externas durante el desenterramiento, las conchas y/o los moldes internos pueden ser truncados más o menos paralelamente a la estratificación de los materiales en que están incluidos. Al proceso de formación de este tipo de facetas se le ha denominado truncamiento por erosión («capping» en Seilacher, 1971) y puede servir como criterio geopetal, si la orientación de la superficie desgastada coincide con la de la superficie de estratificación, o como criterio de reelaboración, cuando la orientación de la faceta de truncamiento y la posición del elemento que la presenta son incongruentes con la estratificación de la roca en la cual está registrado (Mensink y Mertmann, 1984, pág. 201, fig. 5b; Meléndez *et al.*, 1982, pág. 163; Seyfried, 1981a, pág. 561, lám. 6, fig. 2; Fernández López y Suárez Vega, 1979, pág. 232; Hinkelbein, 1975, pág. 168; Geyer *et al.*, 1974, pág. 13). Proponemos que sea utilizada la expresión «truncamiento por denudación», en vez de «truncamiento por erosión», ya que se aplica tanto a procesos subaéreos como a subacuáticos.

6.2. Un elemento conservado, sea una concha o un molde interno, ofrece la mínima resistencia al flujo hidráulico cuando su diámetro máximo es paralelo a la dirección de las corrientes y tiene uno de sus flancos apoyado sobre el substrato; pero, mientras que en el caso de las conchas la dirección centrífuga que pasa por las proximidades del peristoma coincide con la dirección y sentido de las corrientes (por ser la orientación de mínima resistencia y máxima estabilidad), en los moldes internos la orientación de mínima resistencia al flujo hidráulico no coincide con la de máxima estabilidad mecánica (porque el centro de gravedad y el centro geométrico del molde interno están

mucho más distanciados) y la orientación mecánicamente más estable es diametralmente opuesta a la de las conchas (fig. 7). Por este comportamiento diferencial entre las conchas y los moldes internos, cuando están afectados por corrientes hidráulicas unidireccionales, cabe esperar que las zonas preferentes de abrasión o desgaste estén localizadas en posiciones diametralmente opuestas para las conchas vacías y para los moldes internos litificados; además, estas diferencias de comportamiento serán tanto más acusadas entre los elementos de una misma clase cuanto más evolutivo sea su enrollamiento y más discoidal sea su forma.

Por estas razones, a las entalladuras elipsoidales o los surcos anulares de desgaste observados en los moldes internos de los ammonites, que están preferentemente localizadas en la región externa del último cuar-

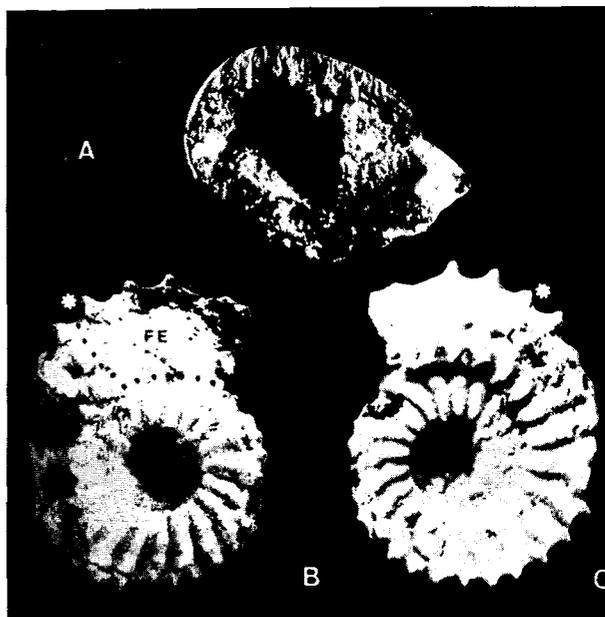


Figura 6. — A) *Bajocisphinctes* sp. Bajociense superior (biozona Garantiana). Cuestas de Soms, Tivenys (Tarragona). Ejemplar incompleto (2SS/7). x2. Se trata de un molde interno piritoso, orientado en el sentido de la estratificación, en cuyo interior puede observarse el carácter estalactítico de los revestimientos piriticos.

B y C) *Strenoceras* sp. Bajociense superior (biozona Niortense). Castillo Pedroso (Santander). Ejemplar incompleto; la posición del asterisco indica el límite entre la cámara de habitación y el fragmocono. (CP75/7). x2. Es un molde interno piritoso, blanqueado con óxido de magnesio, que tiene revestimientos de pirita estalactítica preferentemente desarrollados en el flanco derecho de la concha (C); sin embargo, el ejemplar ha sido encontrado en un nivel de removilización y apoyado sobre el flanco derecho. La presencia de una faceta elipsoidal de desgaste (FE), al final del flanco izquierdo de la última vuelta de espira conservada, confirma que el molde piritoso fue reelaborado después de la fase de mineralización.

to de vuelta de espira conservada, las interpretamos como facetas de anclaje de los moldes internos sometidos a corrientes hidráulicas unidireccionales durante la reelaboración tafonómica (lám. 1, figs. 1-6). Si los moldes internos no pudieron desplazarse libremente, después de ser desenterrados, o las corrientes causantes de la denudación no fueron unidireccionales, es improbable que las entalladuras elipsoidales o los surcos anulares estén localizados al final de la última espira conservada; y las facetas de desgaste ocasionadas sólo serán evidencias de desenterramiento y denudación, pero no de reelaboración. Aun en el caso de que el molde interno hubiera sido totalmente desenterrado y se encontrara libre de matriz cuando estaba sometido a la acción de corrientes hidráulicas unidireccionales, la formación de este tipo de facetas de desgaste tampoco ocurriría si hubiera interferencia entre los moldes internos o éstos se encontraran sobre substratos inconsistentes o muy irregulares. Es decir, para la adquisición de estas propiedades secundarias, resultantes de la alteración tafonómica, los moldes internos desenterrados y desprovistos de matriz han tenido que estar sometidos a flujos hidráulicos unidireccionales y apoyados sobre un substrato consolidado; si además ocurre que los elementos portadores de dichas entalladuras o surcos presentan escasas señales de redondeamiento en los flancos (o carecen de ellas), entonces el régimen turbulento en el cual se generaron dichas estructuras de desgaste debió estar restringido a las proximidades del molde interno; y tales condiciones hidráulicas probablemente sólo se darían en ambientes subacuáticos de batimetría muy somera (especialmente favorables serían los ambientes intertidales; en caso contrario, cuando el régimen turbulento haya sido debido a corrientes de fondo más o menos profundas, la abrasión en los moldes internos habrá

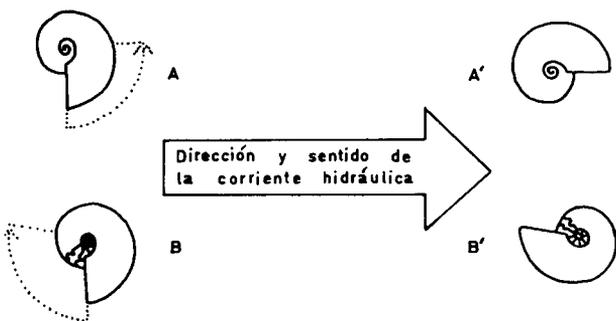


Figura 7.—Esquema del proceso de orientación diferencial entre las conchas (A) y los moldes internos (B), desde posiciones inestables hasta posiciones de mayor estabilidad mecánica (A' y B' respectivamente), por intervención de corrientes hidráulicas unidireccionales.

causado facetas de contorno menos preciso, la ornamentación de los flancos habrá sido ampliamente desgastada y es improbable que se hayan formado surcos anulares).

Ahora bien, la formación de estos dos tipos de facetas de desgaste no sólo requirió de unas condiciones ambientales concretas, sino que también dependió de factores intrínsecos a los moldes internos. Por ejemplo, las entalladuras elipsoidales preferentemente localizadas en el último cuarto de espira conservada sólo han sido observadas en moldes internos de conchas discoidales cuyos valores de espesor relativo al diámetro máximo oscilan entre 0,20 y 0,40. Y, hasta ahora, sólo hemos encontrado surcos anulares de desgaste en moldes internos cuyo espesor relativo al diámetro tiene valores comprendidos entre 0,35 y 0,60; lógicamente, cuanto más estrecha y aguda fuera la región externa de los moldes internos menos probable sería la formación de los surcos. Por último, ya que el peso disminuye más rápidamente que la superficie de exposición a las corrientes hidráulicas, al decrecer el tamaño de los elementos, los moldes internos más pequeños tendrían una superficie de exposición proporcionalmente más alta y, por debajo de unos valores críticos de tamaño, no se comportarían de la misma manera; por razones análogas, con el aumento de tamaño los moldes internos incrementarían su estabilidad mecánica y disminuiría su tendencia hacia una orientación preferente. A este respecto, es importante señalar que hemos reconocido la presencia de entalladuras elipsoidales, preferentemente localizadas en el último cuarto de espira conservada, en moldes internos cuyo diámetro máximo es superior a 20 mm e inferior a 200 mm. Resumiendo lo dicho, probablemente este comportamiento diferencial entre conchas y moldes internos no se cumplió en el caso de las formas más o menos esferoidales, de espesor relativo al diámetro superior a 0,60, y/o de tamaño menor a 20 mm o superior a 200 mm.

6.3. El grado de redondeamiento de los moldes internos registrados permite sacar conclusiones respecto a los procesos alterativos físicos que han actuado sobre ellos durante la reelaboración tafonómica. Los procesos alterativos de abrasión, desgaste o pulido, que pueden actuar simultáneamente con los de fragmentación o rotura y los de desarticulación, suelen obliterar o destruir los relieves positivos que constituyen la ornamentación externa de cualquier molde interno. Pero la presencia de los tabiques permite identificar a los moldes internos de ammonites, incluso si la ornamentación externa ha sido totalmente obliterada. Y, teniendo en cuenta el grado de redondeamiento de la ornamentación y de los bordes del molde

interno, pueden distinguirse diferentes clases de elementos reelaborados en cada asociación concreta. Sin embargo, el grado de redondeamiento de los moldes internos no debe ser correlacionado apriorísticamente con la intensidad y/o la duración del proceso de alteración tafonómica. La tasa de abrasión de cada elemento conservado, para unas determinadas condiciones alterativas, dependerá de su composición química o mineralógica, textura, grado de litificación, forma geométrica y tamaño, entre otros factores. En cualquier caso, las facetas de desgaste por rodamiento, a diferencia de las de anclaje, estarán preferentemente localizadas en las áreas más prominentes del molde interno.

7. Las señales de bioerosión de los moldes internos que con más frecuencia hemos reconocido hasta ahora en materiales del Jurásico medio de la Cordillera Ibérica son las de perforación y las de raedura (lám. 1, figs. 2 y 8). Otros resultados tafonómicos semejantes han sido expuestos por Akpan *et al.* (1984). Para que dichas señales puedan ser utilizadas como evidencias de reelaboración, deben estar localizadas al menos en las superficies que servían de apoyo al molde interno cuando fue definitivamente enterrado.

8. Los restos y/o señales dejados por organismos (animales o vegetales) colonizadores de la superficie externa del molde interno de la concha, en direcciones y/o sentidos incongruentes con las propiedades generales del molde interno, o aquellos que están localizados en las superficies que servían de apoyo al molde interno cuando fue enterrado, implican que los restos y/o señales han sido producidos antes o durante la reelaboración del molde interno.

8.1. Los encostramientos o envolturas ferruginosas y/o fosfáticas son un resultado de la reelaboración. Por el desarrollo de capas delgadas, más o menos concéntricas, en torno a un núcleo que puede ser el molde interno (completo o parcial) de una concha de ammonites, pueden llegar a formarse nódulos irregulares de textura pisolítica (lám. 1, figs. 4, 5 y 6; cf. Fernández López, 1979, pág. 416; Gygi, 1981, pág. 238; Hinkelbein, 1975, págs. 163-164; Gatrall *et al.*, 1971). Cuando la reelaboración ocurrió antes de la disolución de las conchas, también se pudieron desarrollar encostramientos ferruginosos en el interior de las cámaras todavía no rellenadas (cf. Fürsich, 1971; Wendt, 1970, pág. 436). El carácter estromatolítico de estos encostramientos ferruginosos y/o fosfáticos confirma la intervención de algas verde-azules durante el proceso de reelaboración en zonas fóticas, submarinas y epicontinentales. Hay que destacar el papel conservativo que pudieron desempeñar estos encostramientos para los fósiles, incluso si fueron reiteradamente reelaborados.



Figura 8. — *Sonminia* sp. Bajociense inferior (biozona «Sowerbyi»). Santa Mera-II (Asturias). Fragmento, redondeado, del molde interno del fragmocono. (ME44/1). x1. Varios ostreidos presentan desarrollo xenomórfico y las conchas se ajustan a la forma de las suturas septales del molde interno. Uno de los ostreidos, que está en la figura señalado con una flecha, se desarrolló sobre una superficie de fractura del molde interno que previamente había sido redondeada.

8.2. Los restos y/o señales de colonización dejados por organismos cementantes o incrustantes de los moldes internos también ocurren frecuentemente entre los elementos reelaborados. Por el desarrollo xenomórfico de los organismos colonizadores (foraminíferos, briozoarios, serpúlidos, crinoideos y ostreidos, principalmente) puede observarse que la forma de las partes esqueléticas cementadas o incrustadas reproducen las estructuras superficiales del molde interno (suturas septales, superficies de fractura, desarticulación o desgaste, etc.; fig. 8; lám. 1, fig. 10; cf. Tintant, 1984; Gebhard, 1982). Ahora bien, la presencia de restos esqueléticos incrustados o cementados sobre un molde interno que no conserva la concha y sobre el sedimento de alrededor no es un criterio fidedigno de reelaboración; para llegar a este resultado sólo se requiere que el fósil haya sido desenterrado, pero no es necesario su desplazamiento.

CONCLUSIONES

Si la reelaboración de los restos y/o señales conservados ha estado determinada por un incremento en la energía mecánica del medio de sedimentación, los elementos reelaborados habrán podido adquirir nuevos caracteres secundarios que serán propios de ambientes con regímenes de flujo más o menos turbulento y que estarán sobreimpuestos a otras propiedades fosildiagnósticas previas. En cualquier caso, los resultados de la alteración tafonómica ocurridos por la acción de fac-

tores físicos, químicos y biológicos que actuaron durante el desenterramiento y desplazamiento de los restos conservados, y antes de su enterramiento ulterior, pueden estar sobreimpuestos a los resultados fosildiagnéticos ocurridos en la(s) fase(s) anteriore(s) de enterramiento. Por lo tanto, cabe la posibilidad de que en un elemento registrado sean reconocibles múltiples fases de reelaboración, separadas por las correspondientes fases de enterramiento. Ahora bien, esta afirmación no autoriza a interpretar la reelaboración tafonómica como un proceso biostratinómico o no-fosildiagnético; de lo contrario, la llamada exhumación de restos también tendría que ser considerada como un proceso no-fosildiagnético y esto, a su vez, implicaría que la Fosildiagénesis es una parte de la Biostratinomía (lo cual no es cierto, por definición). De acuerdo con las ideas expuestas en otro artículo (Fernández López, 1984), la reelaboración tafonómica es un proceso fosildiagnético y los posibles estados mecánicos de conservación de los elementos durante su enterramiento final o permanente sólo son tres: acumulado, resedimentado y reelaborado.

Otra conclusión que puede sacarse de las observaciones realizadas en este artículo es que la reelaboración es un proceso susceptible de diversas contractaciones. Sin embargo, no se puede excluir que un fósil ha sido reelaborado argumentando que está «bien preservado». La carencia de propiedades secundarias, resultantes de la alteración tafonómica de los restos y/o señales producidos por entidades biológicas, sólo es una evidencia negativa y no tiene validez como argumento en contra de la reelaboración.

Los efectos de la reelaboración tafonómica son frecuentes en algunas asociaciones conservadas en materiales del Jurásico medio de la Cordillera Ibérica, y, paradójicamente, también en las de aquellos niveles estratigráficos que contienen los moldes internos de ammonites menos obliterados y «mejor preservados». Este resultado aparentemente contradictorio suele ser debido a que los elementos de mayor durabilidad durante las fases de reelaboración han sido los moldes internos litificados de las conchas previamente rellenas; en consecuencia, los elementos reelaborados han podido tener mayor conservabilidad que las conchas acumuladas o resedimentadas simultáneamente con ellos.

BIBLIOGRAFIA

- AKPAN, E. B.; FARROW, G. E. y MORRIS, N., 1984: «Limpet Grazing on Cretaceous algal-bored ammonites». *Palaeontology*, 25: 361-367.
- ARNAUD, M. y MONLEAU, C., 1979: «Etude de l'évolution d'une plateforme carbonatée: exemple de la Provence au

- Jurassique (Hettangien-Oxfordien). I. Analyse sédimentaire et reconstitution du milieu de sédimentation. II. Stratigraphie. Paléontologie». *Thèse Doc. Etat Univ. Aix-Marseille*, 344 + 381 pp., 84 + 113 figs., 19 cuad., 27 + 18 láms., Marseille.
- BOYD, D. W. y NEWELL, N. D., 1972: «Taphonomy and diagenesis of a permian fossil assemblage from Wyoming». *J. Paleontology*, 46: 1-14.
- BRENNER, K., 1976: «Ammoniten-Gehäuse als Anzeiger von Palaeo-Strömungen. N. Jb. Geol. Paläont. Abb., 151: 101-118.
- FERNANDEZ LOPEZ, S., 1979: «Estudio bioestratigráfico (*Ammonoidea*) de materiales aalenenses en Ribarroja (Valencia). *Estudios Geol.*, 35: 415-423.
- FERNANDEZ LOPEZ, S., 1982: «La biozona Garantiana (Bajociense, Jurásico medio) en la región de Tivenys-Sierra de Cardó (Tarragona)». *Estudios Geol.*, 38: 75-93.
- FERNANDEZ LOPEZ, S., 1984: «Nuevas perspectivas de la Tafonomía evolutiva: tafosistemas y asociaciones conservadas». *Estudios Geol.*, 40, 3-4, in litt.
- FERNANDEZ LOPEZ, S. y SUAREZ VEGA, L. C., 1979: «Estudio bioestratigráfico (*Ammonoidea*) del Aalenense y Bajociense en Asturias». *Estudios Geol.*, 35: 231-239.
- FISCHER, J. H., 1977: «La faune bajocienne de Donchery-sur-Meuse (Ardennes)». *Ann. Paléontologie (Invert.)*, 63: 1-18.
- FÜRSICH, F., 1971: «Hartgründe und Kondensation im Dogger von Calvados». *N. Jb. Geol. Paläont. Abb.*, 138: 313-342.
- FUTTERER, E., 1978: «Studien über die Einregelung, Anlagerung und Einbettung biogener Hartteile im Strömungskanal». *N. Jb. Geol. Paläont. Abb.*, 156: 87-131.
- GATRALL, M.; JENKYN, H. C. y PARSONS, C. E., 1971: «Limonitic concretions from the European Jurassic, with particular reference to the "snuff-boxes" of southern England». *Sedimentology*, 18: 79-103.
- GEBHARD, G., 1982: «Glauconitic Condensation Through High-Energy Events in the Albien Near Clars (Escragnolles, Var, SE-France)». En G. EINSELE y A. SEILACHER (Eds.): *Cyclic and Event Stratification*, pp. 286-298, Springer, Berlín.
- GEYER, O. F., 1973: «Grundzüge der Stratigraphie und Fazieskunde. 1: Paläontologische Grundlagen. I: Das geologische Profil. Stratigraphie und Geochronologie». 279 pp., E. Schweizerbart, Stuttgart.
- GEYER, O. F.; BEHMEL, H. y HINKELBEIN, K., 1974: «Die Grenzoolithe im Jura von Ostspenien». *N. Jb. Geol. Paläont. Abb.*, 145: 17-57.
- GYGI, R. A., 1981: «Oolitic iron formations: marine or not marine?». *Eclogae geol. Helv.*, 74: 233-254.
- HINKELBEIN, K., 1975: «Stratigraphie und Fazies im Mitteljura der zentralen iberischen Ketten». *N. Jb. Geol. Paläont. Abb.*, 148: 139-184.
- HUDSON, J. D. y PALFRAMAN, D. F. B., 1968: «The ecology and preservation of the Oxford Clay fauna at Woodham, Buckinghamshire». *Quart. J. Geol. Soc. London*, 124: 387-418.
- JENKYN, H. C., 1971: «The genesis of condensed sequences in the Tethyan Jurassic». *Lethaia*, 4: 327-352.
- KENNEDY, W. y GARRISON, R. E., 1975: «Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of southern England». *Sedimentology*, 22: 311-386.
- MARSHALL, J. D., 1981: «Zoned calcites in Jurassic ammonite chambers: trace elements, isotopes and neomorphic origin». *Sedimentology*, 28: 867-887.

- MELENDEZ, G.; SEQUEIROS, L. y BROCHWICZ-LEWINSKI, W., 1982: «Lower Oxfordian in the Iberian Chain, Spain. Part. I. Biostratigraphy and Nature of Gaps». *Bull. Acad. Polonaise Sci.*, 30: 157-172.
- MENSINK, H. y MERTMANN, D., 1984: «Diskontinuitäten im Unter-Callovium der nordwestlichen Keltiberischen Ketten (Spanien)». *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 167: 189-223.
- MÜLLER, A. H., 1950: «Grundlagen der Biostratonomie». *Abh. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Math. Allg. Naturwiss.*, 3: 147.
- MÜLLER, A. H., 1979: «Fossilization (Taphonomy)». En: R. A. ROBINSON y C. TEICHERT (Eds.). *Treatise on Invert. Paleontology. Part. A. Introduction.* pp. A2-A78, figs. 1-55. (Geol. Soc. Am. y Univ. Kansas), Boulder, Colorado y Lawrence, Kansas.
- NEUGEBAUER, J. y HUDSON, J. D., 1978: «Neuere Untersuchungen zur Ammonitenerhaltung». *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 157: 188-193.
- NEUMANN, N. y SCHUMANN, D., 1974: «Zur Fossilhaltung, besonders der Goniatiten, in roten Knollenkalken vom "ammonitico-Rosso"-Typ». *N. Jb. Geol. Paläont. Mb.*, 5: 294-314.
- REYMENT, R. A., 1973: «Factors in the Distribution of fossil Cephalopods. Part 3: Experiments with Exact Models of Certain Shell Types». *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, N. S.*, 4: 7-41.
- SCHAFFER, W., 1972: «*Ecology and palaeoecology of marine environments*». 586 p., Oliver and Boyd, Edinburgh.
- SCHMIDT-EFFING, R., 1974: «Der Jura Spaniens. Ein Überblick über Literatur und neue Forschungs-Ergebnisse von etwa 1960 bis 1974». *Zbl. Geol. Paläont.*, 1: 387-439.
- SEILACHER, A., 1971: «Preservational history of ceratite shells». *Palaeontology*, 14: 16-21.
- SEILACHER, A., 1984: «Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events». *Marine Geology*, 55: 1-12.
- SEILACHER, A.; ANDALIB, F.; DIETL, G. y GOCHT, H., 1976: «Preservational history of compressed Jurassic ammonites from southern Germany». *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 152: 307-356.
- SEYFRIED, H., 1981a: «Genesis of "regressive" and "transgressive" pelagic sequences in the Tethyan Jurassic». En: A. FARINACI y S. ELMÍ (Eds.). *Rosso Ammonitico Simp. Proc.*, pp. 547-579, Tecnoscienza, Roma.
- SEYFRIED, H., 1981b: «Genesis of hardgrounds in the Tethyan Jurassic». *Abstr. I.A.S. 2nd Eur. Mtg.*, pp. 181-184, Bologna.
- TINTANT, H., 1985: «Autochtonie et Allochtonie chez les Céphalopodes». *Mém. Geol., Univ. Dijon*, 7: Liv. Jub. G. LUCAS (1982): 257-271.
- WENDT, J., 1970: «Stratigraphische Kondensation in triadische und jurassische Cephalopodenkalken der Tethys». *N. Jb. Geol. Paläont. Mb.*, 7: 433-448.
- WENDT, J., 1973: «Cephalopod accumulations in the Middle Triassic Hallstatt-Limestone of Jugoslavia and Greece». *N. Jb. Geol. Paläont. Mb.*, 10: 624-640.
- ZIEGLER, B., 1983: «*Introduction to Paleobiology: General Paleontology*. 225 pp., Ellis Horwood, Chichester.

Recibido, julio 1984