

Litificación de carbonatos lacustres Miocenos. Cuenca de Madrid: ¿Implicaciones en el estudio de la diagénesis de carbonatos marinos calcíticos?

Lithification of Miocene lacustrine carbonates. Madrid basin: Implications for understanding the diagenesis of calcite-dominated marine carbonates?

M. E. Sanz (*), V. P. Wright (**), J. P. Calvo (*) y A. M. Alonso Zarza (*)

(*) Dpto Petrología y Geoquímica, Fac. CC Geológicas, Univ. Complutense, 28040 Madrid.

(**) PRIS, University of Reading, Whiteknights, Reading RG6 2AB, UK.

ABSTRACT

As a possible model for lacustrine carbonate diagenesis, and as a guide for understanding calcite-dominated marine limestones, a range of indurated Miocene limestones from the Madrid Basin were studied. Despite very shallow burial and a calcitic precursor, the micrites and bioclasts underwent two phases of recrystallization. Initially the muds and bioclasts were recrystallized to a microporous uniform luminiscent micrite with complete loss of any primary fabric, possibly in a shallow suboxic phreatic zone. Subsequent exposure and karstification (probably in the early Pliocene) resulted in microspar/pseudospar formation causing induration. Low Mg calcite muds appear particularly susceptible to recrystallization.

Palabras clave: Neomorfismo, micrita, sedimentación lacustre, catodoluminiscencia.

Geogaceta, 13 (1993), 115-118

ISSN: 0213683X

Introducción

Si bien la evolución diagénica (estabilización y cementación) de sedimentos aragoníticos tropicales Cenozoicos está bien documentada (ver revisión en Tucker y Wright, 1990), no sucede lo mismo en lo que se refiere a la diagénesis de sedimentos no aragoníticos, como es el caso de los formados en ambientes marinos durante el Paleozoico o en sistemas lacustres de agua dulce. El enorme volumen de carbonatos lacustres micríticos en Europa meridional exige por sí solo un examen minucioso de la diagénesis de calizas lacustres. La comprensión de los procesos diagénicos que han sufrido estos materiales puede arrojar luz sobre cómo se produjo la litificación de carbonatos micríticos en períodos geológicos en los que o bien la mayor parte de los productores de carbonato biogénico eran calcíticos (Paleozoico) o en los que los precipitados marinos eran predominantemente calcíticos (Paleozoico inferior y medio; Mesozoico medio y superior) (Sandberg, 1983).

Aunque la existencia de calizas lacustres con alto grado de endurecimiento es un rasgo bastante común en numerosas cuencas Terciarias españolas, este

hecho no parece generalizable a otros muchos materiales carbonáticos que también han sufrido diagénesis en condiciones meteóricas. Así, por ejemplo, James y Bone (1989) han discutido la diagénesis de 'grainstones' formadas en ambientes templados y de composición esencialmente calcítica que, a pesar de de una prolongada permanencia en la zona meteórica, están virtualmente no litificadas. Por otra parte, los carbonatos de grano fino aragoníticos se estabilizan de acuerdo con un proceso de disolución-precipitación sin neomorfismo agradable importante (Steinen, 1978). Los carbonatos marinos profundos ('chalks'), con predominio de calcita y ampliamente afectados por flujos de influencia marina durante el enterramiento, experimentan procesos de cementación y recementación secundario. Las calizas lacustres de la Cuenca de Madrid, con composición predominantemente calcítica, no han experimentado un enterramiento significativo pero han sido afectadas por una diagénesis meteórica prolongada. El análisis de los procesos de litificación de estas calizas es tomado como base para proponer un modelo de posible aplicación en el estudio de la diagénesis de calizas micríticas marinas pre-Cenozoicas.

Carbonatos lacustres del Mioceno Superior

Estratigrafía y sedimentología

Las calizas lacustres estudiadas forman el techo de la Unidad Superior de la Cuenca de Madrid. Su edad es Turoliense superior (Sanz *et al.*, 1992), lo que en términos cronológicos supone una edad entre 5-7 Ma. Los carbonatos correspondientes a la Unidad Superior, en particular en el área centro y sur de la Cuenca, se depositaron en un mosaico de lagos someros de agua dulce, de dimensiones variables en el tiempo. Dentro de estos lagos se reconocen distintos subambientes, resultando en el depósito de facies de lago abierto (calizas lacustres s.s.) y de facies de margen lacustre (tobas, calizas con rasgos palustres, facies de calizas retrabajadas y/o canalizadas) (Sanz *et al.*, 1991).

La exhumación y suave plegamiento posterior de estos depósitos, acontecidos en el Plioceno superior (Capote y Fernández-Casals, 1978; Pérez-González, 1982), permitieron un intenso desarrollo de procesos edáfico/kársticos. Las calizas de la Unidad Superior y los productos resultantes de dicha exposición aparecen fosilizados en el área bien

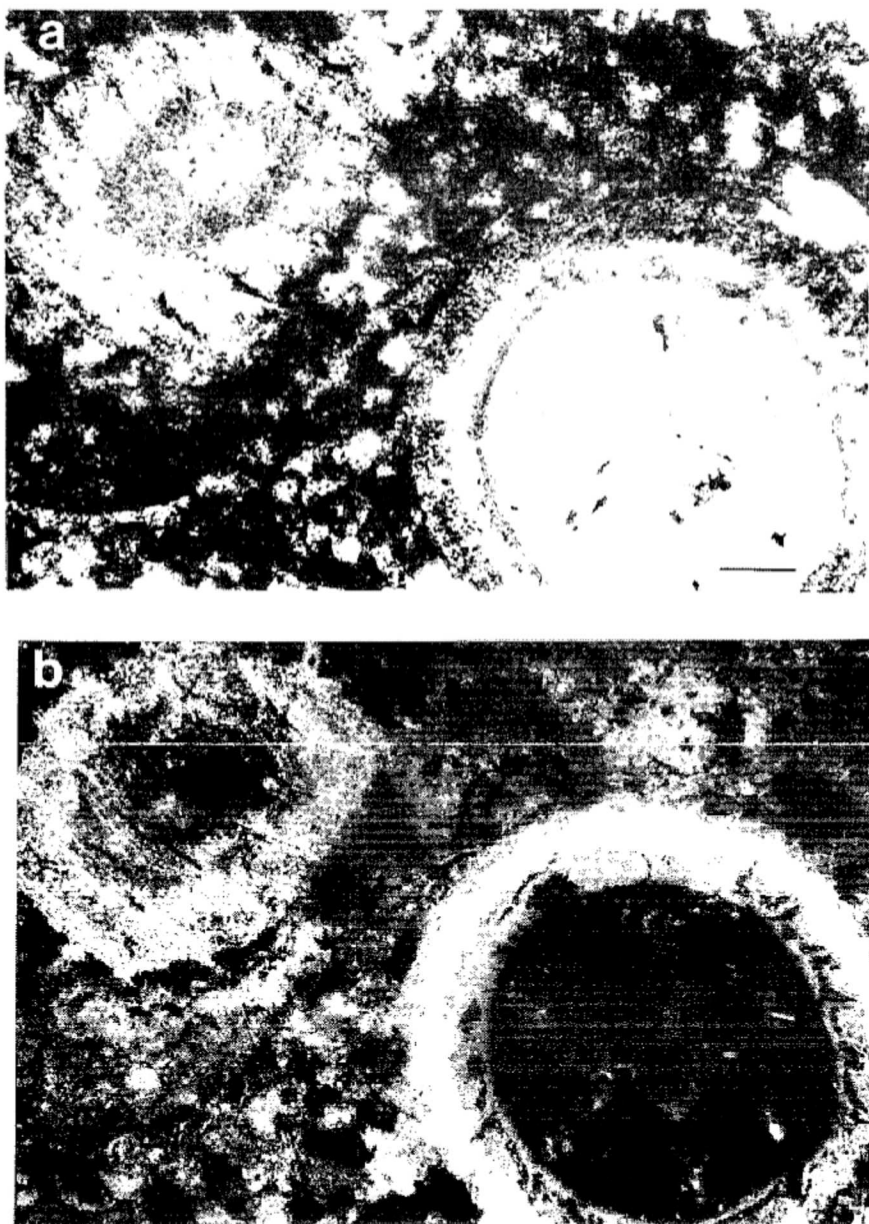


Fig. 1.— a) Biomicrita con secciones de oogonios de caráceas vista al microscopio con luz polarizada. b) Misma sección de la caliza observada en catodoluminiscencia; destaca la coexistencia de zonas luminiscentes con otras no luminiscentes. Barra de escala= 0.2 mm.

Fig. 1.— a) Biomicrite formed by charophyte gyrogonites seen in plane polarized light. b) The same section under cathodoluminescence showing coexistence of luminiscent and no-luminiscent zones within the bioclásticos. Scale bar= 0.2 mm.

por los depósitos correspondientes a una red detrítica Pliocena, de espesor comprendido entre 0 y 15 m, o, cuando la anterior está ausente, por costras calcáreas Pliocuaternarias de origen edáfico.

Petrografía de las micritas lacustres.

Las micritas litificadas que aquí estudiamos corresponden a biomicritas

(fig. 1), en las que los bioclásticos más frecuentes son tallos y oogonios de caráceas. La presencia de ostrácodos y moluscos es, en términos generales, más restringida. El análisis detallado de la fábrica de estas calizas permite diferenciar:

1.— *Micrita y bioclásticos.* Las masas de micrita oscura, en general irregulares, constituyen más del 50% de la roca. Estas masas presentan luminiscencia de

tonos anaranjados. Los cristales de micrita presentan tamaños que varían desde $>1 \mu$ hasta 4μ (Figs 2a y b). La morfología varía desde cristales anhedrales a subeuhedrales, reconociéndose raramente cristales euhedrales. Las aristas de los cristales presentan rasgos de corrosión. Así mismo en las caras de los cristales se observan orificios desde irregulares a geométricos (Fig. 2a) que indican procesos de degradación de la micrita. El grado de empaquetamiento de los cristales es muy bajo, resultando en una porosidad intercrystalina muy elevada.

Los bioclásticos, esencialmente oogonios y tallos de caráceas, no conservan la concha original, sino que ésta ha sido reemplazada por micrita que presenta características similares a las de la matriz. En algunas zonas se observa cómo dicha micrita se ha transformado por recristalización a microesparita/pseudoesparita (Fig. 1). En esas zonas del bioclástico la luminiscencia se pierde completamente. Mediante SEM se aprecia cómo las zonas recristalizadas presentan cristales predominantemente euhedrales y una porosidad intercrystalina menor.

2.— *Microesparita/Pseudoesparita.*

Se presentan en masas irregulares distribuidas aleatoriamente dentro de la micrita (Fig. 2b), así como neomorfolizando algunas zonas de los bioclásticos. No presentan luminiscencia. El tamaño de los cristales es muy variado ($5-30 \mu$). Los cristales son desde anhedrales a euhedrales. Presentan rasgos de disolución. El empaquetamiento es más denso que el de los agregados de micrita.

3.— *Cementos esparíticos.* Aparecen relleno de huecos dentro de las masas de micrita-microesparita/pseudoesparita o la porosidad intrapartícula de todos los bioclásticos y mólida en el caso de los gasterópodos. No son en absoluto luminiscentes. Los cristales son euhedrales y sólo ocasionalmente presentan rasgos de disolución (fig. 2c).

Isótopos estables.

La distribución irregular de las masas de micrita y de microesparita-pseudoesparita, y sobre todo el pequeño tamaño de los cristales ha hecho que a la hora de plantear el análisis de isótopos estables estas dos texturas no se hayan podido diferenciar. Por el contrario, sí hemos podido aislar el cemento esparítico tardío. En conjunto, las masas de micrita y de microesparita/pseudoespa-

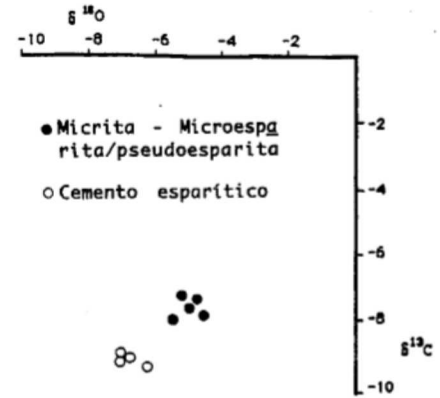
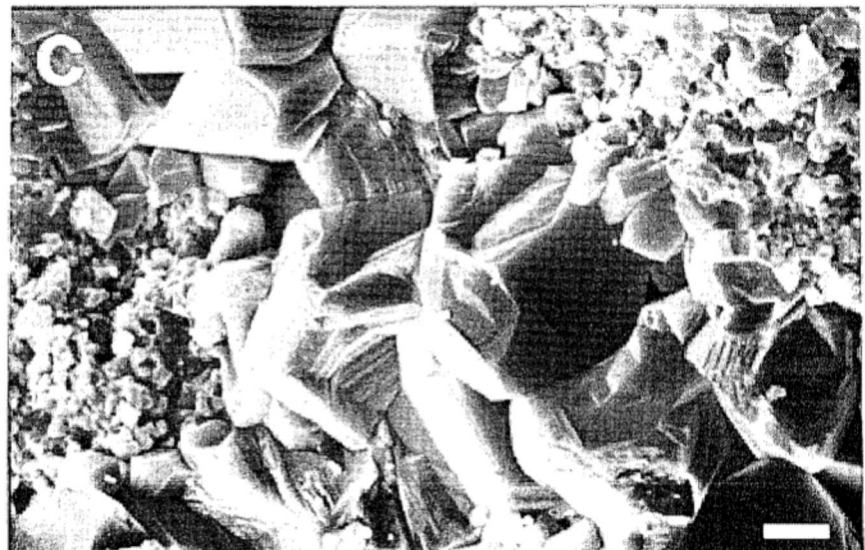
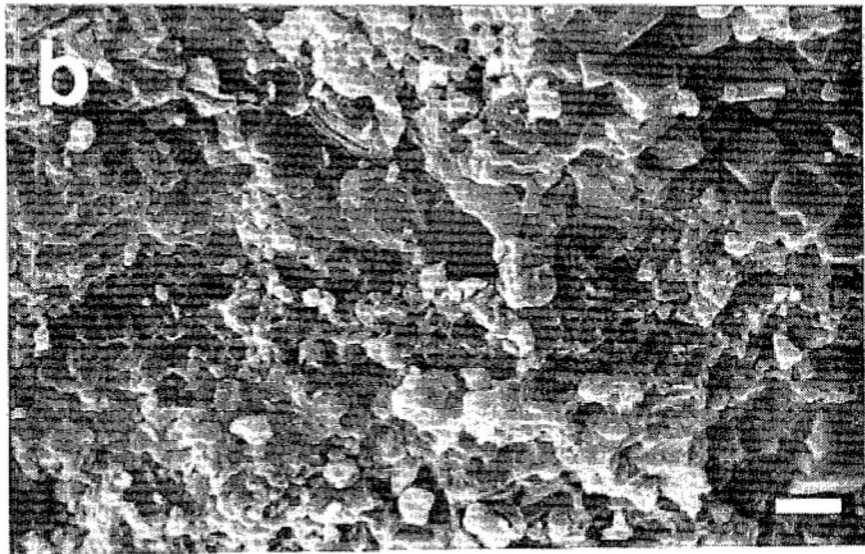
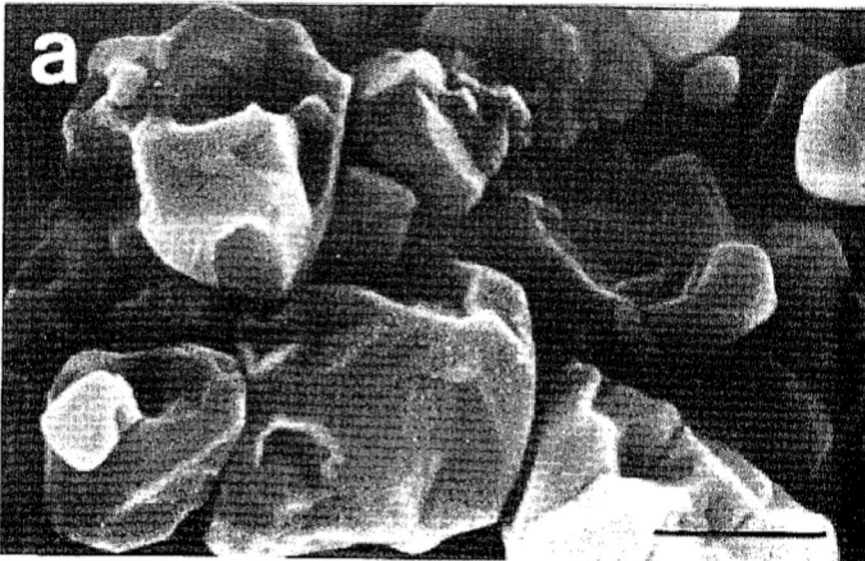


Fig. 3. — Representación de los valores $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en los carbonatos lacustres.

Fig. 3. — Stable isotopic composition $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ of the lacustrine carbonates. Full circles indicate values for micrite + microspar / pseudospar. Open circles correspond to pore filling cements.

rita muestran unos valores de $\delta^{13}\text{C}$ que varían entre -7.83 y -7.28 (fig.3) y de $\delta^{18}\text{O}$ entre -5.37 y -4.68, valores que son considerados como normales en facies lacustres someras de agua dulce (Platt, 1989; Wright y Alonso Zarza, 1992). Los cementos esparíticos tardíos presentan composiciones isotópicas más ligeras, especialmente en lo que se refiere a los valores de $\delta^{13}\text{C}$, entre -9.37 y -9.06, mientras que los de $\delta^{18}\text{O}$ oscilan entre -7.19 y -6.29.

Discusión y conclusiones

Las observaciones petrográficas efectuadas mediante SEM y CL, apoyadas con datos de isótopos estables, y las evidencias sobre la evolución geológica del área donde aparecen las calizas permite formular un modelo interpretativo de la diagénesis de estos carbonatos (Fig. 4). El estadio I corresponde al depósito de barro carbonático y partículas

Fig. 2. — a). Aspecto de la textura de las masas micríticas. Se observan los huecos de disolución y una elevada porosidad. Escala 1 μm . b) Micrite gradando a microesparita/ pseudoesparita. c) Cementación esparítica tardía. Escala en b y c, 5 μm .

Fig. 2. — a) SEM view of the micrite texture. The solution holes and the high porosity are also shown. Scale bar is 1 μm . b) Micrite grading into microspar/pseudospar. c) Late spar pore-filling cement. Scale is 5 μm in b

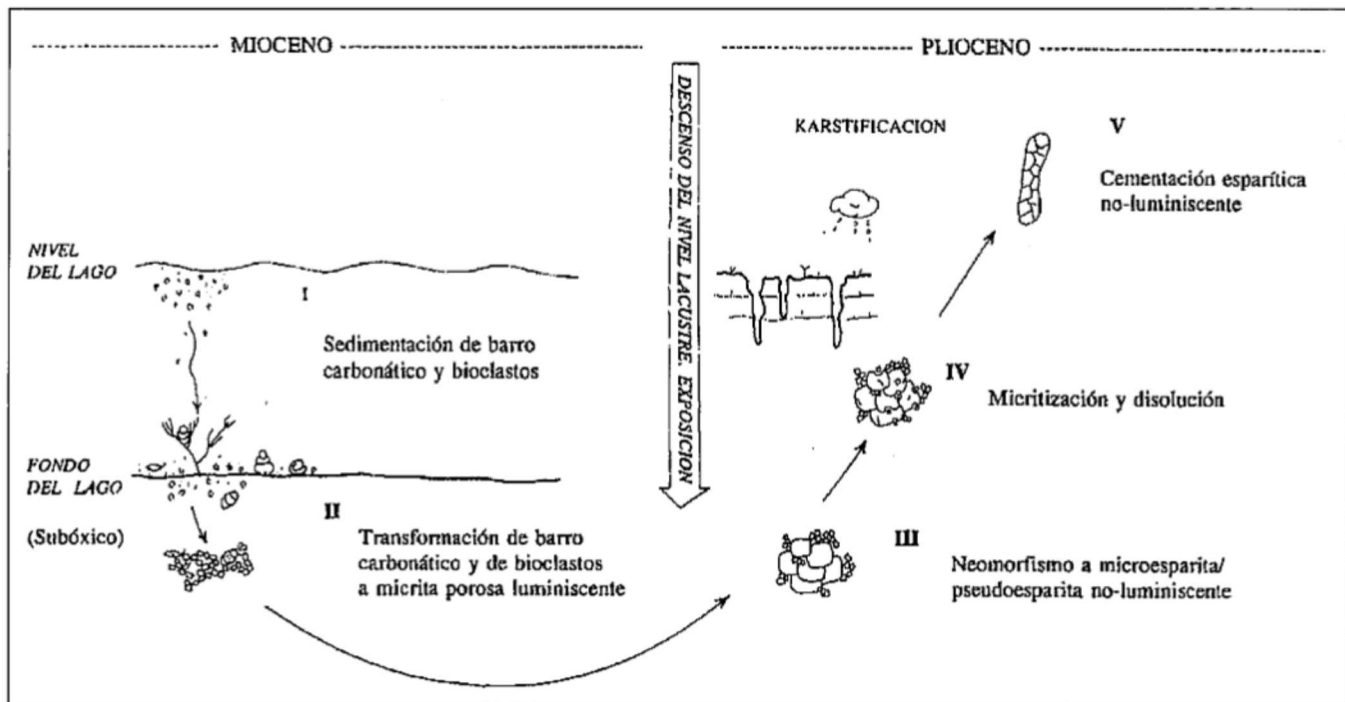


Fig. 4. — Modelo diagenético ideal de la litificación de los carbonatos lacustres miocenos de la Cuenca de Madrid.

Fig. 4. — Idealized model for the lithification of Miocene lacustrine carbonates of the Madrid Basin.

esqueléticas; la morfología primaria de ambos tipos de componentes no es reconocible en ninguna de las muestras estudiadas. En cuanto a su mineralogía inicial se asume un predominio de calcita baja en Mg (LMC), hecho contrastado en ambientes lacustres someros de agua dulce recientes (Andrews, 1991; Tucker y Wright, 1990). El estadio II refleja diagénesis temprana en condiciones subóxicas con transformación de la fábrica primaria a micrita de tamaño cristalino uniforme y con textura poco empaquetada; la incorporación de Mn^{+2} en este proceso redunda en el carácter luminiscente tanto de la micrita como de los bioclastos. El estadio III representa el episodio esencial de litificación de los depósitos lacustres, a través del neomorfismo agradable de las fábricas anteriores, para dar lugar a un agregado más denso de microesparita/pseudoesparita no luminiscente. Este último rasgo indica que el proceso tuvo lugar en condiciones oxidantes que relacionamos con la exhumación y posterior karstificación de los carbonatos durante el Plioceno inferior. En este mismo contexto tienen lugar procesos diagenéticos de menor intensidad, tanto de degradación cristalina (Fig. 2a) como de disolución. Los cementos esparíticos de relleno de huecos en bioclastos y/o en los

agregados micríticos recrystalizados (no luminiscentes) representan un estadio tardío, en condiciones netamente oxidantes y en circunstancias muy efectivas en cuanto a la influencia de vegetación y accesibilidad de oxígeno atmosférico al sistema.

El caso descrito permite concluir que, a pesar del bajo potencial diagenético de carbonatos con predominio de LMC, en este caso de agua dulce, éstos pueden llegar a sufrir una alteración muy intensa aunque no hayan existido condiciones de enterramiento profundo. Con cierta sorpresa, se reconoce la existencia de una recrystalización intensa en estadios muy tempranos, esto es, en condiciones subóxicas por debajo de la interfase sedimento-agua. Esta constatación podría obligar a la revisión de modelos diagenéticos en carbonatos con LMC predominante, tanto lacustre como, y esto es lo más importante, marinos para los cuales las secuencias de evolución diagenética no están, por el momento, muy elaboradas.

Agradecimientos

Este trabajo presenta los resultados preliminares obtenidos durante el desarrollo de la Acción Integrada Hispano-

Británica 7A (1991/92), con el apoyo del British Council y de la CAM a través del Proyecto 9031009. Agradecemos la ayuda de M.Issacs (Lab.-Geoquímica Isotópica, PRIS) y de K.Smith y A.Rodríguez en sus respectivos Servicios de Microscopía Electrónica del PRIS y de la UCM.

Bibliografía

Andrews, J.E. (1991): *Chemical Geology*, 93, 267-289.
 Capote, R. y Fernández-Casals (1978): *Bol. Geol. y Minero*, 89, 114-122.
 James, N.P. y Bone, Y. (1989): *Jour. Sed. Petrol.*, 59, 191-203.
 Pérez-González, A. (1982): *Tesis Doctoral*, UCM, 787 pp.
 Platt, N.H.: *Sedimentology*, 36, 665-684.
 Sandberg, P.A. (1983): *Nature*, 305, 19-22.
 Sanz, M.E., Calvo, J.P., García del Cura, M.A. y Ordóñez, S. (1991): *Rev. Soc. Geol. España*, 4, 127-142.
 Sanz, M.E., Sesé, C. y Calvo, J.P. (1992): *Estudios geol.*, 48, 171-178.
 Steinen, R.P. (1978): *J. sediment. Petrol.*, 48, 1139-1147.
 Tucker, M.E. y Wright, V.P. (1990): *Carbonate Sedimentology*, Blackwell Sci. Publ., 482 pp.
 Wright, V.P. y Alonso Zarza, A.M. (1992): *Geogaceta*, 11, 61-63.