

Diagénesis en las conchas de inocerámidos de la Isla de Castro (Coniaciense final-Santonense inferior, Cuenca Vasco-Cantábrica): evidencias petrológicas e isotópicas

Diagenesis of the inoceramid shells from the Castro Island (latest Coniacian-lower Santonian, Basque-Cantabrian Basin): petrological and isotopic evidences

A. Jiménez-Berrocoso ⁽¹⁾ y J. Elorza ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Dpto. Mineralogía y Petrología, Universidad del País Vasco, Apdo. 644; 48080 Bilbao E-mail: npbjibe@ig.ehu.es

ABSTRACT

Petrographic and isotopic ($\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$) analyses have been carried out on inoceramid shells from shallow-marine limestone-marl couplets at the Castro Island section (latest Coniacian-lower Santonian, Basque-Cantabrian Basin), in order to determine their diagenetic alteration. Results show that the prismatic microstructure of the shells was mainly affected by silica replacement during diagenesis, but very little compaction, cementation and recrystallization occurred. However, these changes do not seem to have modified largely the isotopic composition of the inoceramids, as supported by the low luminescence intensity that show all the shells. In addition, $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ mean values from inoceramids included in limestones are heavier than those from inoceramids in marls, which confirms that the isotopic values were influenced by a paleoceanographic circulation model with estuarine and anti-estuarine regimens.

Key words: inoceramids, stable isotopes, cathodoluminescence, silicification, Coniacian-Santonian, Basque-Cantabrian Basin.

Geogaceta, 32 (2002), 271-274
ISSN:0213683X

Introducción

Los inocerámidos, como grupo de bivalvos fósiles, han sido objeto de especial interés por parte de la comunidad científica desde las últimas décadas. Uno de sus principales atractivos es su utilidad como marcadores bioestratigráficos, debido a la alta tasa de evolución de sus especies junto con su amplia y rápida repartición geográfica. Las conchas de inocerámidos (CI) también se han utilizado como base para estudios de índole paleoambiental (MacLeod y Huber, 1996), cuya utilidad radica en cuantificar determinadas variables paleoclimáticas y paleoceanográficas, siempre que las señales marinas originales hayan quedado preservadas. Si por el contrario, se comprueba que las CI han quedado afectadas por una intensa alteración diagenética, no serán válidas para la interpretación paleoambiental, pero el estudio petrológico de los rasgos adquiridos aportarán evidencias de los procesos que han actuado durante el enterramiento.

Bajo esta perspectiva, analizamos las modificaciones diagenéticas visibles en

la microestructura y los valores isotópicos ($\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$) de las CI pertenecientes a la sección de la Isla de Castro (Cantabria). Este estudio se enmarca y complementa una línea de investigación más amplia, donde se trata el comportamiento diagenético de las CI y la roca encajante, en ambientes marinos profundos de edad Santoniense y Maastrichtiense en la misma cuenca (Elorza y García-Garmilla, 1996 y 1998; Jiménez-Berrocoso y Elorza, 2001; Gómez-Alday, 2002).

Marco Geológico y Métodos

La sección de la Isla de Castro está formada por una alternancia de pares caliza-marga depositados en un ambiente marino de plataforma somera durante el intervalo Coniaciense final-Santonense inferior (Jiménez-Berrocoso et al., este volumen). Los inocerámidos aparecen tanto en niveles calizos como margosos. Se han identificado las especies *Platyceramus undulatopectatus*, *P. cycloides* sp. y *P. rhomboides* sp. (G. López, com. pers.). La primera aparición de *P. undulatopectatus* marca el paso

Coniaciense-Santonense. Un total de 74 láminas delgadas de CI junto con su roca encajante (33 teñidas con Alizarina Roja S y Ferricianuro potásico y 41 pulidas) fueron observadas mediante el microscopio petrográfico de luz transmitida y cátodoluminiscencia (CL). Los análisis isotópicos ($\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$) realizados en 15 CI incluidas en calizas y otras 15 en margas, fueron determinados utilizando el espectrómetro de masas VG SIRA-9 de la Universidad de Salamanca. Los resultados se expresan en notación δ de ‰ relativa al estándar PDB.

Petrografía e Isótopos Estables

Las CI analizadas poseen una microestructura prismática de calcita baja en magnesio (LMC; 0-5% moles de $MgCO_3$), ya descrita en anteriores trabajos (Jiménez-Berrocoso y Elorza, 2001; Gómez-Alday, 2002; entre otros). Consiste en prismas adyacentes y paralelos, que no se interdigitan a lo largo de sus límites y cuyos ejes de elongación se mantienen casi perpendiculares a las superficies dorsal y ventral de la concha. En cor-

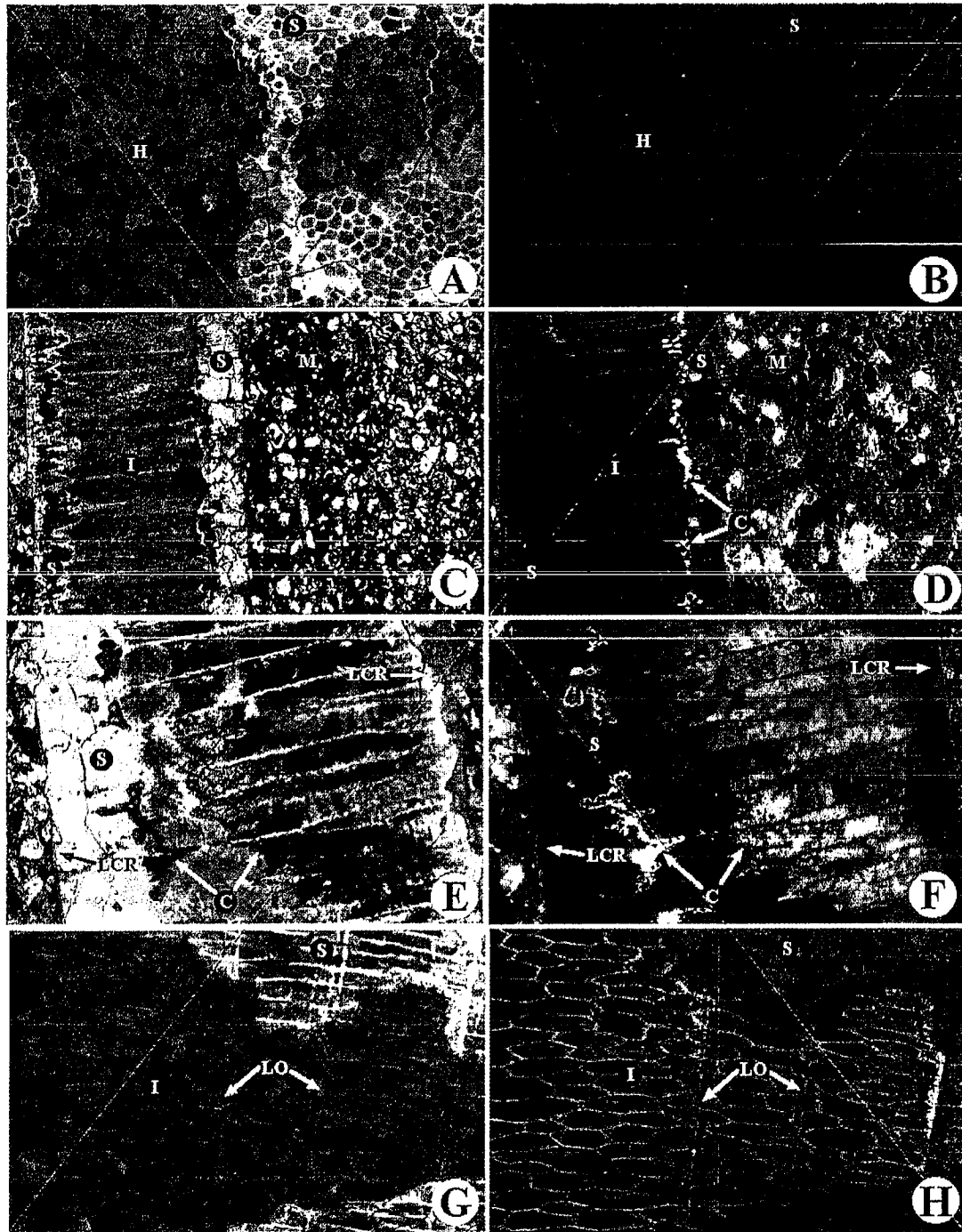


Fig. 1.- A) Microestructura regular en “panal de abeja” (H) de una concha de inocerámido (CI) afectada por silicificación (S). Nícoles paralelos; B) Imagen anterior en cátodoluminiscencia (CL). Las áreas silicificadas (S) muestran límites bien definidos; C) Sección de inocerámido (I) parcialmente silicificado, con formas de beekite-rings (S) en los márgenes. La matriz carbonatada (M) contiene gran cantidad de terrígenos. Nícoles paralelos; D) Imagen anterior en CL. La CI (I) no presenta luminiscencia salvo en los límites de prismas. La sílice (S) muestra inclusiones de dolomita ferrosa (C) con luminiscencia rojiza a amarillenta brillante. La matriz (M), de tonos anaranjados, contiene terrígenos no luminiscentes y verde-azulados; E) Sección de CI (I) silicificada (S) salvo en los límites concha-roca (LCR). La zona silicificada muestra inclusiones de dolomita ferrosa (C). Nícoles paralelos; F) Imagen anterior en CL. La sílice es no luminiscente y las inclusiones adquieren tonos amarillos brillantes; G) Sección de CI (I), parcialmente silicificada (S), con líneas de crecimiento oscuras (LO). Nícoles paralelos; H) Imagen anterior en CL. Sólo los límites de prismas y las líneas de crecimiento (LO) son luminiscentes. Anchura de las fotos = 2.6 mm.

Fig. 1.- A) Regular “honey-comb” microstructure (H) from an inoceramid shell (CI), affected by silicification (S). Plane polars; B) Same image under CL. Silicified zones show well-defined limits; C) Inoceramid section (I) partially silicified, with beekite-rings (S) at the borders. Carbonate matrix (M) contains plenty of terrigenous grains. Plane polars; D) Same image under CL. The CI (I) is no-luminescent except at the prism boundaries. Silica (S) contains ferroan dolomite inclusions (C) with bright red-yellowish luminescence. Carbonate matrix (M), with orange colour, hosts both no-luminescent and green-bluish terrigenous grains; E) Silicified CI section (S) except at the shell-rock limits (LCR). Silicified zone with ferroan dolomite inclusions (C). Plane polars; F) Same image under CL. Silicification is no-luminescent and inclusions show bright yellow colours; G) CI section (I), partially silicified (S), with dark growth lines (LO). Plane polars; H) Same image under CL. Only prismatic boundaries and growth lines (LO) are luminescent. Photo width = 2.6 mm.

	Inocer. en Calizas		Inocer. en Margas		Calizas		Margas	
	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Valor Medio	-2,93	2,72	-3,08	2,52	-3,27	2,33	-3,67	2,24
Máximo	-2,05	3,37	-2,22	3,74	-2,51	2,63	-3,01	2,60
Mínimo	-4,21	2,23	-4,51	1,00	-4,26	2,01	-4,32	1,77
Desv. Estand.	0,63	0,34	0,74	0,74	0,35	0,14	0,31	0,19
n	15		15		34		31	

Tabla I.- Estadística de los valores isotópicos obtenidos.

Table I.- Statistic of the isotopic values obtained.

te perpendicular a dichos ejes, las conchas muestran una microestructura regular en "panal de abeja" (Fig. 1A, B). Las líneas de crecimiento alternantes claras y oscuras son numerosas y fáciles de observar en sección longitudinal, aunque, las más finas sólo se aprecian al microscopio (Fig. 1G, H). La existencia de borings tipo Rogerella tapizando las conchas es común. En algunas de ellas, la depredación ha sido tan agresiva que gran parte de la concha ha desaparecido. La cementación que muestran las CI se presenta localmente, en forma de calcita sintaxial, rellenando la microporosidad intra- e interprismática. Los fenómenos de recristalización son escasos y sólo se dan en algunos prismas individualizados en la matriz de la roca. Tampoco, presentan evidencias claras de compactación.

El rasgo de modificación diagenética más evidente en las CI es el reemplazamiento de la fábrica prismática por la variedad fibrosa de sílice cuarcina-lutecita. La silicificación aparece de dos modos: a) de forma limitada, en bandas que se extienden a lo largo de las zonas externa e interna de la concha (ZEC-ZIC), formando estructuras de tipo beekite-rings (Fig. 1C, D); b) de forma amplia, reemplazando casi la totalidad del volumen las CI, de manera que solamente se mantienen sin reemplazar zonas estrechas que separan el límite concha-roca del avance de la sílice. Las áreas silicificadas presentan numerosas inclusiones carbonatadas, bien en forma de masas irregulares o como pequeños cristales de hábitos rómbicos, que oscilan entre 90 y 5 μm (Fig. 1E, F). En ocasiones, los cristales se encuentran orientados siguiendo las líneas de crecimiento o los límites de prismas. Las inclusiones corresponden a una dolomita ferrosa, ya que no se tiñen con Alizarina Roja S, y con Ferricianuro potásico muestran tonalidades azuladas.

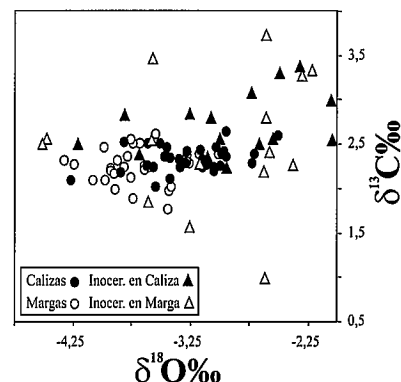
La matriz de la roca que encierra a los inocerámidos tiene un carácter micrítico, no obstante, es muy frecuente la existencia de zonas intensamente recristalizadas

a microesparita. La presencia de cementos es abundante, y se concentran principalmente en el interior de las tecas de los microfósiles. El examen por CL detecta importantes detalles texturales imperceptibles al microscopio de luz transmitida. La matriz micrítica de la roca y los cementos carbonatados presentan un color anaranjado-rojizo, mientras que los granos detríticos se muestran tanto no luminiscentes como verde-azulados brillantes (Fig. 1D). La mayoría de las CI sólo generan una luminiscencia rojiza en los límites de prismas, quedando las zonas centrales con escasa o nula luminiscencia (Fig. 1B, D, H). Las líneas de crecimiento oscuras tienden a mostrarse con tonos rojizos o amarillentos (Fig. 1H). Las masas de cuarcina-lutecita y los caparzones de microfósiles son no luminiscentes. Sin embargo, las inclusiones de dolomita ferrosa pueden ser débilmente luminiscentes de tonos rojizos a amarillos brillantes (Fig. 1D, F).

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las CI incluidas en calizas se sitúan entre -2.05 y -4.21‰ , con un valor medio de $\text{ic} = -2.93 \pm 0.63\text{‰}$ ($n=15$). El $\delta^{13}\text{C}$ comprende valores entre 3.37 y 2.23‰ , con un $\text{ic} = 2.72 \pm 0.34\text{‰}$. Por otro lado, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las CI incluidas en margas varían entre -2.22 y -4.51‰ , con un $\text{im} = -3.08 \pm 0.74\text{‰}$ ($n=15$), mientras que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ se disponen entre 3.74 y 1.00‰ , con un $\text{im} = 2.52 \pm 0.74\text{‰}$ (Tabla 1). En la figura 2 aparecen representados los valores isotópicos de las CI de este trabajo, junto con los pares caliza-marga ($n=65$) obtenidos por Jiménez-Berrococo *et al.* (este volumen).

Discusión

La microestructura prismática en "panal de abeja" exhibe diversos rasgos de modificación diagenética en las CI. Así, la silicificación selectiva ha afectado a un importante volumen de prismas de calcita LMC. En función del menor o mayor aporte de sílice se produce un reemplaza-

Fig. 2.- Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ correspondiente a roca y CI analizadas.Fig. 2.- Cross-plot of $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ for host-rock and CI analysed.

miento limitado (tipo beekite-rings) o generalizado que alcanza la casi totalidad de la concha. La gran cantidad de esponjas silíceas presentes en la roca, ahora parcialmente calcitizadas e incluso piritizadas, pudieron liberar la sílice y ser la fuente más próxima y verosímil que apoya un origen biogénico. El mecanismo, ya invocado en anteriores trabajos, consiste en que las espículas de esponjas, inicialmente formadas por ópalo A, pudieron disolverse rápidamente durante los inicios del enterramiento, saturando los fluidos intersticiales con niveles altos de sílice. En esta situación, la calcita LMC de las CI se disolvió lentamente, promovida por la llamada "fuerza de cristalización" de la propia sílice que ejerció presión en el contacto sílice-concha, aumentando así la solubilidad de la calcita. Comparativamente, esta silicificación ha sido más intensa que la observada por Jiménez-Berrococo y Elorza (2001) en las CI contenidas en los materiales carbonatados de fondo de cuenca de la Formación de Plentzia. También, se detectan algunas diferencias en los productos finales, así, las habituales bandas carbonatadas en el contacto sílice-concha de los inocerámidos de la Formación de Plentzia son sustituidas por las numerosas inclusiones de dolomita ferrosa en las CI de la Isla de Castro. El origen de ambos productos podría ser similar, de manera que los iones mayoritarios (calcio, magnesio, hierro y carbonato) liberados en el proceso de silicificación no fueron incorporados completamente a la matriz carbonatada, y en función de una mayor o menor velocidad de desalojo, precipitaron incluidos en la zona silicificada, formando agregados masivos o cristales individuales.

Los procesos de recristalización no han afectado de manera perceptible a las conchas, solamente han actuado sobre algunos prismas individuales sueltos en la matriz. La microporosidad intra- e interprismática, la cual pudo estar originalmente ocupada por material proteico, aparece cementada sólo localmente. Tampoco hay evidencias de compactación con la suficiente intensidad como para originar un maclado mecánico, disoluciones o estilolitos en las mismas. No se observa la presencia de la capa aragonítica original o recristalizada dispuesta en la ZIC, tal como ha sido descrita en otros inocerámidos del Cretácico superior (p.ej. en la Antártida; Pirrie y Marshall, 1990; Elorza *et al.*, 2001).

El examen por CL permite precisar cualitativamente la alteración diagenética alcanzada por las CI. En general, la luminiscencia es más intensa donde la alteración fue mayor. En las CI estudiadas ésta es nula a muy baja, incluso en ocasiones, se muestra ligeramente azulada, propia de calcitas con baja o ninguna alteración (Machel, 2000). Solamente los límites de prismas y las líneas de crecimiento oscuras son luminiscentes, en tonos rojizos o amarillentos, indicando las vías de avance de los fluidos diagenéticos. La baja alteración diagenética en las CI, apuntada por CL, coincide con la composición mineralógica de la fracción arcillosa, fundamentalmente heredada, indicativa de que los materiales no han sido modificados sustancialmente durante el enterramiento (Jiménez-Berrocoso *et al.*, este volumen).

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ calculados para las CI incluidas en calizas y margas presentan diferencias de menor magnitud pero de igual tendencia a la observada en los pares caliza-marga (Jiménez-Berrocoso *et al.*, este volumen). Resulta sintomático que sean más pesados los valores medios de las CI en calizas ($\delta^{18}\text{O} = -2.93\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C} = 2.72\text{‰}$) que los de las CI en margas ($\delta^{18}\text{O} = -3.08\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C} = 2.52\text{‰}$). Esto confirma la influencia del modelo de circulación

alternante estuarina y anti-estuarina en las CI de la sección (Bickert *et al.*, 1997). La circulación estuarina es producto de un clima húmedo que conlleva la formación de lechos margosos con $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ ligeros, y la anti-estuarina, condicionada por un clima seco, propicia la formación de calizas con $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ ligeramente más pesados. Por todo ello, queda patente que las CI adquirieron su señal isotópica en función del control ambiental alternante húmedo-seco, y que la diagénesis sufrida no fue suficientemente intensa como para modificar esta tendencia.

En ambientes marinos someros la composición isotópica (O y C) del bicarbonato de las aguas superficiales y profundas, inicialmente debió ser muy similar. Sin embargo, las CI, ya estén incluidas en calizas o margas poseen valores isotópicos medios más pesados que los de la roca encajante (Tabla 1; Fig. 2). Los valores más ligeros del $\delta^{18}\text{O}$ en la roca parecen ser producto de una mayor intensidad de cementación y recristalización. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ no son afectados por tales procesos durante el enterramiento, lo cual apunta a que las diferencias isotópicas de carbono entre CI y roca encajante puedan ser originales. Esto hace pensar que la señal de $\delta^{13}\text{C}$ de las CI pudo estar en desequilibrio isotópico con el agua marina, debido a la actuación del llamado "efecto vital", capaz de incorporar mayor proporción del isótopo pesado (C^{13}) a la concha durante su crecimiento (Gómez-Alday, 2002).

Conclusiones

Las CI de la sección de la Isla de Castro se encuentran distribuidas tanto en calizas como en margas depositadas en un ambiente de plataforma somera. La microestructura prismática, bien desarrollada, en "panal de abeja" presenta un importante reemplazamiento por sílice fibrosa (cuarcina-lutecita). Los rasgos de compactación, cementación y recristalización no son intensos, lo que permite re-

conocer las líneas de crecimiento. La CL destaca una baja alteración diagenética que coincide con los resultados obtenidos en la mineralogía de la fracción arcillosa. Solamente los límites de prismas y las líneas de crecimiento oscuras, más ricas en materia orgánica, muestran una luminiscencia de tonos rojizos-amarillentos, señalando las vías de avance de los fluidos diagenéticos. Los valores medios de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de las CI en calizas son más pesados que en las margas, lo que confirma la influencia del modelo de circulación alternante estuarina y anti-estuarina, generadora, a su vez, de los pares caliza-marga.

Agradecimientos

Este estudio ha sido financiado por el proyecto de investigación UPV/EHU 130-310-EB177/99. Agradecemos al Dr. G. López su apoyo en la determinación de las especies de inocerámidos mencionadas.

Referencias

- Bickert, T., Pätzold, J., Samtleben, C. Y Munnecke, A. (1997): *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 2717-2730.
- Elorza, J. y García-Garmilla, F. (1996): *Cretaceous Research*, 17, 479-503.
- Elorza, J. y García-Garmilla, F. (1998): *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 141, 303-328.
- Elorza, J., Gómez-Alday, J.J. y Olivero, E.B. (2001): *Facies*, 44, 227-242.
- Gómez-Alday, J.J. (2002): Tesis, Univ. País Vasco, 232 p.
- Jiménez-Berrocoso, A. y Elorza, J. (2001): *Geogaceta* 30, 152-155.
- Jiménez-Berrocoso, A., Zuluaga, M. y Elorza, J. (2002): *Geogaceta* 32, 267-270.
- Machel, H.G. (2000): En M. Pagel, Barbin, V., Blanc, P. y Ohnenstetter, D. (Eds.): *Cathodoluminescence in Geoscience*. Springer-Verlag: 271-302.
- MacLeod, K.G. y Huber, B.T. (1996): *Nature*, 380: 422-425.
- Pirrie, D. y Marshall, J.D. (1990): *Palaios*, 5: 336-345.