

Inocerámidos y belemnites del Cretácico Superior en facies de la creta (Aquitania, Pays de Caux, NE Ardenas): diferente comportamiento frente a la diagénesis

Inoceramids and belemnites of the Upper Cretaceous chalk facies (Aquitaine, Pays de Caux, NE Ardennes): their different behaviour in relation to diagenesis

J. J. Gómez-Alday, F. García-Garmilla y J. Elorza

Departamento de Mineralogía y Petrología. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco. Apdo. 644; 48080 Bilbao. E-mail: nppelzaj@lg.ehu.es

ABSTRACT

Upper Cretaceous inoceramid bivalves and belemnite rostra from three sections (Aquitaine, Pays de Caux and NE Ardennes) are petrologically and geochemically analysed. The coarse prismatic calcite of the inoceramid shells has undergone diagenetic alteration without substantial textural changes in the original microstructure. Inoceramid oxygen isotope ratios together with a generalised bright red-yellowish cathodoluminescence colour indicate that this type of shells have been more affected by diagenesis than belemnite rostra. Belemnite calcitic rostra better retain the primary environmental isotopic signal and turn out to be the most promising organisms as regards the study of palaeoenvironmental conditions in this facies.

Key words: belemnites, chalk, diagenesis, inoceramids, Upper Cretaceous

Geogaceta, 25 (1999), 91-94
ISSN: 0213683X

Introducción y antecedentes

El interés de este trabajo se centra en comparar el comportamiento que frente a la diagénesis ofrecen las conchas de inocerámidos y los rostros de belemnites incluidos en facies de la creta del Cretácico superior. También nos permitirá, según su grado de preservación, validar o descartar a estos organismos como herramientas útiles en el establecimiento de las condiciones paleoambientales en que vivieron. Para ello, nos basamos en las características microscópicas (cátodoluminiscencia, microscopía óptica y electrónica de barrido), junto con los valores isotópicos de carbono y oxígeno obtenidos. Hemos muestreado fragmentos de conchas de inocerámidos y creta en la cantera de Angoume (próxima a Dax, Aquitania), en los acantilados de Fécamp (Canal de la Mancha) y completamos el muestreo de inocerámidos y roca junto con rostros de belemnites en la cantera de Heure-le-Romain (Bélgica, fronteriza con Maastricht) (Fig. 1).

Son pocos los trabajos que tratan sobre este tema concreto. La experiencia obtenida con las conchas de inocerámidos de ambientes profundos en la Cuenca

Vasco-Cantábrica nos facilitará una comparación eficaz. Así, las conchas de inocerámidos del Santoniense inferior, recogidas tanto en los acantilados de Barrika (NE. Bilbao), como en el Maastrichtiense medio de las secciones de Sopelana, Zumaya, San Sebastián, Loya y Bidart presentan un grado variable de intensidad diagénética e incluso señalan un incremento lateral hacia el W de la cuenca. Estas evidencias están apoyadas en el estudio de lámina delgada, cátodoluminiscencia, valores isotópicos, análisis de elementos traza y tierras raras, microscopía electrónica de barrido (SEM) y microsonda electrónica (Elorza y García-Garmilla, 1996, 1998; Gómez-Alday y Elorza, in press).

Encuadre geológico

La facies de la creta, correspondiente al Cretácico superior de la Cuenca Parisina y de Aquitania, fue el resultado de la sedimentación pelágica en los llamados «broad shelf seas», probablemente no más profundos que unos pocos centenares de metros. La creta presenta un aspecto blanco, es muy porosa, blanda y fría-

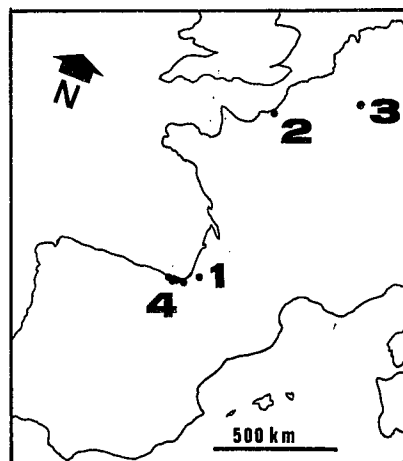


Fig. 1.- Localización geográfica de las secciones muestreadas en facies de la creta. 1: Angoume; 2: Fécamp; 3: Heure-le-Romain; 4: secciones de Barrika, Sopelana, Zumaya y Bidart pertenecientes a facies profundas (Cuenca Vasco-Cantábrica).

Fig. 1.- Geographic location of the chalk facies sampled sections. 1: Angoume; 2: Fécamp; 3: Heure-le-Romain; 4: Barrika, Sopelana, Zumaya and Bidart sections in deep facies (Basque-Cantabrian Basin).

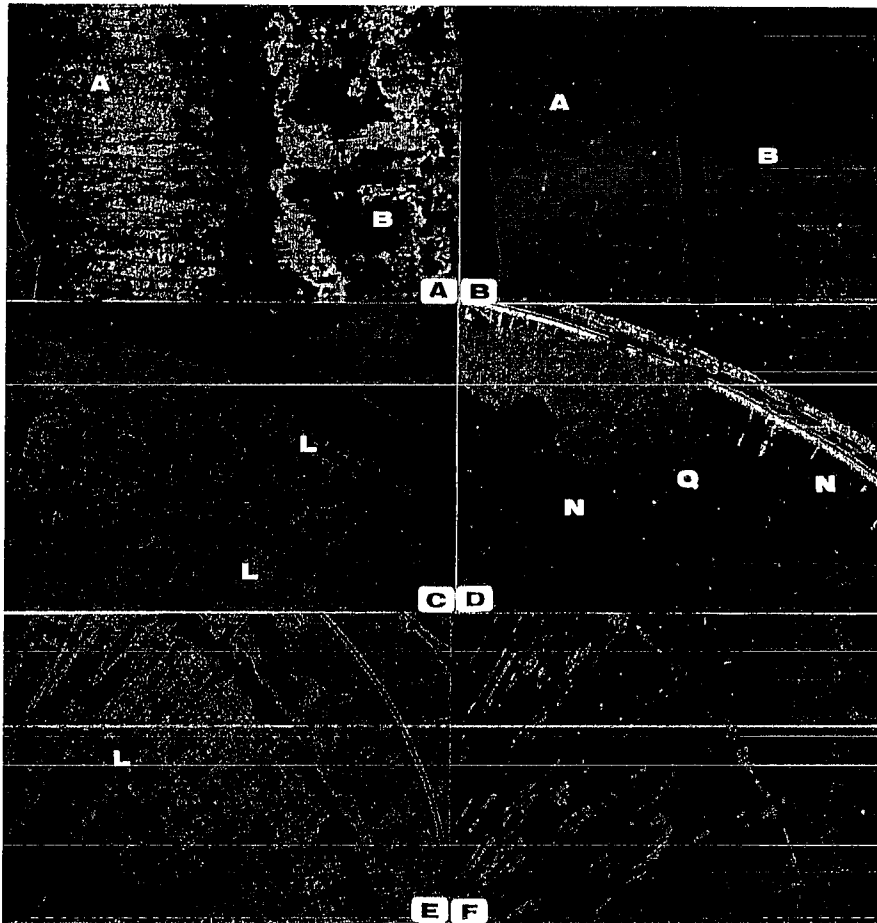


Fig. 2.- A) Microfotografía de dos conchas de inocerámido mostrando una microestructura prismática sin silicificación (A) y con silicificación parcial (B), por cuarzo fibroso; B) Figura anterior en CL. Una sección (A) está completamente afectada por la diagénesis, con un intenso color rojo amarillento, mientras que en la sección (B), la silicificación es no luminiscente; C) Vista parcial de un rostrum calcítico de belemnite mostrando líneas de crecimiento (L) y un reemplazamiento parcial por cuarzo fibroso (Q); D) Figura anterior en CL. La luminiscencia está controlada por las líneas externas de crecimiento, mientras que la parte interna calcítica no presenta luminiscencia (N). El área silicificada (Q) tiene una luminiscencia rojiza-verdosa; E) Vista de un rostrum calcítico de belemnite mostrando las líneas de crecimiento (L) bien preservadas; F) Figura anterior en CL. La luminiscencia está fuertemente controlada por las líneas de crecimiento y las fracturas radiales. Todas las fotos corresponden a material de la sección de Heure-le-Romain. Sin nicoles cruzados. Anchura de cada foto: 2.6 mm.

Fig. 2.- A) Photomicrograph of two inoceramid shells showing prismatic microstructure without silicification (A) and with partial silicification (B) by fibrous quartz; B) The same view under CL. Section A was entirely affected by diagenesis resulting in an intense red-yellowish luminescent colour, whereas in section B the silicified area is non-luminescent; C) A partial view of a belemnite calcitic rostrum showing well-preserved natural growth lines (L) and a partial replacement by fibrous quartz (Q); D) The same view under CL. The luminescence is controlled by the external growth lines, whereas the calcitic inner part (N) appears dull or non-luminescent. The silicified area (Q) has a red-greenish luminescence colour. E) A view of a belemnite calcitic rostrum showing well-preserved natural growth lines (L); F) The same view under CL. The luminescence is closely controlled by the growth lines and radial fractures. All the photomicrographs correspond to samples from Heure-le-Romain section. PPL. Photo width: 2.6 mm.

Petrografía

La creta corresponde generalmente a una «wackestone» formada por una fracción fina (<0.063 mm) superior al 90% de la roca total, con coccolitos (>60%) bien preservados, secciones de foraminíferos plantónicos, calciesferas y fragmentos de esponjas, braquiópodos, octocorales, equinodermos, serpúlidos y briozoos. Las partículas insolubles (fragmentos de cuarzo muy fino y montmorillonita /illita) no alcanzan más del 1% del volumen total de la roca (Zijlstra, 1995). La mayoría de las conchas de los inocerámidos muestreados se presentan fragmentadas, son de tonos muy blancos a cremas, con grosores variables (1-3 mm) y con claros signos de silicificación en sus bordes (Fig. 2A). La fragmentación no permite a los especialistas una clasificación precisa. Por su parte, los belemnites conservan fundamentalmente los rostros, que alcanzan 3 a 8 cm de longitud, son de tonos marrones y su superficie está generalmente silicificada. Muestran también la clásica microestructura concéntrica siguiendo las etapas de crecimiento (Fig. 2C y E).

La cátodoluminiscencia (CL) revela que el comportamiento de los inocerámidos es diferente según las secciones de muestreo. En Angoume los prismas presentan una intensa luminiscencia amarillo-rojiza en las superficies interna y externa de la concha, con tendencia a mantener no luminiscente la parte central. En cambio, en Fécamp y Heure-le-Romain la luminiscencia de las conchas es más homogénea, afecta a la totalidad de las secciones prismáticas estudiadas y las zonas silicificadas con variedades fibrosas (cuarcina-lutecita) no ofrecen luminiscencia (Fig. 2B). Los belemnites, en general, no producen luminiscencia o en caso contrario es muy apagada. Sólo se aprecia luminiscencia en la calcita de relleno del fragmocono, en algunas líneas de crecimiento y en fracturas radiales ocupadas por calcita cementante (Fig. 2D, F).

Al microscopio electrónico de barrido (SEM), las conchas de inocerámidos en sección vertical exponen una estructura prismática columnar de tipo ramosa «branched», perpendicular a las superficies de la concha (Ubukata, 1994). La superficie externa del ostracum «outer shell layer» dibuja una microestructura prismática en panal de abeja de pequeñas dimensiones y difícil de observar (Fig. 3A), para ir creciendo hacia prismas mucho más desarrollados y límites bien definidos en la «inner shell layer» (Figs. 3B, C, D). La calcita que conforma la totalidad

ble, con una composición química carbonatada (>90% CaCO₃) diferente a la que puedan aportar otros materiales más ricos en arcillas como las margas y margocalizas. Como producto diagenético más relevante se observa la proliferación de nódulos arriñonados de sílex negro, ampliamente desarrollados en horizontes concretos y que han sido objeto de nu-

merosas publicaciones (ver Zijlstra, 1995). La sección de Angoume pertenece al Maastrichtiense, la de Fécamp representa al Turoniense superior (Boltenhagen *et al.*, 1968) y, por último la de Heure-le-Romain corresponde al Zeven Wegen Member (Gulpen Formation) datado como Campaniense superior (Felder, 1975).

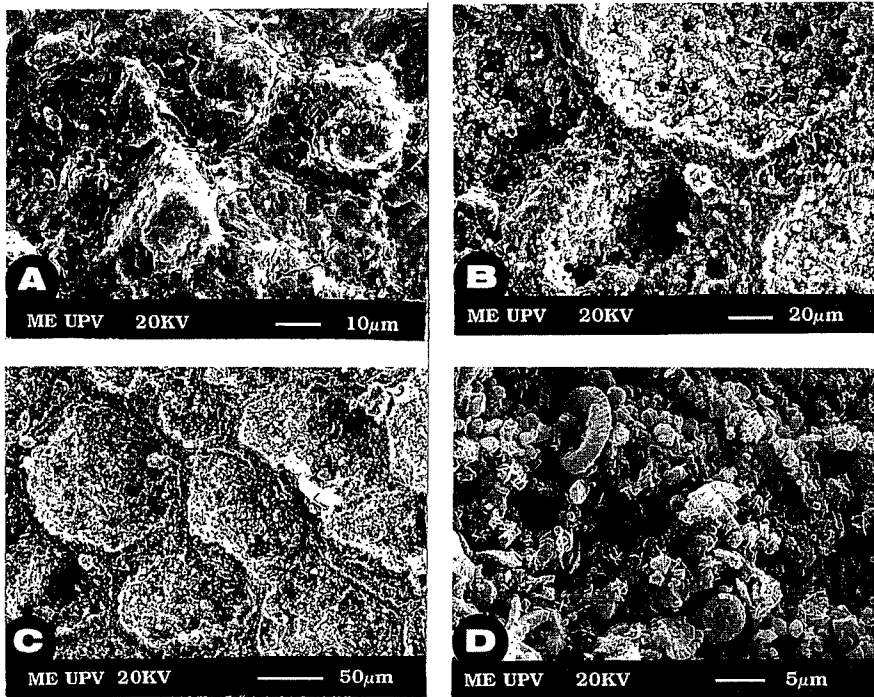


Fig.3.-A) Vista de la superficie externa «OSL» de la concha de un inocerámido (sección de Heure-le-Romain), con una morfología poligonal en panal de abeja, pobremente definida, y con el tamaño de los prismas reducidos; B) Superficie interna de la concha «ISL», del anterior ejemplar, donde la morfología está mejor definida y con mayores dimensiones; C) Detalle de (B), con depresiones bien marcadas ocupadas por restos de coccolitos y cristales de calcita; D) Vista con mayor detalle, con coccolitos y lepiesferas incipientes de Opalo CT.

Fig. 3.-A) A view of the inoceramid outer shell layer (OSL)(Heure-le-Romain section) with a polygonal honeycomb morphology less-well defined and the size of prisms diminished; B) Inner shell layer (ISL) of the same sample, with well defined boundaries; C) Detail of (B) showing well-pronounced depressions, filled by coccoliths and calcite crystals; D) Close view (C), with coccoliths and incipient CT-opal lepispheres.

de las conchas y rostros de belemnites se corresponde con una calcita baja en magnesio (LMC).

Valores isotópicos

Se han determinados los contenidos en $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (PDB) y $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ (PDB) de 39 muestras (18 inocerámidos, 8 belemnites y 13 cretas) correspondientes a las tres secciones, cuyos valores medios quedan expuestos en la Tab. 1. Los valores isotópicos $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ pertenecientes a los inocerámidos y belemnites se disponen dentro del campo de estabilidad de la calcita baja en magnesio (LMC) (Fig 4A). En cambio, los valores de la creta se proyectan en el límite o fuera de ese campo, salvo los pertenecientes a la sección de Heure-le-Romain que caen dentro (Fig. 4B). La paleotemperatura media, obtenida con la ecuación de Craig (1965), es de 17.4°C para los inocerámidos de la sección de Angoume; 16.9°C para los de Fécamp y 14°C para los de Heure-le-Romain, mientras que para los belemnites de la última

sección queda en 12.5°C (Tab. 1).

Discusión

Los valores isotópicos del oxígeno en las conchas de inocerámidos en facies de la creta son más pesados (con diferencias superiores al 2‰, Tab. 1), que los obtenidos para estos mismos organismos en facies profundas de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Se produce una excepción en la sección de Bidart, donde la diagénesis ha sido mucho menos intensa y, por tanto, los valores son más pesados (Elorza y García-Garmilla, 1998; Gómez-Alday y Elorza, in press).

En una primera aproximación, las conchas de inocerámidos en facies de la creta no parecen haber sido sometidas a un evento diagenético intenso, a juzgar por los valores del oxígeno obtenidos. Sin embargo, examinadas estas mismas conchas por CL y microscopía convencional, apreciamos una luminiscencia notable y un proceso de silicificación en los bordes indicativo de una no completa alteración diagenética a bajas temperaturas.

Contrariamente, los rostros de belemnites de Heure-le-Romain no poseen luminiscencia o, en su defecto, es muy apagada. Sin embargo, sí muestran luminiscencia algunas líneas de crecimiento próximas a la superficie externa, así como las fracturas radiales. A pesar de que también están afectados por una silicificación, el tipo de estructura más compacta permitió frenar el proceso de alteración diagenética, desde el exterior hacia el interior. Los valores isotópicos medios son un poco más pesados ($\delta^{18}\text{O} = -0.18\text{‰}$ PDB) frente a los de los inocerámidos ($\delta^{18}\text{O} = -0.51\text{‰}$ PDB), siendo los valores de temperatura de 12.5°C y 14°C, respectivamente. Esta pequeña diferencia en la temperatura media (1.5°C) resulta sorprendente ante el comportamiento tan diferenciado detectado por CL.

La justificación puede basarse en el diferente hábitat, bentónico para los inocerámidos y nectónico para los belemnites, que determina la composición inorgánica de la concha en equilibrio con el agua marina. Durante la segregación de las capas de calcita baja en magnesio, por parte de las conchas de los inocerámidos, pudieron existir diferencias notables de temperatura entre la superficie y el fondo marino. Así, los valores medios de temperaturas aportados por los belemnites pueden estar más próximos a la realidad, y corresponder a las aguas superficiales más cálidas, mientras que para los inocerámidos asociados al fondo marino, necesariamente debieron formarse en equilibrio con aguas más frías. Sin embargo, el diferente entramado microestructural de los inocerámidos facilita una alteración diagenética completa, frente a la mayor resistencia en los belemnites, por lo que se alcanza una falsa homogeneización isotópica.

El valor isotópico medio del oxígeno obtenido para la creta siempre es más ligero que el de las conchas de inocerámidos y belemnites. Esta tendencia se cumple en las tres secciones (Tab. I). Así, las diferencias son superiores a 0.75‰ entre los inocerámidos y la creta, y alcanzan hasta 1.14‰ entre los belemnites y la creta. Ello puede justificarse por ser la creta el producto de acumulación de organismos planctónicos y minoritariamente bentónicos, con diferentes señales isotópicas originales, posteriormente modificadas por la diagénesis, además de la cementación por calcita que aporta valores de oxígeno más ligeros.

En las tres secciones estudiadas, el valor isotópico medio del carbono obtenido en la creta, presenta diferencias muy pequeñas en relación con el valor medio

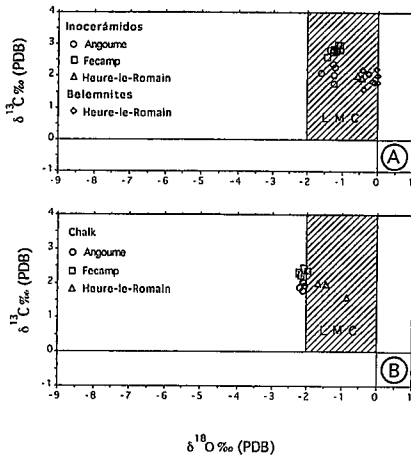


Fig. 4.- A) Valores isotópicos del carbono y oxígeno de las conchas de inocerámidos y belemnites; B) Valores isotópicos de carbono y oxígeno de la creta. El área LMC corresponde al campo de estabilidad de la calcita baja en magnesio.

Fig. 4.- A) Carbon and oxygen isotope values from inoceramid shells and belemnites rostra; B) Carbon and oxygen isotope values from chalk. LMC area indicates the stability field of low magnesium calcite.

obtenido para los inocerámidos y belemnites correspondientes (Tab. 1). En general, se dan valores más ligeros en la roca que en las conchas, lo cual puede deberse a la cementación marina que aporta al conjunto valores del carbono más ligeros.

Conclusiones

Los inocerámidos conservan su microestructura calcítica original sin efectos de neomorfismo, pero sí quedan afectados por un reemplazamiento por variedades fibrosas de la sílice (cuarcina-lutecita). Los prismas de calcita muestran una luminiscencia variada según la sección estratigráfica a que pertenezcan. La principal vía de alteración diagenética se produce a través de las uniones entre prismas, y está marcada por una nítida luminiscencia. La señal isotópica del oxígeno ha sido modificada aunque es menos ligera que la señal aportada por la creta.

Los belemnites mantienen un valor isotópico del oxígeno más pesado y próximo al original, que se corresponde a las aguas marinas superficiales, y no presentan luminiscencia. Sus bordes externos quedan también afectados por procesos de silicificación, que no llegan a afectar a la parte central del rostro. Este diferente comportamiento parece que se

CUENCA DE AQUITANIA, PAYS DE CAUX, NE. ARDENAS

	$\delta^{18}O$ ‰ (PDB)	$\delta^{13}C$ ‰ (PDB)	t° (C ^o)
ANGOUME (Mastrichtiense)			
Inocerámidos (n=5)	-1.33 ± 0.2	2.12 ± 0.2	17.4
Chalk (n=5)	-2.12 ± 0.05	1.94 ± 0.11	
FECAMP (Turoniense superior)			
Inocerámidos (n=10)	-1.21 ± 0.12	2.83 ± 0.11	16.9
Chalk (n=5)	-2.14 ± 0.11	2.33 ± 0.08	
HEURE-LE-ROMAIN (Campaniense superior)			
Inocerámidos (n=3)	-0.53 ± 0.06	1.90 ± 0.14	14
Belemnites (n=8)	-0.18 ± 0.17	1.94 ± 0.23	12.5
Chalk (n=3)	-1.32 ± 0.43	1.84 ± 0.23	

CUENCA VASCO CANTABRICA

BARRIKA (Santoniense inferior)			
Inocerámidos (n=26)	-3.03 ± 0.7	2.22 ± 0.4	24.0
Margas (n=22)	-4.48 ± 0.2	2.29 ± 0.2	
SOPELANA (Maastrichtiense medio)			
Inocerámidos (n=28)	-3.60 ± 0.5	1.90 ± 0.3	25.8
Margocalizas (n=8)	-4.10 ± 0.2	1.80 ± 0.05	
ZUMAYA (Maastrichtiense medio)			
Inocerámidos (n=11)	-3.20 ± 0.7	2.20 ± 0.3	24.6
Margas (n=3)	-3.20 ± 0.1	1.60 ± 0.1	
BIDART (Maastrichtiense medio)			
Inocerámidos (n=16)	-0.70 ± 0.3	2.00 ± 0.4	14.9
Margocalizas (n=7)	-1.60 ± 0.3	1.90 ± 0.1	

Tabla 1.- Valores isotópicos medios del oxígeno y carbono obtenidos de las conchas de inocerámidos, belemnites y creta y sus correspondientes paleotemperaturas medias (secciones de Angoume, Fécamp y Heure-le-Romain). Se incluyen para su comparación los valores medios obtenidos en diferentes secciones de la Cuenca Vasco-Cantábrica.

Table 1.- Oxygen and carbon isotope mean values from inoceramid shells, belemnite rostra and chalk together with the mean palaeotemperatures obtained (Angoume, Fécamp and Heure-le-Romain sections). Mean values from different sections of the Basque-Cantabrian Basin are also included for comparison.

debe principalmente a la eficaz protección que ejerce su microestructura en capas concéntricas, frente a la de los inocerámidos en prismas individuales perpendiculares a la superficie de la concha. Por todo ello, a igualdad de grado de alteración diagenética, los rostros de belemnites son más aconsejables para un estudio paleoambiental que las conchas de inocerámidos.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto de Investigación UPV/EHU 130.310-EB177/96.

Referencias

Boltenhagen, C., Ménillet, F. y Ternet, Y. (1968): *Carte Géologique au 1:50000 Montvilliers-Etretat* (XVII-9-10). 13pp.

Craig, H. (1965): In: *E. Tongiorgi, (Editor), Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Palaeotemperatures*. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa. pp.161-182.

Elorza, J. y García-Garmilla, F. (1996): *Cretaceous Research*, 17: 479-503.

Elorza, J. y García-Garmilla, F. (1998): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 141: 303-328.

Felder, W. M. (1975) In: *W. H. Zagwijn & C. J. van Staaldunen (eds): Toelichting bij geologische overzichtskarten van Nederland, Rijks Geol. Dienst, Haarlem*: 63-75.

Gómez-Alday, J.J. y Elorza, J. (in press): *Geogaceta*, 24:

Ubukata, T. (1994): *Palaeontology*, 37:241-261.

Zijlstra, J. J. P. (1995): *Lecture Notes in Earth Sciences*, Springer, Berlin. 54. 194pp.