

Contenidos de CaCO_3 en facies turbidíticas y presencia de celestita diagenética en el Maastrichtiense inferior (Sopelana, Arco Vasco)

Contents of CaCO_3 in turbiditic facies and celestite occurrence in the lower Maastrichtian (Sopelana, Basque Arc)

Borja Pascual-Zabalza, Oihan Portos, Ane Miren Epelde, Eneko Jaurena, Iker Zugasti y Javier Elorza (*)

Departamento Mineralogía y Petrología, Universidad del País Vasco, Apdo. 644; 48080 Bilbao. nppelzaj@lg.ehu.es (*)

ABSTRACT

The westernmost Sopelana and «Punta de Solondotas» sea-cliff sections exposes a marl-limestone alternation distorted by thin turbidite layers, from the Lower Maastrichtian of the deep Basque Arc domain. High-resolution analysis (% CaCO_3) of the Lower Maastrichtian turbidites and marls point out: a) a major content in turbidites than marls; b) a decrease tendency in carbonate content from the bottom towards the top of the bed. To explain the presence of unusual celestite (SrSO_4) multilayers founded in deep marine sediments, a hypothetical biogenic source (acantharians) and complex diagenetic processes are invoked in order to develop «cone in cone» structure and a small silicification replacement. In the top of the «Punta de Solondotas» outcrop, we confirm that the early entry of deep, cold, oxygenated water produced a gradual (grey/red) change of coloration in the Lower Maastrichtian marls. It is the beginning of the Cretaceous oceanic red beds (CORB's) in the Basque Cantabrian Basin.

Key words: turbidite, celestite, climatic cooling, Lower Maastrichtian, Basque Arc.

Geogaceta, 45 (2008), 107-110
ISSN: 0213683X

Introducción

En este trabajo, nos centramos en dos fragmentos de la serie, expuestos en la parte final de la «Zona Oeste» de la playa de Sopelana y en la «Punta de Solondotas» ambos de edad Maastrichtiense inferior. En ellos concurre la presencia de turbiditas clásicas siliciclásticas ricas en carbonato; también son visibles otras turbiditas de escasa continuidad lateral, generadas al abrigo de someras depresiones en el fondo marino, las cuales fueron clasificadas por Pujalte (1988), como facies tractadas residuales (facies B2, de Mutti y Johns, 1978). Además, detectamos nueve bandas de celestita (SrSO_4) diagenética con estructura «cono en cono», lo cual nos permite incidir en la fuente del estroncio y en el proceso diagenético registrado. Presentamos la sección «Punta de Solondotas» con el último máximo de abundancia de los inocerámidos, seguido de una incursión de aguas más frescas y oxigenadas que pudo desencadenar la extinción de los mismos en la Cuenca Vasco-Cantábrica (CVC).

Situación geológica

Los materiales objeto de estudio aparecen en dos secciones estratigráficas no

continuas; han sido generados en un ambiente de cuenca profunda y posteriormente plegados por la orogenia alpina. Se disponen el flanco noreste del Sinclinorio de Bizkaia, con direcciones de $\text{N}120^\circ \text{E}$ y pertenecen, dentro de la CVC, al llamado Dominio del Arco Vasco.

Materiales y metodología

Los materiales escogidos corresponden a dos pequeñas secciones: a) «Zona Oeste» comprende una serie de 6,80 metros en posición normal con pares M-C de tonos grises de edad Maastrichtiense inferior, modificada en su ritmicidad por la presencia de delgadas pasadas de turbiditas. Corresponde a la parte inferior de la biozona de *Gansserina gansseri* dentro del llamado Miembro I de Ward y Kennedy (1993) (Figs. 1, 4A). Además de la dispersa aparición de macrofósiles (inocerámidos, equínidos) es destacable la alta proliferación de trazas fósiles a muro de las turbiditas que corresponden a la icnofacies de *Nereites* (*Chondrites*, *Ophiomorpha*, *Planolites*, *Zoophycos*, *Scolicia*, *Cardioichnus*, *Paleodictyon*, *Thalassinoides*, *Munsteria*, *Cosmorhapha*, *Granularia*, *Glockerkeria*, etc.), indicativas de un medio marino profundo (Figs. 4B,

C). Resalta en esta sección nueve delgadas y poco extensas bandas de celestita con estructuras «cono en cono», limitadas a te-

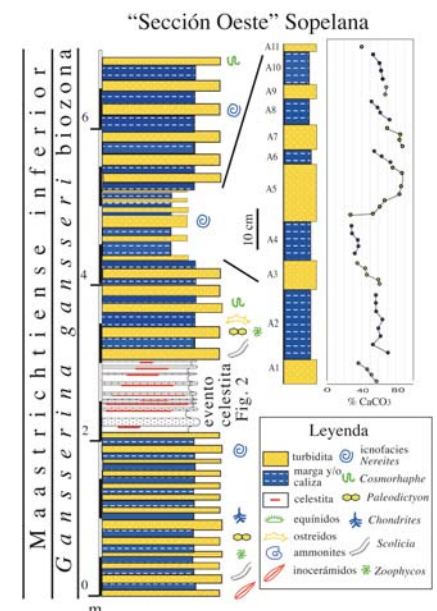


Fig. 1.- Sección «Sopelana Oeste» con las zonas estudiadas. Explicaciones en el texto.

Fig. 1.- The Sopelana westernmost section with the studied zones. See text for explanations.

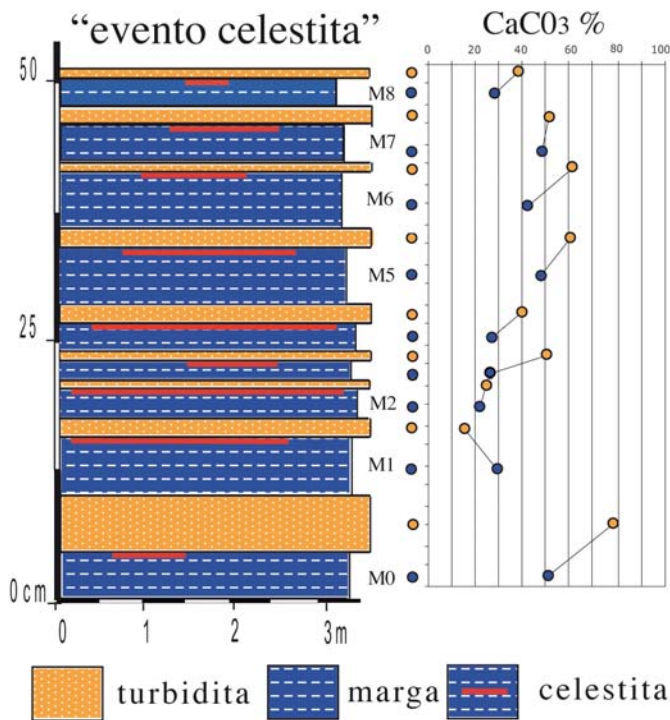


Fig. 2.- Variaciones del (%) $CaCO_3$ en margas con celestita y turbiditas.

Fig. 2.- (%) $CaCO_3$ variations in marls with celestite and turbidites.

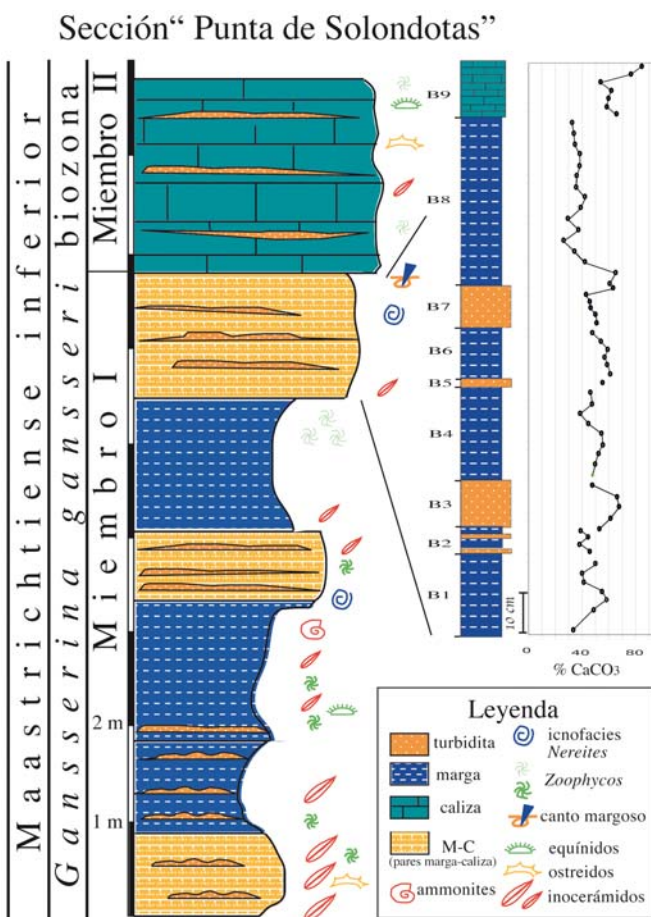


Fig. 3.- Sección «Punta de Solondotas» con las zonas estudiadas.

Fig. 3.- The Punta de Solondotas section with the studied zones.

cho por turbiditas. El conjunto no sobrepasa los 60 cm de potencia (Figs. 2, 4D-F). b) Zona «Punta de Solondotas»: sección de 9 metros en posición normal con pares M-C, mayoritariamente de tonos grises, donde delgados lechos turbidíticos también distorsionan la ritmicidad. Las margas pueden pasar de grises a tonos vinosos y rojizos, éstas últimas con una alta proliferación de *zoophycos*. La sección corresponde a la parte más alta de la biozona de *G. gansseri* (Miembro I), e incluye además calizas del Miembro II (Figs. 3, 5A-B). En la parte basal de la sección, se localiza el último máximo de inocerámidos de gran talla (*Cataceramus convexus*, *Cataceramus magniumbonatus*, *Cataceramus sp. Platyceramus salisburgensis*, Fig. 5C), que van disminuyendo en abundancia, tamaño y grosor hasta su extinción en el Miembro II (Gómez-Alday, 2002; Gómez-Alday et al., 2004). Son visibles ejemplares dispersos de equinidos, ammonites y ostreidos (*Pycnodonte*). Las huellas fósiles son menos abundantes (*Planolites*, *Scolicia*, etc.); las más evidentes son grandes (>80cm) y solitarios *zoophycos* en facies grises frente a la proliferación de ejemplares más pequeños (<30cm), dispuestos unos sobre otros en las margas rojas (Fig. 5D).

Calcimetrías, análisis por DRX, microscopía electrónica de barrido (MEB) y catodoluminiscencia (CL) han sido las técnicas de laboratorio utilizadas.

Resultados

Los valores medios y desviación estandar de las 129 calcimetrías (% $CaCO_3$), realizadas en las dos secciones estudiadas quedan reflejadas en la Tabla I.

El análisis por Difracción de Rayos X (DRX) nos confirma que las fases minerales minoritarias corresponden a cuarzo, plagioclasa, feldespato, micas y arcillas como la caolinita e illita/smectita. En las facies rojas son detectables todas las fases anteriores más hematites. La celestita y una variedad fibrosa de la sílice autigénica quedan también identificadas, sin trazas de barita ($BaSO_4$). El análisis mediante CL muestra a la matriz carbonatada con tonos rojizos, mientras que las paredes de las cámaras de los foraminíferos presentan una luminiscencia más amortiguada. También es evidente un cambio de luminiscencia en los rellenos de fracturas por calcita, propio de las diferencias composicionales existentes. El cemento microesparítico que ocupa las cámaras de los foraminíferos tiene la misma luminiscencia que la matriz. El análisis por microscopio electrónico de barrido

(MEB) nos muestra restos de micas detríticas, e illita como producto de alteración diagenética.

Discusión

Contenidos en % $CaCO_3$

Tanto en la sección de la «Zona Oeste» (Fig. 4A) como de la «Punta de Solondotas» (Fig. 5A), las margas presentan unos valores medios (% $CaCO_3$) siempre inferiores al de las turbiditas. Esta tendencia se mantiene en el tramo

"Zona Oeste" extrema (Sopelana)	
Maastrichtiense inferior (parte baja)	% $CaCO_3$
A2-A4-A6-A8-A10 (margas grises); n=24	55,04±13,3
A1-A3-A5-A7-A9-A11 (turbiditas grises); n=25	62,6±19
M0 a M8 (margas con celestita); n=9	36,1±10,6
T0 a T8 (turbiditas a techo de celestita); n=9	46,4±19,4
Zona "Punta Solondotas" (Sopelana)	
Maastrichtiense inferior (parte alta)	
B1-B4-B6-B8 (margas grises y rojas); n=42	45,22±10,2
B2-B3-B5-B7 (turbiditas); n=13	52,2±8
B9 (calizas); n=7	65,14±10,9
Total de muestras analizadas = 129	

Tabla I.- Número de análisis y valores medios (%) $CaCO_3$ en las dos zonas estudiadas.

Table I.- Number of analysis, together with (%) $CaCO_3$ mean values from the two studied zones.

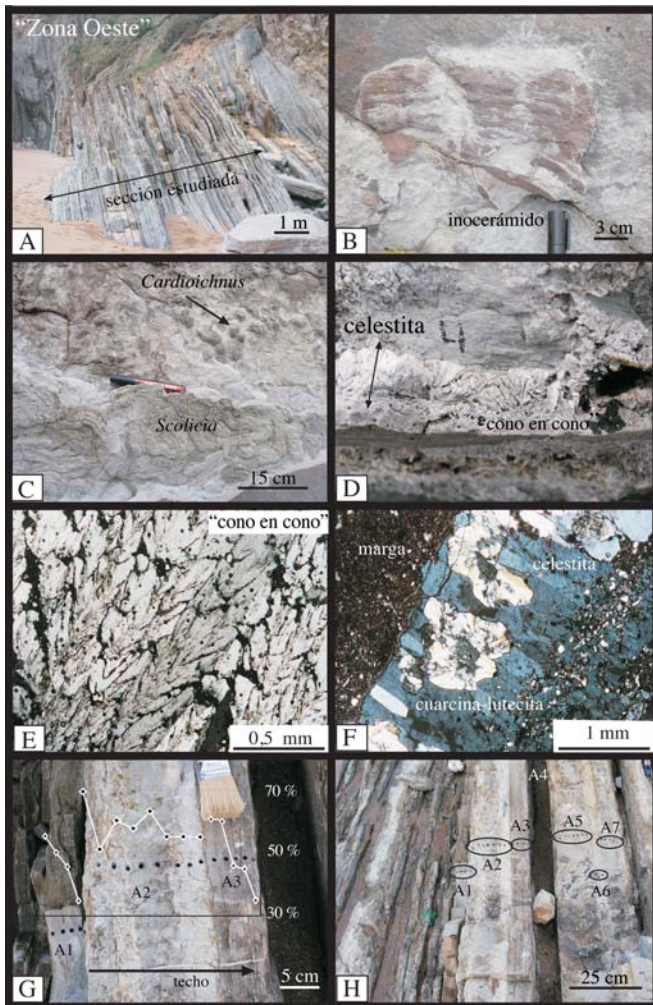


Fig. 4.- Diferentes imágenes de la sección de «Sopelana Oeste».

Fig. 4.- Different views of the Sopelana westernmost section.

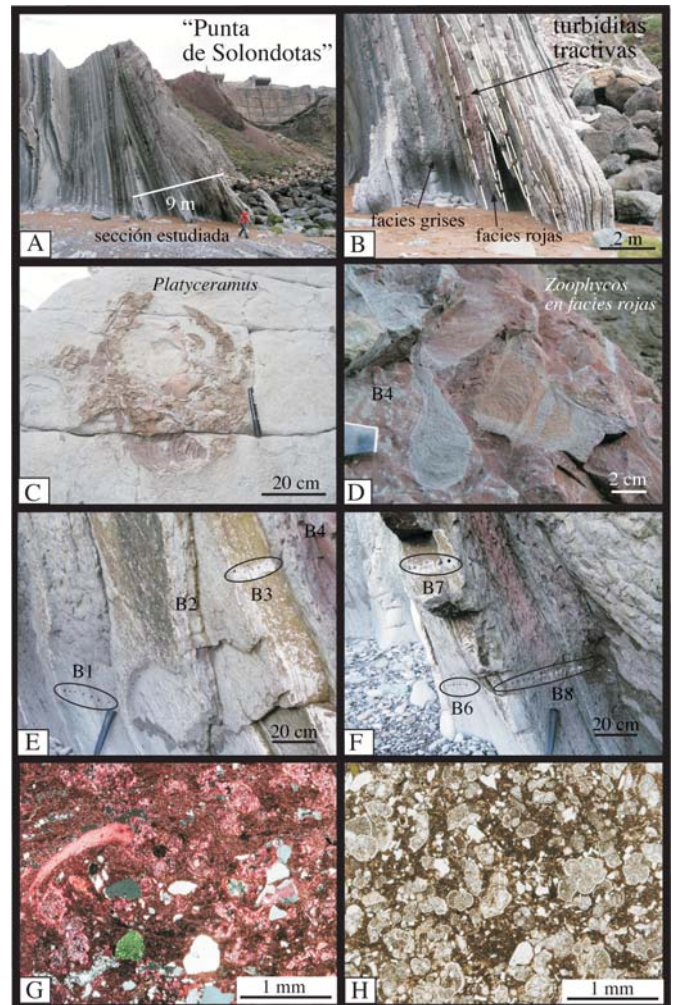


Fig. 5.- Diferentes imágenes de la sección «Punta de Solondotas».

Fig. 5.- Different views of the Punta de Solondotas section.

con delgadas bandas de celestita (Tabla I). El mayor contenido en CaCO₃ en las turbiditas queda justificado por la presencia en ellas de componentes carbonatados (bioclastos y cemento). Los bajos valores en las margas y turbiditas en la zona con celestita se deben a la presencia dispersa de celestita, que rebaja ostensiblemente el contenido en carbonato (Fig. 2).

Por otro lado, las curvas de alta resolución (H» 2cm/muestra) dibujan en las turbiditas, una tendencia dominante de pérdida continuada en el contenido de % CaCO₃ desde muro a techo (ver A1, A3, A7; B7). En los lechos A5 y B3 se produce un comportamiento diferente, con un incremento de muro al centro (>85 y >65% CaCO₃, respectivamente), seguido de una caída a techo. También, se dibuja en las margas una pérdida de contenido en % CaCO₃, desde el muro hacia techo (ver A6, A8, A10, B6), mientras que en otros lechos el trazado es más complejo (ver A2, B1, B4, B8), con tendencias ascendentes y descendentes dentro del mis-

mo lecho (Figs. 1, 3, 4G-H, 5E-F). La explicación para la tendencia de pérdida, bien pudiera justificarse por una mayor concentración de bioclastos y precipitación de cemento carbonatado, previo a la compactación (Figs. 5G-H). Recordemos que las densidades de la calcita (2,71) y aragonito (2,93) son superiores al cuarzo (2,65), ortosa (2,56) y albita (2,62), lo cual les permite acumularse, a igualdad de tamaño de partículas, en la zona basal del lecho. Cuando el aporte de siliciclásticos es menor y dominan los carbonatos se produce un ascenso y posterior descenso. En los lechos margosos más gruesos, de 20 cm (B1) a 40 cm (B8), el trazado de la curva es más complejo, y en ellos se detectan varios episodios de sedimentación con mayor % en CaCO₃, no reconocibles a simple vista (Fig. 3).

Disposición y origen de la celestita

No conocemos referencias de la presencia de celestita diagenética en las facies carbonatadas y turbidíticas de am-

bientes marinos profundos. En la «Zona Oeste» hemos localizado un evento multiepisódico, con nueve bandas lenticulares delgadas (<7cm) y discontinuas (H»3m), incluidas en las margas grises, con una potencia total no superior a los 60 cm. Los muros dibujan formas convexas hacia arriba y los techos planares contactan con la turbidita suprayacente. Lateralmente van adelgazándose hasta llegar a perderse completamente (Fig. 2). La celestita aparece en cristales grandes y limpios, posibilitando la estructura «cono en cono» (Figs. 4D-E); en otras zonas se muestra con un crecimiento poikiloblástico sin deformar que engloba bioclastos (foraminíferos, espículas de esponjas silíceas, radiolarios) y fragmentos terrígenos (cuarzo, feldspatos, micas); respeta, sin invadir, los rellenos micríticos que ocupan los conductos de los *chondrites*. A los cristales de celestita se le superpone una débil silicificación con formas botroidales

más o menos alargadas de la variedad fibrosa de la sílice (cuarcina-lutecita) (Fig. 4F). La fuente del estroncio puede proceder de: *a*) por disolución de acantharidos, un tipo de protistas pelágicos que secretan su caparazón exclusivamente de celestita (De Deckker, 2004); *b*) por procesos de disolución del aragonito o calcita biogénica e incorporación de estroncio a los fluidos intersticiales (Baker y Bloomer, 1988); *c*) por descomposición de las arcillas heredadas procedentes del continente y *d*) por alteración de material volcánico, como basaltos (Gómez-Alday *et al.*, 2008). La permanencia del sulfato está habitualmente justificada como producto residual de la sulfato reducción bacteriana ocurrida en las aguas intersticiales. No poseemos pruebas directas de ninguna de las potenciales fuentes del estroncio enumeradas, pero tentativamente nos inclinamos por el aporte biogénico puntual de los acantharidos dado que, en las secciones estudiadas, hay también restos de radiolarios y espículas de esponjas síliceas, generalmente asociados a los primeros. La exclusiva presencia de celestita, localizada en bandas selladas por turbiditas tractivas, aunque no aparece en todas las turbiditas de esta naturaleza, es otro dato indirecto que apoya la idea. Si fuera producto de los procesos *b*, *c* ó *d* el desarrollo de celestita sería más extenso y generalizado en la serie turbidítica.

Estructura «cono en cono»

El mecanismo capaz de producir la estructura «cono en cono» es otra cuestión compleja y no completamente resuelta en la literatura. Por los rasgos observados, nos inclinamos a pensar que las bandas de celestita, e incluso la cuarcita-lutecita, se generan tempranamente en un medio diagenético con una alta presión de fluidos, lo cual inhibe la compactación diferencial. Una caída de la presión de los fluidos en las bandas cristalizadas de celestita ocasiona la rigidez de las mismas, mientras que el sedimento circundante se comporta plásticamente al estar todavía saturado y con presiones de fluido altas. La celestita presionada litostáticamente ofrece un comportamiento frágil, y desarrolla fracturas de cizalla. La sucesiva compactación facilita la apertura de los conos con ampliación del ángulo apical y con la migración de líquidos residuales, los cuales dejan restos de sedimento en las cizallas, acentuando la estructura «cono en cono» (Sellés-Martínez, 1994).

Origen de las coloraciones rojizas

En la zona «Punta de Solondotas» es visible, aunque con muy poco desarrollo, la presencia de facies rojas en las margas más altas del Miembro I (Figs. 5A, B, D). Esta primera aparición, ya fue reconocida en materiales equivalentes del Maastrichtiense inferior de «El Peñón» en la Zona Este (Santander *et al.*, 2007). Las coloraciones rojizas anuncian un cambio paleoclimático, reflejado ampliamente en los llamados *Cretaceous oceanic red beds* (CORB,s), recopilados por Hu *et al.* (2005). El cambio debió producirse por una incursión de aguas de fondo más frescas con un potencial de oxidación mayor, capaces de generar la precipitación en forma de hematites del Fe⁺², disuelto en el medio, y cuya fuente principal pudiera ser las arcillas ferromagnesianas. La ocasional y temprana incursión de aguas de éstas características, anuncia el cambio paleoambiental que posteriormente se generaliza a partir del Miembro III (base de *Abathomphalus mayaroensis*) en el Maastrichtiense superior de la CVC (Gómez-Alday *et al.*, 2004). También queda registrada una pequeña etapa reductora, visible en las facies rojas por la formación de un blanqueado irregular en los restos rojizos de *zoophycos* (Fig. 5D). Entendemos que los restos de materia orgánica, al descomponerse tempranamente en un medio oxidante, produjeron un microambiente reductor capaz de liberar el hierro de la hematites (efecto de blanqueo) y generar sulfhídrico, que de manera muy ocasional produce pequeños cristales de pirita (una explicación más amplia en Santander *et al.*, 2007).

Conclusiones

En las dos secciones estudiadas «Zona Oeste» de Playa de Sopelana y «Punta de Solondotas», los valores medios en (% CaCO₃) de las turbiditas son siempre más altos que los obtenidos en las margas. El análisis de alta resolución (H>2cm/muestra) realizado en margas y turbiditas ofrecen un trazado dominante de carácter descendente desde muro a techo en el contenido en (% CaCO₃), producto de una mayor concentración de bioclastos en la base y cementación carbonatada previa a la compactación. Cuando el componente carbonatado es mayoritario crece hasta la parte central y decae hacia el techo del lecho.

La multiepisódica presencia de delgadas y limitadas bandas de celestita diagenética en la serie turbidítica de am-

bientes profundos, se interpreta como producto de acumulación puntual biogénica de acantharidos, descartándose otras fuentes que implicarían un fenómeno más generalizado. Sugerimos un mecanismo sobreimpuesto y mecánico en la formación de la estructura «cono en cono». Se confirma la temprana incursión de aguas más frescas y oxidantes reflejadas en las margas rojas, produciendo a su vez un mayor registro de huellas fósiles (*zoophycos*) y disminución de tamaño, grosor y abundancia de los inocerámidos en el techo de la biozona *G. gansseri*. Ello es el anuncio de la llegada de los llamados *Cretaceous oceanic red beds* (CORB) a la CVC.

Agradecimientos

Este trabajo se realizó por los cinco primeros firmantes como ejercicio práctico en la asignatura «Trabajos de Campo en Petrología Sedimentaria» impartida por J. Elorza durante el curso 2007-08 en la UPV/EHU.

Referencias

- Baker, P.A. y Bloomer, S.H. (1988). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, 335-339.
- De Deckker, P. (2004). *Hydrobiologia*, 517,1-13.
- Gómez-Alday, J.J. (2002). *Inocerámidos (Bivalvia): Diagénesis e implicaciones paleoambientales: Maastrichtiense inferior. Golfo de Vizcaya. País Vasco*. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 232 p.
- Gómez-Alday, J.J., López, G. y Elorza, J. (2004). *Cretaceous Research*, 25, 649-668.
- Gómez-Alday, J.J., Zuluaga, M.C. y Elorza, J. (2008). *Cretaceous Research*, 29, 1-14.
- Hu, X., Jansa, L., Wang, Ch., Sarti, M., Bak, K., Wagerich, M., Michalik, J. y Soták, J. (2005). *Cretaceous Research*, 26, 3-20.
- Mutti, E y Johns, D.R. (1978). *Memorie della Societa Geologica Italiana*, 18, 15-22.
- Pujalte, V. (1988). En: *II Congreso Geológico de España*, vol. 1, 169-172.
- Santander, J., Sopelana, A., Ramírez-Rodríguez, J.A., García-Peregrina, I., Castaños, J., Díez-López, A., Perdigón, O. y Elorza, J. (2007). *Geogaceta*, 43, 95-98.
- Sellés-Martínez, J. (1994). *Carbonates and Evaporites*, 9, 172-186.
- Ward, J. y Kennedy, P.D. (1993). *Journal of Paleontology*, 67, 1-58.