

Incremento lateral hacia el Oeste del grado diagenético en el Maastrichtiense medio del Arco Vasco: evidencias en inocerámidos y roca encajante

Lateral westward increase of the diagenetic degree in the mid-Maastrichtian from the Basque Arc: inoceramid and host-rock evidence

J.J. Gómez-Alday y J. Elorza

Departamento de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencias, Universidad del País Vasco, Apdo. 644; 48080 Bilbao.

ABSTRACT

Inoceramid bivalve shells and host-rock samples from the mid-Maastrichtian carbonate rocks have been collected at Sopelana, Zumaya, San Sebastián, Loya and Bidart sections (So-Zu-Ss-Lo-Bi), corresponding to the Basque Arc Domain. The main purpose was to determinate the progressive post-depositional changes suffered by the shells together with the marl and marly-limestone beds. Petrography, scanning electron microscope (SEM) and cathodoluminescence (CL) observations, as well as oxygen and carbon isotopic values show that calcite prisms, which form the shell microstructure, have undergone a more intense diagenetic modification in the western (Sopelana section) than in the eastern areas (Bidart section) of the Basque Arc, without any substantial textural changes in the prismatic microstructure.

Key words: cathodoluminescence, diagenesis, inoceramids, Maastrichtian, stable isotopes, Basque Arc.

Geogaceta, 24 (1998), 151-154
ISSN: 0213683X

Introducción

Los trabajos basados en el estudio geoquímico comparativo (análisis isotópico, elementos menores y trazas), de conchas de moluscos actuales y fósiles proliferan desde los años ochenta. Todo ello encaminado a obtener un conocimiento ambiental más preciso del pasado, en latitudes y ambientes sedimentarios diferentes. Se admite que la composición final de una concha fósil está determinada por: a) el ambiente físico-químico en el que vivió el organismo; b) los controles biológicos durante el crecimiento esquelético, y c) la alteración diagenética posterior que ha podido sufrir la concha (Dodd and Stanton, 1981).

Los datos del Deep Sea Drilling Project (DSDP) indican que los inocerámidos vivieron en ambientes marinos a distintas profundidades y latitudes, y en épocas muy diferentes (Saltzman and Barron, 1982; Barron *et al.*, 1984; Barrera and Hubert, 1990; MacLeod *et al.*, 1996). Para el estudio estrictamente paleoambiental, deben seleccionarse las conchas de inocerámidos que no hayan sido afectadas por diagénesis, y descartar el posible efecto vital, puesto que su influencia es escasa en los valores isotópicos obtenidos.

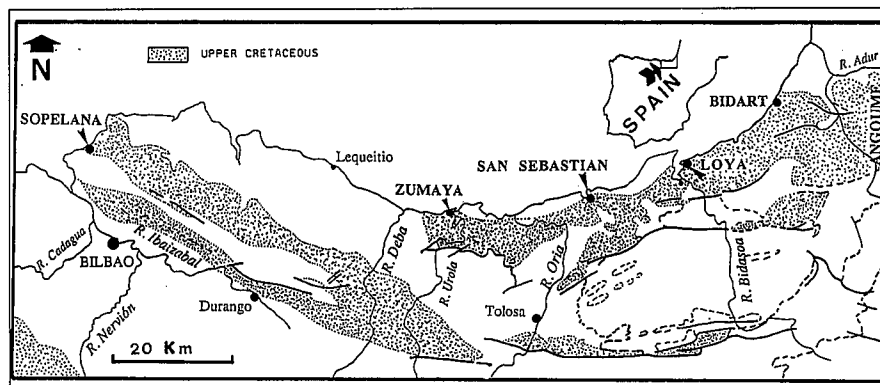


Fig. 1.- Localización geográfica de las secciones de Sopelana, Zumaya, San Sebastián, Loya y Bidart pertenecientes al Maastrichtiense medio de la Cuenca Vasca.

Fig. 1.- Geographic location of the Sopelana, Zumaya, San Sebastián, Loya and Bidart sections, belonging to the mid-Maastrichtian (Basque Basin).

Los inocerámidos del Arco Vasco han sido estudiados fundamentalmente bajo el punto de vista bioestratigráfico y su extinción se ha esgrimido como prueba de un cambio global oceánico en el Maastrichtiense medio (MacLeod, 1994). También han sido objeto de estudio en la zona del Surco Navarro-Cántabro (López, 1992; López *et al.*, 1992).

Son escasas las referencias bibliográficas sobre las modificaciones diagenéti-

cas que sufren las conchas de inocerámidos. Han sido poco estudiados procesos tales como: a) las vías usuales de avance por las que se inicia la modificación; b) los posibles controles geoquímicos, regidos por las bandas de crecimiento orgánico; c) las zonas más favorables de modificación, y d) las variaciones geoquímicas detectadas a lo largo de la sección de la concha (elementos menores, trazas y tierras raras). En la Cuenca Vasco Cantábr-

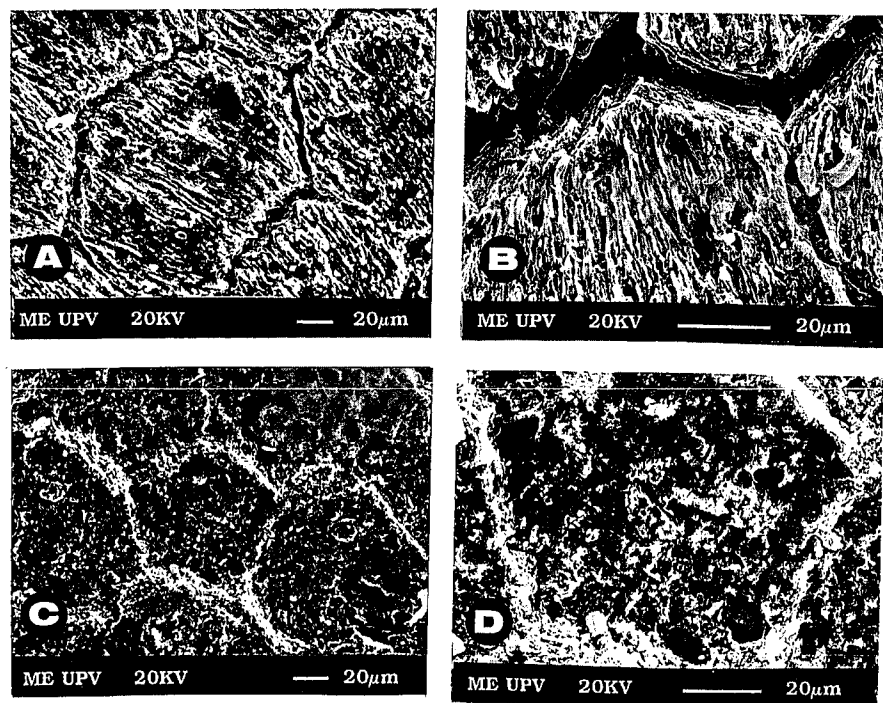


Fig. 2-. Microfotografía de una concha de inoceramido, no atacada, de la sección de Bidart, con una morfología en panal de abeja, y una bien orientada porosidad sin cemento diagenético. B) Detalle de la fotografía precedente. C y D. Visión general y detalle de una concha de inoceramido de la sección de Loya, con evidencia de una superficie modificada y compactada.

Fig. 2-. Scanning electron photomicrographs of a non-etched, inoceramid shell from the Bidart section with polygonal honeycomb morphology, and well oriented porosity free of diagenetic cement. B) A close-up view of the preceding photomicrograph. C and D) View and detail of an inoceramid shell from the Loya section with evidence of a modified and compacted surface.

ca algunos de estos aspectos se han abordado para las conchas de inoceramidos de edad Santoniense inferior, claramente afectadas por una diagénesis de enterramiento (Elorza and García-Garmilla, 1996). En el presente trabajo, realizamos un estudio concreto, dentro de una investigación más amplia, de la diagénesis que han sufrido las conchas de los inoceramidos del Maastrichtiense medio en las secciones de Sopelana, Zumaya, San Sebastián, Loya y Bidart (So-Zu-Ss-Lo-Bi), situadas todas ellas en la costa cantábrica.

Encuadre geológico

Los materiales carbonatados hemipelágicos de las secciones estudiadas pertenecen al llamado Arco Vasco (Mathey, 1982, 1987) y son de edad Maastrichtiense (Fig. 1). Estos materiales siguen recibiendo una gran atención por parte de la comunidad científica internacional, por su buena exposición y su directa relación con el límite Cretácico/Terciario (K/T).

Nuestra investigación se centra en unos metros muy concretos de las secciones referidas, que corresponden a la

biozona de *Gansserina gansseri*, sin llegar nunca a la biozona de *Abathomphalus mayaroensis*. Los tramos contienen una proliferación de conchas de inoceramidos, y están caracterizados por la alternancia de lechos de margas y margocalizas, con potencias medias de 20-30 cm y, salvo en Sopelana, siempre aparecen intercalados delgados niveles de turbiditas de naturaleza siliciclástica. El máximo desarrollo de los inoceramidos se encuentra en el llamado Miembro I y su desaparición se produce en la parte superior del Miembro II, justo en la zona 24 a 25A de nannofósil, que se corresponde con la zona del *Anapachydiscus fresvillensis*, en la magnetocrona 31N (MacLeod, 1994).

Métodos analíticos

Las técnicas utilizadas, tanto para las conchas de los inoceramidos como para la roca que los encierra han sido: a) microscopio petrográfico de luz transmitida; b) microscopio electrónico de barrido (SEM); c) catódoluminiscencia (CL); d) análisis isotópico (C y O). La

preparación, metodología analítica y modelos instrumentales utilizados están documentados en Elorza y García-Garmilla (1996).

Petrografía de las conchas de inoceramidos

Las conchas de inoceramidos, en su mayoría completas, se encuentran incluidas tanto en margocalizas como margas; con dimensiones de hasta 60 cm y grosores de 0.5 mm a 3-4 mm. También aparecen algunos ejemplares de ostreoides (*Pycnodonte*) asociados a la parte externa de las conchas. Se han reconocido seis especies diferentes de inoceramidos (MacLeod, 1994) y su mayor concentración, al menos visible, ocurre a techo de las margocalizas.

Al microscopio, las conchas de los inoceramidos formadas por calcita baja en magnesio (LMC), muestran una microestructura prismática en panal de abeja, perpendicular a las superficies interna y externa. Cada prisma se corresponde con un monocristal cuya anchura media es de 0.12 mm y la longitud de 0.3 a 1 mm en su parte interna, para ir gradualmente pasando a dimensiones mucho menores en la parte externa. Las líneas de crecimiento orgánico son claramente visibles a simple vista, mientras que las más delgadas solamente se aprecian al microscopio y en determinadas secciones. Los ostreoides presentan una microestructura compuesta de bandas foliadas y vesiculares alternantes.

Por medio del microscopio electrónico de barrido (SEM) se confirman algunos de los aspectos vistos por microscopía normal. El diferente grado de intensidad diagenética, apreciado en las secciones, queda reflejado en el entramado entre prismas (Fig. 2). El comportamiento aparentemente frágil de la concha frente al sedimento carbonatado, es respondido con deslizamientos milimétricos entre prismas, flexiones o simple fracturación de los mismos.

Observadas con CL, la mayoría de las preparaciones muestran los prismas de calcita con un color brillante amarillento a rojizo. Excepcionalmente, en algunas secciones apreciamos una luminiscencia más intensa en las partes internas y externas, conservándose bandas no luminiscentes de trazado irregular en las zonas centrales de la concha. Es destacable la presencia de líneas luminiscentes, muy delgadas, intercaladas dentro de las zonas no luminiscentes. Estas líneas se corresponden con los bordes entre prismas y parece que

han sido la vía más favorable para el avance de los fluidos diagenéticos. La roca carbonatada ("wackestone-mudstone") contiene abundantes microforaminíferos que no presentan luminiscencia, mientras que los prismas sueltos de inocerámidos dispersos en la wackestone son completamente luminiscentes.

Valores isotópicos

Las muestras analizadas para la obtención del $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ alcanzan la cifra de 112 (68 inocerámidos, 20 margas y 24 margocalizas). Todos los valores han sido proyectados en la figura 3 A y B. El área LMC ("low magnesium calcite") marca el campo de estabilidad de la calcita inorgánica baja en magnesio precipitada en equilibrio con el agua marina (Morrison and Brand, 1986). Los valores isotópicos medios para cada una de las secciones, tanto de los inocerámidos como de roca han sido proyectados en la Fig. 4.

Discusión

El ambiente sedimentario donde se depositaron las margas y margocalizas de edad Maastrichtiense es considerado pelágico a hemipelágico, con las mismas litologías alternantes en todas las secciones estudiadas. Las potencias son similares en las secciones de Sopelana, Zumaya y Bidart, mientras que para San Sebastián y Loya no es posible precisar su potencia, bien sea por falta de afloramiento continuo o por estar fuertemente tectonizada esa zona. Sin embargo, la historia post-deposicional entre ellas ha sido variable en su grado de modificación diagenética, a juzgar por las diferencias isotópicas encontradas.

La proyección de los valores isotópicos $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ de los inocerámidos correspondientes a las secciones de Sopelana, Zumaya, salvo uno (ZU-13), y Loya se disponen fuera del campo de estabilidad de la calcita baja en magnesio (LMC), mientras que los valores reconocidos para las secciones de San Sebastián y Bidart entran o están en la frontera del campo de estabilidad (Fig. 3A).

Al estar claramente modificada la señal isotópica original del oxígeno de las conchas, invalida la obtención de la paleotemperatura que pudiera calcularse para aguas profundas a paleolatitudes de 30°N durante el Maastrichtiense medio. Únicamente los valores más pesados obtenidos en la sección de Bidart, pudieran estar próximos a los valores originales.

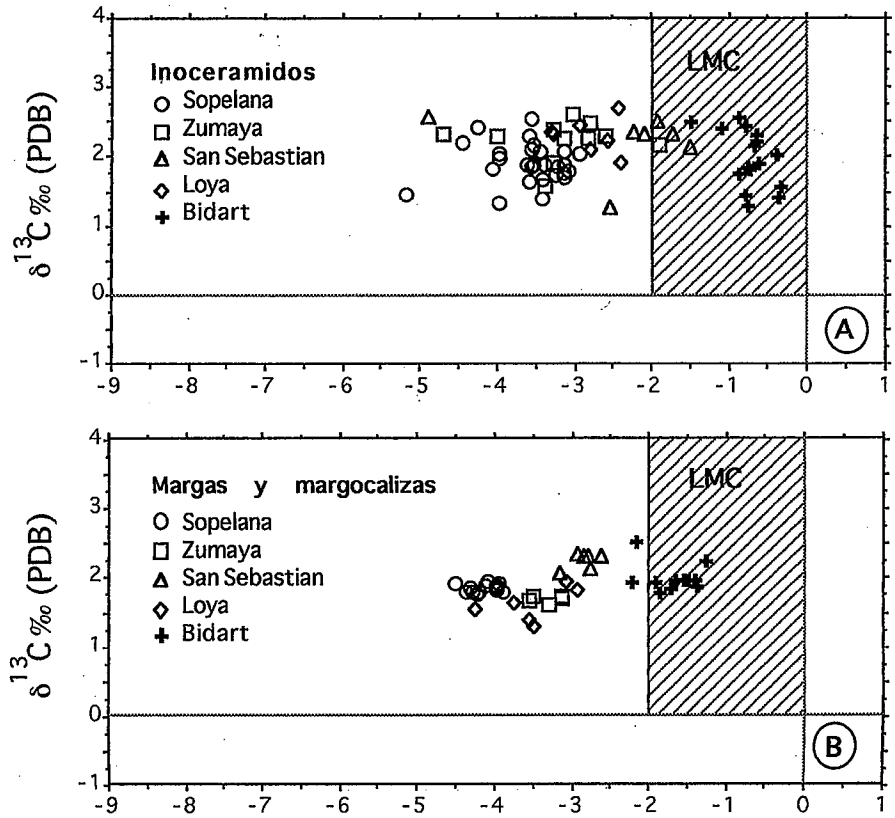


Fig. 3.- A) Valores isotópicos del carbono y oxígeno obtenidos de las conchas de inocerámidos de las secciones de So-Zu-Ss-Lo-Bi. LMC corresponde al campo de estabilidad de la calcita baja en magnesio. B) la misma tendencia es reconocida con los valores de margas y margocalizas;

Fig.3.- A) Carbon and oxygen isotope values in inoceramid shells from the So-Zu-Ss-Lo-Bi sections. LMC area corresponds to the field of calcite precipitated in equilibrium with sea-water. B) The same trend is observed for marl and marly-limestone samples.

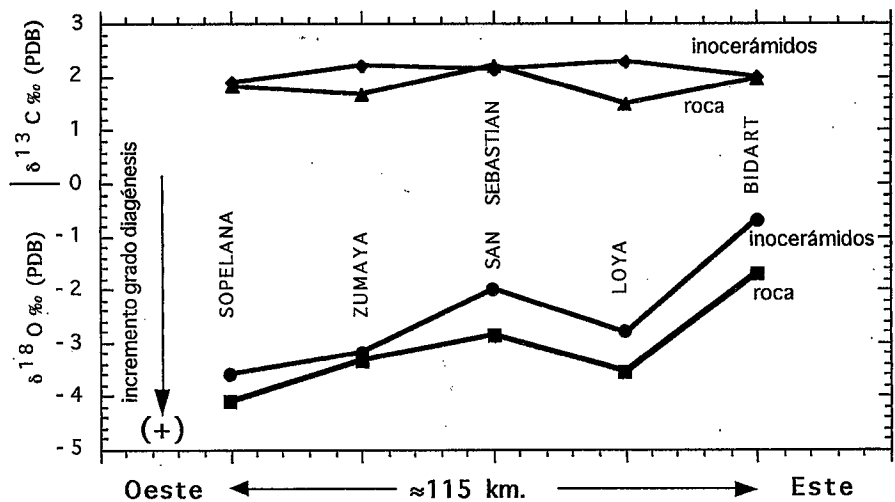


Fig. 4.- Valores medios isotópicos de carbono y oxígeno determinados en las conchas de inocerámidos y roca de las secciones So-Zu-Ss-Lo-Bi. Se aprecia una clara polaridad diagenética.

Fig. 4.- Carbon and oxygen isotopic mean values for inoceramid shells, together with host-rock samples from So-Zu-Ss-Lo-Bi sections. It can be appreciated a clear diagenetic polarity.

La comparación entre las secciones estudiadas, confirma unas diferencias diagenéticas entre las mismas, ya que los valores isotópicos medios del oxígeno en las conchas de la sección de Sopelana son los más ligeros (-3.60 ‰ PDB) seguidos de los de Zumaya (-3.16 ‰), San Sebastián (-1.99 ‰), Loya (-2.81 ‰) y Bidart (-0.7 ‰) (Fig. 4). En principio, la diferencia isotópica encontrada, sugiere un progresivo efecto diagenético con un máximo en la parte Oeste (Sopelana) y un mínimo en el Este (Bidart). Resulta de interés que la tendencia se rompa sólo en la sección de Loya, donde se producen valores del oxígeno más ligeros que en las secciones vecinas (Ss-Bi).

A nuestro juicio, esta anomalía puede justificarse de dos maneras: a) que los materiales de Loya hayan sufrido una subsidencia mayor que sus vecinas Ss y Bi. Así, los valores más negativos se justifican por efecto de un mayor enterramiento; b) que el grado de enterramiento haya sido menor, en consonancia con la tendencia señalada hacia el Este, pero los materiales han quedado afectados por procesos de tectonización. Esta tectonización local y más tardía pudo generar una mayor movilización de fluidos entre finísimas diaclasas rellenas de calcita e incorporación de sedimentos entre los prismas, con el consiguiente aligeramiento de la señal isotópica del oxígeno. A nuestro entender, sin descartar completamente la primera valoración, la intensa tectonización local que ofrece la serie de Loya, justo en la zona donde se encuentran los inocerámidos muestreados, y las evidencias microscópicas de mezcla de sedimento entre los prismas, nos inclina hacia esta segunda opción.

La tendencia de un menor grado de diagénesis hacia el Este también se constata con los valores isotópicos medios del oxígeno en la roca (margas y margocalizas conjuntamente), ya que resultan ser de -4.1; -3.3; -2.8; -3.5; -1.7 ‰ PDB, respectivamente. Aquí, también sobresalen los valores más ligeros en la sección de Loya. Los valores isotópicos del carbono, no quedan afectados por la diagenesis y tampoco registran variacio-

nes importantes en las secciones referidas (1.9; 2.2; 2.15; 2.29; 2.0 ‰ PDB), tanto para los inocerámidos, como para las rocas (1.8; 1.7; 2.2; 1.27; 2.0 ‰ PDB) (Fig. 4).

La observación con CL aporta una importante información, ya que la luminiscencia puede ser aplicada como un test primario para reconocer el grado de preservación de las conchas. En general, los carbonatos biogénicos primarios carecen de luminiscencia, mientras que los bioclastos luminiscentes reflejan una alteración diagenética completa. Se acepta que la luminiscencia está causada por la presencia de iones activadores como el Mn, en cantidad suficiente como para contrarrestar a los iones inhibidores como el Fe.

En nuestro caso, por medio de la CL encontramos secciones de inocerámidos completamente luminiscentes, con colores rojos a amarillentos (este último color en las zonas más alteradas), donde se han borrado completamente las vías de avance de los fluidos. En las conchas menos diagenetizadas, con valores isotópicos del oxígeno más pesados, son más claras las evidencias sobre las citadas vías de avance. Así, las zonas externas son luminiscentes en amarillo, frente a las zonas internas de la concha del inocerámido donde los prismas quedan más protegidos y pasan del color rojo a negro no luminiscente, generándose una zonación.

Conclusiones

La arquitectura original de las conchas de inocerámidos está bien preservada y las líneas de crecimiento orgánico son visibles, sin evidencias de neomorfismo. Sin embargo, la luminiscencia, la visión por SEM y los valores isotópicos permiten detectar importantes alteraciones diagenéticas.

Se manifiesta una mayor intensidad diagenética en la parte oeste (Sopelana) para ir disminuyendo hacia el este (Bidart) en los inocerámidos. La roca muestra un comportamiento muy similar. Cabe resaltar la anomalía de Loya, interpretada como producto de procesos tectónicos locales, donde se aprecia una

precipitación de calcita en finas venas e incorporación de sedimento entre los prismas de inocerámidos.

La CL señala los caminos seguidos por los fluidos diagenéticos para producir las sucesivas modificaciones. En general, estos fluidos discurrieron a través de las delgadas líneas de unión entre prismas modificándolos desde el exterior hacia el interior de la sección.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de investigación UPV/EHU 130.310-EB177/96. Nuestro agradecimiento a los Dres. Ugidos y Recio por los análisis isotópicos realizados en la Universidad de Salamanca.

Referencias

- Barrera, E. and Huber, B.T. (1990): *Proc. ODP, Init. Rep. 113: 813-828.*
- Barron, E.J., Saltzman, E. and Price, D.A. (1984): In: Hay, W.W., Sibuet, J.C. et al., (Editors), *Init. Rep. DSDP, 75: 893-904.*
- Dodd, J.R. and Stanton, R.J. (1981) *Palaeoecology, Concepts and applications: John Wiley and Sons, Chichester, England. 559p.*
- Elorza, J. and García-Garmilla, F. (1996): *Cretaceous Research, 17, 479-503*
- López, G., (1992). *Boletín Geológico y Minero, 103: 210-252.*
- López, G., Martínez, R. and Lamolda, M. (1992): *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 92: 249-261.*
- MacLeod, K.G. (1994): *J. Paleontology, 68: 1048-1066.*
- MacLeod, K.G., Huber, B.T. and Ward, P.D. (1996): In: Ryder, G., Fastovsky, D. and Gartner, S. (editors), *Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 307: 361-373.*
- Mathey, B. (1982): In: *El Cretácico de España. Univ. Compl. Madrid, 111-136.*
- Mathey, B. (1987): *Memoires Géologiques de L'Université de Dijon, 12: 399 p.*
- Morrison, J.O. and Brand, U. (1986): *Geosc. Canada, 13: 237-254.*
- Saltzman, E.S. and Barron, E.J. (1982): *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 40: 167-181.*