

CAPÍTULO 4.1.

Concreciones carbonatadas de Jaizkibel (Eoceno, Gipuzkoa).

Irati Nogales Arraiza ¹
Arantza Aranburu Artano¹

1. Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea



Capítulo 4.1. CONCRECIONES CARBONATADAS DE JAIZKIBEL (EOCENO, GIPUZKOA).

Irati Nogales Arraiza y Arantza Aranburu Artano

Universidad del País Vasco-Euskal Herriko Unibertsitatea

4.1.1. Presentación general

El monoclin de Jaizkibel se encuentra al noreste del territorio guipuzcoano, cerca del límite con Francia. Se trata de una elevación montañosa de geomorfología compleja, con alineación NE-SW que pertenece a la Cadena Terciaria Costera y tiene una dimensión de 2.424 hectáreas y alcanza una altura máxima de 547 m.

El clima es oceánico con precipitaciones elevadas y temperaturas suaves, con valores medios anuales en torno a los 1.200 l/m² y los 11,6°C respectivamente (Mitxelena *et al.*, 2014).

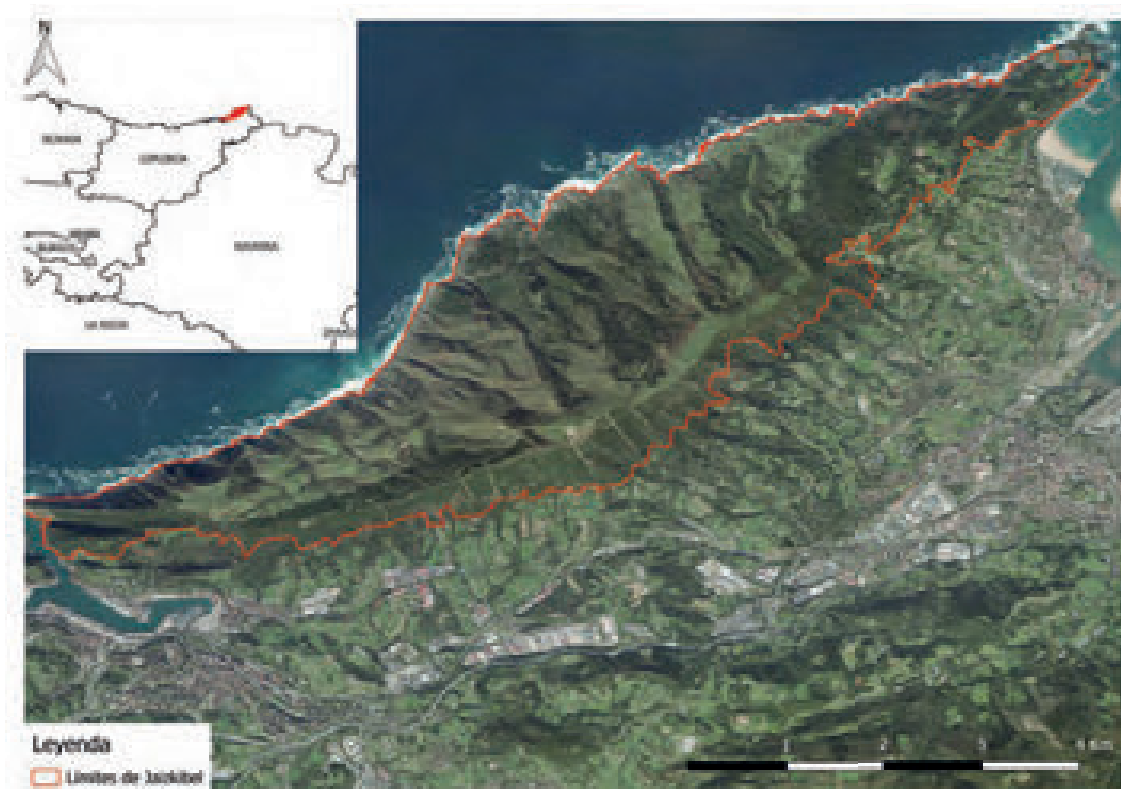
Jaizkibel es zona de interés natural, formando parte de la Red Natura 2000 como Zona Especial de Conservación (ZEC, ES2120017). La localización de la cadena montañosa, en plena costa, y su orografía han ayudado a la diversidad de hábitats y microhábitats, facilitando la presencia de endemismos y de especies vegetales poco comunes en la zona. Son de destacar las comunidades herbáceas y fruticasas características del medio salino y ventoso o algunos helechos (Mitxelena *et al.*, 2014).

Las areniscas del Eoceno (hace 56 millones de años) que afloran en Jaizkibel son conocidas, tanto por su colorido (minerales/aportes de hierro) como por las diversas formas de erosión que presentan. Algunas de ellas, localizadas en la zona costera, son muy espectaculares, constituyendo un lugar de valor geológico indudable. Algunos de ellos están recogidos en el Inventario de Lugares de Interés Geológico (LIG) de la CAPV (www.euskadi.eus). Por ejemplo, el LIG 115 corresponde a formas de erosión, donde se pueden observar estructuras en panel de abeja muy vistosas.

Pero no hace falta tener amplios conocimientos científicos para disfrutar de su belleza. En el año 2016, National Geographic España consideró que los acantilados de Jaizkibel eran uno de los acantilados más espectaculares del País Vasco, destacando que una de las razones para su inusual belleza eran las denominadas “paramoduras” (www.nationalgeographic.com.es).

Estas concreciones se encuentran ligadas a la serie siliciclástica terciaria que aflora en todo el litoral Guipuzcoano, desde Jaizkibel hasta el ratón de Getaria, pasando por el monte Ulia e Igeldo. Pero el lugar donde afloran de manera más espectacular es en la punta de Irupuntxa (X: 592.380,60; Y: 4.802,917,06; Z: 16 m). La extensión del lugar es de unas 14 ha y desemboca en él el arroyo Erantzintxabaleta. Actualmente, este lugar también es conocido como la *playa de las paramoudras*.

Estos nódulos forman el LIG 136, denominado Seudo-paramoudras de Jaizkibel (www.ingurumena.ejgv.euskadi.eus).



Mapa 4.1.1.: Mapa de localización. Elaboración propia.

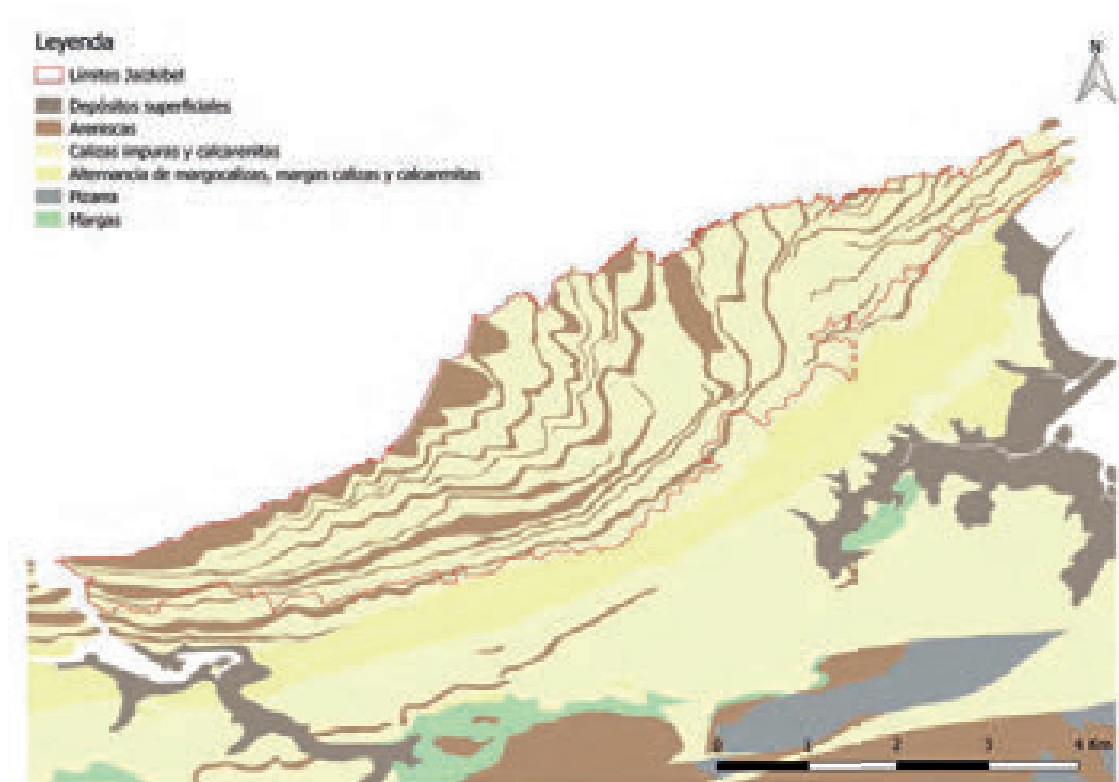
4.1.2. Contexto geológico y tipología de litologías que afloran en Jaizkibel

Jaizkibel se sitúa en el límite oeste de los Pirineos, en la parte noroeste de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Esta cuenca se creó mediante una fase de distensión tectosedimentaria, en una fase *rift*, relacionada con la apertura del Golfo de Bizkaia en la época Jurásico-Cretáceo (hace entre 200-145 millones de años) (Vera *et al.*, 2004).

Una de las características más destacables de la Cuenca Vasco-Cantábrica es la potencia de la secuencia de materiales Mesozoicos, sobretudo del Cretáceo que se estima que fue de entre 12.000 y 17.000 metros (EVE, Jaizkibel 40-IV, 1988). Esto se debe a la fuerte subsidencia tectónica sufrida, donde La Cuenca Vasco Cantábrica recibió aportes marinos hasta el Eoceno superior. A partir de ese periodo comenzó la emersión provocada por la Orogenia Alpina dando lugar a una sedimentación continental.

En la cadena costera, los materiales terciarios son los que afloran con mayor extensión y forman una sucesión terrígena potente donde se han diferenciado dos litologías principales: (1) crestones areniscos métricos que forman resaltes en el terreno, y (2) alternancia de lutitas y finas capas de areniscas que afloran en zonas más deprimidas. Esta alternancia siliciclástica aflora en la parte alta y vertiente Norte del Monte Jaizkibel y son de edad Eocena. Tras la fase de compresión ligada a la Orogenia Alpina

la sucesión estratigráfica presenta una orientación N40°-60°E (EVE, Jaizkibel 40-IV, 1988).



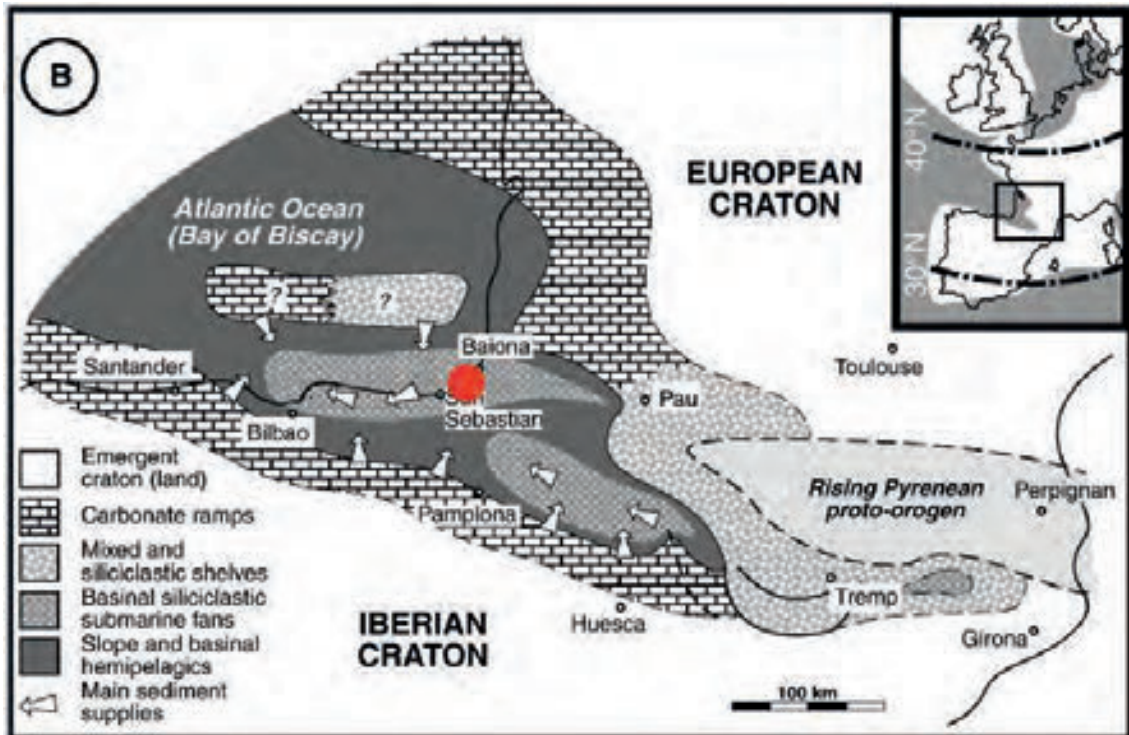
Mapa 4.1.2.: Mapa geológico de Jaizkibel. Elaboración propia.

4.1.3. Contexto paleogeográfico. ¿En qué situación se depositaron los sedimentos que hoy forman las rocas de Jaizkibel?

Durante el Cretácico superior-Paleógeno inferior, el marco paleogeográfico de Europa y Pirineos, se puede simplificar y entender como una vaguada de gran profundidad estirada en dirección Este-Oeste. La vaguada estaba flanqueada en el norte y en el sur por amplias áreas y relativamente llanas, que correspondían a márgenes distales de cuencas *foreland*⁴. Durante la mayor parte del Cretácico superior, el área, se situaba al sur de la vaguada y mantenía la geometría de una rampa. Posteriormente, fue invado repentinamente por plataformas carbonatadas, durante el Paleógeno inferior (hace entre 66 y 40 millones de años). Durante el Paleoceno, las plataformas carbonatadas también dominaron las áreas llanas del norte, aunque fue durante el Eoceno cuando la sedimentación siliciclástica aumentó de manera importante. Las zonas de cuenca, además de la lluvia hemipelágica, recibieron aportes de carbonatos de grano grueso como de sedimentos siliciclásticos. De cualquier modo, los sedimentos siliciclásticos representan la resedimentación de los sedimentos de las plataformas carbonatadas flanqueadas. Estas últimas proceden en su mayoría del Pirineo oriental, el cual estaba parcialmente emergido durante el Paleógeno inferior y estaba sometido a una erosión activa. Algunos de los depósitos siliciclásticos fueron exportados en sistemas fluvio-

⁴ Cuenca *foreland* o cuenca antepaís corresponde a una depresión ubicada en el margen de un orógeno donde se acumulan sedimentos provenientes principalmente del mismo.

deltaicos que después se desarrollaron en cuencas piggy-back⁵. El resto de los materiales fueron exportados al fondo de las cuencas, donde fueron acumulados en grandes sistemas turbidíticos siliciclásticos (Pujalte *et al.*, 2000).



Mapa 4.1.3.: Marco paleogeográfico de Europa y Pirineos. La localización actual de Jaizkibel se encuentra marcada mediante un recuadro de color rojo. (Imagen modificada de Rodríguez-Tovar, *et al.*, 2010).

El cambio de condiciones durante la subducción parcial del Golfo de Bizkaia bajo Iberia y la emersión de los Pirineos, donde se dio un desplazamiento de 150 km hacia el Norte de la Placa Ibérica en relación a la Placa Europea, trajo efectos sedimentarios y paleogeográficos en la zona actual de Jaizkibel:

1. Hacia el final del Daniense comienza una actividad tectónica dentro de la cuenca que favorece la destrucción parcial de esas plataformas (hace 66 millones de años). Durante esta época se generaron cañones submarinos que se rellenaron durante el Thanetiense (hace 59 millones de años). La sedimentación fue prácticamente continua, los fenómenos erosivos basales estarían relacionados con un descenso relativo del nivel marino.
2. En el Ypresiense se produce una homogeneización de la sedimentación generándose potentes series flyschoides y sistemas turbidíticos (hace 56 millones de años). Estos últimos constituyen el "Flysch terciario" y constituirían grandes conos submarinos depositados en condiciones de transgresión marina

⁵ Las cuencas piggyback corresponden a cuencas sedimentarias desarrolladas al frente de los mantos de cabalgamiento como parte de una cuenca *foreland*.

(EVE, Jaizkibel 40-IV, 1991). Estos últimos corresponden a los materiales que afloran en la cadena montañosa.

4.1.4. ¿Las diferentes litologías que afloran en Jaizkibel a que sistema corresponden?

De manera más detallada, las litologías que afloran en Jaizkibel se interpretan como un sistema turbidítico complejo de procedencia septentrional, con transiciones entre zonas de flujos canalizados, lóbulos proximales a distales, y llanura submarina profunda (Hernández, 2014). Es decir, los materiales provenientes del continente fueron depositados mediante una avalancha submarina en las profundidades del océano.

Los sistemas turbidíticos constan de tres secciones: canal, lóbulo y zonas entre canal y lóbulo. Los canales son los principales conductos de transporte de materiales y normalmente el transporte se da de manera erosiva afectando al substrato. Mientras que los lóbulos, principalmente, tienen morfología cóncava y la sedimentación que presenta suele corresponder a intercalaciones entre arenas y lodos.

Litológicamente, en la cadena montañosa, la sucesión presenta un carácter eminentemente siliciclástico donde se pueden diferenciar:

1. Areniscas de gran potencia no carbonatadas de grano grueso canaliformes, que muestran estructuras erosivas y tractivas de gran escala. En muchas ocasiones muestran pie irregular, pudiendo haber adquirido clastos de lodo. Estas litologías corresponden a la sección de canal.
2. Areniscas calcificadas de grano fino con laminación paralela interna y gran continuidad lateral, intercaladas ocasionalmente por lutitas. Estas suelen ser de menor potencia que las anteriores y suelen mostrar morfología cóncava. Estas litologías corresponden a la sección de lóbulo.
3. Niveles margosos finos donde abundan restos de icnofauna. Estos niveles aparecen de manera intercalada, sobre todo con las areniscas de grano fino. Estas litologías corresponden a la sección de lóbulo distal.



A)



B)

Fotografía 4.1.1.: Secuencia estratigráfica que aflora en Jaizkibel, donde se observan las diferentes litologías. A) Areniscas de gran potencia canaliformes, B) Arenas calcificadas con intercalaciones de niveles margosos. Fotografía de las autoras.

Además, en los lóbulos aparecen icnofósiles que pertenecen a las icnofacies *Cruziana* y *Nereites*. Los icnofósiles son huellas de actividad de un organismo y se utilizan como indicadores de las condiciones de sedimentación. En este caso, la aparición de la icnofacies *Cruziana* indica que las condiciones de sedimentación eran de baja energía. Esto se relaciona con sedimentaciones en estuarios, bahías, llanuras mareales y en plataformas/taludes continentales fuera de las afecciones mareales. Por otro lado, la icnofacies *Nereites* corresponde a zonas de sedimentación batipelagias y abisales, donde predominan aguas tranquilas, oscuras y poco oxigenadas (Dabrio & Hernando, 2003). Estos icnofósiles aparecen en profundidades comprendidas entre 200 y 2.000 metros.



Fotografía 4.1.2.: Trazas fósiles que aparecen en el techo y en el pie de los estratos. Icnofacies **Nereites**. Fotografía de las autoras.

En este caso, la profundidad en la que se sedimentaron los materiales se conoce mediante el estudio de la relación de foraminíferos plantónicos/bentónicos y de esta manera, han determinado que en el Eoceno los materiales se encontraban a una profundidad de 1.500 metros (Payros *et al.*, 2006).

4.1.5. ¿Qué son los nódulos que se observan por la costa de Jaizkibel?

En las areniscas de potencia métrica no carbonatadas canaliformes, correspondientes a la morfología de canal dentro del sistema turbidítico, aparecen unos nódulos más competentes. Éstos dan un relieve positivo en el paisaje cuando se localizan en zonas de erosión.

Los nódulos adoptan diferentes formas (esféricas, cilíndricas, serpentiformes, ánforas...) y tamaños, llegando a tener 2-3 m de desarrollo vertical y 6-8 m de subhorizontal (Galan, *et al.*, 2009), aunque los más comunes son de escala centimétrica. En el caso de las formas esféricas los tamaños son entre 10-20 cm y 1 m de diámetro, con un promedio en torno a 55 cm (Galan *et al.*, 2008). Suelen presentar un cordón central de pequeño diámetro (5-7 mm), que se asemeja a una bioturbación.



A)



B)

Fotografía 4.1.3.: Diferentes fotografías de los nódulos in situ. A) Nódulos esféricos de tamaño centimétrico. B) Nódulo tubular de tamaño métrico. Fotografía de las autoras.

Para intentar realizar una teoría sobre el origen de los nódulos, se ha realizado un estudio sobre el nódulo y la roca caja (la roca envolvente), mediante lupa binocular

(Leica ZOOM 2000) y microscopio petrográfico (Olympus BX50). Al realizar las láminas delgadas de los nódulos, se ha intentado abarcar todos los diferentes tramos haciendo láminas de manera transversal. Una de las láminas de la concreción se ha realizado tomando parte del cordón central o la bioturbación, para poder ver si existía algún tipo de tránsito, gradación o erosión.



A)



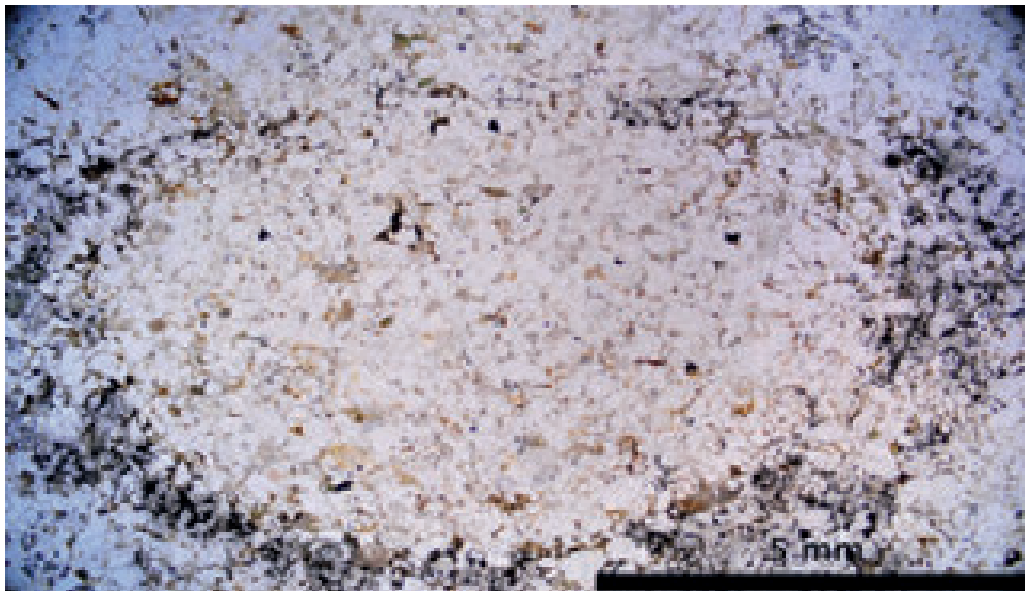
B)

Fotografía 4.1.4.: Nódulos carbonatados de estudio. A) Morfología y tamaño de los nódulos. B) Posición de las láminas delgadas en el nódulo. La primera lámina toma parte del cordón central para ver posible tipo de tránsito, gradación o erosión. Las otras dos abarcan el resto de la concreción. Fotografía de las autoras.

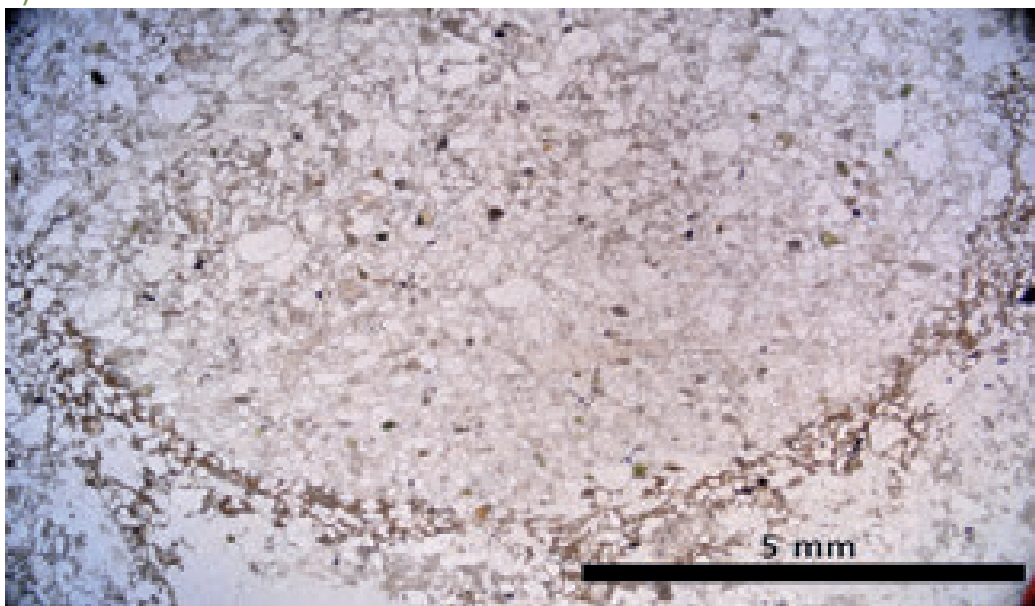
4.1.5.1. El cordón

Macroscópicamente, el cordón o zona central se diferencia por una mayor proporción de arcilla de color verdoso. El cordón tiene forma ovalada de dimensión de 2x1 cm, con un espesor medio de 2 mm. El interior y el exterior del cordón muestran las mismas características: color marrón claro con una trama comprendida mayormente por cuarzos bastante angulosos. Estos cuarzos muestran las mismas características que los de la zona central, pero en este caso la proporción de arcilla es mayor.

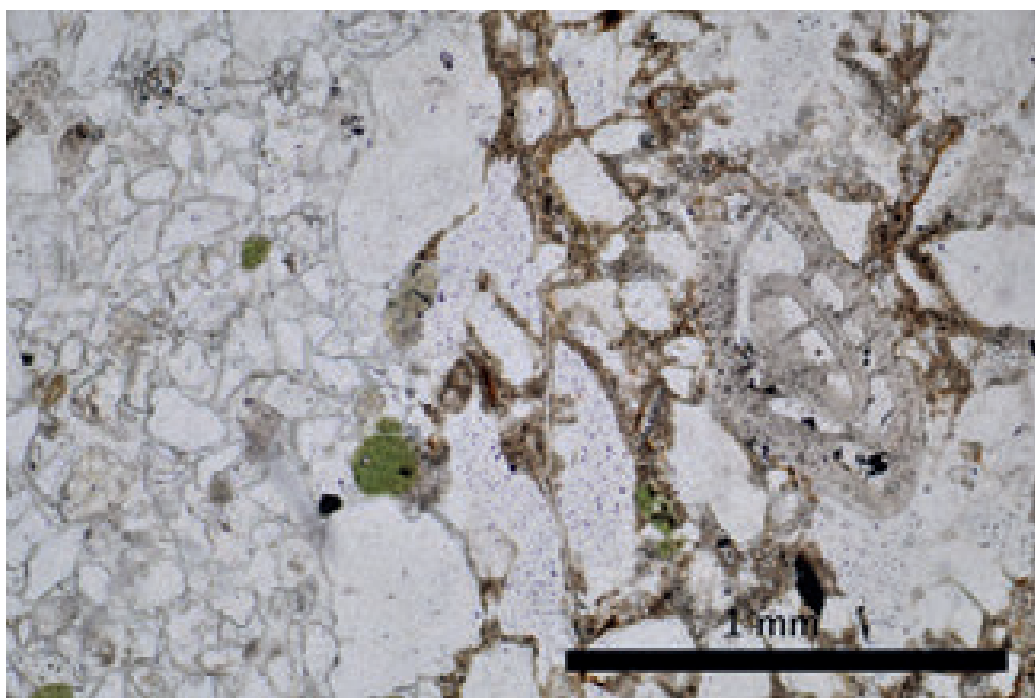
Microscópicamente, el cordón tiene un tamaño de 1,2 cm y muestra una morfología circular. Se puede observar menor tamaño de grano en las inmediaciones del interior de la bioturbación. Al igual que se puede ver macroscópicamente, la trama del cordón es idéntica a la del nódulo y está constituida por cuarzo, feldespato potásico, glauconita y moscovita. La única diferencia es la cantidad de filosilicatos, que constituye la matriz, ya que estos son abundantes y marcan el perímetro del cordón.



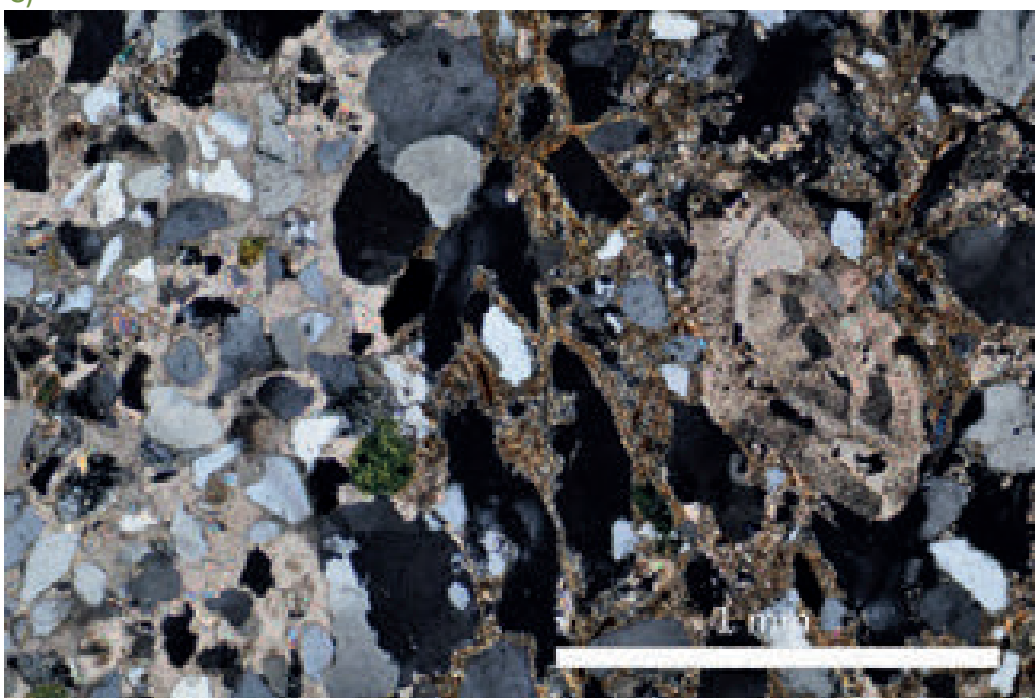
A)



B)



C)



D)

Fotografía 4.1.5.: Imágenes de la bioturbación en el interior del nódulo, el perímetro de éste está marcado por una mayor proporción de arcilla. A) Imagen de la bioturbación en la roca caja. B) Imagen de la bioturbación en el nódulo. C) Menor tamaño de grano en las inmediaciones de la bioturbación, PPL. D) Menor tamaño de grano en las inmediaciones de la bioturbación, XPL. Fotografía de las autoras.

4.1.5.2. Petrología del nódulo

Los nódulos están formados por areniscas de grano medio, de tipo protocuarcita (Selley, 1977), con una cementación diferencial por reemplazamiento de calcita.

El tamaño de grano oscila entre 0,7 mm y 0,1 mm, siendo la media 0,4 mm (la más abundante). En cuanto a la morfología de las partículas de arena, muestran una baja esfericidad, son bastante angulosos y la selección es *pool sorted*. La mineralogía de la trama está compuesta por granos de cuarzo, moscovita, glauconita y feldespato potásico. Además, también aparecen intraclastos carbonatados y bioclastos.

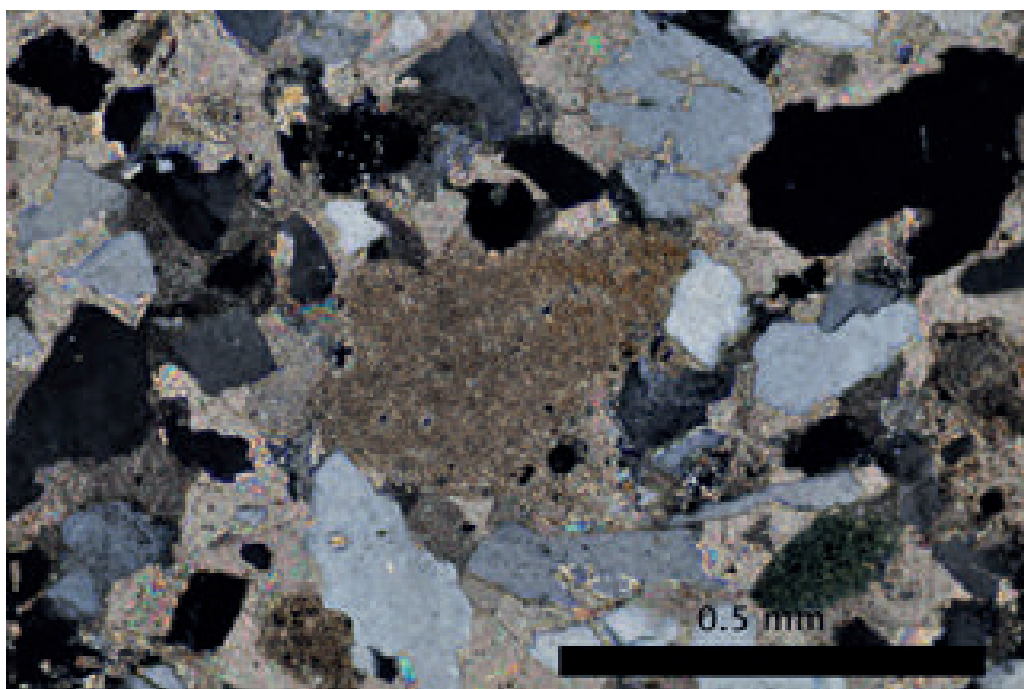
El cuarzo es el 90% de la trama, de éstos el 55% es monocristalino y el 35% restante policristalino. El tamaño de grano de estos varía entre 0,7-0,1 mm, los mayores teniendo una tendencia a ser monocristalinos. Se observa una gran heterogeneidad en cuanto a la forma, ya que algunos son bastante angulosos mientras que el perímetro de otros está bastante bien redondeado.

La glauconita aparece en una proporción menor, siendo el 4% de la trama, al igual que el feldespato potásico. La moscovita es muy escasa y forma el 1% de la trama. El tamaño longitudinal de estos varía entre el 1,5-0,05 mm, siendo el 0,5 mm el más abundante. Este mineral aparece adaptado a los demás granos.

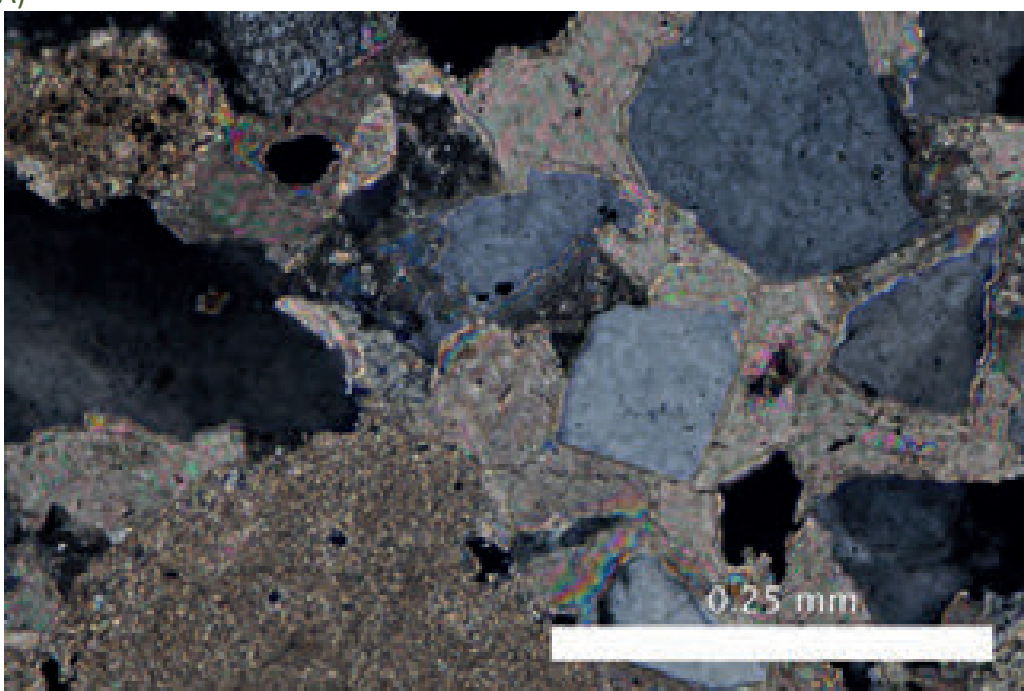
En cuanto al contenido fosilífero se pueden encontrar fragmentos de albeolinidos, briozoos, foraminíferos aglutinadores, foraminíferos de tipo monoseriados y biseriados, placas y espinas de equinodermos, miliolidos y conchas.

Los intraclastos son muy escasos y no llegan a ser el 1% de la trama y son fragmentos de marga. En el interior de algunos de ellos se pueden observar foraminíferos bentónicos. En cuanto a la matriz, se observa algo de pseudomatriz creada a partir de la deformación de los intraclastos. Pero lo que predomina en toda la lámina es la calcita de tamaño esparita.

La calcita, con cristales xenomorfos, se extiende por el nódulo de manera generalizada. Es el espacio intergranular el que se encuentra ocupado por cristales poiquilotópicos (tamaño menor a 0,3 mm) (Fig. 8b). A lo largo de la lámina delgada aparece sustituyendo los granos de cuarzo.



A)



B)

Fotografía 4.1.6.: Imágenes del microscopio correspondiente al nódulo. Pseudomatrix recrystalizada a partir de la deformación de los intraclastos. A) Intraclasto recrystalizado rodeado de calcita poiquilotópica. B) Cristales de calcita xenomorfos que ocupan el espacio intergranular. Fotografía de las autoras.

Son varios los procesos diagenéticos⁶ diferenciados en el interior de las concreciones:

⁶ La diagénesis es el conjunto de procesos de formación de una roca sedimentaria.

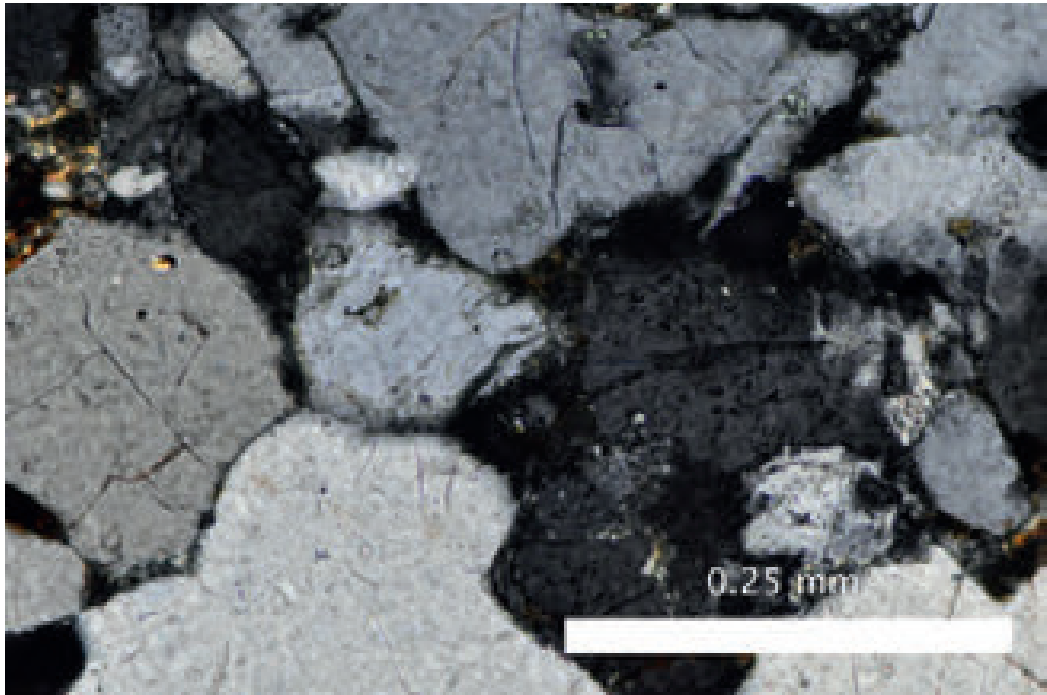
- (i) *La bioturbación* muestra una morfología circular que comprende el tamaño de 1,2 mm en lámina delgada y ovalada de 2x1 cm en la muestra de mano. Macroscópicamente y microscópicamente, se observa que la trama del cordón es idéntica a la del nódulo, diferenciándose por la abundancia de la matriz formada por filosilicatos que marcan el perímetro del cordón.
- (ii) *La recristalización*, tanto de la matriz de fango carbonatado, como de las placas de equinodermo, es de tipo equidimensional idiomorfo.
- (iii) *El reemplazamiento* comienza en un núcleo y va aumentando, hasta, en algunos casos, englobar los granos de alrededor (cristales poiquilotópicos).

4.1.5.3. Petrología de la Roca Caja

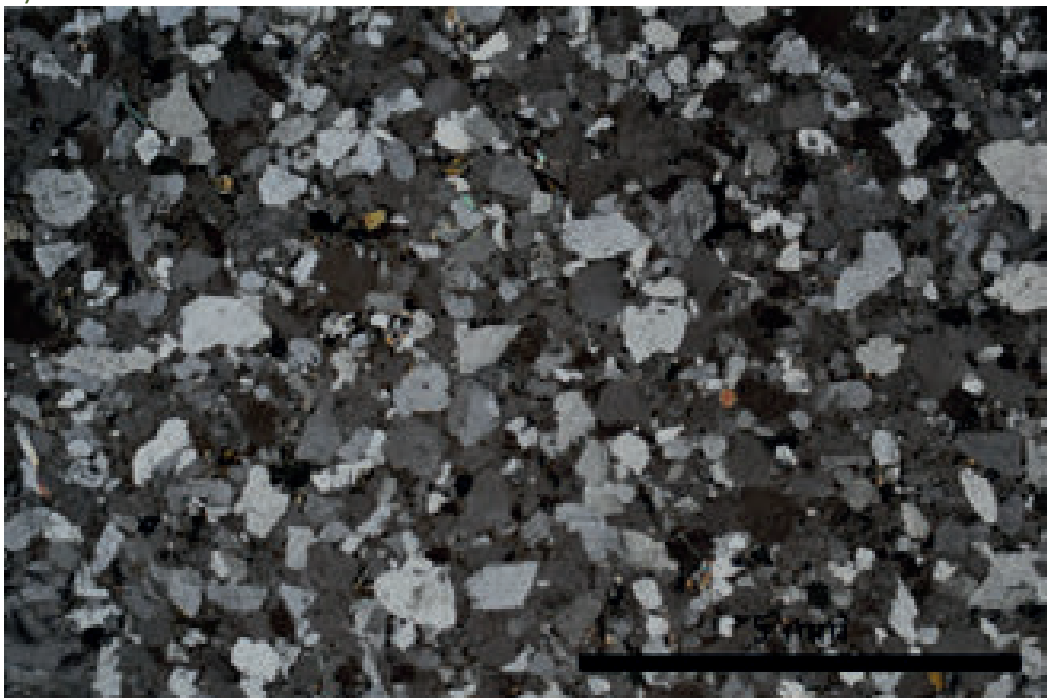
En el estudio petrográfico de la roca caja se puede observar que el tamaño de grano varía entre 0,6 – 0,1 mm, teniendo un tamaño medio de 0,3 mm. Por lo que nos encontramos frente a una arenisca siliciclástica de grano medio-fino.

La trama de la roca la componen cuarzo, feldespato potásico, glauconita, moscovita, biotita e intraclastos. Además de estos aparecen minerales pesados como turmalina o pirita. El más abundante es el cuarzo que comprende el 90% de la trama. El 80% de este cuarzo es monocristalino, por lo que el 20% restante es policristalino. La mayoría de los cuarzoes monocristalinos enseña una extinción ondulante heredada. La glauconita comprende tamaños entre 0,3-0,1 mm y es el 2-3% de la trama. La moscovita es menos común y los tamaños oscilan entre el 1,2-0,1 mm. También aparecen intraclastos de arcilla que, debido a la compactación, aparecen deformados formando una pseudomatriz.

Esta roca es una protocarcita, según Selley (1977), o subarcosa, según Pettijohn, Potter & Siever (1973). La textura de la roca es grano-soportada, con casi nula presencia de matriz detrítica, a excepción de las zonas bioturbadas donde relativamente incrementa la proporción de arcilla. Se observan vestigios de compactación por presión-disolución, mediante contactos suturados y contactos triples entre granos de cuarzo. El cemento, muy escaso, es de cuarzo y como es frecuente en las rocas siliciclásticas con poca matriz (<5%, Dutton and Diggs, 1990), precipita alrededor de los granos, en el caso del sintaxial, y entre los granos, cuando es microcuarzo (< 0.1 mm) o chert.



A)



B)

Fotografía 4.1.7. Imágenes del microscopio correspondiente a la roca caja donde se observa la compactación sufrida entre los granos de arena. A) Contacto triple entre granos de cuarzo monocristalinos. B) Contactos puntuales, triples y suturados. Fotografía de las autoras.

Son varios los procesos diagenéticos diferenciados en el interior de la roca caja:

- (i) *La compactación:* pseudomatriz.

- (ii) *La presión-disolución*: los rasgos de este proceso aparecen de manera generalizada mediante contactos suturados y contactos triples entre granos de cuarzo.
- (iii) *La cementación*: el cuarzo sintaxial precipita sobre los granos de cuarzo sin llegar a cubrir del todo. El microcuarzo equidimensional aparece en la modalidad de chert, rellenando alguna porosidad intergranular.

4.1.6. ¿Paramoudras, proparamoudras, pseudoparamoduras?

Los últimos años, se han redactado múltiples notas definiendo estos nódulos como concreciones silíceas (Galan *et al.*, 2009, entre otros). Según estos autores, basándose en los trabajos de Bromley (1975) y Bromley *et al.* (1975), las paramoudras son concreciones silíceas (madriguera) construidas alrededor de *Bathichnus paramoudrae*.

Mediante el estudio petrológico de éstas se ha determinado que no son de sílice, sino carbonatadas. Aunque desde el punto de vista mineralógico el cuarzo sea el mineral predominante y, por tanto, haya una gran concentración de sílice en ellas, ésta solamente se encuentra en las partículas detríticas. En este caso la concreción se genera por la presencia de cristales de carbonato cálcico en torno a las bioturbaciones, quizás favorecido por una mayor proporción de matriz calcárea existente en el sedimento.

Por lo que en todo caso podrían ser denominados pseudoparamoudras (*paramoudra like*). Breton, G. (2006) recomienda utilizar el término **proparamoudras** para las concreciones o paramoudras de naturaleza carbonatada. En lengua española, sin embargo, uno de los significados del prefijo pro- es *ante, delante de*, lo que podría llevar a entender, de forma errónea, que la calcificación es la fase anterior a la silificación. Por ello entendemos que, al menos en español, la designación del término pseudomaramoudra podría ser más adecuado.

En el estudio petrográfico de estas concreciones se ha podido observar que bien la roca caja como el nódulo están compuestos por el mismo tipo de arenas (cuarzo, feldespato, glauconita y moscovita mayormente), siendo la única diferencia la mínima cementación de naturaleza silícea en la roca caja y mayor presencia de carbonato en las concreciones. En la roca caja los granos aparecen con marcas de compactación (contactos suturados y puntos triples) mientras que en el nódulo se observan grandes cristales poiquilotópicos de calcita, como resultado de procesos de reemplazamiento (de la sílice, entre otros), y presencia de matriz sedimentaria. La roca caja tiene una textura grano-soportada, mientras que el nódulo es matriz-soportada.

La mayor proporción de matriz en las concreciones puede estar relacionada con la acción de la bioturbación y mezcla de sedimentos. La matriz, incorporada al sedimento mediante la bioturbación, podría ser el precursor de la carbonatación.

4.1.7. Teoría de la formación de las concreciones carbonatadas

Comparando la historia diagenética de la roca con la de los nódulos podemos inferir una secuencia compuesta por las siguientes fases:

- (0) Sedimentación: se dio en una cuenca turbidítica en un ambiente de transgresión marina. Los nódulos, únicamente se encuentran en los niveles de rellenos de canal microconglomeráticos y areniscosos de tamaño de grano medio-grueso. El aporte bioclástico a las arenas procede de las plataformas someras que bordeaban la cuenca. La sedimentación autóctona de la cuenca está representada por la distinta intensidad, está presente a lo largo de toda la secuencia y en las distintas litologías descritas. La bioturbación puede dar lugar a la mezcla de sedimentos, introduciendo matriz (de carácter margoso) en el interior del nivel más arenosos del relleno de canal.
- (1) Carbonatación: en los lugares donde abunda la matriz de naturaleza carbonatada se da la recristalización, creando de esta manera los nódulos. La formación de los cristales de esparita durante la diagénesis fue temprana, ya que no se observan huellas de compactación física o modificación de la fábrica por carga o presión tectónica posterior (la roca caja, sin embargo, sí presenta). La recristalización inicial de la matriz pudo dar pie a los procesos de reemplazamiento, por incorporación de carbonato procedente de la compactación de las margas y la litificación.
- (2) Compactación y Presión-Disolución: los sedimentos soportaron una gran compactación al disminuir el espacio en el que se encontraban. En este proceso, mediante contactos triples y contactos saturados (relación presión-disolución) se consigue adecuar al espacio. De esta manera se crearon fluidos sílice.
- (3) Silicificación: este proceso tiene lugar en las areniscas donde la compactación no ha cerrado del todo la porosidad. Es muy minoritario, y de carácter isoquímico, donde el cemento de sílice procede de la disolución por presión de los propios granos (detriticos) de la trama.

Bibliografía

Breton, G. (2006): *Paramoudras... Et autres concrétions autor d'un terrier*. *Bulletin Inf. Géol. Bass*. Vol. 43, Nº3: 18-43.

Dutton, S.P. & Diggs, T.N. (1990): History of quartz cementation in Lower Cretaceous Travis Peak Formation, east Texas: *J. Sediment. Petrol.*, 60, Fig.5, p. 195.

Ente Vasco de la Energía-EVE (1991): *Mapa geológico del País Vasco, Irun 41 – III*. Escala 1:25.000. Gallarta. Ente Vasco de la Energía-EVE, (1991): *Mapa geológico del País Vasco, Jaizkibel 40 – IV*. Escala 1:25.000. Madrid.

Galán, C., Molia, M. & Nieto, M. (2009): *Paramoudras en arenisca de la Formación Jaizkibel*.

Galán, C., Molia, M., Nieto, M. & Rivas, J. (2008): *Nuevos datos sobre paramoudras y concreciones relacionadas en Jaizkibel e Igeldo (Pseudokarst en arenisca del Flysch Eoceno, Gipuzkoa)*. 8-15.

Hernández, J.M. (2014): Estratigrafía, arquitectura de facies y sedimentología de la Formación Higuer-Getaria (Eoceno) en el Monte Jaizkibel. *Munibe Monographs. Nature Series*, 2: 13-23.

Mitxelena, A., Sáñez, J. & Oreja, L. (2014): Inventario de hábitats y flora amenazada de la ZEC Jaizkibel. *Munibe Monographs. Nature Series*, 2: 101-109.

Payros A. & Martínez-Braceras N., (2014): Orbital forcing in turbidite accumulation during the Eocene greenhouse interval. *Sedimentology*. doi: 10.1111/sed..12113

Pujalte, V., Robles, S., Orue-Etxebarria, X., Baceta, J.I., Payros, A. & Larruzea, I.F. (2000): Uppermost Cretaceous-Middle Eocene strata of the Basque-Cantabrian Region and western Pyrenees: a sequence stratigraphic perspective. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13: 191-211.

Rodríguez-Tovar, F.J., Uchman, A., Payros, A., Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E. & Molina, E. (2010): Sea-level dynamics and palaeoecological factors affectin trace fossil distribution in Eocene turbiditic deposits (Gorrondatxe section, N Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 285: 50-65.

Vera, J.A. (editor) (2004): *Geología de España*. 238-240.

<http://www.euskadi.eus/informacion/lugares-de-interes-geologico//web01-a2ingdib/es/>

http://www.ingurumena.ejgv.euskadi.eus/r49-u95/es/contenidos/informacion/lig/es_def/adjuntos/136.pdf

https://www.nationalgeographic.com.es/viajes/grandes-reportajes/los-acantilados-mas-espectaculares-del-pais-vasco-monte-jaizkibel_10979/2

