

Cuarzo idiomorfo detrítico en la base del Cretácico Superior de la Depresión Intermedia (Navarra): implicaciones paleogeográficas

Euhedral detritic quartz in the lowermost Upper Cretaceous of the Central Depression (Navarre): paleogeographic implications

E. Iriarte (*), A. Aranburu (**) y J. García-Mondéjar (*)

(*)Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias. Ap.644, 48080 Bilbao.

(**)Departamento de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencias. Ap.644, 48080 Bilbao.

ABSTRACT

In the southern border of the Bortziri (Cinco Villas) Palaeozoic massif (Basque Pyrenees, Navarra) a narrow Alpine syncline known as the Central Depression consists mainly of Upper Cretaceous calcareous flysch sediments. These sediments lie on different previous materials, from Carboniferous to Lower Cretaceous in age. In this work an unusual sandy unit at the base of the Upper Cretaceous series is studied. The petrographic features of this unit make it possible to differentiate two subunits, one basically litharenitic attributed to the Albian siliciclastic Black Flysch, and the other a matrix-supported lithoclastic wacke with abundant euhedral quartz, ophitic lithoclasts and planctonic foraminifera, attributed to the Upper Cretaceous calcareous flysch. The wacke subunit is interpreted to derive from adjacent horst(s), where Triassic material (mainly ophites and Keuper mudstones) had been eroded and concentrated in euhedral quartz.

Key words: euhedral detritic quartz, Triassic provenance, Upper Cretaceous, Central Depression, Navarre.

Geogaceta, 28 (2000), 75-78

ISSN: 0213683X

Introducción

La Depresión Intermedia ("Depression Intermédiaire", Lamare, 1936) es un sinclinal estrecho de margas, margocalizas y calcarenitas turbidíticas del Cretácico superior, que aflora 50 km a lo largo del borde meridional E-O del Macizo Paleozoico de Cinco Villas (Bortziri). Al sur está limitado por la Falla de Leitza que lo separa de los materiales jurásicos y urgonianos metamorfizados del "Manto de los Mármoles". El flysch carbonatado del Cretácico superior comienza con margas del Cenomaniense medio (Mathey *et al.*, 1999), y se dispone indistintamente sobre materiales previos carboníferos, triásicos, jurásicos, y del Cretácico inferior (Iriarte *et al.*, 2000). En trabajos anteriores (Feuillée, 1967; Mathey *et al.*, 1999) la base de dicho flysch se hacía corresponder a una serie de brechas heterolíticas del Cretácico superior. Nuestros recientes estudios (trabajo en revisión citado), no obstante, ponen de manifiesto la segregación de dichas brechas en tramos de Jurásico, Albiense (Urgoniano), Albiense (Flysch Negro), y Cretácico superior.

En el área de Zubieta (Fig. 1), la base del Cretácico Superior descansa lateral y sucesivamente sobre areniscas y lutitas del Flysch Negro, ofitas del techo del Triásico, una megabrecha urgoniana, y calizas y margas del Jurásico, en una trayectoria NE-SO de 1 km. El afloramiento de la megabrecha se muestra esquematizado en la columna de la figura 2. Destaca en él una unidad areniscosa entre el Flysch Cretácico Superior y la megabrecha urgoniana, que es el objeto de este trabajo. Concretamente uno de los problemas que plantea, debido a su carácter arenoso, es su atribución a la unidad de margas, margocalizas y calcarenitas del Cretácico superior.

Estratigrafía y Descripción de la Unidad Areniscosa

La unidad areniscosa estudiada (tramos 3 y 4 en la Fig. 2) descansa sobre una megabrecha urgoniana de edad Albiense inferior o medio, formada por clastos de calizas con rudistas de hasta 4 m de longitud. Debido al carácter discontinuo de esta megabrecha, la unidad areniscosa también descansa sobre una megabrecha

de 10 m de potencia con clastos jurásicos de hasta 2 m de tamaño máximo. En conjunto, los 8 metros de espesor máximo de la unidad areniscosa rellenan un paleograbén de 300 m de anchura, delimitado por un bloque elevado de ofitas al NE y otro de calizas jurásicas al SO. Margas hemipelágicas con calcarenitas turbidíticas del Cretácico Superior (post-Cenomaniense medio, Mathey *et al.*, 1999, y probablemente Turoniense según datos propios actualmente en estudio), fosilizan tanto la unidad areniscosa intra-grabén como los bloques elevados (horsts) adyacentes (tramo 5).

En base a los rasgos macroscópicos o de campo, dentro de la unidad areniscosa se observa una disminución gradual del contenido arenoso en la vertical, que es compensada por un incremento de la matriz carbonatada. Estudios petrográficos más detallados revelan, en la misma vertical, diferencias sustanciales que afectan tanto a la composición de la trama como a la matriz, y que nos conduce a diferenciar dos subunidades netamente diferenciadas.

La subunidad basal (tramo 3) está compuesta por facies de areniscas, sin

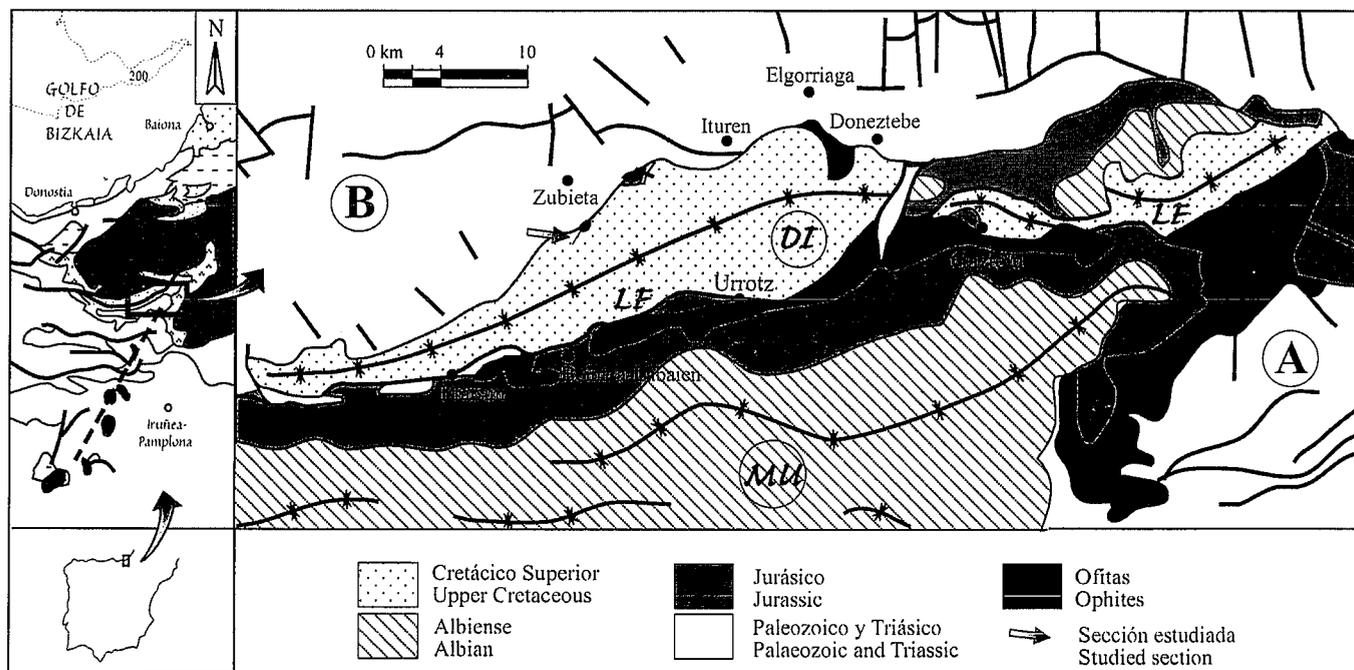


Fig. 1.- Localización y contexto geológico de la sección estudiada. A: Macizo paleozoico de Aldudes. B: Macizo paleozoico de Bortziri (Cinco Villas). DI: Depresión Intermedia. LF: Falla de Leizta. MU: Manto de los Mármoles.

Fig. 1.- Location and geological context of the studied section. A: Aldudes Palaeozoic massif. B: Bortziri (Cinco Villas) Palaeozoic massif. DI: Central Depression. LF: Leizta Fault. MU: Marble Unit.

apenas intercalaciones lutíticas o margosas, con algunas estructuras laminadas internas. Petrográficamente, las facies de areniscas se caracterizan por presentar una casi total ausencia de matriz sedimentaria, y una trama compuesta fundamentalmente por cuarzo monocristalino subredondeado y subsférico y litoclastos heterolíticos: fragmentos de chert y areniscas/limolitas (Fig. 3). El tamaño de grano oscila entre 0,1-0,6 mm, siendo la media 0,2 mm. Durante la compactación parte de los litoclastos blandos han sido deformados, pasando a formar la pseudomatriz. En algunos casos las partículas de cuarzo presentan crecimientos de cemento sintaxial de cuarzo en continuidad óptica. Areniscas similares se encuentran esporádicamente rellenando alguna grieta en los olistolitos urgonianos infrayacentes. Esta facies litarenítica (clasificación de Pettijohn, Potter y Siever, 1972) de grano fino, se asemeja a las areniscas constitutivas del Flysch Negro del corte vecino de Zubieta-SE (Iriarte *et al.* 2000).

A partir de una superficie de aparente conformidad, la unidad areniscosa muestra una mayor proporción de matriz (tramo 4). En esta subunidad superior (tramo 4) predomina la facies margosa con foraminíferos planctónicos del Cretácico Superior (post-Cenomaniense o probablemente Turoniense). Petrográficamente

se compone de cuarzo detrítico subredondeado, mono- y policristalino, cuarzo detrítico idiomorfo con inclusiones de anhídrita, plagioclasas (algunas parcialmente reemplazadas por calcita) y litoclastos diversos: fragmentos de ofita, arenisca, caliza urgoniana e intraclastos micríticos (Fig. 3). Todos los componentes de la trama, con un tamaño de grano que oscila entre 0,4-0,2 mm (excepto los litoclastos, algunos centimétricos), aparecen englobados en una matriz micrítica repleta de foraminíferos planctónicos que, localmente, presenta rasgos de neomorfismo a esparita (wacka lítica con cuarzo detrítico idiomorfo; Pettijohn, Potter y Siever, 1972). La proporción de la trama disminuye gradualmente en la vertical dando paso a depósitos carbonatados de hemipelagitas.

Resumiendo, las diferencias más destacables entre las dos subunidades son el brusco y neto cambio de la naturaleza de los litoclastos, y la presencia de cuarzo idiomorfo no autigénico cretácico y matriz micrítica con planctónicos en la subunidad superior (tramo 4).

Discusión e Implicaciones Paleogeográficas

De acuerdo con un análisis regional más amplio (Iriarte *et al.*, 2000) los tra-

mos 1 y 2 de la columna en la Fig. 2 están separados por una superficie importante de discontinuidad. Se atribuyen a sendos taludes submarinos de resedimentación gravitatoria con fuertes pendientes, desarrollados respectivamente en el Jurásico superior y en el Albiense inferior alto o medio (asociaciones de *Simplorbitolina*, Ciry y RAT). El tramo 3 tiene areniscas con características petrográficas similares a las de varios afloramientos de la misma área, en los que existen inequívocos rasgos turbidíticos (facies de lóbulos), estratigráficos (criterios de posición en columna), paleontológicos (presencia de orbitolinas), y tectónicos (plegamiento Albiense superior), atribuibles al Flysch Negro Vasco-Cantábrico. En el ejemplo estudiado, por el tamaño de grano ligeramente mayor, el bajo contenido en matriz y la aparente falta de lutitas, se sugiere un lavado frecuente por corrientes turbidíticas de talud, en un ambiente doblemente confinado: horsts adyacentes al paleograbén y olistolitos urgonianos resaltantes. Se trata de un depósito residual correspondiente a un ambiente de talud sometido a procesos de "by-passing".

La petrografía del tramo 4 denota sendos cambios sedimentológicos y de área fuente. El cambio neto en la naturaleza de los litoclastos (primera aparición de fragmentos de ofita y desaparición de

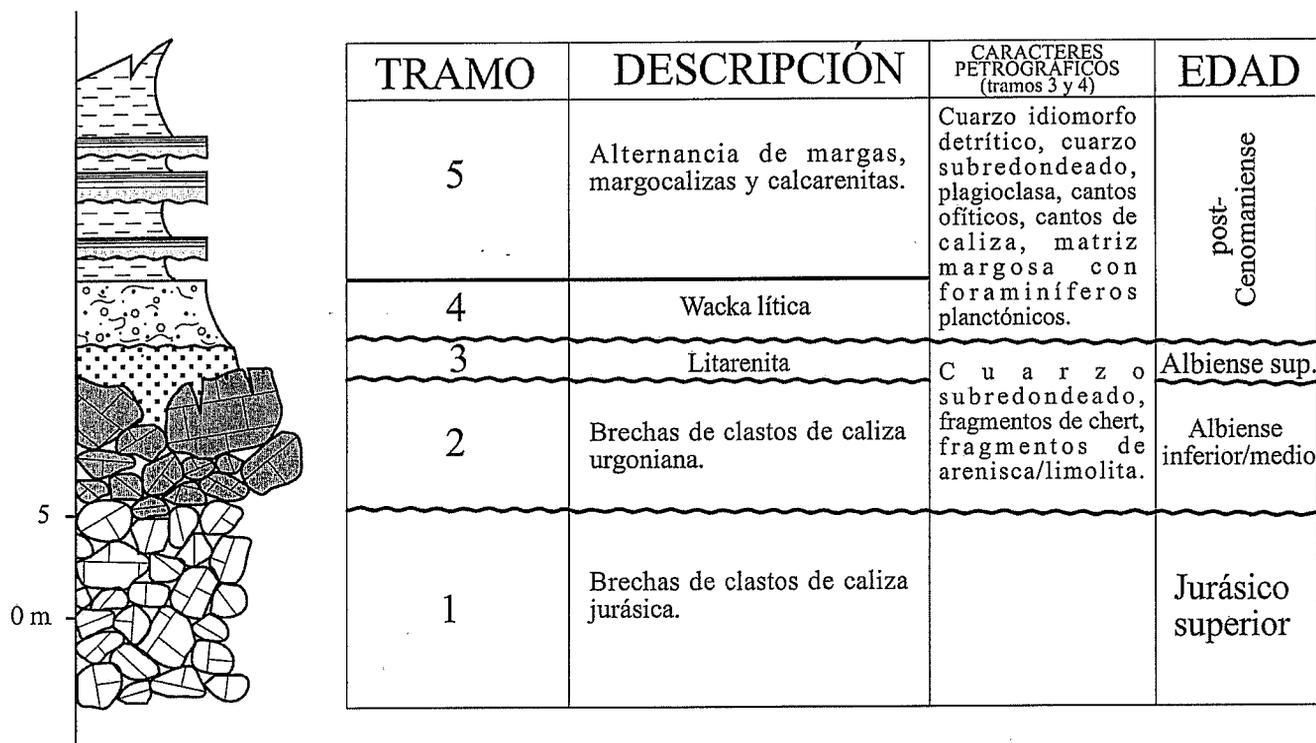


Fig. 2.- Columna estratigráfica sintética de la sección estudiada (Zubieta SO). Destacan los distintos tramos diferenciados, sus caracteres principales y la edad aproximada de formación de cada uno de ellos.

Fig. 2.- Simplified stratigraphic section of the studied area (Zubieta SW). Distinguished units, major features and ages of formation are reported.

los fragmentos de chert), así como la presencia de grandes plagioclasas y cristales idiomorfos de cuarzo, hacen que el tramo 4 sea muy diferente del tramo 3. Domina en él la textura de trama rota (matrix supported), y existe falta total de organización de los elementos de dicha trama. Se considera el depósito, por tanto, como un tipo de capas de fango acuoso ("slurry beds"). Varios factores apuntan a una derivación muy cercana de los elementos de la trama. En efecto, los litoclastos margosos son de igual naturaleza que la matriz (intraclastos); los litoclastos ofíticos derivan del horst de ofita inmediatamente adyacente por el NE o de alguno más próximo ahora desaparecido; los litoclastos calizos provienen, muy probablemente, de calizas urgonianas o jurásicas de las brechas inferiores (tramos 2 y 1 respectivamente); y los granos de cuarzo subredondeados son presumiblemente reciclados del tramo de areniscas infrayacente 3. La procedencia de los cristales idiomorfos de cuarzo, que por su perfección denotan un transporte mínimo en ausencia de choques entre granos, es, en una primera aproximación, desconocida, dado que no existe roca adyacente conservada que los contenga.

En un principio se barajó la hipótesis de que los cristales pudieran proceder de algún tipo de erupción volcánica submarina del Cretácico Superior, asimilable a las erupciones frecuentes en el Sinclino de Bizkaia de la misma edad, unos 50 km al oeste del área estudiada. Sin embargo, no hay rastros de volcanismo en la Depresión Intermedia, ni la naturaleza del volcanismo Cretácico superior (básica) proporciona cuarzo idiomorfo libre en las series conocidas. Otra hipótesis es la de cuarzo diagenético (autigénico) de edad Cretácico superior. Los criterios petrográficos, sin embargo, descartan esta hipótesis: los cristales son inequívocamente detríticos, pues aparecen con todos los rasgos de resedimentación que muestran los granos de otras naturalezas que forman la misma trama (algunos están rotos y presentan fragmentos de cemento heredado); además, no cortan ninguna textura o estructura sedimentaria, como es propio de los cristales autigénicos.

La presencia de inclusiones de anhídrita y la derivación inmediatamente próxima, llevaron a buscar su procedencia en horsts vecinos de ofitas. En uno de ellos, un depósito estratificado preservado en su techo mostró tener jacin-

tos de Compostela, acumulados de forma residual probablemente por erosión de arcillas del Keuper asociadas. Esta explicación satisface todas las líneas de evidencia. Los cristales idiomorfos detríticos en el Cretácico superior deben proceder del horst de ofitas vecino (o de alguno próximo desaparecido) por eliminación de arcillas del Keuper que debieron existir en el mismo. Probablemente la concentración de cristales se produjo durante los largos hiatos que se desarrollaron en el área durante el Jurásico y el Cretácico inferior pre-Urgoniano (Iriarte *et al.*, 2000). Hay evidencias intra-jurásicas de la exposición en superficie de bloques de naturaleza ofítica elevados por falla. También hay evidencia de solapamiento de algunos de ellos por el flysch calcáreo del Cretácico superior, por lo que algunos bloques hubieron de quedar expuestos en etapas cretácicas anteriores. Así pues, los cristales idiomorfos proceden de depósitos residuales del Keuper, en forma de concentraciones residuales de cristales de cuarzo, entre ellos jacintos de Compostela. Testimonian grandes cantidades de arcillas y evaporitas del Keuper desaparecidas por erosión, en

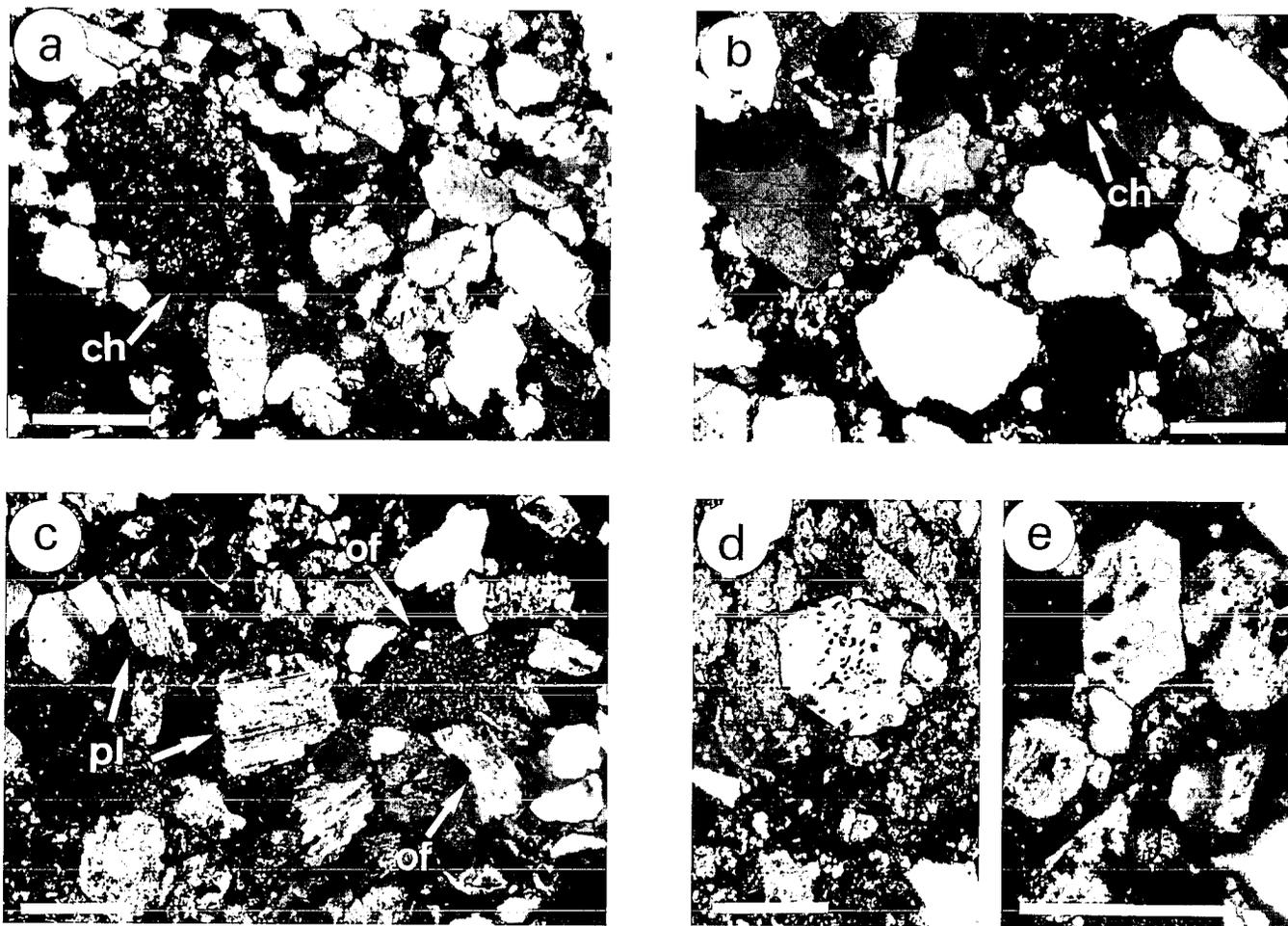


Fig. 3.- a) y b) Dos ejemplares de la litarenita del tramo 3. Destacan las partículas de cuarzo subredondeadas y litoclastos de chert (ch) y de arenisca (ar). c), d) y e) Ejemplos de la wacka lítica del tramo 4, donde se observa la abundancia de plagioclasas (pl), litoclastos de ofitas (of) y cuarzo idiomorfo detrítico (no autigénico) con inclusiones (nicoles cruzados; escala de la barra=0,5 mm).

Fig. 3.- a) and b) Litharenite of the Subunit 3. Subrounded quartz, chert lithoclasts (ch) and sandstone lithoclasts are dominant. c), d) and e) Examples of the lithic wacke of the subunit 4. Plagioclase (pl), ophiitic lithoclast (of) and euhedral detritic quartz with abundant inclusions are present (polarized light. Scale bar 0.5 mm).

gran medida subaérea, y explican por qué el Triásico superior del área aparece fundamentalmente constituido por ofitas (más difíciles de erosionar).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por la Beca de Investigación AP98-44159606 del MEC, el Proyecto de Investigación PB98-0237 de la Dirección General de Enseñanza Superior e Investigación Cien-

tífica del MEC, y el Proyecto de Investigación UPV 121.310-G39/98 de la Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea.

Referencias

Feuillée, P. (1967): *Mém. Soc. géol. France*, 108, 343.
 Iriarte, E., Agirrezabala, L.M., Aranburu, A., Fernández-Mendiola, P.A., Quintanar-Soto, A.B. y García-Mon-

déjar, J. (2000): *V Congreso Geológico de España, Geotemas 1(2)*, 191-195, Alicante.
 Lamare, P. (1936): *Mém. Soc. géol. France*, XII, 1-4, 462.
 Mathey, B., Floquet, M. y Martínez Torres, L.M. (1999): *C. R. Acad. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 328, 393-399.
 Pettijohn, F.J., Potter, P.E., y Siever, R. (1972): *Sand and sandstone*, New York, Springer-Verlag, 618.