

Caracterización petrológica de los niveles magnesíticos y las dolomías encajantes de Edad Proterozoica Superior- Cámbrico Inferior, Grupo Ibor, Castañar de Ibor, Cáceres

Petrology of magnesitic levels and their dolomitic host rocks of Upper Proterozoic- Lower Cambrian age, Ibor Group, Castañar de Ibor, Cáceres

María J. Herrero Fernández⁽¹⁾, Andrea Martín-Pérez⁽¹⁾, Inmaculada Gil Peña⁽²⁾, Ana M. Alonso-Zarza⁽¹⁾, Alfonso Meléndez Hevia⁽³⁾, Rebeca Martín-García⁽¹⁾

⁽¹⁾ Departamento de Petrología y Geoquímica, Facultad de CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, IGE-CSIC., 28040, Madrid. mjherrer@pdi.ucm.es

⁽²⁾ Instituto Geológico y Minero (IGME). C/Rios Rosas 23, 28003, Madrid.

⁽³⁾ Area de Estratigrafía. Facultad de CC. Geológicas, Universidad de Zaragoza, 50009, Zaragoza.

ABSTRACT

Detailed petrographic observations of Upper Proterozoic –Lower Cambrian deposits of the Castañar de Ibor allows the characterization of the diagenetic history of these rocks. Graywackes, shales and limestones were deposited during the Upper Proterozoic-Lower Cambrian within a siliciclastic-carbonatic marine platform. Dolomite replaced mostly limestones, but also cemented the siliciclastic deposits. Later on magnesium-rich fluids circulating along stylolites, bedding planes and fractures partially replaced the dolostones and some siliciclastic beds. Finally, a new dolomitisation phase produced replacement of the magnesite by dolomite and dolomite cementation.

Key-words: *Magnesita, dolomita, diagénesis, reemplazamientos, talco.*

Geogaceta, 47 (2010)

ISSN:0213683-X

Introducción

Los depósitos de magnesita aparecen en un amplio rango de ambientes geológicos, y tienen importantes usos industriales (Liso Rubio et al., 1992). Hay varios modelos sobre el origen de los depósitos de magnesita, incluyendo modelos actuales en costas de lagos (Schroll, 1989), sebkhas (Melezhic et al., 2001), e incluso aparecen asociadas a calcretas o a lateritas. A su vez también se han descrito magnesitas en depósitos antiguos asociadas a complejos metamórficos ultramáficos, a venas hidrotermales (Kilias et al., 2006), o formando lentejones en depósitos de plataformas marinas (Pohl, 1990). Sin embargo hay una gran controversia en el establecimiento de los modelos de formación de los distintos tipos de

depósitos antiguos. Las hipótesis más aceptadas indican que la magnesita suele formarse como fase secundaria de procesos diagenéticos o de metamorfismo (Möller, 1989). La dificultad para establecer modelos genéticos claros se debe a la escasa preservación de los rasgos iniciales y al hecho de que las magnesitas pueden sufrir procesos diagenéticos o metamórficos que borran sus señales geoquímicas iniciales. En la zona de Castañar de Ibor aparecen cuerpos magnesíticos en secciones de Edad Precámbrico-Cámbrico. En este trabajo presentamos la caracterización petrológica de las magnesitas y de los niveles sedimentarios en los que se encuentran. El objetivo es establecer la secuencia de procesos diagenéticos que dio lugar a estas formaciones magnesíticas. Sin embargo, la

interpretación precisa del contexto en el que se produjo la magnesitización requiere estudios de geoquímica precisa que aún están en fase de elaboración.

Contexto Geológico y Sedimentológico.

La zona de estudio se sitúa en los alrededores de Castañar de Ibor, Cáceres, dentro de la región de los Ibóres. Desde el punto de vista geológico corresponde a la zona Centro-Ibérica del Macizo Ibérico, y concretamente al Dominio de los Pliegues verticales (Diez Balda et al., 1990), en el que destacan las antiformas Variscas de Valdelacasa e Ibor (Figura 1). En el núcleo de estas antiformas afloran pizarras y grauvacas de edad Precámbrico-

Cámbrico inferior, mientras que en las sinformas desarrolladas entre ellas aflora la serie de cuarcitas y pizarras de edad Ordovícico-Silúrico. El contacto entre los dos conjuntos descritos es discordante. Dentro de los materiales Neoproterozoico-Cámbrico inferior se han distinguido dos grandes unidades estratigráficas: El Domo Extremeño y el Grupo Ibor, que incluye los niveles carbonáticos estudiados en este estudio. (Alvarez Nava et al., 1988). Estas dos unidades están separadas por una discontinuidad estratigráfica.

En el área de estudio la parte inferior de la serie Neoproterozoica-Cámbrica está constituida esencialmente por grauvacas y pizarras de tonos muy oscuros, entre las que se intercalan niveles poco potentes de conglomerados. Las grauvacas (Figura 2A) son de grano medio y están moderadamente bien seleccionadas, los granos de cuarzo son angulosos. El rasgo más llamativo es la presencia de epi y pseudomatriz, así como de algunas grietas rellenas por cemento de cuarzo. Las pizarras están formadas por granos de cuarzo, tamaño limo, empastadas en arcillas, en gran parte diagenéticas.

La parte superior de la serie, el Grupo Ibor, incluye, además de pizarras y grauvacas, algunos niveles de carbonatos, esencialmente dolomíticos. Estos niveles de carbonato son los que contienen las magnesitas analizadas en este trabajo. Aunque la dolomitización ha sido muy intensa y ha borrado parte de los rasgos primarios algunos se conservan. Las dolomías a veces están bien laminadas e incluyen brechas de cantos planos a techo de algunos niveles, también se han reconocido peloides y el rasgo más notable es la presencia de *Cloudina*, primer metazoo con exoesqueleto mineralizado (Palacios Medrano, 2005). Los niveles detríticos presentan laminaciones claras, y aunque están parcialmente reemplazados por dolomita, conservan estructuras sedimentarias, como estratificación cruzada, flasher y lenticular. También se reconocen algunos canales de espesor inferior al metro y anchura decamétrica. Todo ello confirma las interpretaciones de estos depósitos

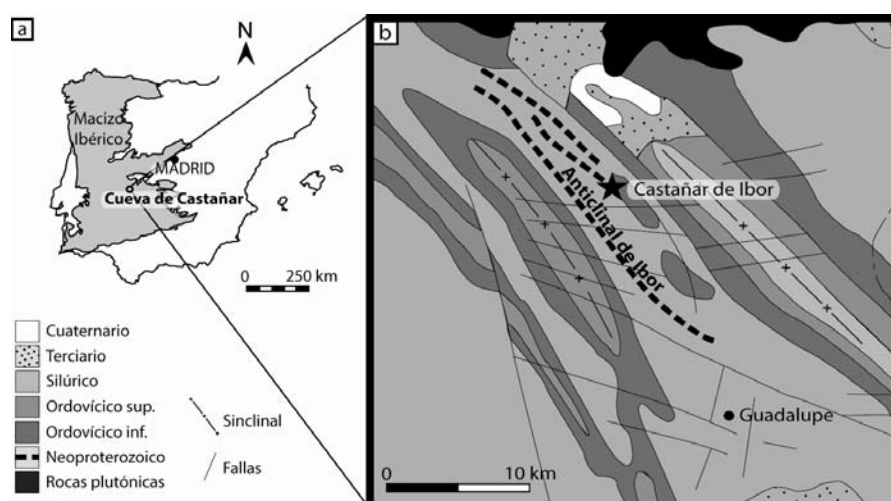


Fig. 1.- Localización del área de estudio en el Anticlinal de Ibor, Zona Centro Ibérica del Macizo Ibérico.

Fig. 1. Location of the studied area in the Ibor Anticline. Central Iberian Zone of the Iberian Massif.

como sedimentos marinos someros, depositados en una plataforma mixta carbonática-siliciclástica (Palacios Medrano, 2005).

Descripción de los Depósitos Carbonáticos

1. Dolomías

Las dolomías aparecen en la sucesión como cuerpos carbonáticos bien estratificados, de hasta 3 metros de espesor, intercalados entre niveles de grauvacas y pizarras. Son de color marrón y conservan algunas estructuras sedimentarias como estratificación cruzada, flaser y lenticular. En algunos casos, a techo de los niveles de dolomías aparecen brechas de cantos planos. Desde el punto de vista textural se reconocen tres tipos de dolomías:

1) Dolomía tipo 1: Está compuesta por un mosaico de cristales de dolomita rica en hierro (Figura 2B, 2C). Presentan en algunas ocasiones fantasmas de oolitos, intraclastos y *Cloudinas*. El mosaico es inequigranular. Los cristales presentan tamaños de hasta 4 milímetros, aunque en general son de tamaño inferior al milímetro. En ocasiones también se reconocen mosaicos de cristales idiomórficos a subidiomórficos, de tamaño entre 0.1-0.3 mm (Figura 2C).

2) Dolomía tipo 2: formada por grandes cristales de tamaño casi

centimétrico. Son cristales que rellenan poros, aunque en algunas ocasiones se observan en contacto con fases de texturas dolomíticas tipo 1, a las que incluyen parcialmente en el borde del poro (Figura 2D).

3) Dolomías tipo 3: reemplaza a los cristales de magnesita. Se observa que pseudomorfos euhedrales de magnesita están formados por un mosaico de cristales de dolomita. Estos cristales son subidiomórficos y equigranulares de tamaño inferior a 1 mm.

2. Magnesitas

Las magnesitas se presentan en cuerpos irregulares reemplazando parcialmente a las dolomías. Los niveles magnesíticos son de colores grisáceos y forman cuerpos de potencia variable desde varios centímetros a escasos metros. Es frecuente observar frentes de magnesitización afectando a las dolomías (Figura 3). Las magnesitas son cristalinas masivas y los cristales tienen tamaño milimétrico a centimétrico. La textura es inequigranular, idiotópica a subidiomórfica. Los cristales de magnesita presentan zonaciones de crecimiento marcadas por líneas oscuras ricas en óxidos de hierro. En muchos casos, los cristales son hexagonales. No se han reconocido fantasmas de componentes

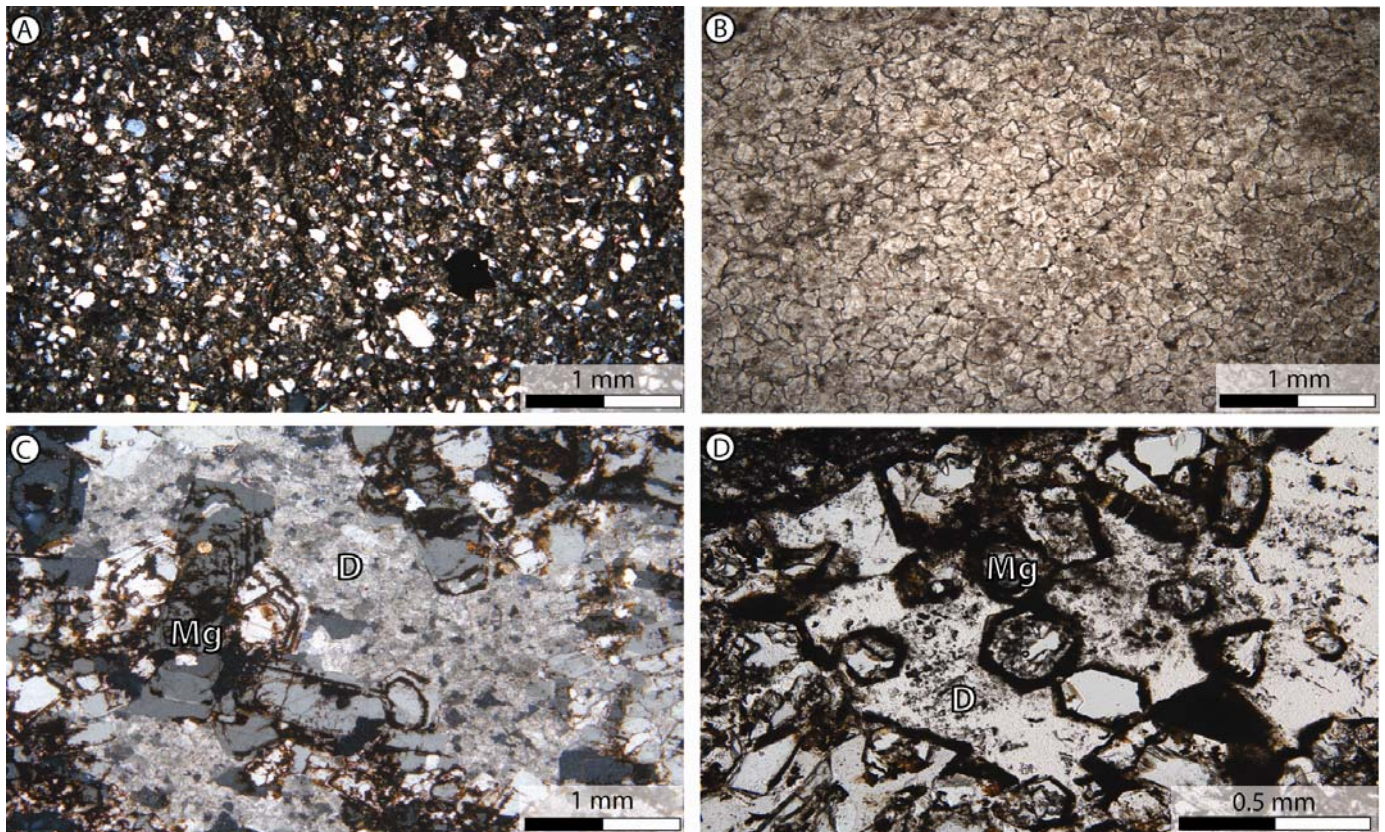


Fig. 2.-A. Grauwaca, se aprecia la importante proporción de matriz. B. Dolomías Tipo 1 (D). C. Cristales euhedrales de magnesita (Mg) formados como resultado del reemplazamiento de dolomía tipo 1 (D). D. Cristales de magnesita (Mg) que presentan zonados marcados por óxidos de hierro y cemento esparítico de dolomita (D) rellenando porosidad intercrystalina (dolomía Tipo 2).

Fig. 3.- Graywacke, observe the abundant matrix content. B. Dolomite Type 1 (D). C. Magnesite euhedral crystals (Mg) formed by replacement of dolomite Type 1(D); D. Magnesite crystals (Mg) showing zoning and intercrystalline porosity filled by sparitic dolomite (D) cement (dolomite Type 2).

sedimentarios pero si de la dolomía tipo 1.

El crecimiento de los cristales se produce a favor de las superficies estilolíticas, de fracturas y planos de estratificación. En algunos casos, las magnesitas presentan poros de gran tamaño (hasta de 1.3 cm de diámetro) rellenos por la dolomía de tipo 2.

Estas rocas presentan en afloramiento un complejo entramado de fracturas con direcciones ENE. Estas fracturas están rellenas de cuarzo y cuando cortan a las magnesitas se observa la presencia de talco que también es visible en algunos planos de superficies de estratificación.

Interpretación

Los depósitos de magnesita del área de Castañar se encajan en la sucesión de sedimentos detrítico-carbonáticos que se depositó en ambientes litorales e infralitorales dentro de una plataforma mixta

siliciclástica-carbonática (Liñán y Gámez Vintañez, 1993; Liñán et al., 2002). La primera dolomitización (dolomía tipo 1) se produjo probablemente en etapas diagénesis tempranas, ya que en algunos casos se conserva parcialmente la textura deposicional del sedimento, aunque posteriormente pudo sufrir procesos de recrystalización. La dolomita es un mineral predominante en secuencias de edades Proterozoicas, hasta tal punto que se llegó a pensar que debido a que en diversas ocasiones conservan muy bien estructuras sedimentarias de minerales precursores podría precipitar directamente del agua del mar en esa época (Tucker, 1982). En el Precámbrico las condiciones de temperatura, presión de CO₂, la relación Mg/Ca y el contenido en sulfatos y ácidos orgánicos eran favorables para producir procesos de dolomitización (Tucker, 1983; Tucker y Wright, 1990), por lo que en secuencias de esta edad la dolomita es el principal mineral diagénético.

La magnesita se formó por reemplazamiento de los niveles dolomíticos y siliciclásticos. En la mayoría de los estudios sobre formación de magnesitas se indica que

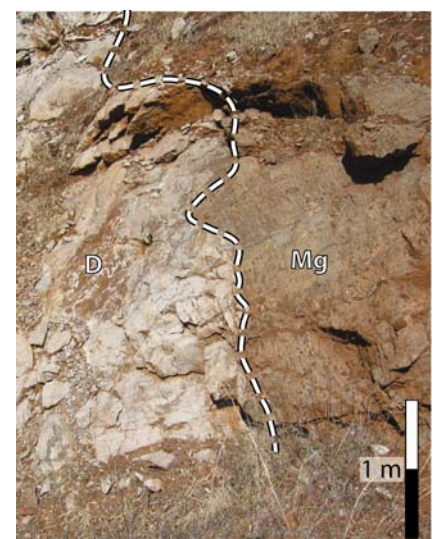


Fig. 3.-Frente de magnesitización (Mg) de un nivel dolomítico (D).

Fig. 3.- Magnesitization (Mg) front over the dolomite beds (D)

ésta se forma como una fase secundaria producto de la diagénesis avanzada (Pohl, 1989). Los estilolitos, junto con las fracturas y los planos de estratificación establecían una red de conductos por donde podían circular los fluidos diagenéticos o hidrotermales. La presencia de talco asociado a las magnesitas en fracturas y superficies estilolíticas sugiere que la formación de la magnesita podría estar relacionada con la presencia de fluidos de origen hidrotermal en la zona. Tomos y Spiro (2000) describen como el talco se forma a partir de la interacción de fluidos ricos en sílice y de dolomías que aportaban el magnesio. El enriquecimiento en sílice de los fluidos se debe a la interacción de estos con rocas silíceas. La interacción de estas soluciones con dolomías produce las condiciones químicas ideales para la formación de talco (Möller, 1989).

Una nueva fase de dolomitización generó nuevas texturas diagenéticas (dolomías tipos 2 y 3). La dolomía de tipo 2 representa procesos dominantes de cementación, mientras que la dolomía de tipo 3 supone un reemplazamiento de magnesita por dolomita. Estas dos texturas pudieron formarse durante procesos diagenéticos posiblemente cercanos en el tiempo.

Conclusiones

Los niveles carbonáticos presentes en el Grupo Ibor están formados por dolomías de tres tipos texturales (tipo 1, 2 y 3) y magnesitas. El estudio petrológico permite distinguir una primera fase de dolomitización (dolomía tipo 1), seguida por un reemplazamiento de la dolomía por magnesita. La formación de magnesita se debió posiblemente a

la interacción de la dolomía con fluidos hidrotermales. Posteriormente, una nueva fase de dolomitización generó nuevas texturas diagenéticas (dolomías tipo 2 y 3), que resultaron de procesos de cementación y reemplazamiento de las magnesitas. La elaboración de un modelo de formación preciso de las distintas fases diagenéticas hace necesarios futuros trabajos de geoquímica isotópica e inclusiones fluidas que permitan establecer las condiciones térmicas en las que se produjo la mineralización.

Agradecimientos

Este trabajo se ha llevado a cabo gracias a los proyectos de investigación CGL 2008-05584-C02-02 y del proyecto número 910404 CAM-UCM.

Referencias

- Álvarez Nava, H., García Casquero, J.L., Gil Toja, A., Hernández Urroz, J., Lorenzo Álvarez, S., López Díaz, F., Mira López, M., Monteserín, V., Nozal, F., Pardo, M.V., Picart, J., Robles, R., Santamaría, J. y Sole, F.J. (1988). *II Congreso Geológico de España*, 1, 19-22.
- Diez Balda, M. A., Vegas, R. y Gonzalez Lodeiro, F. (1990). *Structure. Part IV Central Iberian Zone. Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag, 172-188.
- Kiliadis, S. P., Pozo, M., Bustillo, M., Stamatakis, M.G. y Calvo, J.P. (2006). *Mineralium Deposita* 41, 713-733.
- Liñán, E., Gozalo, R., Palacios, T., Gámez Vintaned, J. A., Ugidos, J. M. y Mayoral, E. (2002). En: *The Geology of Spain*, (W. Gibbons y T.

Moreno Eds.). The Geological Society London 3, 172-188.

Liñán y Gamez Vintaned, (1993). *Bull. Soc. Géol. France*, VIII, 164, 831-842.

Liso Rubio, M.J. y Encinas Guzman, M.R. (1992). En: *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. (J.G. Gutierrez-Marco e I. Rábano, Eds.). Universidad de Extremadura, 545-555.

Melezhik, V.A. and Fallick, A.E., Medvedev, P.V. y Makarikhin, V.V. (2001). *Sedimentology*, 48, 379-397.

Möller, P. (1989). *Magnesite: Geology, Mineralogy, Geochemistry, Formation of Mg-Carbonates*. (P. Möller, Ed.) Gebrüder Borntraeger, 28, 287-292.

Palacios Medrano, T. (2005). En: *Patrimonio Geológico de Extremadura*. Consejería de Industria, Energía y Medio Ambiente. Junta de Extremadura, 35-69.

Pohl, W. (1989). En: *Magnesite. Geology, Mineralogy, Geochemistry, Formation of Mg-Carbonates*. (P. Möller, Ed.). Gebrüder Borntraeger, 28, 1-14.

Pohl, W. (1990). *Geologische Rundschau* 79, 291-299.

Schroll, E. (1989). En: *Magnesite. Geology, Mineralogy, Geochemistry, Formation of Mg-Carbonates*. (P. Möller, Ed.). Gebrüder Borntraeger, 28, 29-34.

Tornos, F. y Spiro, B. F. (2000). *Economic Geology*, 95, 1277-1296.

Tucker, M. E., (1982). *Geology* 10, 7-12.

Tucker, M. E. (1983). *Journal of Sedimentary Petrology* 53, 1097-1119.

Tucker, M. E., y Wright, V. P. (1990). *Carbonate Sedimentology*, Blackwell Science, 482 p.