

Caracterización petrológica de las magnesitas y las dolomías encajantes de edad Proterozoica Superior-Cámbrico Inferior, Grupo Ibor (Castañar de Ibor, Cáceres)

Petrology of magnesites 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⁾ y 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 produced the replacement of 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, 48 (2010), 143-146
ISSN: 0213-683X

Fecha de recepción: 15 de febrero de 2010

Fecha de revisión: 21 de abril de 2010

Fecha de aceptación: 28 de mayo de 2010

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 (Kiliyas *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 requie-

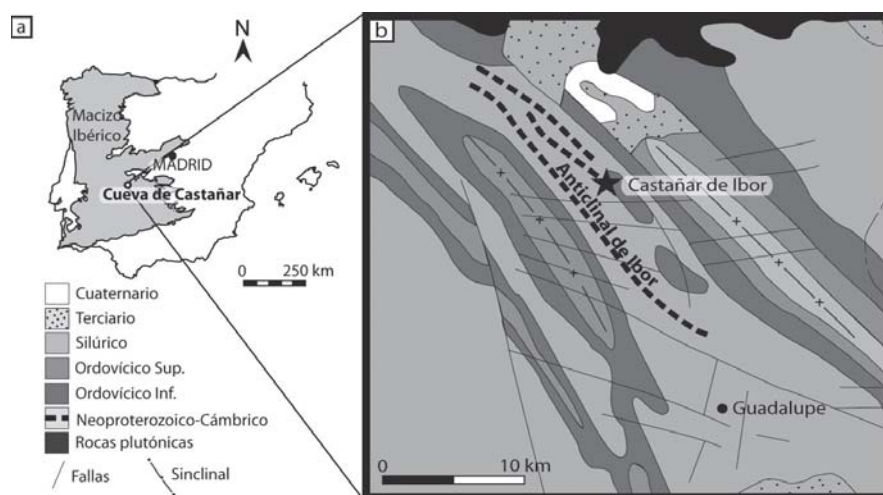


Fig. 1.- Localización del área de estudio en el Anticlinal de Ibor, Zona Centro Ibérica del Macizo Ibérico.

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

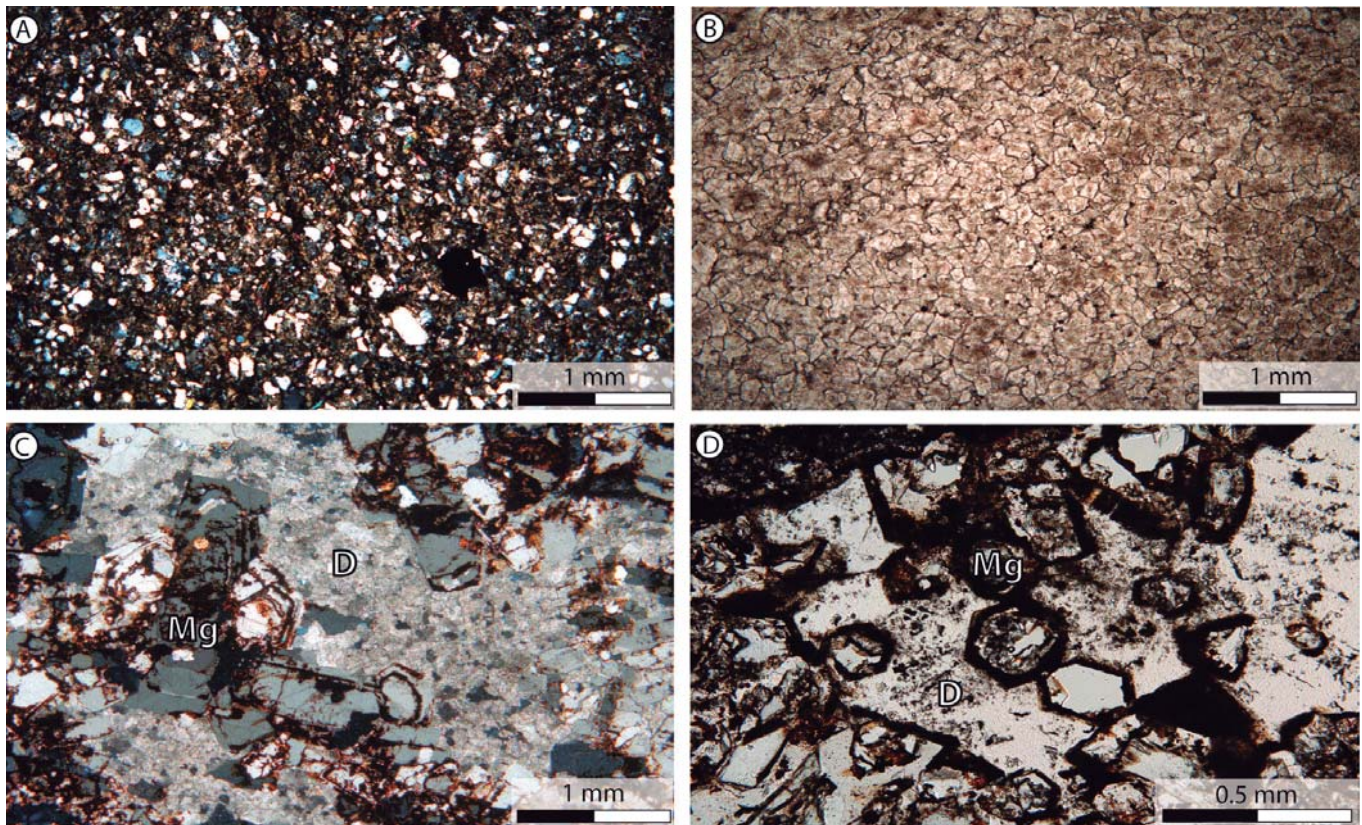


Fig. 2.- A) Grauvaca, se aprecia la importante proporción de matriz. B) Dolomías Tipo 1 (D). C) Cristales euhedrales de magnesita (Mg) formados como resultado del reemplazamiento de dolomía tipo 1 (D). D) Cristales de magnesita (Mg) que presentan zonados marcados por óxidos de hierro y cemento esparítico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

Fig. 2.- A) 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).

re 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 Iboreos. Desde el punto de vista geológico corresponde a la zona Centro-Ibérica del Macizo Ibérico, y concretamente al Dominio de los Pliegues verticales (Díez Balda *et al.*, 1990), en el que destacan las antiformal Variscas de Valdelacasa e Ibor (Fig. 1). En el núcleo de estas antiformal afloran pizarras y grauvacas de edad Precámbrico-Cámbrico Inferior, mientras que en las sinformas desarrolladas entre ellas aflora la sucesión 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 Grupo Domo Extremeño y el Grupo Ibor, que incluye los niveles

carbonáticos estudiados en este estudio (Álvarez Nava *et al.*, 1988). Estas dos unidades están separadas por una discontinuidad estratigráfica.

En el área de estudio la parte inferior de la sucesión Neoproterozoico-Cámbrico Inferior está constituida esencialmente por grauvacas y pizarras de tonos muy oscuros, entre las que se intercalan estratos poco potentes de conglomerados. Las grauvacas (Fig. 2A) son de grano medio, están moderadamente bien seleccionadas, y muestran granos de cuarzo angulosos. El rasgo más llamativo es la presencia de epi y pseudomatrix, así como de algunas grietas rellenas por cemento de cuarzo. Las pizarras están formadas por granos de cuarzo tamaño limo, con matriz arcillosa en parte diagenética.

La parte superior del 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 laminación clara, y aunque están parcialmente reemplazados por dolomita, conservan estructuras sedimentarias, como estratificación cruzada, flaser y lenticular. También se reconocen algunos cuerpos de base canaliforme, de espesor inferior al metro y anchura decamétrica. Estas características reflejan una sedimentación marina somera sobre una plataforma mixta carbonática-siliciclástica (Palacios Medrano, 2005).

Descripción de los depósitos carbonáticos

Dolomías

Las dolomías aparecen en la sucesión como cuerpos carbonáticos bien

estratificados, de hasta 3 metros de espesor, intercalados entre capas 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 (Fig. 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 euhedrales, de tamaño entre 0,1-0,3 mm (Fig. 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 texturas dolomíticas tipo 1, a las que incluyen parcialmente en el borde del poro (Fig. 2D).

3) Dolomías tipo 3: reemplaza a los cristales de magnesita. Se observa que los pseudomorfos dolomíticos formados a partir de la magnesita compuestos por un mosaico de cristales de dolomita. Estos cristales son subeuhedrales de tamaño inferior a 1 mm.

Magnesitas

Las magnesitas se presentan en cuerpos irregulares que reemplazan parcialmente a las dolomías. Los cuerpos magnésicos son de colores grisáceos y su potencia varía desde varios centímetros a escasos metros. Es frecuente observar frentes de magnesitización que afectan a las dolomías (Fig. 3). 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.

Las magnesitas son masivas con tamaños cristalinos milimétricos a centimétricos. La textura es inequigranular, idiotópica a subidiotópica. Los cristales de magnesita presentan zonaciones de crecimiento marcadas por líneas oscuras ricas en óxidos de hierro. En muchos casos, los cristales presentan secciones hexagonales. No se han reconocido fantasmas de com-

ponentes sedimentarios pero sí 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, estos cristales de magnesitas presentan poros de gran tamaño (hasta de 1,3 cm de diámetro) rellenos por la dolomía de tipo 2.

Interpretación

Los depósitos de magnesita del área de Castañar se encajan en la sucesión de sedimentos detrítico-carbonáticos que se depositó en ambientes mareales 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 sedimentaria, aunque posteriormente pudo sufrir procesos de recristalización. La dolomita es un mineral predominante en secuencias de edades Proterozoicas, hasta tal punto que, debido a que en diversas ocasiones conservan la textura deposicional se llegó a pensar que podría precipitar directamente del agua del mar en aquel tiempo (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 la dolomitización (Tucker, 1983; Tucker y Wright, 1990), por lo que en secuencias de esta edad la dolomita es el principal mineral diagenético.

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 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

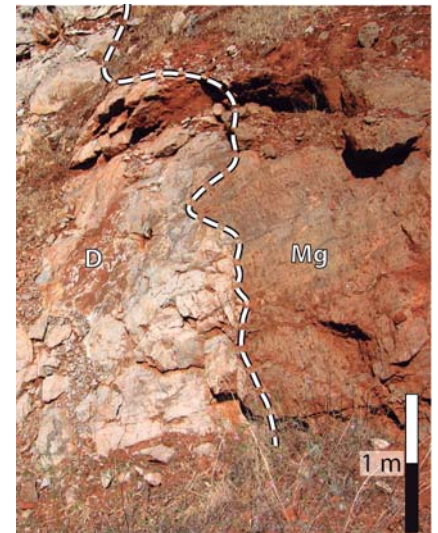


Fig. 3.- Frente de magnesitización (Mg) de un nivel dolomítico (D).

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

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 indica 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 petrográfico 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. Los autores agradecen a Ildefonso Armenteros la lectura crítica del manuscrito y sus sugerencias.

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 Solé, F.J. (1988). *II Congreso Geológico de España*, 1, 19-22.
- Díez Balda, M. A., Vegas, R. y González Lodeiro, F. (1990). *Structure. Part IV Central Iberian Zone. Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag, 172-188.
- Kilias, 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, E. y Gámez Vintanez, J.A., (1993). *Bull. Soc. Géol. France*, VIII, 164, 831-842.
- Liso Rubio, M.J. y Encinas Guzmán, M.R. (1992). En: *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. (J.G. Gutierrez-Marco e I. Rábano, Eds.). Univ. de Extremadura, 545-555.
- Melezhik, V.A., 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.