

Catodoluminiscencia del Apatito en Rocas Ígneas de Origen Cortical y Mantélico del Macizo Ibérico

/F. JAVIER LÓPEZ MORO (1, *), ASCENSIÓN MURCIEGO (1), MIGUEL LÓPEZ PLAZA (1), MARC DE RAFÉLIS (2)

(1) Facultad de Ciencias, Departamento de Geología. Plaza de los Caídos s/n. Universidad de Salamanca. 37008, Salamanca (España)

(2) Laboratoire Biominéralisations et Paléoenvironnements, Case postale 116, 4 place Jussieu, Université P. & M. Curie, 75252 Paris Cedex 05

INTRODUCCIÓN.

El apatito es uno de los minerales accesorios más comunes que se encuentran en las rocas corticales. Su presencia y distribución se utiliza a menudo como indicador de los procesos magmáticos, como fusión parcial, diferenciación y procesos hidrotermales.

En concreto, la catodoluminiscencia (CL) de apatitos es una herramienta ampliamente utilizada también en los procesos ígneos. La combinación de la catodoluminiscencia (CL), los espectros de emisión y los análisis por microsonda, en particular de tierras raras y Mn, son herramientas fundamentales en la tipificación de los apatitos, como ha sido puesto de manifiesto, por ejemplo, por Kempe & Götze (2002).

Desde un punto de vista petrogenético, se ha sugerido que su quimismo depende de las condiciones de cristalización, principalmente de la fugacidad de oxígeno, así como de la naturaleza del magma (Sha & Chappell, 1999).

El objetivo de este trabajo se centra en establecer la petrogénesis de los apatitos de rocas de contrastada diversidad genética, desde protolitos mantélicos a corticales. Para ello se considera el color y los espectros de catodoluminiscencia, en combinación con la composición química del apatito y de su magma huésped.

MATERIALES Y MÉTODOS.

Se han considerado los siguientes grupos de rocas de menor a mayor implicación cortical:

1) Diabasas de La Codosera (Badajoz) que representan un manto litosférico escasamente metasomatizado ($\epsilon\text{Nd} = +6$) (López Moro et al., 2007).

2) Vaugneritas de Pereruela (Zamora), representativas de un magma de afinidad shoshonítica con un importante componente profundo, pero con un mayor componente cortical (ϵNd entre -1 y -4) (López Plaza & López Moro, 2008).

3) Granitos biotíticos (biot>mos) de grano fino y moderadamente peraluminicos.

4) Granitos de dos micas (mos>biot) de grano grueso y fuertemente peraluminicos.

5) Granitos con *schlieren* biotítico-sillimaníticos, extremadamente peraluminicos.

Los grupos 3, 4 y 5, pertenecientes al domo anatético del Tormes, pueden considerarse afines a granitos de tipo S (López-Plaza et al., 2008).

La concentración de elementos mayores, trazas y REE de los apatitos se determinó por microsonda electrónica en la Universidad de Oviedo. Los espectros de emisión se realizaron en la Université P. & M. Curie de París. Para la geoquímica de roca total se han considerado los datos de diabasas publicados por López Moro et al., (2007), para los leucogranitos y granitos biotíticos, los de López Plaza et al. (2008) y, para las vaugneritas, datos inéditos realizados en el laboratorio de ACTLABS (Canadá).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN.

Los apatitos de los grupos 3, 4 y 5 muestran un color amarillo brillante de catodoluminiscencia, relativamente homogéneo (no zonado) así como espectros de CL con la típica banda ancha (~570 nm) del Mn^{2+} y otras de mucha menor intensidad asignadas a Dy^{3+} , Nd^{3+} , Sm^{3+} y probablemente a Er^{3+} . Los apatitos de las vaugneritas manifiestan un color de CL lila homogéneo (no zonado) y en sus

espectros aparece una banda ancha intensa a 360-380 nm, debida a la emisión de la red y/o al Ce^{3+} , y otras de menor intensidad a 483, 576, 600, 647, 750 nm, debidas a la activación del Dy^{3+} , Nd^{3+} , Sm^{3+} y probablemente Er^{3+} (Fig. 1). Los espectros de los apatitos de las diabasas son similares a los de las vaugneritas, sin embargo el color de CL es diferente (amarillo verdoso).

Químicamente, los apatitos de los grupos 3, 4 y 5 son los de mayor contenido en Mn (1300-5200 ppm), más bajo en SiO_2 y LREE (Figs 2 y 3) y mayor relación $\text{Mn}/\Sigma\text{REE}$ (~0,7). Los pertenecientes a los grupos 1 y 2 manifiestan bajos contenidos en Mn, baja relación $\text{Mn}/\Sigma\text{REE}$ (0,09-0,13) y contenidos relativamente altos en SiO_2 , mientras que su contenido en FeO es similar al de los grupos 3, 4 y 5. El contenido en LREE discrimina todos los grupos (Fig. 3) desde las vaugneritas a los granitos, cuyo menor contenido se debe a la cristalización simultánea de monacita.

Los apatitos de las series magmáticas corticales (grupos 3, 4 y 5) muestran como activador principal el Mn^{2+} , relacionado con el peraluminismo del magma (Fig. 4), especialmente evidente en los granitos con *schlieren* biotítico-sillimaníticos (grupo 5). En los apatitos de las rocas de la series magmáticas profundas (grupos 1 y 2) son las REE los elementos activadores, aunque con distinta luminiscencia. La única diferencia de los espectros de CL en estos dos grupos es la mayor intensidad en el pico a 360-380nm de las vaugneritas (Fig. 1). Esta banda podría ser debida al Ce^{3+} (Waychunas, 2002), hipótesis que en nuestro caso se ajusta a lo observado, ya que los apatitos de vaugneritas son los más enriquecidos en LREE (Fig. 3). Otra posibilidad, no excluyente, es que el mayor contenido de Fe de los apatitos de las diabasas

palabras clave: Apatito, Catodoluminiscencia, Rocas Ígneas Corticales y Mantélicas

key words: Apatite, Cathodoluminescence, Mantle and Crustal Igneous Rocks

resumen SEM 2009

* corresponding author: fjlopez@usal.es

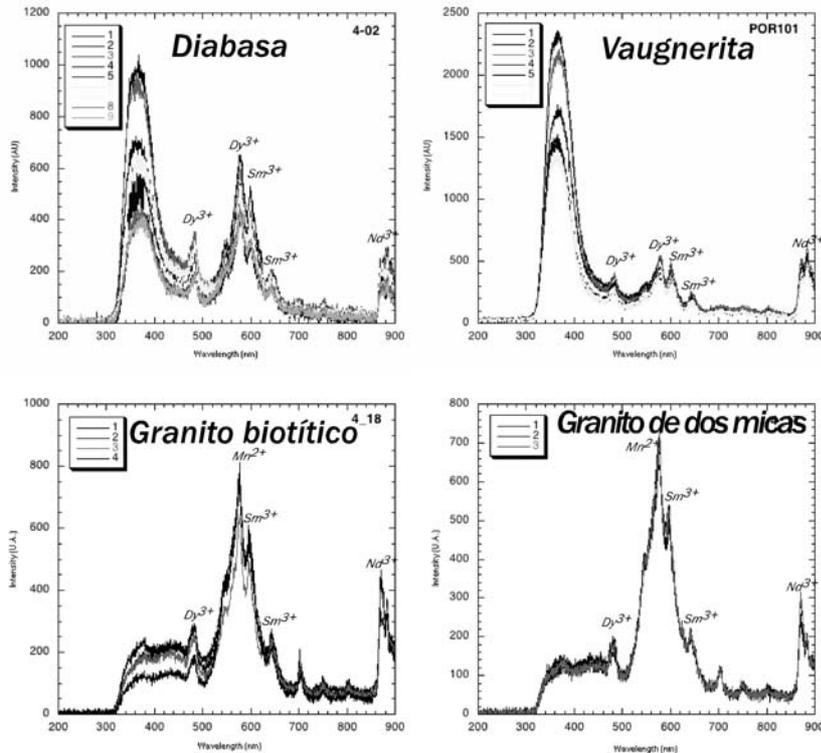


fig 1. Espectros de emisión de catodoluminiscencia de los apatitos de los litotipos seleccionados.

genere un efecto de “quenching” para el Ce^{2+} . Por tanto, la luminiscencia lila de apatitos de vaugneritas podría ser debida al Ce^{3+} , mientras que el color amarillento de los apatitos de las diabasas estaría relacionado con la luminiscencia que produce el Dy^{3+} (Waychunas, 2002).

Existe una relación entre el estado de oxidación del magma y el contenido en Fe de los apatitos, ya que el mayor contenido de este elemento se encuentra en los granitos peraluminicos y en las diabasas (Fig. 2), ambos con ilmenita y sin magnetita. Por el contrario, las vaugneritas, de condiciones más oxidantes (tampón Ni-NiO, López-Plaza & López Moro, 2008) siempre tienen bajos contenidos en FeO (Fig. 2). La falta de correlación FeO-MnO entre los apatitos de diabasas y vaugneritas revela la baja disponibilidad de Mn en magmas poco diferenciados, al contrario que en los granitos, cuyos protolitos son muy evolucionados.

CONCLUSIONES.

Se establece que el tipo de luminiscencia de los apatitos depende de la relación $Mn/\Sigma REE$ y del contenido de REE y Fe. Se pone de manifiesto que el contenido de Mn del apatito no

depende del estado de oxidación, como ocurre con el Fe, sino del grado de peraluminismo o del grado evolutivo del magma.

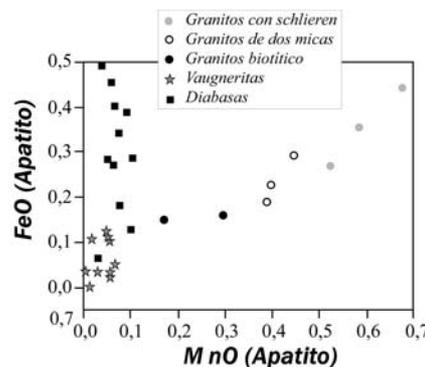


fig 2. Diagrama de variación FeO-MnO.

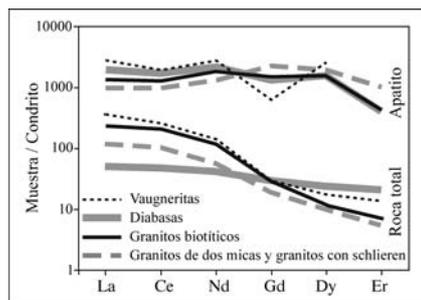


fig 3. Espectros normalizados de los apatitos y su roca huésped.

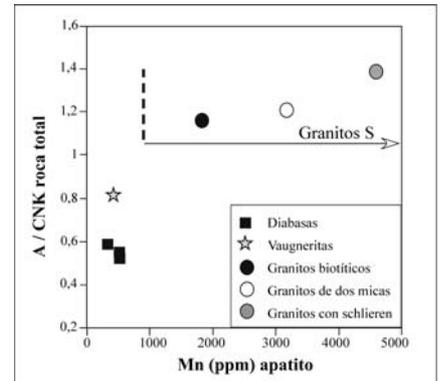


fig 4. A/CNK en roca total frente a Mn en apatito. El límite de granitos S, según Sha & Chappell (1999).

AGRADECIMIENTOS.

Este trabajo ha sido financiado parcialmente por los proyectos DGICYT nº CGL2004-06808-C04-04, de la Junta de Castilla y León SA137A08 y del proyecto de investigación 1FD1997-1250 del programa FEDER de Recursos y Espacios Naturales.

REFERENCIAS.

Kempe, U. & Götze, J. (2002): Cathodoluminescence (CL) behaviour and crystal chemistry of apatite from rare-metal deposits. *Mineral Mag.*, **66**, 151-172.

López Moro, F.J., Murciego, A., López-Plaza, M. (2007): Silurian/Ordovician asymmetrical sill-like bodies from La Codosera syncline, W Spain: A case of tholeiitic partial melts emplaced in a single magma pulse and derived from metasomatized mantle source. *Lithos*, **96**, 567-590.

López-Plaza, M. & López Moro, F.J. (2008): Eurogranites in Western Castilla y León. Spain: The Tormes Dome. 192 pp.

López-Plaza, M., López Moro, F.J., Vicente-Tavera, S., Vicente-Villardón, J.L. (2008): Los leucogranitos equigranulares del Domo del Tormes (Zona Centro Ibérica): discriminación geoquímica mediante Biplot Canónico y significado petrogenético. *E-Terra*, **5**, 1-16.

Sha, L.K. & Chappell, B.W. (1999): Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **63**, 3861-3881.

Waychunas, G.A. (2002): Apatite luminescence. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **48**, 701-742.