

Caracterización químico-mineralógica de las cromitas ofiolíticas de Calzadilla de los Barros (Badajoz)

Compositional features of ophiolitic chromites from Calzadilla de los Barros (Badajoz)

Rubén Martos ⁽¹⁾, Lorena Ortega ⁽¹⁾, Fernando Gervilla ⁽²⁾, Rubén Piña ⁽¹⁾, Serafín Monterrubio ⁽³⁾, Rosario Lunar ⁽¹⁾ y Helena Albert ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Departamento Cristalografía y Mineralogía, Facultad de C.C. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, C/ Jose Antonio Novais 2, 28040 Madrid. ruben.martos@uca.es, hln.albert@gmail.com, lortega@geo.ucm.es, rpinagar@geo.ucm.es, lunar@geo.ucm.es

⁽²⁾ Departamento Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada. Av. Fuentenueva s/n, 18002 Granada. gervilla@ugr.es

⁽³⁾ Escuela Politécnica Superior de Zamora, Av. Cardenal Cisneros, 30, 49030 Zamora. sermp@usal.es

ABSTRACT

The Cerro Cabrera and Sierra Cabeza Gorda peridotite massifs (Calzadilla de los Barros, Badajoz) comprise serpentinites hosting podiform chromite mineralization and have been interpreted as part of an ophiolitic slab. The chromites are Al-rich and crystallized from a MORB-type melt. The subsolidus reequilibration with olivine depleted the chromite margins in Al and Mg. Later metamorphic alteration produced an enrichment in Fe³⁺, resulting in the formation of ferrichromite.

Key words: Chromite, podiform, ophiolite, dunite, harzburgite.

Geogaceta, 48 (2010), 175-178
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 macizos peridotíticos de Calzadilla de los Barros (Badajoz) están constituidos por serpentinitas con mineralizaciones de Cr (Monterrubio, 1991; Monterrubio y Lunar, 1997) y han sido interpretados como parte de un complejo ofiolítico. La cromita es mena de Cr y presenta además un gran interés como indicador petrogenético. Pertenece al grupo de las espinelas y su composición puede variar dentro de la solución sólida representada por la fórmula $(\text{Mg,Fe}^{2+})(\text{Cr,Al,Fe}^{3+})_2\text{O}_4$, dependiendo de las condiciones de cristalización (Roeder y Jamieson, 1992) y de los procesos de reequilibrio posteriores. En estas tendencias de reequilibrio de la cromita se reconocen ciertos patrones que informan sobre la historia geológica sufrida por la roca (Proenza *et al.*, 1998; González-Jiménez, 2009).

El objetivo de este trabajo es estudiar la composición de las cromitas de Calzadilla de los Barros y su variación entre núcleo y borde de grano con el fin de estimar sus condiciones de formación y evolución posterior.

Contexto geológico

La zona de estudio está situada en el flanco NE del antiforme de Olivenza-

Monesterio, dentro del Dominio Zafra-Monesterio perteneciente a la Zona de Ossa Morena del Macizo Ibérico. La estructura general de la zona presenta una orientación NW-SE a NNW-SSE, caracterizada por pliegues de gran longitud de onda. Alineados según esta dirección regional se distinguen dos zonas con rocas peridotíticas, la Sierra de Cabeza Gorda y el macizo de Cerro Cabrera, situadas respectivamente al SE y al NW de la localidad de Calzadilla de los Barros.

Mineralizaciones de cromita

Los macizos de Cerro Cabrera y Sierra de Cabeza Gorda están constituidos por rocas ultramáficas intensamente serpentinizadas. No obstante, los minerales relictos permiten identificar los protolitos como harzburgitas y dunitas. En estas rocas la cromita puede aparecer como mineral accesorio o como componente principal. Cuando la cromita aparece diseminada en la matriz silicatada en proporciones en torno al 4% en la roca, se la clasifica como cromita accesorio. Cuando la cromita aparece como componente principal en una proporción mayor a un 20% en la roca, esta roca se denomina cromitita, y según su contenido en cromita se denomina masiva, si tiene >80% de cromita, semimasiva si el conte-

nido en cromita es del 70 al 80%, y diseminada cuando éste es menor del 70%. En Calzadilla de los Barros, las cromititas aparecen formando acumulados bandeados o bolsadas o pods de tamaño variable, siempre rodeadas de una envuelta dunítica, encajada en una serie ultramáfica harzburgítica.

Metodología

Las muestras estudiadas proceden de afloramientos en los dos macizos y de tres sondeos realizados por la empresa Río Narcea Nickel S.A. en el macizo de Cerro Cabrera. Se han estudiado 34 láminas transparentes pulidas mediante microscopía de luz reflejada y transmitida y mediante microsonda electrónica con el objetivo de caracterizar las asociaciones minerales de las rocas peridotíticas.

Los análisis cuantitativos puntuales de fases minerales han sido realizados en el Centro de Microscopía Electrónica «Luis Bru» de la Universidad Complutense de Madrid. El equipo utilizado es una microsonda electrónica JEOL modelo JXA-8900-M equipada con 4 espectrómetros. Para la realización de los análisis de óxidos y silicatos se ha trabajado con un voltaje de aceleración de 15 kV y una corriente de sonda de 20 nA y diámetro del haz incidente de 5µm.

El estudio mediante esta técnica ha permitido obtener microfotografías de granos minerales para el estudio de las zonaciones químicas en cromita (Fig. 1). Para el cálculo de la fórmula estructural de las cromitas se ha recalculado el contenido en Fe^{2+} y Fe^{3+} mediante el criterio estequiométrico de Droop (1987), ya que el equipo sólo mide el contenido en FeO .

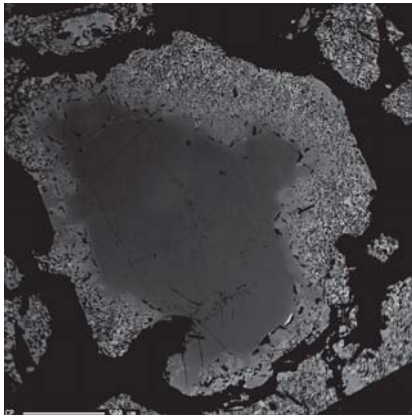


Fig. 1.- Cromita zonada composicionalmente, imagen de electrones retrodispersados.

Fig. 1.- Chromite compositionally zoned, backscattered electrons image.

Resultados

Espinelas accesorias

Las harzburgitas se encuentran serpentinizadas prácticamente por completo y muestran textura fibrosa, entrecruzada, blastogranuda y en malla. Los minerales relictos en estas rocas están constituidos por olivino, ortopiroxeno y cantidades menores de clinopiroxeno y anfíbol.

El contenido en espinela, estimado mediante un conteo modal de puntos, es de un 1 a un 2%. Esta espinela accesorio corresponde a un término rico en magnetita y aparece en forma de granos irregulares de pequeño tamaño ($< 0,5$ mm) diseminada en la roca aunque puede llegar a formar niveles milimétricos de diseminados densos paralelos a la foliación de la roca. La espinela de mayor tamaño de grano (hasta 2 cm) aparece con formas anhedrales y texturas en bola de nieve, mostrando clorita en los bordes como producto de alteración.

En las dunitas el mineral de la serpentina más abundante es la antigorita, que aparece con texturas no pseudomórficas. También se observan restos de lizardita, que no ha sido completamente transformada a antigorita, que muestra texturas de reemplazamiento en malla alrededor de relictos de olivino. También aparecen

fibras de crisotilo rellenando fracturas. En las dunitas, los minerales sin transformar corresponden a olivino y espinela cromífera.

El contenido en cromita es mayor que en las harzburgitas, en torno al 2,5%. La espinela cromífera aparece en forma de fenocristales anhedrales de tamaño entre 1 y 2,5 mm con fracturas de tipo pull apart, y también en cristales más pequeños y subredondeados diseminados en la matriz de la roca. Bordeando estos minerales y en sus fracturas aparece clorita como producto de la alteración.

Cromititas

La cromita es el componente principal de estas rocas y se presenta con tamaños desde 0,5 mm diseminada en la matriz, hasta 2,5 mm conformando el esqueleto de la roca. Los granos de tamaño más fino se encuentran más alterados y con morfologías redondeadas, mientras que los granos de mayor tamaño aparecen euhedrales. Suelen presentar fracturas tipo pull apart rellenas de clorita.

Estas cromititas muestran un borde de alteración característico. Se trata de una corona externa, de menor reflectividad que el núcleo, cuyo espesor depende del tamaño de grano y del grado de alteración. Esta corona presenta texturas en bola de nieve, con intercrecimientos de clorita de pequeño tamaño (Fig. 1). La matriz está formada por clorita de composición magnésica.

Las cromititas estudiadas se han clasificado en base a su contenido en cromita en cromititas diseminadas, semimasivas y masivas. Las cromititas diseminadas muestran texturas nodulares; por el contrario, las cromititas masivas y semimasivas muestran texturas antinodulares.

Química mineral

Se han observado variaciones composicionales entre núcleo y borde de los granos de cromita como resultado de procesos de alteración. En las cromititas accesorias este proceso es más efectivo debido a una menor relación cromita/silicato, observándose un importante aumento en el contenido en Fe^{3+} tanto en bordes de alteración como en algunos núcleos que también han sido alterados.

En las cromititas el proceso de alteración no es tan intenso, ya que el contenido en olivino de la matriz es menor, y por lo tanto la alteración de la cromita se produce de forma diferente a las espinelas accesorias. En el diagrama triangular Cr- Fe^{3+} -Al de la figura 2A se observa que, en lugar de una ganancia de Fe^{3+} , hay una tendencia

de pérdida de Al con aumento en Cr residual desde el núcleo a los bordes de grano. En algunos de los bordes representados se observa que cuando la pérdida de Al es muy acusada, las cromititas tienden a ganar algo de Fe^{3+} , que es la tendencia descrita en las cromititas accesorias.

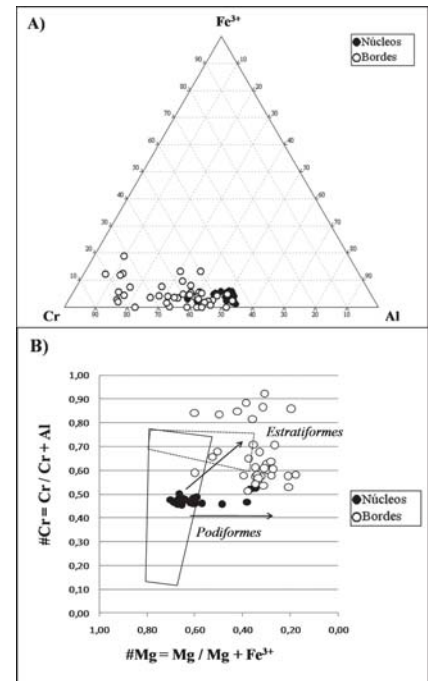


Fig. 2.- A) Composición química de los núcleos y bordes de grano de cromititas en un diagrama Cr- Fe^{3+} -Al; B) Representación de la composición de núcleos y bordes de cromita de cromititas en diagrama #Mg-#Cr.

Fig. 2.- A) Composition of cores and margins of chromite from chromitites on a diagram Cr- Fe^{3+} -Al, B) Representation of the chemical composition of cores and margins of chromite from chromitites on a diagram #Mg - #Cr.

En la figura 2B se han representado las composiciones de los núcleos y bordes de grano de las cromititas en un diagrama #Mg frente a #Cr, con los campos composicionales de cromititas podiformes y estratiformes propuestos por Irvine (1967). En este diagrama se observa que los núcleos de las cromititas menos alterados encajan en el campo de las cromititas podiformes, y al alterarse se desplazan siguiendo una tendencia de pérdida de Mg.

Discusión

Para realizar una aproximación a la naturaleza del magma parental se han proyectado las composiciones de los núcleos inalterados de las cromititas en un diagrama binario #Cr - TiO_2 (Fig.3), pro-

puesto por Arai (1992). De acuerdo con este diagrama, las cromitas estudiadas se habrían formado a partir de un magma parental de tipo MORB.

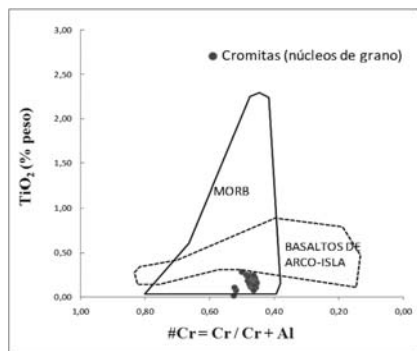


Fig. 3.- Composición química de los núcleos de granos de cromita en cromititas en un diagrama #Cr-TiO₂. Campos según Arai (1992).

Fig. 3.- Composition of chromite cores from chromitites in a diagram #Cr-TiO₂. Fields according to Arai (1992).

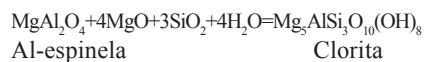
Alteración y metamorfismo

Las cromitas accesorias y las de las cromititas muestran una tendencia común de alteración, con un aumento de Fe²⁺ hacia el borde acompañado del aumento de Cr³⁺. La pérdida de Mg y el enriquecimiento en Fe²⁺ se produce por reacciones de equilibrio entre olivino y cromita, bien en condiciones tempranas o en etapas más tardías. En las cromititas se observa que las composiciones de algunos núcleos están desplazadas hacia contenidos más ricos en Fe²⁺, pero sin variaciones en el contenido en Cr. Esta tendencia puede ser debida a un reequilibrio temprano con el encajante de los núcleos de cromita, o a que se parta de un protolito ya alterado.

En la figura 4 se han proyectado los datos de Cr-Al-Fe³⁺ para cromititas (Fig. 4A) y para cromitas accesorias (Fig. 4B), observándose dos tendencias de alteración diferentes en cada caso.

En los bordes de alteración de las cromititas (Fig. 4A) se observan composiciones que ponen de manifiesto el desarrollo de un evento de alteración caracterizado por un enriquecimiento en el contenido en Fe²⁺, acompañado por un aumento del #Cr (probablemente debido a la fuerte pérdida de Al₂O₃), con poca variación del contenido en Fe³⁺. De acuerdo con Purvis *et al.* (1972), Evans y Frost (1975), Suita y Streider (1996) y Proenza *et al.* (2004) esta alteración podría haber tenido lugar en condiciones equivalentes a las facies de esquistos verdes. Kimball (1990) proponen una re-

acción para explicar esta tendencia: a temperaturas superiores a 400 °C, el Mg y Al de la cromita primaria pueden reaccionar con fluidos ricos en MgO y SiO₂ para formar clorita:



Los 400 °C de temperatura propuestos por Kimball (1990), superan el rango de las temperaturas alcanzadas en facies

de esquistos verdes, pero la alteración combinada de olivino y piroxeno a baja temperatura podría favorecer la incorporación de fluidos ricos en MgO y SiO₂ al sistema (Bach *et al.*, 2006), componentes necesarios para el desarrollo de esta reacción. Las observaciones petrográficas de las cromititas confirman estas reacciones, ya que en los bordes de alteración se observan inclusiones de clorita (que además forma la matriz) de composición magnésica.

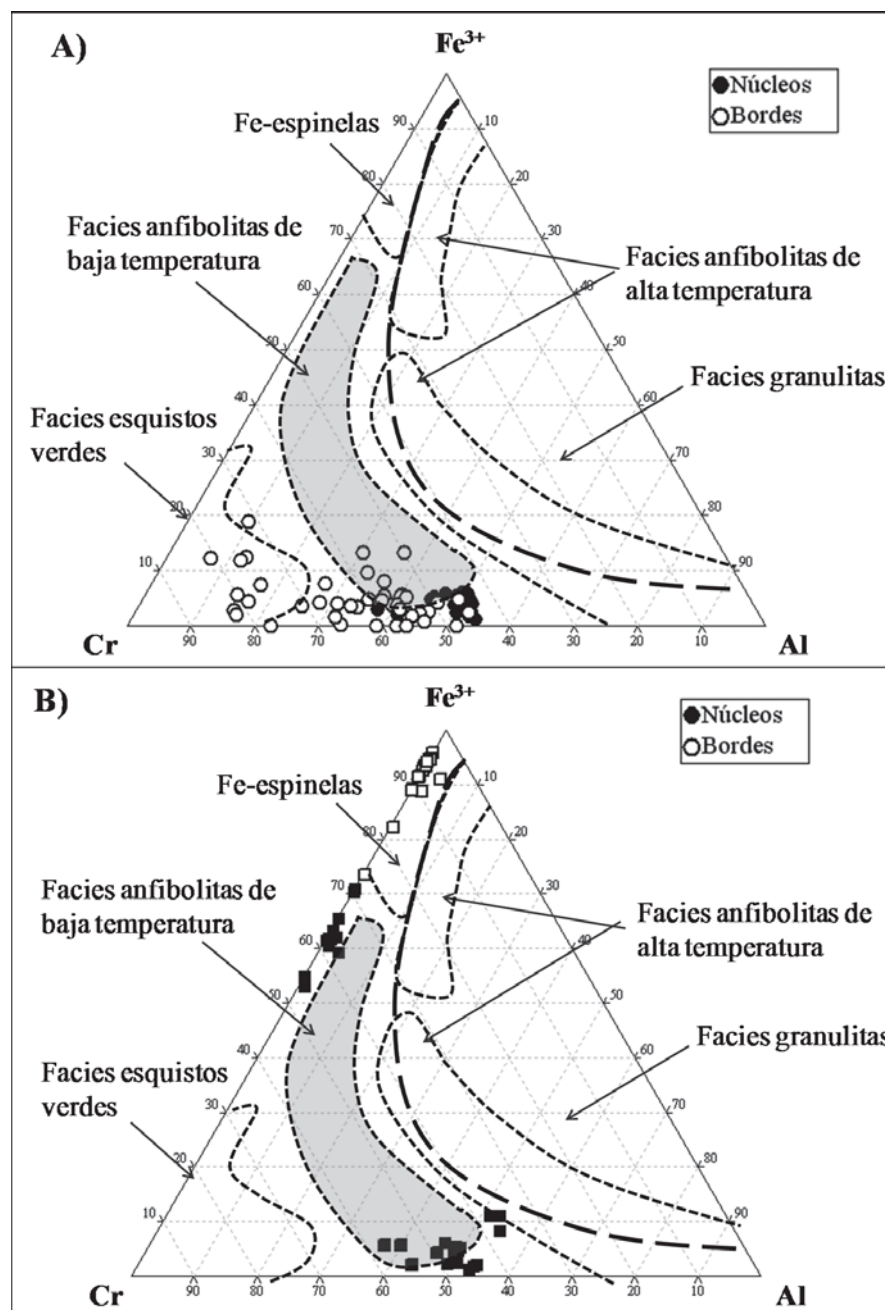


Fig. 4.- Cambios composicionales en las cromitas de Calzadilla representados en el diagrama Cr-Fe³⁺-Al reflejando las facies metamórficas. Modificado de Proenza *et al.* (2004). A) Cromititas; B) Cromitas accesorias.

Fig. 4.- Compositionals changes in Calzadilla chromites represented in a Cr-Fe³⁺-Al diagram. Modified of Proenza *et al.*(2004). A) Chromitites; B) Accesory chromites.

En las cromitas accesorias, al haber menor relación cromita/silicato y menor tamaño de grano, el proceso de alteración es más efectivo. En este caso se observa tanto en bordes de alteración como en algunos núcleos (que también han sido alterados) un importante aumento en el contenido en Fe^{3+} , que podría reflejar un evento de alteración metamórfica en facies de las anfibolitas de baja temperatura (Fig.4B). La ausencia de evidencias de alteración en facies de esquistos verdes en estas cromitas sugiere que este evento podría haber sido obliterado por el metamorfismo en facies anfibolitas. Mellini *et al.* (2005) proponen que la reacción de la espinela con serpentina, bajo condiciones oxidantes, da lugar a la formación de clorita, y a una cromita enriquecida en Fe^{3+} .

La clorita formada en la reacción anterior se observa como inclusiones en los bordes de alteración o formando aureolas de reemplazamiento en torno a los cristales de cromita. Las cromitas alteradas con elevados contenidos en Fe^{3+} son conocidas como «ferricromita» (Proenza *et al.*, 2004).

Barnes y Roeder (2001) sostienen que la relación cromita/olivino es un factor determinante en los procesos de alteración de la cromita. De este modo, una mayor cantidad de olivino disponible en la roca, generaría cantidades de serpentina suficientes para reaccionar con la cromita según las reacciones anteriores, formando cromitas ricas en Fe y clorita, sin necesidad de alcanzar condiciones de mayor grado metamórfico. No obstante, la presencia de lizardita, la fase de baja temperatura de la serpentina, y de antigorita, de mayor temperatura y que no se forma bajo condiciones de alteración retrógrada, indican la existencia de un metamorfismo progrado que pudo alcanzar la facies de las anfibolitas de baja temperatura.

Conclusiones

Las mineralizaciones de cromita de Calzadilla de los Barros presentan composiciones refractarias, ricas en Al. Se

trata de cromitas de tipo podiforme incluidas en cuerpos de dunitas, encajados a su vez en una secuencia harzburgítica. Estas características son típicas de cromitas emplazadas en la zona de transición manto-corteza de una secuencia ofiolítica.

Según los datos obtenidos, estas cromitas se formaron a partir de magmas basálticos tipo MORB, en un contexto oceánico, probablemente una dorsal centroceánica o una zona de extensión tras-arco.

Tras la cristalización de la cromita, se produce el reequilibrio subsólido de ésta con el olivino de la roca encajante, provocando que la cromita se empobrezca en Mg y aumente su contenido en Fe^{2+} .

Durante el metamorfismo, la cromita reaccionó con el olivino y/o la serpentina, en presencia de fluidos perdiendo Al y Mg, y dando lugar a una cromita rica en FeO y Cr_2O_3 en equilibrio con clorita.

En una etapa posterior, probablemente asociada con el aumento del grado metamórfico hasta facies de anfibolitas de baja temperatura, y de la circulación de fluidos acuosos, tuvo lugar un aumento de la fugacidad de oxígeno que provocó el enriquecimiento de los bordes de cromita en Fe^{3+} formando ferricromita. Los procesos de alteración y metamorfismo no han afectado de la misma forma a las cromitas accesorias y a las cromititas, debido a que éstas últimas presentan mayor tamaño de grano y menor contenido en silicatos en la matriz original, haciendo que el proceso de alteración sea menos importante en ellas, por lo que sus núcleos aún preservan composiciones muy similares a las originales.

Agradecimientos

Agradecemos a Río Narcea Nickel S.A. las muestras facilitadas para este estudio y al revisor del trabajo las sugerencias realizadas. Esta es una contribución del proyecto de investigación CGL2007-60266-BTE.

Referencias

- Arai, S. (1992). *Mineralogical Magazine*, 56, 173-184.
- Bach, W., Paulick, H., Garrido, C.J., Ildfonse, B., Meurer, W., Humphris, S.E. (2006). *Geophysical Research Letters*, 33, L13306.
- Barnes S.J. y Roeder P.L. (2001). *Journal of Petrology*, 42, 2279-3202.
- Droop, G.T.R. (1987). *Mineralogical Magazine*, 51, 431-435.
- Evans, B.W., Frost, B.R. (1975). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39, 959-972.
- González-Jiménez, J.M. (2009). Mineralogía de los elementos del grupo del platino en cromititas ofiolíticas sometidas a diferentes tasas de alteración. *Tesis Doctoral, Univ. de Granada.*, 230 p.
- Irvine, T.N. (1967). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 4, 71-103.
- Kimball, K.L. (1990). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105, 337-346.
- Mellini, M., Rumori, C. y Viti, C. (2005). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149, 266-275.
- Monterrubio, S. (1991). Mineralizaciones asociadas a rocas ultrabásicas en el Hercínico español. *Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid*, 323 p.
- Monterrubio, S. y Lunar, R. (1997). *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 20, 59-60.
- Proenza, J.A., Melgarejo, J.C., Gervilla, F., Lavaut, W., Revé, D. y Rodríguez, G. (1998). *Acta Geológica Hispánica*, 33, 1, 153-177.
- Proenza, J.A., Ortega-Gutiérrez, F., Camprubí, A., Tritlla, J., Elías-Herrera, M. y Reyes-Salas, M. (2004). *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 649-666.
- Purvis, A.C., Nesbitt, R.W., Halberg, J.A. (1972). *Economic Geology*, 67, 1093-1036.
- Roeder P.L. y Jamieson, H.E. (1992). *Australian Journal of Earth Science*, 39, 419-426.
- Suita, M.T. y Streider, A.J. (1996). *International Geology Review*, 38, 245-267.