

METASOMATISMO EN ORTOANFIBOLITAS DE LA FAJA MÁFICA-ULTRAMÁFICA DEL RÍO DE LAS TUNAS, MENDOZA

M. Florencia GARGIULO¹, Ernesto A. BJERG¹ y Aberra MOGESSIE²

¹ INGEOSUR-CONICET. Universidad Nacional del Sur-Departamento de Geología, Bahía Blanca. E-mail: mfgargiulo@uns.edu.ar

² Institute of Earth Sciences-Karl-Franzens University of Graz, Graz, Austria.

RESUMEN

Se identificaron claras evidencias petro-mineralógicas y químicas de metasomatismo en ortoanfibolitas de la faja máfica-ultramáfica del Río de Las Tunas, Cordillera Frontal de Mendoza. Estas ortoanfibolitas integran el basamento metamórfico de la Cordillera Frontal y pertenecen al Complejo Guarguaráz. La peculiaridad que poseen, es el desarrollo de asociaciones de minerales calcosilicáticos vinculados a texturas que indican condiciones de desequilibrio. Los cristaloblastos de anfíbol están reemplazados en los bordes por clinopiroxeno (diópsido ferroso) y los individuos de plagioclasa se encuentran casi completamente reemplazados por un agregado muy fino de granate-epidoto_{s,l}-prehnita-pumpellyita-albita, que actúa a modo de matriz de la roca. Los cristales de anfíbol y clinopiroxeno están, a su vez, parcialmente reemplazados por pumpellyita y/o clorita, mientras que la matriz se encuentra alterada débilmente por muscovita y calcita. Los cristales de granate corresponden a la serie grosularia-andradita y su composición promedio es Alm₀₅Adr₅₃Prp₀₁Sps₀₄Grs₃₆Uv₀₁. Cristales con mayor contenido de Cr₂O₃ (11,69-13,17% en peso) y sutil zonalidad composicional, determinada por un núcleo más rico en el componente uvarovítico: Alm₀₃Adr₁₃Prp₀₀Sps₀₂Grs₃₅Uv₄₇, y borde con incremento de la proporción del componente grosularico: Alm₀₅Adr₁₂Prp₀₀Sps₀₁Grs₄₄Uv₄₀, suelen estar en contacto con cristales de magnetita con hasta un 20% de componente cromítico. La zonalidad composicional presente también en los cristales de anfíbol permitió estimar valores de presión entre 2,5 y 4,2 kbar. Las asociaciones minerales junto con sus características texturales y químicas distinguen a estas rocas del resto de las ortoanfibolitas que afloran en el área de estudio y se las interpreta y clasifica como rodingitas clinopiroxénicas con granate y clinozoisita. Las condiciones de presión obtenidas, junto con el desarrollo de los minerales calcosilicáticos y la secuencia de reemplazo observada en ellos, sugieren que tales asociaciones se generaron a causa de un proceso metasomático, acontecido en condiciones de bajo grado a una presión menor a 4 kbar, durante los estadios finales del ciclo de metamorfismo regional evidenciado en el área.

Palabras clave: rodingita, faja del Río de Las Tunas, Complejo Guarguaráz, Cordillera Frontal.

ABSTRACT

Metasomatism in orthoamphibolites from the Río de Las Tunas mafic-ultramafic belt, Mendoza.

In this contribution, petro-mineralogical and chemical evidences of metasomatism in orthoamphibolites from the Río de Las Tunas mafic-ultramafic belt in Frontal Cordillera of Mendoza province are provided. These orthoamphibolites integrate the metamorphic basement of the Frontal Cordillera and they belong to the Guarguaráz Metamorphic Complex. These rocks show mineral associations and textural relationships indicating disequilibrium conditions between some of the mineral phases. Hornblende amphibole crystals show a reaction border with development of clinopyroxene (ferroan diopside); meanwhile the calcic-plagioclase is mostly replaced by a fine-grained matrix integrated by the mineral association of garnet-epidote_{s,l}-prehnite-pumpellyite-albite. The amphibole and clinopyroxene crystals are also partially replaced by pumpellyite and/or chlorite, meanwhile the matrix is slightly replaced by muscovite and calcite. Garnet compositions belong to the grossular-andradite series and their average composition is: Alm₀₅Adr₅₃Prp₀₁Sps₀₄Grs₃₆Uv₀₁. Some crystals with Cr₂O₃ content between 11.69-13.17 wt.% and with a subtle chemical zonation (uvarovitic core: Alm₀₃Adr₁₃Prp₀₀Sps₀₂Grs₃₅Uv₄₇ with more grossularic border: Alm₀₅Adr₁₂Prp₀₀Sps₀₁Grs₄₄Uv₄₀) occur in relationship with magnetite crystals with up to 20% of the chromite component. Pressure estimations based on the compositional zoning of amphibole crystals gave values between 2.5-4.5 kbar. The observed mineral associations together with the textural and chemical characteristics of these rocks show that this kind of orthoamphibolites is completely different from the classical amphibolites of igneous protoliths outcropping in the study area. These characteristics also allow us to interpret these rocks and classify them as clinopyroxene-rodingites with garnet and clinozoisite. The pressure conditions together with the replacement sequence observed in the mineral associations suggest they are the result of a metasomatic process developed below 4 kbar, during the final stages of the regional metamorphic cycle that affected the Guarguaráz Complex.

Keywords: rodingite, Río de Las Tunas belt, Guarguaráz Metamorphic Complex, Frontal Cordillera.

INTRODUCCIÓN

El área estudiada se encuentra al noroeste de la provincia de Mendoza, unos 35 km al oeste de la localidad de Tupungato (Figs. 1a, b). Corresponde a la provincia morfoestructural de la Cordillera Frontal (Caminos 1979), donde aflora el basamento metamórfico representado por las tres asociaciones litoestratigráficas que constituyen el Complejo Guarguaráz (López *et al.* 2001, López y Gregori 2004). En el sector de interés (Fig. 1c) se destacan los cuerpos máficos de la Asociación Volcánica-Subvolcánica Básica (metabasitas y ortoanfibolitas) y cuerpos ultramáficos de la Asociación de Cuerpos Ultrabásicos (metaperidotitas y serpentinitas), emplazados de manera generalmente concordante con la estructura regional del basamento hospedante, representado por la Asociación Metasedimentaria (esquistos, gneises, metamargas y mármoles), formando escamas tectónicas de rumbo general noreste y vergencia hacia el este (Polanski 1972, Haller y Ramos 1984, Bjerg *et al.* 1990, López y Gregori 2004). Los cuerpos máficos y ultramáficos afloran de manera discontinua conformando fajas sub-paralelas de extensión regional. Aquellas localizadas entre los cordones del Plata y del Portillo son conocidas, en conjunto, como Faja Máfica-Ultramáfica de la Cordillera Frontal (Villar y Escayola 1996), de unos 40 km de largo. En el sector norte, se destaca hacia el oeste la faja Metales (Polanski 1972, Gregori y Bjerg 1997) y, hacia el este, la faja del río de Las Tunas (Fig. 1d). Esta última, comprende los cuerpos aflorantes en el faldeo oriental de la cuchilla de Guarguaráz, algunos de los cuales, corresponden al distrito minero Salamanca (González Stegemann 1949, Polanski 1972, entre otros) y al complejo máfico-ultramáfico Los Gateados (Villar y Donnari 1987, Villar 1998, entre otros). En el sector sureste, se encuentra la faja del Cordón del Portillo (Fig. 1d) integrada por los afloramientos localizados en el faldeo oriental del cordón homónimo (Villar 1975, Haller y Ramos 1993, Villar y Escayola 1996) y aquellos que comprenden al complejo ultramáfico de

Novillo Muerto (Villar 1969). Estas fajas fueron interpretadas por Villar (1975) como de tipo alpino, quien sugirió por primera vez su relación con orógenos vinculados a procesos de subducción. Posteriormente, Haller y Ramos (1984, 1993) las agruparon con las rocas máficas y ultramáficas aflorantes en la Precordillera Occidental, en las sierras de Cortaderas y Bonilla, interpretándolas como partes de una sección ofiolítica desmembrada y metamorfozada de edad famatiniana, que denominaron Ofiolitas Famatinianas. Sin embargo, las edades radiométricas obtenidas para las unidades máficas de la Precordillera Occidental (Davis *et al.* 1999: edades U/Pb de 576 ± 17 , 450 ± 20 y 418 ± 10 Ma) y de la Cordillera Frontal (Caminos *et al.* 1979, 1982: edad isocrona Rb/Sr de 500 ± 50 Ma, edad K/Ar en roca total de ortoanfibolita 508 ± 30 Ma; López de Azarevich *et al.* 2009: edad isocrona Sm/Nd de 655 ± 76 Ma), permiten desestimar que ambos sectores correspondan a una misma sección ofiolítica *sensu stricto*.

De acuerdo con los resultados geoquímicos obtenidos por Gregori y Bjerg (1997), Villar (1996, 1998), López y Gregori (2004), Gargiulo y Bjerg (2006), López de Azarevich *et al.* (2009), Gargiulo (2010), entre otros trabajos citados en ellos, las rocas ortoanfibolíticas que integran a la Asociación Volcánica-Subvolcánica Básica del Complejo Guarguaráz, poseen abundancias relativas de elementos de tierras raras que indican firmas variables entre E-MORB (*Enriched Mid Ocean Ridge Basalts*) y N-MORB (*Normal Mid Ocean Ridge Basalts*). En el sector occidental (faja Metales) predominan las rocas de signatura E-MORB, mientras que las de tipo N-MORB prevalecen en el sector oriental (faja del Río de Las Tunas y Complejo Novillo Muerto). A su vez, en la faja del Río de Las Tunas, los cuerpos de ortoanfibolitas están principalmente localizados hacia el noroeste, mientras que los de metaperidotitas y serpentinitas son más abundantes hacia el sudeste.

El basamento metamórfico (Complejo Guarguaráz) se encuentra parcialmente cubierto en discordancia por sedimen-

titas del Carbonífero superior-Pérmico inferior de la Formación Alto Tunuyán y equivalentes (Polanski 1972, Caminos 1979). Asimismo, en el área de estudio, el Complejo Guarguaráz es intruido por cuerpos plutónicos e hipabisales referidos al ciclo magmático Gondwánico (Llamabías *et al.* 1993).

El objetivo de este trabajo es dar a conocer los resultados del estudio petro-mineralógico y químico realizado en cuerpos de ortoanfibolitas del sector norte de la faja del Río de Las Tunas (Fig. 1c), describiéndose las evidencias texturales y químicas de metasomatismo desarrolladas en tales cuerpos, la secuencia de reemplazo de las fases minerales presentes en ellos y la sucesión de eventos y procesos que dieron lugar a la secuencia establecida, enmarcada de manera consistente con el contexto geológico local y regional más aceptado.

METODOLOGÍA

Se realizó el estudio petrográfico-mineralógico de muestras representativas con microscopio de polarización. Se determinó la composición química de las fases minerales con una microsonda electrónica Jeol JXA-8200 Superprobe, con microscopio electrónico de barrido incorporado, perteneciente al Laboratorio Eugen F. Stumpfl de la Universidad de Leoben, Austria. Las concentraciones de los elementos mayoritarios fueron analizados cuantitativamente a través del sistema de espectrometría por dispersión de longitud de onda de rayos X (WDS), utilizando las siguientes condiciones estándar para la rutina de análisis efectuados: un haz de $5 \mu\text{m}$ de diámetro para los silicatos y de $30 \mu\text{m}$ para los carbonatos, una corriente de 5 nA, voltaje de 15 kV y 60 segundos de conteo para cada punto analizado. Los minerales utilizados como patrones para la calibración de los elementos analizados fueron: Si, Al (adularia para las rocas sin anfíbol y kaersutita para rocas con anfíbol); K (adularia); Na (albita para rocas sin anfíbol; kaersutita para rocas con anfíbol); Mg (granate u olivina en las rocas con olivina; kaersutita

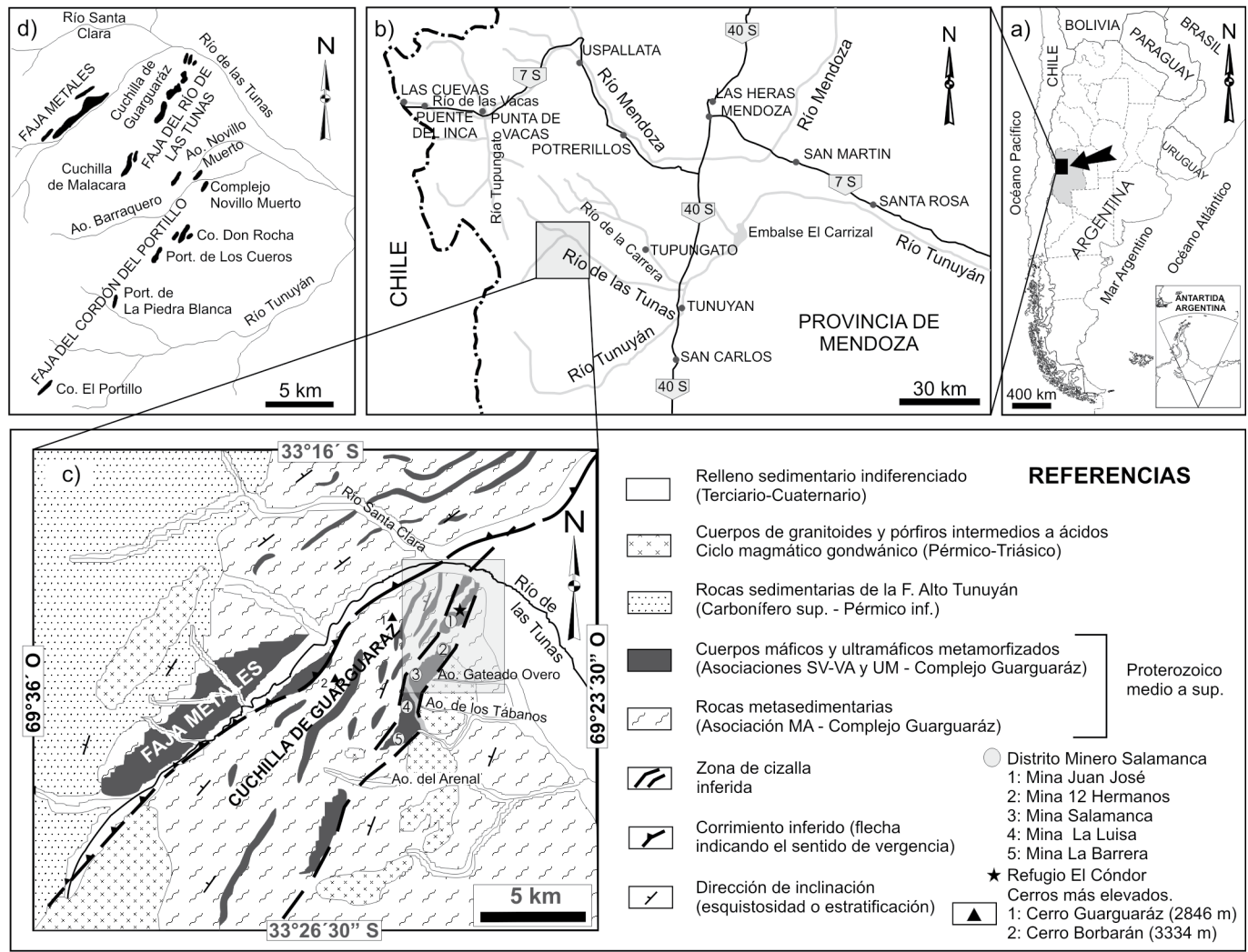


Figura 1: a) Mapa de Argentina con límite entre provincias y países limítrofes. La provincia de Mendoza se destaca en gris. El rectángulo negro indica el área ampliada en la figura 1b. b) Mapa de ubicación del área estudiada. El rectángulo gris representa el área correspondiente a la figura 1c. c) Bosquejo geológico del sector norte de la Faja Máfica-Ultramáfica de la Cordillera Frontal. Modificado de Polanski (1972) y Bjerg *et al.* (1990). El rectángulo sombreado señala el sector estudiado. MA: Asociación Metasedimentaria. SV-VA: Asociación Volcánica-Subvolcánica Básica. UM: Asociación de Cuerpos Ultrabásicos. d) Bosquejo de los cuerpos que componen las diferentes fajas que integran en conjunto la Faja Máfica-Ultramáfica de la Cordillera Frontal entre los cordones del Plata y del Portillo. Modificado de Haller y Ramos (1993) y Villar y Escayola (1996).

en las rocas con anfíbol); Fe (kaersutita); Mn (rodonita); Cr (cromita); Ca, Ti (titanita); Zn (gahnita); P (apatita); F (flúorapatita); Cl (atacamita). El límite de detección para esta rutina varía entre 0,05 y 0,1% en peso para Na y F y entre 0,1 y 0,5% en peso para el resto de los elementos analizados. Los efectos de matriz fueron corregidos en función del número atómico, absorción y fluorescencia (ZAF) y Bence y Albee (1968). Los cálculos para obtener las proporciones atómicas de las fórmulas estructurales de cada fase mineral analizada, fueron realizados a través de los programas NORM y MINPET y las plantillas PROBE-AMPH y PRO-

BE-CHL (Tindle y Webb 1994, Tindle 2009) para hojas de cálculo. La clasificación de los anfíboles fue realizada teniendo en cuenta el esquema propuesto por la Asociación Mineralógica Internacional (IMA) (Leake *et al.* 1997, Leake *et al.* 2004, Mogessie *et al.* 2004). Las abreviaturas utilizadas para los minerales son las sugeridas por Kretz (1983). Los análisis químicos de roca total de elementos mayoritarios y trazas fueron efectuados en un laboratorio del exterior (Activation Laboratory Ltd., Canadá) utilizando espectrómetros de masa por inducción de plasma acoplado (tradicional: ICP y multiespectral: ICP-MS).

GEOLOGÍA DEL ÁREA ESTUDIADA

Las tres asociaciones litoestratigráficas que integran el Complejo Guarguaráz (López y Gregori 2004) afloran en el área relevada. En los perfiles realizados, se identificaron las siguientes litologías: 1) Asociación Metasedimentaria: numerosas variedades de esquistos entre las que se destacan esquistos micáceos-cuarzo-feldespáticos gris-rosados, esquistos biotítico-cloríticos castaño-verdosos, esquistos biotíticos con lentes de cuarzo, esquistos gnéissicos cuarzo-biotítico-granatíferos castaño-grisáceos, esquistos epidóticos

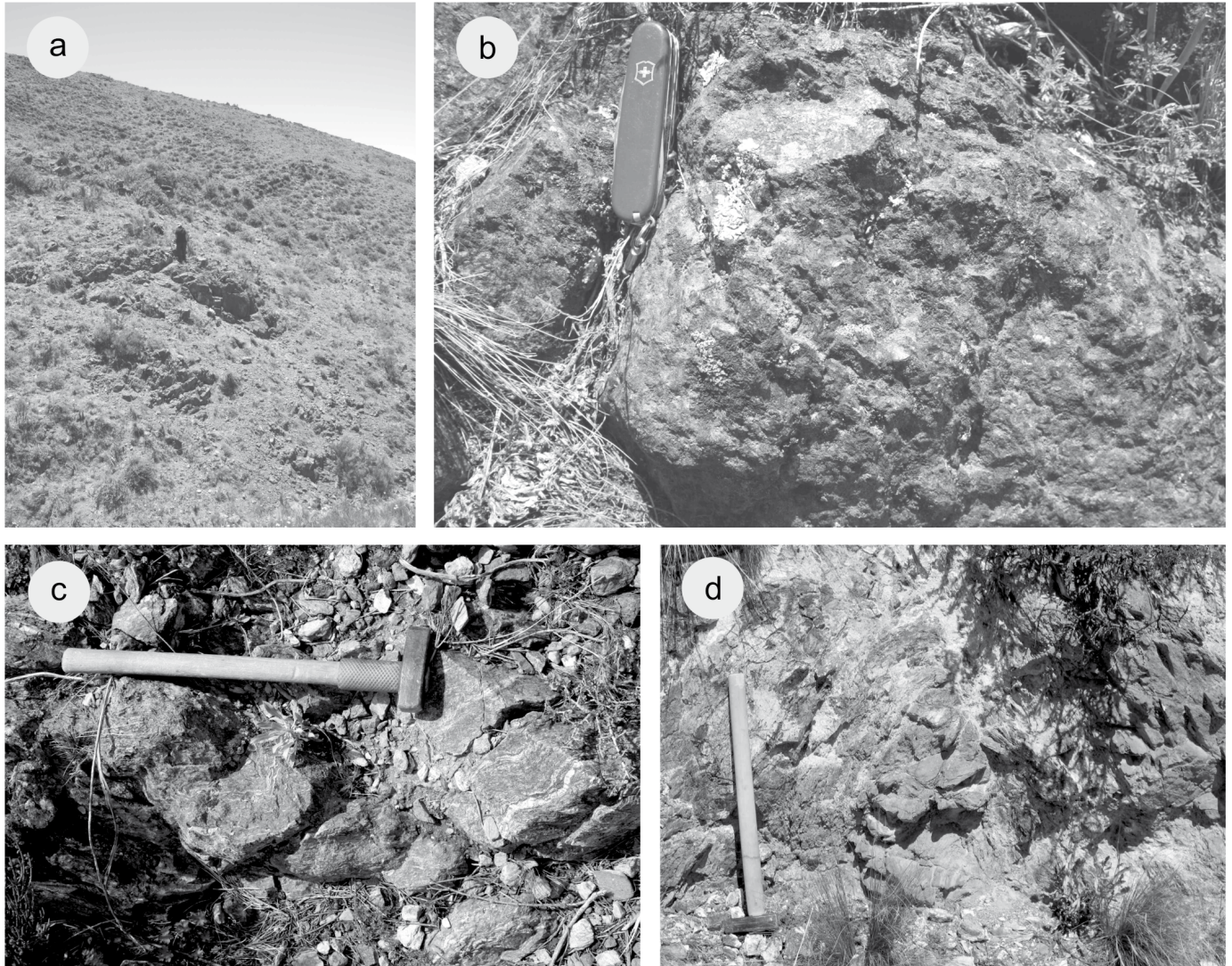


Figura 2: Fotos de afloramientos representativos de ortoanfibolitas de la faja máfica-ultramáfica del Río de Las Tunas, pertenecientes a la Asociación Volcánica-Subvolcánica Básica del complejo Guargaráz. a) Cuerpos tabulares de ortoanfibolitas. Escala: persona 1,50 m de alto. b) Ortoanfibolitas masivas. Escala: cortaplumas de 10 cm de largo. c) Ortoanfibolitas laminadas. Escala: maza de 50 cm de largo. d) Cuerpos ortoanfibolíticos como núcleos de mesoplegues. Escala: maza de 85 cm de largo.

(metamargas), esquistos carbonáticos y mármoles; 2) Asociación Volcánica-Subvolcánica Básica: ortoanfibolitas masivas, ortoanfibolitas laminadas y ortoanfibolitas gnéisicas que, en conjunto, integran el grupo de rocas máficas de la faja del Río de Las Tunas; y 3) Asociación de Cuerpos Ultrabásicos: metaperidotitas y serpentinitas, referidas globalmente en este trabajo como rocas o cuerpos ultramáficos. Con respecto a la discriminación realizada en este trabajo entre metaperidotitas y serpentinitas correspondientes a la Asociación de Cuerpos Ultrabásicos del Complejo Guargaráz, es necesario destacar que las denominadas como serpen-

tinitas son aquéllos que se encuentran principalmente en las zonas de cizalla donde la serpentización es completa y la talquización muy intensa, de modo que ya no queda registro de la textura ni de los minerales primarios del cuerpo ultramáfico original. Por otro lado, aquellos cuerpos ultramáficos en los que se preservan relictos de las fases magmáticas primarias y/o se han podido identificar texturas de reemplazo pseudomórfico de tales fases minerales, además de las secuencias de reemplazo de las diferentes fases minerales posteriormente formadas (Gargiulo 2010, Gargiulo *et al.* 2011a), son los que se denominan en adelante co-

mo metaperidotitas.

Las unidades que representan al Complejo Guargaráz dentro del área de estudiada, se encuentran intruidas por cuerpos plutónicos de composición granodiorítica-tonalítica y diques de dioritas correspondientes al ciclo magmático Gondwánico.

Yacencia de las unidades máficas que integran el Complejo Guargaráz en el área estudiada

Los cuerpos ortoanfibolíticos del Complejo Guargaráz afloran en el faldeo sur-oriental de la cuchilla de Guargaráz (Fig. 1c). Están alineados en dirección

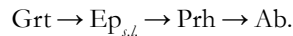
general noreste y, como se indicó previamente, pertenecen a la Asociación Volcánica-Subvolcánica Básica.

Las ortoanfibolitas (Fig. 2a) conforman cuerpos lenticulares de hasta 30 cm de ancho y 80 cm de largo o tabulares que pueden alcanzar hasta 100 m de potencia y entre 900 m y varios kilómetros de largo. Estos cuerpos pueden ser de estructura masiva (Fig. 2b) o planar, determinada por la alternancia irregular de láminas claras y oscuras (Fig. 2c). Se encuentran concordantes o subconcordantes con la esquistosidad o foliación principal desarrollada en las metasedimentitas, que actúan como roca de caja, con actitudes variables en dirección noreste, con rumbos entre N40°E y N50°E e inclinaciones de alto ángulo entre 50° y 70° al noroeste. Es frecuente también encontrarlas como núcleos de los pliegues (Fig. 2d) o como estructuras abudinas en los flancos de los mismos.

CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS Y DE QUÍMICA MINERAL

Las ortoanfibolitas que se describen en este trabajo son rocas groseramente laminadas (Fig. 3a), caracterizadas por la alternancia irregular de láminas discontinuas donde se concentran cristales hipidioblásticos de anfíbol, predominantemente de composición actinolita, que se disponen en un arreglo textural groseramente nematoblástico, aunque existen cristales de mayor desarrollo o porfiroblastos (aproximadamente 2 mm de largo, Fig. 3b) cuya composición varía desde actinolita en el núcleo, pasando gradualmente a magnesiohornblenda y edenita hacia el borde. Los cristales de anfíbol y, en especial los porfiroblastos, poseen además, un borde de reemplazo de clinopiroxeno (Figs. 3b, c) correspondiente a la serie diópsido-hedenbergita, clasificado químicamente como diópsido ferroso y con una composición promedio: $\text{Cen}_{36}\text{Cfs}_{15}\text{Wo}_{49}$. El clinopiroxeno es reemplazado a su vez por pumpellyita-(Al) (Fig. 3d), mientras que el anfíbol es reemplazado mayormente por clorita.

Las láminas ricas en anfíbol alternan de forma muy irregular y discontinua con otras láminas donde se concentra un agregado muy fino integrado por la asociación: $\text{Grt-Ep}_{s,l}\text{-Prh-Pmp-Ab}$, que tiene aspecto de matriz (Figs. 3a, b, e) y que está formado a partir de los cristales de plagioclasa de la anfíbolita. En la figura 3f se puede apreciar más claramente la secuencia de reemplazo de las diferentes especies minerales en la matriz:



La titanita es el principal mineral accesorio y se encuentra como cristales idiooblásticos incluidos en cristales de anfíbol y diseminados en la matriz. También se encuentra como agregados grumosos finos concentrados principalmente en la matriz. La apatita es el otro mineral accesorio aunque con menores proporciones modales que los de titanita. Los minerales opacos son escasos (< 10% modal) y están representados por individuos granulares de magnetita y cromita subordinada, diseminados en la matriz y frecuentemente asociados al granate.

En estas muestras predominan los granates de la serie grosularia-andradita, cuya fórmula promedio es $\text{Alm}_{05}\text{Adr}_{53}\text{Prp}_{01}\text{Sps}_{04}\text{Grs}_{36}\text{Uv}_{01}$. Sin embargo, se identificaron cristales de granate con sutil zonalidad composicional (Fig. 3g) determinada por un núcleo más rico en el componente uvarovítico: $\text{Alm}_{05}\text{Adr}_{13}\text{Prp}_{00}\text{Sps}_{02}\text{Grs}_{35}\text{Uv}_{47}$, mientras que hacia el borde aumenta ligeramente el componente grosularico en desmedro del uvarovítico y del andradítico, siendo su fórmula: $\text{Alm}_{05}\text{Adr}_{12}\text{Prp}_{00}\text{Sps}_{01}\text{Grs}_{44}\text{Uv}_{40}$. Estos cristales de granate con mayor contenido de Cr_2O_3 (11,69-13,17% en peso) suelen estar en contacto con cristales de magnetita con hasta un 20% del componente de cromita (Fig. 3g) o pueden estar rodeados por clinozoisita, donde también se presentan asociados a cristales de cromita (Fig. 3f).

Con respecto a la relación de formación entre el clinopiroxeno y el granate, en la figura 3h se puede distinguir claramente que la blastesis del granate es posterior a la del clinopiroxeno.

En los cuadros 1a-d se muestran compo-

siciones químicas representativas de los minerales presentes en estas rocas.

Los individuos correspondientes al grupo del epidoto poseen composiciones con predominio del componente rico en Ca y Al (clinozoisita/zoisita). Sin embargo, debido al reducido tamaño de tales individuos (la mayoría son menores a 100 μm , Figs. 3e, f), no fue posible observar sus propiedades ópticas como para poder discriminar entre estos dimorfos. Aún así, teniendo en cuenta la asociación mineral en la que se encuentran y el tipo de protolito al que se vinculan estas rocas, es más probable que correspondan a clinozoisita.

Los cristales de anfíbol y clinopiroxeno pueden estar parcialmente reemplazados por clorita y/o pumpellyita-(Al), mientras que la matriz se encuentra suavemente alterada por muscovita y calcita.

Secuencia de reemplazo establecida

- a) Para los cristales de anfíbol: $\text{Act} \rightarrow \text{Mg-Hbl} \rightarrow \text{Ed} \rightarrow \text{Di} \rightarrow \text{Chl} \pm \text{Pmp(Al)}$
 b) Para la matriz: $\text{Plg} + \text{Mgt(Chr)} \rightarrow \text{Uv-Grs-Adr} \rightarrow \text{Grs-Adr} \rightarrow \text{Czo} \rightarrow \text{Prh} \pm \text{Pmp(Al)} \rightarrow \text{Ab} \rightarrow \text{Ms} \rightarrow \text{Cal}$.

GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

Las muestras de ortoanfibolitas con las características texturales particulares descritas en este trabajo, poseen contenidos de SiO_2 en el rango 47,16-47,85%; TiO_2 0,90-0,37%; Al_2O_3 13,04-14,67%; MgO 9,27-4,27%; FeO (total) 6,62-9,78%; MnO 0,46-0,28%; CaO 17,00-14,06%; K_2O 0,77- 2,35%; Na_2O 0,77-1,14%; P_2O_5 0,05-0,06%. La pérdida de volátiles por ignición (LOI) varía entre 3,19 y 4,78%. Todos los resultados están expresados como porcentaje en peso.

Los contenidos y el diseño de los diagramas de elementos traza y tierras raras de estas ortoanfibolitas son correlacionables con el resto de las rocas máficas del grupo de signatura geoquímica N-MORB (Gargiulo 2010).

Las ortoanfibolitas estudiadas se encuentran empobrecidas en SiO_2 y Na_2O y enriquecidas en CaO en comparación con las

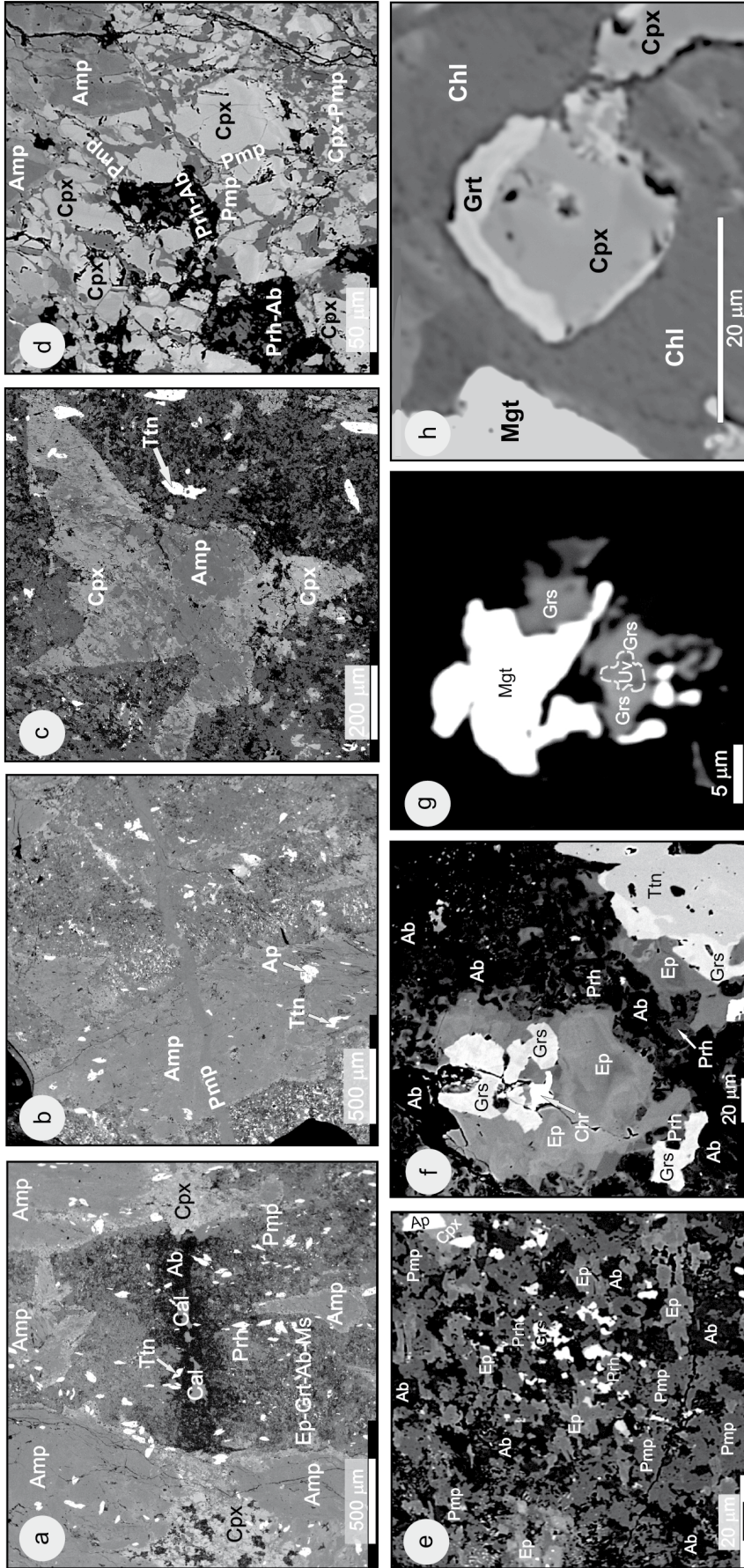


Figura 3: Imágenes de microscopía electrónica de barrido (BSE) de las diferentes fases minerales y relaciones texturales observadas en las rocas estudiadas de la faja del Río de Las Tunas. a) Laminación gruesa determinada por alternancia de láminas nematoblásticas de anfíbol (Amp) con bordes reemplazados por clinopiroxeno (Cpx) y láminas de agregado granoblástico muy fino integrado por la asociación granate (Grt) - epidoto s.l. (Ep) - prehnita (Prh) - pumpeylita-(Al) (Pmp) - albíta (Ab) - muscovita (Ms). Se observan agregados de calcita (Cal) asociados. Los cristales subidiomorfos de tono casi blanco y de secciones subrómicas corresponden a titanita (Ttn). b) Porfiroblastos de Amp con inclusiones de Ttn y apatita (Ap) reemplazados en los bordes por Cpx (sectores más claros en los bordes), rodeados por una matriz de grano muy fino de Grt-Ep-Prh-Pmp-Ab atravesados por venillas de Pmp. c) Cristaloblastos de Amp parcialmente reemplazados en los bordes por Cpx. d) Cristales de Cpx reemplazados parcialmente por Pmp. e) Matriz de grano fino de la roca. Los cristales de tonalidades más claras, casi blancos, corresponden a grosularia (Grs), asociadas a un cristal de magnetita (Mgt) y borde más rico en el componente uvarovítico (Uv) y borde más rico en el componente grosularítico (Grs), asociados a un cristal de magnetita (Mgt) con hasta un 20% del componente cromita. h) Relación de reemplazo entre Cpx y Grt. Ver explicación en el texto.

CUADRO 1a: Análisis químicos representativos del contenido de elementos mayoritarios en anfíboles y cloritas de ortoanfibolitas del sector norte de la faja del Río de Las Tunas.

| Anfíboles Cálcicos | | | | | Cloritas | | | |
|--|---------------|--------------------|---------------|---------------|--------------------------------|---------------|---------------|---------------|
| Grupo Mineral | Actinolita | Magnesiohornblenda | Edenita | Edenita | Grupo Mineral | Mg-Fe clorita | Chamosita | Chamosita |
| SiO ₂ | 55,49 | 51,57 | 49,47 | 46,56 | SiO ₂ | 27,65 | 28,62 | 25,14 |
| TiO ₂ | d.l.d. | 0,32 | 0,18 | 0,87 | TiO ₂ | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. |
| Al ₂ O ₃ | 3,82 | 4,63 | 8,50 | 8,92 | Al ₂ O ₃ | 20,19 | 19,85 | 18,83 |
| Cr ₂ O ₃ | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | Cr ₂ O ₃ | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. |
| Fe ₂ O ₃ | 4,80 | 0,90 | 6,79 | 3,23 | Fe ₂ O ₃ | 1,06 | 1,53 | 0,00 |
| FeO | 4,20 | 9,69 | 3,82 | 8,36 | FeO | 17,41 | 17,01 | 36,35 |
| MnO | 0,51 | 0,49 | 0,53 | 0,30 | MnO | 0,45 | 0,45 | 0,72 |
| MgO | 17,64 | 16,07 | 15,77 | 15,12 | MgO | 19,24 | 19,16 | 7,73 |
| NiO | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | NiO | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. |
| ZnO | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | ZnO | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. |
| CaO | 11,03 | 12,74 | 10,95 | 12,41 | CaO | 0,17 | 0,29 | 0,20 |
| Na ₂ O | 0,79 | 0,88 | 1,69 | 1,72 | Na ₂ O | 0,01 | 0,03 | d.l.d. |
| K ₂ O | 0,10 | 0,26 | 0,23 | 0,85 | K ₂ O | d.l.d. | d.l.d. | 0,16 |
| F | 0,07 | 0,08 | 0,12 | 0,14 | F | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. |
| Cl | d.l.d. | 0,08 | 0,01 | 0,15 | Cl | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. |
| H ₂ O(*) | 2,13 | 2,03 | 2,06 | 1,97 | H ₂ O(*) | 11,62 | 11,74 | 10,84 |
| Total | 100,58 | 99,75 | 100,12 | 100,59 | Total | 97,80 | 98,68 | 100,12 |
| O=F,Cl | 0,03 | 0,05 | 0,05 | 0,09 | O=F,Cl | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Total | 100,55 | 99,69 | 100,07 | 100,50 | Total | 97,80 | 98,68 | 100,12 |
| Si | 7,687 | 7,414 | 6,999 | 6,730 | Si | 5,691 | 5,823 | 5,558 |
| Al iv | 0,313 | 0,586 | 1,001 | 1,270 | Al iv | 2,309 | 2,177 | 2,442 |
| Al vi | 0,310 | 0,199 | 0,416 | 0,249 | Al vi | 2,605 | 2,605 | 2,469 |
| Ti | ----- | 0,035 | 0,020 | 0,094 | Ti | ----- | ----- | ----- |
| Cr | ----- | ----- | ----- | ----- | Cr | ----- | ----- | ----- |
| Fe ³⁺ | 0,500 | 0,098 | 0,722 | 0,351 | Fe ³⁺ | 0,165 | 0,235 | 0,000 |
| Fe ²⁺ | 0,487 | 1,165 | 0,452 | 1,011 | Fe ²⁺ | 2,998 | 2,895 | 6,722 |
| Mn | 0,060 | 0,060 | 0,064 | 0,037 | Mn | 0,079 | 0,077 | 0,135 |
| Mg | 3,643 | 3,444 | 3,326 | 3,258 | Mg | 5,904 | 5,812 | 2,547 |
| Ni | ----- | ----- | ----- | ----- | Ni | ----- | ----- | ----- |
| Zn | ----- | ----- | ----- | ----- | Zn | ----- | ----- | ----- |
| Ca | 1,637 | 1,962 | 1,660 | 1,922 | Ca | 0,037 | 0,063 | 0,047 |
| Na | 0,212 | 0,247 | 0,464 | 0,482 | Na | 0,006 | 0,022 | ----- |
| K | 0,017 | 0,048 | 0,041 | 0,156 | K | ----- | ----- | 0,089 |
| Σcat=(T+C+B+A) | 14,866 | 15,257 | 15,164 | 15,560 | Σcat | 19,792 | 19,708 | 20,009 |
| F | 0,029 | 0,036 | 0,052 | 0,062 | F | ----- | ----- | ----- |
| Cl | ----- | 0,019 | 0,002 | 0,037 | Cl | ----- | ----- | ----- |
| OH(*) | 1,971 | 1,945 | 1,945 | 1,901 | OH(*) | 16,000 | 16,000 | 16,000 |
| Total | 16,866 | 17,257 | 17,164 | 17,560 | Total | 35,794 | 35,710 | 36,037 |
| (Ca+Na) (B) | 1,849 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | Fe(t)/Fe(t)+Mg | 0,349 | 0,350 | 0,725 |
| Na (B) | 0,212 | 0,038 | 0,340 | 0,078 | | | | |
| (Na+K) (A) | 0,017 | 0,257 | 0,164 | 0,560 | | | | |
| Mg/(Mg+Fe ²⁺) | 0,882 | 0,747 | 0,880 | 0,763 | | | | |
| Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Alvi) | 0,617 | 0,330 | 0,635 | 0,585 | | | | |
| Geobarómetros (kbar) | | | | | | | | |
| H y Z (1986) | no válido | no válido | 3,2 | 3,7 | | | | |
| H <i>et al.</i> (1987) | no válido | no válido | 3,2 | 3,8 | | | | |
| J y R (1989) | no válido | no válido | 2,5 | 3,0 | | | | |
| S (1992) | no válido | no válido | 3,7 | 4,2 | | | | |

Contenidos de los componentes expresados en % en peso de óxidos y proporciones atómicas por fórmula unidad (a.f.u.) de anfíboles cálcicos normalizados utilizando las plantillas PROBE-AMPH de Tindle (2009) para análisis de microsonda sin medición de H₂O y Fe₂O₃. Normalización en base a 23 oxígenos y relación de Fe²⁺/Fe³⁺ estimada en base a 13 cationes (en las posiciones estructurales T y C). Para las cloritas, la normalización es en base a 36 (O,OH) y relación Fe²⁺/Fe³⁺ y OH calculados con PROBE-CHL (Tindle 2009) asumiendo la fórmula estructural completa.

(*) valores determinados mediante Tindle (2009). Fe(t)=(Fe²⁺+ Fe³⁺). "d.l.d": valores por debajo del límite de detección.

demás rocas ortoanfibolíticas de signatura N-MORB del área estudiada (Gargiulo 2010).

DISCUSIÓN

Consideraciones sobre las asociaciones de minerales como evidencias de metasomatismo

Las asociaciones minerales observadas en las rocas máficas estudiadas en este trabajo fueron interpretadas en el sentido de Coleman (1967) como correspondientes a rodingitas, es decir, rocas calcosilicáticas generadas a partir del metasomatismo de rocas de protolito ígneo básico (ortoanfibolitas) vinculadas a cuerpos ultramáficos serpentinizados. En este sentido, Winter (2001) señala que el metasomatismo es un proceso que involucra la infiltración de fluidos y/o difusión de material a través del fluido mismo o a través de las fases sólidas presentes en la roca. En el contexto en que se presentan las rocas máficas del área estudiada, la introducción de fluidos posteriores puede estar relacionada con dos orígenes diferentes: a) derivados inicialmente del proceso de serpentización de cuerpos ultramáficos cercanos y, b) derivados del emplazamiento posterior de los cuerpos ígneos gondwánicos cercanos. Winter (2001) señala también que el proceso de metasomatismo en los cuerpos ultramáficos queda evidenciado en los márgenes de tales cuerpos, a través del desarrollo de zonas de reacción (Gargiulo 2010, Gargiulo *et al.* 2010, Gargiulo *et al.* 2011b); mientras que el metasomatismo de las rocas máficas asociadas a rocas ultramáficas serpentinizadas suele generar rocas de tipo calcosilicadas a las que se denomina usualmente rodingitas.

Rodingitas y proceso de rodingitización

Las rodingitas fueron caracterizadas por primera vez por Bell *et al.* (1911, en Moggessie y Rammlair 1994) como rocas de grano grueso constituidas por grosularia, prehnita y/o serpentina, con aspecto muy similar a los gabros y espacialmente asociadas a dunitas. Geoquímicamente se

CUADRO 1b: Análisis químicos representativos del contenido de elementos mayoritarios en clinopiroxeno, plagioclasa y pumpellyita-(Al) de ortoanfibolitas del sector norte de la faja del Río de Las Tunas.

| Grupo Mineral | Clinopiroxenos | | | | Grupo Mineral | Plagioclasas | | | |
|--------------------------------|------------------|--------------|---------------|---------------|--------------------------------|-------------------------|--------------|--------------|--------------|
| | Diópsido ferroso | | | | | Albita Pumpellyita-(Al) | | | |
| SiO ₂ | 51,11 | 53,45 | 54,05 | 52,60 | SiO ₂ | 67,61 | 66,03 | 37,50 | 37,64 |
| TiO ₂ | d.l.d. | d.l.d. | 0,10 | d.l.d. | TiO ₂ | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. |
| Al ₂ O ₃ | 0,55 | 0,40 | 0,80 | 2,43 | Al ₂ O ₃ | 19,79 | 20,90 | 27,00 | 27,28 |
| Cr ₂ O ₃ | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | Cr ₂ O ₃ | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. |
| FeO* | 13,03 | 6,96 | 5,92 | 7,46 | FeO* | 0,06 | 0,15 | 5,49 | 2,62 |
| MnO | 0,72 | 0,72 | 0,85 | 0,83 | MnO | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | 0,23 |
| MgO | 10,25 | 14,11 | 14,27 | 13,25 | MgO | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | 0,81 |
| NiO | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | NiO | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. |
| CaO | 23,61 | 23,98 | 23,76 | 23,84 | CaO | 0,40 | 0,46 | 22,04 | 23,22 |
| Na ₂ O | 0,11 | 0,25 | 0,26 | 0,27 | Na ₂ O | 11,79 | 11,21 | d.l.d. | d.l.d. |
| K ₂ O | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | K ₂ O | 0,20 | 1,14 | d.l.d. | d.l.d. |
| Total | 99,37 | 99,87 | 100,01 | 100,68 | Total | 99,85 | 99,97 | 92,03 | 91,80 |
| TSi | 1,965 | 1,987 | 2,002 | 1,943 | Si | 5,949 | 5,828 | 3,084 | 3,161 |
| TAI | 0,025 | 0,013 | ----- | 0,057 | Al | 2,051 | 2,172 | 2,615 | 2,698 |
| TFe ³⁺ | 0,010 | ----- | ----- | ----- | Ti | ----- | ----- | ----- | ----- |
| ΣT | 2,000 | 2,000 | 2,002 | 2,000 | Fe ³⁺ | ----- | ----- | ----- | ----- |
| M1Al | ----- | 0,004 | 0,035 | 0,048 | Fe ²⁺ | 0,004 | 0,011 | 0,378 | 0,184 |
| M1Ti | ----- | ----- | 0,003 | ----- | Mn | ----- | ----- | ----- | 0,016 |
| M1Fe ³⁺ | 0,043 | 0,024 | ----- | 0,023 | Mg | ----- | ----- | ----- | 0,101 |
| M1Fe ²⁺ | 0,365 | 0,188 | 0,174 | 0,196 | Ca | 0,038 | 0,044 | 1,942 | 2,089 |
| M1Cr | ----- | ----- | ----- | ----- | Na | 2,012 | 1,918 | ----- | ----- |
| M1Mg | 0,587 | 0,782 | 0,788 | 0,729 | K | 0,022 | 0,129 | ----- | ----- |
| M1Ni | ----- | ----- | ----- | ----- | | | | | |
| ΣM1 | 0,995 | 0,998 | 1,000 | 0,996 | | | | | |
| M2Mg | ----- | ----- | ----- | ----- | | | | | |
| M2Fe ²⁺ | ----- | 0,004 | 0,009 | 0,011 | | | | | |
| M2Mn | 0,023 | 0,023 | 0,027 | 0,026 | | | | | |
| M2Ca | 0,972 | 0,955 | 0,943 | 0,943 | | | | | |
| M2Na | 0,008 | 0,018 | 0,018 | 0,020 | | | | | |
| M2K | ----- | ----- | ----- | ----- | | | | | |
| ΣM2 | 1,003 | 1,000 | 0,997 | 1,000 | | | | | |
| | | | | | | | | | |
| Σcat | 3,998 | 3,998 | 3,999 | 3,996 | Σcat | 10,076 | 10,102 | 8,019 | 8,249 |
| #Mg | 0,58 | 0,78 | 0,81 | 0,76 | | | | | |
| | | | | | | | | | |
| Wo | 48,60 | 48,33 | 48,58 | 48,91 | An | 1,83 | 2,10 | | |
| Cen | 29,35 | 39,57 | 40,60 | 37,81 | Ab | 97,10 | 91,73 | | |
| Cfs | 22,05 | 12,10 | 10,82 | 13,28 | Or | 1,06 | 6,17 | | |

Contenidos de los componentes expresados en % en peso de óxidos y proporciones atómicas por fórmula unidad (a.f.u.). Fórmulas estructurales calculadas con el programa MINPET en base a 6 oxígenos (clinopiroxenos), 16 oxígenos (plagioclasas) y 14 oxígenos (O,OH) (pumpellyitas). "d.l.d.": valores por debajo del límite de detección. "n.a.": elemento no analizado. FeO*: contenido de hierro expresado como FeO total.

las describió como rocas ricas en calcio e infrasaturadas en sílice. Thayer (1966) y Coleman (1977) propusieron a las rodingitas como el producto del metasomatismo de rocas máficas y ultramáficas que puede acompañar al proceso de serpentinización. Posteriormente, Schandl *et al.* (1989) definen tres tipos de rodingitas de acuerdo con la intensidad del proceso de rodingitización: 1) rodingitas ricas

en epidoto (*Ep-type*): representan el estadio inicial de rodingitización, donde tanto la clinzoisita como la zoisita pueden ser fases modales dominantes; 2) rodingitas ricas en granate (*Grs-type*): indican un estadio más avanzado del proceso de rodingitización, ya que el granate se forma a expensas de los minerales del grupo del epidoto para formar, eventualmente, hidro-grosularia y prehnita y, posterior-

CUADRO 1c: Análisis químicos representativos del contenido de elementos mayoritarios en granates de ortoanfibolitas del sector norte de la faja del Río de Las Tunas.

| Grupo | Granate zonal | | Granates matriz | |
|--------------------------------|---------------|--------------|-----------------|--------------|
| | Núcleo | Borde | | |
| SiO ₂ | 37,13 | 37,33 | 38,35 | 36,34 |
| TiO ₂ | d.l.d. | d.l.d. | 0,21 | 2,01 |
| Al ₂ O ₃ | 7,49 | 9,17 | 17,32 | 6,35 |
| Cr ₂ O ₃ | 13,17 | 11,69 | 0,21 | 0,78 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,45 | 5,15 | 5,10 | 15,08 |
| FeO | 3,25 | 2,91 | 6,32 | 12,91 |
| MnO | 0,72 | 0,36 | 2,12 | 0,85 |
| MgO | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | 0,64 |
| NiO | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. |
| ZnO | 0,33 | 0,20 | d.l.d. | d.l.d. |
| CaO | 32,03 | 33,15 | 30,03 | 24,11 |
| Total | 99,57 | 99,96 | 99,66 | 99,07 |
| | | | | |
| Si | 3,099 | 3,069 | 3,032 | 3,152 |
| Al (IV) | ----- | ----- | ----- | ----- |
| Al (VI) | 0,744 | 0,897 | 1,632 | 0,673 |
| Ti | ----- | ----- | 0,013 | 0,131 |
| Cr | 0,869 | 0,760 | 0,013 | 0,053 |
| Fe ³⁺ | 0,245 | 0,234 | 0,272 | 0,839 |
| Fe ²⁺ | 0,092 | 0,082 | 0,377 | 0,734 |
| Mn | 0,051 | 0,025 | 0,142 | 0,062 |
| Mg | ----- | ----- | ----- | 0,083 |
| Ni | ----- | ----- | ----- | ----- |
| Zn | 0,020 | 0,012 | ----- | ----- |
| Ca | 2,864 | 2,920 | 2,544 | 2,241 |
| | | | | |
| Σcat | 7,984 | 7,999 | 8,025 | 7,969 |

Miembros finales (%)

| | | | | |
|-------------|------|------|------|------|
| Almandino | 3,0 | 2,7 | 12,3 | 23,5 |
| Andradita | 13,2 | 12,4 | 14,2 | 53,6 |
| Piropo | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 2,7 |
| Spessartina | 1,7 | 0,8 | 4,6 | 2,0 |
| Grosularia | 35,3 | 43,9 | 68,2 | 14,8 |
| Uvarovita | 46,8 | 40,2 | 0,7 | 3,4 |

Contenidos de los componentes expresados en % en peso de óxidos y proporciones atómicas por fórmula unidad (a.f.u.). Fórmulas estructurales calculadas con plantilla de Tindle (2009) en base a 12 oxígenos. Porcentajes de miembros finales calculados de acuerdo con Deer *et al.* (1992). "d.l.d.": valores por debajo del límite de detección.

mente, grosularia; y 3) rodingitas ricas en clinopiroxeno (*Di-type*): constituyen el estadio más avanzado de rodingitización y están caracterizadas por la formación de diópsido de grano fino a partir de los minerales del grupo del epidoto, la prehnita y el granate.

Mittweide y Schandl (1992) sugieren dos

CUADRO 1d: Análisis químicos representativos del contenido de elementos mayoritarios en epidoto (*s.l.*) y prehnita de ortoanfibolitas del sector norte de la faja del Río de Las Tunas.

| Grupo Mineral | Epidotos | | | Mineral | Prehnita | |
|--------------------------------|--------------|---------------|---------------|--------------------------------|--------------|--------------|
| | Clinzoisita | | | | | |
| SiO ₂ | 39,90 | 40,05 | 39,36 | SiO ₂ | 44,37 | 44,18 |
| TiO ₂ | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | TiO ₂ | d,l,d | d,l,d |
| Al ₂ O ₃ | 32,67 | 31,99 | 27,93 | Al ₂ O ₃ | 23,71 | 23,70 |
| Cr ₂ O ₃ | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | Cr ₂ O ₃ | d.l.d. | d.l.d. |
| Fe ₂ O ₃ | 0,49 | 1,39 | 7,19 | | | |
| FeO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | FeO* | 0,25 | 0,20 |
| MnO | d.l.d. | 0,35 | 0,20 | MnO | 0,13 | d,l,d |
| MgO | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | MgO | d,l,d | d,l,d |
| ZnO | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | ZnO | d,l,d | d,l,d |
| CaO | 24,04 | 24,23 | 23,90 | CaO | 26,53 | 26,75 |
| Na ₂ O | d.l.d. | 0,09 | 0,01 | Na ₂ O | 0,04 | 0,07 |
| K ₂ O | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | K ₂ O | d,l,d | d,l,d |
| F | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | F | d,l,d | d,l,d |
| Cl | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | Cl | d,l,d | d,l,d |
| H ₂ O(*) | 1,97 | 1,98 | 1,94 | H ₂ O(*) | 4,35 | 4,34 |
| Total | 99,07 | 100,08 | 100,53 | Total | 99,38 | 99,24 |
| O=F,Cl | 0,00 | 0,00 | 0,00 | O=F,Cl | 0,00 | 0,00 |
| Total | 99,07 | 100,08 | 100,53 | Total | 99,38 | 99,24 |
| Si | 3,043 | 3,039 | 3,036 | Si | 6,122 | 6,107 |
| Al | 2,935 | 2,859 | 2,538 | Al | 3,856 | 3,861 |
| Ti | ----- | ----- | ----- | Ti | ----- | ----- |
| Cr | ----- | ----- | ----- | Cr | ----- | ----- |
| Fe ³⁺ | 0,028 | 0,079 | 0,417 | | | |
| Fe ²⁺ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | Fe* | 0,029 | 0,023 |
| Mn | ----- | 0,020 | 0,012 | Mn | 0,015 | ----- |
| Mg | ----- | ----- | ----- | Mg | ----- | ----- |
| Zn | ----- | ----- | ----- | Zn | ----- | ----- |
| Ca | 1,964 | 1,971 | 1,975 | Ca | 3,922 | 3,962 |
| Na | ----- | 0,014 | 0,002 | Na | 0,012 | 0,019 |
| K | ----- | ----- | ----- | K | ----- | ----- |
| Σcat | 7,970 | 7,982 | 7,979 | Σcat | 13,956 | 13,972 |
| F | ----- | ----- | ----- | F | ----- | ----- |
| Cl | ----- | ----- | ----- | Cl | ----- | ----- |
| OH(*) | 1,000 | 1,000 | 1,000 | OH(*) | 4,000 | 4,000 |
| Miembros finales | | | | | | |
| Clinzoisita | 0,97 | 0,90 | 0,56 | | | |
| Epidoto | 0,03 | 0,08 | 0,43 | | | |
| Piemontita | 0,00 | 0,02 | 0,01 | | | |
| Czo/(Ep+Czo) | 0,97 | 0,92 | 0,57 | | | |

Contenidos de los componentes expresados en % en peso de óxidos y proporciones atómicas por fórmula unidad (a.f.u.). Fórmulas estructurales del grupo de epidoto calculadas con el programa NORM en base a 12 oxígenos y 1 grupo OH. Para el cálculo de las proporciones atómicas de las prehnitas se utilizó la plantilla de Tindle (2009) normalizadas en base a 24 (O,OH) y vacancias completa en los sitios OH, F, Cl. (*) valores determinados mediante NORM y Tindle (2009). FeO*: contenido de hierro expresado como FeO total. Fe*: proporción atómica de hierro total expresada como Fe²⁺. "d.l.d.": valores por debajo del límite de detección.

posibles modelos de formación para las rodingitas. El primero considera la propuesta de Thayer (1966) y Coleman (1977),

en la cual el proceso de rodingitización es generado por metasomatismo cálcico genética y temporalmente vinculado con el

proceso de serpentización. El segundo modelo propone la introducción de una solución hidrotermal rica en calcio, externa o derivada de cuerpos gabroicos cercanos a la rodingita. Sin embargo, Bach y Klein (2009) presentan modelos termodinámicos realizados a partir de muestras de rodingitas asociadas a cuerpos ultramáficos de fondo oceánico y determinan que el fluido que da origen a tales rodingitas proviene esencialmente del proceso de serpentización de los cuerpos ultramáficos asociados. Asimismo, establecen que el fluido generador del proceso de rodingitización circula desde el cuerpo ultramáfico hacia el cuerpo gabroico a medida que la serpentización avanza. El proceso de serpentización de los cuerpos ultramáficos hace que el fluido se vuelva progresivamente más alcalino, se empobrezca en SiO₂ y se enriquezca en CaO, sobre todo aquellos derivados de la serpentización de cuerpos ultramáficos ricos en clinopiroxenos o en fases minerales ricas en Ca. Estos autores también establecieron que tanto la concentración como la actividad del Ca son similares en las diferentes asociaciones consideradas para sus modelos de rodingitización, mientras que encuentran notables variaciones en las actividades de la sílice acuosa y de los protones (H⁺) disueltos, por lo que consideran que son estos componentes los que actúan como condicionantes termodinámicos para que se generen las reacciones de rodingitización. Frost y Beard (2007) indican que la actividad de la sílice en el equilibrio brucita-serpentina permite la reacción entre plagioclasa y clinopiroxeno para formar grosularia y clorita y argumentan que la baja actividad de la sílice de los fluidos derivados del proceso de serpentización juega un rol fundamental en el proceso de rodingitización. De este modo, las rodingitas actúan como "entrampadoras" del Ca, debido a la gran estabilidad del clinopiroxeno y del granate a bajas actividades de sílice.

De acuerdo con Bach y Klein (2009), la transferencia de masa durante el proceso de rodingitización se genera preferentemente a través del mecanismo de

difusión impulsado por gradientes de concentración principalmente en especies ricas en Ca y Si generadas como consecuencia del proceso de serpentización a temperaturas entre 400° y 200°C aproximadamente. Los modelos termodinámicos presentados por estos autores demuestran que el proceso de rodingitización y el metasomatismo cálcico son impulsados por altos gradientes de protones y sílice acuosa, de manera que no se requiere necesariamente que el fluido esté inicialmente enriquecido en Ca, como se pensaba anteriormente. Sin embargo, el Ca liberado durante la desestabilización del clinopiroxeno ciertamente facilita la formación de las demás fases minerales calcosilicatadas formadas posteriormente durante el desarrollo de una rodingita, tal como fuera sugerido por Frost y Beard (2007).

Interpretación del metasomatismo de las ortoanfibolitas del Complejo Guarguaráz pertenecientes a la faja máfica-ultramáfica del Río de Las Tunas

Las secuencias de reemplazo observadas en las muestras estudiadas pueden explicarse a través de las actividades de los componentes químicos y a la potencialidad que tienen químicamente las rocas involucradas para retener algunos de estos componentes durante el proceso metasomático. Teniendo en cuenta los resultados obtenidos por Bach y Klein (2009), puede explicarse la formación de clinopiroxeno a partir de los cristales de anfíbol a temperatura entre los 400° y 385°C. En tales reacciones también pueden consumirse clorita, magnetita y plagioclasa cálcica que puedan estar presentes en la roca al momento de generarse la blastesis del clinopiroxeno. Luego, entre los 300° y 275°C se forma el granate inicialmente más rico en el componente andradítico y luego más rico en el componente grosulárico, variación composicional que también se observa globalmente en los cristales de granate analizados en estas muestras. El granate puede formarse tanto a expensas del clinopiroxeno como de la plagioclasa y la clorita. Por debajo de los 275°C se forma primero epidoto (*s.l.*),

luego prehnita y finalmente albita a expensas del granate.

El contenido de Fe en el clinopiroxeno de este tipo de rocas es explicado por Bach y Klein (2009) a través de un mayor tiempo de reacción con el fluido. Esto mismo permite explicar las variaciones composicionales que se observan en el granate que se enriquece en el componente grosulárico y en el epidoto (*s.l.*) que es inicialmente rico en Fe y luego se hace más rico en el componente clinozoisítico a medida que avanzan las reacciones. De este modo, las reacciones que involucran la formación de clinopiroxeno y granate están controladas por fluidos derivados de la serpentización de los cuerpos ultramáficos, mientras que la formación de los Ca-Al-silicatos como epidoto y prehnita implican que los fluidos han sido “bufferizados” y están principalmente controlados por el protolito gábrico.

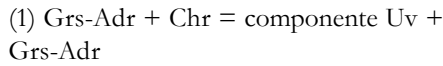
La ausencia de hidrogranate y vesubianita en la asociación mineral de estas rocas es explicada también por Bach y Klein (2009) como debido a que tales minerales se generan en rodingitas relacionadas con fluidos muy pobres en sílice. Dado que las rodingitas del Complejo Guarguaráz tienen alrededor de 47% en peso de SiO₂, valor superior al de otras rodingitas del mundo con hidrogranate y vesubianita presentes en la asociación mineral (Bach y Klein 2009), puede considerarse que este contenido de sílice fue suficientemente alto como para inhibir la formación de tales fases minerales y por eso no se las encuentra en las rocas estudiadas en este trabajo.

Comparación con las rodingitas de la faja de esquistos Vumba de Bostwana

Las rodingitas de la faja de esquistos Vumba (*Vumba Schist Belt*, VSB), Bostwana, fueron estudiadas por Mogessie y Rammlmair (1994), las cuales se encuentran en un contexto geológico similar al del área del Complejo Guarguaráz. La faja de esquistos Vumba está integrada por rocas ultramáficas (metaperidotitas) y máficas (anfibolitas de protolitos ígneos básicos y metagabros), emplazadas tectónicamente en rocas metamórficas de

origen sedimentario con facies silicoclásticas y niveles carbonáticos intercalados. Esta secuencia se encuentra intensamente deformada, polimetamorfizada y fue posteriormente intruida por rocas graníticas. Asociadas a las unidades básicas y ultrabásicas están las rodingitas, aunque no siempre en contacto directo con ellas, pero siempre espacialmente localizadas a menos de 2 km de los cuerpos máficos. Las rodingitas descritas por estos autores fueron agrupadas en dos tipos diferentes: a) grupo I: distinguidas por la asociación: Di, Ep_{s.l.}, Grs-Uv, Chr, Pl, Qtz, Ttn; b) grupo II: representado por Grs-Adr, Ep_{s.l.}, Di, Qtz, Ttn, (sin Chr ni Uv). El granate presente en la asociación mineral del grupo I posee zonalidad composicional. En el núcleo, la composición es predominantemente uvarovítica (Uv): Alm₁₂Adr₀₆Prp₀₁Sps₀₁Grs₀₅Uv₇₅, mientras que hacia los bordes pasa gradualmente a predominar el componente grosularia (Grs): Alm₀₅Adr₃₉Prp₀₁Sps₀₁Grs₅₂Uv₀₂. El contenido de Cr₂O₃ del granate varía en el rango 19,27-23,55% en peso. Estos autores encontraron que en el núcleo de los cristales de granate ricos en el componente uvarovítico se preservaban cristales de cromita. Por otra parte, destacan también que las composiciones de los granates formados en tales rodingitas son bien diferentes a la composición de los granates desarrollados en las anfibolitas básicas asociadas, que son más ricos en el componente almandínico. Esta misma diferencia composicional también se produce entre los granates de las rodingitas y los granates de las ortoanfibolitas sin metasomatismo del Complejo Guarguaráz. Las composiciones obtenidas por Gargiulo (2010) para los granates de las ortoanfibolitas sin metasomatismo son también más ricas en el componente almandínico y son consistentes, a su vez, con las composiciones reportadas por Massonne y Calderón (2008) para las ortoanfibolitas del Complejo Guarguaráz. Dado que muchas de las características descritas por Mogessie y Rammlmair (1994) para las rodingitas del *Vumba Schist Belt*, Bostwana, coinciden con las identificadas en las muestras de ortoanfibolitas

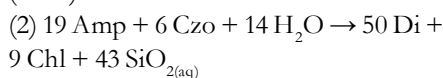
metasomatizadas de la faja máfica-ultramáfica del Río de Las Tunas y, que tales muestras poseen una asociación mineral con características intermedias entre las rodingitas del grupo I y las del grupo II descritas por estos autores, se pueden interpretar las rocas estudiadas como rodingitas. Además, se puede hacer extensiva a estas rodingitas la interpretación realizada por Mogessie y Rammlmair (1994) referida a la presencia de los núcleos de granate ricos en Cr, atribuidos a la presencia de relictos de cromita en dichos núcleos, explicando la formación del componente uvarovita a través de la reacción:



Esta reacción no sólo permite explicar el 47% del componente Uv en los granates de las muestras estudiadas en el presente trabajo, sino que también permite explicar el hecho de que tal componente no supere el 50% debido a que el mineral opaco vinculado a estos núcleos es principalmente magnetita (con hasta 20% del componente cromita), y no estrictamente cromita, como en el caso de las rodingitas de Vumba.

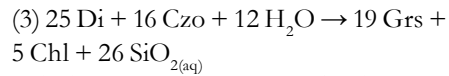
Por otro lado, los clinopiroxenos presentes en las muestras estudiadas suelen ser más ricos en hierro que aquellos desarrollados en las rodingitas del Vumba Schist Belt de Bostwana y, por eso, clasifican como diópsido ferroso. Este enriquecimiento en hierro se vincula principalmente al hecho de que estos cristales se formaron a partir de anfíboles relativamente ricos en este elemento, a diferencia de aquellos indicados por Mogessie y Rammlmair (1994). Asimismo, no se observan concentraciones de Cr fuera de lo normal en los clinopiroxenos, básicamente porque no se encuentran especialmente relacionados con minerales portadores de tal elemento, como sucede en el caso del granate.

La generación de clinopiroxeno a partir del anfíbol puede explicarse a través de la reacción planteada por Bach y Klein (2009):

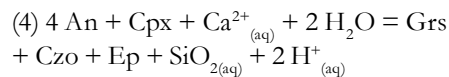


El anfíbol y la clinozoisita de esta reacción corresponden a la asociación mineral que se puede verificar en las ortoanfibolitas sin metasomatismo del área estudiada.

Una vez formado el clinopiroxeno, éste puede seguir reaccionando con la clinozoisita que quede remanente, para dar lugar a la formación de grosularia a través de la reacción planteada por Bach y Klein (2009):

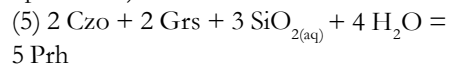


Asimismo, Mogessie y Rammlmair (1994) señalan que la estrecha relación textural entre la asociación Grs - Ep_{s.l.} - Prh - Ab, indica que necesariamente tuvo que existir previamente en la roca una plagioclasa rica en Ca, que posteriormente fue reemplazada por estas fases minerales. Por ello, atribuyen la presencia de albita como remanente del componente rico en sodio de la plagioclasa original, luego de la formación de clinopiroxeno, grosularia y epidoto (s.l.) durante el proceso de rodingitización. Dichos autores mencionan una reacción que permite explicar de manera preliminar la asociación mineral observada en la matriz de las muestras estudiadas:

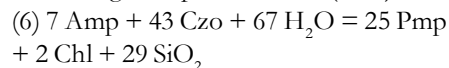


Esta reacción permite explicar la formación de grosularia, clinozoisita/zoisita y epidoto a partir del clinopiroxeno y del componente anortítico de la plagioclasa, dejando remanente el componente albítico.

Por otro lado, la formación de prehnita puede ser explicada a través de la reacción sugerida por Honnorez y Kirst (1975, en Spear 1995):



Por su parte, la formación de pumpellyita y clorita puede explicarse a partir de la reacción sugerida por Liou *et al.* (1974):



Dado que el contexto geológico en el que se desarrollan las rodingitas del *Vumba Schist Belt* (sin considerar la edad de las unidades), es similar al que encontramos

en el área del Complejo Guarguaráz y que muchas de las características mineralógicas presentes en ellas son concordantes con las presentes en las muestras estudiadas en este trabajo, podemos interpretar a estas rocas como generadas a partir de un proceso de metasomatismo que afectó a los cuerpos máficos, aunque aún resta establecer cuáles fueron los elementos intercambiados durante este proceso. Sin embargo, dado que la evidencia textural y de campo del desarrollo de estas rocas es similar a las descritas por Mogessie y Rammlmair (1994) para la faja de Vumba en Bostwana y, teniendo en cuenta también los resultados obtenidos por Bach y Klein (2009), se puede considerar que el intercambio geoquímico evidenciado en las rodingitas del Complejo Guarguaráz puede ser explicado mediante la interacción de protolitos máficos y ultramáficos con soluciones alcalinas (alto pH), pobres en sílice y relativamente ricas en Ca(Mg). Mogessie y Rammlmair (1994) relacionan el proceso general de metasomatismo que da origen a las rodingitas de Vumba con los últimos estadios del polimetamorfismo, explicación que también puede aplicarse al caso de las rodingitas del Complejo Guarguaráz.

Procesos metasomáticos asociados al ciclo de metamorfismo regional del Complejo Guarguaráz

Tal como fuera indicado por Gargiulo (2010) y Gargiulo *et al.* (2010, 2011a), las rocas ultramáficas muestran evidencias del desarrollo de zonas de reacción con la roca de caja, vinculadas a un proceso de metasomatismo generado por el gradiente de potencial geoquímico entre las litologías adyacentes. Sin embargo, las rocas máficas del Complejo Guarguaráz también muestran evidencias de haber sido afectadas por metasomatismo durante el ciclo de metamorfismo regional acontecido en el área.

En base al contenido de Al en anfíboles de las muestras de ortoanfibolitas metasomatizadas, estudiadas en este trabajo (Cuadro 1a), se obtuvieron valores de presión en el rango 2,5 a 4,2 kbar a partir de las formulaciones de Hammarstrom y

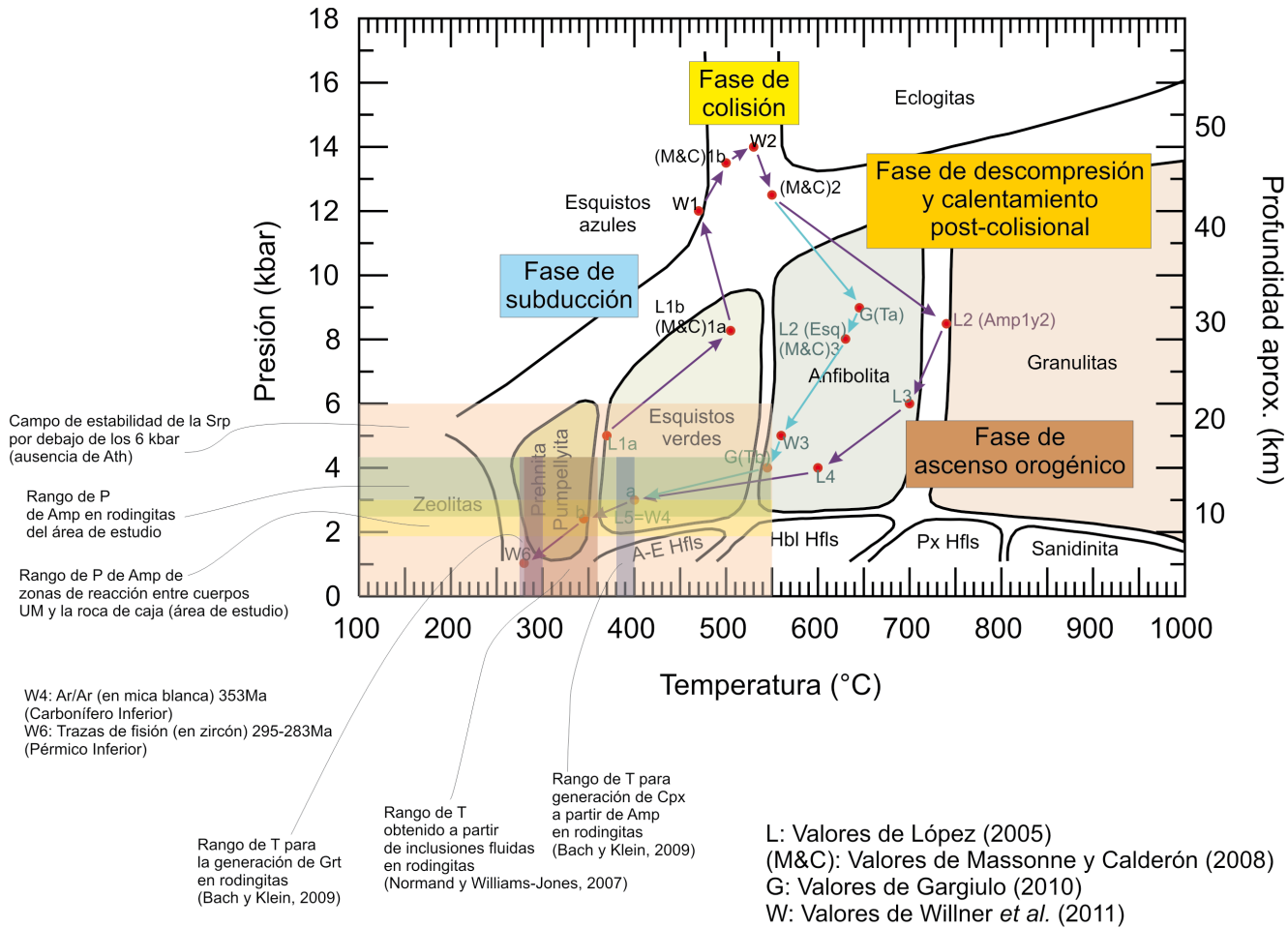


Figura 4: Diagrama de Presión (P) vs. Temperatura (T) con los campos correspondientes a las diferentes facies de metamorfismo regional de acuerdo con Yardley (1989), donde se incorporan las trayectorias P-T obtenidas a partir de los resultados de López (2005), Massonne y Calderón (2008), Gargiulo (2010) y Willner *et al.* (2011). También se agregan las condiciones de T y P obtenidas por Normand y William-Jones (2007) a través de inclusiones fluidas en rodingitas ofiolíticas y los de Bach y Klein (2009) a partir de modelados termodinámicos de rodingitas asociadas a cuerpos ultramáficos serpentinizados.

Zen (1986), Hollister *et al.* (1987), Johnson y Rutherford (1989) y Schmidt (1992). El hecho de que estos geobarómetros fueran definidos para anfíboles de rocas ígneas de series calcoalcalinas, hace que su aplicación a las rocas estudiadas en este trabajo sea considerada con reservas. Sin embargo, teniendo en cuenta las variaciones composicionales de los anfíboles en sistemas metamórficos y las correlaciones entre las sustituciones de tipo edenítica, tschermakítica y glaucofánica con las variaciones de temperatura y presión en estos sistemas (Raase 1974, Holland y Richardson 1979, Spear 1995, entre otros), las presiones obtenidas podrían ser asumidas como valores de referencia ante la carencia de otros indicadores para este tipo de rocas. Es importante notar

que las composiciones de los anfíboles de las ortoamfibolitas sin metasomatismo del Complejo Guarguaráz, obtenidas por Gargiulo (2010), poseen composiciones consistentes con las asociaciones minerales y con la secuencia de reemplazo establecida de acuerdo a las variaciones del grado metamórfico, que permitieron verificar que las sustituciones de tipo tschermakíticas y glaucofánicas de estos anfíboles aumentan con la presión. Dado que las relaciones texturales entre las fases minerales vinculadas al proceso metasomático corresponden a una secuencia de reemplazo que indica condiciones sucesivas de menor grado, los valores de presión obtenidos a partir de las composiciones de los anfíboles señalan que el proceso de rodingitización debió

generarse, tentativamente, por debajo de los 4 kbar. Esto implica que el proceso de rodingitización evidenciado en las muestras estudiadas, tuvo que haberse desarrollado con posterioridad al inicio de la etapa retrógrada del ciclo de metamorfismo regional (Gargiulo *et al.* 2011a). En este sentido, por debajo de los 6 kbar, la serpentina (antigorita) puede empezar a formarse alrededor de los 550°C (Winter 2001). Esto último restringe el campo a partir del cual podría potencialmente empezar a generarse un proceso de rodingitización vinculado al proceso de serpentización de los cuerpos ultramáficos. Asimismo, las temperaturas obtenidas por Normand y Williams-Jones (2007)

en estudios de inclusiones fluidas en rodingitas dioríticas de la ofiolita de Asbestos en Quebec, Canadá, les permitieron estimar un rango de presión entre 4,5 y 2,5 kbar, para el desarrollo del proceso de rodingitización. Las temperaturas establecidas por tales investigadores para el entrapamiento de las soluciones que dieron origen al proceso de rodingitización, son de 360° a 290°C, lo cual se corresponde bastante bien con el rango obtenido a su vez por Bach y Klein (2009), a través de los modelos termodinámicos de rodingitas (~ 380°C para la formación de clinopiroxeno y ~ 275°C para granate).

Por esta razón, si integramos los resultados de presión-temperatura que fueron obtenidos por López (2005), Massonne y Calderón (2008), Gargiulo (2010) y Willner *et al.* (2011), para las metasedimentitas y ortoanfibolitas del Complejo Guarguaráz, se evidencia una evolución en sentido horario para el ciclo de metamorfismo regional. Además, teniendo en cuenta el rango de presión obtenido para la generación de los anfíboles presentes en las rodingitas estudiadas, el rango de presión obtenido por Gargiulo (2010) y Gargiulo *et al.* (2011a, b) para la generación de los anfíboles de las zonas de reacción de los cuerpos ultramáficos (3,1 y 1,8 kbar), las temperaturas y presiones reportadas por Normand y Williams-Jones (2007) para fluidos vinculados al proceso de rodingitización en ofiolitas de Canadá y los resultados termodinámicos obtenidos por Bach y Klein (2009) para explicar la generación de las secuencias de reemplazo en rodingitas similares a las observadas en las rocas estudiadas en este trabajo, vemos gran consistencia entre todos estos resultados y, por lo tanto, puede deducirse que el campo de presión-temperatura en el cual puede acontecer el proceso de rodingitización, coincide con las condiciones de la trayectoria obtenida para la etapa retrógrada del ciclo de metamorfismo regional del Complejo Guarguaráz (Fig. 4).

Si tenemos en cuenta también las dataciones obtenidas por Willner *et al.* (2011) para el ciclo metamórfico del Complejo Guarguaráz, el proceso de rodingitiza-

ción queda restringido entre los 352,7 ± 0,6 Ma y 283 ± 19 Ma (Carbonífero Temprano a Pérmico Temprano).

Por otro lado, el intervalo de tiempo así referido al proceso de rodingitización de las ortoanfibolitas del Complejo Guarguaráz está también vinculado al emplazamiento de los cuerpos ígneos gondwánicos presentes en el área de estudio, con lo cual, si bien el proceso de rodingitización pudo haberse generado inicialmente como una consecuencia de la serpentinitización retrógrada de las metaperidotitas del Complejo Guarguaráz, es también posible que los cuerpos intrusivos gondwánicos hayan tenido algún tipo de influencia en este proceso, como lo sugiere Gargiulo (2010), a partir de los resultados de los análisis químicos en roca total de elementos traza y tierras raras.

Estos cuerpos ígneos representan una reactivación térmica local y regional que aporta condiciones físico-químicas favorables para la circulación de fluidos y la movilidad de elementos químicos. Asimismo puede favorecer las condiciones cinéticas de las reacciones entre minerales al estado sólido y facilitar los mecanismos de difusión que permiten el intercambio de elementos entre las litologías adyacentes, incluso a nivel de trazas y tierras raras (Gargiulo 2010). Sin embargo, la influencia de los cuerpos ígneos gondwánicos en la evolución de los procesos de metasomatismo iniciados durante el ciclo de metamorfismo regional en este sector de la Cordillera Frontal, es un tema que está siendo estudiado actualmente.

De acuerdo con la clasificación de rodingitas de Schandl *et al.* (1989), las rocas máficas metasomatizadas de la faja del Río de Las Tunas, estudiadas en este trabajo, son rodingitas clinopiroxénicas con granate y clinozoisita, ya que tienen características intermedias entre los tres tipos establecidos por estos autores. Sin embargo, la relación de formación observada en las fases minerales presentes en las rocas estudiadas, es justamente inversa a la señalada por Schandl *et al.* (1989) como indicadora de intensidad del proceso de rodingitización, lo que permite suponer, en principio, que la intensidad de rodingitización

de las rocas estudiadas fue inicialmente mayor y luego fue decayendo a medida que disminuía la temperatura y la presión y el sistema se “bufferizaba”.

En base a todo lo previamente indicado, se considera que el desarrollo de rodingitas clinopiroxénicas con granate y clinozoisita reconocidas en la faja máfica-ultramáfica del Río de Las Tunas se formaron a partir de la introducción de una solución alcalina y con baja actividad de sílice, derivada inicialmente del proceso de serpentinitización de los cuerpos ultramáficos de este sector, durante la etapa retrógrada del ciclo de metamorfismo regional del Complejo Guarguaráz. Tales soluciones dieron lugar al metasomatismo de cuerpos de anfibolitas de protolito ígneo básico con signature geoquímica de tipo N-MORB correspondientes a la Asociación Volcánica-Subvolcánica Básica del Complejo Guarguaráz.

CONCLUSIONES

Las ortoanfibolitas metasomatizadas están representadas esencialmente por cristales de anfíbol con bordes de reacción y una matriz generada a partir de los cristalloblastos de plagioclasa.

Los cristales de anfíbol pueden preservar zonalidad composicional desde un núcleo de composición actinolítica, variando gradualmente hacia el borde a magnesiohornblenda y edenita. Asimismo se encuentran reemplazados en los bordes por clinopiroxeno de la serie diópsido-hedenbergita, clasificado químicamente como diópsido ferroso (composición promedio: $\text{Cen}_{36}\text{Cfs}_{15}\text{Wo}_{49}$). Posteriormente, el clinopiroxeno es reemplazado a su vez por pumpellyita-(Al), mientras que el anfíbol es reemplazado principalmente por clorita. La secuencia de reemplazo asociada a los cristales de anfíbol es:

Amp (edenita) → Cpx (diópsido ferroso) → Chl + Pmp-(Al)

La matriz de la roca está representada por un agregado muy fino integrado por la asociación: granate - clinozoisita - prehnita - pumpellyita-(Al) - clorita - albita, formada principalmente a partir de los cristales de plagioclasa de la ortoanfibolita

ta y de la reacción entre los minerales previamente formados (anfíbol, minerales del grupo del epidoto y clinopiroxeno). En la matriz se puede apreciar la secuencia de reemplazo de las diferentes especies minerales involucradas:

$\text{Grt} \rightarrow \text{Czo} \rightarrow \text{Prh} + \text{Pmp} \rightarrow \text{Ab}$
posteriormente alterada débilmente por muscovita y calcita.

Los granates presentes en estas rocas corresponden a la serie grosularia-andradita y su fórmula promedio es: $\text{Alm}_{05}\text{Adr}_{53}\text{Prp}_{01}\text{Sps}_{04}\text{Grs}_{36}\text{Uv}_{01}$.

También se identificaron sectores con cristales de granate con sutil zonalidad composicional determinada por un núcleo más rico en el componente uvarovítico (hasta 47%): $\text{Alm}_{05}\text{Adr}_{13}\text{Prp}_{00}\text{Sps}_{02}\text{Grs}_{35}\text{Uv}_{47}$ mientras que hacia el borde aumenta ligeramente el componente grosularico en desmedro del uvarovítico y del andradítico: $\text{Alm}_{03}\text{Adr}_{12}\text{Prp}_{00}\text{Sp}_{s01}\text{Grs}_{44}\text{Uv}_{40}$. Los cristales de granate con mayor contenido de Cr_2O_3 (11,69-13,17% en peso) suelen estar en contacto con cristales de magnetita con hasta un 20% del componente de cromita.

La secuencia general de reemplazo observada en estas rocas es:

$\text{Amp} + \text{Pl} + \text{Mgt}(\text{Chr}) \rightarrow \text{Cpx} \rightarrow \text{Grt}$
($\text{Uv} \rightarrow \text{Grs}$) $\rightarrow \text{Ep}_{s.l.} \rightarrow \text{Prh} + \text{Pmp} + \text{Chl} \rightarrow \text{Ab}$

La asociación mineral permite clasificar a estas rocas como rodingitas clinopiroxénicas con granate y clinozoisita.

Las rocas rodingíticas reconocidas en la faja máfica-ultramáfica del Río de Las Tunas se formaron a partir de la introducción de una solución alcalina y con baja actividad de sílice, derivada inicialmente del proceso de serpentinización de los cuerpos ultramáficos de este sector, generado durante la etapa retrógrada del ciclo de metamorfismo regional del Complejo Guarguaráz. Tales soluciones dieron lugar al metasomatismo de cuerpos de ortoanfíbolitas de protolitos con signatura geoquímica de tipo N-MORB, correspondientes a la Asociación Volcánica-Subvolcánica Básica de este complejo metamórfico. La intrusión de los cuerpos ígneos gondwánicos parece también haber influenciado la evolución de los

procesos de metasomatismo generados en el área, favoreciendo la movilidad de los elementos.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo fue financiado con fondos otorgados al Dr. Bjerg a través de los proyectos de investigación SGCyT-UNS 24/H066; 24/H085 y PIP-CONICET 6154; 112-200801-02306. La Dra. Gargiulo agradece al Servicio de Intercambio Académico del Gobierno de Austria (ÖAD) por el otorgamiento de una beca que le permitió llevar a cabo los análisis de química mineral. También agradece especialmente al Dr. Sergio Delpino de la Universidad Nacional del Sur, por las constructivas discusiones y enseñanzas previas a la realización de este trabajo. Hace extensivo su agradecimiento al Dr. Florian Gallien y al Dr. Karl Ettinger del Instituto de Ciencias de la Tierra, Mineralogía y Petrología de la Universidad Karl-Franzens de la ciudad de Graz, Austria, y a Heraclio Ortiz, técnico del Laboratorio de Petrología de la Universidad Nacional del Sur. Los autores agradecen a los coordinadores del Simposio de Tectónica Preandina del 18° Congreso Geológico Argentino por haber seleccionado el trabajo para ser publicado en su versión extendida. Se agradece también a los árbitros, Dr. Fernando Colombo y un árbitro anónimo, y la revisión editorial de la Dra. Alina Guerreschi, por los valiosos comentarios y sugerencias que permitieron enriquecer y mejorar este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Bach, W. y Klein, F. 2009. The petrology of seafloor rodingites: Insights from geochemical reaction path modeling. *Lithos* 112: 103-117.
Bence, A.F. y Albee, A.L. 1968. Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *Journal of Petrology* 76: 382-403.
Bjerg, E.A., Gregori, D.A., Losada Calderón, A. y Labudía, C.H. 1990. Las metamorfitas del faldeo oriental de la Cuchilla de Guarguaráz, Cordillera Frontal, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argenti-*

na 45: 234-245.

Caminos, R. 1979. Cordillera Frontal. En Turner J.C.M. (ed.) *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias 1: 397-345, Córdoba.
Caminos, R., Cordani, U.G y Linares, E. 1979. Geología y geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y de la Cordillera Frontal de Mendoza, República Argentina. 2° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: F43-F60, Arica.
Caminos, R., Cingolani, C.A., Hervé, F. y Linares, E. 1982. Geochronology of the Pre-Andean metamorphism and magmatism in the Andean Cordillera between latitudes 30° and 36°S. *Earth Science Reviews* 18: 333-352.
Coleman, R.G. 1967. Low-temperature reaction zones and alpine rocks of California, Oregon and Washington. *United States Geological Survey, Bulletin* 1247: 1-49.
Coleman, R.G. 1977. Ophiolites. Springer-Verlag, 229 p., Berlin.
Davis, J.S., Roeske, S.M., McClelland, W.C. y Snee, L.W. 1999. Closing the ocean between the Precordillera terrane and Chileña: Early Devonian ophiolite emplacement and deformation in the southwest Precordillera. En Ramos, V.A y Keppie, J.D. (eds.) *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*, Geological Society of America, Special Paper 336: 115-138, Boulder.
Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J. 1992. An introduction to the rock-forming minerals. 2nd Edition. Longman Scientific & Technical, 695 p., Harlow.
Frost, B.R. y Beard, J.S. 2007. On silica activity and serpentinization. *Journal of Petrology* 48: 1351-1368.
Gargiulo, M.F. 2010. Petrología, geoquímica y evolución metamórfica de la Faja Máfica-Ultramáfica del Río de Las Tunas, Mendoza, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur (inérita), 250 p., Bahía Blanca.
Gargiulo, M.F. y Bjerg, E.A. 2006. Petrografía y Geoquímica de rocas máficas y ultramáficas de Cordillera Frontal, Mendoza. 8° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 351-358, Buenos Aires.
Gargiulo, M.F., Bjerg, E.A. y Mogessie, A. 2010. Zonalidad composicional en anfíboles de las zonas de reacción entre los cuerpos ultramáficos y la roca de caja metasedimentaria del Complejo Guarguaráz, Cordillera Frontal de

- Mendoza, Argentina. 10° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 85-92, Río Cuarto.
- Gargiulo, M.F., Bjerg, E.A. y Mogessie, A. 2011a. Caracterización y evolución metamórfica de las rocas ultramáficas de la Faja del Río de Las Tunas, Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68: 571-593.
- Gargiulo, M.F., Bjerg, E.A. y Mogessie, A. 2011b. Metasomatic reaction zones at peridotite-schist interface in the Frontal Cordillera Mafic-Ultramafic Belt, Central Andes, Argentina. En Götz, S., Bengtson, P., Cueto Berciano, F.J. y Stinnesbeck, W. (eds.) *International Colloquium on Latin American Earth Sciences (LAK)*, GAEA heidelbergensis 18: 232, Heidelberg.
- González Stegemann, E.M. 1949. Exploración "Salamanca-Barrera", Departamento Tupungato, Provincia de Mendoza, 1946-1948. Informe de la Dirección General de Fabricaciones Militares, Departamento de Movilización Industrial (inédito), 107 p., Buenos Aires.
- Gregori, D.A. y Bjerg, E.A. 1997. New evidence on the nature of the Frontal Cordillera Ophiolitic belt – Argentina. *Journal of South American Earth Science* 10: 147-155.
- Haller, M. y Ramos, V.A. 1984. Las ofiolitas famatiniánas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 66-83, San Carlos de Bariloche.
- Haller, M. y Ramos, V.A. 1993. Las ofiolitas y otras rocas afines. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1: 31-39, Mendoza.
- Hammarstrom, J.M. y Zen, E-an. 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71: 1297-1313.
- Holland, T.J.B. y Richardson, S.W. 1979. Amphibole zonation in metabasites as a guide to the evolution of metamorphic condition. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 70: 143-148.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. y Sisson, V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* 72: 231-239.
- Johnson, M.C. y Rutherford, M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminium-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 17: 837-841.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Leake, B.E., Wooley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. y Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist* 35: 219-246.
- Leake, B.E., Wooley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A.J., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Schumacher, J.C., Stephenson, N.C.N. y Whittaker, E.J.W. 2004. Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. *Mineralogical Magazine* 68: 209-215.
- Liou, J.G., Kuniyoshi, S. e Ito, K. 1974. Experimental Studies of the phase relations between greenschists and amphibolite in basaltic systems. *American Journal of Science* 274: 613-632.
- López, V.L. 2005. *Geología y Petrología de la Cuchilla de Guarguaráz, Cordillera Frontal de Mendoza*. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur (inédita), 269 p., Bahía Blanca.
- López, V.L. y Gregori, D.A. 2004. Provenance and evolution of the Guarguaráz Complex, Cordillera Frontal, Argentina. *Gondwana Research* 7: 1197-1208.
- López, V.L., Gregori, D.A. y Migueles, N.A. 2001. Stratigraphy and structure of the Guarguaráz Complex, Frontal Cordillera, Argentina. *Geological Society of America Annual Meeting, Abstracts: BTH 98, A-383*, Boston.
- López de Azarevich, V.L., Escayola, M., Azarevich, M.B., Pimentel M.M. y Tassinari, C. 2009. The Guarguaráz Complex and the Neoproterozoic-Cambrian evolution of the southwestern Gondwana: Geochemical signature and geochronological constrains. *Journal of South American Earth Science* 28: 333-344.
- Llambías, E.J., Kleiman, L.E. y Salvarredi, J.A. 1993. El magmatismo gondwánico. En Ramos, V. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1: 53-64, Mendoza.
- Massonne, H.J. y Calderón, M. 2008. P-T evolution of metapelites from the Guarguaráz Complex, Argentina: evidence for Devonian crustal thickening close to the western Gondwana margin. *Revista Geológica de Chile* 35: 215-231.
- Mittwede, S.K. y Schandl, E.S. 1992. Rodingites from the southern Appalachian Piedmont, South Carolina, U.S.A. *European Journal of Mineralogy* 4: 7-16.
- Mogessie, A y Rammlmair, D. 1994. Occurrence of zoned uvarovite-grossular garnet in rodingite from the Vumba Schist Belt, Bostwana, Africa: implications for the origin of rodingites. *Mineralogical Magazine* 58: 375-386.
- Mogessie, A., Ettinger, K. y Leake, B.E. 2004. IMA-Amphibole Classification Scheme. Published by the Mineralogical Society of London, England. (www.minersoc.org).
- Normand, C. y Williams-Jones, A.E. 2007. Physicochemical conditions and timing of rodingite formation: evidences from rodingite-hosted fluid inclusions in the JM Asbestos mine, Asbestos, Quebec. *Geochemical Transactions* 25: doi:10.1186/1467-4866-8-11. (www.geochemicaltransactions.com/content/8/1/11)
- Polanski, J. 1972. Descripción Geológica de la Hoja 24a-b "Cerro Tupungato", Provincia de Mendoza. Carta Geológica-Económica de la República Argentina, Escala 1:200.000. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 128, 129 p., Buenos Aires.
- Raase, P. 1974. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 45: 231-236.
- Schandl, E.S., O'Hanley, D.S. y Wicks, F.J. 1989. Rodingites in serpentized ultramafic rocks of the Abitibi Greenstone belt, Ontario. *Canadian Mineralogists* 27: 579-591.
- Schmidt, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experi-

- mental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 304-310.
- Spear, F.S. 1995. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. *Mineralogical Society of America Monograph*: 393-489, Washington D.C.
- Thayer, T.P. 1966. Serpentinization considered as a constant-volume process. *American Mineralogists* 51: 685-710.
- Tindle, A. 2009. PROBE-AMPH and PROBE-CHL mineral recalculation free-software and classifier templates to use with Excel software worksheets. (www.open.ac.uk/earth-research/tindle/AGTWebPages/AGTSoft.html)
- Tindle, A. y Webb, P.C. 1994. PROBE-AMPH: a spreadsheet program to classify microprobe-derived amphibole analyses. *Computers & Geosciences* 20: 1201-1228.
- Villar, L.M. 1969. El complejo ultrabásico de Novillo Muerto, Cordillera Frontal, provincia de Mendoza, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24: 223-238.
- Villar, L.M. 1975. Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas en la República Argentina y su significado metalogénico. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 3: 135-155, Buenos Aires.
- Villar, L.M. 1996. Distribución de tierras raras en peridotitas del Complejo Ultramáfico de Novillo Muerto Cordillera Frontal de Mendoza. 3º Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Máficas y Ultramáficas, Instituto de Recursos Minerales de la Universidad de La Plata: 327-328, La Plata.
- Villar, L.M. 1998. Los gabros de fondo oceánico de la ofiolita de la Cordillera Frontal de Mendoza, Argentina. 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 405-410, Buenos Aires.
- Villar, L.M. y Donnari, E.I. 1987. Geología y metalogénesis del Complejo Máfico-Ultramáfico de Los Gateados, Departamento de Tupungato, provincia de Mendoza. 10º Congreso Geológico Argentino, Correlación Geológica, 3: 45-50, Tucumán.
- Villar, L.M. y Escayola, M. 1996. Metallogenetic aspects of ophiolites and other types of mafic and ultramafic complexes of Argentina. En Coyner, A.R y Fahey, P.L (eds.) *Geology and Ore Deposits of the American Cordillera*, Geological Society of Nevada Symposium Proceedings: 1487-1499. Reno/Sparks.
- Willner, A.P., Gerdes, A., Massonne, H.J., Schmidt, A., Sudo, M., Thomson, S.N. y Vujovich, G. 2011. The geodynamics of collision of a microplate (Chilena) in Devonian times deduced by the pressure-temperature-time evolution within part of a collisional belt (Guargaraz Complex, W-Argentina). *Contribution to Mineralogy and Petrology* 162: 303-327.
- Winter, J.D. 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice-Hall Inc., 700 p., Upper Saddle River.
- Yardley, B.W.D. 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman, Harlow, 248p., England.

Recibido: 29 de julio, 2011.

Aceptado: 12 de diciembre, 2011.