

CARACTERIZACIÓN Y EVOLUCIÓN METAMÓRFICA DE LAS ROCAS ULTRAMÁFICAS DE LA FAJA DEL RÍO DE LAS TUNAS, CORDILLERA FRONTAL DE 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 Institut für Erdwissenschaften, Bereich Mineralogie und Petrologie - Karl-Franzens Universität Graz, Graz, Austria.

RESUMEN

Se presenta el estudio petro-mineralógico y químico de metaperidotitas y serpentinitas de la faja máfica-ultramáfica del río de Las Tunas, Cordillera Frontal de Mendoza. Las metaperidotitas preservan relictos de Ol, Cpx, Spl_{s,r} (castaño-rojizo) y escaso Opx con diferentes proporciones modales, que permiten inferir protolitos de dunitas, dunitas espinélicas, dunitas clinopiroxénicas, wehrlitas, clinopiroxenitas olivínicas y clinopiroxenitas. La secuencia de cristalización observada en los minerales de reemplazo de las fases primarias: Srp+Mgt(±Brc±Chl)→Tr±Tlc→±Ath→±Spl_{s,r}/Ple(verde)±Opx, evidencia el proceso de serpentización inicial seguido de aumento del grado metamórfico hasta alcanzar condiciones equivalentes a la transición entre la facies de anfibolita de alto grado y la facies de granulita. Un segundo evento de serpentización manifestado por texturas pseudomórficas según Amp y Chl y texturas no pseudomórficas y de recristalización, junto con las secuencias a) FeChr→CrMgt→Mgt y b) Spl_{s,r}/Ple(verde)→Mgt, indican condiciones posteriores de bajo grado vinculadas a la etapa retrógrada del ciclo de metamorfismo regional. Durante esta etapa también se desarrollan zonas de reacción entre los cuerpos ultramáficos y su roca de caja, como consecuencia de un proceso metasomático entre las litologías en contacto. De manera relativamente simultánea, se genera también la carbonatización penetrativa de cuerpos ultramáficos cercanos a los niveles carbonáticos del Complejo Guaguaráz. Durante el estadio final del ciclo metamórfico, se emplazan cuerpos ígneos gondwánicos en el área de estudio, que aportan las condiciones físico-químicas que favorecen la movilización de elementos y la concentración de minerales, además de potenciar el desarrollo de los procesos metasomáticos. Un nuevo evento de serpentización restringido en zonas de cizalla, concentra la alteración extrema y penetrativa de los cuerpos ultramáficos, dando lugar a verdaderas serpentinitas. El posterior aumento en la proporción de CO₂ del fluido mineralizante, inhibe la cristalización de Srp y da lugar a la cristalización conspicua de Tlc concentrado en estas zonas de cizalla, acompañado localmente por la presencia de carbonato.

Palabras clave: *Metaperidotita, serpentinita, talco, faja del río de Las Tunas, Cordillera Frontal.*

ABSTRACT

Characteristics and metamorphic evolution of the ultramafic rocks from Río de Las Tunas Belt, Frontal Cordillera of Mendoza.

The goal of this contribution is to present the petro-mineralogical and chemical study of metaperidotites and serpentinites from the río de Las Tunas belt in Frontal Cordillera, Mendoza province. The metaperidotites preserve relictic magmatic minerals Ol, Cpx, (brownish-red)Spl_{s,r}, scarce Opx with different modal proportions allowing to define the ultramafic protoliths: dunites, spinel-dunites, clinopyroxenitic-dunites, wehrlites, olivine-clinopyroxenites and clinopyroxenites. The crystallization sequence Srp+Mgt(±Brc±Chl)→Tr±Tlc→±Ath±(green)Spl_{s,r}/Ple±Opx evidence the metamorphic evolution of the ultramafic rocks. The initial serpentization with pseudomorphic textures is followed by prograde metamorphism reaching the transition between the upper amphibolite facies and the granulite facies conditions. A second serpentization process is evidenced by pseudomorphic textures after Amp and Chl and non-pseudomorphic and recrystallization textures, in agreement with the sequence a) FeChr→CrMgt→Mgt and b) Spl_{s,r}/Ple(green)Mgt, which altogether indicate the low grade conditions during the retrogressive stage. During this stage reaction zones at metaperidotite-schist, -gneiss or -orthoamphibolite interfaces also were developed due to metasomatism between these lithologies. At the same time, local but pervasive carbonatization of the ultramafics near carbonatic levels of the Guaguaráz Complex took place. The emplacement of gondwanic igneous bodies in the study area occurred during the final stage of the metamorphic cycle. This magmatic event provides the physic-chemical conditions to allow elements mobilization, minerals concentration but also improves the development of the reaction zones. A new serpentization event is restricted to shear zones where it concentrates the most extreme and pervasive hydrothermal alteration of the ultramafics with a later generation of talc crystallized as a consequence of the increase in the CO₂ proportion in the fluid phase. This affected the stability of the serpentine minerals giving rise to its breakdown with formation of talc and carbonates.

Keywords: *metaperidotite, serpentinite, talc, río de Las Tunas belt, Frontal Cordillera.*

INTRODUCCIÓN

El área de estudio se encuentra al noroeste de la provincia de Mendoza, unos 35 km al oeste de la localidad de Tupungato (Fig. 1a). Corresponde a la provincia morfo-estructural de la Cordillera Frontal (Caminos 1979), donde aflora el basamento metamórfico representado por las tres asociaciones litoestratigráficas que constituyen al Complejo Guarguaráz (López *et al.* 2001, López y Gregori 2004). En el sector de interés (Fig. 1b) se destacan los cuerpos ultramáficos de la asociación de cuerpos ultrabásicos (metaperidotitas y serpentinitas) y los cuerpos máficos de la asociación volcánica-subvolcánica básica (metabasitas y ortoanfibolitas), emplazados generalmente de manera concordante con la estructura regional del basamento hospedante representado por la asociación metasedimentaria (esquistos, gneises, metamargas y mármoles), formando escamas tectónicas de dirección general NE-SO y vergencia hacia el este (Polanski 1972, Haller y Ramos 1984, Bjerg *et al.* 1990, López y Gregori 2004). De este modo, los cuerpos máficos y ultramáficos afloran de manera discontinua conformando fajas subparalelas de extensión regional. Aquellas localizadas entre los cordones del Plata y del Portillo de unos 40 km de largo son conocidas, en conjunto, como faja máfica-ultramáfica de la Cordillera Frontal (Villar y Escayola 1996). 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. 1c). Esta última, comprendida por 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. 1c) comprendida por los afloramientos que integran al Complejo ultramáfico de Novillo Muerto (Villar 1969) junto con aquellos locali-

zados en el faldeo oriental del cordón homónimo (Villar 1975, Haller y Ramos 1993, Villar y Escayola 1996). Estas fajas fueron interpretadas por Villar (1975) como de tipo alpino, sugiriendo 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 como ofiolitas famatinianas. Sin embargo, las edades radiométricas obtenidas para las unidades máficas de la Precordillera Occidental (Davis *et al.* 1999) y de la Cordillera Frontal (Caminos *et al.* 1979, López de Azarevich *et al.* 2009) permiten desestimar que ambos sectores correspondan a una misma sección ofiolítica. 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 allí citados, las rocas máficas ortoanfibolíticas que integran a la asociación volcánica-subvolcánica básica del Complejo Guarguaráz, poseen abundancias relativas de elementos de tierras raras (REE) que indican firmas variables entre E-MORB y N-MORB. En el sector occidental (faja Metales) predominan las rocas de firma 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 NO, mientras que los de metaperidotitas y serpentinitas son más abundantes hacia el SE. Las metaperidotitas, por su parte, muestran principalmente características geoquímicas con firmas condritica y de manto primitivo.

El basamento metamórfico (Complejo Guarguaráz), a su vez, se encuentra parcialmente cubierto en discordancia por sedimentitas 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 (Llambías *et al.* 1993).

El objetivo de este trabajo es dar a conocer los resultados del estudio petro-mineralógico y químico realizado en cuerpos ultramáficos del sector norte de la faja del río de Las Tunas (Fig. 1b); describiéndose las características de los afloramientos, las texturas desarrolladas en tales cuerpos, la secuencia de cristalización 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 un microscopio electrónico de barrido *Jeol SEM 6310* con un sistema de energía dispersiva (*EDS LINK ISIS*) y un sistema dispersivo de longitud de onda (*WDS MICROSPEC*), perteneciente al Instituto de Ciencias de la Tierra, Mineralogía y Petrología de la Universidad Karl-Franzens de la ciudad de Graz, Austria. Otro conjunto de muestras fueron analizadas con una microsonda electrónica *Jeol JXA-8200 Superprobe*, en el Departamento de Geología de la Universidad de Minería de la ciudad de Leoben, Austria. Las condiciones estándar utilizadas para los análisis fueron: un haz de 5 µm de diámetro para los silicatos y de 30 µm para los carbonatos, con una corriente de 5 nA y voltaje de 15 kV. Los minerales naturales utilizados como patrones para la calibración de cada elemento analizado 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 oli-

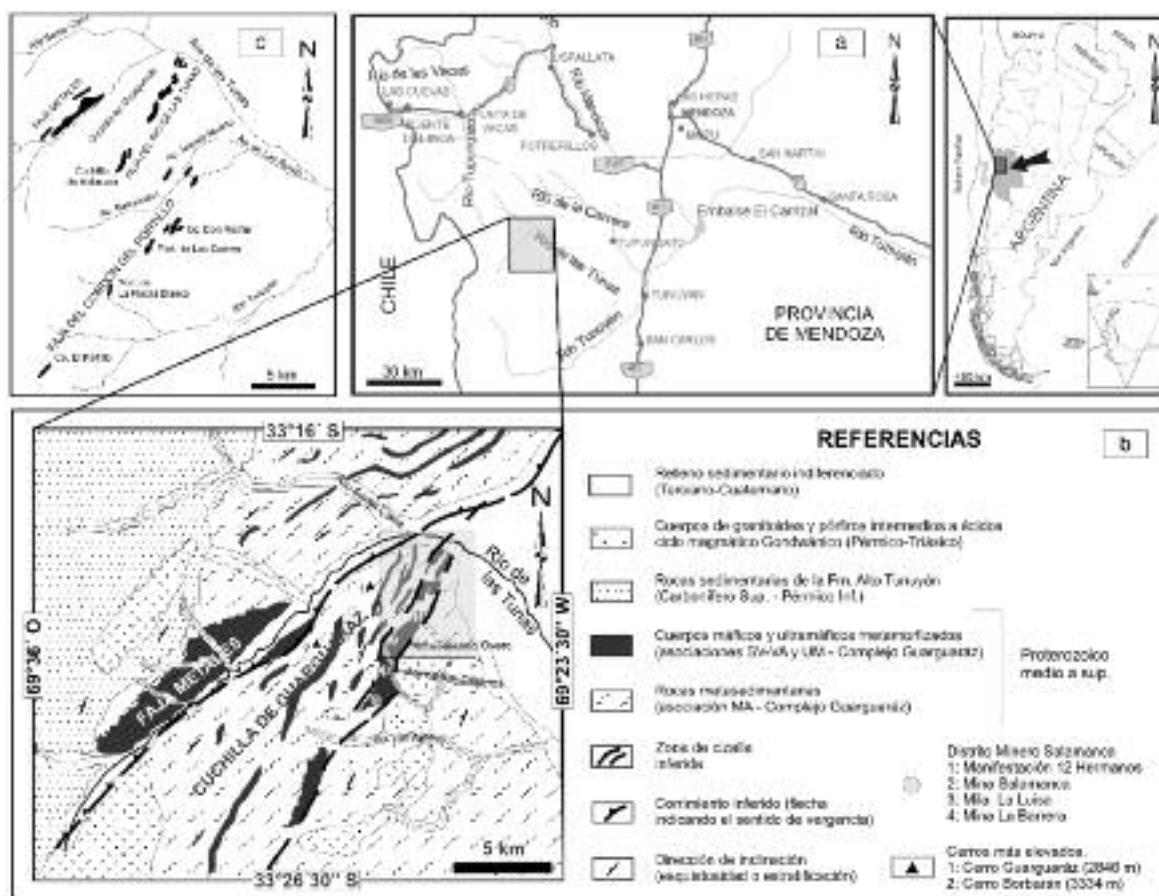


Figura 1: a) Mapa de ubicaci6n del 6rea de estudio. El rect6ngulo gris corresponde al 6rea ampliada en b; b) Mapa geol6gico del sector norte de la faja m6fica-ultram6fica de la Cordillera Frontal (modificado de Polanski 1972 y Bjerg *et al.* 1990). El rect6ngulo sombreado corresponde al 6rea de estudio; c) Bosquejo de los cuerpos que componen a las diferentes fajas que integran en conjunto a la faja m6fica-ultram6fica de la Cordillera Frontal entre los cordones del Plata y del Portillo (modificado de Haller y Ramos 1993 y Villar y Escayola 1996).

vina; kaersutita en las rocas con anf6bol); Fe (kaersutita); Mn (rodonita); Cr (cromita); Ca, Ti (titanita); Zn (gahnita); P (apatita); F (fluorapatita); Cl (atacamita). El l6mite de detecci6n para esta rutina var6a 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 seg6n ZAF y Ben-ce y Albee (1968). Los c6lculos para obtener las proporciones at6micas de las f6rmulas estructurales de cada fase mineral analizada, fueron realizados a trav6s de los programas *NORM* y *MINPET* y las plantillas *PROBE-AMPH* y *PROBE-CHL* de Tindle (2009) para hojas de c6lculo. Las abreviaturas utilizadas para los minerales son las sugeridas por Kretz (1983). Los an6lisis qu6micos de roca total fueron obtenidos con un espectr6me-

tro de masa por inducci6n de plasma acoplado (*ICP e ICP-MS*) en el laboratorio *ACTLABS*, Canad6.

GEOLOGÍA DEL 6REA

En el 6rea de estudio afloran las tres asociaciones litoestratigr6ficas que integran al Complejo Guarguar6z (L6pez y Gregori 2004) y, en los perfiles realizados, se identificaron las siguientes litolog6as: 1) asociaci6n metasedimentaria: numerosas variedades de esquistos entre las que se destacan esquistos mic6ceos cuarzo-feldesp6ticos gris-rosados, esquistos biot6tico-clor6ticos casta6o-verdosos, esquistos biot6ticos con lentes de cuarzo, esquistos gn6isicos cuarzo-biot6tico-gran6t6feros casta6o-gris6ceos, esquistos epid6ticos (metamargas), esquistos carbon6ticos y m6r-

moles. 2) asociaci6n volc6nica-subvolc6nica b6sica: ortoanfibolitas masivas, ortoanfibolitas laminadas y ortoanfibolitas gn6isicas, que en conjunto, integran al grupo de rocas m6ficas de la faja del R6o de Las Tunas. 3) asociaci6n de cuerpos ultrab6sicos: metaperidotitas y serpentinitas, referidas globalmente en este trabajo como rocas o cuerpos ultrab6sicos. Con respecto a la discriminaci6n realizada en este trabajo entre metaperidotitas y serpentinitas correspondientes a la asociaci6n de cuerpos ultrab6sicos del Complejo Guarguar6z, es necesario destacar que los cuerpos denominados como “serpentinitas” son aquellos que se encuentran principalmente en las zonas de cizalla donde la serpentinizaci6n es completa y la talquizaci6n 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, son los que se denominarán en adelante como “metaperidotitas”.

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

Yacencia de las unidades que integran al Complejo Guarguaráz en el área de estudio

Los cuerpos ultramáficos estudiados en este trabajo afloran en el faldeo sur-oriental de la cuchilla de Guarguaráz (Fig. 1b) y están alineados en dirección general NE-SO. Corresponden al tramo norte de la faja máfica-ultramáfica del río de Las Tunas y, como ya se indicó previamente, pertenecen a la asociación de cuerpos ultrabásicos del Complejo Guarguaráz.

A partir de perfiles de entre uno y dos kilómetros de largo realizados a través de quebradas y filos transversales a la cuchilla de Guarguaráz, entre el río de Las Tunas y el arroyo Gateado Overo (Fig. 1b), se pudo observar que los cuerpos ultramáficos tienen colores variables de acuerdo al grado de obliteración que presentan. Aquellos cuerpos más frescos (metaperidotitas) suelen tener coloración gris oscura a negra y son de aspecto general masivo (Fig. 2a). Localmente pueden mostrar cierta foliación grosera, determinada por sectores más oscuros a modo de bandas discontinuas (Fig. 2b, c) dentro del mismo cuerpo. Tienen fuerte magnetismo y abundantes sulfuros diseminados. Ocasionalmente se encuentran atravesados por venillas milimétricas de serpentinas fibrosas. Tales venillas no definen ninguna orientación particular pero se asemejan a las estructuras de tipo *stock-*

work (Fig. 2b).

Los cuerpos de metaperidotitas son generalmente concordantes con la esquistosidad general del basamento y pueden estar en contacto con diferentes unidades que actúan como roca de caja, tanto de la asociación metasedimentaria, como con las ortoanfibolitas de la asociación volcánica-subvolcánica básica. En ambos casos, en el sector de discontinuidad entre el cuerpo ultramáfico y su encajonante, se generan zonas de reacción caracterizadas por concentraciones de minerales que muestran variaciones transicionales laterales y distribución relativamente concéntrica alrededor del cuerpo ultramáfico, representada por la siguiente sucesión: roca de caja metasedimentaria (esquistos castaño-verdosos o esquistos gnésicos) u ortoanfibolitas → zona de clorita (cloritita verde oscura-azulada = zona de *blackwall*) → zona de anfíbol (masas fibrosas principalmente de Tr/Act) → zona de talco (esquisto talco-anfibólico o esquisto talcoso) → cuerpo ultramáfico. Eventualmente, puede desarrollarse también una zona de biotita muy estrecha (de no más de 10 cm de potencia), entre la zona de clorita y la roca de caja esquistosa o gnésica.

El ancho de afloramiento de cada una de estas zonas puede variar entre unos 10 y 100 cm aproximadamente y depende principalmente del tamaño del cuerpo ultramáfico al que se relacionan, de modo que cuanto más grande es el cuerpo, mayor desarrollo tiene cada una de las zonas minerales indicadas. La zona de reacción entera, desde el cuerpo ultramáfico hasta la roca de caja, puede variar en el sector relevado entre 1 y 5 m de potencia aproximadamente. Las características de tales zonas de reacción fueron estudiadas y descritas por Gargiulo (2010) y Gargiulo *et al.* (2010), donde se demuestra que los anfíboles cristalizados en ellas, desarrollan zonalidad composicional que refleja la compleja historia a la que se encuentran vinculados. Por esta razón, consideramos más apropiado llamar a la zona de anfíbol como tal y no hacer referencia en el nombre de la zona a las composiciones

de los anfíboles. Sin embargo, suelen predominar generalmente las composiciones correspondientes a la serie Tremolita-Ac-tinolita.

Zonas de cizalla: En estos sectores, los cuerpos ultramáficos poseen alteración extrema que da lugar a la formación de verdaderas serpentinitas y esquistos talco-anfibólicos o talcosos (Fig. 2c-g); los que se manifiestan también a partir de su coloración verde pálida a blanquecina. Estas zonas de cizalla tienen la misma dirección NE-SO que los cuerpos ultramáficos y que la esquistosidad dominante del basamento metasedimentario. Las inclinaciones son de alto ángulo entre 50° y 85° al NO y el ancho de los afloramientos varían entre unos 20 cm y 100 m aproximadamente. En las zonas más anchas se observa la mayor complejidad textural de las serpentinitas como resultado de la alteración que afectó al cuerpo ultramáfico original (Fig. 2e-g), evidenciando superposición de eventos y la concentración de fluidos circulantes en estas zonas. Reiterados pulsos de intensa serpentización penetrativa obliteran por completo la textura del cuerpo ultramáfico original y provocan la alteración extrema de estos cuerpos (Fig. 2f, g). A su vez, en estas zonas de falla se concentran sectores talquizados en donde se han efectuado labores para su explotación (Fig. 2d-f). En general, el talco está intercrecido con las serpentinas y puede estar acompañado por cantidades subordinadas, pero con proporciones variables de anfíbol (Tr/Act), clorita y/o carbonatos, lo que afecta la calidad del talco extraído. En algunos casos, se observa también el desarrollo de vetas de talco blanco de mayor pureza (Fig. 2e), de entre 10 y 70 cm de potencia, que atraviesan a las serpentinitas y/o al esquisto talco-anfibólico con rumbo N14°E e inclinación de 86° NO. Además, las zonas de falla que atraviesan a los esquistos de la asociación metasedimentaria o a las ortoanfibolitas de la asociación volcánica-subvolcánica básica del Complejo Guarguaráz, dan lugar a la formación de zonas cloritizadas.

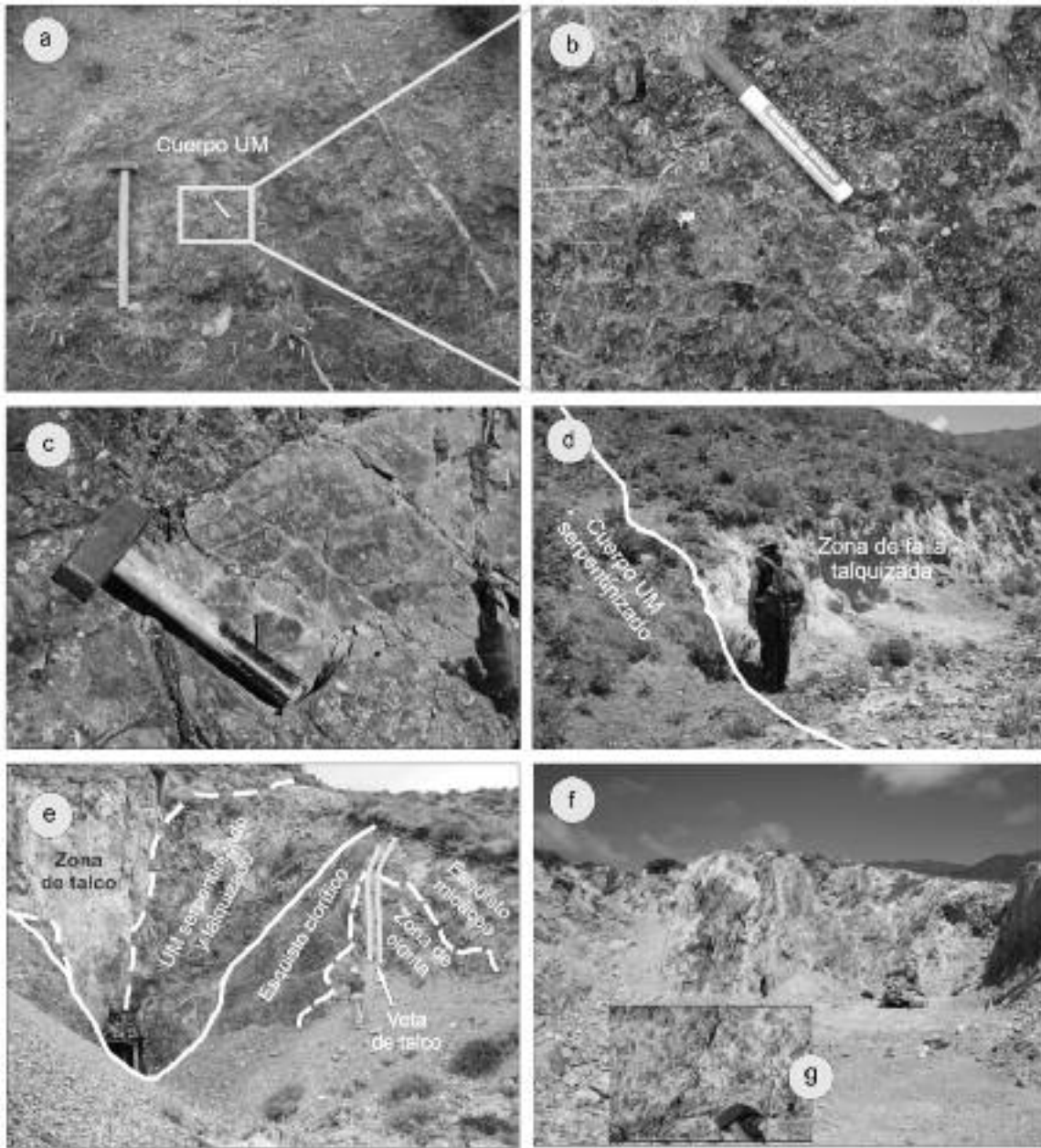


Figura 2: Fotos de afloramientos representativos de metapelrititas (a-c) y de serpentinitas en las zonas de cizalla (d-g). Véase explicación en el texto.

La roca de caja de los cuerpos ultramáficos: A partir de los perfiles realizados en el faldón oriental de la cuchilla de Guarguaráz, principalmente en el sector comprendido entre el arroyo Gateado Overo y el refugio El Cóndor, se identifican diferentes sucesiones litológicas que se repiten o que se ponen en contacto a través de fallas. Estas sucesiones están caracterizadas por alternancia de esquistos micáceos cuarzo-feldespáticos gris-rosados (Fig. 3a), eventualmente con lentes de cuarzo de hasta 2 cm, que pasan transicional-

mente a esquistos de color castaño-verdosos debido al aumento en la proporción de biotita y clorita (Fig. 3b). Estos esquistos suelen estar en contacto neto (Fig. 3c) y generalmente concordante con cuerpos de ortoanfibolitas. En otros casos, la sucesión está determinada por los esquistos micáceos cuarzo-feldespáticos rosados o esquistos biotíticos castaños con lentes de cuarzo, que pasan transicionalmente a esquistos granatíferos castaño-grisáceos de aspecto más gnéisico debido a la presencia de lentes de cuarzo más de-

sarrolladas (hasta 12 cm de largo y 7 cm de ancho), con estructuras de tipo sigma. En otros sectores, al sur de la Mina Juan José, se destaca la presencia de rocas gnéisicas con pliegues ptigmáticos muy replegados (Fig. 3d), que evidencian la compleja historia de deformación de estas rocas. En estos casos, los esquistos gnéisicos y gnéisos se encuentran en contacto sub-concordante con ortoanfibolitas también de aspecto gnéisico (Fig. 3e), con desarrollo de láminas que pueden alcanzar hasta 1 ó 2 cm de espesor y en las que,

ocasionalmente, se pueden identificar a simple vista fenoblastos de granate. Estas ortoanfibolitas laminadas forman niveles de entre 5 y 20 m de potencia, en las que la laminación desarrollada también se encuentra replegada. Tales rocas son de color verde oscuro casi negras, dada la abundancia de cristales prismáticos de anfíbol de tipo hornbléndico generalmente alineados en forma paralela a la laminación. Esta laminación está determinada por capas de color blanco-verdoso (Fig. 3e) donde se concentran cristales de plagioclasa, epidoto y, en algunos casos, también clinopiroxeno, que alternan con capas verde oscuro donde se concentran principalmente los cristales de anfíbol, titanita y óxidos de hierro. Algunos de los cuerpos de ortoanfibolitas desarrollan laminación más grosera donde se destaca la lineación de los anfíboles (Fig. 3f), mientras que otros son masivos (Fig. 3g). Ocasionalmente, se han identificado sulfuros diseminados preferentemente en las láminas ricas en anfíboles o concentrados en las láminas con clinopiroxeno de las ortoanfibolitas en contacto con cuerpos de metaperidotitas (Gargiulo 2010).

En los sectores cercanos al contacto entre esquistos y ortoanfibolitas es frecuente encontrar en los esquistos concentraciones lentiformes de entre 1 y 30 cm de largo de filitas cloriticas de color verde (clorititas), siempre concordantes con la esquistosidad principal (Fig. 3h). Asimismo, cuando el pasaje entre esquisto y ortoanfibolita es transicional, se desarrolla una zona de clorita (Fig. 3i) cuya potencia puede variar entre 10 y 30 cm. Los cuerpos lenticulares o tabulares de ortoanfibolitas pueden variar entre 30 cm de ancho y 80 cm de largo hasta 100 m de potencia y 900 m de largo. Tanto los cuerpos máficos (ortoanfibolitas) como los ultramáficos (metaperidotitas) que se disponen de manera concordantes o sub-concordantes con la esquistosidad o foliación principal desarrollada en las metasedimentitas, tienen actitudes variables en dirección NE-SO, con rumbos entre N20°E y N80°E e inclinaciones de alto ángulo entre 50° y 80° al NO. Sin embargo, muchos

de los contactos también pueden ser a través de fallas o zonas de cizalla de igual dirección.

Entre los esquistos micáceos también se encuentran intercalados niveles carbonáticos representados por esquistos calcáreos, metamargas y mármoles de colores grisáceos, castaño amarillento u ocre-anaranjado. Frecuentemente son de aspecto rugoso (Fig. 3j) y eventualmente también presentan estructuras bandeadas (Fig. 3k). La sucesión más completa donde están involucrados niveles carbonáticos alcanza espesores de hasta 25 m y fue observada en el extremo norte de la faja (Fig. 3l). Allí se reconoció la siguiente sucesión: Esquisto micáceo → zona de clorita → zona de anfíbol (Act) → mármol masivo → mármol laminado → zona de anfíbol (Act) + carbonato → zona de talco + carbonato → cuerpo ultramáfico alterado con carbonatos → zona de talco → zona de anfíbol (Act) → zona de clorita → ortoanfibolita → zona de clorita → esquisto micáceo. En algunos sectores, pueden estar ausentes una o varias de estas unidades identificadas o la sucesión puede ser más compleja debido a la alternancia repetida de esquistos y ortoanfibolitas o por la presencia de zonas de falla, en las que también se concentran talco, anfíboles, clorita y carbonatos en distintas proporciones, perturbando la sucesión referida previamente. Asimismo, es frecuente encontrar venillas de calcita espacialmente asociadas a estos niveles de carbonatos, las que atraviesan sin ninguna orientación preferencial a todas las unidades mencionadas previamente.

Brecha tectónica. En el sector NE del área de trabajo, cerca del refugio El Cóndor, se identificaron afloramientos de una brecha (Fig. 4a) clasto-sostén de aspecto muy caótico, con clastos de contornos angulosos y tamaños seriados desde 2 cm hasta 1 ó 2 m, de las mismas rocas que integran al basamento metamórfico: esquistos, gneises, ortoanfibolitas. La brecha está en contacto discordante con esquistos micáceos de la asociación metasedimentaria (Fig. 4b, c) y, a su vez, está intruida por un dique de diorita referido al ciclo mag-

mático gondwánico, que engloba parcialmente a la brecha (Fig. 4d, e).

Cuerpos intrusivos del ciclo magmático gondwánico

Lo cuerpos ígneos que intruyen al Complejo Guarguaráz son granodioritas y tonalitas con textura granosa mediana a fina, inequigranular e hipidiomórfica (Fig. 4f), en los que se reconocen cristales hipidiomorfos de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, anfíbol y biotita subordinada. En las zonas cercanas a los contactos con el basamento se encuentran numerosos enclaves (Fig. 4f), algunos de ellos redondeados y de contornos difusos y otros de bordes netos y contornos subangulares. Estos últimos parecen corresponderse con los esquistos a los que intruyen. También afloran cuerpos hipabisales, representados por diques de diorita/dacita (Fig. 4g) que cortan a la secuencia del Complejo Guarguaráz y a la brecha tectónica descrita anteriormente (Fig. 4d). Estos cuerpos tienen textura fanerítica granosa muy fina e inequigranular a porfirica, en la que se distinguen cristales hipidiomorfos más desarrollados de 1 o 2 mm, que corresponden a plagioclasa, anfíbol y eventualmente cuarzo, inmersos en una matriz afanítica de color gris (Fig. 4h), que es la que le da el color a la roca. Tanto los cuerpos de granodiorita/tonalita como los diques hipabisales de diorita/dacita, frecuentemente tienen abundantes sulfuros diseminados, representados por calcopirita, piritita y más raramente, pentlandita.

CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS DE LAS ROCAS ULTRAMÁFICAS

Los resultados del análisis químico de los elementos mayoritarios en muestras representativas de metaperidotitas y serpentinitas del área de estudio se encuentran en el cuadro 1. Las concentraciones están expresadas en % en peso.

Las rocas ultramáficas muestran un rango de variación del contenido de MgO entre 28,06 y 42,65%. El número de mag-

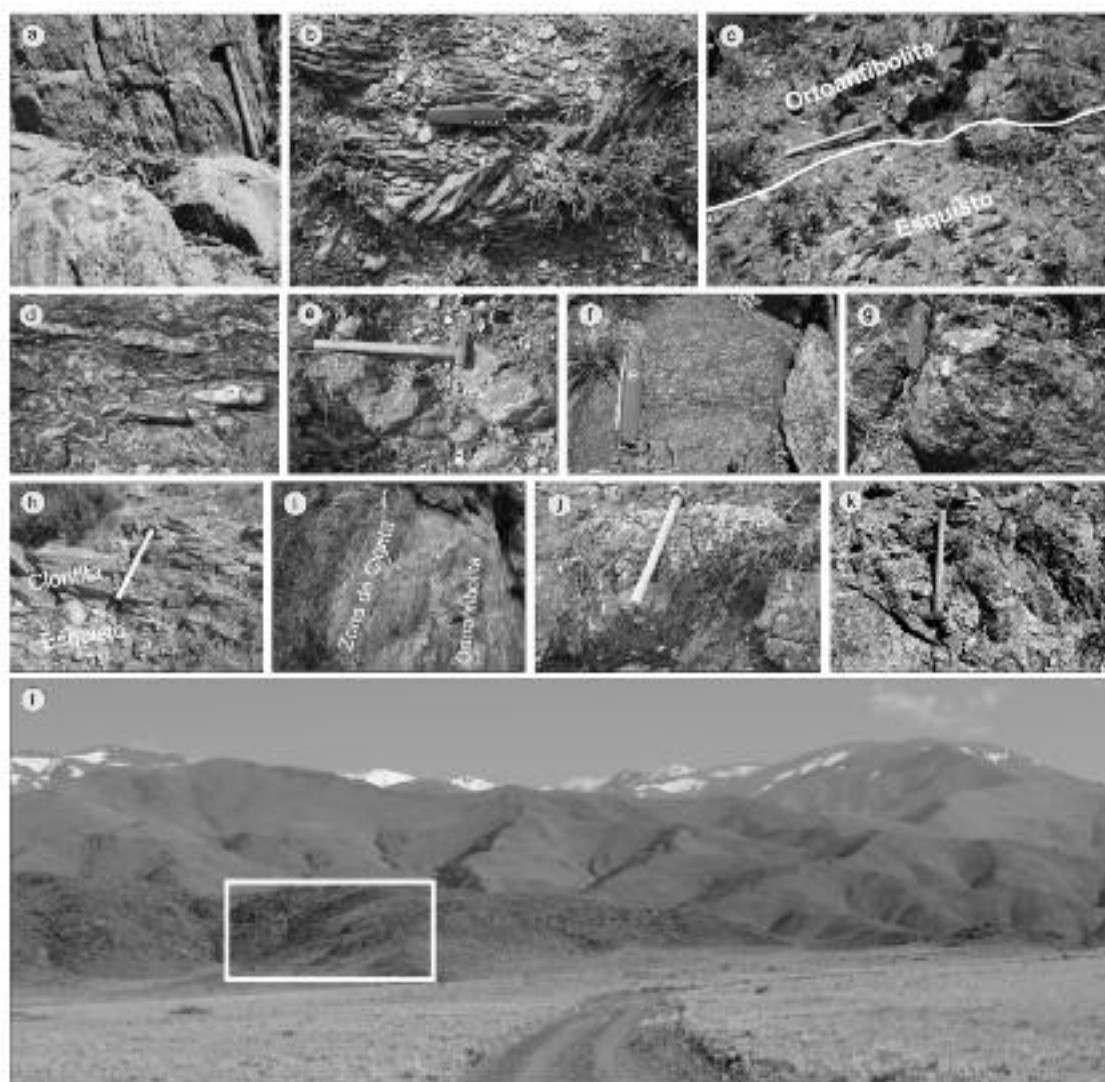


Figura 3: Fotos representativas de los afloramientos correspondientes a unidades de la asociación metasedimentaria y volcánica-subvolcánica Básica del Complejo Guargaráz: (a-b) Esquistos, (c) Contacto entre esquistos y ortoanfibolita, (d) Gneiss con pliegues ptygmáticos. Ortoanfibolitas: (e) laminada, (f) con laminación grosera y lineación de anfíboles, (g) masiva. Cloritas: (h) como lentes concordantes con la esquistosidad, (i) como zona de clorita en contacto entre ortoanfibolita y esquistos micáceo. (j-k) Niveles carbonáticos de la asociación metasedimentaria. (l) Sector norte de la Faja del Río de Las Tunas donde se encontró el perfil más completo asociado a los niveles carbonáticos del Complejo Guargaráz (vista hacia el NO). Véase explicación en el texto.

nesio, expresado como $\#mg = MgO / (MgO + FeO^*)$, varía entre 0,73 y 0,87. El contenido de SiO_2 varía entre 32,60 y 47,47 %. La concentración de alúmina (Al_2O_3) determina un rango relativamente amplio entre 0,62 y 7,83% en peso, al igual que el CaO entre 0,01 y 14,19% en peso. El contenido de hierro total, expresado como FeO^* , varía entre 4,89 y 12,50 %; mientras que el TiO_2 no supera el 0,85%. Por su parte, la pérdida de volátiles por ignición (LOI) puede superar el 10%, llegando a alcanzar un máximo de 15,62% en peso.

PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS ULTRAMÁFICAS

Como ya se indicó previamente, los cuer-

pos ultramáficos fueron divididos en dos grupos: metaperidotitas y serpentinitas. Las metaperidotitas son rocas ultramáficas parcialmente serpentinizadas que generalmente, desarrollan foliación grosera y espaciada, con dominios de clivaje de diseño entrelazado (Fig. 5a), donde se concentran principalmente los óxidos de hierro, ocasionalmente acompañados por relictos de olivina o minerales de reemplazo como clorita y talco (Fig. 5b). Los microlitones conforman dominios discretos, usualmente lentiformes y discontinuos, aunque en algunos casos pueden llegar a formar laminación grosera (Fig. 5b, c). En las estructuras pseudo-laminares se observan capas donde se concentran los minerales de reemplazo (Fig. 5b, c), representados por agregados del gru-

po de la serpentina, brucita, clorita magnesiánica, talco, tremolita (frecuentemente alineada de forma paralela a la foliación) y, ocasionalmente, carbonatos. Tales bandas alternan con otras donde se preservan relictos de los minerales magmáticos primarios, principalmente representados por cumulos de olivina (Fig. 5d), eventualmente acompañados por clinopiroxeno orto o mesocumular (Fig. 5e) y/u otras fases subordinadas intersticiales como minerales del grupo del espinelo (Fig. 5f) y escaso ortopiroxeno. En las metaperidotitas se destaca la presencia de sulfuros diseminados generalmente de disposición intersticial entre los cristales cumuláticos de olivina, donde se distinguen individuos de pentlandita y pirrotina, eventualmente asociados a calcopirita subordinada.

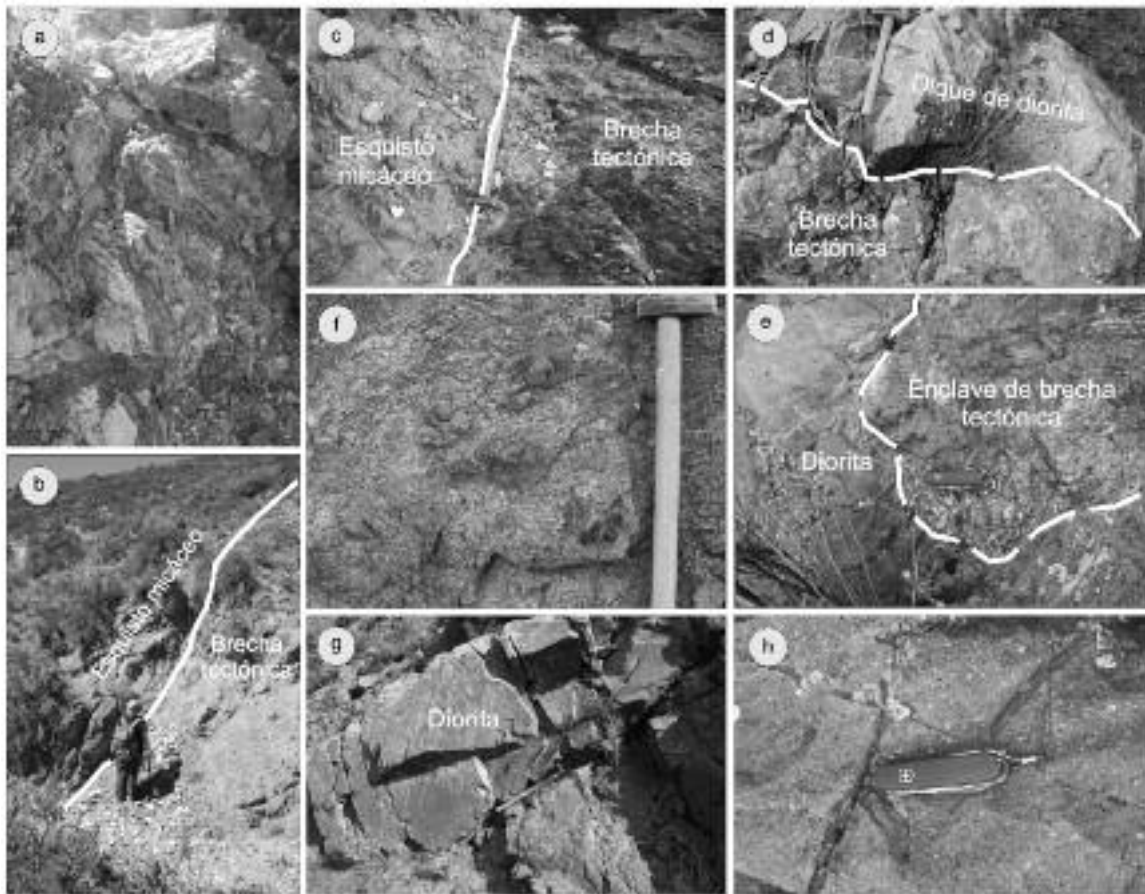


Figura 4: Fotos representativas de la brecha tectónica (a-d) y de los cuerpos magmáticos del ciclo gondwánico aflorantes en el área de estudio (d-h). Véase explicación en el texto.

da, además de pirita, esfalerita, mackinawita y vallerita. Entre los óxidos se reconocen espinelos/cromitas (Fig. 5f) con contenidos variables de Cr, Fe y Al (Gargiulo 2010).

Texturas de serpentinización

En las metaperidotitas se han identificado gran variedad de texturas de reemplazo pseudomórfico de serpentina según olivina (Ol) (Fig. 6a-d) y más raramente según ortopiroxeno (Opx) (Fig. 6e, f), ya que es bastante inusual encontrar Opx como fase primaria relictica. Los clinopiroxenos (Cpx), por el contrario, son los piroxenos más frecuentes y, cuando están presentes en la roca, son afectados solo parcialmente por la serpentinización, por lo que son fácilmente reconocibles como fases relicticas (Fig. 6h), aunque también se han reconocido texturas pseudomórficas según este mineral (Fig. 6g). Las texturas de serpentinización de reemplazo no pseudomórfico, de recristali-

zación y de relleno de venillas, pueden encontrarse tanto en las metaperidotitas como en las serpentinitas, pero son mucho más generalizadas en este último grupo de rocas.

De acuerdo con las clasificaciones de Wicks y Whittaker (1977) y Wicks *et al.* (1977) y, debido también, a la coincidencia en las características ópticas y en los signos de elongación que presentan los agregados cristalinos de los minerales del grupo de la serpentina en las muestras estudiadas, comparadas con aquellas mencionadas por estos autores, fue posible identificar las siguientes texturas de serpentinización:

Texturas pseudomórficas según olivina (Ol):

- 1) Textura reticular (*mesh texture*) con α -serpentina en los bordes y centros de olivina relictica y γ -serpentina relleno de las fracturas centrales de la textura reticular (Fig. 6a)
- 2) Textura reticular con α -serpentina y

brucita en los bordes; centros de serpentina pseudoisótropa y/o con magnetita. Eventualmente también con γ -serpentina relleno de las fracturas centrales de la textura reticular (Fig. 6b).

3) Textura reticular con α -serpentina en los bordes y centros de α -serpentina con textura en reloj de arena (*hourglass texture*) (Fig. 6c).

4) Textura de crecimiento bandeado o en cortina (*banded growth or curtain texture*) con α -serpentina. (Fig. 6d).

5) Textura en reloj de arena pura (*pure hourglass texture*) con γ -serpentina.

6) Textura en reloj de arena pura con α -serpentina relacionada a textura reticular con centros de serpentina pseudoisótropa.

Texturas pseudomórficas según ortopiroxenos (Opx):

- 1) Opx-bastita uniforme (un único cristal de γ -serpentina). (Fig. 6e).
- 2) Opx-bastita en parches (compuesta por dominios de γ -serpentina en diferentes

CUADRO 1: Resultados de análisis geoquímicos de elementos mayoritarios en metaperidotitas y serpentinitas del sector norte de la faja ultramáfica del río Las Tunas.

Metaperidotitas y Serpentinitas del sector norte de la Faja M-UM del Río de Las Tunas													
Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	TOTAL	#mg
M6	45,84	0,016	1,19	5,75	0,117	32,67	6,11	0,03	0,13	0,01	7,56	99,42	0,85
M14	39,29	0,020	1,28	6,20	0,159	38,96	4,07	0,05	0,05	d.l.d.	8,19	98,27	0,86
M37	43,93	0,028	0,85	6,20	0,183	30,41	9,54	d.l.d.	0,09	d.l.d.	9,05	100,30	0,83
M13	39,19	0,027	1,34	8,15	0,159	42,65	1,34	0,07	0,15	0,01	7,70	100,80	0,84
M30A	32,60	0,006	0,62	6,23	0,190	30,82	14,19	d.l.d.	0,02	d.l.d.	15,62	100,30	0,83
M32E	36,50	0,026	1,17	6,80	0,123	41,09	0,18	0,02	0,03	d.l.d.	12,25	98,20	0,86
M41	40,57	0,026	1,35	6,95	0,099	39,14	0,05	d.l.d.	0,12	d.l.d.	12,68	101,00	0,85
M66D	41,32	0,031	2,43	6,57	0,135	37,20	0,11	0,06	0,07	d.l.d.	11,82	100,50	0,85
M93L	46,09	0,022	1,09	4,89	0,101	33,15	5,25	0,11	0,08	0,02	9,25	100,60	0,87
M106D	41,51	0,039	1,37	5,90	0,103	35,13	2,33	0,04	0,09	d.l.d.	11,13	98,30	0,86
M96	39,05	0,017	1,58	12,50	0,391	33,37	3,46	0,05	0,09	d.l.d.	8,59	100,50	0,73
158111281	41,20	0,820	7,83	10,02	0,140	28,06	6,54	0,05	0,14	0,02	5,24	100,06	0,74
12011279	45,80	0,040	1,64	8,46	0,140	37,70	4,25	0,03	0,09	d.l.d.	1,87	100,02	0,82
125111281C	47,47	0,060	2,00	8,95	0,150	41,12	0,01	0,05	0,05	0,01	0,10	99,96	0,82
131111281	43,69	0,050	1,69	9,41	0,110	41,96	0,04	0,06	0,03	0,01	2,91	99,96	0,82
24101180	46,18	0,050	1,60	7,64	0,140	39,08	3,70	0,03	0,03	0,01	1,45	99,90	0,84
7011279	45,51	0,050	1,69	9,04	0,060	41,20	0,11	0,06	0,10	0,01	2,20	100,03	0,82

FeO*: Fe total expresado como FeO. d.l.d.: valor obtenido por debajo del límite de detección. Las concentraciones de los elementos mayoritarios están expresadas en % en peso. Dunitas: M93L, M96, 7011279. Dunitas espinélicas: M14, M13, 158111281. Dunita piroxénica con espinelo: 125111281C. Dunitas clinopiroxénicas: M6, M106D. Wehrlita espinélica: 12011279. Wehrlita: M30A. Clinopiroxenita olivínica con espinelo: M37. Clinopiroxenita olivínica: M32E. Clinopiroxenita: M41. Serpentinitas: M66D, 131111281, 24101180.

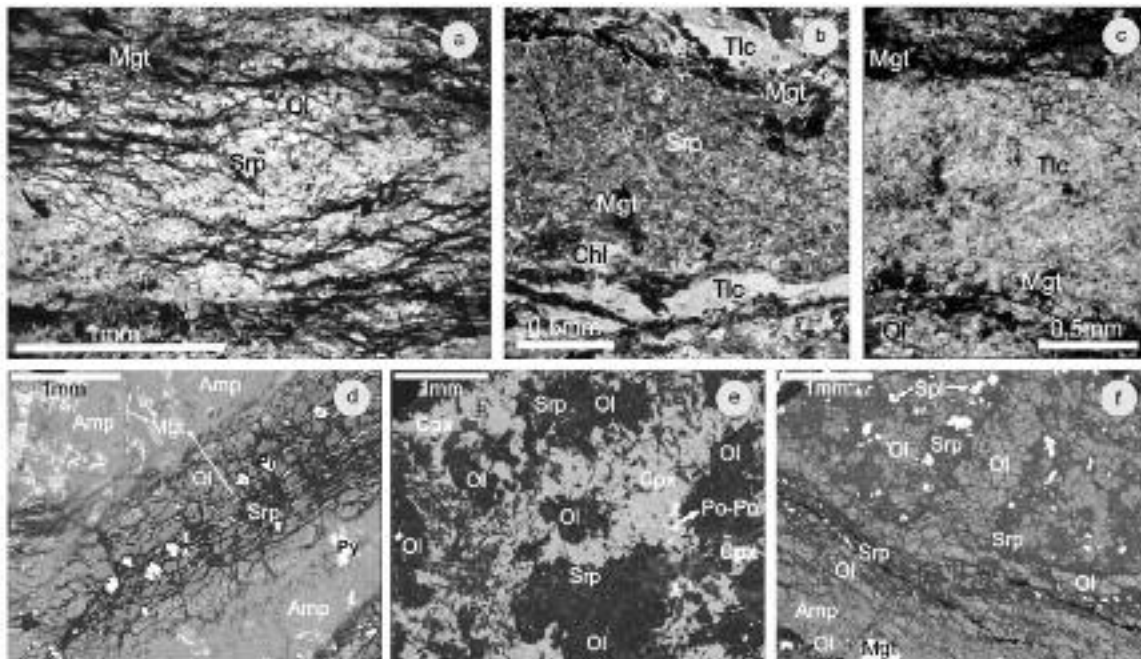


Figura 5: (a-c) Microfotografías de las estructuras foliadas desarrolladas en las metaperidotitas estudiadas. (a) sin analizador intercalado, (b) y (c) con analizador intercalado. (d-f) Imágenes de barrido electrónico (BSE) mostrando las fases minerales y texturas primarias relicticas en las metaperidotitas estudiadas. Véase explicación en el texto.

- orientaciones cristalográficas por lo que la extinción del conjunto es en parches).
- 3) Opx-bastita compleja (sector marginal con α -serpentina y núcleo central de γ -serpentina y magnetita). (Fig. 6f).
- 4) Textura reticular con γ -serpentina en

- los bordes y centros de α -serpentina con textura en reloj de arena.
- 5) Textura reticular con γ -serpentina en los bordes y centros de serpentina pseudoisótropa.

Texturas pseudomórficas según clinopiroxenos (Cpx) (muy raras): Cpx-bastita con fibras de γ -serpentina a lo largo de los planos de clivaje y serpentina pseudoisótropa y magnetita entre ellas. (Fig. 6h).

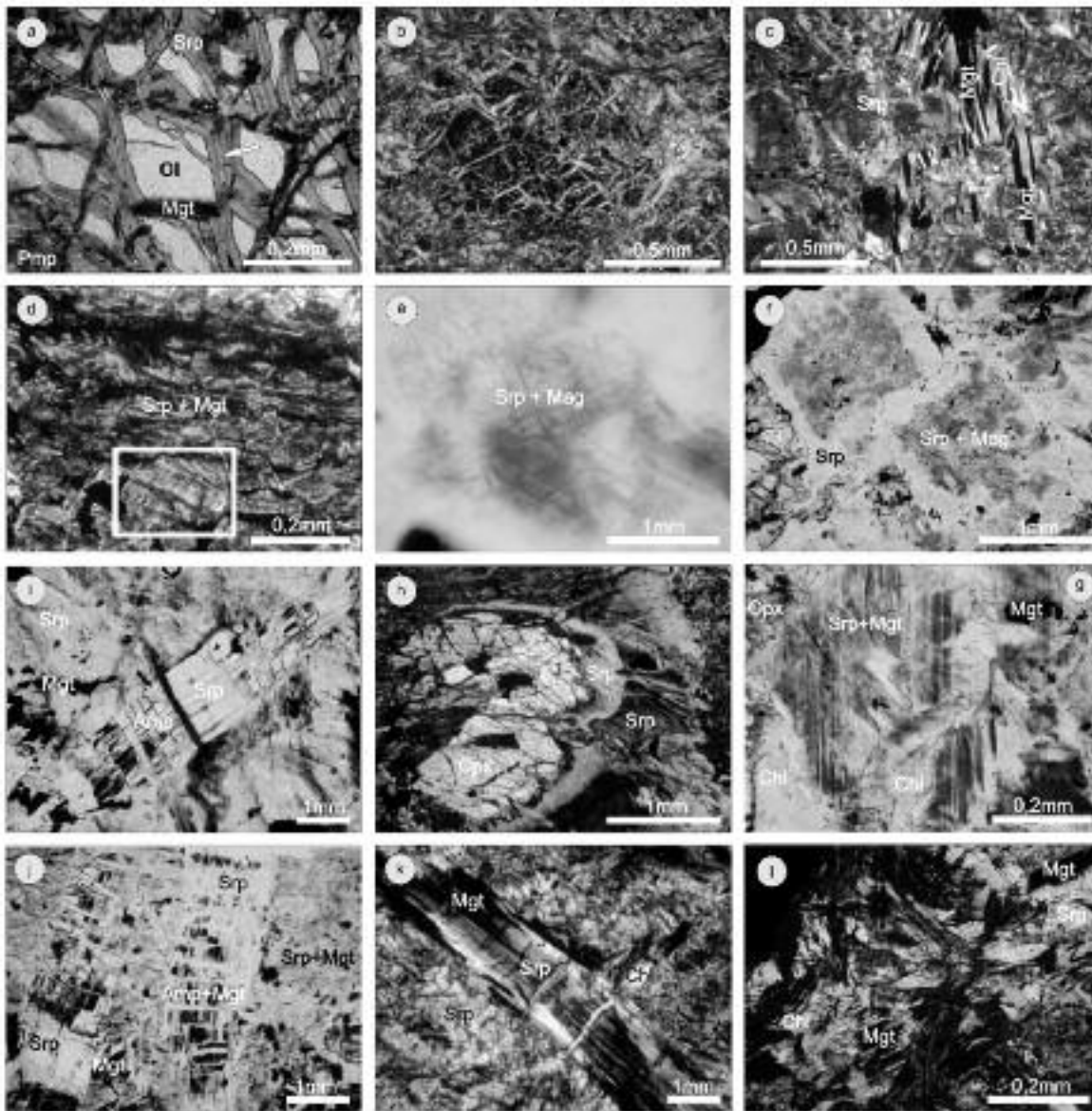


Figura 6: Microfotografías de texturas de serpentinización pseudomórfica: (a-d) según olivina (Ol), (e-f) según ortopiroxeno (Opx), (g-h) según clinopiroxeno (Cpx), (i-k) según anfíbol (Amp), (l) según clorita (Chl). (a, b, c, d, h, k, l) con analizador intercalado. (e, f, g, i, j) sin analizador intercalado. La flecha en la figura "a" indica la presencia de γ -serpentina relleno de las fracturas centrales de la textura reticular.

Texturas pseudomórficas según anfíbol (Amp) (muy raras):

- 1) γ -serpentina reemplazando clinoanfíbol a través de los planos de clivaje de las secciones basales de los cristales de anfíbol.
- 2) Textura reticular o Amp-bastita con γ -serpentina a lo largo del clivaje y α -serpentina en las fracturas perpendiculares a la elongación del cristal de anfíbol original y placas de serpentina en el centro. (Fig. 6i-k).

Textura pseudomórfica según clorita (Chl): son muy poco frecuentes (Fig. 6l).

Texturas no-pseudomórficas: textura interpenetrativa con γ -serpentina (antigorita) y textura entrelazada (*interlocking texture*) con γ -serpentina (antigorita) + brucita.

Texturas intermedias (de recristalización): textura lentiforme de recristalización a partir de la textura reticular (Fig. 7a) y textura de venillas aserradas (*serrate veins*) (Fig. 7b).

Texturas de relleno de venillas:

- 1) Venillas asbestiformes de crisotilo con textura *slip-fiber* (Fig. 7c).
- 2) Venillas no asbestiformes con textura columnar o pseudofibrosa. (Fig. 7d).
- 3) Venillas no asbestiformes con textura bandeada paralela.

4) Venillas no asbestiformes con textura esferulítica.

5) Venillas no asbestiformes con textura de tablillas interpenetrativas (*interpenetrating blades*).

Secuencia de reemplazo

Ol y Cpx suelen ser las fases minerales primarias que se preservan parcialmente de los procesos de reemplazo posteriores (Fig. 6a, g). Las texturas de serpentinización pseudomórfica según estos minerales y también según Opx, evidencian el primer evento de serpentinización reconocible. Los minerales del grupo de la serpentina (Srp) siempre se encuentran

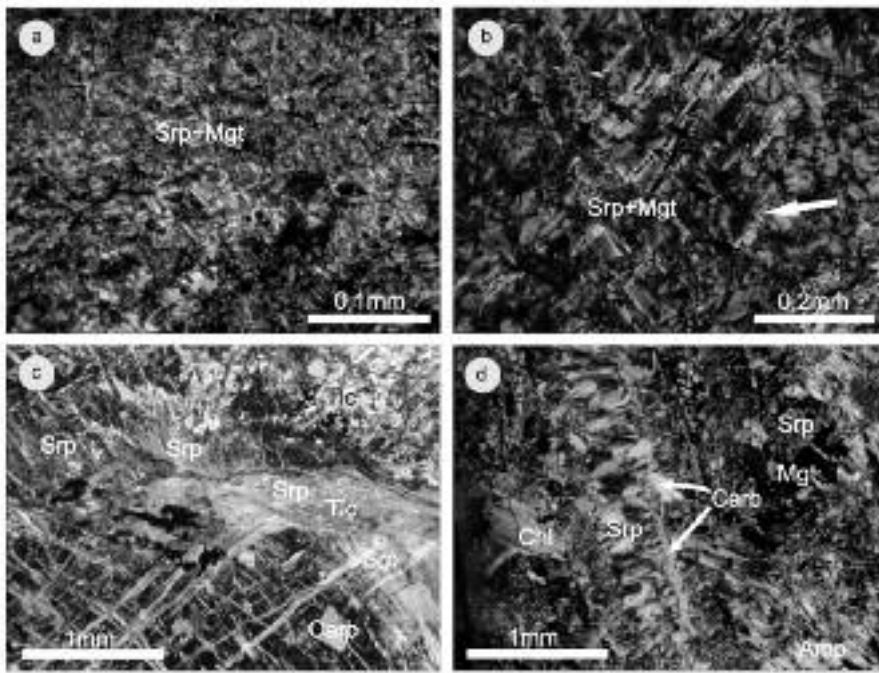


Figura 7: Microfotografías con analizador intercalado de texturas de serpentinización intermedias (de recristalización) (a-b) y de relleno (c-d). (a) Textura lentiforme, (b) Venillas aserradas (indicadas con una flecha blanca), (c) Venillas asbestiformes *slip fiber*, (d) Venillas no asbestiformes con textura pseudofibrosa y venilla posterior de carbonato.

intercrecidos con agregados magnetita (Mgt), usualmente muy finos y de aspecto pulverulento o también concentrados en las venillas centrales de las texturas reticulares o conformando grumos más gruesos diseminados en la roca. La clorita (Chl) es una fase que frecuentemente acompaña a la cristalización de Srp y, eventualmente, también puede reemplazarla. Los agregados de Chl son particularmente incoloros y poseen birrefringencia de primer orden (gris a blanco), lo que indica su bajo contenido de hierro. Además, es característico que presente concentrados de Mgt entre los planos de clivaje (Fig. 8a).

Los cristales de talco (Tlc) reemplazan tanto a los agregados de Srp y Chl, como a los minerales primarios relictos, principalmente Ol y Cpx, que son los que se preservan parcialmente de la serpentinización inicial (Fig. 8b-d). Asimismo, el Tlc y todos los demás minerales mencionados, pueden estar reemplazados por anfíbol (Amp) (Fig. 8d-g) de composición tremolítica. A su vez, en unas pocas muestras se ha reconocido la cristaliza-

ción de antofilita (Ath) como reemplazo de talco y tremolita (Gargiulo 2010) y el desarrollo de cristales de espinelo (Spl) verde asociados a Ol, Opx y Cpx (Gargiulo 2010).

Un segundo evento de serpentinización puede identificarse a través del reemplazo parcial o total de los cristales de Amp (Fig. 6i-k) y, eventualmente, los de Chl (Fig. 6l), con texturas de serpentinización pseudomórficas. Asociados a este segundo evento o a otros pulsos posteriores, se vincula también la generación de las texturas de serpentinización no pseudomórficas y de recristalización (Fig. 7a, b). Luego, un nuevo evento de serpentinización es evidenciado por el desarrollo de venillas de serpentinas (Fig. 7c, d), que atraviesan a los otros tipos de texturas señaladas y a las fases minerales cristalizadas previamente. El mineral más tardío en la secuencia observada, es el carbonato (Carb) (Fig. 8h, i).

La cristalización de carbonatos es localizada y siempre está espacialmente relacionada con la cercanía de niveles carbonáticos en la secuencia del basamento en-

cajonante. Dependiendo de cuán cerca del cuerpo ultramáfico esté dicho nivel, la carbonatización será de tipo penetrativa (cuando está más cerca) o a través de venillas (cuando el nivel carbonático está más alejado). Se ha observado, además, toda una secuencia de reemplazo en la carbonatización del cuerpo ultramáfico, que comienza por las fracturas que se hayan generado en la roca, para luego extenderse por las discontinuidades intercrystalinas e intracrystalinas (como ser fracturas en los cristales o planos de clivaje respectivamente). A través de estas discontinuidades comienza el reemplazo penetrativo, primero a modo de parches y luego más generalizado (Fig. 9a-d), hasta que finalmente se preservan únicamente relictos discretos de la roca serpentizada, dispuestos a modo de “islas” en las masas carbonatizadas (Fig. 9e). Un segundo evento de carbonatización genera nuevas venillas de carbonato masivo que atraviesan a esta secuencia (Fig. 9f).

De manera relativamente simultánea con el proceso de “re-serpentinización” de los cuerpos ultramáficos y con el primer evento de carbonatización, se desarrolla la generación de las zonas de reacción entre los cuerpos ultramáficos y la roca de caja metasedimentaria u ortoanfíbólica.

Un nuevo evento de serpentinización extrema se identifica principalmente localizado en las zonas de cizalla, donde se superpone con una segunda generación de Tlc más intensa pero también localizada en tales zonas de cizalla. Allí, es donde se encuentran las principales concentraciones económicas de este mineral.

Protolitos ultramáficos

Dado que las metaperidotitas se encuentran parcialmente serpentinizadas y reemplazadas por otras fases minerales posteriores como talco, tremolita y carbonatos, para determinar la litología original de las mismas se han recalculado al 100% las proporciones modales de los minerales magmáticos relictos, teniendo en cuenta también las texturas pseudomórfi-

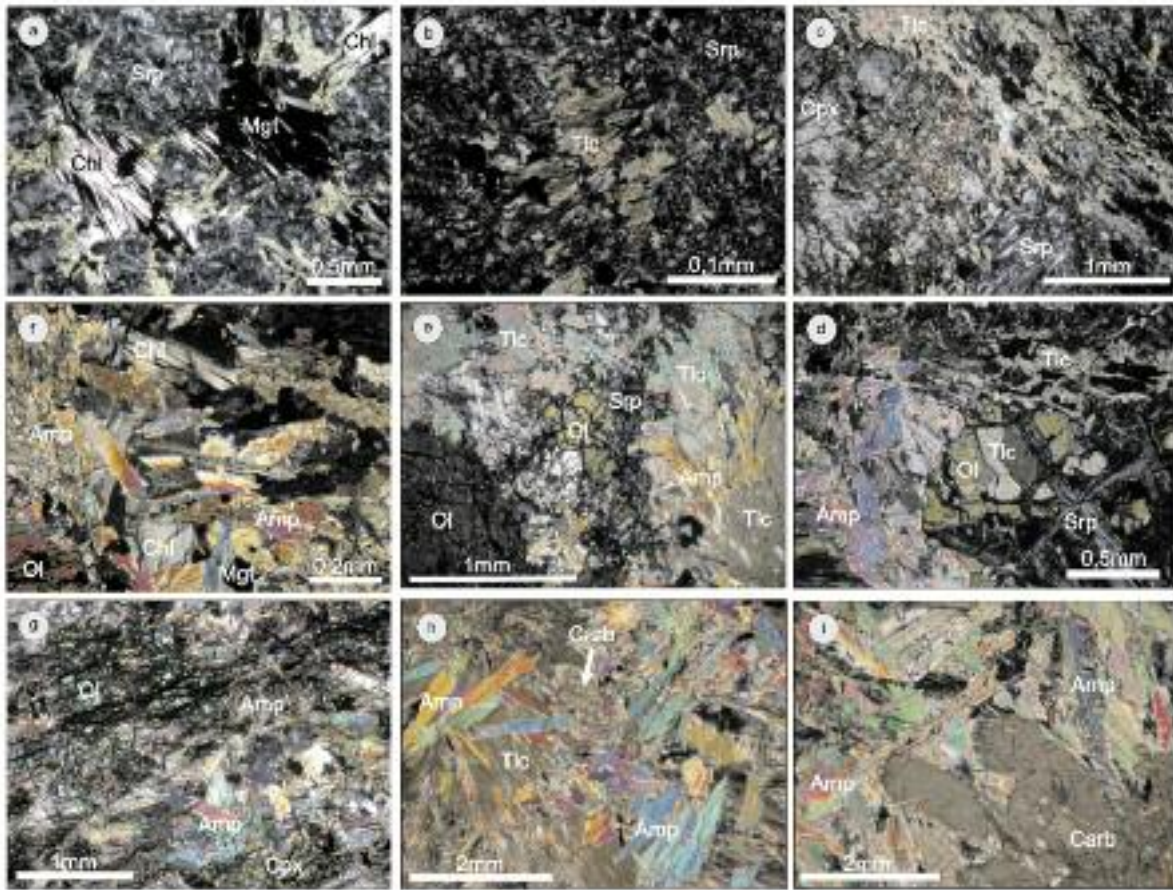


Figura 8: Microfotografías con analizador intercalado mostrando la secuencia de reemplazo de las fases minerales identificadas en las metaperidotitas del área de estudio. (a) Serpentina (Srp), magnetita (Mgt), clorita (Chl). (b) Talco (Tlc) reemplazando Srp. (c) Tlc reemplazando Srp y Cpx relictico. (d) Tlc reemplazando Ol relictica y siendo, a su vez, parcialmente reemplazado por tremolita (Amp). (e) Relictos de Ol parcialmente serpentinizada, siendo reemplazada por Tlc y éste por tremolita (Amp). (f) Reemplazo de tremolita más generalizado, reemplazando también a Chl. (g) Tremolita reemplazando Ol y Cpx relicticos. (h-i) Reemplazos extremos de Tlc y tremolita (Amp), asociados a carbonatos (Carb). Véase explicación en el texto.

cas en los casos que fuera posible identificarlas. Se utilizaron los diagramas modales de clasificación propuestos por la IUGS para rocas ultramáficas (Streckeisen 1973), permitiendo inferir que los cuerpos de metaperidotitas estudiados, corresponden a protolitos de dunitas, dunitas espinélicas, dunitas clinopiroxénicas, wehrlitas, clinopiroxenitas olivínicas y clinopiroxenitas. Las variedades más abundantes son las dunitas y las clinopiroxenitas olivínicas y, en menor medida, las dunitas espinélicas. Las muestras que no presentan minerales primarios relicticos ni texturas pseudomórficas que indiquen la composición y naturaleza de los minerales magmáticos originales son las que se denominaron genéricamente como “serpentinitas”.

ASOCIACIONES MINERALES Y SECUENCIAS DE REEMPLAZO EN LAS METAPERIDOTITAS

Los minerales primarios relicticos junto con aquellos que posteriormente los reemplazan, se sintetizan en el cuadro 2, donde se indica también el tipo de protolito determinado para cada una de las muestras ultramáficas más representativas de la zona de trabajo.

A partir del estudio petrográfico-mineralógico efectuado, complementado con la determinación de las composiciones químicas de los minerales analizados (Cuadros 3 y 4), se puede caracterizar al conjunto de cuerpos ultramáficos de la faja del Río de Las Tunas como integrados por las siguientes fases: 1) Minerales pri-

marios: a) Silicatos: Fo-Di-(Opx). b) Óxidos: (Chr/Spl). c) Sulfuros: Po-Pn-Ccp. 2) Minerales de reemplazo: a) Silicatos: Srp-Brc-Cln-Tr-Tlc-(Ath). b) Óxidos: Mgt-Cr Mgt-FeChr-(Spl/Ple). c) Sulfuros: Mck-Vall. 3) Minerales carbonatados tardíos: Cal/Dol/(Mgs).

Las fases señaladas entre paréntesis indican aquellas que están presentes solo en unas pocas muestras. Las abreviaturas Cln, CrMgt, FeChr, Ple, Mck y Vall, corresponden a los minerales clinocloro, cromomagnetita, ferricromita, pleonasto, mackinawita y vallerita, respectivamente. La secuencia de cristalización general observada en las metaperidotitas es: $Fo \pm Di (\pm Spl_{s,z} \pm Opx) \rightarrow Srp + Mgt (\pm Brc \pm Cln) \rightarrow Tr \pm Tlc \rightarrow \pm Ath \rightarrow \pm Spl/Ple \pm Opx$. Si bien no todas las fases mencionadas están presentes en todas las muestras es-

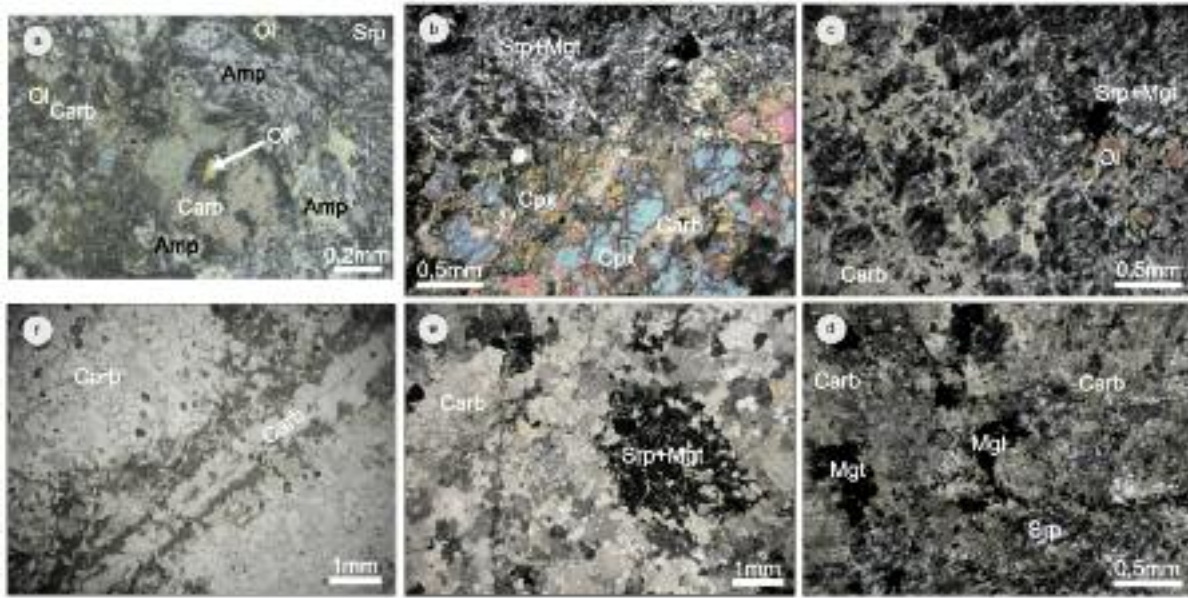


Figura 9: Microfotografías representativas de la secuencia de carbonatización observada en las rocas ultramáficas estudiadas. Véase explicación en el texto. (a-e) con analizador intercalado, (f) sin analizador intercalado.

CUADRO 2: Fases minerales primarias relicticas y de reemplazo presentes en las muestras representativas de rocas ultramáficas del área de estudio.

Lugar	Rocas UM		Minerales primarios relicticos				Minerales de reemplazo							
	Muestra	Protolito inferido	Oi	Opx	Cpx	Sulfuros y Óxidos	Srp	Chl	Tlc	Tr	Ath	Spl	Carb	Minerales opacos
Mina Salamanca	24101180 (*)	Incierto	Sin relictos de minerales primarios			Po, Ag-Pn	x	x	-----	x	-----	-----	-----	Mgt
	131111281(*)	Incierto	Sin relictos de minerales primarios			-----	x	x	x	-----	-----	-----	-----	Mgt
	12011279	Wehrlita espinélica	x	-----	x	-----	x	x	x	x	-----	x	x	Mgt
	125111281C	Dunita piroxénica con espinelo	x	x	x	-----	x	x	x	x	-----	x (E-P)	x	Mgt
	158111281	Dunita espinélica	x	-----	-----	Po, Pn, Ccp	x	x	x	x	-----	x (E-P)	-----	Mgt, Ilm, Mack
	17101180	Dunita espinélica	x	-----	-----	Po, Pn, Ccp	x	x	x	x	-----	x	-----	Mgt, Ilm, Vall
	7011279	Dunita	x	-----	-----	Po, Pn, Ccp	x	x	x	x	-----	-----	x	Mgt
Faldeo oriental norte de la Cuchilla de Guar-guaraz	M66D (*)	Incierto	Sin relictos de minerales primarios			-----	x	-----	x	-----	-----	-----	x	Mgt
	M41	Clinopiroxénita	x (?)	-----	x	Po, Pn, Ccp	x	x	x	x	x	-----	x	Mgt
	M30A	Wherlita	x	-----	x	Po, Pn, Ccp	x	x	-----	x	-----	-----	x (v)	Mgt
	M32E	Clinopiroxénita olivínica	x	-----	x	Po, Pn	x	x	x (?)	x	x	-----	-----	Mgt
	M37	Clinopiroxénita olivínica con espinelo	x	-----	x	Po, Pn	x	x	x	x	-----	x (Spl)	x	Mgt
	M106D	Dunita clinopiroxénica	x	-----	x	-----	x	x	-----	x	-----	-----	-----	Mgt
	M6	Dunita clinopiroxénica	x	-----	x	Po, Pn, Ccp	x	x	-----	x	-----	-----	-----	Mgt
	M13	Dunita espinélica	x	-----	x (?)	Po, Pn	x	x	x	x	x	x (Chr)	x	Mgt
	M14	Dunita espinélica	x	-----	-----	Po, Pn	x	x	-----	x	-----	x (Chr)	x	Mgt
	M52m	Dunita espinélica	x	-----	-----	Pn, Py, Chr	x	x	-----	x	-----	x (Chr)	x	Mgt
	M93A	Dunita	x	-----	-----	-----	x	x (?)	-----	x	-----	-----	x	Mgt
	M93L	Dunita	x	-----	-----	-----	x	x	-----	x	-----	-----	x	Mgt
M96	Dunita	x	-----	-----	Pn	x	x	-----	x	-----	-----	x	Mgt	

(*) Muestras de serpentinitas. x: mineral presente en la muestra. (?): mineral con duda. (v): mineral en venillas. (E-P): espinelo-pleonasto. Mack: mackinawita. Vall: vallerita. Las demás abreviaturas corresponden a las indicadas por Kretz (1983). El calificativo "espinélica" está utilizado en sentido amplio para indicar que el protolito de la roca debió haber tenido alguna fase correspondiente al Grupo del Espinelo dados los minerales de este grupo presentes actualmente en la roca (Véase discusión referida a las secuencias de cristalización).

tudiadas, es posible verificar que la secuencia general se cumple en los casos analizados.

Como se destacó previamente, una nueva generación de minerales del grupo de la serpentina reemplaza a los cristales de

Chl y Amp a través de texturas pseudomórficas, seguidas por texturas no pseudomórficas y/o de recrystalización que

afectan a las metaperidotitas de manera más generalizada.

En particular para los minerales del grupo del espinelo, se distinguen dos secuencias de reemplazo: a) Chr/Al-Spl (castaño-rojizo) primario (no siempre preservado) \rightarrow FeChr \rightarrow CrMgt \rightarrow Mgt. b) Spl_{s.l.}/Ple (verde) secundario \rightarrow Mgt.

Cuando los carbonatos están presentes en la secuencia, son los últimos en cristalizar y definen, a su vez, una sucesión determinada primero por el reemplazo penetrativo de dolomita y/o calcita, seguido posteriormente por la generación de venillas discordantes de calcita masiva (Fig. 9f). Sin embargo, el proceso de carbonatización penetrativa se registra en algunos cuerpos previamente a la segunda serpentinización (Fig. 8h, i) y, en otros, de manera posterior a tal proceso de serpentinización (Fig. 9c-f); por lo que es probable que se hayan generado más de un evento.

Finalmente, las texturas de relleno de venillas muestran la sucesión: Ctl (en venillas) \rightarrow Tlc \rightarrow Carb. Las venillas discordantes de calcita masiva referidas previamente se pueden vincular a este evento. Teniendo en cuenta las fases presentes y las secuencias de cristalización establecidas en las metaperidotitas estudiadas, es posible definir las siguientes paragénesis minerales:

- 1) Fo_p±Di_p±Chr_p/Spl_p±Opx_p (Asociación de minerales primarios relícticos. Puede haber alguno/s ausente/s).
- 2) Di_p+Srp+Brc+Cln+Mgt±FeChr
- 3) Tr±Tlc+Cln+FeChr+Mgt
- 4) Tr±Tlc±Ath+Cln+FeChr+Mgt
- 5) Spl/Ple+Tr±Tlc±Cln
- 6) Spl/Ple+En+Fo±Di

DISCUSIÓN

Consideraciones sobre las asociaciones de minerales y secuencias de reemplazo

Cuando la serpentinización de la roca es parcial, las fases relícticas primarias suelen quedar preservadas a través de toda la secuencia de cristalización señalada, con la excepción del Opx que muy pocas ve-

ces se preserva y del Spl_{s.l.} primario que suele ser posteriormente reemplazado por la serie ferricromita-cromomagnetita-magnetita (Bjerg *et al.* 1993, Gargiulo 2010). En la mayoría de los casos, las fases silicáticas de reemplazo previas al estadio siguiente, también suelen quedar preservadas. Esto implica que, sea cual sea el o los procesos generadores, las reacciones que tuvieron lugar fueron incompletas.

Teniendo en cuenta la semejanza entre las asociaciones observadas en las rocas estudiadas y las paragénesis planteadas por Evans y Frost (1975), Winkler (1979), Yardley (1989), Bucher y Frey (1994), Spear (1995) y Winter (2001) como características de rocas ultramáficas metamorfizadas regionalmente, se deduce que las paragénesis definidas previamente para las metaperidotitas de la Faja del Río de Las Tunas, representan la evidencia de que los cuerpos ultramáficos del área de estudio han sido afectados por metamorfismo regional, quedando preservada la sucesión indicadora de aumento progresivo en las condiciones del grado metamórfico: Srp+Mgt(±Brc±Cln) \rightarrow Tr±Tlc \rightarrow ±Ath \rightarrow ±Spl/Ple±Opx. Tales fases minerales de reemplazo sucesivamente cristalizadas son consideradas como minerales guía de diferentes facies metamórficas en rocas de protolitos ultramáficos-ultrabásicos, como es el caso que nos ocupa. De este modo y de acuerdo a lo establecido por los autores previamente referidos, podemos asociar a las paragénesis (2) a (6), como indicadoras de diferentes facies de metamorfismo regional.

Paragénesis (2): Indica el proceso de serpentinización inicial del cuerpo ultramáfico, que se asocia a condiciones equivalentes a la facies de prehnita-pumpellyita (o sub-esquistos verdes) cuando Srp=Lz/Ctl. Si en cambio, Srp=Atg, las condiciones del metamorfismo equivalen a la facies de esquistos verdes. En esta paragénesis el Cpx (Di) es primario relíctico ya que todavía puede estar en condiciones de equilibrio y por eso probablemente se preserva mejor que el Opx y que la

Ol (Fo) como fase primaria relíctica.

Paragénesis (3): Indica condiciones correspondientes a la facies de anfibolita de bajo grado. En este estadio el Di ya deja de estar en equilibrio con las fases minerales formadas y por eso es frecuentemente reemplazado por los minerales correspondientes a esta asociación, principalmente por el anfíbol (Tr).

Paragénesis (4): Está señalada por la generación de antofilita (Ath), indicadora de condiciones correspondientes a la facies de anfibolita de grado medio. La Ath es un mineral poco frecuente en las metaperidotitas de este sector, lo que evidencia que las condiciones de esta facies fueron alcanzadas en sectores localizados de la región.

Paragénesis (5): Está principalmente representada por la presencia de espinelo verde, determinado químicamente como espinelo s.s. (Spl_{s.l.}) y pleonasto (Ple) (cuadro 3) que, en conjunto con las demás fases de esta paragénesis, indican condiciones equivalentes a la facies de anfibolita de alto grado transicional a la facies de granulita. Los minerales del grupo del espinelo correspondientes a esta paragénesis son químicamente diferentes de los cristales relícticos primarios, que en los casos que se pudieron determinar, mostraron composiciones de Al-cromita o cromita (Bjerg *et al.* 1993, Gargiulo 2010) y poseen color castaño o castaño-rojizo.

Paragénesis (6): En pocas muestras donde se ha encontrado esta asociación, la relación de cristalización entre las fases minerales presentes en la roca evidencia que el Spl/Ple verde y el Opx son fases secundarias, mientras que la Ol y el Cpx son fases relícticas primarias, las cuales a partir de los 400°C ya se encuentran nuevamente en equilibrio dentro del sistema (Winter 2001). Por lo que si bien los cristales de Ol y de Cpx no son estrictamente secundarios, se encuentran en condiciones de equilibrio con el Spl/Ple y el Opx. De este modo, las muestras que poseen tal asociación mineral pueden considerarse como indicadoras de que localmente se alcanzaron las condiciones de P y T correspondientes a la facies de granu-

lita.

El mayor grado metamórfico preservado entonces en las rocas ultramáficas estudiadas, está señalado por la presencia de Spl/Ple verde en la paragénesis (6). Dado que este tipo de espinelos está presente en pocas muestras, se interpreta que tales condiciones fueron alcanzadas únicamente en sectores localizados del basamento metamórfico. Esto mismo sucede con la facies de anfibolita de grado medio, representada por la Ath en la paragénesis (4). Por lo tanto, el grado metamórfico más generalizado en las rocas ultramáficas de área de estudio, corresponde a la facies de anfibolita de grado bajo, representada por la paragénesis (3).

En particular, a partir de la secuencia de cristalización observada en los minerales del grupo del espinelo, indicadas previamente como (a) y (b), (pág. 584) y teniendo en cuenta lo planteado por Evans y Frost (1975), Frost (1991) y Barnes y Roeder (2001), se considera que estas secuencias manifiestan condiciones sucesivas de menor grado metamórfico que afectaron a los cuerpos ultramáficos del Complejo Guarguaráz. A ellas se asocia también el segundo proceso de serpentización, representado principalmente por las texturas de serpentización pseudomórfica según anfíbol y clorita y por las texturas no pseudomórficas y de recristalización posteriores a las demás fases ya indicadas, seguidamente atravesadas por venillas de crisotilo. Si bien estas generaciones de serpentina son evidentemente posteriores no es posible discriminar cuántos pulsos de serpentización ocurrieron durante este estadio. Solo se pueden identificar al menos dos de ellos, pero no se descarta que hayan sido más. La asociación de minerales carbonatados presentes en muchos de los cuerpos ultramáficos del área de estudio y la secuencia de reemplazo observada en ellos indica que el proceso de carbonatización de estos cuerpos tuvo lugar principalmente luego de iniciarse el segundo evento de serpentización y de manera relativamente simultánea con el desarrollo de las zonas de reacción entre los cuerpos

CUADRO 3: Análisis representativos del contenido de elementos mayoritarios en olivina, clinopiroxeno y minerales del grupo del espinelo presentes en las metaperidotitas del área de estudio.

Olivina (forsterita)				Clinopiroxeno (diópsido)			Minerales Grupo del Espinelo				
SiO ₂	41,42	41,34	41,54	SiO ₂	55,46	56,22	SiO ₂	d.l.d.	d.l.d.	0,34	0,34
TiO ₂	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	TiO ₂	0,12	d.l.d.	TiO ₂	d.l.d.	d.l.d.	0,56	0,18
Al ₂ O ₃	d.l.d.	d.l.d.	0,10	Al ₂ O ₃	d.l.d.	d.l.d.	Al ₂ O ₃	64,52	63,57	d.l.d.	0,12
Cr ₂ O ₃	d.l.d.	d.l.d.	0,10	Cr ₂ O ₃	0,12	d.l.d.	Cr ₂ O ₃	0,91	0,66	29,54	12,94
FeO*	10,17	7,23	9,19	FeO*	0,72	0,67	FeO*	14,70	14,70	64,70	85,04
MnO	0,32	0,34	0,48	MnO	d.l.d.	d.l.d.	MnO	0,15	0,10	2,18	1,05
NiO	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	NiO	d.l.d.	d.l.d.	NiO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
ZnO	n.a.	n.a.	n.a.	ZnO	n.a.	n.a.	ZnO	1,10	1,11	d.l.d.	d.l.d.
MgO	47,79	51,47	48,95	MgO	19,25	18,73	MgO	18,35	19,77	2,15	1,23
CaO	0,11	d.l.d.	d.l.d.	CaO	24,89	25,28	CaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na ₂ O	d.l.d.	0,02	0,01	Na ₂ O	d.l.d.	d.l.d.	Na ₂ O	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
K ₂ O	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	K ₂ O	d.l.d.	d.l.d.	K ₂ O	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	99,81	100,39	100,38	Total	100,56	100,90	Total	99,73	99,91	99,47	100,90
Si	1,0296	0,9975	1,0099	TSi	1,998	2,010	Cr	0,018	0,013	0,844	0,364
Ti	-----	-----	-----	TAI	0,000	0,000	Ti	-----	-----	0,015	0,005
Al	-----	-----	0,0030	TFe ³⁺	0,015	0,000	Al	1,944	1,903	-----	0,005
Cr	-----	-----	0,0019	ΣT	2,013	2,010	Fe ³⁺	0,037	0,082	1,123	1,622
Fe*	0,2114	0,1458	0,1868	M1Al	-----	-----	ΣTriv	1,999	1,999	1,983	1,995
Mn	0,0067	0,0069	0,0100	M1Ti	0,003	-----	Fe ²⁺	0,277	0,230	0,833	0,908
Mg	1,7707	1,8508	1,7738	M1Fe ³⁺	0,000	0,000	Mn	0,003	0,002	0,067	0,032
Ni	0,0000	0,0000	0,0000	M1Fe ²⁺	0,000	0,001	Mg	0,699	0,748	0,116	0,065
Ca	0,0029	-----	-----	M1Cr	0,003	-----	Zn	0,021	0,021	-----	-----
Na	d.l.d.	0,0010	0,0004	M1Mg	0,993	0,998	ΣDival	1,000	1,001	1,015	1,005
K	-----	-----	-----	M1Ni	-----	-----	Σcat	3,000	2,999	2,998	3,000
Σcat	3,0214	3,0020	2,9858	ΣM1	0,999	0,999	Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0,12	0,26	0,57	0,64
#Mg	0,8933	0,9270	0,9047	M2Mg	0,040	0,000	X(Fe ²⁺)	0,28	0,23	0,88	0,93
#Mg*	0,8903	0,9238	0,9001	M2Fe ²⁺	0,007	0,019	X(Mg)	0,72	0,77	0,12	0,07
#Fe*	0,1097	0,0762	0,0999	M2Mn	-----	-----	X(Mg)*	0,70	0,75	0,12	0,07
				M2Ca	0,961	0,968	X(Fe ²⁺)*	0,28	0,23	0,88	0,93
				M2Na	-----	-----	X(Zn)*	0,02	0,02	0,00	0,00
				M2K	-----	-----	Y(Cr)	0,01	0,01	0,43	0,18
				ΣM2	1,008	0,987	Y(Al)	0,97	0,95	0,00	0,00
				Σcat	4,020	3,996	Y(Fe ³⁺)=#fe	0,02	0,04	0,57	0,81
				#mg	0,98	0,98	#Cr	0,01	0,01	1,00	0,99
				Wo	47,67	48,74					
Fo	89,03	92,38	90,01	Cen	51,24	50,25					
Fa	10,97	7,62	9,99	Cfs	1,09	1,01					

FeO* = Fe total expresado como FeO. Las proporciones atómicas por fórmula unidad (a.f.u) de la olivina fueron recalculadas en base a 4 oxígenos con programa MINPET. Fe* = Fe²⁺+Fe³⁺; #Mg = Mg/(Mg+Fe*); #mg* = Mg/(Mg+Fe*+Mn); #fe* = (Fe*+Mn)/(Fe*+Mn+Mg). Miembros finales de la serie isomorfa de olivina: Fo = 100#Mg*; Fa = 100#Fe*. Para la clasificación de Clinopiroxenos se consideró: Wo = 100Ca/(Mg+Fe*+Ca); Cen = 100Mg/(Mg+Fe*+Ca); Cfs = 100Fe*/(Mg+Fe*+Ca); Fe* = (Fe²⁺+Fe³⁺+Mn). Las proporciones atómicas por fórmula unidad (a.f.u) fueron recalculadas en base a 6 oxígenos con programa MINPET. Para los minerales del Grupo del Espinelo, las proporciones (a.f.u) fueron normalizadas en base a 4 oxígenos con programa NORM. X(Fe²⁺) = Fe²⁺/(Mg+Fe²⁺); X(Mg) = Mg/(Mg+Fe²⁺); X(Mg)* = Mg/(Mg+Fe²⁺+Zn); X(Fe²⁺)* = Fe²⁺/(Mg+Fe²⁺+Zn); X(Zn)* = Zn/(Mg+Fe²⁺+Zn); Y(Cr) = Cr/(Cr+Al+Fe³⁺); Y(Al) = Al/(Cr+Al+Fe³⁺); #Fe = Y(Fe³⁺) = Fe³⁺/(Cr+Al+Fe³⁺); #Cr = Cr/(Cr+Al). d.l.d.: contenido por debajo del límite de detección. n.a.: componente no analizado.

ultramáficos y la roca de caja metasedimentaria u ortoanfíbólica. Por otro lado, la serpentización penetrativa y extrema, localizada en las zonas

de cizalla, indica un nuevo evento de serpentización posterior concentrado principalmente en tales zonas de deformación. Evento que deriva en un proceso de

talquización muy intenso, también localizado en fracturas y zonas de cizalla.

Reacciones metamórficas planteadas para las rocas ultramáficas

Teniendo en cuenta las fases minerales presentes en las rocas estudiadas, se ha considerado al sistema químico CMASH (CaO-MgO-SiO₂-H₂O) para aquellas muestras donde los carbonatos están ausentes y el sistema CMASHC (CaO-MgO-SiO₂-H₂O-CO₂) para las rocas ultramáficas con carbonatos. En el marco de estos sistemas químicos y teniendo en cuenta las consideraciones realizadas por Evans y Frost (1975), Bucher y Frey (1994), Spear (1995) y Winter (2001), las asociaciones de minerales de las muestras estudiadas pertenecientes a la Faja del Río de Las Tunas, se corresponden con las reacciones planteadas a continuación.

Sistema CMASH:

- (1) Fo + H₂O → Srp + Brc (límite de estabilidad para la Fo en sistemas hidratados).
- (2) Di + Srp → Fo + Tr + H₂O (límite de estabilidad del Di y formación de Tr).
- (3) Spl_{xl} + Srp + Brc → Chl + FeChr (límite de estabilidad del Spl_{xl} y formación de Chl y FeChr).
- (4) Srp → Fo + Tlc + H₂O (límite de estabilidad de la Atg y formación de Tlc).
- (5) Tlc + Fo → Ath + H₂O (límite de estabilidad del Tlc a P < 6 kbar y formación Ath).
- (6) Tr + Fo → En + Di + H₂O (límite de estabilidad de la Tr en alto grado).
- (7) Chl → Fo + En + Spl + H₂O (límite de estabilidad de la Chl en alto grado y formación de Spl).

La reacción (1) caracteriza al proceso de serpentización inicial, a través del cual se forma Srp y Brc a expensas de la Ol (Fo) primaria. La reacción (2) indica que la fase primaria consumida en este caso es el Cpx (Di), para dar lugar a la formación de Amp (Tr). En esta reacción, así como en la reacción (4), la Fo presente sigue siendo la Ol primaria de la roca ultramáfica. Si bien en ambas reacciones la Fo se encuentra del lado de los productos,

esto se debe a que deja de ser la fase reactante consumida. Por lo tanto, ninguna de las dos reacciones implica la formación de una nueva generación de Fo (Winter 2001). A su vez, la reacción (4), indica la cristalización de Tlc a partir de la desestabilización de la Srp. Sin embargo, la presencia de Tr y Tlc también está vinculada al quimismo de la roca ultramáfica original, ya que el Tlc suele ser una fase abundante en aquellas rocas más ricas en SiO₂; mientras que en aquellas más ricas en CaO suele ser más abundante la Tr. Dado que el Cpx (Di) es la fase primaria más resistente a la serpentización, su descomposición a través de la reacción (2) para generar Tr, se produce a mayor T que aquella que da lugar a la serpentización de la Fo. Lo mismo ocurre con la desestabilización de la Srp para dar lugar a la formación del Tlc. Por esta razón, la presencia de estos minerales índice (Tlc y Tr) indican condiciones de mayor T-P, que las que representan a la serpentización.

La presencia de Ath es la que determina el límite máximo de presión para la reacción de formación de este mineral (reacción (5)) y teniendo en cuenta que el metamorfismo observado en esta etapa es de tipo progrado y, suponiendo que la P máxima posible de ser alcanzada hasta este estadio está definida por la estabilidad de la Ath, todas las reacciones generadas hasta este acontecimiento debieron haberse producido a una P < 6 kbar (Bucher y Frey 1994, Winter 2001). Por esta razón, es posible acotar el rango de T de formación de las diferentes fases metamórficas cristalizadas previamente. De este modo, la serpentización inicial puede tener lugar en el rango de T establecido entre ~250°-410°C. La generación de Tr, por su parte, queda establecida entre ~475°-525°C; mientras que el Tlc lo hace entre ~500°-550°C (Winter 2001). Como se desprende de estos valores, el intervalo de condiciones de estabilidad de Tlc y Tr a P < 6 kbar es muy similar, razón por la cual, es posible que se formen en asociación o que generen reemplazos mutuos entre sí, de acuerdo a la

disponibilidad de SiO₂ y CaO del sistema; ya que estos componentes (además del MgO, que se considera en exceso) son los que principalmente controlan la formación de uno u otro mineral, respectivamente. Asimismo, la presencia de Ath en metaperidotitas del Complejo Los Gatedos fue también reportada por Villar (2008) en asociación con Fo, En y Tlc, lo que permite ampliar el rango de la P hasta ~11,5 kbar y la T hasta ~780°C (Winter 2001). De este modo, ya en condiciones de mayor grado metamórfico (facies de granulita), la Tr deja de ser estable y se descompone a través de la reacción (6) que se inicia a aproximadamente 780°C y 11,5 kbar (Winter 2001).

El aluminio presente en el sistema ultramáfico es indicado por la presencia de espinelo/cromita (Spl_{xl}) primaria, por lo cual la reestabilización de este mineral bajo las condiciones de la serpentización inicial de la roca ultramáfica y del metamorfismo posterior, es evidenciada por la generación de dos asociaciones diferentes de acuerdo con la composición inicial del espinelo/cromita primaria. Pincet y Hirst (1977, en O'Hanley 1996) indican que aquellos minerales primarios del grupo del espinelo en rocas ultramáficas que tienen #cr < 55 (generalmente espinelos ricos en Al) son los que dan origen a la formación de Chl+FeChr durante la serpentización y metamorfismo de las rocas ultramáficas, mientras que aquellos con #cr > 55-60 generan CrMgt y no producen Chl. La reacción que proponen estos autores para la formación de Chl durante el proceso de serpentización es la reacción (3). Los cristales de Chl formados en las rocas ultramáficas estudiadas son ricos en MgO y de composición principalmente clinocloro (cuadro 4). La T máxima para la presencia de Chl como fase aluminica estable en los sistemas considerados es de alrededor de 700°-750°C (Evans y Frost 1975, Winter 2001). Una vez alcanzadas las condiciones de la facies de granulitas, la Chl deja de ser estable y se descompone para dar lugar nuevamente a la formación de minerales del grupo del espinelo, general-

CUADRO 4: Análisis representativos del contenido de elementos mayoritarios en anfíbol y clorita presentes en las metaperidotitas del área de estudio.

Mineral	Anfíbol (tremolita)				Clorita (clinocloro)		
SiO ₂	58,80	58,36	58,83	59,04	32,28	31,61	31,05
TiO ₂	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0,12	d.l.d.	d.l.d.
Al ₂ O ₃	0,15	0,39	d.l.d.	0,25	15,81	16,48	15,63
Cr ₂ O ₃	0,22	0,32	d.l.d.	d.l.d.	0,82	3,06	3,12
Fe ₂ O ₃	1,56	1,53	1,44	0,11	0,00	1,79	1,00
FeO	0,00	0,00	0,00	1,49	3,53	6,03	7,25
MnO	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0,17	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
MgO	24,38	24,00	25,45	23,53	35,41	28,02	28,40
NiO	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0,12	d.l.d.	d.l.d.
ZnO	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
CaO	13,10	13,12	12,16	13,39	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Na ₂ O	0,06	0,09	0,04	0,11	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
K ₂ O	0,10	0,11	d.l.d.	0,12	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
F	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0,03	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Cl	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
H ₂ O (*)	2,22	2,21	2,22	2,20	12,81	12,35	12,21
	100,60	100,14	100,14	100,44	100,90	99,34	98,66
O=F,Cl (*)	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	100,60	100,14	100,14	100,43	100,90	99,34	98,66
Si	7,940	7,918	7,946	8,005	6,017	6,112	6,081
Al iv	0,023	0,063	-----	0,000	1,983	1,888	1,919
Al vi	0,000	0,000	-----	0,040	1,507	1,885	1,699
Ti	-----	-----	-----	-----	0,016	-----	-----
Cr	0,024	0,034	-----	-----	0,121	0,468	0,483
Fe ³⁺	0,159	0,157	0,146	0,011	-----	0,261	0,148
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,169	0,682	0,975	1,187
Mn	-----	-----	-----	0,019	0,000	0,006	0,002
Mg	4,908	4,854	5,124	4,756	9,840	8,076	8,285
Ni	-----	-----	-----	-----	0,018	-----	-----
Zn	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Ca	1,896	1,907	1,760	1,945	0,017	-----	-----
Na	0,016	0,024	0,009	0,028	-----	-----	-----
K	0,000	0,020	-----	0,021	-----	-----	-----
F	-----	-----	-----	0,013	-----	-----	-----
Cl	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
OH (*)	2,000	2,000	2,000	1,987	16,000	16,000	16,000
Σcat total	14,965	14,977	14,986	14,995	20,203	19,670	19,804
Σcat(T+C)	13,054	13,026	13,216	13,000	---	---	---

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. Para las cloritas la normalización es en base a 28 oxígenos y relación Fe²⁺/Fe³⁺ y OH calculados con PROBE-CHL (Tindle 2009) asumiendo la fórmula estructural completa. (*) valores determinados mediante Tindle (2009).

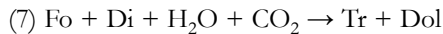
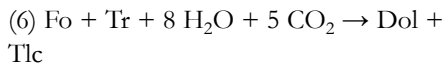
mente correspondientes a la serie espinelo-hercinita, a través de la reacción (7). En las rocas ultramáficas estudiadas que alcanzaron estas condiciones, los minerales del grupo del espinelo formados, poseen composiciones de espinelo s.s. y pleonasto (cuadro 3).

Si se infiltran fluidos en el cuerpo ultramáfico, las fases que estén en desequilibrio con este fluido comenzarán a desestabilizarse y darán lugar a la formación de otras fases en equilibrio con las nuevas condiciones del sistema. De este modo, si el fluido que se infiltra tiene cierta porción de CO₂ (fluido H₂O-CO₂), la Srp es el primer mineral que se desestabiliza y comienza a reaccionar. De acuerdo a la T a la que se infiltre el fluido, serán diferentes las fases que quedarán involucradas en las reacciones. Para el caso del área de estudio, dado que el carbonato es generalmente la última fase en la secuencia de cristalización y se encuentra alterando a la mayor parte de las fases minerales previas presentes en la roca y debido al hecho de que generalmente solo hay una única especie de carbonato en la muestra (predominantemente Dol o Cal), se infiere que la infiltración de dicho fluido con CO₂ fue posterior al pico metamórfico y, en algunos casos, también posterior al segundo evento de serpentinización. Sin embargo, en aquellas muestras donde hay más de una especie de carbonatos presentes, la relación entre ambas suele ser bastante compleja, por lo que es difícil poder determinar la secuencia de reacciones que pudieron haber ocurrido para dar lugar a la asociación de carbonatos observada. Aún así, se puede establecer que dicha secuencia es siempre posterior al pico metamórfico determinado para las metaperidotitas.

Dado que la serpentina es el mineral más inestable ante la presencia de pequeñas cantidades de CO₂ en el fluido, cabe esperar que sea una de las primeras fases en reaccionar. Algunas reacciones propuestas por Bucher y Frey (1994), Spear (1995) y Winter (2001) para sistemas ultramáficos afectados por carbonatización son las que mejor se ajustan a la situación observada en las rocas estudiadas. Estas reacciones han sido ordenadas de acuerdo al grado de inestabilidad de los reactantes con respecto a la presencia del CO₂ en el fluido; siendo las primeras reacciones aquellas correspondientes a las fases más inestables.

Sistema CMASHC:

- (1) Srp + CO₂ → Tlc + Dol + H₂O
- (2) Srp + Tr + CO₂ → Tlc + Dol + H₂O
- (3) Srp + Di + CO₂ → Tr + Cal
- (4) Fo + H₂O + CO₂ → Tlc + Dol
- (5) Fo + Di + 3 H₂O + 5 CO₂ → Tr + Cal



Las reacciones (1) y (2) son las que indican la formación de Carb y Tlc a partir de la desestabilización de la Srp debido a la infiltración de fluidos con al menos una proporción de CO_2 de 0,03 (Winter 2001). Ante la presencia de una pequeña proporción de dicho componente, la Srp deja de ser estable y reacciona para dar lugar a la cristalización de Tlc y Carb. En el caso de las reacciones planteadas, el carbonato con MgO es la Dol por ser el más abundante en las rocas ultramáficas estudiadas, aunque ocasionalmente también puede formarse Mgs. La reacción (2) es equivalente a la anterior pero en ella queda involucrada la desestabilización del Cpx (Di) primario que pueda quedar remanente en la roca. A su vez, las reacciones planteadas pueden desarrollarse a diferentes T dentro del intervalo definido entre 300° y 675°C aproximadamente.

Condiciones de serpentización de las rocas ultramáficas

De acuerdo con los balances de masa correspondientes a las reacciones planteadas por Wicks y Whittaker (1977) para los minerales primarios Ol, Opx, Cpx, Spl, que pueden estar presentes en las rocas ultramáficas, solo la Ol y el Opx pueden alterarse a Srp sin requerir una fuente externa de magnesio. El aporte adicional de Mg que requiere el Cpx para que se forme Srp puede ser generado a partir de la serpentización previa de la Ol, ya que este proceso libera iones de Mg que pueden ser reutilizados por el sistema para dar lugar a la serpentización de las demás fases minerales presentes. Sin embargo, para que esto sea posible, la proporción de los cristales de Ol del cuerpo ultramáfico original debe ser mayor que la correspondiente al resto de las fases minerales acompañantes. Esta condición se cumple en las proporciones modales determinadas en las muestras ultramáficas estudiadas de la Faja del Río de Las Tunas, dado que la mayoría de ellas son

de protolitos duniticos. Por otro lado, la cristalización de Tlc, Tr y Ath a partir de una roca ultramáfica serpentizada también requiere de una fuente de Mg, siendo la Fo el único mineral capaz de aportar las cantidades necesarias al sistema luego de la serpentización.

Si posteriormente se produce un aumento de la T, la Srp formada inicialmente recristaliza, dando lugar a cristales de la especie Atg. Si el aumento de T continúa, se produce la progresiva formación de Tlc y anfíboles (principalmente Tr y Ath) a expensas de la Atg, consumiendo el Mg liberado durante la serpentización. Finalmente, puede cristalizar Ol secundaria dependiendo de la T alcanzada.

Wicks y Whittaker (1977) indican que la ausencia de deformación (por cizalla y fallamiento) o una T relativamente baja y constante, son condiciones que favorecen la generación de las texturas de serpentización pseudomórficas. A su vez, la serpentización pseudomórfica puede ser interrumpida durante la deformación para dar lugar a la generación de las texturas no pseudomórficas y en venillas; mientras que un aumento de la T favorece la generación de las texturas no pseudomórficas y de recristalización. De este modo, las texturas de serpentización observadas en las muestras de metaperidotitas y serpentinitas de la Faja del Río de Las Tunas indican que hubo una alternancia entre las condiciones de formación de los diferentes eventos de serpentización que quedaron registrados en las muestras estudiadas. Por un lado, el proceso de serpentización inicial está caracterizado por un régimen esencialmente no deformativo y T relativamente baja y constante (ya que predominan las texturas pseudomórficas). Posteriormente, se producen cambios texturales y mineralógicos que indican condiciones de aumento progresivo de la T, dando origen a las texturas no pseudomórficas y de recristalización y, finalmente, a las diferentes fases minerales de reemplazo identificadas en las muestras de rocas ultramáficas estudiadas en el presente trabajo. Un nuevo evento de serpentización re-

conocido, está caracterizado por el reemplazo pseudomórfico de fases minerales secundarias tales como Amp y Chl, además de texturas no pseudomórficas y/o recristalización de las masas ya serpentizadas previamente, lo que indica que se produjo un descenso de la T. El tercer proceso de serpentización identificado, está localizado principalmente en las zonas de cizalla del área de estudio en donde se produce el reemplazo total y extremo de los cuerpos metaperidotíticos, con desarrollo de texturas no pseudomórficas y en venillas, indicando que el régimen deformativo se mantiene a lo largo del proceso de serpentización hidrotermal concentrado en estos sectores.

Efecto de la presencia de Fe en la estructura cristalina de los minerales primarios serpentizados: Dado que existe una proporción de Fe sustituyendo al Mg en la estructura cristalina de la Fo, la serpentización de la Ol libera también el Fe que había en su estructura cristalina. Si bien parte del mismo puede ser incorporado en la estructura cristalina de la Srp, Whittaker y Wicks (1970) comprobaron que la probabilidad de que el Fe se incorpore en tal estructura es muy baja, de modo que parte del Fe liberado de la Fo durante la serpentización es más probable que se incorpore en la estructura cristalina de la Brc generada, mientras que el Fe remanente es concentrado para formar Mgt secundaria. Sin embargo, la cristalización de Mgt involucra un cambio en el estado de oxidación del Fe, desde Fe^{2+} (en la estructura de la Ol) a Fe^{3+} (en la estructura de la Mgt), cambio que según Wicks y Whittaker (1977) es producido a expensas del agua que se reduce a hidrógeno gaseoso, a través de la reacción: $2\text{Fe}^{2+} + \text{H}_2\text{O} = 2\text{Fe}^{3+} + \text{O}^{2-} + \text{H}_2$.

Si bien parte del H_2 generado se escapa del sistema (como fuera reportado por Thayer 1966, en Wicks y Whittaker 1977), este proceso de oxidación está dado, principalmente, por el menor potencial de oxidación del Fe^{3+} en la Srp y Mgt que en la Fo, lo cual permite que tal reacción se desplace naturalmente hacia la derecha. Esto implica que si el proceso de ser-

pentinización avanza, también se incrementa la generación de Mgt, en tanto existan reactivos suficientes. De esta manera, la Mgt se presenta inicialmente como pequeños granos discretos y diseminados en las unidades texturales de Srp y, a medida que avanza la serpentización, la Mgt se concentra en agregados más gruesos llegando a formar cintas entre las unidades texturales, para finalmente formar lentes aún más gruesas o venas que pueden atravesar a estas unidades. Tales características texturales, se observan en los agregados de Mgt vinculados a serpentización de las rocas ultramáficas estudiadas en el presente trabajo, como fue indicado oportunamente.

Por otro lado, si existiera algún factor que limitara la oxidación del Fe, esto se vería reflejado en el incremento de la cantidad de Fe dentro de la estructura cristalina de la Brc (Wicks y Whittaker 1977). Asimismo, estos investigadores señalan que, debido a la similar relación Fe:Mg en piroxenos y serpentinas y dado que el proceso de serpentización de los piroxenos no implica la liberación de Mg al sistema, la formación de Mgt a partir de la generación de texturas tipo bastitas solo puede producirse si el Mg liberado por la Fo circundante es incorporado durante la generación de bastita. Por esta razón, es poco común la cristalización de Mgt secundaria vinculada a la generación de Px-bastitas y es más común que la Srp cristalizada durante este proceso contenga mayores contenidos de Fe en su estructura cristalina, que aquellas formadas a partir de los cristales de Fo.

Por otro lado, la presencia de Chl y Tr es el resultado de la liberación de Mg-Fe, Al y Ca durante la alteración de Ol, Spl_{sl} y Cpx, además de la presencia de sílice libre en el sistema.

El efecto de la presencia de CO₂ en el sistema

Las rocas ultramáficas parcialmente serpentizadas y las serpentinitas con apreciables cantidades de carbonatos son referidas en la literatura como “oficarbonatos” y también pueden ser denominadas

como “oficalcitas”, “ofimagnesitas” u “ofidolomitas” de acuerdo al carbonato predominante en ellas. Bucher y Frey (1994) se refieren a ellas como rocas formadas a partir de cuerpos ultramáficos serpentizados, afectados posteriormente por la infiltración de CO₂ en el fluido circulante, generando reacciones que involucran la incorporación de fases carbonatadas en las asociaciones minerales de rocas ultramáficas. Además, indican que el CO₂ es incorporado al fluido debido a la progresión de las reacciones de descarbonatización que se producen en los niveles carbonáticos que estén presentes en la secuencia metasedimentaria relacionada a los cuerpos ultramáficos. De este modo, el CO₂ liberado durante el metamorfismo de dichos niveles es transportado por el fluido circulante.

Dado que los minerales del grupo de la serpentina son muy susceptibles a pequeños cambios en la composición del fluido, una mínima introducción de CO₂ en el fluido acuoso, produce la desestabilización de la serpentina para dar origen a la cristalización de las asociaciones ricas en carbonato. Asimismo, Bucher y Frey (1994) destacan que los cuerpos ultramáficos emplazados en la corteza suelen estar característicamente acompañados por sectores parcialmente carbonatados. En este mismo sentido, Wicks y Whittaker (1977) afirman, (principalmente basándose en los resultados obtenidos por Naldrett 1966, Greenwood 1967 y Johannes 1968), que ante la incorporación de CO₂ en el sistema, la Srp formada durante el o los procesos de serpentización, se vuelve inestable y es reemplazada por la formación de Tlc y Carb, principalmente calcita y/o dolomita; mientras que la cristalización de magnesita será favorecida por la presencia de altas concentraciones de CO₂ en los fluidos y el Mg disponible en el sistema.

Esta referencia al efecto del CO₂ en el sistema de un cuerpo ultramáfico serpentizado y metamorfizado concuerda con lo observado en el área de estudio, ya que como se ha mencionado previamente, se infiere que las concentraciones de carbo-

natos asociadas a las rocas ultramáficas están vinculadas con los niveles carbonáticos del basamento metamórfico cercanos a los cuerpos ultramáficos carbonatizados. Del mismo modo, las zonas de reacción ricas en carbonatos siempre se encuentran desarrolladas en aquellos cuerpos ultramáficos donde los niveles carbonáticos del basamento actúan como roca de caja.

A su vez, como ya se refirió previamente, el proceso de talquización concentrado en las zonas de cizalla también se vincula a la posibilidad de que el fluido circulante (inicialmente rico en H₂O, que dio lugar a la serpentización extrema en estas zonas de cizalla), haya sido posteriormente enriquecido en CO₂ inhibiendo la cristalización de los minerales del grupo de la serpentina, para dar paso a la cristalización del Tlc y, en los sectores más cercanos a los niveles carbonáticos metasedimentarios, dar lugar también a la cristalización de los carbonatos en venillas. Por otro lado, las concentraciones de magnesita solo se pueden formar en aquellos lugares donde las concentraciones de MgO sean particularmente importantes y “diluyan” la proporción en el sistema de los demás componentes mayoritarios, como ser el CaO, FeO, Al₂O₃. Por esta razón, las manifestaciones de este mineral dentro del área de estudio son muy localizadas.

Formación de las zonas de reacción entre los cuerpos ultramáficos y la roca de caja

Las composiciones obtenidas por Gargiulo (2010) para los anfíboles formados en estas zonas de reacción le permitieron determinar las condiciones de P a las que se generaron, dando un intervalo entre 3,1 y 1,8 kbar. De este modo, teniendo en cuenta además, la secuencia de eventos establecida a partir de las relaciones de campo y texturales de las rocas estudiadas, se interpreta que el desarrollo de las zonas de reacción entre los cuerpos ultramáficos y la roca de caja (sean éstas metasedimentitas u ortoanfíbolitas) debió iniciarse con posterioridad al segundo even-

to de serpentización, pero probablemente de manera simultánea con el proceso de carbonatización penetrativa de los cuerpos ultramáficos, durante las etapas finales del ciclo de metamorfismo regional.

Estas zonas de reacción fueron interpretadas por Gargiulo (2010) y Gargiulo *et al.* (2010, 2011) en el sentido de Sanford (1982) como generadas a partir de un proceso metasomático entre el cuerpo ultramáfico y su encajonante metasedimentario u ortoanfibolítico, como consecuencia del gradiente de potencial químico existente entre estas litologías en contacto. Tal proceso metasomático se produce como respuesta natural al intento de reducir este gradiente existente entre ellas, para alcanzar el equilibrio químico (Winter 2001).

En el área de estudio se manifiestan tres procesos metasomáticos relativamente simultáneos: 1) la carbonatización penetrativa de las metaperidotitas y ortoanfibolitas, 2) la generación de las zonas de reacción entre las metaperidotitas y su roca de caja metasedimentaria u ortoanfibolítica y 3) la generación de rodingitas clinopiroxénicas con granate y clinozoisita (Gargiulo 2010, Gargiulo y Bjerg 2011), que representan al metasomatismo de las ortoanfibolitas asociadas a los cuerpos ultramáficos.

En base a los estudios realizados y a los resultados obtenidos hasta el momento, se propone que tales procesos metasomáticos debieron haberse iniciado en condiciones de bajo grado, con presiones en el rango comprendido entre 3,1 y 1,8 kbar, vinculándose a la etapa retrógrada del metamorfismo regional (Gargiulo 2010, Gargiulo *et al.* 2010, 2011, Gargiulo y Bjerg 2011).

A su vez, tanto las zonas de reacción de los cuerpos ultramáficos como las rodingitas máficas muestran influencias químicas y mineralógicas que fueron interpretadas por Gargiulo (2010) como vinculadas a las intrusiones gondwánicas presentes en el área de estudio. Lo que indica que tales intrusiones tuvieron lugar hacia el estadio final del ciclo de meta-

morfismo regional. En este sentido, las dataciones obtenidas por Willner *et al.* (2011) para la etapa retrógrada del ciclo metamórfico del Complejo Guarguaráz, son consistentes con las dataciones ya existentes para los cuerpos ígneos gondwánicos del área de estudio (Caminos *et al.* 1979, 1982), por lo que las evidencias texturales, mineralógicas y químicas observadas en las rocas estudiadas son convergentes y consistentes con los resultados obtenidos por estos autores. Es así que se considera a los cuerpos intrusivos aflorantes en el área de estudio y representantes del ciclo magmático Gondwánico en este sector, como los responsables de la reactivación térmica local que aporta las condiciones físico-químicas que favorecen la circulación de fluidos que actúan como agentes de transporte de los elementos movilizados e intercambiados entre las litologías adyacentes. De esta manera, si bien las relaciones texturales y las secuencias de cristalización establecidas para las rocas ultramáficas y máficas de área de estudio (Gargiulo 2010, Gargiulo *et al.* 2010, Gargiulo y Bjerg 2011 y este trabajo) indican que el inicio de los procesos metasomáticos tuvieron lugar durante la etapa retrógrada del ciclo metamórfico, también es muy probable que hayan sido posteriormente potenciados por la intrusión de los cuerpos ígneos gondwánicos; ya que tales cuerpos también generan modificaciones químicas y mineralógicas que dejan su impronta principalmente en los sectores metasomatizados, como lo demuestran Gargiulo (2010), Gargiulo *et al.* (2010) y Gargiulo y Bjerg (2011).

Teniendo en cuenta, además, el tipo de yacencia que tienen los cuerpos ultramáficos en el área de estudio y en los sectores vecinos con respecto al resto de las litofacies que integran al Complejo Guarguaráz, es posible establecer que la evolución del ciclo metamórfico que afectó a las rocas ultramáficas es consistente con la evolución del ciclo metamórfico planteada por López (2005), Massonne y Calderón (2008), Gargiulo (2010) y Willner *et al.* (2011) para la asociación metasedi-

mentaria y la asociación volcánica-subvolcánica básica (ortoanfibolitas) del Complejo Guarguaráz. Dado que las tres asociaciones que integran a este complejo evolucionan de manera equivalente durante el ciclo de metamorfismo regional, puede decirse que las unidades máficas y ultramáficas ya estaban espacialmente vinculadas a las unidades que integran a la asociación metasedimentaria de este complejo durante el desarrollo del ciclo metamórfico. Hecho que ya fue destacado por Gargiulo (2010) y posteriormente modelado por Willner *et al.* (2011).

Formación de las serpentinitas asociadas a las zonas de cizalla del área de estudio

Teniendo en cuenta que las metaperidotitas del área de estudio preservan evidencias del estadio magmático y además guardan registro del metamorfismo regional acontecido en la zona, en tanto que los cuerpos de serpentinitas desarrollados en las zonas de cizalla no lo hacen, es posible deducir que el proceso de serpentización asociado a la formación de las serpentinitas es posterior al metamorfismo regional.

Evans y Trommsdorff (1970, 1974) y Evans *et al.* (1976) indican que el metamorfismo progresivo de una serpentinita da lugar a los mismos minerales originales del cuerpo ultramáfico, lo cual se verifica en las metaperidotitas pero no acontece en los cuerpos de serpentinitas localizados en las zonas de cizalla estudiados en el presente trabajo. Por lo tanto, teniendo en cuenta también que los minerales del grupo de la serpentina son minerales hidratados, se deduce que el proceso de serpentización que dio lugar a la formación de las serpentinitas fue un proceso de tipo hidrotermal, no solo posterior al metamorfismo regional, sino que además estuvo concentrado y localizado en fajas de deformación. Asimismo, la concentración del Tlc en estas zonas, puede explicarse a partir de un incremento en la proporción del CO₂ en el fluido a partir del cual cristalizó este mineral, como ya fuera referido previamente. En

este sentido, Schandl y Naldrett (1992) señalan que la asociación Tlc+Carb formada a partir de Srp, puede cristalizar a partir de un fluido que se encuentre entre 250° y 300°C y 1 kbar, con una proporción de CO₂ inferior a 0,15% molar, lo que implica que la solución es aún relativamente rica en H₂O. De esto se deduce que un pequeño aumento en la proporción de CO₂ en el fluido es suficiente para que comience a cristalizar tal asociación mineral.

Es así que la deformación del sector a través de zonas de cizalla, canaliza la circulación de fluidos en ellas provocando primero la concentración de serpentización tardía en estas zonas, donde producen la alteración extrema y penetrativa de las metaperidotitas a las que atraviesan. Tales fluidos son posteriormente enriquecidos en CO₂, lo que provoca el cese de la cristalización de Srp como fase predominante estable, dando lugar a la cristalización del Tlc hidrotermal concentrado en estas zonas de cizalla, localmente acompañado por la cristalización de Carb principalmente en aquellas zonas de falla cercanas a los niveles carbonáticos del basamento metamórfico. La cristalización de los carbonatos requiere que la concentración de CO₂ en el fluido sea poco elevada.

CONCLUSIONES

Teniendo en cuenta las asociaciones minerales y las secuencias de reemplazo establecidas en las muestras estudiadas, así como las condiciones de estabilidad de las reacciones planteadas para los sistemas químicos considerados, se concluye que las rocas ultramáficas del área de trabajo han sido afectadas por metamorfismo regional, con una secuencia de reemplazo que indica una etapa de aumento progresivo de las condiciones del metamorfismo, desde facies de sub-esquistos verdes a facies de anfibolita. Las condiciones de mayor grado metamórfico están indicadas por la presencia de espinelo verde de composición espinelo s.s. - pleonasto en asociación con ortopiroxe-

no, olivina, clinopiroxeno, además de talco y tremolita que, en conjunto, indican condiciones de metamorfismo en facies de anfibolita de alto grado transicional a la facies de granulita.

La secuencia de reemplazo observada en los minerales del grupo del espinelo, permite reconocer una segunda etapa del metamorfismo caracterizada por la sucesiva generación de fases minerales indicadoras de menor grado metamórfico, desde ferricromita a cromomagnetita y finalmente magnetita. A esta etapa también se vinculan las texturas de serpentización pseudomórfica según anfíbol y clorita, además del desarrollo generalizado de texturas de serpentización no pseudomórficas y de recristalización.

Luego, se inicia la carbonatación penetrativa de los cuerpos ultramáficos como consecuencia de la infiltración de un fluido levemente enriquecido en CO₂, derivado de los niveles carbonáticos cercanos del basamento. De manera relativamente simultánea se produce el desarrollo de las zonas de reacción entre las metaperidotitas y la roca de caja metasedimentaria u ortoanfíbolítica, como consecuencia de procesos metasomáticos derivados del gradiente de potencial geoquímico existente entre estas litologías. Tales procesos metasomáticos se inician en condiciones de bajo grado con presiones establecidas entre 3,1 y 1,8 kbar, vinculadas a la etapa retrógrada del ciclo de metamorfismo regional.

Luego, la intrusión de los cuerpos ígneos del ciclo magmático gondwánico produce un aumento del gradiente térmico y genera las condiciones físico-químicas necesarias para reactivar al sistema hidrotermal de este sector y favorecer la circulación de fluidos, la movilización de elementos y el intercambio químico, potenciando el desarrollo de los procesos metasomáticos.

Posteriormente, la deformación a través de zonas de cizalla canalizó la circulación de fluidos provocando la serpentización extrema y penetrativa localizada en aquellas metaperidotitas a las que atraviesan. Los fluidos posteriormente enrique-

cidos en CO₂ causan el cese de la cristalización de serpentina como fase estable predominante y dan lugar a la cristalización del talco hidrotermal concentrado en dichas zonas, localmente en asociación con carbonatos.

Si bien en los cuerpos ultramáficos estudiados no se han encontrado asociaciones minerales que indiquen condiciones de facies metamórficas de alta P y baja T, teniendo en cuenta el tipo de yacencia de estas rocas en el área de estudio y en los sectores vecinos respecto al resto a las litofacies que integran al Complejo Guarguaráz y, teniendo en cuenta también que se pudo establecer una evolución en sentido horario para el ciclo de metamorfismo regional que afecto a las rocas ultramáficas de este complejo, puede decirse que la evolución del ciclo de metamorfismo regional en las rocas ultramáficas es consistente con la evolución establecida por los investigadores precedentes para las demás unidades del Complejo Guarguaráz en este sector.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen los fondos otorgados a través de los proyectos de investigación SGCyT-UNS 24/H066; 24/H085 y PIP-CONICET 6154; 112-200801-02306 y a una beca del Servicio de Intercambio Académico del Gobierno de Austria (ÖAD), que permitieron llevar a cabo el estudio realizado. La Dra. Gargiulo 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. También agradece 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 Petrotomía de la Universidad Nacional del Sur. Finalmente, se agradece a los árbitros de este trabajo: la Dra. Luisa Maria Villar, el Dr. Carlos Rapela y un árbitro anónimo, por las acertadas sugerencias que permitieron enriquecer y mejo-

rar la calidad de este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Barnes, S.J. y Roeder, P.L. 2001. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of Petrology* 12: 2279-2302.
- Bence, A.F. y Albee, A.L. 1968. Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates y oxides. *Journal of Petrology* 76: 382-403.
- Bjerg, E.A., Gregori, D.A., Losada Calderón, A. y Labadía, C.H. 1990. Las metamorfitas del faldeo oriental de la Cuchilla de Guarguaráz, Cordillera Frontal, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45: 234-245.
- Bjerg, E.A., Brodtkorb, M.K. y Stumpf, E.F. 1993. Compositional zoning in Zn-chromites from the Cordillera Frontal Range, Argentina. *Mineralogical Magazine* 57: 131-139.
- Bucher, K. y Frey, M. 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Complete revision of Winkler's Textbook*, Springer-Verlag, 319 p., New York.
- 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.
- Davis, J.S., Roeske, S.M., McClelland, W.C. y Snee, L.W. 1999. Closing the ocean between the Precordillera terrane and Chilenia: 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.
- Evans, B.W. y Frost, B.R. 1975. Chrome-spinel in progressive metamorphism - a preliminary analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 39: 959-972.
- Evans, B.W. y Trommsdorff, V. 1970. Regional Metamorphism of ultramafic rocks in the Central Alps: parageneses in the system CaO-MgO-SiO₂-H₂O. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 50: 481-492.
- Evans, B.W. y Trommsdorff, V. 1974. Stability of enstatite + talc, and CO₂ metasomatism of metaperidotite, Val d'Éfra, Lepontine Alps. *American Journal of Science* 274: 274-296.
- Evans, B.W., Johannes, W., Otterdoom, H. y Trommsdorff, V., 1976. Stability of chrysotile and antigorite in the serpentine multisystem. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 56: 79-93.
- Frost, B.R. 1991. Stability of oxide minerals in metamorphic rocks. En Lindsley, D.H. (ed.) *Reviews in Mineralogy, Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*, Mineralogical Society of America 25: 469-487, Washington.
- 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. y Bjerg, E.A. 2011. *Metasomatismo de ortoanfibolitas de la Faja Máfica-Ultramáfica del Río de Las Tunas, Mendoza*. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas: 176-177, Neuquén.
- 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. 2011. *Metasomatic reaction zones at peridotite-schist interface in the Frontal Cordillera Mafic-Ultramafic Belt, Central Andes, Argentina*. International Colloquium on Latin American Earth Sciences, Book of Abstracts and Programme, 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 (inérito), 107 p., Buenos Aires.
- Greenwood, H.J. 1967. Mineral equilibria in the system MgO-SiO₂-H₂O-CO₂. En Abelson, P.H. (ed.) *Researches in Geochemistry* 2: 542-567, John Wiley & Sons, New York.
- 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 Sciences* 10(2): 147-155.
- Haller, M. y Ramos, V.A. 1984. Las ofiolitas faramatinianas (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(4): 31-39, Mendoza.
- Johannes, W. 1968. Experimental investigation of the reaction forsterite + H₂O = serpentine + brucite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 19: 309-315.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- López, V.L. 2005. *Geología y Petrología de la Cuchilla de Guarguaráz, Cordillera Frontal de Mendoza*. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur (inérita), 269 p., Bahía Blanca.
- 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, V.L. y Gregori, D.A. 2004. Provenance and evolution of the Guarguaráz Complex, Cordillera Frontal, Argentina. *Gondwana Research* 7: 1197-1208.
- 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 constraints. *Journal of South American Earth Sciences* 28: 333-344.

- Llambías, E.J., Kleiman, L.E. y Salvarredí, 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(3): 53-64, Mendoza.
- Massone, 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.
- Naldrett, A.J. 1966. Talc-carbonate alteration of some serpentized ultramafic rocks south of Timmins, Ontario. *Journal of Petrology* 7: 489-499.
- O'Hanley, D.S. 1996. Serpentinities. Oxford University Press, 277 p., Oxford, England.
- Polanski, J. 1972. Descripción Geológica de la Hoja 24a-b "Cerro Tupungato", Provincia de Mendoza. Carta Geológico-Económica de la República Argentina, Escala 1:200.000. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 128, 129 p., Buenos Aires.
- Sanford, R.F. 1982. Growth of ultramafic reaction zones in greenschist to amphibolite facies metamorphism. *American Journal of Science* 282: 543-616.
- Schandl, E.S. y Naldrett, A.J. 1992. CO₂ metasomatism of serpentinites, south of Timmins, Ontario. *The Canadian Mineralogist* 30: 93-108.
- Spear, F.S. 1995. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Mineralogical Society of America Monograph: 393-489, Washington.
- Streckeisen, A. 1973. Plutonic Rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes* 18: 26-30.
- 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
- Villar, L.M. 1969. El Complejo ultrabásico de Novillo Muerto, Cordillera Frontal, provincia de Mendoza, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24(3): 223-238.
- Villar, L.M. 1975. Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas en la República Argentina y su significado metalogénico. 2° 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. 3ª 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. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 405-410, Buenos Aires.
- Villar, L.M. 2008. Mineralogía y petrología de algunos complejos ultramáficos de Cordillera Frontal de Mendoza. Significado tectónico. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 693-694, San Salvador de Jujuy.
- Villar, L.M. y Donnari, E.I. 1987. Geología y metalogénesis del Complejo Máfico-Ultramáfico de Los Gateados, Departamento de Tupungato, provincia de Mendoza. 10° Congreso Geológico Argentino, Simposio de Procesos Metalogénicos, *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.
- Whittaker, E.J.W y Wicks, F.J. 1970. Chemical differences among the serpentine "polymorphs": A discussion. *The American Mineralogist* 55: 1025-1047.
- Wicks, F.J. y Whittaker, E.J.W. 1977. Serpentine textures and serpentization. *The Canadian Mineralogist* 15: 459-488.
- Wicks, F.J., Whittaker, E.J.W. y Zussman, J. 1977. An idealized model for serpentine textures after olivine. *The Canadian Mineralogist* 15: 446-458.
- 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 (Guarguaraz Complex, W-Argentina). *Contribution to Mineralogy and Petrology* 162: 303-327.
- Winkler, H.G.F., 1979. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag, 346 p., New York.
- Winter, J.D. 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice-Hall Inc., 700 p., Upper Saddle River, New Jersey.
- Yardley, B.W.D. 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman, Harlow, 248p., England.

Recibido: 21 de octubre, 2010.

Aceptado: 23 de junio, 2011.