

PROCESOS METAMÓRFICOS Y METASOMÁTICOS EN EL SKARN LOMA MARCELO, BASAMENTO NEOPROTEROZOICO DE LAS SIERRAS AUSTRALES DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Carlos A. BALLIVIÁN JUSTINIANO^{1,2}, Mabel E. LANFRANCHINI^{1,3}, Clemente RECIO HERNÁNDEZ⁴ y Raúl E. de BARRIO¹

¹ Instituto de Recursos Minerales (INREMI), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata
E-mail: carlos_ballivian@hotmail.com

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

³ Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CICBA)

⁴ Servicio General de Análisis de Isótopos Estables, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca (España)

RESUMEN

En el área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral, borde occidental de la Sierra de Curamalal, aflora el basamento neoproterozoico de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. En este mismo sector, específicamente en la Loma Marcelo, asoman granitos cataclásticos y miloníticos y cuerpos de skarn de reducida extensión (skarn Loma Marcelo). La composición mineralógica del skarn permite diferenciar una zona cálcica con granate, clinopiroxeno, wollastonita, vesuvianita, escapolita, plagioclasa y calcita, entre otros minerales, y una zona magnesiana principalmente compuesta por calcita, dolomita, condrodita y espinela. La existencia de fluorita intersticial y los análisis químicos por microsonda electrónica en cristales de vesuvianita y condrodita ponen de manifiesto la presencia de elevados contenidos de F en el skarn. De acuerdo con determinaciones de isótopos estables de C y O realizadas en carbonatos del skarn, los fluidos metasomáticos intervinientes en su formación fueron de naturaleza principalmente magmática. Al igual que las rocas graníticas que lo engloban, el skarn presenta estructuras deformacionales tales como foliación penetrativa y orientación cristalográfica preferencial. La historia geológica del basamento de las Sierras Australes y el estudio del skarn Loma Marcelo hacen suponer la existencia de al menos dos eventos metasomáticos vinculados a procesos tanto ígneos como metamórficos de distinta edad. Asimismo, el contexto petrotectónico regional y la presencia de rasgos de posible origen ígneo en el skarn permitieron suponer un origen carbonatítico del protolito. Sin embargo, evidencias de índole mineralógica y estructural apuntarían a un protolito carbonatítico de origen sedimentario.

Palabras clave: *Skarn, química mineral, isótopos estables, basamento precámbrico, Cinturón de Sierra de la Ventana*

ABSTRACT

Metamorphic and metasomatic processes in the Loma Marcelo skarn, Neoproterozoic basement of the Sierras Australes of Buenos Aires Province
In the area of the Pan de Azúcar-del Corral Hills, western edge of the Sierra de Curamalal, the Neoproterozoic basement of the Sierras Australes of Buenos Aires Province crops out. In the same sector, specifically in the Loma Marcelo, cataclastic and mylonitic granites and small skarn bodies (Loma Marcelo skarn) crop out. The mineralogical composition of the skarn allows distinguishing two zones: a calcic zone composed by garnet, clinopyroxene, wollastonite, vesuvianite, scapolite, plagioclase, calcite, and other minerals, and a magnesian one mainly constituted by calcite, dolomite, chondrodite and spinel. The existence of interstitial fluorite together with electron microprobe chemical analysis conducted in vesuvianite and chondrodite crystals show the presence of high F content in the skarn. According to measurements of stable isotopes of C and O performed in the skarn carbonates, metasomatic fluids involved in its formation were mainly of magmatic nature. As well as the granitic rocks, the skarn shows deformational structures such as penetrative foliation and lattice preferred orientation. The geological history of the basement of the Sierras Australes and the study of the Loma Marcelo skarn point out the existence of at least two metasomatic events linked to both igneous and metamorphic processes of different ages. Also, the regional petro-tectonic context and the presence of features of possible igneous origin in the skarn would suggest a protolith of carbonatitic origin. However, mineralogical and structural data would point out a sedimentary origin for the protolith.

Keywords: *Skarn deposit, mineral chemistry, stable isotopes, Precambrian basement, Sierra de la Ventana Belt*

INTRODUCCIÓN

El área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral, ubicada en el borde occidental de

la Sierra de Curamalal (Fig. 1a), constituye un sector de las Sierras Australes de Buenos Aires en el que se desarrollaron procesos metamórficos y deformacionales de

características únicas en todo el ámbito de esta unidad morfoestructural. Entre estos procesos se destacan el metasomatismo responsable de la generación de rocas

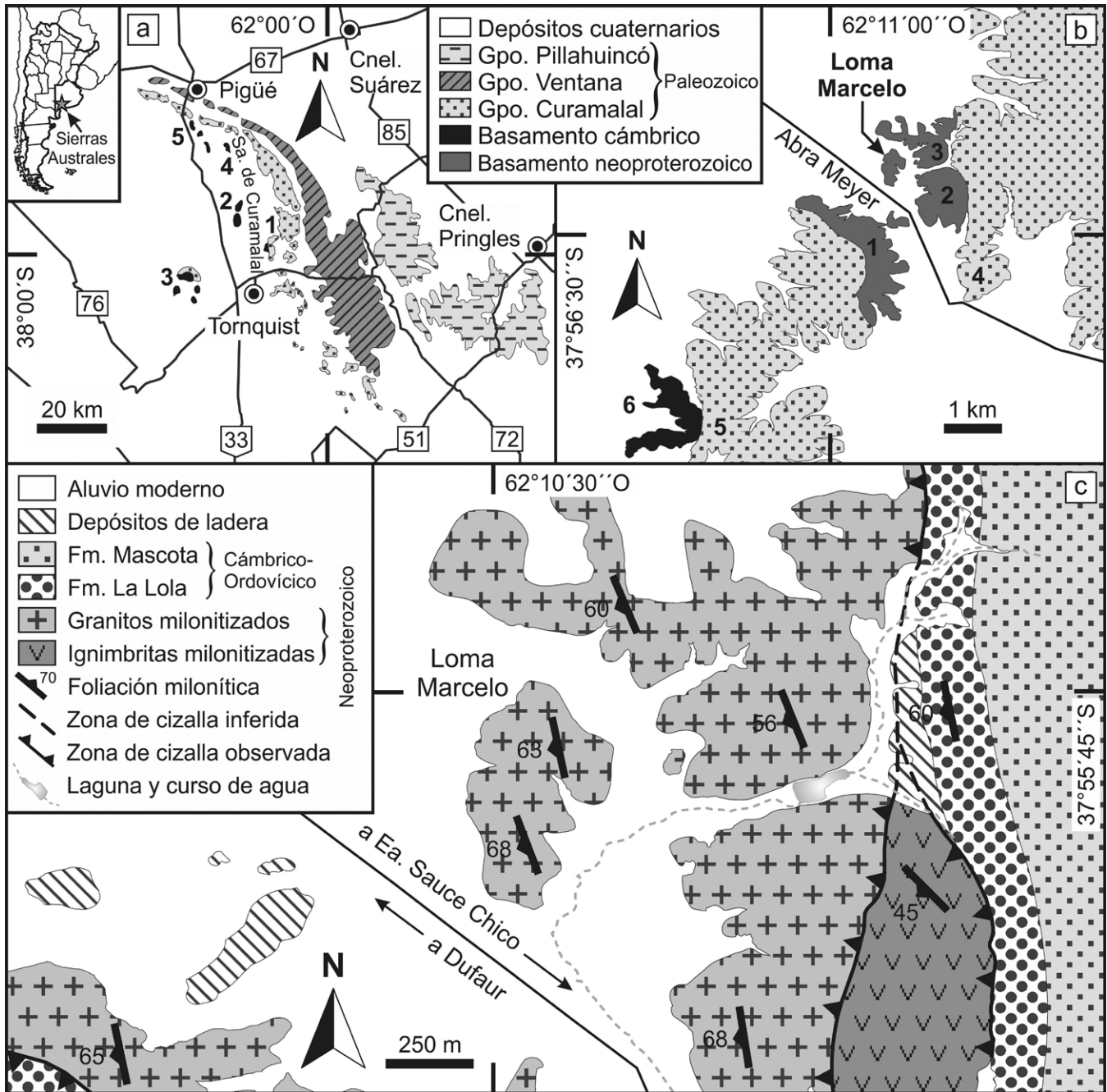


Figura 1: a) Mapa geológico de las Sierras Australes de Buenos Aires (modificado de SEGEMAR 1999). Afloramientos del basamento cristalino: 1 Área de los cerros Pan de Azúcar-del Corral y San Mario (zona de estudio), 2 Estancia Agua Blanca, 3 Cerro Colorado, 4 Cerro La Ermita y 5 Estancia La Mascota. b) Mapa geológico de parte del borde occidental de la Sierra de Curamalal en el que se muestra el área de los cerros Pan de Azúcar-del Corral y San Mario: 1 Cerro Pan de Azúcar o Bonete, 2 Cerro del Corral, 3 Cerro 21 de Septiembre, 4 Cerro del Huevo o de los Corazones, 5 Cerro San Mario y 6 Las Lomitas. c) Mapa geológico de la Loma Marcelo y alrededores.

calcosilicáticas y metacarbonáticas y la intensa milonitización de las rocas aflorantes en la zona. Los primeros trabajos geológicos en el área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral datan de fines del siglo XIX (Aguirre 1891). Baldrich (1904) señaló la presencia de “calcáreos negros, rojos, grises y ver-

dosos” en la Sierra de Curamalal, siendo muy posiblemente estas rocas las que luego fueron caracterizadas como skarn por Kilmurray (1968a). Posteriormente, de Barrio *et al.* (2008) ampliaron los estudios iniciados por Kilmurray aportando datos mineraloquímicos del skarn y Lanfranchini *et al.* (2011) propusieron una nueva

hipótesis genética del mismo, planteando que podría tratarse de un cuerpo carbonatítico intruido en los granitos neoproterozoicos de las Sierras Australes. En el presente trabajo se brinda una caracterización geológica de las rocas graníticas, calcosilicáticas y metacarbonáticas expuestas en la Loma Marcelo (Figs.

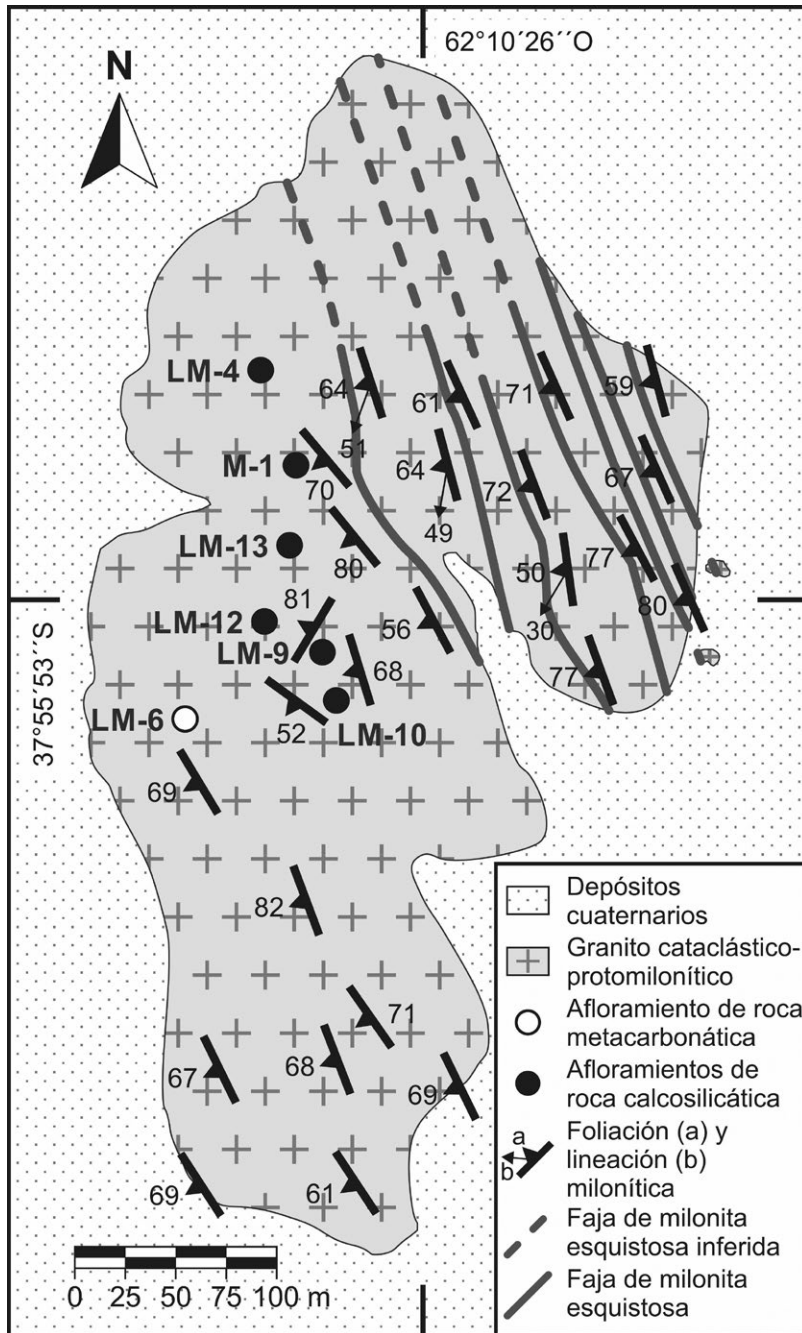


Figura 2: Mapa geológico de detalle de la Loma Marcelo.

1b y c), haciendo énfasis en sus relaciones de campo, mineralogía, relaciones texturales, aspectos estructurales y geoquímica de isótopos estables. La finalidad del mismo es profundizar el conocimiento de los procesos metamórficos y metasomáticos ocurridos en la región y aportar datos orientados a determinar la naturaleza del protolito carbonático (carbonatita vs. caliza) y la procedencia de los fluidos metasomáticos.

METODOLOGÍA DE TRABAJO

Se realizó el levantamiento geológico-estructural de la Loma Marcelo a escala 1:3600 (Fig. 2) junto al muestreo sistemático de los afloramientos de skarn identificados. Las distintas litologías y especies minerales reconocidas fueron estudiadas mediante análisis petrográficos y microestructurales, difracción de rayos X,

análisis químico por microsonda electrónica y geoquímica de isótopos estables. Las abreviaturas de minerales utilizadas en el presente trabajo son las de Whitney y Evans (2010).

Los estudios microestructurales se realizaron sobre muestras orientadas de las rocas calcosilicáticas de la Loma Marcelo y consistieron en la medición de la orientación cristalográfica de los ejes c de cristales de calcita de la matriz con una platina universal de cinco ejes marca Leitz. Los análisis químicos por microsonda electrónica se efectuaron en el Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo (España) con una microsonda CAMECA modelo Camebax SX-100 y en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X (LAMARX) de la Universidad Nacional de Córdoba (Argentina) con una microsonda JEOL modelo Superprobe JXA-8230. Fueron analizados cristales de granate, clinopiroxeno, vesuvianita y condrodita utilizando 15 kV de aceleración de corriente, entre 10 y 20 nA de intensidad de corriente, entre 1 y 2 μm de diámetro del haz de electrones y los siguientes estándares naturales y sintéticos: ortosa, rodonita y wollastonita para Si, hornblenda, ilmenita y MnTiO_3 para Ti, anortita y Al_2O_3 para Al, cromita para Cr, andradita y fayalita para Fe, rodonita y MnTiO_3 para Mn, niquelina y NiO para Ni, MgO para Mg, andradita y wollastonita para Ca, albita y anortoclasa para Na, ortosa para K, apatita para P, topacio y LiF para F y sodalita y vanadinita para Cl.

Las determinaciones de isótopos estables de C y O comprendieron la extracción de CO_2 de las muestras de calcita y dolomita analizadas, separadas y concentradas manualmente bajo lupa binocular, mediante reacción con H_3PO_4 al 103% a 25°C durante 3 horas la calcita y hasta 72 horas la dolomita (McCrea 1950). Las relaciones de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ del CO_2 generado fueron medidas con un espectrómetro de masas de fuente gaseosa VG-Isotech, modelo SIRA-II, equipado con sistemas de congelamiento ("cold finger") y de múltiple admisión de muestras. Las relaciones isotópicas se expresaron como valores delta por mil ($\delta\text{‰}$) con un

error analítico de $\pm 0,2\%$ (1σ) para $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$. Los resultados están dados con relación a los estándares V-SMOW (“*Vienna Standard Mean Ocean Water*”) para $\delta^{18}\text{O}$ y V-PDB (“*Vienna Peedee Belemnite*”) para $\delta^{13}\text{C}$.

GEOLOGÍA REGIONAL

El basamento cristalino de las Sierras Australes de Buenos Aires, de edad neoproterozoica-cámbrica media (Rapela *et al.* 2003), asoma en forma discontinua y aislada a lo largo del margen occidental de la Sierra de Curamalal (Fig. 1a). Consiste en granitos, riolitas, ignimbritas y escasos afloramientos de rocas de composición andesítica, calcosilicática y carbonática (Harrington 1947; Kilmurray 1968a y b; Grecco *et al.* 1997; Rapela *et al.* 2003; González *et al.* 2004). Gregori *et al.* (2005) distinguieron dos suites, denominando Meyer a la más antigua y Cochenleufú a la más joven. La Suite Meyer, de edad neoproterozoica, está integrada por los granitos tipo S aflorantes en el área de los cerros Pan de Azúcar-del Corral y San Mario, junto con ignimbritas y rocas andesíticas subordinadas, relacionados a ambientes de arco volcánico y postcolisional. Si bien el granito del Cerro San Mario posee una edad U-Pb SHRIMP en circones de $524,3 \pm 5,3$ Ma (MSWD 1,8; Rapela *et al.* 2003), Gregori *et al.* (2005) lo incluyeron en la Suite Meyer debido a la existencia de marcadas similitudes geoquímicas, petrográficas y deformacionales con los granitos del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral. Por su parte, la Suite Cochenleufú representa un evento magmático de edad cámbrica relacionado a rifting que inició con la intrusión de los granitos tipo A de la Estancia Agua Blanca y el Cerro Colorado y culminó con la extrusión de las riolitas peralcalinas del Cerro La Ermita y la Estancia La Mascota (Rapela *et al.* 2003). Las Sierras Australes están principalmente constituidas por rocas sedimentarias paleozoicas reunidas por Harrington (1947) en tres grupos (Fig. 1a): conglomerados, cuarcitas y areniscas de los Grupos Curamalal (Cámbrico tardío-Ordovícico) y Ventana (Silúrico-Devónico) y diamic-

titas, conglomerados, cuarcitas, areniscas y pelitas oscuras del Grupo Pillahuincó (Carbonífero-Pérmico).

Los eventos deformacionales responsables del cizallamiento del basamento cristalino y el plegamiento de la cubierta sedimentaria paleozoica fueron asignados al Pérmico-Triásico por diferentes autores (Cobbold *et al.* 1986; Buggisch 1987; von Gosen *et al.* 1990; Rossello *et al.* 1997). Por otro lado, Varela *et al.* (1985) y López-Gamundí *et al.* (1995) propusieron una edad comprendida entre el Pérmico temprano tardío y el Pérmico tardío. Posteriores estudios paleomagnéticos llevados a cabo en la Formación Tunas (Grupo Pillahuincó) revelaron que la parte inferior de esta unidad fue depositada, deformada y magnetizada durante el Pérmico temprano (Tomezzoli 1999, 2001; Tomezzoli y Vilas 1999), en concordancia con lo expuesto por Cobbold *et al.* (1991), quienes indicaron que la depositación habría sido parcialmente coetánea con la deformación. Para algunos autores la deformación ocurrió en una sola fase durante el Pérmico tardío-Triásico (Japas 1987), mientras que para otros se trataría de varias fases deformacionales comprendidas entre el Devónico tardío-Carbonífero temprano y el Pérmico (Massabie y Rossello 1984; Tomezzoli y Cristallini 1998, 2004; Tomezzoli 2012).

GEOLOGÍA LOCAL

Los cerros Pan de Azúcar y del Corral constituyen los flancos suroccidental y nororiental, respectivamente, de una estructura anticlinal cuyo núcleo erosionado permite observar las rocas de basamento (Fig. 1b) (Kilmurray 1968a). El área es atravesada por un valle conocido como abra Meyer, desarrollado a lo largo del eje del anticlinal.

En el Cerro Pan de Azúcar (Fig. 1b), también conocido como Bonete, las rocas más antiguas consisten en cataclitas y milonitas de protolitos graníticos y pequeños cuerpos metandesíticos. Estos últimos fueron inicialmente descritos por Kilmurray (1968a) como diabasas porfíricas y posteriormente caracterizados por

Gregori *et al.* (2005) como andesitas. von Gosen *et al.* (1990) señalaron la presencia de paragneises en el Cerro Pan de Azúcar, los cuales constituirían relictos del basamento intruido por los granitos del área. Ramos *et al.* (2014) también citaron gneises en el cerro en cuestión, a los cuales atribuyeron naturaleza ígnea. Las sedimentitas eopaleozoicas de las Formaciones La Lola (conglomerados) y Mascota (cuarcitas) del Grupo Curamalal apoyarían en contacto tectónico sobre las citadas rocas ígneo-metamórficas del Cerro Pan de Azúcar a través de un corrimiento con vergencia NE (Fig. 1c) (Cobbold *et al.* 1986; Gregori *et al.* 2005).

El Cerro del Corral (Fig. 1b), ubicado 1000 metros al NE del Cerro Pan de Azúcar, está constituido por milonitas de protolitos graníticos en su mitad occidental e ignimbríticos de composición fenodacítica a fenoriolítica en su mitad oriental (González *et al.* 2004). Las ignimbritas miloníticas se encuentran en contacto tectónico con el conglomerado de la Formación La Lola por el este y con los granitos miloníticos por el oeste, en ambos casos a través de zonas de cizalla de rumbo N-S e inclinación al oeste (Fig. 1c). Estas zonas de cizalla convergen hacia el norte hasta convertirse en una sola zona de cizalla de rumbo N-S parcialmente cubierta por depósitos modernos, poniendo en contacto al Conglomerado La Lola por el este con los granitos miloníticos del Cerro 21 de Septiembre por el oeste. Los afloramientos del Conglomerado La Lola yuxtapuestos a las ignimbritas miloníticas del Cerro del Corral y a los granitos miloníticos del Cerro 21 de Septiembre forman parte de un mismo cordón que constituye la prolongación hacia el norte del Cerro del Hueco o de los Corazones (Figs. 1b y c), a lo largo del cual los rodados del conglomerado de la Formación La Lola se encuentran intensamente deformados (Cucchi 1966).

El área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral es una de las más intensamente deformadas en las Sierras Australes. La deformación y metamorfismo neopaleozoicos habrían alcanzado temperaturas de 400-450°C y presiones del orden de 2 kb

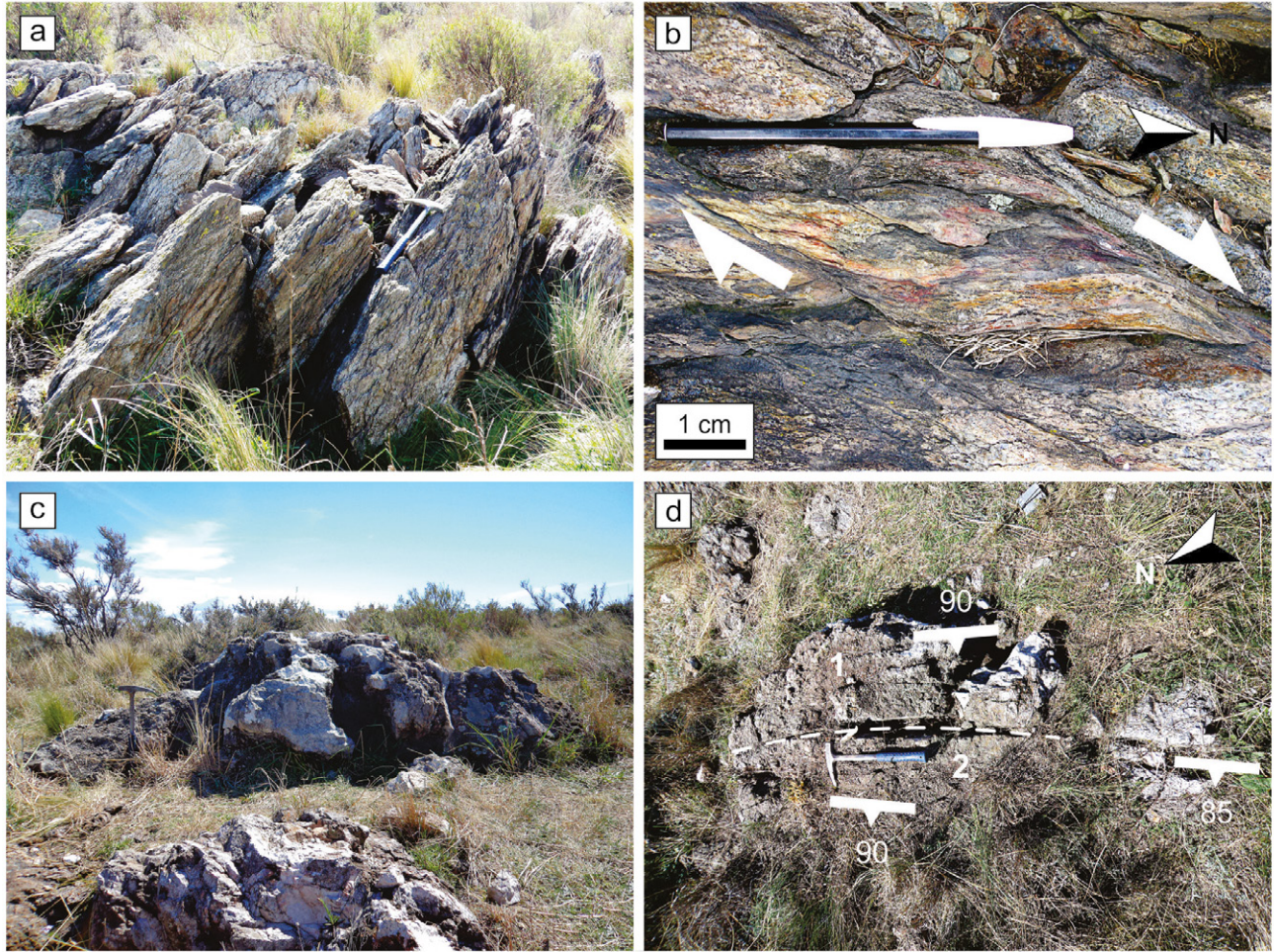


Figura 3: a) Afloramiento de milonita granítica esquistosa de la Loma Marcelo. La orientación de la foliación milonítica es N 29° O/62° SO. b) Estructura S/C con sentido dextral en afloramiento de milonita granítica esquistosa de la Loma Marcelo. c) Vista de uno de los asomos de roca calcosilicática que constituye el afloramiento denominado LM-9 (sector centro-occidental de la Loma Marcelo). d) Vista del extremo occidental de LM-9 a lo largo del cual se observa el contacto granítico-milonítico-roca calcosilicática (línea entrecortada) y la presencia de foliación penetrativa: 1 roca calcosilicática y 2 granito cataclástico-protomilonítico gris.

(Delpino y Dimieri 1992; Delpino 1993), condiciones correspondientes a la facies esquistos verdes. Vetas y vetillas sintectónicas de cuarzo lechoso se disponen concordante y discordantemente con relación a los planos de foliación milonítica. Los primeros fechados isotópicos de las rocas de basamento de las Sierras Australes fueron realizados por los métodos K-Ar y Rb-Sr. Utilizando nuevas constantes de decaimiento, Varela *et al.* (1990) recalcularon las edades obtenidas por Varela y Cingolani (1976) para rocas del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral obteniendo los siguientes resultados: 678 ± 30 Ma para la ignimbrita del Cerro del Corral (Rb-Sr) y 613 ± 30 Ma para la andesita del Cerro Pan de Azúcar (K-Ar). Dataciones efectuadas por el método U-Pb SHRIMP en circones arrojaron

edades de $607,0 \pm 5,2$ Ma para los granitos del Cerro del Corral (MSWD 1,8; Rapela *et al.* 2003) y de $580,8 \pm 7,9$ Ma para los granitos del Cerro Pan de Azúcar (MSWD 1,3; Tohver *et al.* 2012). Adicionalmente, Tohver *et al.* (2012) reportaron una edad Ar-Ar de 581 ± 5 Ma en muscovitas de los granitos del Cerro del Corral. Estas edades ubican en el Neoproterozoico a las rocas ígneas aflorantes en el área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral.

La Loma Marcelo

La Loma Marcelo (S 37°55'54" – O 62°10'27") es una lomada de escasa expresión topográfica ubicada aproximadamente 1000 metros al NNE del Cerro Pan de Azúcar (Fig. 1b y c). Tiene una longitud máxima de 615 metros en di-

rección N-S y de 315 metros en dirección E-O (Fig. 2). Está principalmente constituida por granitos cataclásticos y protomiloníticos entre los que intercalan fajas de milonitas graníticas muy esquistosas (Fig. 3a).

El pasaje entre las cataclasitas y protomilonitas de la Loma Marcelo es transicional, mientras que entre éstas y las milonitas es bastante abrupto. Las fajas de milonitas graníticas esquistosas, con espesores aflorantes máximos en torno a los diez metros, se encuentran menos espaciadas en el sector oriental de la loma, tornándose progresivamente más espaciadas hacia el oeste, hasta prácticamente desaparecer a lo largo del sector occidental de la loma (Fig. 2). Es precisamente a lo largo de este último sector donde afloran los granitos menos deformados y en

los que mejor se preserva la textura ígnea granuda original de la roca. El rumbo de la foliación milonítica en la Loma Marcelo varía entre NO-SE y N-S, con inclinaciones comprendidas entre 40° y 90° hacia el SO/O. A lo largo de los planos de foliación se observan lineaciones de estiramiento que buzan, en promedio, 52° en dirección S a SO. Estructuras S/C en fajas centimétricas (Fig. 3b), junto a otros indicadores cinemáticos microscópicos (ej. porfiroclastos manteados y peces de mica), indican movimiento oblicuo dextral con carácter inverso. En algunos afloramientos se observa que la foliación milonítica es cortada por un sistema de diaclasas con diseño rómbico.

Los granitos cataclásticos y protomiloníticos son rocas de color gris compuestas por cuarzo, microclino, oligoclasa, biotita y muscovita, de grano mediano a grueso, distinguiéndose una variedad de grano grueso a muy grueso con menos cuarzo (rocas homologables a los granitos pegmatíticos de Kilmurray 1968a). Las milonitas graníticas esquistas son rocas constituidas por mosaicos de cristales alargados de cuarzo y escasos porfiroclastos de feldespato potásico inmersos en una matriz predominantemente compuesta por muscovita, sericita y clorita. Comúnmente se observan porciones romboidales, lenticulares o acintadas del protolito granítico englobadas por la matriz milonítica.

En el sector centro-occidental de la Loma Marcelo afloran saltuariamente rocas calcosilicáticas de reducida extensión (Fig. 3c). Cincuenta metros hacia el oeste, en el sector occidental de la loma, asoma un único cuerpo de roca metacarbonática. Los afloramientos de ambos tipos de roca son siempre circundados por el granito cataclástico-protomilonítico (Fig. 2). Las pobres exposiciones, con contactos cubiertos por los depósitos cuaternarios, dificultan el reconocimiento del contacto entre el granito cataclástico-protomilonítico y la roca calcosilicática/metacarbonática, el cual es únicamente observable en LM-9, un cuerpo alargado en dirección NO-SE de 10 metros de largo y 5 metros de ancho. En este mismo aflora-

miento, tanto el granito cataclástico-protomilonítico como la roca calcosilicática presentan foliación penetrativa con rumbo NE-SO e inclinación subvertical hacia el SE a vertical (Fig. 3d), acomodándose la foliación de la roca granítica a la forma lenticular del cuerpo calcosilicático.

Sector centro-occidental: los afloramientos de rocas calcosilicáticas de este sector se disponen en rosario, alineándose con rumbo NNO-SSE a lo largo de 175 metros, coincidiendo con el rumbo general de la foliación milonítica (Fig. 2). Las rocas son de color blanco grisáceo, gris verdoso o rosado rojizo en respuesta al mineral calcosilicático dominante y tienen tamaño de grano medio a grueso, hasta 20% de minerales carbonáticos y silicificación en grado variable. El contacto entre el granito cataclástico-protomilonítico y la roca calcosilicática es únicamente observable en el borde occidental de LM-9, el mayor de los afloramientos calcosilicáticos de la Loma Marcelo, y es neto y concordante con la foliación milonítica (Fig. 3d). Los minerales de la roca granítica se encuentran a veces reemplazados por una asociación mineral fundamentalmente constituida por granate y cantidades subordinadas de clinopiroxeno. Próximo al contacto y con carácter subaflorante, se encontró una roca de color castaño claro con textura granuda y estructura bandeadada, observándose intersticialmente, entre los cristales de cuarzo y feldespato que la constituyen, cristales fracturados de granate de hasta 800 μm de tamaño. En el interior de las fracturas y rodeando a los cristales de granate se observan agregados laminares de biotita cloritizada y cristales anhedral de zoisita/clinozoisita.

Las rocas calcosilicáticas están principalmente compuestas por asociaciones minerales con granate, clinopiroxeno, wollastonita, escapolita, plagioclasa, vesubianita y calcita. Apatita, circón, titanita, minerales del grupo del epidoto y cuarzo se encuentran en menor cantidad. En todos los afloramientos del sector centro-occidental el granate tiene color rosado rojizo en muestra de mano y constituye masas centimétricas. Microscópi-

camente fueron reconocidos tres tipos de granate, denominados 1, 2 y 3 según diferencias de tamaño, forma y propiedades ópticas. El granate tipo 1 fue únicamente identificado en LM-9 (Fig. 2) y consiste en cristales subhedrales a euhedrales con diámetros de hasta 500 μm , anisotropía anómala y maclas en forma de reloj de arena (Fig. 4a). El granate tipo 2 es el dominante en los afloramientos LM-9, 10 y 13 (Fig. 2), donde forma masas irregulares intensamente fracturadas con marcada anisotropía anómala (Fig. 4b). Dentro de estas masas, y aisladamente en la matriz carbonática, se observan algunos individuos subhedrales de 4 mm de longitud máxima con zonación oscilatoria. Finalmente, el granate tipo 3 es el único presente en LM-4 (Fig. 2), donde constituye masas irregulares completamente isótropas apenas fracturadas. En estas últimas se observan cristales de clinopiroxeno, escapolita y/o plagioclasa, todos ellos anhedral y de tamaño milimétrico a micrométrico, y oquedades irregulares de tamaño variado ($< 1 \text{ mm}$) rellenas por calcita y/o cuarzo dentro de las cuales se distinguen cristales euhedrales rombododecaédricos de granate con diámetros de aproximadamente 100 μm (Fig. 4c). Estos últimos también pueden observarse en LM-9, en el interior de oquedades con características similares a las de LM-4.

Los cristales de clinopiroxeno son verdes, anhedral a subhedrales y alcanzan longitudes de hasta 5 mm (Figs. 4d, e y f). La wollastonita se destaca por su hábito prismático y clivaje perfecto (Fig. 4d), alcanza longitudes máximas de 1 cm y algunos individuos se encuentran flexurados y presentan extinción ondulosa. La escapolita y la plagioclasa son mucho menos abundantes que el clinopiroxeno y la wollastonita, tienen longitudes de hasta 2,5 mm la escapolita y 5 mm la plagioclasa y fueron petrográficamente identificados como meionita y bitownita (An_{80}), respectivamente (Fig. 4e).

La vesubianita tiene color verde castaño o marrón en muestra de mano y longitudes máximas de 1 cm. En LM-9 y LM-13 exhibe hábito prismático radiado (Figs. 4f y

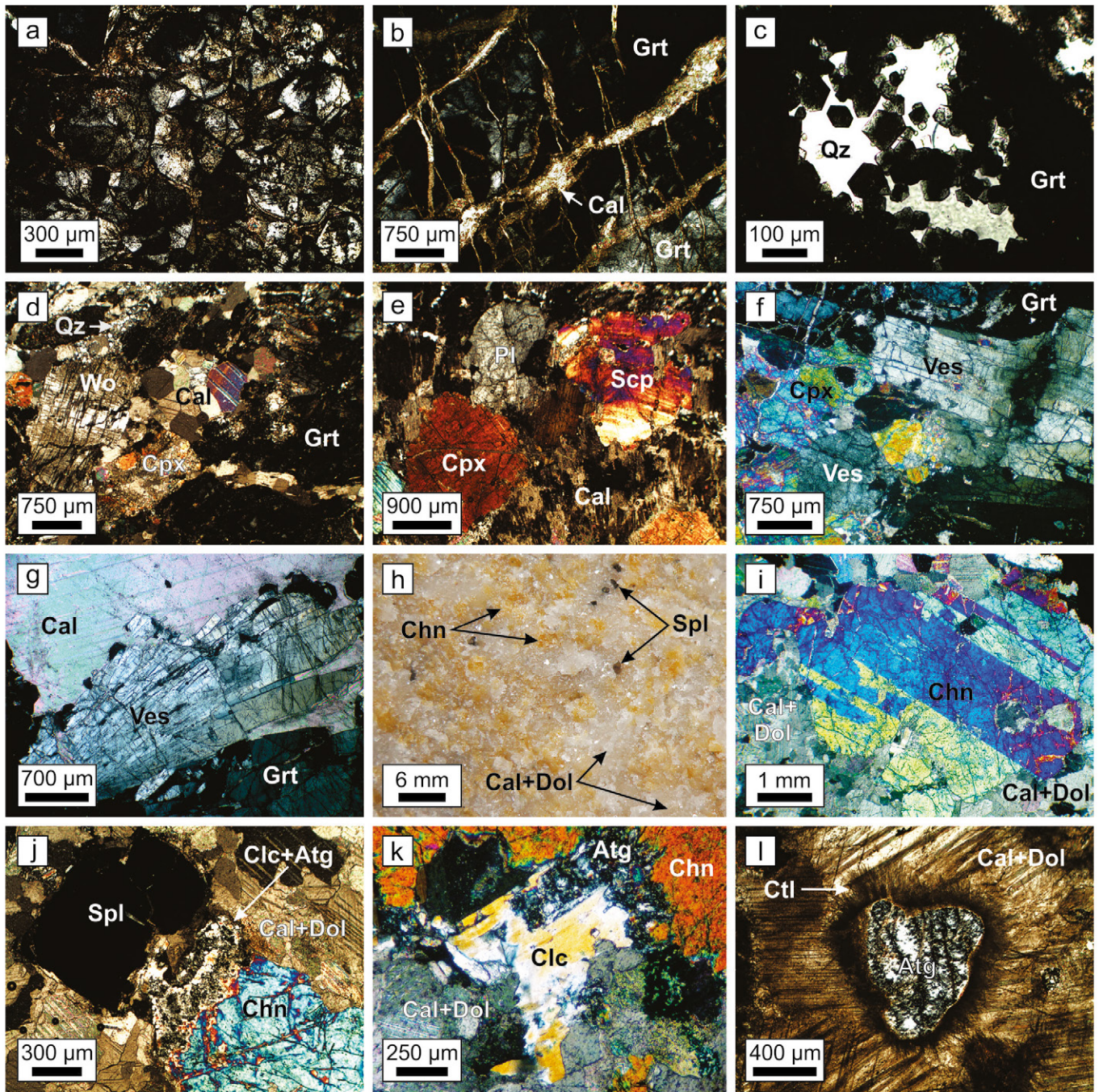


Figura 4: Sector centro-occidental: a) Cristales subhedrales a euhedrales de granate (Grt) tipo 1 en LM-9 (con analizador). b) Masa fuertemente fracturada de granate tipo 2 en LM-9 (con analizador). c) Oquedad en una masa granatífera (tipo 3) de LM-4 en cuyo interior se observan pequeños cristales euhedrales rombododecaédricos de granate tipo 3 (con analizador). d) Asociación granate-clinopiroxeno-wollastonita-calcita (Grt-Cpx-Wo-Cal) en el borde occidental de LM-9 (con analizador). e) Asociación clinopiroxeno-escapolita-plagioclasa-calcita (Cpx-Scp-Pl-Cal) en LM-4 (con analizador). f) Asociación granate-clinopiroxeno-vesuvianita-calcita (Grt-Cpx-Ves-Cal) en el borde suroriental de LM-9 (con analizador). g) Agregado radial de cristales de vesuvianita (Ves) asociados a granate-calcita (Grt-Cal) en LM-13 (con analizador). Sector occidental (LM-6): h) Muestra de mano de la roca metacarbonática en la que se distinguen cristales de condroditita (Chn) y espinela (Spl) inmersos en una matriz carbonática constituida por calcita y dolomita (Cal + Dol). i) Cristal anhedral de condroditita con macla polisintética (con analizador). j) Cristales de condroditita y espinela parcialmente reemplazados por clinocloro (Clc) y antigorita (Atg) a lo largo de sus bordes de grano y fracturas (con analizador). k) Cristal de clinocloro reemplazando a condroditita y, a su vez, siendo reemplazados por antigorita (con analizador). l) Antigorita según condroditita y desarrollo de cristales fibrosos de crisotilo (Ctl) dispuestos perpendicularmente al borde del cristal (con analizador).

g), mientras que en LM-10 constituye masas centimétricas intensamente fracturadas. Microscópicamente es incolora, pre-

senta color de interferencia gris de primer orden y a menudo se observan individuos con zonalidad. El signo óptico es siempre

negativo y la figura de interferencia puede ser tanto uniáxica como biáxica, denotando en este último caso una intensa

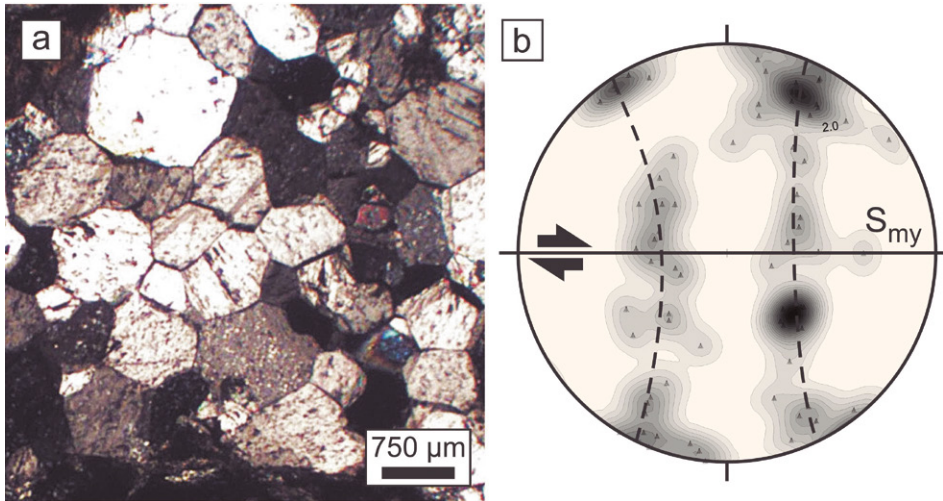


Figura 5: a) Algunos de los cristales de calcita de la matriz de LM-9 estudiados con platina universal (con analizador). b) Diagrama de densidad de polos de ejes c de cristales de calcita de LM-9. La proyección del diagrama es perpendicular al plano de foliación S_{my} (N 37° E/86° NO); las flechas negras indican el sentido del cizallamiento. Las líneas entrecortadas conectan las crestas de los contornos de densidad de polos mostrando el patrón de orientación cristalográfica preferencial.

deformación de la red cristalina. La vesubianita de LM-13 se encuentra principalmente asociada a granate-calcita, habiéndose identificado solo unos pocos cristales relicticos de clinopiroxeno. Por su parte, la vesubianita de LM-9 está asociada a granate-clinopiroxeno-calcita y la de LM-10 a granate-clinopiroxeno-wollastonita-calcita.

La matriz está compuesta por cristales de calcita con textura granoblástica y diámetros mayormente comprendidos entre 1 y 2 mm (Fig. 5a). La apatita se encuentra como individuos bien desarrollados, siendo comunes las secciones basales hexagonales de entre 125 y 250 μm de diámetro (LM-9). Los cristales de circón poseen hábito prismático, frecuente zonación oscilatoria y longitudes inferiores a los 250 μm ; algunos individuos de circón son anhedrales y se encuentran intensamente metamictizados (LM-9).

Como minerales de retrogradación fueron identificados titanita, minerales del grupo del epidoto y calcita. Los cristales de titanita son frecuentes y se encuentran dispersos en la matriz carbonática, son anhedrales a subhedrales, a menudo subredondeados, y tienen longitudes máximas de 2 mm. El epidoto se encuentra reemplazando principalmente a granate y, en menor medida, a vesubianita. La calcita reemplaza en grado variable a los minerales calcosilicáticos y también rellena fracturas y cavidades. El cuarzo constituye pequeños mosaicos intersticiales con textura granoblástica y diámetros máxi-

mos en torno a 100 μm (Fig. 4d).

La existencia de orientación cristalográfica preferencial en LM-9 fue determinada mediante la medición de la orientación de los ejes c de cristales de calcita de la matriz (Fig. 5a) con platina universal. La proyección estereográfica isoreal de los ejes c medidos permitió evidenciar la distribución simétrica de los polos proyectados con respecto al marco de referencia representado por la foliación del skarn (plano vertical S_{my} en la Fig. 5b) y en la existencia de áreas libres de polos. En la figura 5b también se indica el sentido dextral del cizallamiento determinado mediante el estudio de las milonitas graníticas de la Loma Marcelo.

Sector occidental: en este sector de la Loma Marcelo fue identificado un único cuerpo de roca metacarbonática (LM-6, Fig. 2) compuesto por calcita, dolomita, condrodita, espinela, clinocloro, minerales del grupo de la serpentina, fluorita, cuarzo, circón y pirofilita. Con relación a los cuerpos calcosilicáticos del sector centro-occidental, la roca expuesta en LM-6 tiene un mayor contenido de minerales carbonáticos (hasta 65%) y se encuentra poco o apenas silicificada.

La calcita y dolomita poseen textura granoblástica y los cristales individuales tienen longitudes máximas de entre 1 y 2 mm. En esta matriz carbonática se hallan inmersos los cristales de condrodita y espinela (Fig. 4h). La condrodita es de color amarillo pálido a amarillo anaranjado y anhedral, tiene hasta 8 mm de

longitud máxima, presenta fluorescencia anaranjada con luz UV de onda corta y en sección delgada es ópticamente similar a los minerales del grupo del olivino, de los cuales se distingue por la presencia de maclas de contacto simple o polisintética (Fig. 4i). Por su parte, la espinela es de color gris azulado, subhedral a euhedral y alcanza diámetros de hasta 3 mm. Con frecuencia, los cristales de condrodita y espinela se encuentran incipientemente reemplazados a clinocloro y antigorita a lo largo de sus bordes y fracturas (Figs. 4j y k). La fluorita y el cuarzo poseen carácter intersticial, presentándose la fluorita a lo largo de los bordes de grano de los cristales de condrodita, espinela y clinocloro y el cuarzo entre los carbonatos de la matriz. En esta última también fueron reconocidos cristales subredondeados de circón con longitudes máximas en torno a 100 μm .

La serpentinización y carbonatación son los tipos de alteración dominantes en LM-6, siendo ambos selectivos y de intensidad variable. En algunos sectores del afloramiento la roca adquiere color gris oscuro debido a la intensa serpentinización. La antigorita aparece como agregados microcristalinos (Fig. 4l) y es frecuentemente acompañada por cristales escamosos de pirofilita. El crisotilo se dispone perpendicularmente a los bordes de grano de los cristales alterados de condrodita y espinela, rodeándolos a veces por completo (Fig. 4l), y en el interior de vetillas de hasta 2 mm de ancho que

CUADRO 1: Valores de análisis por microsonda electrónica de cristales de granate del sector centro-occidental de la Loma Marcelo.

Análisis de granate por microsonda electrónica								
% en peso	LM-9				LM-4			
	Tipo 1		Tipo 2		Tipo 3			
	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8
SiO ₂	39,19	39,96	38,94	39,36	40,00	40,38	40,55	40,47
TiO ₂	0,72	0,45	0,15	0,11	0,07	0,16	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	16,75	18,83	21,05	21,70	21,79	21,91	22,65	22,59
Cr ₂ O ₃	0,00	0,04	0,00	0,00	0,07	0,01	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃ *	4,32	2,07	2,44	0,40	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*	2,84	2,27	0,00	0,89	1,02	0,92	0,28	0,02
MnO	0,04	0,05	0,05	0,05	0,13	0,06	0,06	0,01
NiO	0,03	0,01	0,05	0,06	0,00	0,05	0,00	0,03
MgO	0,12	0,13	0,14	0,01	0,03	0,00	0,02	0,03
CaO	34,77	35,90	36,63	36,48	35,82	35,92	36,22	36,11
Na ₂ O	0,06	0,00	0,04	0,05	0,03	0,01	0,00	0,00
K ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,24	0,20	0,33	0,40	0,24	0,37	0,19	0,24
F	0,00	0,00	0,78	0,13	0,01	0,01	0,01	0,00
Cl	0,01	0,00	0,01	0,01	0,08	0,10	0,14	0,14
Total	99,10	99,92	100,61	99,65	99,30	99,90	100,12	99,64
Cationes por unidad de fórmula sobre la base de 12 oxígenos								
Si ^{IV}	3,08	3,06	2,97	2,98	3,03	3,03	3,03	3,03
P ^{IV}	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02
Al ^{IV}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	3,10	3,07	2,99	3,01	3,05	3,05	3,04	3,05
Al ^{VI}	1,55	1,70	1,89	1,94	1,94	1,94	1,99	1,99
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,26	0,12	0,15	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,04	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,19	0,15	0,00	0,06	0,06	0,06	0,02	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	2,93	2,95	2,99	2,96	2,90	2,89	2,90	2,90
Na+K	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Suma	4,99	4,96	5,07	5,00	4,92	4,90	4,91	4,89
Total	8,09	8,03	8,06	8,01	7,97	7,95	7,95	7,94
Proporciones moleculares								
Grs	79,34	88,07	92,19	96,86	97,22	97,91	99,18	99,82
Adr	14,14	6,54	7,19	1,16	0,00	0,00	0,00	0,00
Prp+Alm+Sps+Uv	6,52	5,39	0,62	1,98	2,78	2,09	0,82	0,18
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

* Calculado según Droop (1987). Grs, grosularia; Adr, andradita; Prp, piropo; Alm, almandino; Sps, espesartina; Uv, uvarovita.

atravesan la roca en LM-6, disponiéndose perpendicularmente a las paredes de la fractura junto a carbonatos y antigorita. La carbonatación se manifiesta como reemplazos a lo largo de los bordes y en el interior de los cristales de condrodita.

ANÁLISIS POR MICROSONDA ELECTRÓNICA

Se analizaron cristales de granate, clinopiroxeno y vesubianita del sector centro-occidental (LM-4 y LM-9) y cristales de

condrodita del sector occidental (LM-6). En la figura 6 se muestran los triángulos composicionales correspondientes a granates y clinopiroxenos y en los cuadros 1 y 2 algunos análisis de estos minerales junto a las proporciones moleculares de sus respectivos componentes finales. En el cuadro 3 se muestran algunos análisis de vesubianita y condrodita. En las posiciones tetraédricas de granate, clinopiroxeno y vesubianita fueron asignadas pequeñas cantidades de Al y P en reemplazo de Si.

En LM-9 fueron analizados los granates tipo 1 y 2. El granate tipo 1 consiste mayormente en grosularia andradítica (Grosularia_{75,54-91,84%} Andradita_{4,08-21,39%} Piropo + Almandino + Espesartina + Uvarovita_{0,34-9,95%}) y el granate tipo 2 es principalmente grosularítico (Grosularia_{90,03-98,84%} Andradita_{0,00-9,71%} Piropo + Almandino + Espesartina + Uvarovita_{0,17-3,40%}). El granate de LM-4 (tipo 3) es prácticamente grosularia pura (Grosularia_{97,22-99,82%} Andradita_{0,00%} Piropo + Almandino + Espesartina + Uvarovita_{0,18-2,78%}). El piroxeno es diópsido-hedenbergita en LM-9 (Diópsido_{42,81-47,17%} Hedenbergita_{52,39-56,66%} Johannsenita_{0,20-0,85%}) y diópsido hedenbergítico en LM-4 (Diópsido_{67,90-81,25%} Hedenbergita_{17,88-31,34%} Johannsenita_{0,43-5,71%}).

La vesubianita identificada en el sector centro-occidental presenta, en todos los casos, signo óptico negativo, indicando que se trata de “vesubianitas normales” carentes de boro (Groat *et al.* 1992). El contenido promedio de CaO es de 35,55% y el de Fe₂O₃ y MgO es de 4,61% y 1,34%, respectivamente ($X_{Mg} = 0,36$); el contenido de F alcanza a 2,52% ($X_F = 0,28$ en promedio). La condrodita de LM-6 presenta contenidos promedios de 56,79% de MgO y 0,61% de FeO ($X_{Mg} = 0,99$) y un contenido máximo de F de 9,39% ($X_F = 0,75$ en promedio).

GEOQUÍMICA DE ISÓTOPOS ESTABLES

Con el objeto de aportar datos sobre el origen de las rocas calcosilicáticas y metacarbonáticas de la Loma Marcelo se efectuaron determinaciones de isótopos estables

de C y O en concentrados de carbonatos procedentes de los sectores centro-occidental (LM-9: calcita) y occidental (LM-6: calcita y dolomita). Los resultados analíticos son graficados en la figura 7 y listados en el cuadro 4. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ varían entre $-2,59\text{‰}$ y $-3,18\text{‰}$, mientras que los de $\delta^{18}\text{O}$ oscilan entre $+8,59\text{‰}$ y $+13,62\text{‰}$. Los datos analíticos obtenidos muestran una estrecha variabilidad de $\delta^{13}\text{C}$ y se ubican dentro del intervalo de valores isotópicos definido por Deines (1989) para carbonatitas ($\delta^{13}\text{C} = -2/-8\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O} = +5/+25\text{‰}$).

DISCUSIÓN Y CONSIDERACIONES FINALES

Las rocas calcosilicáticas de la Loma Marcelo fueron caracterizadas como skarn desde los primeros estudios realizados por Kilmurray (1968a), quien identificó un cuerpo de forma irregular (LM-9, Fig. 2), ligeramente alargado en sentido NO-SE, de escasas dimensiones y que sobresalía “a manera de dique” de los sedimentos cuaternarios que lo circundaban. Este autor concluyó que las asociaciones minerales observadas correspondían a facies de hornfels albiticoepidóticos-hornblendíferos y piroxénicos. Con posterioridad, de Barrio *et al.* (2008), coincidiendo con Kilmurray (1968a), identificaron las asociaciones calcosilicáticas como pertenecientes a un skarn el cual caracterizaron como de tipo cálcico. Sin embargo, el hallazgo de minerales magnésicos (dolomita, condrodita, espinela) en las rocas metacarbonáticas del sector occidental de la Loma Marcelo (LM-6, Fig. 2), pone de manifiesto el carácter magnesiano del skarn en este sector. Lanfranchini *et al.* (2011) observaron también la morfología elongada del mayor de los afloramientos de skarn (LM-9) indicada por Kilmurray (1968a) y señalaron la existencia de paragénesis minerales, textura consertal relictiva y circones con zonalidad de posible origen carbonatítico.

En el sector centro-occidental de la Loma Marcelo se reconocieron asociaciones de minerales calcosilicáticos cuya re-

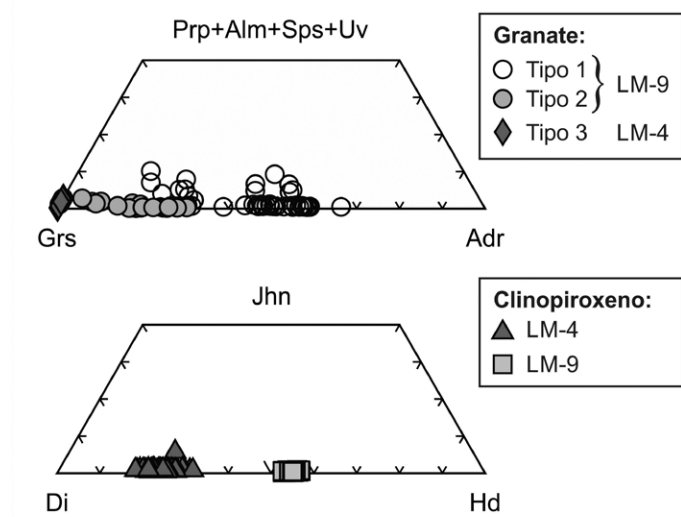


Figura 6: Composición de granates y clinopiroxenos del skarn Loma Marcelo expresada en proporciones moleculares de grosularia (Grs), andradita (Adr) y piropo + almandino + esparatina + uvarovita (Prp + Alm + Sps + Uv) para granates y en proporciones moleculares de diópsido (Di), hedenbergita (Hd) y johannsenita (Jhn) para clinopiroxenos.

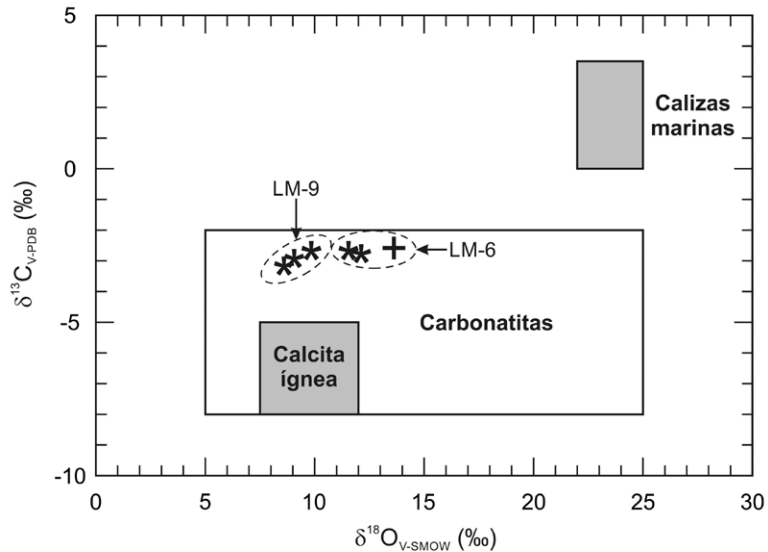


Figura 7: Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ en el que son graficados los resultados isotópicos del skarn Loma Marcelo presentados en el cuadro 4 (los asteriscos corresponden a los análisis de calcita y la cruz al de dolomita). En el gráfico puede apreciarse un importante empobrecimiento en ^{13}C y ^{18}O de los resultados obtenidos en relación a valores frecuentes en calizas marinas (Bowman 1998) y su ubicación dentro del campo de las carbonatitas definido por Deines (1989). El campo de la calcita ígnea corresponde a calcita en equilibrio con carbono magmático normal ($\delta^{13}\text{C} = -5$ a -8‰) y con valores medidos de $\delta^{18}\text{O}$ de los intrusivos adyacentes a numerosos skarns (Bowman 1998).

lación espacial y temporal no ha podido ser determinada con exactitud debido a la deformación sobreimpresa y a la discontinuidad de los afloramientos. A pesar de ello, la intensa deformación evidenciada en los granates tipo 1 y 2 y la ausencia de rasgos deformacionales en el granate tipo 3 permitirían calificarlos como pretectónicos y postectónico, respectivamente, con relación a la deformación y metamorfismo neopaleozoicos, en cuyo caso la formación del granate tipo 3 estaría vinculada a procesos de recristalización estática tardía. Asimismo, las variaciones compo-

sicionales determinadas por microsonda electrónica en los granates del skarn Loma Marcelo sugerirían cambios en la naturaleza de los fluidos, $f\text{O}_2$, $f\text{CO}_2$ y/o temperatura, tal como señalaran Nakano *et al.* (1989) en granates del skarn de la Mina Chichibu (Japón).

La wollastonita y la vesuvianita se encuentran presentes en la mayoría de los afloramientos de skarn del sector centro-occidental, siendo destacables los elevados contenidos de F detectados en la vesuvianita de LM-9 (2,00% F en promedio). Diversos autores consideran que para la

CUADRO 2: Valores de análisis por microsonda electrónica de cristales de clinopiroxeno del sector centro-occidental de la Loma Marcelo.

Análisis de clinopiroxeno por microsonda electrónica								
% en peso	LM-4				LM-9			
	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8
SiO ₂	53,71	53,47	54,37	54,65	52,43	50,78	51,22	50,39
TiO ₂	0,02	0,02	0,02	0,01	0,05	0,25	0,11	0,06
Al ₂ O ₃	0,31	0,30	0,62	0,19	0,10	1,97	1,44	1,04
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,06	0,03
Fe ₂ O ₃ *	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*	9,84	8,76	6,84	5,69	15,78	15,57	16,44	16,75
MnO	0,24	0,22	0,13	0,27	0,15	0,22	0,21	0,15
NiO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,02
MgO	11,96	12,64	13,71	14,51	7,96	7,48	7,27	7,10
CaO	23,80	24,11	24,32	24,54	23,22	22,75	22,91	23,57
Na ₂ O	0,07	0,07	0,08	0,09	0,18	0,22	0,15	0,10
K ₂ O	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
P ₂ O ₅	0,19	0,12	0,17	0,19	0,14	0,27	0,23	0,01
F	0,00	0,10	0,07	0,11	0,08	0,02	0,13	0,00
Cl	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00
Total	100,17	99,82	100,36	100,28	100,12	99,58	100,20	99,22
Cationes por unidad de fórmula sobre la base de 6 oxígenos								
Si ^{IV}	2,01	2,00	2,01	2,01	2,02	1,97	1,98	1,98
P ^{IV}	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
Al ^{IV}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	2,02	2,00	2,02	2,02	2,02	1,98	1,99	1,98
Al ^{VI}	0,01	0,01	0,03	0,01	0,00	0,09	0,07	0,05
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,67	0,71	0,75	0,80	0,46	0,43	0,42	0,42
Fe ²⁺	0,31	0,27	0,21	0,18	0,51	0,50	0,53	0,55
Mn	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,95	0,97	0,96	0,97	0,96	0,94	0,95	0,99
Na+K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Suma	1,96	1,98	1,96	1,98	1,95	2,00	1,99	2,03
Total	3,98	3,98	3,98	4,00	3,97	3,98	3,98	4,01
Proporciones moleculares								
Di	67,90	71,50	77,80	81,25	47,09	45,78	43,77	42,81
Hd	31,34	27,80	21,77	17,88	52,39	53,44	55,53	56,66
Jhn	0,76	0,70	0,43	0,87	0,52	0,78	0,70	0,53
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

* Calculado según Droop (1987). Di, diópsido; Hd, hedenbergita; Jhn, johannsenita.

formación de estos minerales en rocas calcosilicáticas se requiere de fluidos esencialmente acuosos (Trommsdorff 1968; Hochella *et al.* 1982; Rice 1983; Valley *et al.* 1985). La abundancia de F de los fluidos vinculados a la génesis del skarn Loma Marcelo no solo se ve reflejada en la composición de la vesubianita del sector centro-occidental sino también en los altos tenores de este elemento constatados en la

condrodita del sector occidental (8,80% F en promedio), así como en la presencia de fluorita intersticial en este mismo sector. Rice (1980) y Piazzolo y Markl (1999) señalaron que los minerales del grupo de la humita pueden formarse en carbonatos impuros metamorfizados durante el metasomatismo, implicando la introducción de F y la reacción con los silicatos preexistentes. Adicionalmente, la formación de

grosularia casi pura reflejada en el granate tipo 3 podría estar relacionada con la presencia de F en el sistema, elemento que puede incrementar sustancialmente la movilidad del Al en los fluidos hidrotermales mediante la formación de complejos fluorurados (Tagirov *et al.* 2002a y b). Con relación al origen del protolito carbonático del skarn Loma Marcelo, las dos alternativas postuladas contemplan que podría tratarse de carbonatos sedimentarios procedentes del basamento precámbrico o de carbonatitas intruidas en las rocas graníticas. En este sentido, cabe señalar que el contexto petrotectónico regional fue favorable para la generación de magmatismo carbonático, dada la existencia de rocas ígneas alcalinas y peralcalinas (Suite Cochenleufú) asociadas a movimientos extensionales generados en el marco de la tectónica Pan Gondwánica (650-500 Ma, Veevers 2007). Sin embargo, a menudo resulta difícil distinguir metacarbonatitas de metacalizas ya que la deformación y metamorfismo promueven el desarrollo de texturas y estructuras idénticas tanto en carbonatitas como en calizas (Barker 1993). No obstante, las metacarbonatitas frecuentemente conservan asociaciones minerales típicamente ígneas (Barker 1989; Le Bas *et al.* 2002), incluso después de eventos metamórficos de alta temperatura acompañados por circulación de fluidos hidrotermales, como fuera evidenciado por Casillas *et al.* (2011) en las carbonatitas metasomatizadas del Complejo Basal de Fuerteventura (Islas Canarias).

En el skarn Loma Marcelo no se identificó hasta el momento la presencia de minerales típicamente carbonáticos, como ser pirocloro y/o perovskita, ni se constató apatita en cantidades importantes. Sin embargo, la ausencia o presencia de ciertos minerales no siempre es un buen criterio a la hora de distinguir metacarbonatitas de metacalizas dado que, por ejemplo, no todas las carbonatitas presentan pirocloro (Chakhmouradian y Mitchell 1997) y la perovskita ha sido citada en algunas metacalizas (Cressey 1986). En contraposición, en el skarn Loma Marcelo sí fueron identificados escapolita, plagioclasa cálcica

ca y espinela, minerales que generalmente son certeros indicadores del origen sedimentario del protolito (Le Bas *et al.* 2002). Estos minerales son indicativos de rocas ricas en Al, elemento poco abundante en carbonatitas (1,17% Al_2O_3 en promedio, Woolley y Kempe 1989) pero común en carbonatos sedimentarios impuros.

Por otra parte, metacarbonatos sedimentarios fuertemente deformados pueden ser fácilmente confundidos con intrusiones carbonatíticas lineares y alargadas. Es así que la distribución en rosario de los afloramientos de skarn del sector centro-occidental de la Loma Marcelo, la forma alargada “a modo de dique” de LM-9 y la existencia de orientación cristalográfica preferencial constatada en cristales de calcita de la matriz del skarn, permiten atribuir estos rasgos al mismo campo de esfuerzos responsable de la milonitización de las rocas ígneas del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral. Del mismo modo, la textura caracterizada como consertal por Lanfranchini *et al.* (2011) es reinterpretada en el presente trabajo como resultante de la actuación de procesos de recristalización dinámica de los bordes de grano.

En lo que a la geoquímica de isótopos estables respecta, la composición isotópica de C y O determinada sobre concentrados de minerales carbonáticos del skarn Loma Marcelo muestra un importante empobrecimiento en ^{13}C y ^{18}O respecto de los valores frecuentes en calizas y los mármoles derivados de éstas. Si bien los resultados presentados en el cuadro 4 se encuentran dentro del campo definido por Deines (1989) para carbonatitas (Fig. 7), valores similares también pueden hallarse en skarns derivados de protolitos carbonáticos sedimentarios o metasedimentarios en los que se hayan producido variaciones en las condiciones físicas del medio, reacciones de descarbonatación, mezcla de fluidos y/o interacciones fluido-roca (Bowman 1998; Baumgartner y Valley 2001). Los valores de $\delta^{13}C$ del skarn Loma Marcelo, en coincidencia con los de muchos otros skarns, son compatibles con el rango de valores aceptados para caracterizar el carbono en magmas silicata-

CUADRO 3: Valores de análisis por microsonda electrónica de cristales de vesuvianita y condrodita de la Loma Marcelo.

% en peso	Análisis de vesuvianita por microsonda electrónica*				Análisis de condrodita por microsonda electrónica			
	LM-9				LM-6			
	V1	V2	V3	V4	C1	C2	C3	C4
SiO ₂	37,01	37,50	35,27	35,58	33,39	34,37	33,91	33,54
TiO ₂	0,31	0,35	3,75	2,80	0,14	0,08	0,01	0,20
Al ₂ O ₃	17,85	17,85	14,81	16,88	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,00
Cr ₂ O ₃	0,01	b.l.d.	0,06	0,03	0,02	b.l.d.	b.l.d.	0,01
Fe ₂ O ₃	4,61	4,66	5,11	4,44	-	-	-	-
FeO	-	-	-	-	0,63	0,63	0,60	0,60
MnO	0,05	0,12	0,05	0,04	0,13	0,12	0,09	0,12
NiO	0,04	0,03	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,00	0,01	0,01
MgO	1,40	1,42	1,66	1,27	57,03	56,52	56,68	56,40
CaO	35,61	35,58	35,12	35,34	0,06	0,05	0,08	0,07
Na ₂ O	0,00	0,00	0,05	0,05	b.l.d.	0,01	b.l.d.	b.l.d.
K ₂ O	0,01	0,00	0,01	b.l.d.	0,01	b.l.d.	0,01	b.l.d.
P ₂ O ₅	0,04	0,04	0,02	0,04	b.l.d.	b.l.d.	0,01	0,00
H ₂ O**	2,22	2,24	2,35	2,35	1,51	1,77	1,20	1,15
F	1,94	1,93	1,39	1,46	8,49	7,95	9,39	9,30
Cl	0,18	0,19	0,37	0,41	b.l.d.	b.l.d.	0,00	0,02
Total	101,28	101,92	100,03	100,68	101,40	101,50	102,00	101,42
	Cationes por unidad de fórmula sobre la base de 78 aniones (O, OH, F, Cl)				Cationes por unidad de fórmula sobre la base de 10 aniones (O, OH, F, Cl)			
Si ^{IV}	17,42	17,53	17,04	16,99	1,81	1,86	1,82	1,81
P ^{IV}	0,02	0,02	0,01	0,01	-	-	-	-
Al ^{IV}	0,56	0,45	0,95	1,00	-	-	-	-
Suma	18,00	18,00	18,00	18,00	1,81	1,86	1,82	1,81
Ti	0,11	0,12	1,36	1,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Al ^{VI}	9,34	9,38	7,48	8,50	-	-	-	-
Cr	0,00	-	0,02	0,01	0,00	-	-	0,00
Fe ³⁺	1,63	1,64	1,86	1,59	-	-	-	-
Fe ²⁺	-	-	-	-	0,03	0,03	0,03	0,03
Mn	0,02	0,05	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01
Ni	0,02	0,01	-	-	-	0,00	0,00	0,00
Mg	0,98	0,99	1,20	0,91	4,60	4,56	4,52	4,53
Ca	17,96	17,82	18,18	18,08	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,05	0,04	-	0,00	-	-
K	0,01	0,00	0,00	-	0,00	-	0,00	-
Suma	30,08	30,02	30,17	30,15	4,65	4,60	4,56	4,58
Total	48,08	48,02	48,17	48,15	6,45	6,46	6,38	6,38
OH	6,96	7,00	7,57	7,48	0,55	0,64	0,43	0,41
F	2,89	2,86	2,13	2,20	1,45	1,36	1,57	1,58
Cl	0,14	0,15	0,30	0,33	-	-	0,00	0,00
Total	10,00	10,00	10,00	10,00	2,00	2,00	2,00	2,00
X_{Mg}	0,38	0,38	0,39	0,36	0,99	0,99	0,99	0,99
X_F	0,29	0,29	0,22	0,23	0,73	0,68	0,79	0,79

* La totalidad del Fe es asumido como Fe³⁺.

** Calculado. b.l.d., bajo el límite de detección; X_{Mg} = Mg/(Fe+Mg); X_F = F/(OH+F).

dos y grafican cerca del campo ígneo de la figura 7, sugiriendo que los fluidos metasomáticos actuantes fueron de naturaleza principalmente magmática. Adicional-

mente, los similares valores de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ en los minerales carbonáticos de las rocas calcosilicáticas y metacarbonáticas de la Loma Marcelo traslucen una evolución

CUADRO 4: Resultados de análisis de isótopos estables en concentrados de minerales carbonáticos de la Loma Marcelo.

Análisis de isótopos estables en carbonatos				
Ubicación	Muestra	Mineral	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ (‰)
LM-6	11414a	Calcita	-2,77	12,12
		Dolomita	-2,59	13,62
	11414b	Calcita	-2,68	11,53
LM-9	11415a	Calcita	-2,93	9,06
	11415b		-3,18	8,59
	19177a		-2,67	9,84

isotópica conjunta.

El contexto geológico regional y local y el estudio del skarn Loma Marcelo permitirían sugerir la existencia de al menos dos eventos metasomáticos sobreimpuestos. El primero de estos eventos estaría relacionado a la intrusión del granito neoproterozoico tipo S que engloba a los cuerpos de skarn y el segundo a la deformación y metamorfismo neopaleozoicos. A este respecto, Grecco *et al.* (2000) concluyeron que la milonitización del basamento habría favorecido la movilización de todos los elementos mayoritarios y trazas, incluyendo las tierras raras. Estos autores sugirieron que la pérdida de componentes observada en las rocas ígneo-metamórficas del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral estuvo asociada a una disminución importante del contenido de agua de las rocas, la cual pudo haber sido exudada de las fajas miloníticas, presentándose como un medio propicio para el transporte de componentes fuera del sistema. Otro posible metasomatismo podría estar vinculado al magmatismo cámbrico alcalino de las Sierras Australes y los procesos hidrotermales conexos. Los granitos de la Estancia Agua Blanca y del Cerro Colorado presentan fluorita como mineral accesorio común y contenido promedio de F en roca total de 1,37% y 0,82%, respectivamente (Grecco y Gregori 1993). Los elevados contenidos de F en estos granitos cámbricos tipo A, o algún otro no aflorante, permitirían asociar a ellos el origen del F del skarn Loma Marcelo, ya sea que el F haya sido aportado durante procesos hidrotermales postmagmáticos o removilizado durante la deformación y metamorfismo neopaleozoicos. La actividad del F y de otros agentes complejantes po-

dría también ayudar a explicar la extrema movilidad de elementos señalada por Grecco *et al.* (2000) durante la milonitización del basamento de las Sierras Australes.

Las relaciones originales entre las distintas rocas de basamento de las Sierras Australes comúnmente son difíciles de precisar en el campo debido al metamorfismo sobreimpreso, la existencia de una extensa cobertura cuaternaria y la escasez y discontinuidad de los afloramientos. Es por estas dificultades que poco se sabe hasta el momento de las rocas de caja de los granitos del basamento de las Sierras Australes. Sin embargo, el skarn Loma Marcelo constituiría una evidencia indirecta de la presencia en profundidad de rocas carbonáticas de posible origen sedimentario. Estas rocas habrían sido incorporadas durante el emplazamiento del granito neoproterozoico que engloba los cuerpos de skarn y metasomatizadas en primera instancia por los fluidos derivados de éste y posteriormente por fluidos metamórficos asociados a la milonitización del basamento. La introducción metasomática de componentes químicos al sistema carbonatado fue responsable de la generación de una zona cálcica (sector centro-occidental) y otra magnesiana (sector occidental) en función de la distinta composición de los protolitos carbonáticos. Asimismo, la presencia de minerales con elevados contenidos de F (vesubianita, condrodita, fluorita) evidencia la incidencia de este elemento durante el metasomatismo.

En síntesis, el skarn Loma Marcelo refleja el accionar de fluidos de diferente origen vinculados a procesos geológicos y geoquímicos de distinta naturaleza y edad. Este hecho se vio favorecido por la

presencia de rocas carbonáticas altamente reactivas, posibilitando observar en el skarn resultante la compleja historia geológica del basamento ígneo-metamórfico de las Sierras Australes de Buenos Aires.

AGRADECIMIENTOS

Los autores de este trabajo desean expresar su gratitud a la Sra. Carmen Ducós y al Lic. Fernando Oliva por la hospitalidad brindada. Agradecemos también al Prof. Dr. Agustín Martín-Izard (Universidad de Oviedo, España) y al Prof. Dr. Fernando Colombo (Universidad Nacional de Córdoba, Argentina) por la supervisión de los análisis químicos por microsonda electrónica, al Prof. Dr. Keith Bell (Carleton University, Canadá) por sus valiosos comentarios sobre diversos aspectos geológicos del skarn Loma Marcelo, a la Lic. Cecilia Decker Franco por su colaboración en las tareas de campo y a la Dra. María Josefina Pons y a un revisor anónimo por las oportunas correcciones y sugerencias efectuadas sobre el escrito original de la presente contribución. Este trabajo forma parte de la tesis doctoral del primer autor, desarrollada con una beca otorgada por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) y financiada por la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CICBA) y por la Universidad Nacional de La Plata (proyecto 11N-617).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aguirre, E. 1891. La Sierra de la Ventana. Anales de la Sociedad Científica Argentina 32: 20-33, Buenos Aires.
- Baldrich, J.A. 1904. En Curá-Malal: La División Buenos Aires, Primera Conscripción Argentina. Casa editora La Harlem, 230 p., Buenos Aires.
- Barker, D.S. 1989. Field relations of carbonatites. En Bell, K. (ed.) Carbonatites: Genesis and Evolution, Unwin Hyman: 38-69, Londres.
- Barker, D.S. 1993. Diagnostic magmatic features in carbonatites; implications for the origins of dolomite- and ankerite-rich carbonatites. South African Journal of Geology 96:

- 131-138.
- Baumgartner, L.P. y Valley, J.W. 2001. Stable Isotope Transport and Contact Metamorphic Fluid Flow. En Valley, J.W. y Cole, D.R. (eds.) *Stable Isotope Geochemistry, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 43: 415-467.
- Bowman, J.R. 1998. Stable-Isotope systematics of skarns. En Lentz, D.R. (ed.) *Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems*, Mineralogical Association of Canada, Short Course Volume 26: 99-145, Quebec.
- Buggisch, W. 1987. Stratigraphy and very low-grade metamorphism of the Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (Argentina) and implications in Gondwana correlation. *Zentralblatt für Geologie Paläontologie, Teil I*, 7/8: 819-837, Stuttgart.
- Casillas, R., Demény, A., Nagy, G., Ahijado, A. y Fernández, C. 2011. Metacarbonatites in the Basal Complex of Fuerteventura (Canary Islands). The role of fluid/rock interactions during contact metamorphism and anatexis. *Lithos* 125: 503-520.
- Chakhmouradian, A.R. y Mitchell, R.H. 1997. Compositional variation of perovskite-group minerals from the carbonatite complexes of the Kolaalkaline province, Russia. *Canadian Mineralogist* 35: 1293-1310.
- Cobbold, P.R., Gapais, D. y Rossello, E.A. 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal fold belt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology* 13: 743-758.
- Cobbold, P.R., Massabie, A.C. y Rossello, E.A. 1986. Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes Foldbelt, Argentina. *Hercynica* 2: 135-148.
- Cressey, G. 1986. Geikielite and Perovskite in Serpentine-Brucite Marble from Baltistan, Northern Areas (Kashmir), Pakistan. *Mineralogical Magazine* 50: 345-346.
- Cucchi, R.J. 1966. Petrofábrica del conglomerado de la Formación La Lola, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 21: 71-106.
- de Barrio, R., Lanfranchini, M.E., Etcheverry, R.O., Martín-Izard, A., Tessone, M. y Coriale, N. 2008. Geología y geoquímica mineral del skarn de Loma Marcelo, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires, Argentina. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 538-539, Buenos Aires.
- Deines, P. 1989. Stable isotope variations in carbonatites. En Bell, K. (ed.) *Carbonatites: Genesis and Evolution*, Unwin Hyman: 301-359, Londres.
- Delpino, S.H. 1993. Mecanismos de deformación y transformaciones mineralógicas como indicadores del régimen de deformación operante sobre las rocas del basamento del faldeo occidental del cerro del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 21-31, Buenos Aires.
- Delpino, S.H. y Dimieri, L.V. 1992. Análisis de la deformación sobre las rocas del basamento aflorantes en el faldeo occidental del cerro del Corral, Sierras Australes Bonaerenses. 7° Reunión de Microtectónica, Actas: 53-61, Bahía Blanca.
- Droop, G.T.R. 1987. A general equation forestimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51: 431-435.
- González, P.D., Páez, G.N., Cervera, F.M. e Iribarne, M. 2004. Texturas relícticas en las metaignimbritas neoproterozoicas del basamento del cerro del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 103-112.
- Grecco, L.E. y Gregori, D.A. 1993. Estudio geoquímico de los intrusivos graníticos cerros Colorados y Aguas Blancas, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 81-89, Buenos Aires.
- Grecco, L.E., Delpino, S.H., Gregori, D.A. y Dimieri, L.V. 2000. Evaluación de la movilidad de elementos mayoritarios y traza durante la milonización de rocas del basamento de las Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 352-362.
- Grecco, L.E., Gregori, D.A. y Ruviños, M.A. 1997. Characteristics of Neoproterozoic magmatism in Sierras Australes. *Zentralblatt für Geologie Paläontologie H*: 609-619, Stuttgart.
- Gregori, D.A., López, V.L. y Grecco, L.E. 2005. A Late Proterozoic-Early Paleozoic Magmatic Cycle in Sierra de la Ventana, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 19: 155-171.
- Groat, L.A., Hawthorne, F.C. y Ercit, T.S. 1992. The chemistry of vesuvianite. *Canadian Mineralogist* 30: 19-48.
- Harrington, H.J. 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33m y 34m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. Dirección de Minas y Geología, Boletín 61: 1-43, Buenos Aires.
- Hochella, M.F.J., Liou, J.G., Keskinen, M.J. y Kim, H.S. 1982. Synthesis and Stability Relations of Magnesium Idocrase. *Economic Geology* 77: 798-808.
- Japas, M.S. 1987. Caracterización geométrico-estructural del Grupo Pillahuincó. II. Formación Sauce Grande. Perfil del Cordón Mambacher y Sierra de las Tunas occidental, Sierras Australes de Buenos Aires. *Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Anales* 39: 125-144, Buenos Aires.
- Kilmurray, J.O. 1968a. Petrología de las rocas cataclásticas y el skarn del anticlinal del Cerro Pan de Azúcar (Partido de Saavedra, Provincia de Buenos Aires). 3° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 3: 217-238, Buenos Aires.
- Kilmurray, J.O. 1968b. Petrología de las rocas ígneas de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Revista del Museo de La Plata* 6: 155-188, La Plata.
- Lanfranchini, M.E., González, P.G., de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Recio Hernández, C., Coriale, N.G. y Ballivián Justiniano, C. 2011. El skarn de Loma Marcelo, basamento de las Sierras Australes de Buenos Aires: nueva hipótesis genética. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas: 1446-1447, Buenos Aires.
- Le Bas, M.J., Subbarao, K.V. y Walsh, J.N. 2002. Meta carbonatite marble? – the case of the carbonate, pyroxenite, calcite-apatite rock complex at Borra, Eastern Ghats, India. *Journal of Asian Earth Sciences* 20 (2): 127-140.
- López-Gamundí, O.R., Conaghan, P.J., Rossello, E.A. y Cobbold, P.R. 1995. The Tunas Formation (Permian) in the Sierras Australes Foldbelt, east central Argentina: evidence for syn-tectonic sedimentation in a foreland basin. *Journal of South American Earth Sciences* 8: 129-142.
- Massabie, A. y Rossello, E. 1984. La discordancia pre-Formación Sauce Grande y su entorno estratigráfico, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 337-352, Buenos Aires.
- McCrea, J.M. 1950. On the Isotopic Chemistry of Carbonates and a Paleotemperature Scale.

- Journal of Chemistry and Physics 18: 849-857.
- Nakano, T., Takahara, H. y Nishida, N. 1989. Intra crystalline distribution of major elements in zone garnet from skarn in the Chichibu Mine, central Japan: illustration by color-coded maps. *Canadian Mineralogist* 27: 499-507.
- Piazolo, S. y Markl, G. 1999. Humite- and scapolite-bearing assemblages in marbles and calc-silicates of Dronning Maud Land, Antarctica: new data for Gondwana reconstructions. *Journal of Metamorphic Geology* 17: 91-107.
- Ramos, V.A., Chemale, F., Naipauer, M. y Pazos, P.J. 2014. A provenance study of the Paleozoic Ventania System (Argentina): Transient complex sources from Western and Eastern Gondwana. *Gondwana Research* 26: 719-740.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M. y Grecco, L.E. 2003. Basement evolution of the Sierra de la Ventana Fold Belt: new evidence for Cambrian continental rifting along the southern margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society* 160: 613-628.
- Rice, J.M. 1980. Phase Equilibria Involving Humite Minerals in Impure Dolomitic Limestones. Part II. Calculated Stability of Chondrodite and Norbergite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 75: 205-223.
- Rice, J.M. 1983. Metamorphism of rodingites: Part I. Phase relations in a portion of the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-CO₂-H₂O. *American Journal of Science* 283-A: 121-150.
- Rossello, E.A., Massabie, A.C., López-Gamundí, O.R., Cobbold, P.R. y Gapais, D. 1997. Late Paleozoic transpression in Buenos Aires and northeast Patagonia ranges, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 10: 389-402.
- SEGEMAR 1999. Mapa Geológico y Minero de la Provincia de Buenos Aires, República Argentina. Ministerio de Economía y Obras y Servicios Públicos, Buenos Aires.
- Tagirov, B., Schott, J. y Harrichoury, J.-C. 2002a. Experimental study of aluminum-fluoride complexation in near-neutral and alkaline solutions to 300 °C. *Chemical Geology* 184: 301-310.
- Tagirov, B., Schott, J., Harrichoury, J.-C. y Salvi, S. 2002b. Experimental study of aluminum speciation in fluoride-rich supercritical fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66: 2013-2024.
- Tohver, E., Cawood, P.A., Rossello, E.A. y Jordan, F. 2012. Closure of the Clymene Ocean and formation of West Gondwana in the Cambrian: Evidence from the Sierras Australes of the southern most Río de la Plata craton, Argentina. *Gondwana Research* 21: 394-405.
- Tomezzoli, R.N. 1999. La Formación Tunas en las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Relación entre sedimentación y deformación a través de su estudio paleomagnético. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 220-228.
- Tomezzoli, R.N. 2001. Further palaeomagnetic results from the Sierras Australes fold and thrustbelt, Argentina. *Geophysical Journal International* 147: 356-366.
- Tomezzoli, R.N. 2012. Chileña y Patagonia: ¿un mismo continente a la deriva? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 222-239.
- Tomezzoli, R.N. y Cristallini, E.O. 1998. Nuevas evidencias sobre la importancia del fallamiento en la estructura de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53: 117-129.
- Tomezzoli, R.N. y Cristallini, E.O. 2004. Secciones estructurales de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires: Repetición de la secuencia estratigráfica a partir de fallas inversas? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 330-340.
- Tomezzoli, R.N. y Vilas, J.F. 1999. Paleomagnetic constraint on the deformation of the Sierras Australes thrust and fold belt, Argentina. *Geophysical Journal International* 138: 857-870.
- Trommsdorff, V. 1968. Mineralreaktionen mit Wollastonit und Vesuvian in einem Kalksilikatfels der alpinen Disthenzone (Claro, Tessin). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 48: 655-666.
- Valley, J.W., Peacor, D.R., Bowman, J.R., Essene, E.J. y Allard, M.J. 1985. Crystal chemistry of a Mg-vesuvianite and implications of phase equilibria in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-CO₂. *Journal of Metamorphic Geology* 3: 137-153.
- Varela, R. y Cingolani, C.A. 1976. Nuevas edades radimétricas del basamento aflorante en el Perfil del Cerro Pan de Azúcar-Cerro del Corral y consideraciones sobre la evolución geocronológica de las rocas ígneas de las Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 543-556, Buenos Aires.
- Varela, R., Cingolani, C. y Dalla Salda, L.H. 1990. Edad del granito Cerro Colorado y su implicancia geotectónica. Sierras Australes de Buenos Aires. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 279-282, Buenos Aires.
- Varela, R., Dalla Salda, L.H. y Cingolani, C.A. 1985. Estructura y composición geológica de las sierras Colorada, Chasicó y Cortapié, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 40: 254-261.
- Veevers, J.J. 2007. Pan-Gondwanaland post-collisional extension marked by 650-500 Ma alkaline rocks and carbonatites and related detrital zircons: A review. *Earth-Science Reviews* 83: 1-47.
- von Gosen, W., Buggisch, W. y Dimieri, L.V. 1990. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires Province/Argentina). *Geologische Rundschau* 79: 797-821.
- Whitney, D.L. y Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Woolley, A.R. y Kempe, D.R.C. 1989. Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution. En Bell, K. (ed.) *Carbonatites: Genesis and Evolution*, Unwin Hyman: 1-14, Londres.

Recibido: 15 de mayo, 2014

Aceptado: 20 de abril, 2015