

XENOLITOS ULTRAMÁFICOS EN LAVAS MÁFICAS NEÓGENAS DE LA PUNA NORTE

Guadalupe MARO¹, Pablo J. CAFFE¹ y Cynthia JOFRÉ¹

¹ Instituto de Ecorregiones Andinas (INECOA), Universidad Nacional de Jujuy - CONICET e Instituto de Geología y Minería.

RESUMEN

En este trabajo se describe por primera vez el hallazgo de xenolitos ultramáficos incluidos en andesitas basálticas y andesitas del volcanismo monogenético neógeno de la Puna norte. Consisten en fragmentos angulosos de rocas de color verde a negro, de 1 mm a 5 cm de diámetro con textura mayormente adcumular. Corresponden a piroxenitas dado que están constituidos por una asociación de clinopiroxeno, ortopiroxeno y subordinados porcentajes de olivino, además de espinelo rico en Cr (Cr# ~ 50) e inclusiones de sulfuros de Fe y Ni. En todos los casos, el número de magnesio [$100\text{MgO}_{\text{MOL}}/(\text{MgO} + \text{FeO})_{\text{MOL}}$] de los minerales es elevado (Mg# 81 a 87) y las composiciones se solapan con las observadas en los cristales que integran las lavas hospedantes. La aplicación de geotermobarómetros de dos piroxenos indica temperaturas de equilibrio de entre 969 y 1246 °C y presiones máximas de hasta 8 kbar. Se propone que estos xenolitos ultramáficos tienen un origen cumular, formados en reservorios profundos probablemente asociados a zonas calientes de acumulación de magmas primitivos en la corteza inferior a media. A raíz de la preservación del equilibrio entre los cristales de los xenolitos y los líquidos asociados, se interpreta que estos últimos debieron transportarse hasta la superficie de manera muy veloz desde dichos reservorios profundos.

Palabras clave: *Xenolitos Ultramáfico, Andesitas basálticas, Plateau Altiplano-Puna*

ABSTRACT

Ultramafic xenoliths in Neogene mafic lavas from northern Puna

This paper is the first mention of ultramafic xenoliths included in basaltic andesites of the Neogene monogenetic volcanism from northern Puna. They consist of angular fragments of green to black rocks, 1 mm to 5 cm in diameter and commonly showing adcumular texture. These xenoliths are constituted by clinopyroxene, orthopyroxene and olivine, with or without Cr-rich spinel (Cr# ~ 50) and inclusions of Fe-Ni rich sulphides. These xenoliths classify as pyroxenites due to the dominance of pyroxene in the modal assemblage. In every case, the magnesium number [$100\text{MgO}_{\text{MOL}}/(\text{MgO} + \text{FeO})_{\text{MOL}}$] of the mineral fraction is high (Mg# 81 a 87) and compositions are overlapped with those observed in the crystals free in the host lavas. The application of two pyroxenes geothermobarometers indicates equilibrium temperatures between 969 and 1246 °C and maximum pressures of 8 kbar. This work proposes that these ultramafic xenoliths have a cumulative origin. Firstly, they were formed in deep reservoirs, probably associated with hot zones of accumulation of primitive magmas in the middle to lower crust. Secondly, they suggest a fast ascent rate for the most primitive magmas erupted in the northern Puna.

Keywords: *Ultramafic xenoliths, Basaltic andesites, Altiplano-Puna plateau*

INTRODUCCIÓN

El estudio de xenolitos ultramáficos incluidos en rocas volcánicas reviste gran importancia dado que brinda, entre otras cosas, relevantes evidencias acerca de la fuente de los magmas y de los procesos magmáticos que ocurren en la cámara magmática.

En los Andes Centrales de Argentina, la presencia de xenolitos ultramáficos ha sido documentada exclusivamente en localidades al sur de 24° S, como en los valles

Calchaquíes (Lucassen *et al.* 2005) y en la Cordillera Oriental (Matteini *et al.* 2002, Gioncada *et al.* 2006).

Lucassen *et al.* (2005) registraron su presencia en rocas basaníticas del periodo Cretácico localizadas en la Quebrada de Las Conchas, en la Provincia de Salta, y asociadas al *rift* de Salta. Estos consisten en fragmentos elipsoidales de unos pocos centímetros hasta 40 cm de lertzolitas y harzburgitas espinélicas. Dichos autores propusieron, dadas sus características petrográficas y químicas, que en es-

te conjunto de xenolitos, los peridotíticos provienen del manto superior cretácico, mientras los piroxeníticos corresponden a cumulos magmáticos producidos por la cristalización fraccionada de magmas que ocurren a diversas profundidades en el manto litosférico y que han sido generados a partir de la fusión parcial de un manto empobrecido.

Por otro lado, xenolitos ultramáficos de hasta 3 centímetros también fueron observados en las andesitas basálticas del complejo Diego de Almagro (~7 Ma,

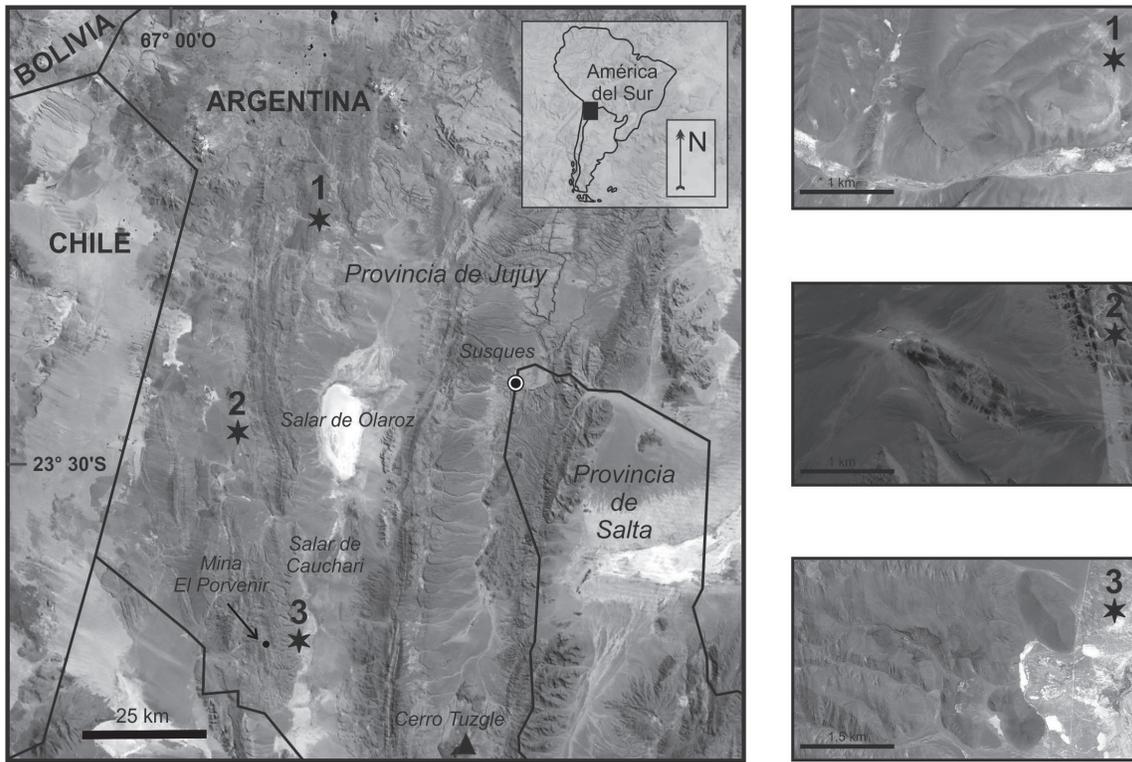


Figura 1: A la izquierda, mapa de ubicación de los centros volcánicos máficos (estrellas negras) cuyas lavas incluyen xenolitos ultramáficos. 1: Quebrada del río El Toro; 2: El Chileno; 3: Salar de Cauchari-Mina El Porvenir. A la derecha, imagen satelital Google Earth de detalle de cada uno de los centros.

Matteini *et al.* 2002). En este caso, están compuestos fundamentalmente por clinopiroxeno, con una participación menor de ortopiroxeno, olivino y flogopita (Gioncada *et al.* 2006). Éstos han sido interpretados, al igual que los xenolitos piroxeníticos de Lucassen *et al.* (2005), como derivados de cumulos máficos profundos extraídos por el magma durante su ascenso a través de la corteza.

En la Puna norte, los xenolitos ultramáficos están alojados en rocas andesíticas basálticas a andesíticas asociadas a la actividad volcánica de centros monogenéticos neógenos que se encuentran en una íntima asociación geográfica y temporal con las voluminosas ignimbritas silíceas del Complejo volcánico Altiplano-Puna [APVC, de Silva (1989)] (Maro 2015). Estos centros son hasta el momento, un cono de escoria contiguo al salar de Cauchari ($23^{\circ}51,4'S - 66^{\circ}48,3'O$); un remanente de cono próximo al paso internacional de Jama, el Cerro El Chileno ($23^{\circ}28,3'S - 66^{\circ}55'O$); y uno de los conos de la quebrada del río El Toro ($23^{\circ}5'S -$

$66^{\circ}44,5'O$) (Fig. 1).

Este trabajo representa la primera mención de xenolitos ultramáficos incluidos en rocas volcánicas máficas del neógeno de la Puna norte, en la provincia de Jujuy. Asimismo, presenta datos sobre su petrografía y química mineral, con el objeto de identificar su proveniencia y evaluar su relación con las andesitas hospedantes.

MARCO GEOLÓGICO

La Puna norte ($22^{\circ}S - 24^{\circ}S$) se encuentra en la región de retroarco de los Andes Centrales formando parte del *plateau* Altiplano-Puna, la segunda altiplanicie más grande del mundo (luego de la del Tíbet), elevada por encima de los 3700 m s.n.m. Se caracteriza por un elevado espesor cortical, que alcanza actualmente un valor máximo de 77 km, pero que exhibe una topografía del Moho muy variable [42 – 67 km de espesor (Yuan *et al.* 2002, McGlashan *et al.* 2008)]. En esta región, la corteza presenta una anomalía de la velocidad de ondas sísmicas in-

terpretada como una zona parcialmente fundida desarrollada alrededor de los 17-20 km (Chmielowski *et al.* 1999, Zandt *et al.* 2003, Asch *et al.* 2006). Esta zona de baja velocidad de las ondas es conocida como el cuerpo magmático Altiplano-Puna (APMB) y su desarrollo, en la actualidad, coincide geográficamente con la localización del Complejo volcánico Altiplano-Puna y con la distribución de la mayoría de los centros monogenéticos máficos de la Puna norte. Se estima que, hacia fines del Neógeno (Mioceno tardío a Plioceno), este nivel habría representado una acumulación de magmas silíceos volumétricamente muy importante y por ello, una significativa barrera de densidad al ascenso de los magmas derivados del manto (Kay *et al.* 2010, Ward *et al.* 2014). La Puna norte presenta un basamento constituido por sedimentitas marinas ordovícicas integradas en el Grupo Santa Victoria (Turner 1960). La columna estratigráfica continúa con las secuencias sedimentarias mayormente continentales propias del Grupo Salta (Turner 1959), de

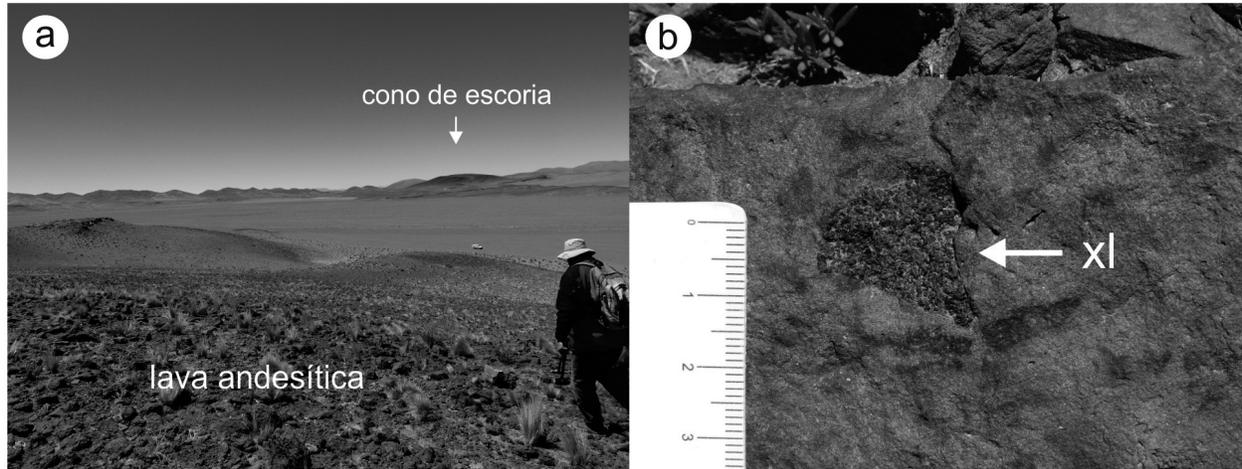


Figura 2: Fotografías de campo. a) Lavas del Cerro El Chileno; b) Xenolito ultramáfico en lava del centro próximo al salar de Cauchari.

edad cretácica a eocena temprana. Luego se encuentran sedimentitas eocenas a miocenas (formaciones Peña Colorada, Vizcachera, Tiomayo, Pastos Chicos, Sijes y equivalentes; Coira *et al.* 2004, Seggiaro, 2012), en discordancia sobre el basamento paleozoico o sobre rocas del Grupo Salta. Sin embargo, las litologías más jóvenes de la Puna norte son las rocas volcánicas asociadas al intenso volcanismo que ocurrió en la región principalmente desde el Mioceno medio al Plioceno (Coira *et al.* 1993) y que constituyen una de las más grandes provincias ignimbríticas del mundo [11-13 x 10³ km³ entre las latitudes 21 y 27°S; (Kay *et al.* 2010, Salisbury *et al.* 2011)]. Si bien este magmatismo está representado predominantemente por volcanitas de composición intermedia a silícica, varios centros monogenéticos de menor volumen evidencian la erupción de magmas de composiciones más básicas, como andesitas basálticas y andesitas ricas en MgO (> 6%) (Cabrera y Caffè 2009, Maro y Caffè 2012, Caffè *et al.* 2012, Presta y Caffè 2014, Maro 2015). Fuera de la ocasional y mínima aparición de basaltos (Presta y Caffè 2014) estas representan las rocas más primitivas de la región. Según Maro (2015), pertenecen a la serie calcoalcalina de alto K y tienen un número de Mg (Mg#) relativamente alto (> 60 - 67), así como elevados contenidos de Ni y Cr (105 - 202 ppm y 251 - 532 ppm, respectivamente). Estos rasgos denotan su filia-

ción de origen mantélico (Wallace y Carmichael 1999, Kelemen *et al.* 2003). Son especialmente estas litologías las que incluyen los fragmentos de rocas ultramáficas que son objeto de este estudio.

METODOLOGÍA

Los análisis químicos de roca total de 3 rocas andesíticas que hospedan xenolitos ultramáficos se realizaron sobre fragmentos libres de xenolitos, o xenocristales, vía Fluorescencia de Rayos X en el Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Geología y Minería (Universidad Nacional de Jujuy). Muestras homogéneas de rocas pulverizadas en molino de ágata fueron fundidas con tetraborato de litio y analizadas mediante un espectrómetro Rigaku FX2000 para la obtención de la concentración de elementos mayores. Los datos obtenidos son presentados en el Cuadro 1.

El conteo modal de los minerales que conforman los xenolitos se realizó mediante análisis de imágenes a partir de fotografías digitales de cortes delgados y la confección de grillas de 10 por 10 líneas. Los resultados se exponen en el Cuadro 2. La composición de los minerales que constituyen dos de los xenolitos ultramáficos (J12-24xl, del centro de la quebrada del río El Toro, y J12-4xl, del centro de la región del salar de Cauchari) y de sus rocas hospedantes (J12-24 y J12-4, respectivamente) fue determinada con la micro-

sonda electrónica CAMECA SX-100 del GFZ Potsdam, operada a 15 kV y 15 nA. Réplicas de análisis con estándares naturales y sintéticos indican que la precisión de los óxidos mayores (> 0.2 % en peso) es de ± 9 % (2 d.s.) o mejor. La conversión de las intensidades medidas a concentraciones ha sido basada en comparación con estándares naturales y sintéticos luego de la corrección a través del método PAP de Pouchou y Pichoir (1987), integrado en el software de la microsonda. Resultados representativos de las composiciones minerales son resumidos en los Cuadros 3 al 7.

Fo indica el porcentaje del componente forsterita [$MgO_{mol} * 100 / (Mg_{mol} + FeOT_{mol})$] Ol; Mg# es el número de Magnesio [$MgO_{mol} * 100 / (Mg_{mol} + FeOT_{mol})$] y Cr# es el número de Cromo [$Cr * 100 / (Cr + Al + Fe^{3+})$].

CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS ANDESITAS BASÁLTICAS HOSPEDANTES

Los xenolitos ultramáficos han sido hallados como inclusiones en coladas de lavas asociadas a tres centros monogenéticos de la Puna norte (Fig. 1). Éstas se encuentran intensamente erosionadas y exhiben hasta 3 km de largo y potencias de entre 1 m a 8 m. Son rocas de tonalidad gris oscura a negra y coherentes o moderadamente vesiculadas. La foliación de flujo es un

CUADRO 1: Resultados de los análisis químicos de elementos mayoritarios sobre roca total de las lavas hospedantes.

Muestra	CN09-76 (equivalente a J12-24)	J10-33	J12-04
Centro	El Toro	El Chileno	Cauchari
Latitud	-23,091	-23,479	-23,846
Longitud	-66,747	-66,902	-66,812
MgO	5,36	6,02	7,01
SiO ₂	56,98	52,74	54,46
TiO ₂	1,15	1,18	1,01
Al ₂ O ₃	15,71	15,30	15,10
Fe ₂ O ₃	7,76	8,60	8,13
MnO	0,11	0,13	0,12
CaO	7,13	9,00	7,40
Na ₂ O	2,92	2,63	2,74
K ₂ O	2,47	2,04	2,20
P ₂ O ₅	0,40	0,32	0,45
LOI	1,07	2,06	0,29
Total	100,00	100,02	98,89

Los valores se expresan en porcentaje en peso.

CUADRO 2: Composición modal (expresada en porcentaje) de los xenolitos analizados.

Moda	J12-4xl	J12-24xl	J10-33
	Websterita olivínica	Websterita olivínica	Websterita
cpx	47,4	33,3	42,6
opx	40,4	55,6	57,4
ol	12,3	11,1	-

rasgo habitual. Presentan texturas afri-cas, en general con menos de un 10 % de microfenocristales de olivino y participación muy subordinada de clinopiroxeno. Las pastas presentan vidrio de color oscuro y textura intergranular (con microlitos de pl + cpx + opq) o pilotáxica, en este último caso con abundantes microlitos de plagioclasa orientados por flujo.

El primer centro volcánico que presenta lavas con xenolitos ultramáficos corresponde al más austral de la Puna norte (23°51,5'S-66°48,3'O; 1 en Fig. 1) corresponde a un edificio intensamente erosionado, cuya existencia puede ser inferida a partir de la presencia de depósitos piroclásticos remanentes pobremente consolidados. Las lavas de este volcán monogenético se apoyan en discordancia angular sobre secuencias sedimentarias ordoví-

CUADRO 3: Resultados representativos del análisis por microsonda electrónica de los cristales de olivino de las lavas hospedantes.

Muestra	J12-4	J12-4	J12-4	J12-4	J12-24	J12-24	J12-24	J12-24
Centro	Cauchari	Cauchari	Cauchari	Cauchari	El Toro	El Toro	El Toro	El Toro
Olivino	5-2	5-2	9-6	9-6	8-1	8-1	9-3	9-3
Posición	núcleo	borde	núcleo	borde	núcleo	borde	núcleo	borde
SiO ₂	40,41	40,19	38,50	36,54	39,27	38,50	39,10	39,10
Al ₂ O ₃	0,01	0,02	0,03	0,36	0,02	0,02	0,02	0,02
TiO ₂	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,04	0,05	0,02	0,07	0,01	0,06
CaO	0,08	0,09	0,15	0,40	0,13	0,12	0,13	0,13
MgO	46,27	45,94	40,72	28,76	46,67	41,41	45,76	44,32
FeO	13,72	13,61	20,88	28,43	13,46	19,93	14,59	16,47
NiO	0,23	0,20	0,15	0,13	0,07	0,10	0,06	0,07
Total	100,72	100,07	100,48	94,66	99,63	100,21	99,67	100,17
Fo	86	86	78	64	86	79	85	83

Los valores se expresan en porcentaje en peso.

cicas propias de la Formación Acoite del Grupo Santa Victoria (Turner 1960). El máximo espesor medido es de 6 m y el flujo principal se extiende alrededor de 3 km hacia el oeste-noroeste, en dirección contraria a la pendiente actual. Son rocas densas y sólo eventualmente se observan escasas vesículas dispersas.

El segundo centro eruptivo máfico es el Cerro El Chileno (23°28,3'S-66°55,0'O; 2 en Fig. 1) el cual forma parte de los Cerros Negros de Jama, cinco centros monogenéticos más o menos alineados a lo largo de la Sierra Lina (Maro y Caffè 2012). Al igual que en el salar de Cauchari, en el Cerro El Chileno no se observa un cono de escorias bien preservado y nuevamente su formación se infiere a partir de la presencia de algunos montículos piroclásticos sobre la superficie de la lava. Este centro consta de al menos una colada de lava de no más de 1,5 m de espesor que se extiende 2,4 km en dirección al sudeste (Fig. 2a). Consiste en una roca negra, vesiculada e intensamente foliada por sectores. En ocasiones se reconoce la presencia de amígdalas de carbonato.

Finalmente, otro centro que presenta xenolitos ultramáficos corresponde a un cono de escorias ubicado 4 km al occidente del pueblo El Toro (Cono Toro 1 en Presta y Caffè, 2014) (23°4,4'S-66°44,5'O; 3 en Fig. 1). Este volcán forma parte de un grupo de centros que se encuentran ali-

nados en dirección este-oeste en coincidencia con el desarrollo de la quebrada del río El Toro. El edificio volcánico tiene 110 m de altura, 600 m de diámetro y se encuentra apertillado hacia el oeste. Dos coladas de lava se extienden desde su base, una casi 1,2 km hacia el norte y la otra 850 m hacia el oeste. El lineamiento este-oeste que da lugar a la quebrada del río El Toro secciona a la última colada en dos partes. Estas lavas son rocas masivas o vesiculadas que en ocasiones exhiben foliación por flujo y/o bandeados. Ambas coladas tienen una composición química semejante, pero se caracterizan por una mineralogía diferente. Mientras la lava inferior y de menor extensión tiene una asociación mineral formada por fenocristales (< 10 % en vol.) de olivino, ortopiroxeno y hornblenda, la lava superior, más extensa, posee únicamente olivino y contiene xenolitos ultramáficos.

Todas las lavas que hospedan xenolitos ultramáficos clasifican como andesitas basálticas o andesitas en el límite con el campo de las andesitas basálticas (clasificación de Le Maitre *et al.* 1989 calculado sobre base libre de volátiles) (Fig. 3).

PETROGRAFÍA DE LOS XENOLITOS ULTRAMÁFICOS

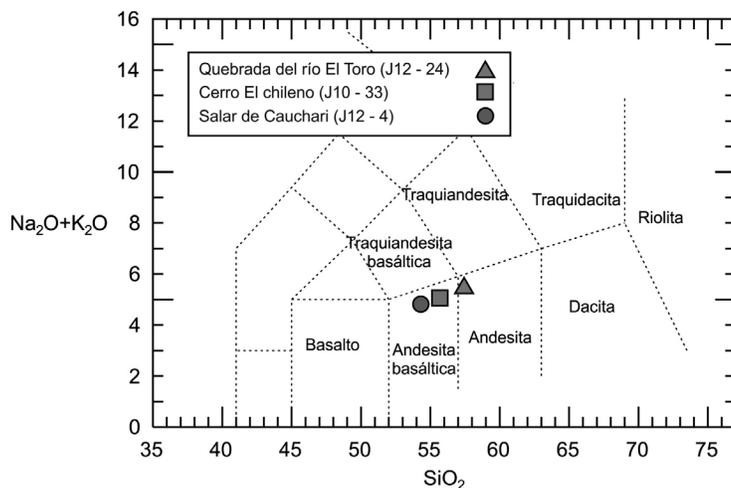
En muestra de mano (Fig. 2b), los xenolitos son generalmente de color verde a

CUADRO 4: Resultados representativos del análisis por microsonda electrónica de los cristales de piroxeno de las lavas hospedantes.

Muestra	J12-4	J12-4	J12-4	J12-4	J12-24	J12-24	J12-24	J12-24
Centro	Cauchari	Cauchari	Cauchari	Cauchari	El Toro	El Toro	El Toro	El Toro
Piroxeno	3-1	3-2	3-3	3-4	6-1	5-1	12-1	12-2
Posición	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
SiO ₂	55,03	54,52	52,78	52,67	55,83	55,88	54,95	51,87
Al ₂ O ₃	0,17	0,26	1,76	1,9	1,42	0,95	1,53	4,55
TiO ₂	0,11	0,11	0,43	0,44	0,14	0,18	0,15	0,41
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,39	0,35	0,38	0,25	0,12	0,28
CaO	19,66	19,21	20,3	19,29	1,33	2,03	1,38	1,54
Na ₂ O	0,19	0,22	0,2	0,17	0,04	0,05	0	0,07
MgO	18,44	18,71	17,62	17,83	32,37	31,73	29,65	27,72
FeO	6,47	6,07	6,12	6,34	8,18	8,54	12,18	13,05
MnO	0,21	0,2	0,17	0,22	0,18	0,18	0,29	0,28
Total	100,31	99,32	99,77	99,21	99,88	99,79	100,26	99,77
Fs%	10	10	10	10	12	13	19	21
Wo%	39	38	41	39	3	4	3	3
En%	51	52	49	50	85	83	79	76
Mg# ¹	84	85	84	83	88	87	81	79

$$^1\text{Mg\#} = [\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})]_{\text{mol}}$$

Los valores se expresan en porcentaje en peso.

**Figura 3:** Diagrama de clasificación TAS de Le Maitre *et al.* (1989) de las lavas que contienen los xenolitos ultramáficos.

negro. Tienen formas angulosas y en su mayoría son pequeños, de 1 mm a < 2 cm, habiéndose encontrado los de mayores dimensiones (5 cm de diámetro) en el centro volcánico aldeaño al salar de Cauchari. Es común su coexistencia con xenolitos de areniscas cuarzosas y con xenocristales de cuarzo, habituales en las volcanitas máficas de la Puna (Kay *et al.* 1994, Maro y Caffè 2012, Maro 2015). Los xenolitos ultramáficos de la Puna

norte corresponden a fragmentos de rocas piroxeníticas (Cuadro 2) formadas por cristales anhedral a subhedral de clinopiroxeno y ortopiroxeno (Fig. 4a) y de clinopiroxeno, ortopiroxeno y olivino (Fig. 4b). La textura predominante de estos xenolitos es la adcumular (Wager *et al.* 1960), habiéndose encontrado sólo un caso de textura ortocumular, con plagioclasa como fase intercumular (< 2%). Los contactos entre cristales son curvilíneos,

aunque en menor medida también se han reconocido contactos poligonales. En ocasiones, se observan xenolitos parcialmente desagregados en los que ha ocurrido la entrada del líquido hospedante. Este último se distingue por la presencia de vesículas y vidrio con escasos microlitos de plagioclasa entre los contornos de cristales (Fig. 5a). Otro indicio de desequilibrio observado en estos xenolitos es la reabsorción parcial de los cristales de piroxeno y olivino (Fig. 5b) y la presencia de coronas de reacción formadas por microlitos a microfenocristales de clinopiroxeno (Fig. 5c), y en menor medida plagioclasa, evidente en algunos contactos entre los cristales más externos del xenolito y la pasta de la roca hospedante. En algunos casos, es común la presencia de cristales con desarrollo de simplectitas (Fig. 5d). Estas exhiben diferente distribución y morfología de acuerdo a la fase mineral que las contenga. En el clinopiroxeno son vermiculares y se disponen en forma aleatoria o radial desde el centro del cristal. Por otro lado, las halladas en los cristales de ortopiroxeno constituyen bandas que se localizan coincidiendo con la dirección del clivaje. Dado que son exsoluciones incoloras y anisótropas, cuya extinción es oblicua en el ortopiroxeno y recta en el clinopiroxeno, se infiere que representan intercrecimientos entre estos dos minerales.

QUÍMICA MINERAL DE LOS XENOLITOS Y SUS LAVAS HOSPEDANTES

La lava del centro de la zona del salar de Cauchari presenta cristales de olivino con un contenido de Fo₆₄₋₈₄ y entre 0,13 a 0,23% de Ni (Cuadro 3). El piroxeno que acompaña en forma subordinada al olivino es augita (En₅₁₋₄₅Wo₄₅₋₃₈Fs₁₂₋₈) y alcanza altos contenidos de Cr (hasta 0,39%). Por otro lado, en la lava del centro de la quebrada del río El Toro se identificaron olivino (Fo₇₉₋₈₆ y 0,06 a 0,1 % de Ni); ortopiroxeno (clinoenstatita, En₈₅₋₇₇) y clinopiroxeno (augita, En₅₄₋₄₅Wo₄₂₋₃₈Fs₁₁₋₆, Cuadro 4). El número de Mg del piroxeno es elevado (73 - 88) así como su conteni-

CUADRO 5: Resultados representativos del análisis por microsonda electrónica de los cristales de olivino de los xenolitos ultramáficos. Los valores se expresan en porcentaje en peso.

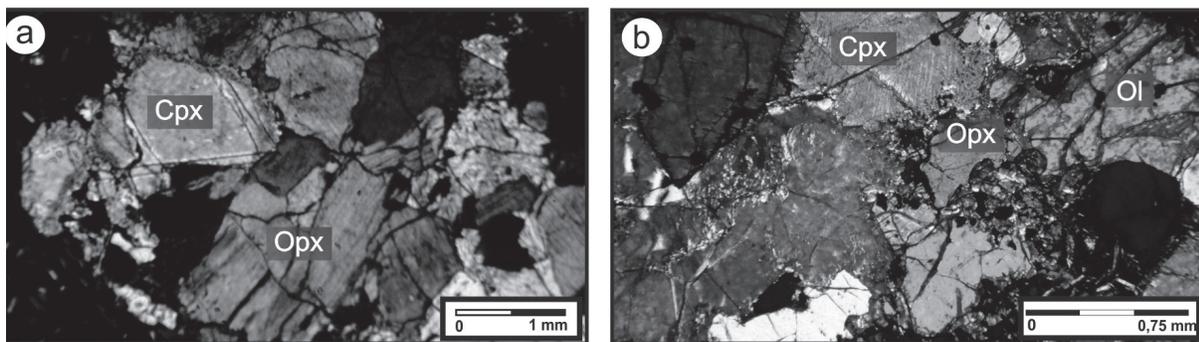
Muestra	J12-4xl												
Centro	Cauchari												
Piroxeno	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	50,78	50,56	52,17	54,77	54,58	50,09	50,30	52,48	52,62	50,81	51,61	51,16	54,24
Al ₂ O ₃	5,07	5,26	4,28	3,03	3,06	5,73	5,63	3,63	3,29	5,65	4,35	4,32	0,29
TiO ₂	0,50	0,46	0,30	0,18	0,17	0,61	0,61	0,29	0,26	0,51	0,39	0,42	0,13
Cr ₂ O ₃	1,17	1,28	0,91	0,73	0,76	0,95	0,90	0,96	0,77	1,23	0,92	1,01	-
CaO	19,08	18,81	20,18	1,69	1,70	19,62	19,48	16,99	15,87	17,83	18,46	21,00	20,76
Na ₂ O	0,52	0,52	0,66	0,08	0,06	0,55	0,61	0,45	0,42	0,60	0,60	0,57	0,18
MgO	17,18	17,01	16,34	31,63	31,46	16,34	16,49	19,30	19,87	17,48	17,83	16,30	17,80
FeO	5,01	5,17	4,94	8,14	8,47	5,14	5,26	5,58	6,00	5,27	5,08	4,44	5,94
MnO	0,14	0,15	0,15	0,20	0,18	0,12	0,12	0,17	0,18	0,12	0,14	0,12	0,17
Total	99,45	99,21	99,92	100,45	100,44	99,15	99,39	99,85	99,28	99,50	99,37	99,33	99,51
Fs%	9	9	8	12	13	9	9	9	10	9	9	8	9
Wo%	41	40	43	3	3	42	42	35	33	38	39	44	41
En%	51	51	48	84	84	49	49	56	57	52	52	48	49
Mg# ¹	86	85	85	87	87	85	85	86	86	86	86	87	84

$$^1\text{Mg\#} = [\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})]_{\text{mol}}$$

Los valores se expresan en porcentaje en peso.

CUADRO 6: Resultados representativos del análisis por microsonda electrónica de los de los núcleos de los cristales de olivino de los xenolitos ultramáficos.

Muestra	J12-4xl	J12-4xl	J12-4xl	J12-4xl	J12-4xl	J12-24xl	J12-24xl	J12-24xl	J12-24xl	J12-24xl
Centro	Cauchari									
Olivino	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
SiO ₂	39,97	39,89	39,96	39,96	40,14	40,03	40,02	39,07	38,95	38,35
Al ₂ O ₃	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	0,04	0,02	0,04	0,02
TiO ₂	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,05	0,00	0,00	0,03	0,04	0,03	0,01	0,03
CaO	0,11	0,11	0,12	0,08	0,06	0,14	0,11	0,11	0,13	0,14
MgO	44,55	45,14	46,75	47,18	47,33	46,88	46,53	45,57	46,18	45,74
FeO	15,04	15,38	13,49	13,36	13,16	12,77	13,29	14,61	13,58	14,53
NiO	0,23	0,21	0,22	0,25	0,21	-	-	0,11	0,14	0,15
Total	99,96	100,76	100,63	100,84	100,93	100,04	100,22	99,56	99,04	98,96
Fo	84	84	86	86	87	87	86	85	86	85

**Figura 4:** Fotomicrografías de cortes delgados de los xenolitos ultramáficos de la Puna norte. a) Piroxenita; b) Websterita.

do de Cr (hasta 0,38%).

Los xenolitos de estos dos centros se componen de augita ($\text{En}_{48-57}\text{Wo}_{33-43}\text{Fs}_{8-12}$) y

enstatita ($\text{En}_{83-84}\text{Wo}_{2-3}\text{Fs}_{12-16}$) de elevado Mg# (84 a 87) (Cuadro 5), composiciones que se solapan con las observadas en

los cristales que integran las lavas hospedantes (Fig. 6). El contenido de Cr_2O_3 del piroxeno de los xenolitos es contrastante

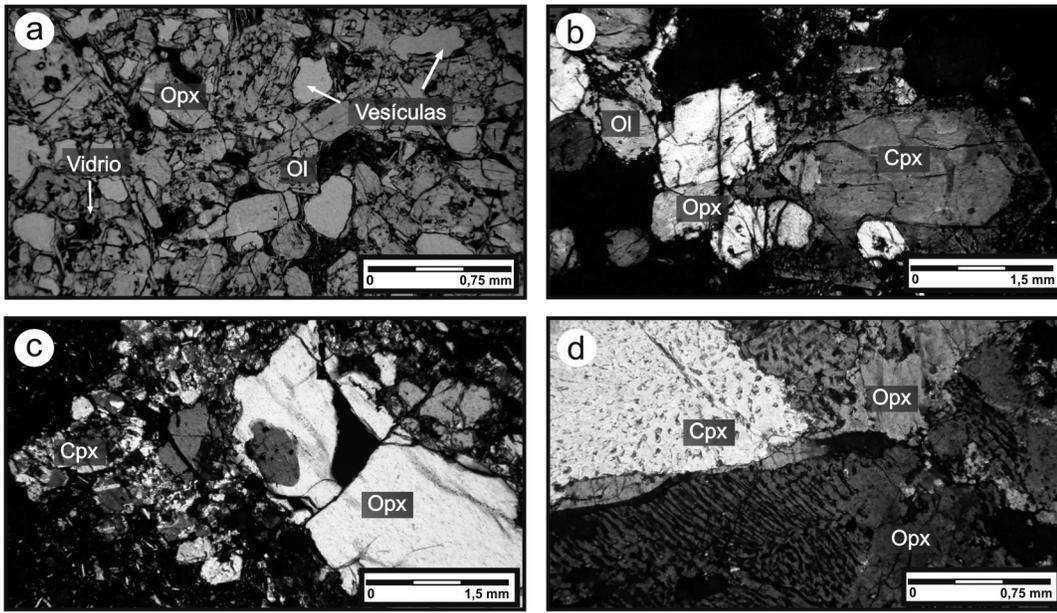


Figura 5: Fotomicrografías de cortes delgados de los xenolitos ultramáficos de la Puna norte. a) Se destaca la formación de vesículas y vidrio en xenolito ultramáfico; b) Cristales de piroxeno parcialmente reabsorbidos; c) Corona de reacción de microlitos de clinopiroxeno en xenolito; d) Textura simplectítica en piroxenos.

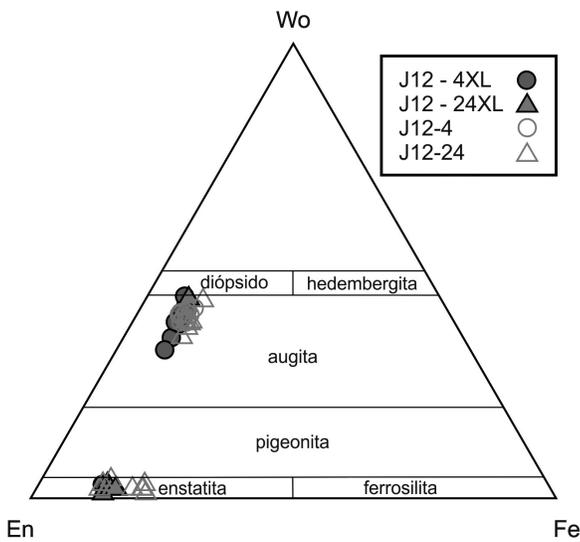


Figura 6: Diagrama ternario de clasificación de los piroxenos (Morimoto *et al.* 1988) que dominan la moda de los xenolitos ultramáficos. La composición de los piroxenos libres en las rocas hospedantes se incluyen para su comparación.

en ambos casos (mayormente entre 0,3 y 0,6 % en el salar de Cauchari y entre 0,7 y 1,3 % en la quebrada del río El Toro), en general mucho más elevado que el observado en las lavas hospedantes (Cuadro 4 y 5). Cabe destacar que los dos tipos de piroxeno en los xenolitos se encuentran mutuamente en equilibrio [$K_{Fe-Mg}^{cpx-opx} = 1,09 \pm 0,14$, según Putirka (2008)]. El olivino de los xenolitos de los dos centros evaluados presenta un rango de composición restringido y caracterizado por un elevado contenido de forsterita (Fe_{81-87}) (Cuadro 6). Nuevamente, al igual que en los microfenocristales de las

lavas, la concentración de Ni es diferente entre ambos, siendo mayor en el xenolito de la lava del centro del salar de Cauchari (~ 0,2 %) respecto del hallado en el centro de la quebrada de El Toro (~ 0,1 %). Los minerales opacos se encuentran siempre subordinados. Ocurren como inclusiones en los cristales mayores de olivino y piroxeno y sólo un bajo porcentaje se dispone en los márgenes y puntos triples entre los componentes mayoritarios del xenolito. Las inclusiones consisten de cristales euhedrales de espinelo rico en Cr ($Cr\# \sim 50$) (Cuadro 7) y en sulfuros (Fig. 7a) con Fe y Ni (identificación cualitati-

va por EDS en la microsonda, Fig. 7b). Estas últimas inclusiones son redondeadas tal que, o bien corresponden a cristales anhedrales de sulfuro o a gotas de líquidos inmiscibles ricos en S.

TERMOBAROMETRÍA

El estudio de las composiciones de clinopiroxeno y ortopiroxeno coexistentes en una misma roca permite la obtención de información sobre la temperatura y presión de equilibrio de estas dos fases. Para ello se aplicaron los geotermobarómetros de Brey & Köhler (1990) y de Putirka (2008) a pares de cristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno que no presentan simplectitas y/o rasgos de reabsorción y que demuestran estar en equilibrio entre sí de acuerdo al valor de la constante de equilibrio del intercambio de Fe y Mg entre ambos piroxenos propuesta por Putirka (2008). Cabe destacar que el error de estos métodos se encuentra alrededor de $\pm 60^\circ C$ y de $\pm 2,8$ kbar. Los resultados pueden consultarse en el Cuadro 8.

Los resultados de los dos termómetros utilizados son semejantes entre sí. Se observa que cada par de minerales en cada uno de los xenolitos evaluados provee rangos disímiles de presión y temperatura. Mientras el xenolito hallado en la la-

va asociada al cono de la quebrada de El Toro indica temperaturas y presiones de alrededor de los 970 °C y 5 kbar, el propio de las lavas del centro monogenético próximo al salar de Cauchari produce valores mayores, de hasta 1246 °C y 8 kbar. En particular, las lavas hospedantes registran elevadas temperaturas y presiones de cristalización (> 200°C y entre 7 y 10 kbar, respectivamente, ver Cuadro 8).

DISCUSIÓN

Los xenolitos ultramáficos de la Puna norte comprenden una asociación de clinopiroxeno, ortopiroxeno y olivino, con o sin espinelo rico en Cr e inclusiones de sulfuros ricos en Fe y Ni. Dado que el piroxeno es dominante, estos xenolitos clasifican como piroxenitas (websteritas y websteritas olivínicas).

Las hipótesis sobre el significado de la presencia de esta clase de xenolitos pueden ser muy variadas. Un probable origen podría ser que los xenolitos correspondan a fragmentos de cumulos, originados a partir de la acumulación de minerales fraccionados en una etapa temprana de cristalización del magma hospedante. Por otro lado, podrían representar el residuo generado luego de la extracción del líquido producido por la fusión parcial. Una última hipótesis es que estos xenolitos sean porciones del manto superior (litosférico) extraídos por el magma durante su ascenso a superficie.

Si bien la interpretación de la petrogénesis de estos xenolitos requiere de un estudio más detallado, con la aplicación de técnicas microanalíticas (elementos mayoritarios y traza, isótopos, etc.) a un número mayor de muestras, los datos presentados en este trabajo permite realizar una evaluación preliminar sobre la misma.

En primer lugar, aunque el análisis de la química mineral muestra que las fases minerales son muy ricas en Mg ($Mg\#$ y $Fo > 80$), el olivino presenta valores del contenido de forsterita inferiores a los típicamente observados en olivinos del manto ($Fo_{>90}$). No obstante, el contenido de Cr de los piroxenos y de Ni del olivi-

CUADRO 7: Resultados representativos del análisis por microsonda electrónica de los cristales de espinelo de los xenolitos ultramáficos.

Muestra	J12-24xl	J12-24xl	J12-24xl	J12-24xl	J12-24xl	J12-24xl
Centro	El Toro					
Óxido	1	2	3	4	5	6
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO ₂	0,10	0,15	0,18	0,09	0,08	0,36
Al ₂ O ₃	17,63	19,09	14,99	18,27	14,27	18,80
K ₂ O	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,98	0,99	2,47	1,11	3,12	1,48
CaO	0,05	0,03	0,05	0,03	0,04	0,06
Cr ₂ O ₃	38,25	38,75	34,80	37,62	36,17	36,48
Cl	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	10,35	11,14	8,88	10,27	7,05	11,95
FeO	30,58	28,46	35,17	31,21	36,53	29,12
MnO	0,14	0,15	0,16	0,15	0,22	0,15
Total	98,09	98,78	96,70	98,77	97,47	98,41
Cr# ¹	48	50	50	49	49	53

¹Cr# = Cr/(Cr+Al)

Los valores se expresan en porcentaje en peso.

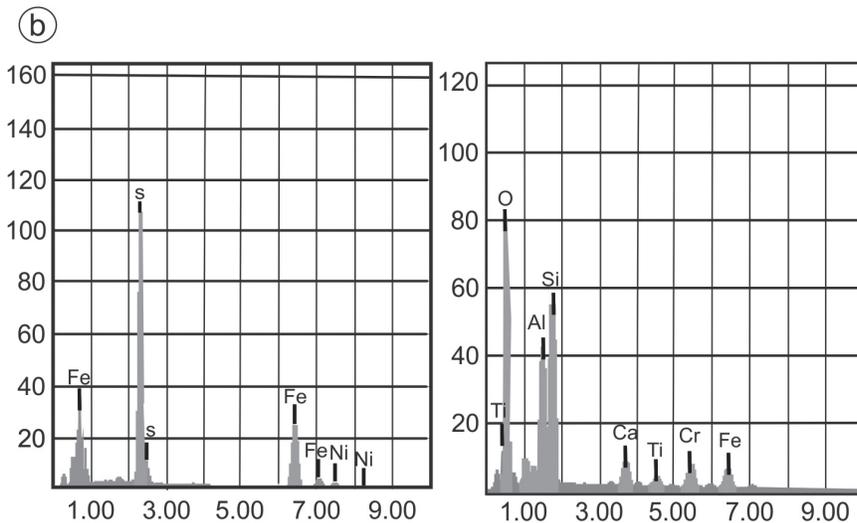
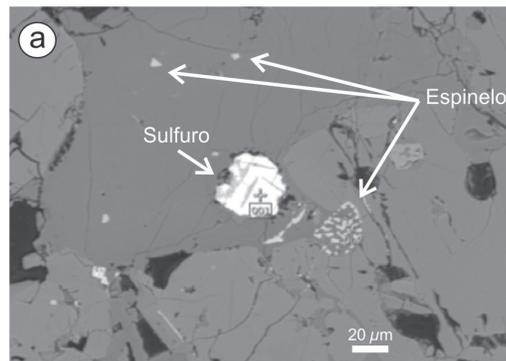


Figura 7: Imagen de microsonda electrónica de inclusiones de sulfuro y espinelo en cristales que forman los xenolitos ultramáficos y análisis semicuantitativo de su composición.

CUADRO 8: Resultados representativos de la aplicación de geotermobarómetros de dos piroxenos en cristales de los xenolitos ultramáficos.

Muestra	Centro	K_D ($1,09 \pm 0,14$)	Brey y Kohler (1990) T(°C)	Putirka (2008) (Ec. 37) T(°C)	Putirka (2008) (Ec. 39) P(kbar)	K_D ($0,3 \pm 0,03$)	Beattie (1993) T(°C)	K_D ($0,28 \pm 0,08$)	Putirka (2008) (Ec. 32c) P(kbar)	Putirka (2008) (Ec. 32d) T(°C)
Xenolito										
J12-24xl	El Toro	0,9	970	970	5					
		0,9	970	971	5					
		1,0	981	970	5					
		1,1	987	971	5					
J12-4xl	Cauchari	1,0	982	971	5					
		1,2	1150	1139	7					
		1,1	1219	1200	8					
		1,1	1246	1221	8					
		1,1	1184	1181	7					
		1,1	1159	1149	7					
Lava hospedante										
J12-4-4-1	Cauchari					0,29	1261			
J12-4-5-2	Cauchari					0,28	1261			
J12-4-2-1	Cauchari							0,28	7	1216
J12-4-3-1	Cauchari							0,28	7	1189
J12-24-7-3	El Toro					0,28	1214			
J12-24-7-5	El Toro					0,30	1214			
J12-24-7-1	El Toro							0,29	9	1220
J12-24-8-2	El Toro							0,28	10	1200

$$^1\text{Mg\#} = [\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})]_{\text{mol}}$$

Los valores se expresan en porcentaje en peso.

no es superior en los cristales que componen los xenolitos ultramáficos respecto de aquellos que aparecen en las lavas hospedantes (Fig. 8). Esta última característica resalta el carácter más primitivo de los xenolitos.

Por otro lado, la presencia de sulfuros como inclusiones en los cristales principales es un rasgo común en xenolitos ultramáficos (Bjerg *et al.* 2005, Lucassen *et al.* 2005, Porreca *et al.* 2006, Mukasa *et al.* 2007, Collins *et al.* 2012). Este tipo de inclusiones podría evidenciar la saturación en S durante la cristalización de magmas máficos de acuerdo al comportamiento incompatible de este elemento en los minerales silicáticos que cristalizan (Collins *et al.* 2012). El hecho de que las fases entrampadas corresponden a sulfuros y no a sulfatos indica que la exsolución de un pequeño volumen de fundido rico en este elemento ocurrió bajo condiciones reductoras, con fugacidades de oxí-

geno menores o iguales al QFM (Jugo *et al.* 2005).

Como ha sido descrito, es común la presencia de texturas simplectíticas en los cristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno de los xenolitos ultramáficos de la Puna norte. Estas simplectitas son incoloras, anisótropas y forman lamelas o exsoluciones vermiculares (*lamellae* y *blebs*, en inglés). De acuerdo a su ángulo de extinción, consistirían en intercrecimientos entre estos dos minerales, lo que es consistente con la misma definición de textura simplectítica (Vernon 2004). Si bien su significado petrogenético aún se encuentra irresuelto, su origen en piroxenos ha sido asociado a deformación a alta temperatura por reequilibrio en estado subsólido durante un proceso de enfriamiento lento (Boland y Otten 1985, Roelfse y Ashwal 2008). De este modo, si bien han sido descritas en xenolitos interpretados como mantélicos (Kopylova *et al.* 1999),

las texturas simplectíticas serían más frecuentes en aquellos derivados de cumulos magmáticos (por ejemplo, Boland y Otten 1985, Roelofse y Ashwal 2008).

Con la información actual, la hipótesis de un origen mantélico para los xenolitos ultramáficos de la Puna norte es precaria. Se estima que la composición mineral y textura de estos xenolitos son afines más bien a un origen cumular, asociado a estadios tempranos de cristalización fraccionada y asentamiento de los cristales en una cámara magmática. En sintonía con esta última hipótesis, las máximas temperaturas de equilibrio registradas (970 a 1246 °C) por los cristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno que componen los xenolitos analizados son semejantes a las obtenidas en xenolitos piroxeníticos en lavas neógenas de la Cordillera Oriental de Salta [1190 -1240 °C (Gioncada *et al.* 2006)] también interpretados como cumulos y son considerablemente meno-

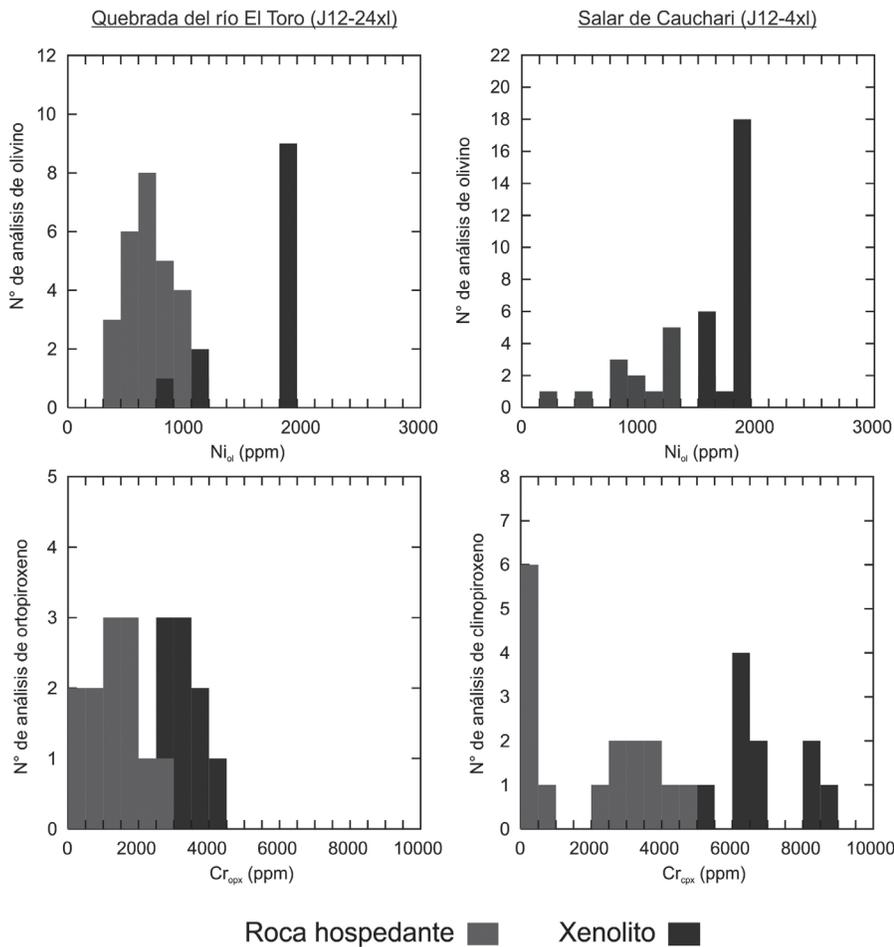


Figura 8: Histogramas de comparación entre el contenido de Ni y Cr del olivino y del piroxeno, respectivamente, entre las lavas hospedantes y los xenolitos ultramáficos asociados.

res a la temperatura potencial del manto en la región (Maro 2015).

En consecuencia, se propone que los xenolitos ultramáficos hallados en las andesitas basálticas y andesitas neógenas de algunos conos monogénicos de la Puna norte serían evidencia de la formación de reservorios corticales que podrían asociarse a zonas calientes de acumulación de magmas primitivos en la corteza (por ejemplo, Annen *et al.* 2006). De acuerdo a las presiones máximas obtenidas en este trabajo se registran diferentes niveles de almacenamiento. De este modo, y en conjunto con las tomografías sísmicas realizadas en la región (McGlashan *et al.* 2008), se sugiere que el reservorio del cual provendrían los xenolitos ultramáficos incluidos en las andesitas basálticas del cono próximo al salar de Cauchari

se habría encontrado a una profundidad somera (a un máximo de $\sim 5 \pm 2,8$ kbar) equivalente a profundidades propias de la corteza media. En cambio el reservorio asociado a los xenolitos alojados en las andesitas del cono de la quebrada del río El Toro (a un máximo de $\sim 8 \pm 2,8$ kbar), estuvo probablemente alojado en la corteza inferior.

Por último, la preservación de estos xenolitos ultramáficos en las andesitas basálticas y andesitas es evidencia de la rápida velocidad de ascenso de los magmas más primitivos de la Puna norte.

CONCLUSIONES

El presente trabajo describe el primer hallazgo de xenolitos ultramáficos en rocas andesíticas basálticas a andesíticas neó-

genas de la Puna norte. Estos xenolitos son poco frecuentes y se caracterizan por contener clinopiroxeno y ortopiroxeno muy ricos en Mg (Mg# 84 a 87) y, subordinadamente, olivino forsterítico (Fo_{81-87}). En ocasiones se encuentra espinelo rico en Cr e inclusiones de sulfuros con altos contenidos de Fe y Ni. La mineralogía indica temperaturas y presiones máximas de equilibrio de alrededor de 1250 °C y 8 kbar, respectivamente.

De acuerdo a la composición de las fases minerales y las presiones obtenidas se propone que estos xenolitos ultramáficos representan fragmentos cumuláticos corticales. En consecuencia, son el resultado del almacenamiento temporal y fraccionamiento de magmas primitivos en cámaras magmáticas en la corteza, aunque aún no se cuenta con datos que sugieran un origen común con los magmas hospedantes. No obstante, su presencia representa una evidencia indiscutible del rápido ascenso de los magmas más primitivos asociados al volcanismo neógeno de la Puna norte.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la colaboración de Roberto Liquín (CIT-Jujuy) en la confección de cortes delgados y pulidos y a Patrocinio Flores y Paulino Cachizumba (IdGyM-UNJu) por la asistencia en los análisis químicos de FRX. Asimismo, a Romina López Steinmetz (CIT-Jujuy e IdGyM) por su colaboración en las tareas de campo. También agradecen al Dr. Robert Trumbull por el acceso al laboratorio de microsonda del GFZ Potsdam y a Oona Appelt por su asistencia durante la ejecución de los análisis. Asimismo, agradecen los comentarios y sugerencias de los árbitros de la revista, la Dra. Silvina Guzmán y el Dr. Ernesto Bjerg, que ayudaron sustancialmente a mejorar la calidad de este trabajo.

Esta contribución fue financiada por los proyectos SeCTER-UNJu 08/E034, PIP CONICET 2010-2012 N°204 y PICT ANPCyT 2012-N°1302.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amirouche, L. y Plapp, M. 2011. On the Effect of Bulk Diffusion on the Initiation of the Discontinuous Precipitation Reaction: Phase-Field Simulations. *Solid State Phenomena* 172: 549-554.
- Annen, C., Blundy, J.D. y Sparks, R.S.J. 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology* 47: 505-539.
- Asch, G., Schurr, B., Bohm, M., Yuan, X., Haberland, C., Heit, B., Kind, R., Woelbern, I., Klaus, B., Comte, D., Pardo, M., Viramonte, J., Rietbrock, A. y Giese, P. 2006. Seismological studies of the Central and Southern Andes. En: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H., Ramos, V., Strecker, M. y Wigger, P. (eds.), *The Andes—Active Subduction Orogeny*. *Frontiers in Earth Sciences* 1: 443-457.
- Bjerg, E.A., Ntaflou, T., Kurat, G., Dobosi, G. y Labudía, C. H. 2005. The upper mantle beneath Patagonia, Argentina, documented by xenoliths from alkali basalts. *Journal of South American Earth Sciences* 18: 125-145.
- Boland, J.N. y Otten, M.T. 1985. Symplectitic augite: evidence for discontinuous precipitation as an exsolution mechanism in Ca-rich clinopyroxene. *Journal of Metamorphic Geology* 3: 13-20.
- Brey, G.P. y Kohler, T. 1990. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* 31: 1353-1378.
- Cabrera, A.P. y Caffé, P.J. 2009. The Cerro Morado Andesites: Volcanic history and eruptive styles of a mafic volcanic field from northern Puna, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28: 113-131.
- Caffé, P.J., Trumbull, R.B., Coira, B.L. y Romer, R.L. 2002. Petrogenesis of Early Neogene magmatism in the Northern Puna; implications for magma genesis and crustal processes in the Central Andean Plateau. *Journal of Petrology* 43: 907-942.
- Caffé, P.J., Maro, G., Presta, J.F., Flores, P.I. y Peralta, Y. 2012. Neogene monogenetic volcanoes from the northern Puna of Argentina, Central Andean plateau. 4 International Maar Conference (IAVCEI), Abstract Volume: 19-20, Auckland.
- Chmielowski, J., Zandt, G. y Haberland, C. 1999. The central Andean Altiplano–Puna magma body. *Geophysical Research Letters* 26: 783-786.
- Coira, B., Kay, S. M., Viramonte, J. 1993. Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna—a model for changing subduction geometry. *International Geology Review* 35: 677-720.
- Coira, B., Caffé, P.J., Ramirez, A., Chayle, W., Diaz, A., Rosas, S., Perez, A., Perez, E.M.B., Orosco, O. y Martinez, M. 2004. Hoja Geológica 2366-I/2166-III Mina Pirquitas, Provincia de Jujuy (escala 1:250.000). Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 269, 1-123, Buenos Aires.
- Collins, S.J., MacLennan, J., Pyle, D.M., Barnes, S.J. y Upton, B.G.J. 2012. Two phases of sulphide saturation in Reunion magmas: Evidence from cumulates. *Earth and Planetary Science Letters* 337-338: 104-113.
- de Silva, S.L. 1989. The Altiplano–Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology* 17: 1102-1106.
- Gioncada, A., Hauser, N., Matteini, M., Mazzuoli, R. y Omarini, R. 2006. Mingling and mixing features in basaltic andesites of the Eastern Cordillera (Central Andes, 24°S): A petrographic and microanalytical study. *Periodico di Mineralogia* 75: 127-140.
- Jugo, P.J., Luth, R.W. y Richards, J.P. 2005. An experimental study of the sulfur content in basaltic melts saturated with immiscible sulfide or sulfate liquids at 1300 °C and 1.0 GPa. *Journal of Petrology* 46: 783-798.
- Kay, S.M., Coira, B. y Viramonte, J. 1994. Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, central Andes. *Journal of Geophysical Research* 99: 24323-24339.
- Kay, S.M., Coira, B., Caffé, P.J., Chen, C-H. 2010. Regional chemical diversity, crustal and mantle sources and evolution of central Andean Puna Plateau Ignimbrites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 198: 81-111
- Kelemen, P.B., Hanghøj, K. y Greene, A.R. 2003. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. *Treatise on Geochemistry* 3: 593-659.
- Kopylova, M.G., Russell, J.K. y Cookenboo, H. 1999. Petrology of peridotite and pyroxenite xenoliths from the Jericho kimberlite: implications for the thermal state of the mantle beneath the Slave craton, northern Canada. *Journal of Petrology* 40: 79-104.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American mineralogist* 68: 277-279.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Strekeisen, A., Woolley, A.R. y Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publications, 193 p., London.
- Lucassen, F., Franz, G., Viramonte, J., Romer, R.L., Dulski, P. y Lang, A. 2005. The late Cretaceous lithospheric mantle beneath the Central Andes: evidence from phase equilibrium and composition of mantle xenoliths. *Lithos* 82: 379-406.
- McGlashan, N., Brown, L.D., Kay, S.M., 2008. Crustal thicknesses in the Central Andes from teleseismically recorded depth phase precursors. *Geophysical Journal International* 175: 1013-1022.
- Maro, G. 2015. Modelo eruptivo y petrogénesis del volcanismo monogenético neógeno de Puna norte. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédito), 403 p., Salta.
- Maro, G. y Caffé, P.J. 2012. Volcanismo máfico terciario de la Puna jujeña, los Cerros Negros de Jama. En: López, J.P., Grosse, P., Bellos, L.I., Báez, M.A., Fogliata, A.S. y Sardi, F.G. (eds.), *Aportes al Magmatismo y Metalogénesis Asociada de la República Argentina I*. Serie Correlación Geológica, INSUGEO 28: 51-72.
- Matteini, M., Mazzuoli, R., Omarini, R., Cas, R. y Maas, R. 2002. The geochemical variations of the upper cenozoic volcanism along the Calama-Olacapato-El Toro transversal fault system in central Andes (-24°S): Petrogenetic and geodynamic implications. *Tectonophysics* 345: 211-227.
- Morimoto, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. Subcommittee on pyroxenes of the International Mineralogical Association, CNMNMN. *The Canadian Mineralogist* 27: 143-156.
- Mukasa, S.B., Blatter, D.L. y Andronikov, A. V. 2007. Mantle peridotite xenoliths in andesite lava at El Peñon, central Mexican Volcanic Belt: Isotopic and trace element evidence for melting and metasomatism in the mantle wedge beneath an active arc. *Earth and Planetary Science Letters* 254: 1-12.

- netary Science Letters 260: 37-55.
- Porreca, C., Selverstone, J. y Samuels, K. 2006. Pyroxenite xenoliths from the Rio Puerco volcanic field, New Mexico: Melt metasomatism at the margin of the Rio Grande rift. *Geosphere* 2: 333-351.
- Pouchou, J.L. y Pichoir, E. 1987. "PAP" (phirhoz) procedure for improved quantitative microanalysis. En: Armstrong, J.T. (ed.), *Microbeam Analysis*, San Francisco Press: 104-106, San Francisco.
- Presta, J.F. y Caffè, P.J. 2014. Historia eruptiva de los volcanes monogenéticos de El Toro (23° 05'S – 66° 42'O), Puna norte, Argentina. *Andean Geology* 41: 142-173.
- Putirka, K.D. 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69: 61-120.
- Roelofse, F. y Ashwal, L.D. 2008. Symplectitic augite from the Platreef – textural evidence for fluid/rock interaction in the Northern Sector of the Northern Limb of the Bushveld Complex? *South African Journal of Geology* 111: 21-26.
- Salisbury, M.J., Jicha, B.R., de Silva, S.L., Singer, B.S., Jiménez, N.C. y Ort, M.H. 2011. ⁴⁰Ar/³⁹Ar chronostratigraphy of Altiplano–Puna volcanic complex ignimbrites reveals the development of a major magmatic province. *Geological Society of America Bulletin* 123:821-840.
- Seggiaro, R.E. 2012. Hoja Geológica 2366-III Susques (1:250.000). SEGEMAR, Secretaría de Minería de la Nación (en prensa).
- Turner, J.C.M., 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* 41: 163-169.
- Turner, J. 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra de Rinconada (Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 13: 15-39.
- Vernon, R.H. 2004. A practical guide for rock microstructure. Cambridge University Press, 594 p, Cambridge
- Wager, L.R., Brown, G.M. y Wadsworth, W.J. 1960. Types of igneous cumulates. *Journal of Petrology* 1: 73-85.
- Wallace, P.J. y Carmichael, I.S.E. 1999. Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135: 291-314.
- Zajacz, Z. y Szabó, C. 2003. Origin of sulfide inclusions in cumulate xenoliths from Nógrád–Gömör Volcanic Field, Pannonian Basin (north Hungary/south Slovakia). *Chemical Geology* 194: 105-117.
- Ward, K.M., Zandt, G., Beck, S.L., Christensen, D.H. y McFarlin, H. 2014. Seismic imaging of the magmatic underpinnings beneath the Altiplano-Puna volcanic complex from the joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions. *Earth and Planetary Science Letters* 404: 43-53.
- Yuan, X., Sobolev, S. V. y Kind, R. 2002. Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters* 199: 389-402.
- Zandt, G., Leidig, M., Chmielowski, J., Baumont, D. y Yuan, X. 2003. Seismic detection and characterization of the Altiplano–Puna magma body, Central Andes. *Pure and Applied Geophysics* 160: 789-807.

Recibido: 2 de octubre, 2015

Aceptado: 3 de abril, 2016