

# MAGMATISMO ÁCIDO DEL MIOCENO SUPERIOR-CUATERNARIO EN EL ÁREA DE CERRO BLANCO-LA HOYADA, PUNA AUSTRAL

María Carolina MONTERO LÓPEZ<sup>1,2</sup>, Fernando HONGN<sup>1</sup>, José Affonso BROD<sup>3,4</sup>, Raúl SEGGIARO<sup>1</sup>, Randall MARRETT<sup>5</sup>, Masafumi SUDO<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Bio y Geociencias del NOA (IBIGEO), CONICET - Universidad Nacional de Salta, Salta.

E-mails: montero\_caro@yahoo.com, fhongn@aol.com, ruliseggiaro@yahoo.com.ar

<sup>2</sup> Universität Potsdam, Institut für Erd- und Umweltwissenschaften, Potsdam, Alemania.

E-mail: masafumi.sudo@geo.uni-potsdam.de

<sup>3</sup> Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Brasil. E-mail: brod@unb.br

<sup>4</sup> Instituto de Estudos Sócio-Ambientais, Universidade Federal de Goiás, Goiânia-GO, Brasil. E-mail: brod@iesa.ufg.br

<sup>5</sup> Department of Geological Sciences, Jackson School of Geosciences, University of Texas at Austin, Austin.

E-mail: marrett@mail.utexas.edu

## RESUMEN

El volcanismo de composición ácida desarrollado en la Puna Austral entre el Mioceno superior y el Holoceno está representado en el extremo oriental de la cordillera de San Buenaventura (26°25'-27°00'S y 67°25'-67°50' O) por dos unidades: Ignimbrita Aguada Alumbreira y Complejo Volcánico Cerro Blanco. Hacia el norte y noroeste de esta área afloran flujos piroclásticos (Ignimbrita Rosada) cuyo análisis se presenta aquí a fines comparativos. Estas rocas volcánicas apoyan sobre un basamento metamórfico de mediano a alto grado con intrusivos del Neoproterozoico-Paleozoico inferior y rocas volcánicas de composición intermedia de ca. 9-7 Ma. Las rocas estudiadas abarcan un lapso entre el Mioceno superior (Ignimbrita Aguada Alumbreira e Ignimbrita Rosada) hasta el Holoceno (Complejo Volcánico Cerro Blanco), tienen afinidad calcoalcalina y son principalmente de composición riolítica. En este estudio se presentan nuevos datos de campo que permiten ordenar la estratigrafía del sector de estudio, así como resultados de geoquímica. Las ignimbritas del Mioceno Superior-Plioceno estudiadas presentan características similares a las rocas ácidas aflorantes al oeste del área de estudio, las cuales fueron relacionadas por diversos autores a un ambiente de subducción procedentes de fuentes mantélicas con altos porcentajes de contaminación cortical, mientras que el Complejo Volcánico Cerro Blanco podría estar reflejando su procedencia de la fusión directa de la corteza, si bien esta hipótesis debe ser corroborada con mayor cantidad de datos geoquímicos.

Palabras clave: *Volcanismo ácido, Puna Austral, Mioceno superior-Cuaternario.*

**ABSTRACT:** *Upper Miocene Quaternary acid magmatism in the Cerro Blanco-La Hoyada area, southern Puna.* An acid volcanism was developed during the Upper Miocene-Holocene at the Southern Puna, represented by two units at the eastern portion of Cordillera de San Buenaventura (26°25'-27°00'S and 67°25'-67°50' W): the Aguada Alumbreira Ignimbrite and the Cerro Blanco Volcanic Complex. Toward the north and northwest of this area several pyroclastic deposits outcrop called Rosada Ignimbrite, which are included in this article for comparison purposes. All these units overlie the Neoproterozoic-Eopaleozoic igneous-metamorphic basement and volcanic rocks of ca. 9-7 Ma. The Aguada Alumbreira and Rosada Ignimbrites erupted at Upper Miocene times, whereas the Cerro Blanco Volcanic Complex is as young as the Holocene. In this article, we present new field data as well as electron microprobe and geochemical analyses from which we synthesize the stratigraphy of this region. The studied rocks are all calc-alkaline rocks with rhyolitic composition and have the same characteristics as the volcanic rocks from the Central Volcanic Zone, for example, related to subduction setting where the silicic magmas formed mainly from mantle sources with a crustal component. The youngest magmatism represented by the Cerro Blanco Volcanic Complex could be related to crustal magmas, however this hypothesis must be corroborated with additional geochemical data.

Keywords: *Acid volcanism, Southern Puna, Upper Miocene-Quaternary.*

## INTRODUCCIÓN

La Puna Austral (Alonso *et al.* 1984) constituye una región de interés científico des-

de el punto de vista volcanológico debido a que contiene numerosos volcanes y extensos mantos de ignimbritas, cuyas edades van desde el Eoceno-Oligoceno has-

ta el Cuaternario (Fig. 1). La Zona Volcánica Central (Deruelle 1982), entre los 14° y 28° de latitud sur, está formada principalmente por rocas de tendencia cal-

coalcalina (Deruelle 1982), ignimbritas riolíticas y riocácicas y en menor grado shoshonitas (Francis y Hawkesworth 1994, Kay *et al.* 1994).

En el segmento de la Puna Austral comprendido entre los 25° y 27° S, las rocas son principalmente calcoalcalinas, con un elevado contenido en  $Al_2O_3$ , variaciones pequeñas en el contenido en  $Na_2O$  y un continuo incremento en  $K_2O$  a medida que avanza la diferenciación (Deruelle 1982). En esta región, los primeros registros de actividad volcánica son del Eoceno tardío evidenciados por la presencia de delgadas capas piroclásticas intercaladas en depósitos sedimentarios en la región del salar de Antofalla (Kraemer *et al.* 1999) sin centros de emisión reconocidos. En el Mioceno se construyeron numerosos edificios volcánicos (*e.g.*, Coira *et al.* 1993, Kraemer *et al.* 1999, Seggiaro *et al.* 2000) y se produjo la erupción de importantes volúmenes de ignimbritas de afinidad calcoalcalina (Coira *et al.* 1982) con composiciones riolítica principalmente y andesítica rica en sílice subordinada. Hacia el suroeste del área La Hoyada-Cerro Blanco, en la región de Ojos del Salado (límite Chile-Argentina), el volcanismo se inició en el Oligoceno, con la emisión de productos de composición intermedia con características de lavas de arco (Mpodzis *et al.* 1996) y hacia el este-noreste de esta región, en el área de Vicuña Pampa (Rossello 1980), con lavas, tobas y diques de composición andesítica a dacítica, con edades entre 25 y 14 Ma (Rossello y Jones 1999).

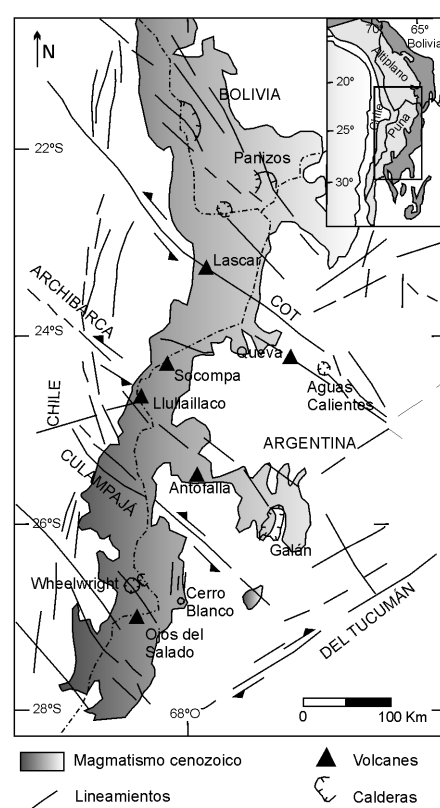
El volcanismo mioceno-cuaternalio en esta región está representado por centros monogenéticos máficos, muchos de los cuales se encuentran asociados a lineamientos transversales (*e.g.*, Viramonte y Petrinovic 1990, Riller *et al.* 2001, Matteini *et al.* 2002a), ignimbritas riolíticas y rocas volcánicas de composición intermedia. El desarrollo de un volcanismo bimodal en este sector sur de la Puna (*e.g.*, Kay y Coira 2009), fue vinculado por diversos autores a un proceso de delaminación litosférica (*e.g.*, Kay y Kay 1993, Kay *et al.* 1994) seguido de un evento de defor-

mación extensional.

El área de estudio está ubicada en el extremo oriental de la cordillera de San Buenaventura, en las zonas de La Hoyada y Cerro Blanco. Esta sierra de dirección E-O, transversal al orógeno andino, marca el borde sur de la Puna (Mon *et al.* 1988). Está compuesta por domos y complejos volcánicos de composición intermedia (Seggiaro *et al.* 2000) cuyas edades van entre el Mioceno superior y el Cuaternario, ubicándose el magmatismo más antiguo en su extremo oriental. Kay y Coira (2009) analizan la evolución tectomagmática a lo largo del *plateau* de los Andes Centrales, detallando las características para cada región en particular. Sin embargo, existen pocos estudios de detalle en esta porción sur de la Puna y la información geoquímica existente es fragmentada, a lo que se suma la escasez de datos isotópicos. En los sectores de La Hoyada y Cerro Blanco la falta de estudios de campo detallados dificulta su correlación con regiones vecinas.

Los primeros trabajos de geología regional del área oriental de la cordillera de San Buenaventura datan del siglo XIX realizados por Stelzner (1885) y después en el siglo XX por Penck (1920). Desde 1895, los estudios estuvieron enfocados a la minería (véase síntesis en Seggiaro *et al.* 2000). Proserpio *et al.* (1989) llevan a cabo un trabajo más detallado sobre las rocas volcánicas que afloran en la región de La Hoyada e inmediaciones, denominadas como Formación La Hoyada (Turner 1963) y posteriormente redefinida como Complejo Volcánico La Hoyada (Seggiaro *et al.* 2000). Los estudios geológicos más recientes realizados por Mon *et al.* (1988), Seggiaro *et al.* (2000) y Kay *et al.* (2006) entre otros, abarcan un aspecto geológico general. Arnasio *et al.* (2005, 2008) estudiaron con mayor detalle el Complejo Volcánico Cerro Blanco, aportando nuevos datos sobre la petrología y geoquímica del complejo.

En el sector La Hoyada-Cerro Blanco afloran cuatro unidades volcánicas de afinidad calcoalcalina que abarcan un lapso entre el Mioceno superior y Cuaternario.



**Figura 1:** Mapa simplificado mostrando la distribución del magmatismo cenozoico en el *plateau* de los Andes Centrales de Sudamérica (modificado de Viramonte *et al.* 1984, Salfity 1985, Riller *et al.* 2001).

El Complejo Volcánico La Hoyada, de composición intermedia es descrito con mayor detalle en Montero López *et al.* (2010). En esta contribución se describen las tres unidades volcánicas restantes, las cuales son de composición ácida, principalmente riolítica. La información obtenida, con nuevos datos de campo, análisis geoquímicos y edades geocronológicas, permite establecer la historia volcanológica en esta porción de la Puna Austral, mostrando así una importante actividad magmática durante el Neógeno con la emisión de productos volcánicos de composición intermedia (Complejo Volcánico La Hoyada, Montero López *et al.* 2010) y ácida, los cuales presentan características semejantes a las rocas volcánicas ácidas estudiadas por diversos autores en esta región. Una excepción son las rocas más jóvenes del Complejo Volcánico Cerro Blanco, que presentan dife-

rencias geoquímicas que estarían indicando un origen diferente, posiblemente relacionados a fundidos puramente corticales, hipótesis que requiere de futuros estudios.

## GEOLOGÍA REGIONAL

El basamento del sur de la Puna está representado por rocas metamórficas de grado variable con intrusiones del Neoproterozoico-Paleozoico inferior. Las rocas son en su mayoría metasedimentitas ricas en cuarzo y ortogneisses de composición granítica con deformaciones penetrativas superpuestas (Penck 1920, Rubiolo *et al.* 2001, Seggiaro *et al.* 2000). Estas rocas afloran hacia el sur del área de estudio y constituyen los altos topográficos que separan la Puna de las Sierras Pampeanas. Los depósitos de la cuenca ordovícica están representados por sucesiones clásticas con intercalaciones de volcánicas ácidas y básicas, cuyos afloramientos principales se encuentran en las sierras de Calalaste y Filo Colorado al norte de la cordillera de San Buenaventura y en la sierra de Las Planchadas y nacientes del río Las Papas hacia el sur (Aceñolaza *et al.* 1976, Seggiaro *et al.* 2000, Rubiolo *et al.* 2001).

Existen escasos registros de rocas sedimentarias de color rojo que fueron asignadas al Pérmico (Seggiaro *et al.* 2000) y tienen una distribución areal restringida en el cerro Colorado, sierra de Calalaste y en las inmediaciones del salar de Antofalla y salina del Fraile. Se las correlaciona con aquellos depósitos pertenecientes a la cuenca carbonífero-pérmica del Grupo Paganzo, que se distribuyen ampliamente en las Sierras Pampeanas Septentrionales y Sistema de Famatina. Este grupo comprende conglomerados, areniscas conglomerádicas y areniscas eólicas de color rojo ladrillo con intercalaciones de areniscas y lutitas lacustres, evaporitas y margas amarillentas y rojizas (*e.g.*, Turner 1967, Fernández Seveso *et al.* 1993, Rubiolo *et al.* 2001).

El basamento pre-mioceno representado principalmente por las unidades del Neo-

proterozoico y Paleozoico es cubierto por unidades volcánicas cuyas edades abarcan entre el Mioceno superior y el Holoceno. El Complejo Volcánico La Hoyada (Seggiaro *et al.* 2000) comprende una serie de productos efusivos y explosivos de composición intermedia (dacitas, andesitas y traquiandesitas) con edades entre ca. 7-2,4 Ma (Montero López *et al.* 2010, 2009). Las rocas volcánicas estudiadas en este trabajo (Fig. 2) se apoyan tanto sobre el basamento ígneo-metamórfico como sobre el Complejo Volcánico La Hoyada. La estructura de la Puna Austral está caracterizada por fallas inversas cenozoicas de doble vergencia con rumbo general N que limitan las serranías que emergen del nivel de base hasta alcanzar altitudes generalmente superiores a 4.500 m s.n.m. (*e.g.*, Allmendinger *et al.* 1989, Seggiaro *et al.* 2000). También destacan tres juegos principales de lineamientos con componentes significativas de movimiento horizontal, uno longitudinal que coincide localmente con las fallas inversas y otros dos transversales, en dirección NE y NO, donde los tres muestran manifestaciones volcánicas asociadas (*e.g.*, Salfity *et al.* 1975, Mon 1976, Salfity 1985, Chernicoff *et al.* 2002). La principal fase de deformación, activa durante el Mioceno medio y Plioceno, estuvo dominada por corrimientos que produjeron acortamiento horizontal NO-SE y extensión subvertical. Las fallas inversas produjeron la elevación de los altos topográficos que ya habían empezado a exhumarse desde el Paleógeno (*e.g.*, Kraemer *et al.* 1999, Coutand *et al.* 2001, Carrapa *et al.* 2005). Por otra parte, las fallas normales y de rumbo presentes a lo largo de la región sur de la Puna están acomodando un acortamiento E-O a ENE-OSO o subvertical y una extensión subhorizontal aproximadamente N-S (*e.g.*, Allmendinger *et al.* 1989, Marrett *et al.* 1994), régimen que estuvo activo desde al menos el Plioceno (Montero López 2009). En las áreas de La Hoyada y Cerro Blanco la espesa cubierta volcánica reciente dificulta el reconocimiento de estas estructuras a escala mayor.

## ESTRATIGRAFÍA VOLCÁNICA DEL ÁREA DE CERRO BLANCO LA HOYADA

Se describen tres unidades volcánicas identificadas en el sector comprendido entre los 26°25' y 27°00' de latitud sur (Fig. 2). La jerarquía y nomenclatura que se utiliza es de acuerdo con la establecida en el Código Argentino de Estratigrafía (artículos 27, 28, 29 y 32); al tratarse de rocas volcánicas se usa el término Ignimbrita como equivalente de Formación, y Unidad como equivalente de Miembro. El término Complejo engloba varios ciclos volcánicos separados por un lapso de tiempo, donde se incluyen diferentes unidades y/o formaciones, por lo cual tiene una jerarquía superior al término Ignimbrita. El término oleada piroclástica se utiliza en sentido genérico involucrando los depósitos de *base surge* y *ground surge*.

### Ignimbrita Aguada Alumbraera

Existen afloramientos dispersos de ignimbritas de espesor considerable en las inmediaciones de la laguna Aguada Alumbraera y en las quebradas que descienden hacia el sur en dirección al bolsón de Fiambalá (Fig. 2), las cuales carecen de estudios de detalle previos. Seggiaro *et al.* (2000) las asignan a la parte superior del Complejo Volcánico La Hoyada. Sin embargo, nuestras observaciones de campo y análisis de laboratorio reflejan diferencias en textura, grado de consolidación, composición mineralógica y geoquímica, que permite separarlas del Complejo La Hoyada. Se propone el nombre de Ignimbrita Aguada Alumbraera para agrupar a estos flujos y los niveles fluviales intercalados. Se distinguieron dos unidades:

*Unidad Blanquecina:* Son rocas ricas en cristales, masivas (Figs. 3a y c), de color blanco a blanco rosado con variaciones locales de color grisáceo. Las pómez son blancas con una longitud del eje mayor entre 0,5-20 cm, engloban cristales de cuarzo y escasas biotitas y anfíboles. Algunas veces se encuentran ligeramente aplasta-

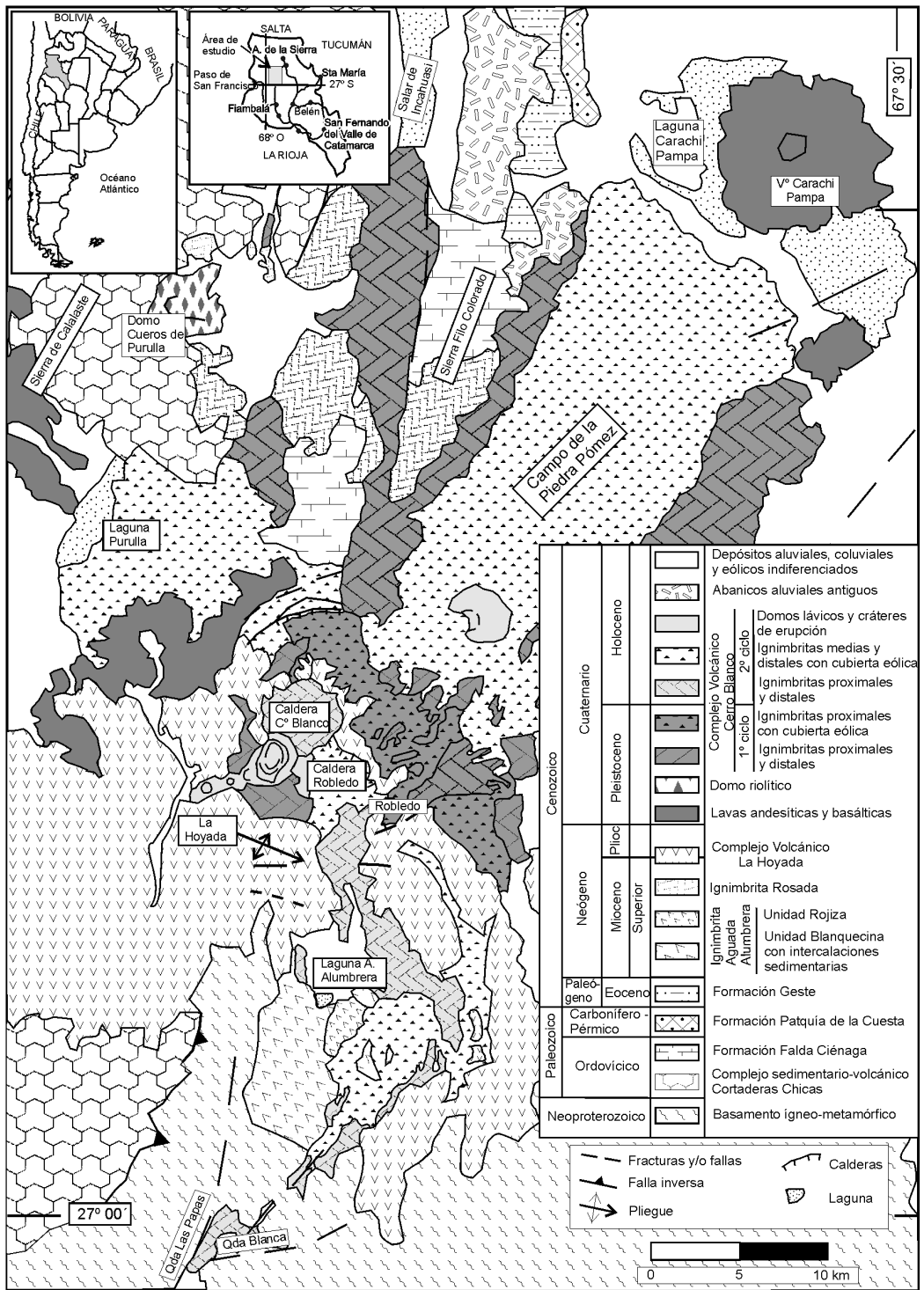


Figura 2: Mapa geológico del sector oriental de la cordillera de San Buenaventura, provincia de Catamarca.

das. Los fragmentos líticos son accidentales y corresponden a volcanitas de composición dacítica y a filitas y pizarras de color gris a gris morado, cuyo tamaño varía entre 2 y 10 cm con algunos bloques de hasta 25 cm, pertenecientes a la roca de caja. La matriz es cinerítica con frag-

mentos de vidrio y fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y hornblenda. Los depósitos se presentan fracturados, con desarrollo de varios sistemas de diaclasas subverticales. Las secciones superiores de esta unidad presentan marcada disyunción columnar. No se observó la base del

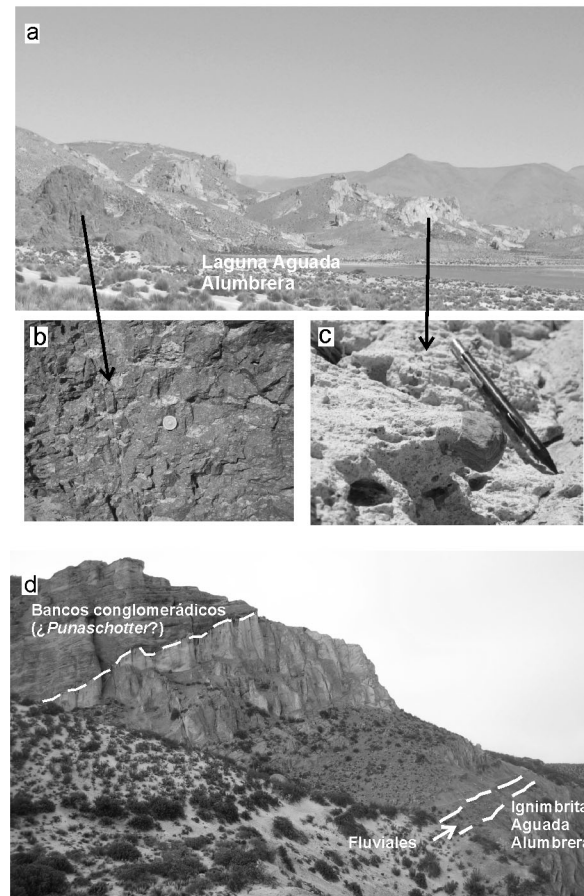
depósito; el espesor mínimo aflorante hacia el sur de la laguna Aguada Alumbrera es de 100 m. Hacia el norte de la laguna se observa que estas ignimbritas son cubiertas en discordancia por rocas del Complejo Volcánico La Hoyada, mientras que hacia el sur la Unidad Blanque-



cina se apoya en forma discordante sobre el basamento metamórfico (Fig. 2).

**Unidad Rojiza:** Las ignimbritas de coloración rojiza son ricas en líticos y afloran inmediatamente al sur-sureste de la laguna Aguada Alumbreira (Fig. 3a). Las pómez son de color blanco, pequeñas (<3 cm de longitud del eje mayor) y están ligeramente aplastadas (largo/ancho: 3/1) (Fig. 3b). Contienen abundante biotita y cuarzo. Los fragmentos líticos accesorios y/o accidentales corresponden a volcanitas y metamorfitas del basamento. La matriz contiene cristales de feldspatos calcosódico y potásico, cuarzo, biotita y escasa hornblenda. Los afloramientos principales de esta unidad se encuentran hacia el sud-sudeste de la laguna (Fig. 2) y su base no está expuesta mientras que su techo está cubierto por depósitos discordantes más jóvenes, relación que se interpreta de la cartografía. El espesor mínimo aflorante es de 40 m. Si bien no se observó la relación estratigráfica entre ambas unidades, se las agrupa provisoriamente en la misma Ignimbrita de acuerdo con sus afinidades químicas y petrográficas. Sin embargo, se separan en dos unidades en consideración de las diferencias que presentan en afloramiento como el color, grado de soldamiento, textura y de los resultados de las edades geocronológicas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Montero López 2009).

**Depósitos fluviales:** La Unidad Blanquecina muestra intercalaciones de hasta 1 m de espesor de depósitos fluviales compuestos por clastos de basamento metamórfico (90-95%) y volcanitas (5-10%). Hacia el sud-sudeste de la laguna Aguada Alumbreira (~3 km) el conjunto está cubierto por bancos de conglomerados polimícticos pobremente consolidados y sin selección, que se encuentran basculados unos  $10^\circ$ - $15^\circ$  hacia el este (Fig. 3d), los cuales se correlaciona con los Rodados de la Puna o *Punaschotter* (Penck 1920). La existencia de niveles conglomerádicos intercalados en la ignimbrita señala que la actividad volcánica fue coetánea con una sedimentación fluvial, con intervalos cortos de tiempo durante la historia de emplazamiento de la ignimbrita que permite



**Figura 3:** a) Vista hacia el SSO del campo Aguada Alumbreira donde se observan los afloramientos de la Ignimbrita Aguada Alumbreira; b) detalle de la Ignimbrita Aguada Alumbreira; c) detalle de la Unidad Rojiza; d) afloramiento de los depósitos fluviales intercalados en la Ignimbrita Aguada Alumbreira hacia el sur-sureste de la laguna.

su depositación.

Las dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  efectuadas sobre cristales de hornblenda provenientes de las pómez y de biotitas en la Unidad Blanquecina dieron una edad entre 7,14 y 7,17 Ma respectivamente (Montero López 2009) (Cuadro 1). Las biotitas de la Unidad Rojiza arrojaron una edad integrada de  $13,57 \pm 0,02$  Ma (edad resultante de todos los pasos del análisis) sin definirse un plateau. Se adopta la edad de ca. 7 Ma de la Unidad Blanquecina para la Ignimbrita Aguada Alumbreira, debido a la precisión obtenida en los resultados analíticos. Queda abierta la posibilidad de que la Unidad Rojiza sea de una edad más antigua que la Unidad Blanquecina, lo cual debe ser corroborado con estudios de campo más detallados y nuevas edades geocronológicas.

#### **Ignimbrita Rosada** (Seggiaro *et al.* 2000)

En las inmediaciones del domo lávico Cueros de Purulla se cartografiaron ignimbritas de coloración rosada a pardo rosada,

ricas en cristales y con estructura masiva (Fig. 2). Es característica la presencia de fragmentos de pómez aplastados formando *fiamme* de color oscuro. La mineralogía de las pómez incluye biotita, cuarzo y hornblenda. Hay un elevado porcentaje de componentes líticos de basamento metamórfico, rocas volcánicas y rocas sedimentarias de color rojo. La matriz engloba abundantes cristales de cuarzo y hornblenda y en menor cantidad plagioclasa y biotita.

A partir de una datación  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotitas procedentes de la ignimbrita se obtuvo una edad de  $7,13 \pm 0,03$  Ma (Cuadro 1). Kraemer *et al.* (1999) dataron esta unidad en  $6,3 \pm 0,2$  Ma (K/Ar en biotita) y Kay *et al.* (2006) indican edades de  $7,3 \pm 0,5$  Ma y  $8,1 \pm 0,5$  Ma (K/Ar en biotita). La diferencia resultante entre las dataciones de este trabajo y de Kay *et al.* (2006) con respecto a la edad obtenida por Kraemer *et al.* (1999) se debe probablemente a la alteración de las biotitas

**CUADRO 1:** Resultados analíticos de las dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en rocas volcánicas del sector oriental de la cordillera de San Buenaventura.

Muestra	Unidad	Material datado	Edad del plateau				Edad de la isócrona				MSWD	Edad integrada			
			Edad (Ma)	1 $\sigma$	$^{39}\text{Ar}$ (%)	*pasos	Edad (Ma)	1 $\sigma$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ intersección	1 $\sigma$		*pasos	Edad (Ma)	1 $\sigma$	Ca/K
LH-23	IAA	biotita (ignimbrita)	7,17	0,02	96,0	8 (11)	7,32	0,05	292,2	0,7	8 (11)	2,63	6,82	0,04	0,0
C5-7	IAA	hornblenda (pómez)	7,14	0,19	77,4	3 (6)	8,70	0,66	290,4	2,1	3 (6)	2,51	7,61	0,23	7,3
Pu-14	IR	biotita (ignimbrita)	7,13	0,03	52,5	3 (9)	*7,14	0,04	292,0	0,4	9 (9)	3,42	7,09	0,02	0,0
LH-38	CVCB	biotita (ignimbrita)	0,44	0,01	66,2	5 (18)	*0,4	0,01	293,9	0,5	18 (18)	3,23	0,41	0,01	0,1

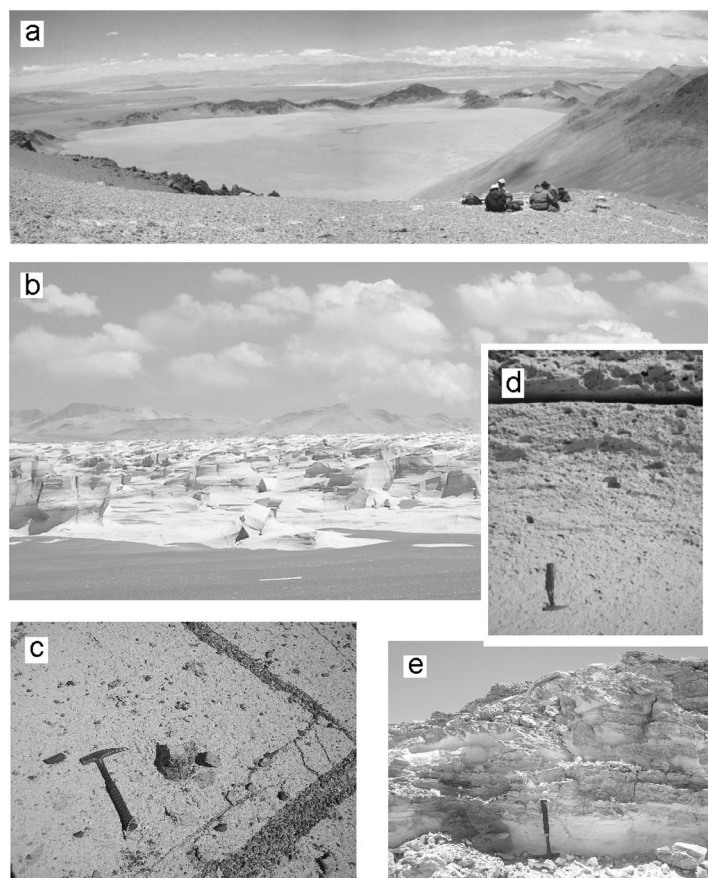
\* Edad de la isócrona y del plateau a partir de todos los pasos realizados

que provoca la pérdida de gas Ar, resultando una edad más joven que la real.

### Complejo Volcánico Cerro Blanco (Seggiaro *et al.* 2000, Arnosio *et al.* 2005)

Cubriendo a las rocas del basamento neoproterozoico-paleozoico inferior y a aquellas de edad terciaria se disponen flujos piroclásticos recientes preservados en áreas deprimidas, que provienen del conjunto de calderas anidadas de Cerro Blanco (Seggiaro *et al.* 2000) (Fig. 2). La caldera Robledo (Arnosio *et al.* 2005) está ubicada hacia el norte del portezuelo de Robledo y NNE de La Hoyada y muestra evidencias de erosión en parte de sus bordes topográficos, dejando así una geometría de semicírculo. La caldera Cerro Blanco tiene todos sus bordes muy bien preservados (Fig. 4a), con el desarrollo de depósitos de flujos de bloques y ceniza en su interior (Arnosio *et al.* 2005, Montero López *et al.* 2009); en uno de sus bordes la caldera está cortada por un domo de lava riolítico, el cerro Blanco.

El Complejo Volcánico Cerro Blanco está formado por ignimbritas, depósitos de caída no consolidados, depósitos de bloques y ceniza y domos de lava de composición ácida, los cuales son agrupados en dos grandes ciclos eruptivos. Se diferencian por el aspecto que presentan los depósitos, por sus características geoquímicas y edades geocronológicas, como se expone a continuación. Los depósitos que conforman el primer ciclo volcánico fueron denominados por Arnosio *et al.* (2005) como Ignimbritas Campo de la Piedra Pómez y aquellos del segundo ciclo bajo



**Figura 4:** a) Vista hacia el NE de la caldera joven del cerro Blanco; b) vista hacia el ESE del campo de la Piedra Pómez; c) detalle de las ignimbritas en facies distales; d) detalle de la zona de alteración hidrotermal en el centro de la caldera del cerro Blanco; e) zona de alteración con un leve abovedamiento del piso de la caldera del cerro Blanco.

el nombre de Ignimbritas El Médano y Purulla.

**1° ciclo volcánico: ignimbritas:** Los depósitos piroclásticos pumíceos se dispersan hacia el norte y noreste de las calderas, rellenando las depresiones de los valles del Salar de Incahuasi, cercanías del volcán Cueros de Purulla y campo de la Piedra Pómez (Fig. 4b). Inmediatamente al NNE de la caldera de Robledo se disponen brechas co-ignimbriticas (Figs. 2 y 4c) que representan las facies proximales del co-

lapso de la columna eruptiva, con abundantes líticos de basamento metamórfico y volcanitas del Complejo La Hoyada, Ignimbrita Aguada Alumbreira y Rosada. El flujo está parcialmente soldado, con pómez aplastadas formando *fiamme*, cuyo eje mayor alcanza los 40 cm. Unos pocos kilómetros hacia el NNE pasa abruptamente a facies de ignimbritas medias y distales (Fig. 4d), con pómez grandes de hasta 20 cm, subredondeadas, de color blanco y pobre contenido en cristales de

cuarzo y biotita, y en fragmentos líticos. La matriz es microcristalina con abundante cantidad de vidrio volcánico y cristales de cuarzo como fase principal, y fenocristales de feldespato y biotita. En la parte inferior de los flujos se observó la presencia de capas de granulometría más fina, de escaso espesor, matriz cinerítica, con dunas, generadas por la ingestión de aire en las partes frontales de la ignimbrita formando depósitos de *oleadas piroclásticas*.

*2° ciclo volcánico: ignimbritas, domos de lava y cráteres de erupción:* Las ignimbritas rellenan los valles que se encuentran hacia el S, ONO y NO del conjunto de calderas (Fig. 2). En la intersección de las quebradas Las Papas y Blanca, estos depósitos alcanzan espesores superiores a 50 m. Los depósitos son de color blanquecino, débilmente soldados, con escasa selección de los componentes, abundante contenido en pómez y en menor porcentaje líticos juveniles y accidentales. Las pómezs son de color blanco, redondeadas a subredondeadas con microfenocristales de cuarzo, feldespatos calcosódico y potásico y biotita; son bimodales entre 0,2 - 3 cm y entre 8 - 20 cm de longitud del eje mayor distribuyéndose los individuos de mayor tamaño hacia el techo del depósito. Los líticos son angulares a subangulares, sin selección y corresponden a fragmentos vítreos provenientes de la fragmentación de algunos de los domos de este complejo, a metamorfitas del basamento y a volcanitas ordovícicas y terciarias. La matriz del depósito es vítrea, levemente perlitizada, presenta evidencias de fluidalidad. No se pudo observar la continuidad lateral de estos afloramientos ya que están cubiertos por depósitos eólicos.

En la zona próxima al campamento minero La Hoyada, unos 7-10 km hacia el SSO de las calderas de Cerro Blanco, queda expuesto un perfil con niveles ricos en materia orgánica intercalados con otros con abundante contenido en material volcánico (cenizas y pómez) (Montero López *et al.* 2005, 2009) (Figs. 5a y c). Los depósitos volcánicos intercalados en las

turbas corresponden a depósitos de caída de ceniza y retrabajados por acción fluvial que posiblemente representan el inicio de cada evento volcánico explosivo. El perfil es cubierto en discordancia por una ignimbrita de color blanco, masivo, sin selección, rica en pómez y pobre en líticos (Figs. 5b y c), que se la vincula con la actividad de los pequeños domos y cráteres de erupción alineados al OSO de la caldera Cerro Blanco en una dirección ENE-OSO (Fig. 2). Estos domos riolíticos están implantados en pequeñas depresiones circulares, con un máximo de 1,3 km de diámetro. Los domos son rocas afánicas, hialocristalinas compuestas por vidrio volcánico y que encierran muy pocos fenocristales principalmente de plagioclasa y escasa biotita y feldespato potásico. El Cerro Blanco constituye el más grande de la cadena de domos; hacia el norte en uno de sus bordes se observa el desarrollo de depósitos de bloques y ceniza, producto de su colapso parcial, con la presencia de depósitos de *oleadas piroclásticas* en la base, que rellenan el interior de la depresión circular (Fig. 4a). En el centro de la caldera se destaca la presencia de una zona de alteración hidrotermal con depósitos de granulometría muy fina compuesto por pómez, con desarrollo de laminación paralela y estructura de canales que corresponden a *oleadas piroclásticas* (Figs. 4e). Estos depósitos fueron interpretados por Viramonte *et al.* (2005) como producto de explosiones freatomagmáticas.

Hacia el noreste del borde ENE de la caldera Cerro Blanco, aproximadamente 8 km en línea recta, se encuentra un pequeño cráter sin expresión topográfica marcada (Fig. 2). En las imágenes satelitales se distingue por su color oscuro y una forma semianular; el material que se encuentra disperso a su alrededor y cuyo alcance areal es restringido (<2 km desde su centro), corresponde principalmente a material del basamento metamórfico (esquistos, anfíbolitas). Este cráter fue denominado por Arnosio *et al.* (2005) como centro El Escondido, con 20 m de profundidad y 1,2 km de diámetro, quienes

lo vinculan a un origen de explosión freática.

La edad obtenida para las ignimbritas proximales ubicadas hacia el NE de la caldera Cerro Blanco es de  $0,44 \pm 0,01$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotita, Cuadro 1). La actividad de las calderas fue fechada por otros autores entre 0,150 Ma (Ar/Ar en roca total, Seggiaro *et al.*, 2000),  $0,2 \pm 0,10$  Ma (K/Ar en feldespato, Kraemer *et al.* 1999) y 0,555 Ma (Ar/Ar en biotita de las pómezs, Seggiaro *et al.* 2000). Por otra parte, Arnosio *et al.* (2008) obtuvieron edades Ar/Ar en sanidinas entre  $73 \pm 23,2$  ka y  $12,2 \pm 6,9$  ka de las ignimbritas del Campo de la Piedra Pómez y de los flujos piroclásticos más jóvenes. Se observa así que hay un grupo de edades obtenidas en biotitas que van entre los 0,55 y 0,44 Ma, y otro grupo en sanidinas de ca. 0,1 Ma. La diferencia en estas edades puede deberse a contaminación por Ar atmosférico en las biotitas una vez expuestas en superficie, aunque el valor de  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  obtenida en la muestra analizada en este trabajo no varía del valor del Ar atmosférico (Cuadro 1), por lo que la muestra no mostraría contaminación. Otra posibilidad es que las sanidinas analizadas no sean lo suficientemente frescas lo que provoca la pérdida de gas Ar resultando en una edad más joven de la real.

Las dataciones de radiocarbón en muestras de materia orgánica del perfil La Hoyada arrojaron edades entre  $8.830 \pm 60$  A.P. y  $5.480 \pm 40$  A.P. (Montero López *et al.* 2009). A partir de estos resultados analíticos se puede deducir que la edad del flujo piroclástico que cubre el perfil es menor a 5.500 años. Este evento volcánico constituye un importante registro de la juventud de la actividad volcánica en este sector de la Puna.

Entonces, debido a que se cuenta con edades de buena precisión podemos establecer un lapso para la erupción del primer evento volcánico quizás tan antiguo como 0,55-0,44 Ma, mientras que la edad que asignamos al segundo ciclo volcánico más joven que 5.500 años se puede ajustar con la edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en sanidinas de Arnosio *et al.* (2008), por lo que el segun-



do evento volcánico se habría iniciado hace aproximadamente 12.000 años y con actividad posterior a los 5.500 años.

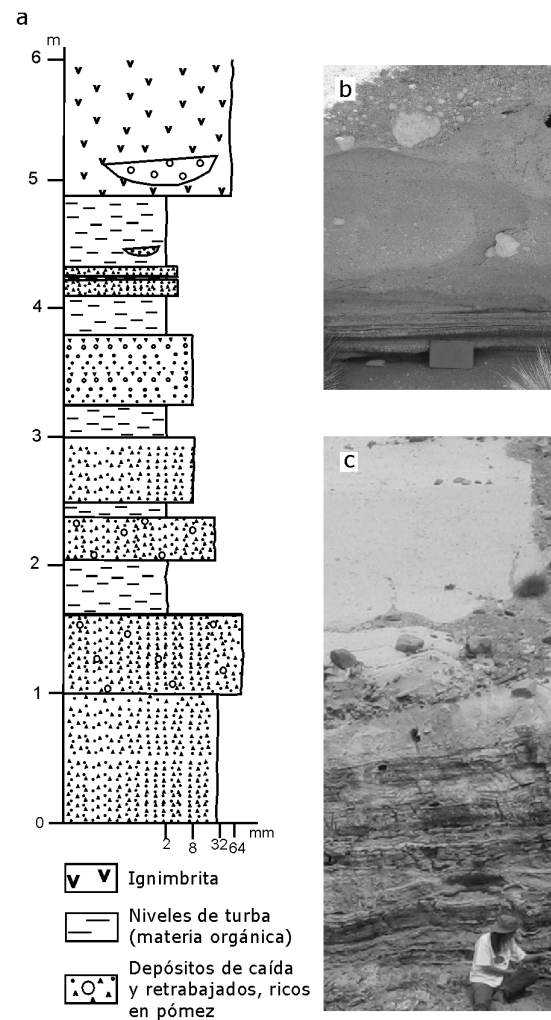
## PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

A partir del análisis de láminas delgadas con una Microsonda Electrónica CAMECA SX50 en el laboratorio de la Universidad de Brasilia (Brasil) se obtuvo la química mineral de 10 muestras (un total de 275 puntos analizados) de las cuales 3 corresponden a la Ignimbrita Aguada Alumbreira, 1 a la Ignimbrita Rosada y 6 al Complejo Volcánico Cerro Blanco. Las principales fases minerales analizadas fueron: feldespatos (calcosódico y potásico), micas y anfíboles (Cuadro 2 en apéndice).

Los análisis geoquímicos de elementos mayoritarios y trazas se llevaron a cabo sobre roca total en la mayoría de las muestras con la excepción de dos muestras (C5-5 y LH-11) del 2° ciclo volcánico de Cerro Blanco donde se analizaron pómez. En muchas de las muestras de ignimbritas no fue posible separar las pómez de la matriz por lo que se realizaron los análisis sobre roca total. Al triturar las muestras se separó los líticos presentes y después se procedió a la molienda de la roca libre de estos componentes. Todos los diagramas mostrados en esta sección se construyeron en base a los valores de los óxidos recalculados a 100% en una base libre de H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub>. La metodología analítica se expone en el Apéndice junto a los resultados de los análisis geoquímicos que se muestran en el cuadro 3 del mismo.

### Petrografía

**Ignimbrita Aguada Alumbreira:** Las muestras de la Unidad Blanquecina están compuestas por una matriz afanítica, porfírica, rica en cristales (aproximadamente 60%) de plagioclasa maclada, incolora y de forma subhedral a euhedral y en menor proporción de anfíboles de color verde a pardo claro, subhedral, micas tabulares, de coloración parda, y cuarzo incoloro, de forma anhedral, además de mi-



nerales opacos y apatito como secundarios. Los fragmentos de pómez muestran desarrollo de esferulitas concéntricas y axiolíticas, producto de la desvitrificación. Contienen fenocristales de cuarzo ligeramente rosado, biotita pardo rojiza de forma tabular, plagioclasa incolora, de forma anhedral, con zonación oscilatoria, y hornblenda de color verde, en formas subhedral y euhedral, y en un pequeño porcentaje, minerales opacos y apatito. Las ignimbritas de la Unidad Rojiza se componen de una matriz afanítica, porfírica, con cristales de plagioclasa incolora, subhedral a anhedral, y en menor proporción de micas tabulares de color verde y pardo rojizo, y cuarzo anhedral, incoloro; y como secundarios se observa minerales opacos y apatito. Las pómez son pequeñas, ligeramente aplastadas formando *fiamme*, con desarrollo de tex-

tura eutaxítica, y con cristales maclados de plagioclasa subhedral, e individuos de cuarzo incoloro, anhedral, y de micas euhedrales, pardo rojizas.

**Ignimbrita Rosada:** se trata de una roca de color rosado, rica en cristales. La matriz es vitrofírica, con abundantes fenocristales de plagioclasa incolora, subhedral, micas rojizas, euhedrales, y anfíboles pseudohexagonales de color verde a pardo, que frecuentemente se encuentran fracturados y alterados. Se encontraron cristales euhedrales a subhedral de clinopiroxenos de color verde. Las pómez presentan una textura esferulítica concéntrica y axiolítica; forman *fiamme* desvitrificadas con inclusiones de plagioclasa, anfíboles, micas y en menor porcentaje cuarzo. **Complejo Volcánico Cerro Blanco:** Las ignimbritas pertenecientes al 1° ciclo tienen una matriz microhialocristalina con gran



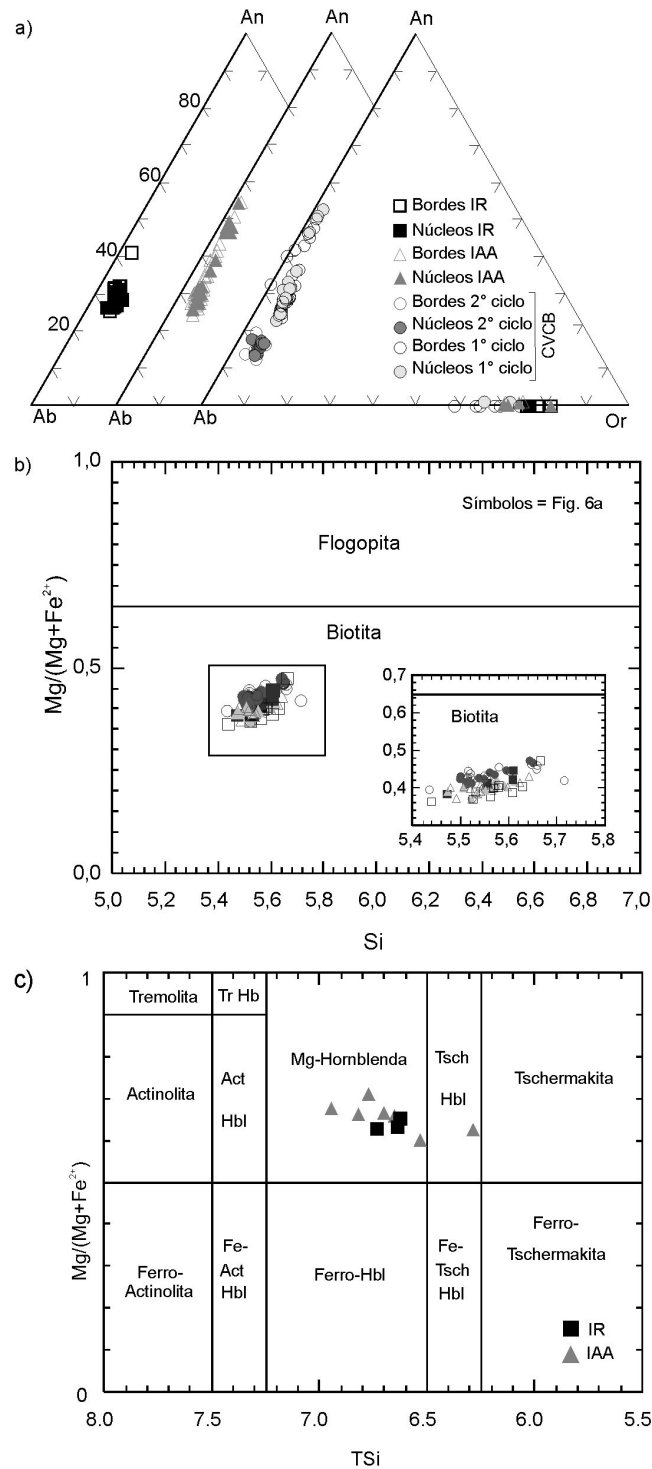
cantidad de vidrio volcánico, trizas vítreas y cristales de cuarzo límpidos, anhedralmente como fase mineral principal y fenocristales subhedrales a anhedralmente de feldespatos calcosódico y potásico y biotita, y escasos cristales pseudo-hexagonales de clinopiroxenos de color verde pálido, con intercrecimientos. Las pómez muestran una textura esferulítica esférica y axiolítica, debido a la desvitrificación. Son muy pobres en cristales, con algunos fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico y biotita, los que se presentan fracturados.

En cuanto a las ignimbritas del 2° ciclo magmático se observa que están formadas por una matriz afanítica con textura porfírica que encierra gran cantidad de cristales rotos de plagioclasa incolora, cuarzo incoloro y biotita de color pardo. Se reconocieron trizas vítreas en la matriz, la cual se presenta de un color pardo producto de la alteración. Las pómez engloban algunos microfenocristales subhedrales a anhedralmente, incoloros de plagioclasa y cuarzo, y escasos microlitos euhedrales de biotita.

Las muestras de los domos corresponden a rocas afaníticas hialocristalinas compuestas por vidrio volcánico, que encierra pocos fenocristales (aproximadamente 20-30%), principalmente de plagioclasa en formas euhedrales a subhedrales, con macla y zonación definida, y escasas biotitas tabulares y feldespatos potásicos anhedralmente.

### Química mineral

**Feldespatos:** La plagioclasa es el mineral esencial que se encuentra presente en mayor porcentaje en las unidades estudiadas. La composición varía desde andesinas a oligoclasas (Ignimbrita Aguada Alumbreira:  $An_{24-54}$ ; Ignimbrita Rosada:  $An_{26-41}$ ; Complejo Volcánico Cerro Blanco, 1° ciclo:  $An_{23-53}$ , 2° ciclo:  $An_{12-17}$ ) con unos pocos cristales que se proyectan en el campo de las labradoritas correspondientes a cristales presentes en las pómez del 1° ciclo volcánico de Cerro Blanco (Fig. 6a); aquellos cristales de las pómez muestran un enriquecimiento en Ca con respecto a las



**Figura 6:** Diagramas de clasificación mineral, a) Diagrama Ab-Or-An; b) diagrama de clasificación de las micas (Rieder *et al.* 1998); c) diagrama de clasificación de los anfíboles cálcicos según Leake *et al.* (1997); CVCB: Complejo Volcánico Cerro Blanco; IR: Ignimbrita Rosada; IAA: Ignimbrita Aguada Alumbreira.

de la matriz. Algunos cristales de las pómez de la Ignimbrita Aguada Alumbreira y Rosada muestran desarrollo de zonación normal, mientras que en los demás individuos la zonación es oscilatoria. Se encuentran presentes cristales de feldespato potásico que se clasifican como sa-

nidina ( $Or_{59-75}$ ) en las rocas del Complejo volcánico Cerro Blanco y sanidinas y ortoclasas ( $Or_{70-81}$ ) en la Ignimbrita Rosada y Unidad Rojiza de la Ignimbrita Aguada Alumbreira.

**Micas:** Las micas se proyectan en el campo de las biotitas dentro del diagrama de

clasificación de Rieder *et al.* (1998) donde se grafica el Si vs. Mg# (Fig. 6b). Los núcleos de los cristales de las pómez de la Ignimbrita Aguada Alumbreira muestran un incremento en el Mg# con respecto a los bordes. En el 2° evento volcánico de Cerro Blanco los fenocristales muestran un ligero aumento del contenido de Mg hacia el núcleo. Se encuentran empobrecidas en Ti con respecto a aquéllos presentes en las ignimbritas del primer ciclo volcánico de este complejo con 3,5 % de TiO<sub>2</sub> mientras que las biotitas de las ignimbritas del 1° ciclo tienen un valor entre unos 4,5 y 5,5 %.

**Anfiboles:** Se reconocieron cristales de anfíbol en las Ignimbritas Aguada Alumbreira y Rosada que se proyectan dentro de los anfíboles cálcicos ((Na+K)<sub>A</sub> < 0,5) de acuerdo con la clasificación de Leake *et al.* (1997). La mayoría se clasifican como Mg-Hornblenda (Fig. 6c). Unos pocos cristales de las pómez de la Ignimbrita Rosada muestran valores de (Na+K)<sub>A</sub> > 0,5 y se clasifican como hornblenda ferropargasítica con valores de Ti < 0,5 (no mostrado en el gráfico de la Fig. 6c). Los núcleos de los anfíboles presentes en las pómez de la Unidad Blanquecina (Ignimbrita Aguada Alumbreira) están empobrecidos en Mg# y enriquecidos en Ti con respecto a los bordes.

#### Elementos mayoritarios

Los valores de SiO<sub>2</sub> (% en peso) del total de las muestras analizadas varían entre 66 y 76 % y el de (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) entre 7,25 y 9,09 %, clasificándose la mayoría de las rocas como riolitas y en el caso de la Ignimbrita Rosada como dacita en transición al campo de las riolitas en el diagrama TAS para rocas volcánicas (*Total Alkalies vs. Silice*, LeMaitre *et al.* 1989) (Fig. 7a). Las rocas tienen una tendencia calcoalcalina, como se observa en el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) donde se proyectan en la serie calcoalcalina alta en potasio (HKCA), con valores de K<sub>2</sub>O entre 3,94 y 5,34 % (Fig. 7b), lo cual también se interpreta de la petrografía, con una textura en general porfírica o esferulítica, matriz microhialocristalina, y el

desarrollo de fenocristales de plagioclasa, micas y anfíboles principalmente.

En los diagramas de variación lineal tipo Harker para elementos mayoritarios se observa que las muestras de la Ignimbrita Aguada Alumbreira marcan una tendencia negativa de los óxidos de Mg, Ca, Fe, P, Ti y Al, los que disminuyen a medida que aumenta el contenido en sílice (Fig. 8). Esta correlación negativa puede explicarse por el fraccionamiento de minerales ricos en estos elementos como anfíbol y plagioclasa, y apatito como accesorio, lo que produce que el líquido residual se vea empobrecido en el contenido de Mg, Ca, Fe, P, Ti y Al, y por lo tanto aumenta la concentración de otros elementos como K y Na. De ésta forma se observa que el K<sub>2</sub>O presenta una correlación positiva con la SiO<sub>2</sub>, mientras que el Na<sub>2</sub>O tiene un comportamiento variable. La muestra representativa de la Ignimbrita Rosada posee valores ligeramente más elevados de MgO, CaO, FeO<sub>T</sub>, TiO<sub>2</sub> y P<sub>2</sub>O<sub>3</sub> que las unidades Aguada Alumbreira y Cerro Blanco, hecho que se corrobora con la petrografía donde se observó en sección delgada la presencia de cristales de clinopiroxeno en la matriz de la Ignimbrita Rosada, mientras que en las otras unidades son escasos a ausentes. Esto no queda reflejado en la química mineral de las plagioclasas, donde su composición varía en rangos similares a las demás unidades. Sin embargo, queda abierta la posibilidad de que en la Ignimbrita Rosada exista otra población de plagioclasas más cálcicas no observadas en la muestra analizada, por lo que sería de esperar que los valores más elevados de los óxidos de Mg, Ca, Fe, Ti y P respondan a la incorporación de magmas más básicos en la cámara magmática.

Las rocas del primer ciclo eruptivo del Complejo Volcánico Cerro Blanco muestran contenidos más elevados de MgO, K<sub>2</sub>O, CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, FeO<sub>T</sub> y P<sub>2</sub>O<sub>3</sub> con respecto a aquellas del ciclo volcánico más joven. En la figura 8 se observa que estos óxidos marcan una tendencia negativa a medida que aumenta el contenido de sílice, donde las rocas del segun-

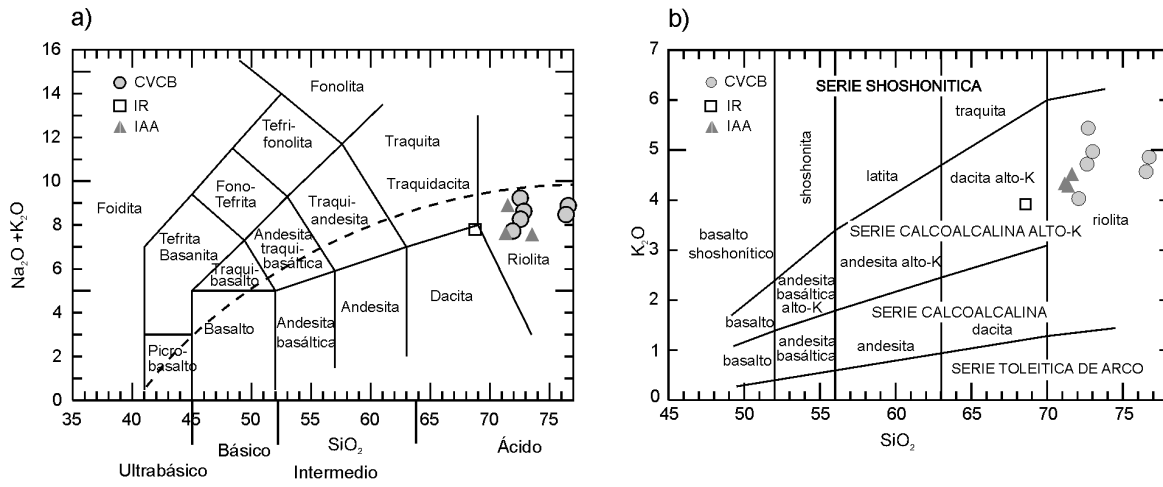
do ciclo eruptivo están más empobrecidas, mientras que el Na<sub>2</sub>O muestra una tendencia ligeramente positiva. El patrón que muestran los contenidos de los óxidos en los diagramas Harker de los dos ciclos, corresponde a la evolución normal de un magma calcoalcalino.

#### Elementos trazas

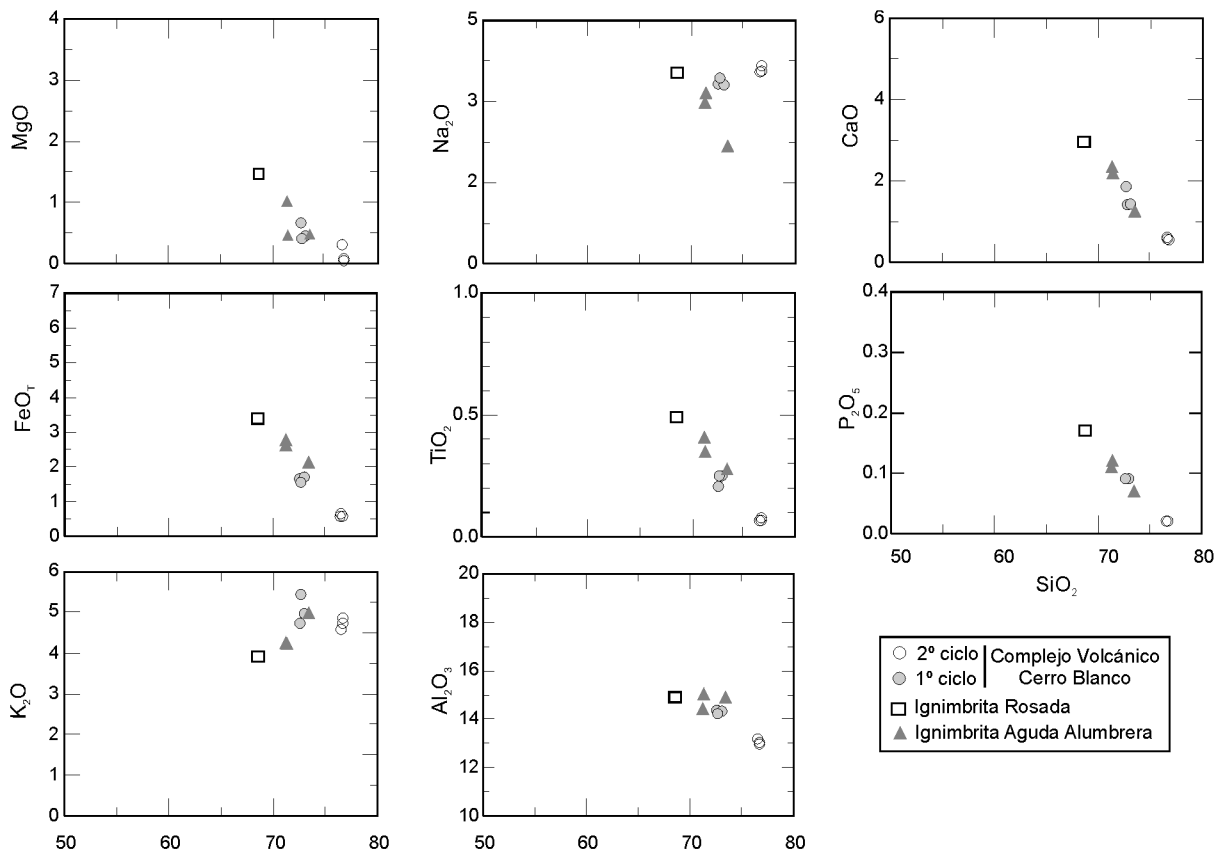
Los valores bajos a intermedios de Cr (1-10 ppm), Co (52-117 ppm) y Ni (5-13 ppm) de las muestras indican que las rocas derivan de líquidos evolucionados, hecho que también queda reflejado en la petrografía y química mineral.

El diagrama de multielementos (normalizado al condrito de Thompson 1982) (Fig. 9a), refleja un enriquecimiento en los elementos más incompatibles (LILE, *Large Ion Lithophile Elements*) entre 200-600 veces el valor del condrito para las Ignimbritas Aguada Alumbreira y Rosada y aquéllas correspondientes al primer ciclo volcánico de Cerro Blanco, mientras que las rocas del segundo ciclo de Cerro Blanco alcanza 1000 veces el valor del condrito. Se observa un empobrecimiento de Ba, Sr y Nb, con una anomalía negativa muy marcada de Ba y Sr para las rocas del segundo ciclo de Cerro Blanco. Los elementos de alto potencial iónico (HFSE, *High Field Strength Elements*) presentan valores de unas 100 veces el valor del condrito e incluso menores, alrededor de 10 veces.

Los valores de tierras raras fueron normalizados al valor del condrito C1 de Sun y McDonough (1989); las ignimbritas Aguada Alumbreira y Rosada desarrollan curvas con un patrón similar, con un fraccionamiento intermedio de las tierras raras con valores de (La/Yb)<sub>N</sub> entre 18,15 y 24,14 (Fig. 9b). Las tierras raras livianas desarrollan una curva de pendiente intermedia (La/Sm<sub>N</sub>: 5,62-6,54) con un enriquecimiento unas 150-200 veces el valor del condrito, y una curva más suave en las tierras raras pesadas con una relación (Gd/Yb<sub>N</sub>) entre 1,61 y 2,15, las cuales están enriquecidas unas 6-10 veces el valor del condrito. Se observan leves anomalías negativas en Eu (Eu/Eu\*: 0,69-0,83)



**Figura 7:** a) Clasificación de las rocas según el diagrama TAS de LeMaitre *et al.* (1989); los resultados de los óxidos fueron recalculados a 100 % libres de contenido de H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub>. La línea de puntos corresponde a la línea de Irvine y Baragar (1971) que indica las tendencias alcalina y subalcalina; b) diagrama SiO<sub>2</sub> vs. K<sub>2</sub>O (Peccerillo y Taylor 1976).



**Figura 8:** Diagramas de variación lineal de Harker para elementos mayoritarios.

(Fig. 9b). Las rocas del Complejo Volcánico Cerro Blanco presentan dos patrones de curvas normalizadas diferentes (Fig. 9b). Aquéllas del primer ciclo eruptivo están caracterizadas por curvas de pendiente intermedias ( $La/Yb_N$ : 20,56 -26,98), con un mayor fraccionamiento de las tierras raras livianas ( $La/Sm_N$  entre 5,75 y 7,23) con respecto a las pesadas ( $Gd/Yb_N$ : 1,77-

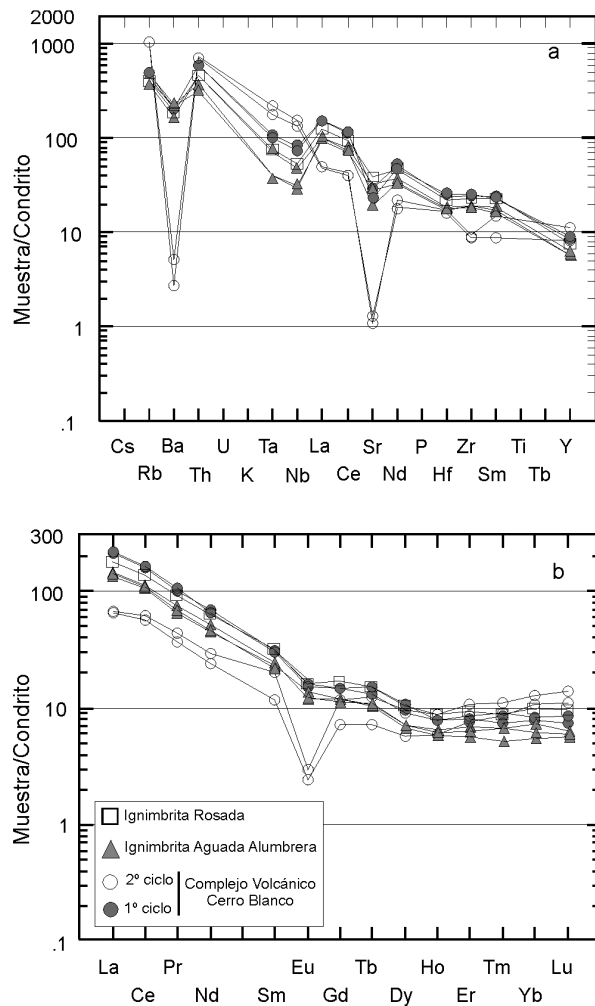
1,87). Las rocas del segundo ciclo eruptivo presentan un menor fraccionamiento en tierras raras livianas ( $La/Sm_N$ : 3,40-5,59) en comparación con las unidades restantes, estando enriquecidas con respecto al condrito unas 70 veces, y las tierras raras pesadas unas 10 veces, con una pendiente suave ( $Gd/Yb_N$ : 0,68-0,92). En este grupo se observa una anomalía negativa de Eu marcada ( $Eu/Eu^*$ : 0,19-

0,26), lo cual es consistente con el patrón que desarrollan los elementos mayores con respecto al contenido de sílice, donde las muestras del 2° evento volcánico muestran composiciones de líquidos más evolucionados.

### DISCUSIÓN

Las unidades que afloran en el tramo





**Figura 9:** a) Diagrama de multielementos normalizados al condrito (Thompson 1982); b) diagrama de los elementos de tierras raras normalizados al valor del condrito de Sun y McDonough (1989).

oriental de la cordillera de San Buenaventura pertenecen a la suite calcoalcalina alta en potasio y varían entre composiciones intermedias (Complejo Volcánico La Hoyada, Montero López *et al.* 2010) y ácidas (Ignimbritas Aguada Alumbreira y Rosada y Complejo Volcánico Cerro Blanco, este trabajo). Las rocas ácidas estudiadas en esta contribución poseen las mismas características que las rocas de la Zona Volcánica Central, con valores de  $Al_2O_3$  entre 12 y 15 %,  $K_2O > 3,87$  %, valores de  $TiO_2$  bajos ( $< 0,49$  %) y  $MgO < 1,45$  %.

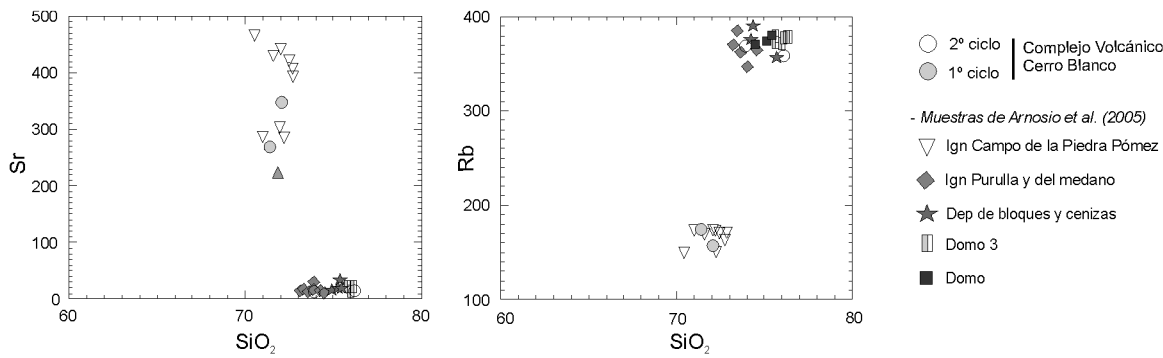
Los valores elevados de Rb, Th y U, y el empobrecimiento en Sr, Pb y tierras raras que presentan las ignimbritas Aguada Alumbreira y Rosada son coherentes con los valores característicos del magmatismo andino de retroarco (*eg.*, Caffè *et al.* 2002). Sin embargo, si se tiene en cuenta

la relación entre los elementos LILE/HFSE, parámetro utilizado por diversos autores para diferenciar entre ambientes de arco y retroarco (*eg.*, Davidson y de Silva 1995), estas ignimbritas se correlacionan con un ambiente de arco con valores de  $Ba/Nb$  (26-77) y  $Zr/Nb$  (7,9-12,2). Por otra parte, Kay *et al.* (1994) asignan a todas aquellas rocas con relaciones de  $La/Ta > 25-30$ ,  $Ba/La < 20$  y  $Ba/Ta > 350$  a ambientes de arco y retroarco, por lo cual las ignimbritas Aguada Alumbreira y Rosada corresponderían a rocas con características transicionales entre estos ambientes ( $Ba/La$ : 16,46-24,85;  $La/Ta$ : 22,93-41,13 y  $Ba/Ta$ : 418-994, Cuadro 3 en apéndice). Se observa así que el criterio utilizado por los diferentes autores para discriminar la posición con respecto al arco en base a las relaciones entre los elementos trazas, no siempre es

aplicable como fue discutido por Guzmán (2009) en el caso de las ignimbritas miocenas que afloran hacia el noreste del área de estudio.

Las ignimbritas Aguada Alumbreira y Rosada son coetáneas, pero debido a que presentan diferencias en su expresión morfológica y características texturales se las separa en unidades diferentes. Las similitudes geoquímicas sumado a las características petrográficas entre éstas ignimbritas así como los resultados de las dataciones geocronológicas podrían estar indicando que se formaron a partir de una serie de procesos similares, aunque se requiere de mayores evidencias de campo y geoquímicas para vincular ambas ignimbritas. La Ignimbrita Aguada Alumbreira muestra características geoquímicas semejantes a los flujos piroclásticos del Mioceno Superior-Plioceno estudiados por Siebel *et al.* (2001) y Schnurr *et al.* (2007) en las áreas del salar de la Isla (Chile) y salar de Antofalla (Argentina), con un fraccionamiento de las tierras raras livianas y medias con respecto a las pesadas, indicando que se formaron a profundidades donde el anfíbol es estable en la fase residual. La presencia de rocas ácidas e intermedias en el sector estudiado para este tiempo sumado a los productos máficos en las cercanías podría estar relacionada al desarrollo de un volcanismo bimodal como fuera propuesto por Kay y Coira (2009). Estos mismos autores postulan que después de los 7 Ma y hasta los 3 Ma ocurren importantes cambios en esta región de la Puna sur, principalmente en el estilo de deformación y volcanismo, los cuales están vinculados con la existencia de un segmento delaminado de la litósfera (Kay *et al.* 1994) como por ejemplo, el desarrollo de fallas normales y de rumbo (Marrett *et al.* 1994), la erupción de lavas máficas y de las ignimbritas del Cerro Galán (Sparks *et al.* 1985).

A partir de los datos obtenidos no es posible asignar un centro de emisión para la Ignimbrita Aguada Alumbreira. Sin embargo, se observa que los afloramientos de esta unidad se encuentran dispersos



**Figura 10:** Gráfico Sr vs. SiO<sub>2</sub> y Rb vs. SiO<sub>2</sub> para las muestras del Complejo Volcánico Cerro Blanco (modificado de Arnosio et al. 2005).

en el campo Aguada Alumbreira y se extienden hacia el sur cubriendo los altos topográficos que separan la Puna Austral de las Sierras Pampeanas Septentrionales. Probablemente el centro de emisión habría estado ubicado en el sector de las calderas actuales del cerro Blanco, y está totalmente cubierto por los productos volcánicos más jóvenes de este complejo, por lo tanto los flujos habrían recorrido una distancia de 20-25 km como máximo hacia el sur, y quedan circunscriptos a un área relativamente pequeña. El hecho de que no hayan alcanzado la región topográficamente baja del bolsón de Fiambalá, indica que para el tiempo de su emplazamiento y depositación ya existía un alto topográfico entre los dos ambientes geológicos y que los flujos no habrían tenido la energía suficiente como para superar la barrera topográfica.

La actividad más joven de la región está representada por el Complejo Volcánico Cerro Blanco. Este conjunto de calderas anidadas tuvo actividad desde los ca. 0,44-0,55 Ma con la emanación de productos efusivos y explosivos que cubren las unidades previas en gran parte del área estudiada y se encuentran rellenando los paleovalles. Sus productos se separan en dos ciclos eruptivos, de acuerdo con características de campo, análisis geoquímicos y geocronológicos. Las rocas formadas durante el 1° ciclo volcánico habrían sido emitidas por la caldera Robledo, hecho que se infiere a partir de las observaciones de campo y análisis de imágenes satelitales, donde se destaca la relación que guardan los depósitos proximales inmediatamente emplazados hacia

el NNE de la caldera Robledo y que dan lugar a las ignimbritas medias y distales del campo de la Piedra Pómez.

La caldera del cerro Blanco arrojó a la superficie los flujos piroclásticos del 2° evento eruptivo y dio lugar al emplazamiento de los domos de lava riolíticos. Los resultados de geoquímica y química mineral en estas rocas reflejan una procedencia de líquidos más evolucionados en relación a las unidades restantes estudiadas. De acuerdo con Arnosio et al. (2005, 2008) los componentes de este complejo se pueden separar en dos grandes grupos: 1) riolitas bajas en SiO<sub>2</sub> y bajo contenido en Rb y alto Sr y 2) riolitas de alto contenido en SiO<sub>2</sub>, alto Rb y bajo Sr. En la figura 10 se muestra las rocas que pertenecen a cada grupo, graficándose tanto las muestras colectadas durante el desarrollo de este trabajo como las estudiadas por Arnosio et al. (2005). Las rocas del 1° ciclo eruptivo se asocian con las del grupo 1 de Arnosio et al. (2005), mientras que las ignimbritas del ciclo más joven y el domo lávico del cerro Blanco entrarían dentro del grupo 2. Las ignimbritas reconocidas por Arnosio et al. (2005) como Ignimbrita Campo de la Piedra Pómez con valores de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr de 0,7066 (Arnosio et al. 2008) corresponden al 1° ciclo del Complejo Volcánico Cerro Blanco propuesto en este trabajo, mientras que las Ignimbritas El Médano y Purulla, que muestran relaciones de Sr más elevadas, <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr: 0,7074 y 0,7099 respectivamente (Arnosio et al. 2008) corresponden al 2° evento.

Los valores de isótopos de Sr reflejan una procedencia a partir de líquidos con

una mayor participación de material cortical, lo cual se complementa bien con el elevado contenido en Rb y la pendiente más suave en las tierras raras pesadas en las rocas del 2° ciclo volcánico del cerro Blanco. Además, el incremento del contenido de sílice y Rb, la disminución de Sr y tierras raras livianas y el incremento de la anomalía negativa de Eu entre las rocas del primer ciclo y del segundo ciclo eruptivo del Complejo Cerro Blanco, indican una evolución progresiva dentro de la cámara magmática. Los dos eventos eruptivos fueron interpretados por Arnosio et al. (2008) como representativos de distintos pulsos o reservorios en la evolución del complejo volcánico.

En esta región ubicada al sur de los 24° S, las ignimbritas de edad mioceno superior-pliocena estudiadas por diversos autores se formaron por magmas de arco de composición intermedia con alto porcentaje de contaminación cortical (e.g., Trumbull et al. 1999, Siebel et al. 2001, Schnurr et al. 2007) hasta un 70% en algunos casos (Matteini et al. 2002a, b). De acuerdo con Schnurr et al. (2007), la escasez de ignimbritas cuyo origen es a partir de magmas puramente corticales puede explicarse por dos motivos: 1) que no se hayan producido fundidos corticales a gran escala o bien, 2) que los magmas así formados fueron incapaces de segregarse, ascender y salir a superficie. Los resultados de estudios geofísicos (sísmicos y magneto-telúricos) hacia el norte de los 25° S revelan la presencia de una zona en la corteza media de baja velocidad sísmica (Yuan et al. 2002) que se corresponde con el *Altiplano-Puna Volcanic Complex* (de

Silva 1989) apoyando la hipótesis de que en la actualidad aún hay zonas de fusión parcial por debajo del *plateau* de los Andes Centrales (Yuan *et al.* 2000, Riller *et al.* 2006). Existen estudios de tomografía sísmica (Heit 2005) que indican que la temperatura del manto superior en el Presente, es mucho más alta en la Puna que bajo el Altiplano y la zona del *Altiplano-Puna Volcanic Complex*, por lo cual es posible que se hayan formado fundidos corticales en la región más austral de la Puna sin haber alcanzado la superficie (Schnurr *et al.* 2007), o que quizás actualmente se estén generando las condiciones necesarias para fundir parte de la corteza y dar origen a este tipo de ignimbritas. Si este hecho se confirma, entonces es muy probable que el magmatismo más reciente en la Puna Austral representado por el Complejo Volcánico Cerro Blanco, esté vinculado a fundidos de origen cortical, con alto contenido en Rb y bajo Sr, mientras que aquellos flujos piroclásticos pertenecientes a la Ignimbrita Aguada Alumbreira, se originaron a partir de magmas de composición intermedia con un porcentaje de contaminación cortical menor al involucrado en las rocas volcánicas que se encuentran al norte de los 24° S.

## CONSIDERACIONES FINALES

Se destaca la presencia de tres unidades volcánicas de composición ácida en esta porción sur de la Puna, dos de ellas de edad miocena superior, Ignimbrita Aguada Alumbreira e Ignimbrita Rosada, y la tercera del Cuaternario, el Complejo Volcánico Cerro Blanco. Los productos emitidos por las estructuras volcánicas, principalmente de origen explosivo y en menor porcentaje efusiones de lavas y construcción de domos, se dispersaron por la región de La Hoyada-cerro Blanco cubriendo al basamento ígneo-metamórfico aflorante en la región en el caso de las Ignimbritas Aguada Alumbreira y Rosada, y tanto a las rocas del basamento ígneo-metamórfico como a aquellas rocas vol-

cánicas de edad terciaria en el caso de los productos volcánicos del Complejo Cerro Blanco.

Los nuevos datos geoquímicos reflejan una afinidad calcoalcalina para estas rocas, lo que es corroborado con la petrografía y química mineral. Las rocas de las unidades Aguada Alumbreira y Cerro Blanco tienen una composición riolítica mientras que la Ignimbrita Rosada es riolítica. Todas las unidades estudiadas provienen de líquidos evolucionados y/o contaminados con corteza, reflejado por las bajas concentraciones de Cr, Co y Ni y por el leve enriquecimiento de los elementos incompatibles LIL (Cs, Rb) y Th. Los productos volcánicos del segundo ciclo de Cerro Blanco son aquéllos que poseen un mayor contenido en sílice, indicando su procedencia a partir de líquidos más evolucionados. El origen de estas rocas de composición ácida podría estar relacionado a la generación de magmas corticales como sugieren los resultados de geofísica donde queda reflejado un estado de la corteza caliente por debajo de la Puna Austral, produciendo una zona de fusión parcial (*e.g.*, Springer y Förster 1998, Heit 2005, Schnurr *et al.* 2007), hipótesis que requiere futuros estudios. Es de relevancia destacar que el Complejo Volcánico Cerro Blanco es un ejemplo único en el volcanismo de la Puna Austral debido a que el 2° ciclo volcánico, con registros de erupciones más jóvenes que 5.500 años, constituye el registro más reciente en la región.

## AGRADECIMIENTOS

Los análisis geoquímicos, de química mineral y geocronológicos fueron financiados por los proyectos SECyT-CAPES BR/PA05-UVII014, PIP N° 5255, CONICET y por el “*DFG Leibniz Institute for Surface Process and Climate Research*” (STR 373/16-1), Universidad de Potsdam (Alemania). Se agradece las sugerencias realizadas por los árbitros I. Petrinovic y V. Litvak. M.C. Montero López agradece al CONICET por las becas otorgadas para el desarrollo de la tesis doctoral y a la

Universidad Nacional de Salta donde realizó el doctorado. Al SEGEMAR y CNEA – Regional Noroeste por la ayuda en la logística de los viajes de campo y el espacio físico para desarrollar las tareas de investigación. Al DAAD y Ministerio de Educación de la Nación por la beca otorgada en el marco del programa Ale Arg para la estadía en Alemania para realizar los análisis geocronológicos <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar. Al Prof. M. Strecker por la ayuda durante el desarrollo de este trabajo. Los autores agradecen a S. Guzmán y M. Arnosio por las discusiones constructivas, y a M. Cabezas y S. Guzmán por la colaboración en los trabajos de campo. A O. Rodriguez Nunes Filho por la asistencia en laboratorio durante los análisis con la microsonda electrónica.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G., Toselli, A.J. y González, O. 1976. Geología de la región comprendida entre el salar del Hombre Muerto y Antofagasta de la Sierra, provincia de Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 31(2): 127-136.
- Allmendinger, R., Strecker, M., Eremchuk, E. y Francis, P. 1989. Neotectonic deformation of the southern Puna Plateau, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 2(2): 111-130.
- Alonso, R., Viramonte, J.G. y Gutiérrez, R. 1984. Puna Austral. Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 43-63. Bariloche.
- Arnosio, M., Becchio, R., Viramonte, J.G., Gropelli, G., Norini G. y Corazzato, C. 2005. Geología del Complejo Volcánico Cerro Blanco (26° 45' LS- 67° 45' LO), Puna Austral. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 851-858, La Plata.
- Arnosio, M., Becchio, R., Viramonte, J.G., de Silva, S. y Viramonte, J.M. 2008. Geocronología e isotopía del Complejo Volcánico Cerro Blanco: un sistema de calderas cuaternario (73-12 ka) en los Andes Centrales del sur. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 177-178, Jujuy.
- Caffe, P., Trumbull, R., Coira, B. y Romer, R. 2002. Petrogenesis of Early Neogene Mag-



- matism in the Northern Puna; implications for magma genesis and crustal processes in the Central Andean Plateau. *Journal of Petrology* 43(5): 907-942.
- Carrapa, B., Adelman, D., Hilley, G.E., Mortimer, E., Sobel, E.R. y Strecker, M.R. 2005. Oligocene range uplift and development of plateau morphology in the southern central Andes. *Tectonics* 24: TC4011, 19 p.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C. y Ramos, V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of the Northern Argentina and Chile. *Earth Science Reviews* 18: 303-332.
- Coira, B., Kay S. y Viramonte, J.G. 1993. Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna- a model for changing subduction geometry. *International Geology Review* 8: 677-720.
- Coutand, I., Cobbold, P.R., de Urreiztieta, M., Gautier, P., Chauvin, A., Gapais, D., Rossello, E.A. y López-Gamundi, O. 2001. Style and history of Andean deformation, Puna plateau, northwestern Argentina. *Tectonics* 20(2): 210-234.
- Chernicoff, C., Richards, J. y Zappettini, E. 2002. Crustal lineament control on magmatism and mineralization in northwestern Argentina: geological, geophysical and remote sensing evidence. *Ore Geology Reviews* 21: 127-155.
- Davidson, J. y deSilva, S. 1995. Late Cenozoic magmatism of the Bolivian Altiplano. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119: 387-408.
- Deruelle, B. 1982. Petrology of the plio-quaternary volcanism of the South-Central and Meridional Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 14: 77-124.
- de Silva, S.L. 1989. Altiplano-Puna Volcanic Complex of the Central Andes. *Geology* 17: 1102-1106.
- Fernández Seveso, F., Pérez, M., Brisson, I. y Alvarez, L. 1993. Análisis de cuenca: técnicas aplicadas en la serie carbónica-pérmica del Paganzo. *Boletín de Informaciones Petroleras*, YPF 33: 77-107.
- Francis, P. y Hawkesworth, C. 1994. Late Cenozoic rates of magmatic activity in the Central Andes and their relationships to continental crust formation and thickening. *Journal of the Geological Society* 151: 845-854, London.
- Guzmán, S. 2009. Petrología y relaciones tectono-magmáticas del Complejo Volcánico Pucará-Cerro Tipillas, provincia de Salta. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédito), 220 p., Salta.
- Heit, B. 2005. Teleseismic tomographic images of the Central Andes at 21° S y 25,5° S: an inside look at the Altiplano and Puna plateaus. Tesis doctoral, Universidad Libre de Berlín (inédito), 139 p., Berlín.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R. 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. *Journal of South American Earth Sciences* 8: 523-548.
- Kay, S.M. y Coira, B.L. 2009. Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism and crustal flow under the central Andean Altiplano-Puna plateau. En Kay, S.M., Ramos, V.A. y Dickinson, W.R. (eds.), *Backbone of the Americas: Shallow subduction, plateau uplift and ridge and terrane collision*. Geological Society of America, *Memoir* 204: 229-259.
- Kay, R. y Kay, S.M. 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics* 219: 177-189.
- Kay, S., Coira, B. y Viramonte, J.G. 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: 323-339.
- Kay, S., Coira, B. y Mpodozis, C. 2006. Late Neogene volcanism in the Cerro Blanco region of the Puna Austral, Argentina (~ 26,5°S, ~ 67,5° W). 11° Congreso Geológico Chileno, *Actas* 2: 499-502, Antofagasta.
- Kraemer, B., Adelman, D., Alten, M., Schnurr, W., Erpenstein, K., Kiefer, E., van den Bogaard, P. y Görler, K. 1999. Incorporation of the Paleogene foreland into the Neogene Puna Plateau, the Salar de Antofalla area, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 157-182.
- Leake, B.E., Wooley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. y Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist* 82: 1019-1037.
- LeMaitre, R., Baternan, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M., Sabine, P., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. y Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, 193 p., Oxford.
- Marrett, R., Allmendinger, R., Alonso, R. y Drake, R. 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 7(2): 179-207.
- Matteini, M., Mazzuoli, R., Omarini, R., Cas, R. y Maas, R. 2002a. The geochemical variations of the upper cenozoic volcanism along the Calama-Olacapato-Toro transversal fault system in Central Andes (~ 24°S): petrogenetic and geodynamic implications. *Tectonophysics* 345: 211-227.
- Matteini, M., Mazzuoli, R., Omarini, R., Cas, R. y Maas, R. 2002b. Geodynamical evolution of Central Andes at 24°S as inferred by magma composition along the Calama-Olacapato-El Toro transversal volcanic belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 118: 205-228.
- Mon, R. 1976. La tectónica del borde oriental de Los Andes en las Provincias de Salta, Tucumán y Catamarca, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 31(2): 65-72.
- Mon, R., Mena, R., Marrett, R. y Hongn, F. 1988. Rasgos de Neotectónica en la Puna Austral (República Argentina). 5° Congreso Geológico Chileno, *Actas* 1: 69-83, Santiago.
- Montero López, M. C., Marrett, R. y Hongn, F. 2005. Geología y estructura del extremo este de la Sierra de San Buenaventura, Puna Sur (Catamarca). 16° Congreso Geológico Argentino, *Actas* 1: 185-190, La Plata.
- Montero López, M. C. 2009. Estructura y magmatismo neógeno-cuaternarios en la sierra de San Buenaventura (Catamarca): su vinculación con la terminación austral de la Puna. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédito), 255 p., Salta.
- Montero López, M.C., Hongn, F.D., Seggiaro, R., Marrett, R. y Ratto, N. 2009. Relación entre el volcanismo y los registros arqueológicos en el bolsón de Fiambalá. En Ratto, N. (ed.): *Entrelazando ciencias, sociedad y ambiente antes*

- de la conquista española, 131-156, Buenos Aires.
- Montero López, M.C., Hongn, F.D., Seggiaro, R., Brod, J.A. y Marrett, R. 2010. Estratigrafía y geoquímica del volcanismo de composición intermedia (Mioceno superior-Plioceno) en el extremo oriental de la Cordillera de San Buenaventura (Puna Austral). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67(1): 63-80.
- Mpodozis, C., Kay, S., Gardeweg, M. y Coira, B. 1996. Geología de la región de Ojos del Salado (Andes Centrales, 27° S): Implicancias de la migración hacia el este del frente volcánico Cenozoico Superior. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 539-548, Buenos Aires.
- Peccerillo, R. y Taylor, S. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Penck, W. 1920. Der Südrand der Puna de Atacama. *Abhandlungen der Mathematisch-Physikalische Klasse der Sächsischen Akademie Der Wissenschaften* 37 (1): 3-420.
- Proserpio, C., Pezzutti, N., Segal, S. y Godeas, M. 1989. Informe preliminar del levantamiento geológico del área "La Hoyada", provincia de Catamarca. Informe interno. Dirección Nacional de Geología y Minería (inédito), 32 p., Buenos Aires.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'Yakonov, Y., Frank-Menetskii, V., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P., Müller, G., Neiva, A., Radoslovich, E., Robert, J., Takeda, H., Weiss, Z. y Wones, D. 1998. Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist* 36: 41-48.
- Riller, U., Petrinovic, I., Ramelow, J., Strecker, M. y Oncken, O. 2001. Late Cenozoic tectonism, caldera and plateau formation in the Central Andes. *Earth Planetary Science Letters* 188: 299-311.
- Riller, U., Götze, H.J., Schmidt, S., Trumbull, R., Hongn, F. y Petrinovic, I. 2006. Upper-crustal structure of the Central Andes inferred from dip curvature analysis of isostatic residual gravity. En Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.J., Ramos, V., Strecker, M. y Wigger, P. (eds.) *The Andes- Active Subduction Orogeny*: 328-336.
- Rossello, E. 1980. Nuevo Complejo Volcánico Vicuña Pampa, departamento Belén, provincia de Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35(3): 436-438.
- Rossello, E. y Jones, J. 1999. Potencial Geomínero de la caldera Vicuña Pampa (27° 00'S-67°00'O), Catamarca. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 294-297, Salta.
- Rubiolo, D., Seggiaro, R. y Hongn, F. 2001. Mapa de la Hoja Geológica 2769-IV Fiambalá, provincias de Catamarca y La Rioja. Programa Nacional de Cartas Geológicas 1:250.000, Versión preliminar, SEGEMAR, Boletín 361, 90 p., Buenos Aires.
- Salfity, J. 1985. Lineamientos transversales al rumbo andino en el noroeste argentino. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 119-137, Antofagasta.
- Salfity, J., Omarini, R., Baldi, B. y Gutiérrez, W. 1975. Consideraciones sobre la evolución geotectónica del Precámbrico y del Paleozoico del Norte Argentino. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 4: 341-362, Buenos Aires.
- Schnurr, W., Trumbull, R., Clavero, J., Hahne, K., Siebel, W. y Gardeweg, M. 2007. Twenty-five million years of silicic volcanism in the southern central volcanic zone of the Andes: Geochemistry and magma genesis of ignimbrites from 25 to 27°S, 67 to 72°W. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 166: 17-46.
- Seggiaro, R., Hongn, F., Folguera, A. y Clavero, J. 2000. Hoja Geológica 2769 – II. Paso de San Francisco. Programa Nacional de Cartas Geológicas 1:250.000, SEGEMAR, Boletín 294, 52 p., Buenos Aires.
- Siebel, W., Schnurr, W., Hahne, K., Kraemer, B., Trumbull, R., van den Bogaard, P. y Emmermann, R. 2001. Geochemistry and isotope systematic of small to medium volume Neogene Quaternary ignimbrites in the southern central Andes: evidence for derivation from andesitic magma sources. *Chemical Geology* 171: 213-217.
- Sparks, R., Francis, P., Hamer, R., Pankhurst, L., O'Callaghan, R., Thorpe, y Page, R. 1985. Ignimbrites of the Cerro Galán caldera, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 24: 205-248.
- Springer, M. y Förster, A. 1998. Heat flow density across the Central Andean subduction zone. *Tectonophysics* 291: 123-139.
- Stelzner, A. 1885. *Beitrage zur Geologie und Paleontologie der Argentinischen Republik*. I Geologischer Theil. Verlag Theodor Fischer, 329 p., Cassel und Berlin.
- Sun, S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematic of ocean basalts: implication for mantle, composition and processes. En Saunders A. D., Norry, M.J. (eds.) *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London, Special Publication 42: 313-345.
- Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scotland Journal of Geology* 18: 49-107.
- Trumbull, R., Wittenbrink, R., Hahne, K., Emmermann, R., Büsch, W., Gerstenberger, H. y Siebel, W. 1999. Evidence for Late Miocene to Recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes (25-26°S) and its geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 135-155.
- Turner, J.C. 1963. Informe geológico correspondiente a la "Mina La Hoyada", Dpto. Tinogasta, Provincia de Catamarca. Informe interno Servicio Nacional Minero Geológico (inédito), 24 p., Buenos Aires.
- Turner, J.C. 1967. Descripción geológica de la Hoja Chaschuil, 13b. Instituto Nacional de Geología y Minería, Boletín 106, 91p., Buenos Aires
- Viramonte, J.G. y Petrinovic, I.A. 1990. Calderas asociadas a megafacturas transcurrentes en los Andes Centrales del Sur. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 369-372, San Juan.
- Viramonte, J.G., Castro Godoy, S., Arnosio, M., Becchio, R. y Poodts, M. 2005. El campo geotermal de la caldera de Cerro Blanco, utilización de imágenes Aster. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 505-512, La Plata.
- Yuan, X., Sobolev, S.V., Kind, R., Oncken, O., Bock G., Asch, G., Schurr, B., Graeber, F., Rudloff, A., Hanka, W., Wylegalla, K., Tibi, R., Haberland, C., Rietbrock, A., Giese, P., Wigger, P., Röwer, P., Zandt, G., Beck, S., Wallace, T., Pardo, M. y Comte, D. 2000. Subduction and collision processes in the Central Andes constrained by converted seismic phases. *Nature* 408: 958-961.
- Yuan, X., Sobolev, S. V. y Kind, R. 2002. Moho topography in the Central Andes and its geodynamics implications. *Earth Planetary Sciences Letters* 199: 389-402.

Recibido: 22 de septiembre, 2009  
aceptado 27 de agosto, 2010





Continúa Cuadro 2, composición en óxidos representativa de las micas.

	Pu 14 - Ignimbrita Rosada					C5-7 - Ignimbrita Aguada Alumbreira							SB-03 - Complejo Volcánico Cerro Blanco: 1° ciclo			C5-16 Complejo Volcánico Cerro Blanco: 2° ciclo				
	Pómez					Pómez				Matriz			Pómez			Domo lávico				
	Bt 1b	Bt 1b	Bt 1c	Bt 1b	Bt 1b	Bt 1b	Bt 1c	Bt 1b	Bt 2b	Bt 2c	Bt 2b	Bt 3b	Bt 3c	Bt 3b	Bt 1b	Bt 1c	Bt 1b	Bt 1b	Bt 1c	Bt 1b
<i>Sum Z</i>	7,909	7,924	7,880	8,000	7,983	8,000	8,000	7,984	7,978	7,996	8,000	7,981	7,982	7,993	7,796	7,991	7,972	7,987	7,987	8,000
AlVI	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000	0,069	0,003	0,000	0,000	0,000	0,018	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015
Mg	0,033	0,024	0,033	0,027	0,028	0,032	0,029	0,025	0,027	0,029	0,027	0,026	0,032	0,034	0,016	0,025	0,023	0,127	0,137	0,126
Fe <sup>2+</sup>	2,670	2,610	2,565	2,375	2,373	2,166	2,156	2,224	2,357	2,261	2,326	2,394	2,299	2,407	2,559	2,237	2,195	2,094	2,045	2,109
Mn	2,720	2,726	2,844	2,813	2,824	2,911	3,020	2,965	2,814	2,878	2,800	2,825	2,862	2,788	2,981	2,926	2,984	3,205	3,254	3,138
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,520	0,528	0,528	0,520	0,526	0,514	0,537	0,541	0,538	0,546	0,538	0,523	0,529	0,518	0,552	0,543	0,541	0,400	0,400	0,411
<i>Sum Y</i>	5,942	5,889	5,971	5,748	5,750	5,692	5,745	5,756	5,737	5,713	5,708	5,769	5,722	5,747	6,110	5,731	5,743	5,827	5,836	5,799
Ca	0,001	0,003	0,005	0,003	0,000	0,004	0,004	0,001	0,015	0,016	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000
Na	0,113	0,121	0,097	0,054	0,109	0,117	0,103	0,104	0,134	0,033	0,068	0,091	0,156	0,105	0,116	0,142	0,211	0,103	0,111	0,112
K	1,775	1,735	1,761	1,781	1,774	1,728	1,756	1,786	1,789	1,811	1,799	1,817	1,792	1,817	1,727	1,779	1,741	1,836	1,811	1,870
Ba	0,009	0,002	0,010	0,020	0,019	0,011	0,000	0,007	0,000	0,002	0,019	0,008	0,026	0,001	0,005	0,002	0,007	0,000	0,000	0,000
<i>Sum X</i>	1,888	1,859	1,863	1,838	1,883	1,850	1,863	1,891	1,938	1,860	1,876	1,909	1,948	1,922	1,843	1,924	1,953	1,939	1,923	1,983
Cationes	15,740	15,672	15,714	15,586	15,616	15,542	15,608	15,631	15,653	15,570	15,584	15,660	15,653	15,662	15,749	15,646	15,668	15,752	15,746	15,782
OH	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

Composición en óxidos representativa de los anfíboles.

	Pu 14 - Ignimbrita Rosada		C5-7 - Ignimbrita Aguada Alumbreira					
	Pómez		Pómez			Matriz		
	Anf 1c	Anf 1b	Anf 1b	Anf 1c	Anf 1b	Anf 2b	Anf 2c	Anf 2b
SiO <sub>2</sub>	44,68	44,81	42,41	44,70	44,73	45,82	45,74	44,25
TiO <sub>2</sub>	1,76	1,60	2,69	1,95	1,80	1,53	1,57	1,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,77	8,46	11,25	9,34	8,34	7,39	8,11	8,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,06	2,28	2,27	1,75	2,70	2,70	3,60	3,40
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,11	0,04	0,06	0,06	0,00	0,02	0,00
FeO	13,15	12,86	13,00	12,12	12,48	12,30	12,43	12,57
MnO	0,37	0,37	0,36	0,35	0,33	0,52	0,47	0,38
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	12,43	12,07	11,63	12,79	12,78	12,90	12,85	12,44
CaO	12,07	11,88	12,02	12,19	11,91	11,96	11,87	11,86
Na <sub>2</sub> O	1,99	1,69	2,07	1,99	1,73	1,44	1,69	1,70
K <sub>2</sub> O	0,93	1,01	0,85	0,90	0,98	0,76	0,88	1,03
H <sub>2</sub> O	2,00	1,98	2,00	2,01	2,00	2,00	2,02	1,99
Total	100,21	99,12	100,59	100,16	99,82	99,31	101,24	99,98
Si	6,657	6,751	6,310	6,632	6,676	6,841	6,736	6,615
AlIV	1,343	1,249	1,690	1,368	1,324	1,159	1,264	1,385
<i>Sum T</i>	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
AlVI	0,198	0,253	0,282	0,264	0,143	0,140	0,143	0,127
Fe <sup>3+</sup>	0,231	0,258	0,254	0,196	0,303	0,304	0,399	0,382
Ti	0,197	0,181	0,300	0,218	0,202	0,171	0,174	0,200
Cr	0,000	0,013	0,005	0,007	0,007	0,000	0,002	0,000
Mg	2,761	2,711	2,579	2,830	2,843	2,871	2,821	2,772
Fe <sup>2+</sup>	1,612	1,584	1,579	1,485	1,503	1,514	1,462	1,519
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
<i>Sum C</i>	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>2+</sup>	0,027	0,035	0,038	0,019	0,054	0,022	0,069	0,052

Continúa Cuadro 2, composición en óxidos representativa de los anfíboles.

	Pu 14 - Ignimbrita Rosada		C5-7-Ignimbrita Aguada Alumbreira					
	Pómez		Pómez			Matriz		
	Anf 1c	Anf 1b	Anf 1b	Anf 1c	Anf 1b	Anf 2b	Anf 2c	Anf 2b
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,047	0,047	0,045	0,044	0,042	0,066	0,058	0,048
Ca	1,926	1,918	1,916	1,937	1,904	1,912	1,873	1,899
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sum B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,575	0,494	0,596	0,571	0,501	0,417	0,483	0,492
K	0,176	0,194	0,162	0,171	0,187	0,145	0,165	0,197
Sum A	0,751	0,688	0,758	0,742	0,688	0,562	0,648	0,689
Cationes	15,751	15,688	15,758	15,742	15,688	15,562	15,648	15,689
OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
(Ca+Na) <sub>B</sub>	1,926	1,918	1,916	1,937	1,904	1,912	1,873	1,899
NaB	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaB	1,926	1,918	1,916	1,937	1,904	1,912	1,873	1,899
(Na+K) <sub>A</sub>	0,751	0,688	0,758	0,742	0,688	0,562	0,648	0,689
Si	6,657	6,751	6,310	6,632	6,676	6,841	6,736	6,615
Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,628	0,626	0,615	0,653	0,646	0,652	0,648	0,638

### Análisis geoquímicos: metodología analítica

Los análisis de elementos mayoritarios fueron realizados con fondos de los proyectos CONICET - PIP 5255 y ANPCyT - PICT 2006-381. El tratamiento previo a los análisis se realizó en los laboratorios de Petrotomía y Geoquímica de la Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, donde se llevó a cabo la trituración, molienda y cuarteo de las muestras. Posterior a esto, se confeccionó una pastilla fundida con tetraborato de litio para analizar las muestras y se realizó su fusión con un equipo perlador marca *Claisse Fluxy*. Los análisis fueron llevados a cabo en el laboratorio LANAIS, Universidad Nacional de Salta, donde se cuenta con un sistema de longitud de

onda dispersa compuesto por un equipo Rigaku 2000, el cual contiene un tubo Rh, flujo de gas PC, un detector de centelleo SC y cristales monocromadores: LIF, PET, TAP y GE.

Los análisis para determinar los valores de tierras raras se efectuaron en el laboratorio comercial ACME (Canadá) y fueron financiados por el proyecto CAPES-SECyT BR/PA05-UVII014. El pre-tratamiento de las muestras se realizó en los laboratorios de Petrotomía y Geoquímica de la Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, donde se llevó a cabo la trituración, molienda y cuarteo de las muestras.

El método analítico que se utilizó para detectar los valores de las tierras raras, fue la espectrometría de masa con fuente

de plasma (ICP-MS, Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer) cuyo instrumento es capaz de detectar la concentración de los elementos a unos límites de detección muy bajos (ppb a ppt). La muestra es transformada en un fino aerosol en medio de gas argón, a través de un nebulizador y es conducida por una cámara de pulverización donde son eliminadas las gotas mayores. El aerosol que contiene la muestra es llevado a una luz de plasma donde la muestra es disociada e ionizada. Se los hace pasar a través de un sector magnético donde se efectúa la separación de masas y finalmente son conducidos hacia el detector. Una vez detectado los valores, se obtiene los resultados de los elementos trazas y tierras raras en ppm.

**CUADRO 3:** Resultados de los análisis geoquímicos (elementos mayoritarios y trazas)

Muestra	LH-25	C5-18	SB-05	Pu-14	LH-37	LH-38	SB-04	SB-03	LH-11	C5-5	C5-16
Unidad	IAA	IAA	IAA	IR	CVCB	CVCB	CVCB	CVCB	CVCB	CVCB	CVCB
Roca	ignimbrita	ignimbrita	ignimbrita	ignimbrita	ignimbrita	ignimbrita	ignimbrita	ignimbrita	pómez	pómez	domo
SiO <sub>2</sub>	69,76	70,32	71,83	68,00	72,07	72,06	71,39	66,70	70,45	73,89	76,23
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,34	0,27	0,49	0,21	0,25	0,25	0,46	0,27	0,08	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,16	14,84	14,60	14,79	14,28	14,16	13,97	14,91	14,28	12,57	12,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,72	2,59	2,08	3,41	1,65	1,69	1,53	3,16	2,19	0,57	0,58
MnO	0,03	0,02	0,02	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,07	0,08	0,07
MgO	1,00	0,45	0,46	1,45	0,65	0,43	0,39	1,05	1,00	0,07	0,05
CaO	2,32	2,19	1,24	2,95	1,86	1,42	1,14	3,47	1,80	0,54	0,58

Muestra	LH-25	C5-18	SB-05	Pu-14	LH-37	LH-38	SB-04	SB-03	LH-11	C5-5	C5-16
Unidad	IAA	IAA	IAA	IR	CVCB	CVCB	CVCB	CVCB	CVCB	CVCB	CVCB
Roca	ignimbrita	ignimbrita	ignimbrita	ignimbrita	ignimbrita	ignimbrita	ignimbrita	ignimbrita	pómez	pómez	domo
CaO	2,32	2,19	1,24	2,95	1,86	1,42	1,14	3,47	1,80	0,54	0,58
Na <sub>2</sub> O	3,24	3,46	2,37	3,89	3,67	3,63	3,75	4,49	3,64	3,81	4,02
K <sub>2</sub> O	4,17	4,17	4,88	3,87	4,68	4,91	5,34	4,21	3,94	4,72	4,83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,12	0,07	0,17	0,09	0,09	0,09	0,14	0,10		0,02
LOI	2,00	1,40	2,00	0,80	0,36	1,20	2,30	1,80	2,95	3,70	0,70
Total	99,92	99,91	99,92	99,88	99,57	99,89	100,48	100,46	100,69	100,03	100,03
Ba	585,30	781,00	795,40	675,00		720,90	714,30	605,20		17,90	9,50
Cs	7,10	79,60	17,70	4,70		5,80	6,50	1,10		28,80	28,80
Cu	10,80	3,10	1,40	11,40		3,10	4,10	14,90		1,60	0,70
Ga	16,50	16,80	14,50	19,70		15,10	16,30	18,20		19,20	18,70
Hf	3,70	3,40	3,60	4,40		4,70	5,10	3,70		3,50	3,20
Mo	0,10	0,30	0,20	0,10		2,90	0,10	0,40		0,20	0,10
Nb	16,80	11,10	10,30	18,70		26,20	28,90	17,10		53,90	46,80
Ni	13,00			20,00			10,00	12,00		5,00	
Pb	1,20	8,90	6,10	1,20		2,80	1,00	1,10		3,30	1,00
Rb	132,20	141,30	166,00	139,70		157,10	174,20	110,90		368,50	362,80
Sc	6,00	4,00	3,00	7,00		3,00	3,00	6,00		5,00	4,00
Sn	1,00	1,00	1,00	1,00		14,00	1,00	1,00		3,00	2,00
Sr	388,30	331,40	222,30	461,90		347,20	269,40	444,70		12,80	15,00
Ta	1,40	0,80	0,80	1,50		2,00	2,20	1,50		4,40	3,60
Th	19,60	13,20	15,80	19,30		24,70	25,50	19,10		31,20	30,20
U	4,30	2,90	2,60	5,00		7,70	7,30	4,30		25,90	26,80
Cr		2,00	7,00	13,00							
V	46,00	34,00	25,00	63,00		12,00	14,00	66,00			
Y	12,60	11,40	11,60	18,30		15,50	17,00	14,40		22,20	16,20
Zn	21,00	23,00	16,00	11,00		22,00	26,00	21,00		6,00	4,00
Zr	133,20	129,70	125,80	155,30		169,30	173,60	126,30		65,60	60,90
La	33,70	31,30	32,90	41,00		50,40	51,40	34,40		16,10	15,60
Ce	68,00	62,60	64,50	82,40		97,70	101,10	68,90		37,90	34,30
Pr	7,00	6,10	6,50	8,50		9,70	10,10	7,40		4,20	3,50
Nd	23,40	20,20	21,00	29,00		32,00	30,50	24,50		13,90	11,10
Sm	3,70	3,40	3,30	4,70		4,80	4,60	3,90		3,10	1,80
Eu	0,70	0,80	0,70	0,90		0,90	0,90	0,80		0,20	0,10
Gd	2,40	2,40	2,30	3,40		3,00	3,10	2,70		2,40	1,50
Tb	0,40	0,40	0,40	0,60		0,50	0,60	0,50		0,50	0,30
Dy	1,80	1,70	1,80	2,60		2,30	2,70	2,20		2,50	1,50
Ho	0,40	0,30	0,30	0,50		0,40	0,40	0,40		0,50	0,30
Er	1,10	0,90	1,00	1,50		1,30	1,40	1,20		1,80	1,30
Tm	0,20	0,10	0,20	0,20		0,20	0,20	0,20		0,30	0,20
Yb	1,20	0,90	1,00	1,60		1,30	1,40	1,20		2,20	1,80
Lu	0,20	0,10	0,20	0,20		0,20	0,20	0,20		0,40	0,30
Ba/La	17,370	24,950	24,180	16,460		14,300	13,900	17,590		1,110	0,610
La/Ta	24,070	39,130	41,130	27,330		25,200	23,360	22,930		3,660	4,330
(La/Yb)N	19,810	24,140	23,140	18,150		26,980	25,780	20,560		5,370	6,180
(La/Sm)N	5,850	5,870	6,540	5,620		6,760	7,230	5,750		3,400	5,590
(Gd/Yb)N	1,610	2,150	1,850	1,720		1,870	1,770	1,860		0,920	0,680
Eu*	17,950	17,130	16,170	23,590		23,090	22,450	19,180		15,840	9,480
Eu/Eu*	0,700	0,830	0,770	0,690		0,750	0,730	0,790		0,190	0,260