Biblioteca Digital
F C E N - U B A

BIBLIOTECA CENTRAL LUIS F LELOIR
BIBLIOTECA CENTRAL LELOIR
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES UBA

Tesis Doctoral

Petrología y evolución del volcanismo Neógeno y Cuaternario al sur de 24° LS y al Oeste de 67°30´O, Puna, Provincia de Salta, Argentina

Maisonnave, Emma Beatriz

2016

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:
Maisonnave, Emma Beatriz. (2016). Petrología y evolución del volcanismo Neógeno y Cuaternario al sur de 24° LS y al Oeste de 67°30´O, Puna, Provincia de Salta, Argentina. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
http://hdl.handle.net/20.500.12110/tesis_n6045_Maisonnave

Cita tipo Chicago:
Maisonnave, Emma Beatriz. "Petrología y evolución del volcanismo Neógeno y Cuaternario al sur de 24° LS y al Oeste de 67°30´O, Puna, Provincia de Salta, Argentina". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2016.
http://hdl.handle.net/20.500.12110/tesis_n6045_Maisonnave

EXACTAS UBA
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

UBA
Universidad de Buenos Aires

Dirección: Biblioteca Central Dr. Luis F. Leloir, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Intendente Güiraldes 2160 - C1428EGA - Tel. (++54 +11) 4789-9293

Contacto: digital@bl.fcen.uba.ar

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias Geológicas

Petrología y evolución del volcanismo Neógeno y Cuaternario al sur de 24° LS y al Oeste de 67°30′O, Puna, Provincia de Salta, Argentina

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires en el área de Ciencias Geológicas

Emma Beatriz Maisonnave

Directora de Tesis: Dra. Stella Poma

Consejera de Estudios: Dra. Stella Poma

Buenos Aires, octubre de 2015

Fecha de Defensa: 8 de abril de 2016

Petrología y evolución del volcanismo Neógeno y Cuaternario al sur de 24° LS y al Oeste de 67°30'O, Puna, Provincia de Salta, Argentina

Resumen

Se estudió un conjunto de afloramientos de volcanitas neógenas y pleistocenas de tendencias básicas a intermedias expuestas en Puna Austral. Estas lavas se asocian a estructuras de extensión horizontal y muestran variaciones texturales y químicas que reflejan diferencias en los procesos petrogenéticos que las originaron.

Las efusiones lávicas más voluminosas corresponden al Neógeno y se interpretan como productos de procesos de mezcla incompleta de magmas. Esta interpretación, coincidente con la de otros autores respecto a volcanitas comparables en el ámbito de Puna y Chile, sugiere que el proceso de mezcla de magmas habría tenido un rol importante en la petrogénesis, vinculada con la actividad del arco de la región, que por su espesor cortical favorece la acumulación de material magmático en reservorios corticales donde puede evolucionar e interactuar con nuevos aportes de fundido y con las rocas corticales del entorno.

Los afloramientos más jóvenes, pliocenos y pleistocenos ubicados en el retroarco, forman pequeños edificios monogénicos o coladas cortas y reflejan el ascenso rápido de pequeños bolsones de fundido, con impronta tanto de intraplaca como de arco y escasa participación cortical, que habrían ascendido a través de estructuras de fallamiento favorecidas por el régimen de extensión horizontal que prevalece en el área hasta el presente. Estos magmas se habrían originado por fusión de material mantélico en equilibrio con diferentes arreglos minerales residuales, debido a descompresión adiabática asociada a eventos localizados de remoción de pequeños volúmenes de material litosférico inferior, probablemente de características heterogéneas.

Las nuevas edades y asignaciones geocronológicas presentadas demuestran que la actividad volcánica de Puna Austral fue prácticamente continua durante el Plioceno y Pleistoceno, aunque volumétricamente menos importante que el magmatismo que caracterizó al Mioceno en la región.

Palabras clave: Puna- volcanismo- Neógeno- mezcla de magmas- Pleistoceno - monogenético

Petrology and evolution of Neogene and Quaternary volcanism south of 24° LS and west of 67°30'O, Puna, Salta Province, Argentina

ABSTRACT

An onset of Neogene and Pleistocene volcanic outcrops with basic to intermediate composition related to extensional fissure exposed in the southern Puna was studied. These rocks show textural and chemical variations that reflect different petrogenetic processes occurred.

The mafic large to medium-volume lavas are Neogene, and are interpreted as products of magma mingling events. This interpretation, in agreement with other regional studies in correlative volcanic rocks exposed in Puna and Chile, suggests that magma mingling was an important petrogenetic process, associated with the arc activity developed in this region. The arc setting is characterized by a crustal thickness that facilitates magmatic melts accumulations and the interactions between new ponds of melt and surrounding crustal rocks.

The younger, Pliocene and Pleistocene back-arc volcanic rocks form small monogenetic cones or lava flows that represent a rapid ascent to the surface of mafic magma pockets with both intraplate and arc signature, associated to minor crustal contamination. The ascent of these magmas occurred through strike-slip and faults related to the dominantly horizontal extension tectonic regime that controlled the region since late Pliocene. These mantle-derived magmas were generated during mantle melting with different residual mineral assemblages by adiabatic decompressing during localized removal events of pieces of heterogeneus lithospheric material.

New geochronological data presented demonstrate that volcanic activity in Southern Puna continued through the Pliocene and Pleistocene, although it is volumetrically less significant than Miocene magmatism in the region.

Key words: Puna- volcanism- Neogene- magma mingling- Pleistocene - monogenetic

Agradecimientos

Quiero expresar mi profundo agradecimiento a la Dra. Stella Poma por su constante apoyo, su guía y consejo en la realización del presente trabajo, pero especialmente por su capacidad de escuchar y valorar la opinión del otro.

A mis compañeras de trabajo cotidiano las "chicas de Petro": Sonia, Stella, Adriana y Vanesa, con quienes matizamos charlas sobre los hijos, hipótesis geológicas, comentamos libros y analizamos como mejorar nuestro rol docente mientras disfrutamos de una taza de té. A Sonia, correctora, editora, amiga; a Stella por su paciencia, confianza y cariño; a Adriana por su amabilidad en invertir horas en lectura "crítica" y bibliografía; a Vane por las fructíferas charlas e intercambios sobre geotermómetros y geobarómetros. Para ellas un enorme agradecimiento. También mi recuerdo a Magda Koukharsky, a su amor por la Puna, su predisposición y su sonrisa franca.

A mis compañeros de docencia en Mineralogía, Geoquímica y Petrografía con quienes aprendí y aprendo cada año.

A mis amigos y a mi familia que me acompañan, sostienen y con quienes tengo la enorme felicidad de compartir la vida.

Para Alejandro,
mi amigo y compañero de ruta
y para los dos soles que
me iluminan y me hacen feliz,
Ivana y Julián.

INDICE

1. Introducción …… 7

2. Objetivos …… 8

3. Área estudiada …… 9

3.1 Ubicación y vías de acceso …… 9

3.2 Rasgos Geográficos: Fisiografía, Hidrografía y clima, Flora y fauna, Población, Economía y producción …… 10

5. Antecedentes …… 13

6. Materiales y Métodos Utilizados …… 17

7. Contexto Regional y Estructura …… 20

8. Estratigrafía …… 23

9. Caracterización de las Unidades Estudiadas …… 26

9.1- VOLCANITAS MIOCENAS …… 28
Afloramientos estudiados – Ubicación …… 28

9.1.1 Morfología volcánica y Petrografía …… 30
Cercanías de Laguna Socompa …… 30
SE de Arita …… 40

9.1.2 Química Mineral …… 50

9.1.3 Geoquímica de las volcanitas miocenas …… 68

9.2- VOLCANITAS PLIOCENAS …… 82
Afloramientos estudiados – Ubicación …… 82

9.2.1 Morfología volcánica y Petrografía. …… 86
E-SE del Cerro Aracar …… 86
SO y SE de Laguna Socompa …… 96
NE de Estación Chuculaqui …… 103
Vega de Arizaro …… 107
Agua del Desierto …… 111

9.2.2 Química Mineral …… 118

9.2.3 Geoquímica de las volcanitas pliocenas …… 141

9.3 – VOLCANITAS DEL PLEISTOCENO INFERIOR …… 156
Afloramientos estudiados – Ubicación …… 156

9.3.1 Morfología volcánica y Petrografía …… 158
NE de Estación Chuculaqui …… 158
Cerro Samenta …… 163
Vega de Arizaro …… 166

9.3.2 Química Mineral …… 169

9.3.3 Geoquímica de las volcanitas del Pleistoceno Inferior …… 184

9.4 - VOLCANITAS DEL PLEISTOCENO SUPERIOR …… 196
Afloramientos estudiados – Ubicación …… 196

9.4.1 Morfología volcánica y Petrografía. …… 198
Borde Occidental del Salar de Arizaro …… 198
Vega de Chascha …… 219
Volcán Negro de La Casualidad …… 223

9.4.2. Química Mineral …… 226

9.4.3. Geoquímica de las volcanitas del Pleistoceno Superior …… 235

10. CALCULOS GEOTERMOBAROMÉTRICOS …… 247

11. INTERPRETACIÓN PETROGENÉTICA …… 261

11.1 Volcanitas neógenas inhomogéneas y de mayor extensión …… 261
11.2 Volcanitas pliocenas de menor extensión …… 275
11.3 Volcanitas del Plioceno- Pleistoceno Inferior …… 281
11.4 Volcanitas del Pleistoceno Inferior …… 287
11.5 Volcanitas del Pleistoceno Superior …… 290

12 - DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES …… 299

13 - REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS …… 307

ANEXO I – Métodos geotermobarométricos utilizados …… 5 pág.

ANEXO II – Dataciones radimétricas …… 3 pág.

ANEXO III – Normas CIPW ……11 pág.

1. Introducción

El plateau Altiplano-Puna, luego de la meseta del Tibet, es el segundo en importancia en el mundo, tanto en altura como en extensión. Se localiza en los Andes Centrales entre los 15° y 27° LS, tiene una altura promedio de 3700 m s.n.m. y se caracteriza por sus espesos depósitos sedimentarios de edad mesozoica- cenozoica y un abundante magmatismo de arco. El plateau tiene 1800 km de extensión, al norte de los 22° LS se ubica el Altiplano, mientras que al Sur se extiende la Puna. Su formación se vincula con el ascenso cortical que es consecuencia de los procesos relacionados con la subducción de la placa oceánica de Nazca debajo de la placa Sudamericana (Jordan *et al.* 1983, Isacks 1988, Allmendinger *et al.* 1997, Müller *et al.* 1997).

El plateau de la Puna se desarrolla en la región del retroarco de la Zona Volcánica Central de los Andes (CVZ) y queda comprendido entre la Cordillera Occidental al Oeste, que constituye el arco magmático con alturas de hasta 6.300 m, y la Cordillera Oriental por el este. Se ubica sobre un segmento de la placa de Nazca que se hunde por debajo de la placa continental sudamericana con un ángulo de entre 20° y 30°, mientras que al norte de los 12° y al sur de los 28° LS, el ángulo de subducción es menor (Jordan *et al.* 1983, Isacks 1988, Cahill y Isacks 1992). En la región de subducción normal se registra volcanismo activo de composición basáltica-andesítica, mientras que en los sectores al norte y al sur, con subducción subhorizontal (*flat slab regions*), no se observa actividad volcánica reciente.

La Puna litológicamente no es homogénea, se observan marcadas diferencias entre los sectores que se ubican al norte y al sur del lineamiento Calama-Olacapato-Toro (Alonso *et al.* 1984), especialmente en cuanto a la actividad volcánica, que disminuye drásticamente en la porción norte, denominado Puna Septentrional, a partir del Mioceno Superior - Plioceno Inferior (5 - 6 Ma), mientras que en el sector que se ubica al sur del mencionado lineamiento, llamado Puna Austral, el volcanismo continúa hasta el Reciente.

En particular la actividad volcánica desarrollada en la Puna durante el Neógeno y el Cuaternario, está vinculado con el margen continental activo y los procesos que provocaron acortamiento horizontal con engrosamiento cortical, bajo condiciones dominantemente compresivas. En consecuencia, se formaron importantes centros volcánicos constituidos por rocas de composición mesosilícica a ácida. En Puna Austral, durante los últimos 7 Ma, las condiciones compresivas dominantes alternan con episodios distensivos a los que se asocia la efusión de lavas fisurales de composiciones básicas a intermedias, de gran dispersión areal y escaso volumen, pero de gran interés debido a que su composición permitiría estimar la composición del manto superior y profundizar en el conocimiento de la evolución litosférica durante ese lapso.

Los afloramientos del volcanismo máfico muy joven expuestos en la Puna, al sur de los 25° de LS, en la región de Antofalla provincia de Catamarca, han sido motivo de estudio de numerosos investigadores (Knox *et al.* 1989; Coira y Kay 1993; Schreiber y Schwab 1991; Viramonte *et al.* 1984; Kay *et al.* 1994; Risse 2008, Risse 2013; Drew 2009; Kay *et al.* 2008, Kay *et al.* 2011; Murray *et al.* 2015; entre otros), por lo que se cuenta con un importante volumen de valiosa información. Sin embargo, la información existente sobre las volcanitas equivalentes que se exponen en el sector inmediatamente al Norte, es aún escasa. El presente trabajo completa la caracterización de este volcanismo en el sector occidental de la provincia de Salta, entre el meridiano de 67°30' de longitud oeste y el límite argentino chileno y los 24° y 25°15´ de latitud sur, donde se exponen volcanitas máficas neógenas y cuaternarias vinculadas con importantes zonas de fracturación.

5. ANTECEDENTES

Numerosos investigadores efectuaron importantes aportes al conocimiento de la geología y estructura de la Puna y los Andes Centrales, especialmente en relación a la estructura litosférica, la evolución geodinámica de la región y su vinculación con el volcanismo cenozoico. Se presenta aquí una breve reseña.

Por sus particulares características el sector de Puna ha concitado interés desde fines del siglo XIX. En 1883 Brakebusch fue el primero en definir Puna como una entidad geográfica y geológica, aunque en referencia a la Puna de Atacama. Keidel (1927, 1937) habló de Puna sin ningún aditamento y aportó datos para separar la Puna, localizada en territorio argentino, de la Puna de Atacama ubicada en Chile.

En relación a la estratigrafía, sedimentología y estructura cabe mencionar a los autores de los relevamientos e informes inéditos de carácter regional amplio y primeras hojas geológicas del Servicio Geológico Nacional: Caplain (1912), Barnabé (1915), Kittl (1925), Catalano (1930), Keidel (1937), Galván (1969), Koukharsky (1969), Ruiz Huidobro (1960 y 1968), Turner (1960, 1961 y 1964), Coira (1972), Vilela (1953, 1969); los informes del Plan Cordillera Norte de Méndez *et al*. (1972) y Méndez *et al.* (1979) y los del Plan NOA y NOA I, entre otros.

Sobre la base de la interpretación fotogeológica, Méndez (1975) describió la geología y estableció un esquema estructural general de una extensa región que comprende las provincias geológicas de Puna, Cordillera Oriental y Sierras Pampeanas, diferenciando comarcas positivas y negativas, y detallando la columna estratigráfica, que abarca desde el basamento de edad precámbrica hasta unidades eruptivas y sedimentarias cuaternarias.

Turner y Méndez (1979) realizaron un aporte fundamental sobre la geología del noroeste argentino con su síntesis sobre las provincias geológicas de Puna y Cordillera Oriental que integra la obra Geología Regional Argentina editada por la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba.

En 1979 Ricardo Mon realizó una compilación del mapa tectónico del noroeste argentino y presentó un esquema tectónico de los Andes en el área comprendida entre los paralelos de 22° y 28° LS. Entre sus observaciones destacó la importancia de las grandes fallas transversales con desplazamiento de rumbo que segmentan la estructura regional en bloques independientes; el predominio de la disposición escalonada para la mayor parte de los elementos estructurales; la acción de esfuerzos de rumbo norte-sur (paralelos al rumbo general de la estructura); la oblicuidad de las líneas paleogeográficas con respecto a las estructuras ándicas; la recurrencia de ciertos accidentes regionales; el desplazamiento de grandes cuñas falladas y la acción de varios episodios tectónicos ándicos (Terciario Superior - Pleistoceno). Distinguió a la Puna de las otras unidades por su importante actividad volcánica cenozoica, principalmente cuaternaria y por su drenaje interior hacia depresiones independientes entre sí, en las que se formaron salares y/o lagunas. Además, definió megafracturas o grandes franjas de deformación transversales a las que se designó como lineamientos.

Salfity, Gorustovich, Moya y Amengual (1984), analizaron el marco tectónico de la sedimentación y la efusividad en el sector puneño. Distinguieron cinco fases diastróficas principales que habrían originado las cuencas continentales y regido la depositación y los procesos efusivos durante el Cenozoico en esa área. Describen importantes lineamientos de rumbo NO-SE, que generaron altos estructurales que delimitaron las cuencas y tambien controlaron el volcanismo mioceno-plioceno. También, mediante la interpretación de imágenes satelitales, comprobaron la continuidad de las estructuras analizadas en el norte chileno y sur boliviano.

Jordan (1984) analizó las cuencas cenozoicas en los Andes Centrales. Las describe como el

resultado directo de una tectónica de placas convergente y las vincula con la estructura y la historia del arco magmático. Así, entre los 35 y 25 Ma no habría habido cadena volcánica ni deformación y la cuenca de antepaís se habría formado al este de la pendiente heredada por la deformación incaica y del arco eoceno aún en enfriamiento. Desde los 25 Ma se habría instalado un arco magmático activo en la Puna-Altiplano, y entre el Oligoceno tardío y los 10 Ma se conformaron una cuenca de antearco en Chile, cuencas discontinuas entre el arco en Puna-Altiplano y una amplia cuenca de antepaís que tuvo incursiones marinas. Esta última cuenca habría comenzado a hundirse más rápidamente y espesarse debido a la deformación de la fase Quechua, ocurrida a los 10 Ma.

Alonso *et al.* (1984) consideran a la Puna como dos regiones geológicamente distintas a ambos lados del Lineamiento continental Calama-Olacapato-Toro y los denominan Puna Septentrional o Puna Jujeña y Puna Austral o Salto-catamarqueña. Esta última se caracteriza por un particular desarrollo del Cenozoico, el cual incluye cuerpos terciarios gigantes de sal de roca, que por destrucción han dado lugar a la formación de verdaderos salares.

La problemática de la geometría de la Placa de Nazca, la estructura litosférica y la evolución geodinámica del Plateau de Puna y los Andes Centrales, así como la estructura y la deformación neotectónica han sido abordadas por numerosos investigadores (Baranzagi e Isacks 1976; Deruelle 1982; Isacks 1988; Wigger 1988; Cahill e Isacks 1992; Whitman *et al.* 1992, 1996; Kay y Kay 1993; Götze *et al.* 1994; Marrett *et al.* 1994; Wigger *et al.* 1994; Kraemer *et al.* 1999; Giese *et al.* 1999; Seggiaro y Hongn 1999; Mc Glashan *et al*. 2006; Yuan *et al.* 2000; Yuan *et al.* 2002; Alvarado *et al.* 2007; Prezzi y Gotze 2009; entre muchos otros).

Baranzagi e Isacks (1976) definieron y caracterizaron 5 segmentos en la placa de Nazca, basándose en la geometría y el ángulo de subducción. Isacks (1988), propuso un modelo de dos etapas para el desarrollo del plateau, mientras que Allmendinger *et al*. (1987) y Marrett y Emerman (1992) realizaron estudios de deformación neotectónica en Puna Austral, observando predominancia de extensión horizontal acompañada por acortamiento vertical u horizontal y la presencia de conos y flujos de andesitas basálticas, de probable edad cuaternaria, asociada a fallamiento joven. Sostienen, además, que la causa de la deformación cuaternaria y las diferencias entre Puna septentrional y austral deben ser relacionadas a los cambios en la geometría de la placa de Nazca subductada por debajo de esta región. Por otra parte Kay y Kay (1993) presentaron un modelo de delaminación litosférica para Puna Austral, involucrando la fusión rápida de litosfera inferior, es decir manto pero sin excluir corteza, dentro del manto astenosférico.

Whitman, Isacks y Kay (1993) analizaron la estructura litosférica de la región en base a datos geofísicos y geoquímicos, concluyendo que cerca del paralelo 23° LS, el espesor de los Andes Centrales decrece hacia el sur a lo largo de su rumbo, por lo que mientras una litosfera gruesa subyace el Altiplano y las Sierras Subandinas, una delgada lo hace bajo la Puna y el Sistema de Santa Bárbara. La diferencia en el estilo tectónico de estos segmentos es atribuida al cambio a lo largo del rumbo del espesor litosférico, que puede deberse a la remoción relativamente reciente o delaminación de la litosfera que subyace la Puna, posiblemente relacionada con la horizontalización de la subducción de la placa de Nazca hacia el segmento sur. Götze *et al.* (1994) realizaron una interpretación del campo gravimétrico entre los 20° y 26° LS, en base a cálculos isostáticos y modelos 3D, estimando al igual que Wigger (1988), un espesor cortical para el área al sur de Calama de unos 70 km.

Allmendinger *et al.* (1997) estudiaron el ascenso y evolución del Plateau Altiplano – Puna. Sostienen que su diferenciación como una unidad tectónica fue posible debido a un atenuamiento térmico de la litosfera, que provocó acortamiento horizontal y engrosamiento cortical, ocurrida en

el Mioceno medio, a lo que se sumó la contribución de la adición de material magmático. Posteriormente, se presentaron modelos analizando el acortamiento tectónico en el retroarco y la contribución de la hidratación de la cuña de manto, el magmatismo y la erosión tectónica en el engrosamiento de la corteza de la Puna Austral (Kraemer *et al.* 1999; Giese *et al.* 1999).

Numerosos autores investigaron la estructura de la Puna, que es consecuencia de la superposición de episodios de deformación paleozoicos y cenozoicos, con un régimen predominante compresivo hasta el Mioceno Superior, edad a partir de la cual habrían ocurrido en la región eventos de extensión horizontal. Se destacan los aportes de Méndez (1975), Turner y Méndez (1975), Turner y Méndez (1979), Mon (1979), Salfity *et al.* (1984), Jordan (1984), Donato y Vergani (1985), Allmendinger *et al.* (1987), Coira y Knox (1989), Marrett y Emerman (1992), Kay *et al.* (1994), Marrett *et al.* (1994), Allmendinger *et al.* (1997), Seggiaro y Hogn (1999), Riller *et al.* (2001), Zappettini y Blasco (2001), Zhou *et al.* (2013), entre otros. Somoza y Tomlinson (2002) y Somoza *et al.* (2002) analizaron la cinemática horizontal en el sector.

Recientemente se llevaron a cabo experimentos sísmicos (Yuan *et al.* 2000, Yuan *et al.* 2002, *Andean Continental Research Project* (ANCORP) 2003) a partir de los cuales se determinó que el espesor cortical debajo del Altiplano – Puna, en concordancia con estudios previos, es de aproximadamente 70 km, y también detectaron una zona intracortical de baja velocidad debajo de todo el sector que interpretaron como una zona de continuo metamorfismo y fusión parcial.

Yuan *et al.* (2002) propusieron la existencia de corteza inferior máfica debajo del Altiplano y su ausencia debajo de la Puna Austral. Una corteza inferior más delgada debajo de la Puna Austral concuerda con la ocurrencia de procesos de delaminación litosférica que proponen Kay y Kay (1993), Kay *et al.* (1994) y Allmendinger *et al.* (1997) y también la presencia de astenosfera somera.

La evolución del volcanismo cenozoico por sus particulares características y su vinculación con la configuración tectónica de Puna, concitó el interés de numerosos investigadores, especialmente en las últimas décadas.

El reconocimiento y caracterización de las volcanitas máficas cuaternarias de la región puneña, así como también su origen a partir de evidencias geoquímicas, fue abordado por Hormann *et al.* (1973), Deruelle (1978, 1982), Galliski *et al.* (1983), Viramonte *et al.* (1984), Schreiber y Schwab (1987), Knox *et al.* (1987), Coira y Barbieri (1989) entre otros, sumándose numerosas contribuciones que han estudiado el volcanismo máfico del sector Altiplano – Puna y analizado sus características como evidencias de procesos litosféricos de delaminación (Kay *et al.* 1994, 1997; Davidson y de Silva 1995) y cambios en la geometría de la subducción (Coira *et al.* 1993).

En 1976, Coira y Pezzutti reseñaron las características petrográficas y químicas de las rocas efusivas cenozoicas en el ambiente de la Puna catamarqueña, analizando el episodio volcánico mesosilíceo que comenzó a fines de Mioceno y continuó hasta inicios del Cuaternario. Posteriores contribuciones sobre el tema en ese sector corresponden a González (1983), quien además presenta dataciones radimétricas del Cerro Tebequincho y del Volcán de Chascha, Uber (1987), Cincioni (1987) y Sanguinetti (1990).

Cabe destacar los aportes sobre la estratigrafía del Cerro Tuzgle y las características de las volcanitas de los centros monogénicos de los cerros Negro de Chorrillos y San Gerónimo, ubicados en el lineamiento del Toro, en los alrededores de San Antonio de los Cobres, de Coira y Paris (1981), quienes también describen la metalogenia asociada al magmatismo cenozoico; Deruelle (1992); Coira y Kay (1991, 1993 y 1999), que analizan la relación de estos centros efusivos con la

evolución mantélica y cortical del área; y en particular el trabajo de Viramonte *et al.* (1984) donde se describen y analizan gran parte de los edificios monogénicos cuaternarios ubicados en los bordes del Salar de Arizaro, en su contexto tectónico regional, objeto también del presente trabajo.

Por otra parte, la geología y los estratos volcanes ubicados entre los 24° y 24° 30′ LS, en la región que media entre los cerros Socompa y Tul Tul, fueron estudiados por Koukharsky (1988). Con posterioridad se presentaron datos geocronológicos de niveles lávicos pertenecientes a siete estratovolcanes de ese sector, incluyendo los cerros Guanaquero, Chivinar, Tul Tul, del Medio, Pocitos, Aracar y Arizaro (Koukharsky y Munizaga 1993) y más recientemente, Koukharsky y Echeverría (1997) caracterizaron la geología del Volcán Aracar.

Además, Maisonnave (1996, 1997, 1998, 1999, 2000 a y b, 2002, 2008), Maisonnave y Page (1997, 1999), Maisonnave y Poma (2004, 2010 a y b), Page y Maisonnave (1997) y Page *et al.* (1997) estudiaron las características texturales y químicas de volcanitas neógenas y pleistocenas de tendencias básicas, localizadas al oeste y en el extremo sur del Salar de Arizaro.

Zappettini y Blasco efectuaron un importante aporte confeccionando la Hoja Geológica 2569 – II Socompa a escala 1:250.000, publicada en 2001 y que comprende gran parte del sector estudiado, en la que presentan un mapa detallado junto a un completo y extenso informe. Posteriormente, se publicó la Hoja Geológica 2569 – IV Antofalla, de escala 1:250.000, confeccionada por Seggiaro *et al.* (2007).

En los últimos años se efectuaron numerosas contribuciones acerca del magmatismo y estructura de la región. Trumbull *et al.* (1999) estudiaron un conjunto de andesitas neógenas y cuaternarias que se exponen entre los 25° y 26° de LS en los Andes Chilenos, Matteini *et al.* (2002) analizaron el magmatismo y la evolución geodinámica a lo largo de la megatraza Calama-Olacapato-Toro, Siebel *et al.* (2001) efectuaron estudios geoquímicos e isotópicos de ignimbritas neógeno-cuaternarias expuestas al sur de los 25° de LS, Richards y Villeneuve (2002) estudiaron el volcanismo cenozoico a lo largo del lineamiento Archibarca, Guzmán *et al.* (2006) y Petrinovic *et al.* (2006) efectuaron contribuciones acerca del volcanismo shoshonítico pleistoceno vinculado al lineamiento del Toro, Richards *et al.* (2006) estudiaron el Complejo Volcánico Antofalla, Lucassen *et al.* (2007) analizaron el volcanismo alcalino cretácico en los Andes Centrales, Kay *et al.* (2008) estudiaron características geoquímicas e isotópicas de las ignimbritas del Cerro Galán, Drew *et al.* (2009) analizaron el volcanismo máfico en la región de Antofagasta y Pasto Ventura, vinculándolo con la composición litosférica y episodios de delaminación, Kay y Coira (2009) integraron aspectos del magmatismo, estructura, geofísica y de la evolución litosférica del Plateau Altiplano-Puna y Risse *et al.* (2008 y 2013) presentaron nuevos datos geocronológicos y realizaron una caracterización del volcanismo neógeno de los afloramientos localizados entre los 25° y 27° de LS, Antofagasta y Pasto Ventura. Ducea *et al.* (2013) analizan el magmatismo en el Altiplano-Puna y su vinculación con los procesos de delaminación.

A principios del corriente año Murray *et al.* (2015) dieron a conocer un estudio regional en el que analizan un conjunto de afloramientos máficos asignados al intervalo Mioceno tardío-Cuaternario que se localizan en Puna entre los 22° a 27° LS, utilizando datos geoquímicos e isotópicos para estudiar la fuente y los procesos que generaron los fundidos. En dicho estudio, que propone modelos alternativos de delaminación, se incluyen algunos de los afloramientos objeto del presente trabajo.

6. MATERIALES y MÉTODOS UTILIZADOS

Para cumplir con los objetivos señalados se realizó una intensa búsqueda bibliográfica, a fin de analizar la información existente con énfasis en la estratigrafía volcánica del Cenozoico, la estructura litosférica de la región y su vinculación con el volcanismo estudiado. Asimismo se recopiló material aerofotográfio y satelital TM para realizar fotointerpretaciones a escala 1:50.000 de los distintos afloramientos estudiados. Estas tareas permitieron seleccionar las áreas más favorables para la realización del trabajo y también la construcción de mapas preliminares.

Durante el transcurso de la presente investigación se realizaron 3 viajes de campo a la zona de estudio. Se llevaron a cabo trabajos de campo en las localidades de Vega de Chascha, Mina La Casualidad, Laguna Socompa, Vega de Arizaro, borde occidental del Salar de Arizaro, alrededores y región SE de Cantera Arita y región oriental del Cerro Aracar, colectándose detallada información de campo y material rocoso.

En gabinete se seleccionaron muestras para la realización de secciones delgadas, análisis químicos y determinaciones de edad. Asimismo, se efectuaron descripciones de muestras de mano y secciones delgadas, utilizando para ello instrumental óptico como lupas de mano y de polarización, y microscopio petrográfico. La clasificación petrográfica de las rocas estudiadas se hizo siguiendo los criterios sugeridos por la IUGS.

Con el fin de caracterizar el comportamiento geoquímico de las manifestaciones estudiadas, se realizaron análisis a un conjunto de muestras colectadas en los afloramientos visitados. El material, fresco y representativo, fue seleccionado en base a los estudios petrográficos realizados, y se procesó en las instalaciones del Laboratorio de Molienda del INGEIS, utilizando instrumentos de cerámica para evitar contaminación, y en algunos casos, molinos de wolfram-molibdeno. Posteriormente, el material molido fue enviado para su análisis a las instalaciones de Activation Laboratories Ltd. situados en Ontario, Canadá. Allí las muestras fueron analizadas mediante las técnicas de activación neutrónica, fusión ICP-roca total y espectrometría de plasma por emisión (ICP-MS), determinándose tanto los elementos mayoritarios como los minoritarios y traza.

Se efectuaron búsquedas bibliográficas temáticas sobre magmas básicos y su generación, mezcla de magmas, cámaras estratificadas y también sobre volcanitas comparables en cuanto a características petrológicas, de ambiente tectónico y de edad localizadas en otras regiones.

Mediante la utilización de herramientas informáticas de uso petrológico se plotearon los datos químicos obtenidos en diversos programas y gráficos (NEWPET, MINPET, IGPET, EXCEL). También se realizaron cálculos de modelos de diferenciación magmática y mezcla, y se confrontaron los resultados obtenidos con los determinados para volcanitas de similares características químicas, ambiente tectónico y edad.

El análisis de las relaciones texturales y de la composición química de cristales individuales utilizando técnicas cuantitativas de detalle, resultan herramientas fundamentales de investigación, que colaboran en el objetivo de entender e inferir los procesos magmáticos que los originaron. En particular si se consideran las texturas y composiciones químicas de los fenocristales de los minerales formadores de rocas más abundantes, que son los que conforman las series ferro-magnesianas o sódico-cálcicas (Stimac y Pearce 1992; Tepley III *et al*. 1999; Reubi *et al.* 2002).

Con este objetivo, se realizaron microanálisis cuantitativos de detalle en cristales de las fases minerales dominantes como plagioclasa, piroxeno, olivina y óxidos de hierro y titanio, utilizando secciones delgadas de muestras representativas. Las mediciones se efectuaron en

múltiples puntos, de núcleo a borde, con el objeto de determinar las variaciones composicionales vinculadas a los desequilibrios texturales reconocidos en estos cristales, y también para establecer las relaciones entre cristales con fenómenos de desequilibrios y aquellos formados en condiciones de equilibrio, pero con distintos patrones de zonalidad. Asimismo se efectuaron análisis del material vítreo que ocupa los intersticios entre los cristales que integran la mesostasis, como de las inclusiones vítreas observadas en fenocristales.

Las determinaciones fueron efectuadas en el marco de una pasantía de un mes de duración bajo la dirección del Dr. Joan Martí Molist, en el Instituto Jaume Almera dependiente del CSIC en Barcelona, España. Se utilizó un equipo CAMEBAX SX-50 equipo CAMECA con 4 espectrómetros, con un potencial de aceleración de 20 kV, empleando para las fases minerales silicáticas un haz de electrones de 15 A de corriente de sonda y para los óxidos de hierro y titanio con una intensidad de 20 A. Los datos crudos fueron corregidos utilizando programas específicos de recálculo de minerales.

Por otra parte, en los análisis de vidrio volcánico se utilizó un potencial de 20 kV y un haz de 10 A de intensidad de corriente, para evitar pérdidas de Na durante el bombardeo electrónico. Las mediciones del material vítreo intersticial se efecturon destinando un espectrómetro a la medición del oxígeno. Con el objeto de realizar comparaciones y resaltar diferencias y similitudes en las composiciones medidas, se efectuaron cálculos con los datos obtenidos para los distintos elementos a fin de expresarlos como óxidos en porcentaje en peso, confrontando los valores teóricos de oxígeno requeridos para ello con las mediciones efectuadas para ese elemento, y para los análisis de vidrio un haz de 10μm obteniéndose una muy buena correlación entre ambos valores.

El contenido de volátiles en los magmas que originaron las rocas estudiadas se estimó utilizando el déficit o diferencia en el cierre de los puntos de análisis, criterio propuesto por Anderson (1976), más tarde seguido por otros investigadores como Izett (1981), Devine *et al.* (1995), Takeuchi y Nakamura (2001) y Shcherbakov *et al.* (2011), que sostiene que las inclusiones vítreas en fenocristales de rocas volcánicas son pequeñas muestras de magma atrapadas por los cristales durante su crecimiento y que la diferencia entre la suma de las concentraciones de los elementos mayoritarios y minoritarios, determinadas mediante microsonda electrónica, y el 100% en peso es una indicación del contenido de volátiles presentes.

Con la información aportada por los microanálisis de las fases minerales se efectuaron cálculos de geotermometría y geobarometría de las volcanitas estudiadas, utilizando métodos termobarométricos ampliamente utilizados por numerosos investigadores, que involucran reacciones de sustitución o de intercambio catiónico, que se basan en la premisa general de la presencia de un mineral en equilibrio con el fundido magmático en el cual se aloja, o de una paragénesis mineral en equilibrio. Los cálculos se presentan en el Capítulo 10.

Se emplearon los métodos desarrollados por Andersen y Lindsley (1985), Ghiorso y Evans (2008) y Andersen *et al.* (1993) para el par titanomagnetita – ilmenita; los propuestos por Lindsley (1983), Fonarev y Graphchikov (en Perchuk 1991), Wood y Banno (1973), Andersen *et al.* (1993) y los modelos desarrollados por Putirka *et al.* (1996, 2003 y 2005) para la coexistencia de ortopiroxeno y clinopiroxeno; para el par olivina – clinopiroxeno los métodos de Loucks (1996) y Andersen *et al.* (1993); los cálculos propuestos por Putirka (2008) para la coexistencia de olivina –líquido y clinopiroxeno- líquido (Putirka 2003, 2008); y los cálculos que consideran el contenido de Al_T en anfíbol desarrollados por Ridolfi *et al.* (2010). (Anexo I).

Para determinar la edad de algunos niveles representativos de las volcanitas miocenas, pliocenas y pleistocenas estudiadas, se efectuaron dataciones radimétricas por el método $^{40}Ar/^{39}Ar$

en roca total y en vidrio, en el marco del proyecto MAP (Multinational Andean Project) del que participó el Servicio Geológico Minero Argentino (Segemar), otras determinaciones se efectuaron mediante el método K/Ar en roca total y el método $^{40}Ar/^{39}Ar$ en anfíbol, en el laboratorio de estudios radimétricos de la Universidad de Concepción de Chile. Estos nuevos datos de edad permitieron plantear modificaciones en el esquema estratigráfico de las unidades lávicas de la región. (Anexo II).

7. CONTEXTO REGIONAL Y ESTRUCTURA

El sector estudiado se localiza en la porción sur del Plateau de Puna, en los Andes Centrales. La Puna, cuyo origen se vincula con la subducción de la placa de Nazca debajo de la Sudamericana (Jordan *et al.* 1983, Isacks 1988, Allmendinger *et al.* 1997), tiene una elevación promedio de 3.700 m y se caracteriza por un importante magmatismo de arco.

El área queda comprendida entre las dos grandes fajas que caracterizan la provincia geológica de Puna: La Faja Volcánica Occidental, o Cordillera Principal, constituida por grandes estratovolcanes y la Faja Volcánica Oriental, que se distingue por sus complejos volcánicos y grandes calderas.

La Cordillera Principal es el arco volcánico actual. Esta cadena volcánica cenozoica es un extenso arco magmático continental interno, que en forma prácticamente continua se emplazó en los Andes Centrales a lo largo de 1.800 km, desde Perú hasta el norte de Chile y Argentina (Tectonic Map of South America, 1978).

La región andina situada entre los 23° y 27° LS es considerada como "zona de transición" del Plano de Wadati-Benioff, por Isacks *et al.* (1982) y Jordan *et al.* (1983), respecto de los segmentos andinos que la delimitan por el norte (15-23° LS), y al sur de los 27° LS, en virtud de que la placa subductada cambia su inclinación de unos 30° en el segmento norte, a otra muy suave (5-10°) en el segmento sur. El espesor cortical de la región se estima en 70 - 66 km (Wigger 1988; Götze *et al.* 1994; Yuan *et al.* 2000; Yuan *et al.* 2002; Prezzi y Götze 2009) y la distancia a la fosa oceánica es del orden de los 300 km (Déruelle 1982).

La configuración geográfica de la Puna responde a un ascenso térmico (Isacks 1988) provocado por un manto litosférico delgado (Tassara *et al.* 2006), muy caliente y frágil (Whitman *et al.* 1993). El atenuamiento térmico de la litosfera provocó acortamiento horizontal de unos 42–49 km a los 24° LS (Yuan *et al.* 2002; McGlashan *et al.* 2008) y engrosamiento cortical, a lo que se sumó la adición de material magmático (Allmendinger *et al.* 1997).

Los sectores de la Puna que se extienden al Norte y al Sur del lineamiento de Calama-Olacapato-Toro muestran marcadas diferencias en cuanto al desarrollo de la actividad volcánica y a la deformación (Alonso *et al.* 1984). Estas diferencias se han interpretado como resultado de variaciones en el espesor cortical y del manto litosférico vinculados a cambios en el ángulo de subducción de la placa de Nazca en el tiempo y en el espacio (Jordan *et al.* 1983; Kay *et al.* 1994; Coira *et al.* 1999). La Puna austral se caracteriza por presentar asomos de leptometamorfitas precámbricas (neoproterozoicas), una faja eruptiva ordovícica constituida por granitos y granodioritas, además de un amplio magmatismo basáltico a andesítico de edad pleistocena, asociado a un régimen tectónico de alivio extensional que prevalece desde el Plioceno hasta la actualidad (Ramos 1999).

La estructura litosférica de la Puna Austral se caracteriza por un corteza engrosada, que alcanza los ~ 66 km de espesor, una litosfera adelgazada y un alto flujo térmico superficial (Prezzi y Gotze 2009) por la presencia de astenosfera somera. En la región se ha interpretado la presencia de una zona de fusión parcial desarrollada en la corteza media (Zandt *et al.* 2003), coincidente con la Zona de Baja Velocidad de los Andes identificada por Yuan *et al.* (2002).

La comarca estudiada se caracteriza por presentar estructura en bloques, como resultado de la superposición de varios eventos deformativos entre los que se diferencian estructuras paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas (Méndez 1975; Turner y Méndez 1979; Mon 1979; Salfity *et al.* 1984; Jordan 1984; Zappettini y Blasco 2001). Los eventos predominantes son de edad cenozoica, que dieron lugar a la estructuración final de la región y habrían controlado la actividad

magmática (Zappettini y Blasco 2001). Corresponden al ciclo orogénico Andino, de estilo principalmente compresivo hasta el Mioceno superior con la Fase Quechua Principal (Coira y Knox 1989). A partir del Mioceno tardío, las condiciones compresivas dominantes en el área alternaron con episodios distensivos, vinculados con un régimen de extensión horizontal (Allmendinger *et al.* 1987; Marrett y Emerman 1992; Kay *et al.* 1994; Marrett *et al.* 1994; Allmendinger *et al.* 1997; Riller *et al.* 2001; Zhou *et al.* 2013) en el que se desarrollaron estructuras de fracturación profundas y de alto ángulo (Donato y Vergani 1985), vinculadas con la resistencia a la migración del frente orogénico (Seggiaro y Hogn 1999). Durante el lapso Pleistoceno-Holoceno prevaleció en el área un régimen dominantemente distensivo, asociado a la Fase Diaguita Póstuma, al que se vincula la efusión de lavas máficas. La actividad tectónica actual se manifiesta en la presencia de escarpas de falla que cortan depósitos cuaternarios (Allmendinger *et al.* 1987).

Los depósitos sedimentarios presentan importante espesores. Las cuencas sedimentarias que se formaron entre los 25 y los 10 Ma fueron de dos tipos (Jordan, 1984): las preservadas en la Puna - Altiplano, que fueron cuencas de intraarco, y la que ocupó la región al este en la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas, que fue una cuenca de antepaís. Las cuencas más jóvenes de 10 Ma parecen ser de pequeñas dimensiones y la presencia en ellas de salares con drenaje interno son evidencia de hundimiento moderno en sectores del arco (Jordan op. cit.).

Un intenso volcanismo, vinculado con el ambiente de subducción, caracteriza la región. La actividad volcánica moderna correspondiente al arco comenzó hace 25 Ma y está parcialmente condicionada por grandes lineamientos de dirección NW-SE que corresponden a las megatrazas conocidas como lineamientos de Coyaguaima, Calama-Olacapato-Toro, Archibarca-Galán y Carachipampa-Farallón Negro. Las efusiones más modernas están dispuestas a lo largo de líneas de debilidad tectónica. Muchos estratovolcanes o derrames se asocian a fisuras y fallas de rumbo relacionadas a un régimen tectónico complejo que incluye tanto estilos compresivos como extensionales (Whitman *et al.* 1992). Estudios de anomalías gravimétricas sugieren que la posición de los volcanes del arco magmático actual, podría estar influenciada por una estructura de edad paleozoica (Götze *et al.* 1994).

Coira *et al*. (1993) analizaron la actividad magmática cenozoica en Puna y reconocieron cuatro fases comprendidas entre: Oligoceno tardío – Mioceno temprano, Mioceno medio – Mioceno tardío, Mioceno tardío – Plioceno y Plioceno – Reciente. Estas fases coinciden temporalmente con la culminación de los principales episodios de deformación de la orogenia Andina.

Para explicar la naturaleza máfica del volcanismo moderno, en relación a la composición andesítica de la corteza continental, Kay *et al.* (1994) y Kay y Kay (1993) postulan para el sur de Puna un episodio de delaminación litosférica durante el Plioceno. El mecanismo que proponen es que la densidad impulsa la fusión de uno o más bloques litosféricos dentro del sistema de convección del manto, es decir plantean un proceso de remoción y reciclaje de corteza inferior máfica.

Kay *et al*. (1994) estudiaron un conjunto de afloramientos máficos basálticos a andesíticos, de edades menores a 7 Ma que se hallan distribuidos en la región puñena. De acuerdo con sus características geoquímicas, reconocieron tres grupos a los que caracterizaron como: OIB, calcoalcalino alto en K y shoshonítico. La presencia de un grupo de volcanitas con características geoquímicas similares a las de las rocas de OIB, junto a datos geofísicos que revelan disminución del espesor litosférico en Puna Austral, se interpretan como evidencias de un proceso de delaminación litosférica pliocena-reciente (Kay *et al*. 1994).

La presencia de anomalías gravimétricas residuales negativas, la existencia de corteza más delgada, astenosfera más somera y topografía más elevada en la Puna Austral que en el Altiplano, apoyan la ocurrencia de delaminación de corteza inferior (Prezzi y Gotze 2009). Por otra parte, estudios recientes en la zona del Cerro Galán (Kay *et al.* 2008; Kay *et al.* 2011; Kay *et al*. 2012, Calixto *et al*. 2013), ubicado más al sur que el área estudiada interpretan, de acuerdo a las características químicas de las depósitos y datos de imágenes tomográficas, que los depósitos ignimbríticos ácidos se vinculan con la delaminación de un bloque litosférico al este del Cerro Galán y una corteza moderna delgada (~45 km) por debajo del sector.

En el presente trabajo se estudia el volcanismo neógeno y cuarternario que se derrama en Puna Austral en el sector occidental de la provincia de Salta, que si bien es poco importante por su volumen, resulta interesante por su singularidad ya que es muy reciente, presenta amplia distribución y es de carácter máfico con características transicionales entre las series calcoalcalina con alto K-shoshonitas y alcalina (Horman *et al.* 1973; Aquater, 1980; Coira y Paris, 1981; Déruelle, 1982; Viramonte *et al.* 1984). La mayor parte de los afloramientos considerados en esta investigación se ubican al Oeste del Salar de Arizaro, en la región de retroarco, y se asocian a las dos últimas fases magmáticas identificadas por Coira *et al.* (1993) correspondientes a los intervalos Mioceno tardío – Plioceno y Plioceno – Reciente. Están constituidos por coladas máficas muy bien conservadas que se vinculan con zonas de fracturación desarrolladas durante episodios de extensión horizontal que ocurrieron desde el Mioceno tardío (Kay *et al.* 1994; Allmendinger *et al.* 1997; Riller *et al.* 2001, Maisonnave 1998, 2000 a y b, 2002, 2008; Maisonnave y Page 1997, 1999; Maisonnave y Poma 2004, 2010 a y b; Page y Maisonnave 1997 y Page *et al.* 1997). Para algunos autores (Viramonte *et al.* 1984, Zappettini y Blasco 2001) estas volcanitas indicarían la culminación del estadio distensivo en la evolución geodinámica del segmento entre los 24° y 28° de latitud Sur, representada por la Fase Diaguita Póstuma.

8. ESTRATIGRAFIA

El basamento local está integrado por rocas metamórficas de mediano a alto grado de edad Neoproterozoico Superior- Cámbrico (Seggiaro *et al.* 2007) y sedimentitas ordovícicas, localmente asociadas con rocas volcánicas metamorfizadas (Zappettini y Blasco 2001) e intrusivos graníticos. La presencia de estas metavolcanitas interestratificadas con rocas sedimentarias (Moya *et al.* 1993; Koukharsky 1988; Koukharsky *et al.* 1996), en algunos sectores portadoras de abundante fauna del Tremadociano Inferior (Moya *et al.* 1993; Moya 1999), indican que la actividad volcánica fue simultánea con la sedimentación (Koukharsky *et al.* 2001).

El basamento metamórfico y la secuencia de sedimentitas interestratificadas con metavolcanitas están intruídas por granitoides del paleozoico inferior que constituyen un cinturón magmático de disposición norte - sur, integrado por cuerpos de gran envergadura y asomos menores y dispersos, conocido como Faja Eruptiva de la Puna Occidental (Palma *et al.* 1986). Este conjunto de stocks de granitoides, principalmente ordovícicos, (Palma *et al.* 1986; Page y Zappettini 1998; Coira *et al.* 1999; Rapela *et al.* 1999, Zappettini y Blasco 2001; entre otros) y dominantemente granodioríticos, representan un magmatismo continental de arco que se extendió hasta el Permo-Triásico. Se agrupan en el Complejo Plutónico Llullaillaco y las Formaciones Laguna de Aracar (Zappettini y Blasco 1998), Taca Taca (Méndez 1975) y Chuculaqui (Méndez 1975). Forman la Sierra de Macón (Koukharsky 1969, 1988; Page *et al.* 1999; Koukharsky *et al.* 2002) la de Taca Taca, los granitoides de Samenta y Arita, y cuerpos menores dispersos en las áreas de Campo Negro, Archibarca, Cerro Plegado y Antofalla. Comúnmente presentan pigmentaciones atribuidas a actividad hidrotermal.

La secuencia continúa con las sedimentitas fosilíferas de edad Devónica de la Formación Salar del Rincón (Aceñolaza *et al.* 1972), que evidencian la implantación de un ambiente marino poco profundo, sobre las que se apoya en forma discordante, la Formación Cerro Oscuro (Aceñolaza *et al.* op. cit.) integrada por sedimentos continentales carboníferos. En suave discordancia, y finalizando la secuencia paleozoica, se disponen calizas fosilíferas marinas de edad Pérmica, conocidas como Formación Arizaro (Aceñolaza *et al.* 1972). Este conjunto se encuentra plegado y fracturado.

Los registros de edad Mesozoica son escasos y consisten en cuerpos intrusivos menores de composición sienítica que se orientan siguiendo el Lineamiento de Taca-Taca y se agrupan en la Formación Agua del Desierto de edad jurásica.

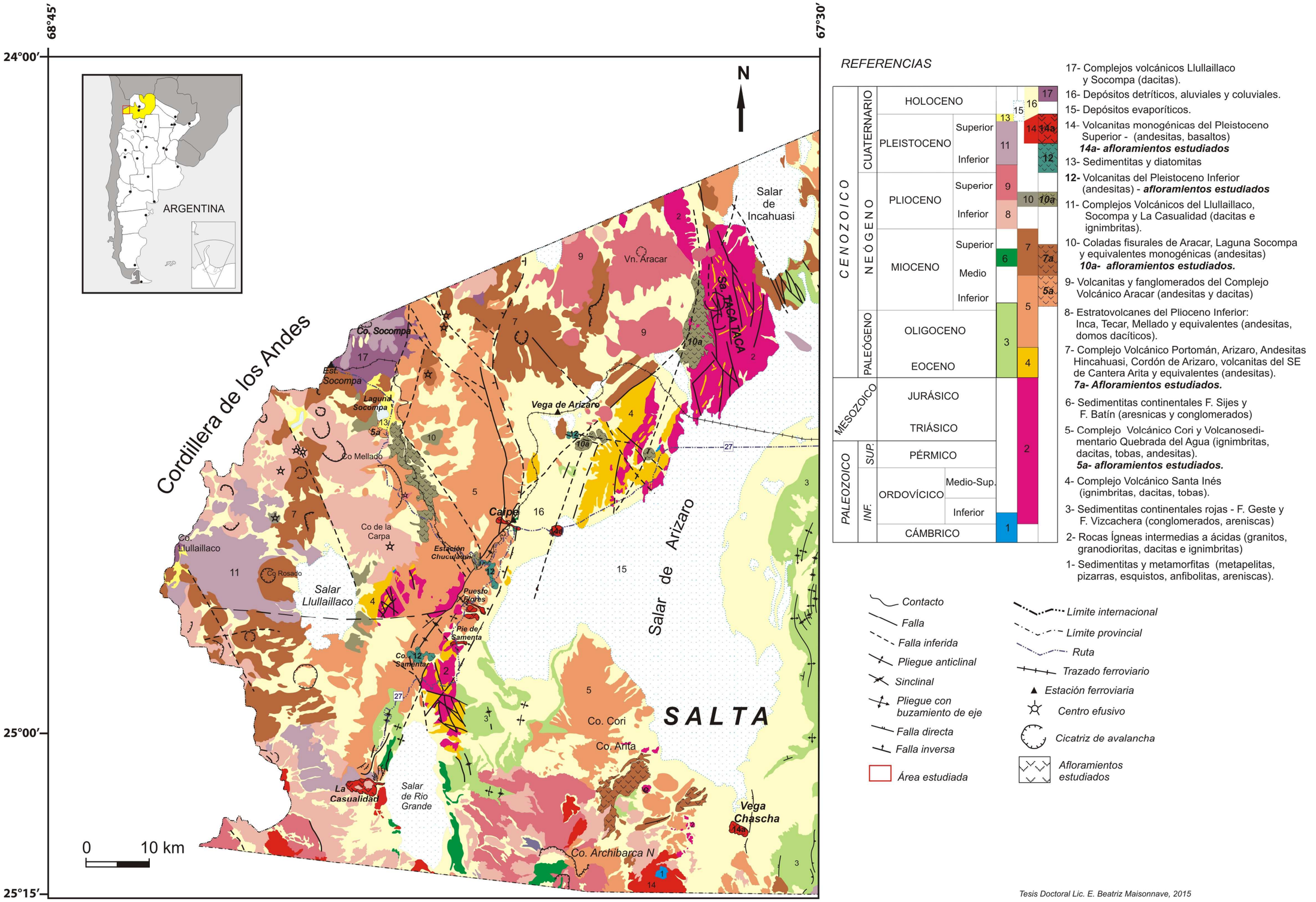
A partir del Terciario se suceden fases compresivas y distensivas, a las que se vinculan los episodios volcánicos y los depósitos sedimentarios continentales. El Paleógeno está representado por sedimentitas continentales rojas, asignadas a las Formaciones Geste y Pozuelos (Turner 1961), que presentan amplia distribución en la Puna.

La actividad volcánica cenozoica se inició durante el Mioceno y el mayor volumen se produjo durante el Pleistoceno. Posteriormente el registro de la actividad volcánica disminuyó, siendo en la actualidad mínimo. En términos generales se pueden reconocer dos secuencias volcánicas, una más antigua caracterizada por predominancia de rocas ácidas, de edad Miocena y otra posterior de composición mesosilícica a básica, que está representada por efusiones básicas monogénicas, que Viramonte *et al.* (1984) asignaron al Holoceno, pero en este trabajo se asignan al Pleistoceno.

Completan la estratigrafía del Cuaternario sedimentos epiclásticos, conglomerádicos y arenosos que conforman conspícuos depósitos pedemontanos, en su mayoría coluviales; pequeños remantes morénicos, producto de la restringida acción glaciaria y las espesas acumulaciones

químicas de los salares actuales, destacándose las del Salar de Arizaro, con importantes depósitos de cloruros y en menor medida, de sulfatos y boratos.

En la Figura 8-1 se presenta un mapa regional de la zona estudiada, modificado de los mapas confeccionados por Zappettini y Blasco (2001) y Seggiaro *et al.* (2007) y que corresponden a las Hojas Geológicas Socompa y Antofalla, publicadas por el Servicio Geológico Minero de la República Argentina.



Tesis Doctoral Lic. E. Beatriz Maisonnave, 2015

Modificado de Zapettini y Blasco (2001) y Seggiaro *et al.* (2007)

12 - *DISCUSIÓN y CONCLUSIONES*

♦ Discusión

Como se ha desarrollado en los capítulos previos, se ha establecido la mineralogía, textura y caracterización química de las unidades en estudio. Mediante análisis micro cuantitativos se ha determinado la composición química de minerales importantes para establecer las condiciones de presión y temperatura imperantes durante su cristalización. Además, se ha establecido la edad de aquellos afloramientos de asignación geocronológica imprecisa. Sin embargo, aún es tema de debate (discusión) el significado de esta expresión magmática.

Las volcanitas estudiadas se emplazan en el Plateau de la Puna y están vinculadas a un margen continental activo. Este Plateau es el resultado de procesos tectónicos que provocaron acortamiento horizontal y engrosamiento cortical, con condiciones dominantemente compresivas que alternan con episodios distensivos. En la Puna Austral, en el intervalo Mioceno tardío – Reciente estos episodios distensivos se asocian a magmatismo fisural de tendencias básicas a intermedias, de menor frecuencia, escaso volumen y gran dispersión areal. Este volcanismo básico a intermedio ha concitado el interés de numerosos investigadores, especialmente porque permitiría establecer la composición del manto superior durante el Cenozoico tardío y estudiar la evolución litosférica de la región en ese período.

Existe consenso entre los petrólogos sobre que el magmatismo en estos ambientes tectónicos obedece a procesos de tipo multicomponente (ver Kay 1980). Esto se debe a que la subducción, que recicla material litosférico dentro del manto más profundo, es un proceso que involucra materiales que pueden presentar composiciones contrastantes, como la cuña mantélica situada por encima del plano de Benioff, la corteza oceánica basáltica y los sedimentos depositados sobre la misma, que pueden ser tanto marinos como continentales.

La corteza oceánica basáltica interacciona con el agua de mar durante su traslado desde las dorsales hasta las fosas, enriqueciéndose en K, Rb, U, Sr, y en menor proporción en Ba, Th, y Tierras Raras livianas (LREE). Posteriormente cuando esta corteza oceánica alterada es subductada se transforma, adecuándose a las nuevas condiciones de presión y temperatura, perdiendo gran parte de su contenido de H_2O y de los elementos unidos más débilmente (López Ruiz y Cebriá Gómez 1990; entre otros). Por otra parte la incorporación de los sedimentos depositados sobre la corteza oceánica al material mantélico situado por encima de la zona de subducción, produce un notable enriquecimiento en elementos incompatibles en el manto.

Otro proceso que permite reciclar material litosférico en los márgenes convergentes es la delaminación, que requiere o implica la remoción convectiva de fragmentos de la litosfera inferior (Bird 1979, Kay y Kay 1993). El proceso de delaminación podría producir fundidos mantélicos debido a que las porciones o bloques de litosfera al hundirse, generan espacios que favorecen la fusión por descompresión y el ascenso del manto astenosférico con un flujo de calor hacia la base de la litosfera remanente (Kay y Kay 1993, Kay *et al*. 1994, Ducea y Saleeby 1998). La presencia de magmatismo máfico asociado a datos geofísicos que sugieren atenuación litosférica, ha sido usada como evidencia de episodios de remoción de litosfera en diferentes ambientes tectónicos.

La estructura litosférica de la Puna se caracteriza por un corteza engrosada, que alcanza los ~ 66 km de espesor en Puna Austral (Prezzi y Gotze 2009), una litosfera adelgazada y un alto flujo térmico superficial. Esta información, basada en datos obtenidos mediante estudios geofísicos, es coincidente con la aportada por los análisis geoquímicos. El magmatismo

mioceno, de tendencias mesosilícicas a ácidas, atestigua la presencia de una corteza engrosada en la región (Sm/Yb > 5, Kay *et al.* 2012) mientras que el magmatismo más joven, de tendencias básicas a intermedias con diferentes indicadores geoquímicos, se interpreta como resultado de procesos de delaminación de material litosférico. Estos procesos permiten el ascenso de material mantélico que se funde por descompresión (Kay y Kay 1993, Kay *et al.* 1994) y asciende por fracturas extensionales profundas, favorecidas por la resistencia a la migración del frente orogénico (Seggiaro y Hong 1999). Datos y estudios geofísicos realizados por numerosos investigadores sustentan esta interpretación (Whitman *et al.* 1996, Yuan *et al.* 2000, Yuan *et al.* 2002, Prezzi y Gotze 2009). Por otra parte, se ha establecido que las condiciones de generación de fundidos en el sector se ven favorecidas por la presencia de una zona de fusión parcial desarrollada en la corteza media por debajo de la Puna (Zandt *et al.* 2003), coincidente con la Zona de Baja Velocidad de los Andes identificada por Yuan *et al.* (2002).

El gran espesor cortical estimado en el sector puñeno, dificulta la migración y el ascenso de los fundidos, favoreciendo las interacciones térmicas y químicas entre la corteza y los magmas derivados de la fusión de la cuña mantélica (Thorpe *et al.* 1984, Hildreth y Moorbath 1988, Davidson *et al*. 1991, Kay y Coira 2009, Mamani *et al.* 2010). Se han mencionado extensamente en la literatura evidencias de interacción de magmas de diferente composición y probable contraste térmico, con la consecuente formación de rocas híbridas homogéneas o heterogéneas. Como resultado de estos procesos de mezcla se observan rocas con texturas que evidencian desequilibrios.

Las características petrográficas mineralógicas y químicas descriptas en el presente trabajo para las volcanitas miocenas y pliocenas que forman extensos afloramientos (ver Capítulos 9.1.1 a 9.4.3) y también en estudios precedentes (Maisonnave 1996; 1997; 1998 y 1999, 2000a, 2000b, 2002 y 2008; Maisonnave y Page 1999; Maisonnave y Poma 2004, 2008), permiten interpretar la ocurrencia de procesos de mezcla de magmas, que pudieron tener lugar dentro del reservorio magmático y/o en el conducto. Asimismo, la presencia de xenocristales de cuarzo permite inferir contaminación cortical.

En artículos publicados sobre volcanitas contemporáneas con las estudiadas en el ámbito de la Puna, tanto para el sector Norte como para el Austral (ver Coira y Kay 1993, Deruelle 1991; Kay *et al.* 1994; Knox *et al.* 1989; Viramonte *et al.* 1984, Caffe *et al.* 1999, Risse *et al.* 2008, etc.) y sobre unidades comparables ubicadas a la misma latitud en territorio chileno (Trumbull *et al.* 1999; entre otros) se mencionan características petrográficas similares a las descriptas en este trabajo, especialmente en cuanto a las texturas de los fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno, que también son interpretadas por sus autores como evidencias de desequilibrios. Las características geoquímicas descriptas en dichos artículos también muestran similitudes con las que presentan las rocas analizadas en esta investigación (ver Capítulos 9.1.3 y 9.2.3) en cuanto al enriquecimiento en Tierras Raras Livianas (LREE) en relación a las pesadas, bajos contenidos en Nb y Ta, y altas relaciones Ba/Ta y La/Ta, rasgos químicos que los autores mencionados vinculan al ambiente de arco. Por otra parte también mencionan la presencia de xenocristales de cuarzo y altas concentraciones de Cs, Rb y Th, considerados por Trumbull *et al.* (1999) entre otros, como un rasgo químico característico de la participación de material cortical.

Para explicar las datos obtenidos numerosos investigadores postulan la contaminación de magmas de arco durante su ascenso en la corteza continental (por ej. Davidson *et al.* 1990). Esta contaminación puede ocurrir por asimilación de fluidos ácueos, incorporación de fundidos corticales por *mingling* o *mixing*, o por asimilación de material rocoso. Sin embargo las observaciones sugieren que el proceso de contaminación dominante involucra mingling o mixing

con fundidos corticales (Maisonnave 1996, 1997, 1998, 1999, 2000b, 2002, 2008; Trumbull *et al.* 1999, Maisonnave y Page 1999) cuya generación se ve favorecida por una zona de fusión parcial en la corteza media debajo de la Puna, como se infiere de los datos geofísicos (Schmitz *et al.* 1997, Schilling *et al.* 1997, Zandt *et al.* 2003, Prezzi y Gotze 2009).

El magmatismo más joven (<7 Ma) de tendencias básicas a intermedias, se interpreta como resultado de procesos de delaminación de bloques de material litosférico, que remueven material denso de la corteza inferior máfica impulsando su reciclaje dentro del sistema de convección del manto. La delaminación o remoción de estos bloques permite el ascenso de material mantélico que se funde por descompresión (Kay y Kay 1993, Kay *et al.* 1994) y asciende por fracturas extensionales profundas, favorecidas por la resistencia a la migración del frente orogénico (Seggiaro y Hong 1999). Datos y estudios geofísicos sustentan esta interpretación (Whitman *et al.* 1996, Yuan *et al.* 2000, Yuan *et al.* 2002, Prezzi y Gotze 2009).

Kay *et al*. (1994) estudiaron un conjunto de afloramientos máficos dispersos a lo largo de Puna entre los 23° y 27° LS. De acuerdo con sus características geoquímicas, determinadas por el porcentaje de fusión parcial y la influencia del ambiente de subducción en la fuente mantélica, diferenciaron tres grupos: OIB, calcoalcalino de alto K y shoshonítico. El reconocimiento de un grupo de volcanitas con características geoquímicas similares a las de las rocas de OIB, asociado con la disminución del espesor de la litosfera en Puna austral detectada a partir de datos geofísicos y la gran elevación del sector puneño, se interpretaron como evidencias de un proceso de delaminación litosférica durante el Plioceno (Kay *et al*. 1994).

En las últimas décadas numerosos investigadores estudiaron afloramientos correspondiente a este volcanismo máfico joven en Puna (Knox *et al.* 1989, Coira y Kay 1993, Schreiber y Schwab 1991, Viramonte *et al*. 1984, Kay *et al*. 1994, entre otros). La mayor parte de estas investigaciones involucran volcanitas que se exponen en la región más austral, al sur de los 25° de LS. La región más estudiada es la de Antofalla (Risse 2008, Risse 2013, Drew 2009, Kay *et al*. 2008, Kay *et al*. 2011, etc.). Recientemente, Murray *et al*. (2015) dieron a conocer un estudio regional, que considera parcialmente algunos de los afloramientos objeto del presente trabajo. Los rasgos petrográficos y químicos descriptos en esos numerosos trabajos son coincidentes con las observaciones efectuadas en las volcanitas más jóvenes estudiadas en la presente investigación, al igual que las heterogeneidades registradas en algunas de las relaciones de los elementos traza y de las tierras raras.

Estudios recientes en la zona del Cerro Galán (Kay *et al.* 2008, Kay *et al.* 2011, Kay *et al*. 2012, Calixto *et al*. 2013) analizan las características químicas de las depósitos ignimbríticos ácidos y los datos de imágenes tomográficas generadas durante el lapso 2007-2009. A partir de las imágenes los autores interpretan la delaminación de un bloque litosférico al este del Cerro Galán y una corteza moderna delgada (~45 km) debajo de ese sector de Puna. La base de la litosfera continental se ubicaría a una profundidad de ~70-80 km, concordante con las profundidades de equilibrio que los autores estiman para las lavas jóvenes, en base a sus características mineralógicas y químicas. Las imágenes sísmicas muestran que las volcanitas más jóvenes se ubican por encima de zonas de gaps, coincidiendo con la localización de terremotos en la losa y en zonas interpretadas como regiones de fusión parcial (Kay *et al.* 2012).

En los últimos años numerosos trabajos examinaron el proceso de delaminación propuesto por Kay y Kay (1993) y Kay *et al.* (1994) para la porción austral de la Puna, que contempla la remoción de bloques de litosfera que al hundirse generan el ascenso y fusión de material astenosférico. Investigaciones llevadas a cabo por Elkins-Tanton (2007) sostienen que podrían generarse fundidos directamente a partir de las porciones de litosfera removida.

Durante su descenso, este material tiene la capacidad de expeler fluidos dentro del manto astenosférico y/o fundirse, incluso antes de alcanzar el equilibrio térmico con el manto superior. Como consecuencia de estos procesos, parte de la litosfera inferior puede desestabilizarse y producir fundidos. Las características del magma resultante, en particular el volumen generado y sus rasgos químicos, dependerán de numerosos factores, entre los cuales los más importantes a considerar serán: el estilo de despegue, el volumen y la composición del material que se remueve y hunde, y la escala de tiempo del evento.

En particular Ducea (2011), Ducea *et al.* (2013) y Murray *et al.* (2015) analizan el modelo clásico de delaminación, especialmente en relación al volumen de material litosférico removido y el volumen de volcanitas máficas asociado o producido, y proponen en lugar de la remoción de bloques litosféricos, otro modelo introduciendo el concepto de "goteo" que involucra pequeñas porciones de material denso de la litosfera inferior. Este material, especialmente conformado por piroxenitas de condiciones gravitacionales inestables, se hunde y en su descenso funde, generando magmas máficos mantélicos que pueden alcanzar la superficie. Murray *et al*. (2015) utilizan la relación $Zn/Fe_T(x10^4)$ para discriminar entre los fundidos de fuente astenosférica de aquellos originados por fusión de manto litosférico, debido a que estos elementos se particionan en forma diferente en los magmas derivados de rocas piroxeníticas respecto de los derivados de una fuente peridotítica y concluyen que las volcanitas menores a 7 Ma expuestas en Puna se habrían originado por la fusión de una fuente piroxenítica.

Se sabe que el material que compone la litosfera inferior es heterogéneo, debido a que es el resultado de una sumatoria de procesos que incluyen convergencia, engrosamiento cortical, magmatismo de arco y delaminación litosférica. En un ambiente de características tan complejas en estructura y composición, el modelo de "goteo" planteado por Elkins- Tanton (2005), Ducea (2011), Ducea *et al.* (2013) y Murray *et al.* (2015) generaría fundidos localizados y de pequeño volumen (~ 1 km de diámetro) con características químicas e isotópicas heterogéneas, pudiendo repetirse a lo largo del tiempo, es decir podría ser multiepisódico.

Este modelo permite explicar de manera satisfactoria el escaso volumen magmático involucrado en las rocas estudiadas así como las heterogeneidades observadas en la química de los elementos traza y de las tierras raras, especialmente para el grupo de afloramientos más jóvenes (Maisonnave y Poma 2010 b). Todos los parámetros considerados en esta investigación conducen a plantear este modelo como el más ajustado a las evidencias, sin embargo para ser concluyentes con respecto a la validez del modelo de "goteo" (*drip foundering* o *mantle-drip,* Ducea 2011, Ducea *et al.* 2013, Murray *et al.* 2015) sería necesario contar con datos isotópicos y de microanálisis de detalle de las fases minerales de un gran número de los afloramientos de este conjunto volcánico.

♦ CONCLUSIONES

La mayor parte de los afloramientos considerados en esta investigación se ubican al Oeste del Salar de Arizaro, en la región de retroarco, y se asocian a las tres últimas fases magmáticas identificadas por Coira *et al.* (1993) correspondientes a los intervalos Mioceno medio – Mioceno tardío, Mioceno tardío – Plioceno y Plioceno – Reciente. Están constituidos por coladas máficas que muestran pocos indicios de meteorización y se vinculan con importantes zonas de fracturación desarrolladas bajo un régimen de extensión horizontal activo desde el Mioceno tardío (Kay *et al.* 1994; Allmendinger *et al.* 1997; Riller *et al.* 2001).

Tanto las unidades miocenas como algunas de las pliocenas estudiadas conforman extensas coladas de composiciones intermedias con texturas porfíricas, estas características

evidencian que los fundidos contaron con tiempos de permanencia prolongados en cámaras magmáticas en profundidad. Las volcanitas se caracterizan por presentar inhomogeneidades texturales y evidencias de desequilibrios durante el desarrollo cristalino. Estas inhomogeneidades también se aprecian en los datos químicos de las rocas y de las fases minerales analizadas, observándose una gran dispersión para todas las relaciones consideradas, las que se interpretan como el resultado de procesos de mezcla incompleta de magmas (*magma mingling*).

Por otra parte, se analizó un conjunto de afloramientos pliocenos y pleistocenos que forman pequeñas coladas o edificios, en su mayoría monogenéticos, con escasa participación de piroclastos, con el objetivo de establecer las características comúnes y también las diferencias, en cuanto a emplazamiento, petrografía y geoquímica y efectuar estudios comparativos tanto espaciales como temporales. Estas rocas, de composición máfica, tienen texturas porfíricas con escasos fenocristales de grano fino, constituidos por olivina y piroxeno.

- **Afloramientos neógenos extensos e inhomogéneos**

Los afloramientos de volcanitas **miocenas** estudiados se localizan en el sector NO y en el extremo sur del área estudiada.

En el área NO se ubican las volcanitas de **Laguna Socompa** (24° 32′ S y 68° 12′ O). De acuerdo a los valores obtenidos para las relaciones entre elementos traza (La/Yb= 14 a 26; Sm/Yb= 3 a 4) se interpreta que se habrían generado a partir de fundidos originados en una zona relativamente poco profunda a presiones intermedias, en equilibrio con un arreglo residual constituido por piroxeno, anfíbol y probablemente plagioclasa, con condiciones de cristalización determinadas entre 750 a 950 ºC de temperatura y 7 a 9 kbar de presión (ver Capítulo 10.1).

Las volcanitas de cercanías de **Cantera Arita** se ubican próximas al límite sur del área estudiada. Para estas rocas se interpretan condiciones de profundización de la región fuente. La zona de generación de los fundidos se establece, de acuerdo a las relaciones entre elementos de tierras raras (La/Yb= 23 a 26; Sm/Yb= 4 a 7), a mayor profundidad y por lo tanto mayor presión y manifiesta una tendencia evolutiva compatible con el fraccionamiento de anfíbol (ver Capítulo 9.1.3).

Otro afloramiento extenso de edad **pliocena** se ubica al E-SE del **Cerro Aracar.** Constituye una colada fisural delgada que se extiende en sentido meridiano y presenta características mineralógicas y texturales inhomogéneas, que se apreciaron tanto en el trabajo de campo como en la observación microscópica. Para estas volcanitas se obtuvieron relaciones de los elementos de las tierras raras La/Yb y La/Sm relativamente altas, con valores entre 19 y 29 y de 6 a 7,3 respectivamente, y de 3 a 4,4 para Sm/Yb. El conjunto de información petrográfica y fundamentalmente química, permite interpretar que los fundidos que dieron origen a estas rocas provienen de una fuente relativamente profunda, compatible con el fraccionamiento de fases estables a presiones moderadas a altas, como anfíbol (ver Capítulos 9.2.1 y 9.2.3). Las condiciones de cristalización se calcularon entre 950 y 1040 ºC de Temperatura y entre 5 y 8 kbar de presión, estimándose que los fundidos se habrían alojado en un reservorio emplazado a unos ~ 25 km de profundidad, en la corteza media (ver Capítulo 10.2).

De acuerdo a los datos geoquímicos obtenidos para los elementos de las tierras raras y traza se interpreta que, en la generación de este conjunto de afloramientos neógenos, participaron fundidos mantélicos enriquecidos por elementos característicos de arco con aporte

cortical, que se habrían alojado en reservorios emplazados en la corteza media, alcanzado la superficie a través de estructuras de fallamiento de rumbo NO-SE y NNE-SSO.

Un rasgo significativo de estas volcanitas neógenas es el amplio rango de variación que se observa en cada afloramiento para los contenidos de elementos traza y de las tierras raras, siendo particularmente evidente en relaciones como La/Yb, La/Sm, Eu/Eu* y Sr/Sm. Esta heterogeneidad, que se aprecia en las características geoquímicas, concuerda con la heterogeneidad observada en los rasgos texturales y mineralógicos en cada afloramiento y en las secciones delgadas, y se interpreta como el reflejo de procesos de mezcla incompleta de magmas *(magma mingling)*, probablemente vinculados con reiterados aportes de magma al reservorio magmático (Maisonnave 1998; 1999; 2000a y b, 2002, 2008; Maisonnave y Page 1999).

Los procesos tectónicos actuantes en la Puna provocaron un acortamiento horizontal y engrosamiento cortical, estimándose en este sector un espesor de la corteza mayor a 60 km (Wigger 1988; Gotze *et al.* 1994; Yuan *et al.* 2002; Tassara y Echaurren 2012). Estas características de escala regional dificultan el ascenso y migración de los magmas, favoreciendo su acumulación en reservorios corticales relativamente estables, aunque no necesariamente en condiciones de equilibrio, pero que les permite cristalizar, evolucionar e interactuar con rocas corticales del entorno (Thorpe *et al.* 1984; Hildreth y Moorbath 1988; Davidson *et al.* 1991; Kay y Coira 2009 y Mamani *et al.* 2010). Estas características corticales pueden favorecer el ingreso de nuevos pulsos de magmas a los reservorios establecidos dando lugar a la ocurrencia de procesos de mezcla de magmas.

Las conclusiones de esta investigación, sumadas a las mencionadas en contribuciones de numerosos autores como Caffe *et al.* (1999), Hildred y Moorbath (1988), Viramonte *et al.* (1984), Coira y Kay (1993), Deruelle (1991), Kay *et al.* (1994), Knox *et al.* (1989), Trumbull *et al.* (1999), entre otros, permiten interpretar que los procesos de mezcla de magmas, particularmente de tipo *magma mingling*, tuvieron un rol importante entre los procesos petrogenéticos que actuaron en el ámbito puneño durante el Neógeno, vinculados a la actividad magmática de arco. Se establece que estos procesos pudieron ocurrir como fenómenos repetitivos, probablemente favorecidos por las características corticales, y en muchos casos actuaron como disparadores de la actividad volcánica, en particular en aquellos sectores donde las condiciones estructurales lo permitieron.

- **Afloramientos de volcanitas pliocenas y pleistocenas de menor extensión:**

Este conjunto de afloramientos se compone de pequeños edificios o coladas, en su mayoría monogenéticos, que se emplazan en la región de retroarco y están asociados a estructuras de extensión horizontal, fallamiento con rumbo NE- SO a ENE-OSO.

En estos flujos lávicos, la presencia de cristales esqueléticos y abundante vidrio en las pastas evidencia condiciones de un rápido ascenso y enfriamiento. Sus características químicas muestran afinidad con el grupo denominado como Calcoalcalino de alto K por Kay *et al.* (1994). El análisis de las texturas observadas en estas rocas y la presencia de escasas texturas de reacción permiten interpretar que, durante el rápido ascenso, el proceso de asimilación de material proveniente de rocas corticales fue poco importante (ver Capítulos 9.2.1, 9.3.1 y 9.4.1). Las determinación mediante análisis microcuantitativos permite establecer que las condiciones de cristalización corresponden a temperaturas cercanas o algo mayores a los 1000°C y las condiciones de presión están comprendidas entre 3 y 8 kbar (ver Capítulos 10.2, 10.3 y 10.4).

Los afloramientos pliocenos de **Vega de Arizaro** y **Agua del Desierto** de acuerdo con los rasgos petrográficos y químicos que presentan, se interpretan como productos de la consolidación de fundidos máficos hidratados, típicamente calcoalcalinos, con escaso tiempo de permanencia en una cámara magmática, que se habría emplazado en la transición entre la corteza superior y la corteza media. Las relaciones de los elementos traza y de las tierras raras permiten interpretar para las rocas de Vega de Arizaro (La/Yb: 11 a 15, Sm/Yb: 2,9 a 3,3 y Dy/Yb) una fuente de generación de fundidos poco profunda, compatible con el fraccionamiento de anfíbol a presiones moderadas a bajas y condiciones de cristalización calculadas en ~ 960°C y 350 – 360 MPa. En el caso de las volcanitas de Agua del Desierto (La/Yb: 21 a 46, Sm/Yb: 4,5 a 8,6 y Dy/Yb) los fundidos se habrían generado a mayores profundidades, a presiones relativamente altas, compatibles con el fraccionamiento de fases como granate, en equilibrio con fases residuales como granate.

Las rocas que conforman los dos derrames fisurales de **Estación Chuculaqui** y la colada de la cumbre de Cerro Samenta se interpretan como derivados de material mantélico, enriquecido por el aporte de elementos característicos de ambiente de arco y escasa participación cortical. De acuerdo con las condiciones de cristalización estimadas los fundidos que las originaron se habrían alojado en niveles corticales someros. Los afloramientos de Estación Chuculaqui representan dos eventos independientes, uno de edad pliocena y el otro, pleistocena. La caracterización petrográfica y química de estas rocas indica que los fundidos magmáticos que originaron la colada pliocena son menos evolucionados y habrían tenido un tiempo menor de residencia en el reservorio que los fundidos más evolucionados que forman la colada más joven. Además las relaciones entre elementos traza y de las tierras raras para ambas coladas (La/Yb: 5 – 6, Sm/Yb: 1,3 y La/Yb:13 a 18, Sm/Yb:2,5 a 4, respectivamente) son compatibles con una rápida evolución de los fundidos hacia productos de fusión a mayor presión, lo que puede interpretarse como indicativo del aumento en el espesor de la corteza en el lapso transcurrido entre ambos derrames. Las condiciones de cristalización para la colada pleistocena se calculan entre 900 y 1150 ºC de temperatura y de 3 a 5 Kbar de presión

En **Vega de Arizaro** también se exponen dos coladas monogénicas de edad **pleistocena**. Sus características geoquímicas y texturales permiten interpretar que se habrían originado por la cristalización rápida de pequeñas porciones de fundido magmático con alto contenido de olivina y de origen mantélico (~ N-MORB) con impronta de intraplaca, enriquecido por elementos aportados por la losa subductada, en equilibrio con fases estables a presiones moderadas. Estos fundidos habrían alcanzado la superficie sin el establecimiento de cámaras someras o tiempos prolongados de residencia en el reservorio, asimilando escaso material cortical durante su rápido ascenso. Las condiciones de cristalización calculadas corresponden al rango 1100-1250°C de temperatura y entre 4 a 8 Kbar de presión.

Los flujos lávicos más jóvenes, de edad Pleistoceno Superior, se disponen a pocos kilómetros de distancia unos de otros. Conforman el grupo más numeroso, que está integrado por los denominados afloramientos del borde del **Salar de Arizaro,** Volcán de **Chascha** y Cerro Negro de **La Casualidad**, corresponden a los flujos lávicos cuyas características mineralógicas, texturales y geoquímicas evidencian que son los menos evolucionados, es decir los más primitivos, entre los derrames lávicos estudiados y no estarían vinculados entre sí por procesos de diferenciación magmática en reservorios o cámaras alojados en la corteza.

El conjunto de la información obtenida y analizada acerca de las texturas y los datos químicos de las rocas y los minerales que las constituyen, permiten interpretar que estas rocas calcoalcalinas de texturas afíricas a microporfíricas, se formaron a partir de pequeños bolsones de magma máfico, de fuente mantélica con impronta de intraplaca, enriquecida por elementos aportados por la losa subductada y escasa participación cortical, que habrían alcanzado la

superficie con una velocidad de ascenso relativamente alta. Estos flujos lávicos muestran un amplio rango de variación para las relaciones de elementos traza y de las tierras raras, como La/Yb, La/Sm y Sm/Yb, intepretándose que el fraccionamiento de los fundidos que los originaron ocurrió en equilibrio con piroxeno residual para algunos afloramientos, en equilibrio con anfíbol residual para otros, mientras que para un tercer grupo los valores de estas relaciones resultan compatibles con el fraccionamiento de fundidos en equilibrio con granate como fase residual, a profundidades correspondientes a la base de la litosfera continental inferior.

Para explicar el rango de variación en las relaciones analizadas, se propone un esquema o modelo en el cual el material magmático que originó las volcanitas es resultado de la fusión de pequeñas porciones de litosfera inferior de composición heterogénea, a diferentes profundidades y por lo tanto en equilibrio con diferentes fases residuales. La fusión, probablemente, habría ocurrido como consecuencia de eventos de delaminación de material litosférico de tipo "goteo" (*drip foundering*, Ducea 2011, Ducea *et al.* 2013). Estos eventos, de pequeña escala y localizados, podrían generar fundidos con características químicas heterogéneas que reflejen la heterogeneidad del material que compone la litosfera inferior en la región estudiada.

Las condiciones de cristalización calculadas para estas rocas microporfíricas corresponden a altas temperaturas (1112 -1250 ºC) y presiones moderadas (~ 6 - 7 kbar), lo que supone que los fundidos habrían comenzado a cristalizar durante su ascenso, probablemente por contraste térmico, a unos 20 km de profundidad, dentro de la zona identificada en estudios geofísicos como de "Baja Velocidad" y que se interpreta como una zona de fusión parcial, donde ocurre el desacople de la corteza superior de la inferior (Yuan *et al.* 2000).

En síntesis, se interpreta que este conjunto de coladas pliocenas y pleistocenas de menor extensión se habrían formado a partir de la fusión de pequeñas porciones de material de la litosfera continental inferior y/o de la cuña astenosférica, en equilibrio con fases estables a presiones moderadas a altas. La fusión, probablemente, habría ocurrido como consecuencia de la descompresión adiabática asociada a eventos localizados de delaminación de tipo "goteo" *(drip foundering* o *mantle-drip).* Los fundidos así generados habrían alcanzado rápidamente la superficie, sin el establecimiento de cámaras someras ni tiempos prolongados de residencia para los cristales. El ascenso habría ocurrido a través de estructuras vinculadas con el régimen de extensión horizontal predominante en el área desde el Mioceno tardío hasta el Reciente (Allmendinger *et al.* 1987, Marrett y Emerman 1992, Kay *et al.* 1994 y Marrett *et al.* 1994, Zhou *et al.* 2013), relacionado con la resistencia a la migración del frente orogénico (Seggiaro y Hogn 1999). Por otra parte, la presencia de texturas de reacción reflejarían la asimilación de escaso material de rocas corticales durante el ascenso, probablemente debido a procesos de tipo ATA.

Por último, sería provechoso contar en el futuro con nuevos datos de química mineral y también de relaciones isotópicas de los niveles estudiados, para complementar este trabajo de investigación y ajustar las hipótesis planteadas.