



FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS y NATURALES

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA

TESINA PRESENTADA PARA OBTENER
EL GRADO ACADÉMICO DE
LICENCIADO EN GEOLOGÍA

“Petrología y volcanología de los centros eruptivos basálticos
Lomas Chicas, provincias de La Pampa y Mendoza”

Lis Anabel BIDEGAIN

SANTA ROSA (LA PAMPA)

ARGENTINA

2006

ÍNDICE

PREFACIO.....	3
AGRADECIMIENTOS.....	3
RESUMEN.....	4
ABSTRACT.....	5
INTRODUCCIÓN.....	6
• Antecedentes.....	6
• Ubicación y vías de acceso.....	7
TRABAJOS REALIZADOS.....	8
GEOLOGÍA REGIONAL.....	10
GEOLOGÍA DE LOS CENTROS ERUPTIVOS.....	14
• Loma Chica Este.....	14
• Loma Chica Oeste.....	14
• Loma Chica Sur.....	14
PETROGRAFÍA.....	16
• Texturas generales.....	16
• Aglomerados Volcánicos.....	16
• Piroclastos sueltos.....	17
• Coladas de lava.....	17
• Dique.....	18
• Interpretación textural.....	18
GEOQUÍMICA.....	21
• Elementos mayores.....	21
• Elementos traza.....	24
VOLCANOLOGÍA.....	27
CONCLUSIONES.....	29
BIBLIOGRAFÍA.....	30
APÉNDICE. Descripciones completas de las muestras.....	36

PREFACIO

Esta Tesina es presentada como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Licenciado en Geología, de la Universidad Nacional de La Pampa y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad ni en otra Institución Académica. Se llevó a cabo en dependencias del Departamento de Ciencias Naturales, durante el período comprendido entre el 6 de octubre de 2005 y el 28 de noviembre de 2006, bajo la dirección de Gustavo Walter Bertotto.

AGRADECIMIENTOS

A mi director Gustavo Walter Bertotto, a quien agradezco su invaluable colaboración y la constante cooperación y apoyo en las diferentes etapas del trabajo de Tesis.

Se agradece a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UNLPam por financiar el proyecto y facilitar el equipamiento necesario para el desarrollo del mismo.

A los Dres. Eduardo Mariño y Hugo Tickyj por las sugerencias aportadas.

También deseo reconocer el constante apoyo brindado por todos los geólogos del Pabellón de Geología de la UNLPam, quienes de una u otra manera colaboraron en la realización de este trabajo y en mi formación como profesional en esta Universidad, de cada uno de ellos he tratado de adquirir lo mejor.

A Daniel Codega de la Universidad Nacional de San Luis quien confeccionó los cortes delgados.

A la Università di Modena e Reggio Emilia (Modena, Italia), donde se realizaron los análisis químicos.

Por último quiero agradecer y dedicar este trabajo de Tesis de Licenciatura a: mi familia, a Horacio y a mis amigos, quienes me han brindado un constante apoyo durante toda la carrera y en ésta última etapa, ellos son mi gran fuente de estímulo.

15 de diciembre de 2006

Lis Anabel Bidegain

RESUMEN

Durante este trabajo se analizó la petrografía, geoquímica y volcanología de las rocas de tres centros eruptivos denominados Lomas Chicas, ubicados al norte de la localidad de Agua Escondida, en la zona limítrofe entre las provincias de La Pampa y Mendoza. Estos volcanes se sitúan en el margen sureste del Campo Volcánico Llanquanelo y pertenecen al volcanismo de retroarco Plioceno-Pleistoceno más alejado de la zona de subducción.

Morfológicamente se trata de tres elevaciones de forma cónica que se elevan de 35 a 50 metros sobre el terreno circundante. Están formados principalmente por aglomerados volcánicos con alto grado de soldamiento. Estos aglomerados corresponden a facies de cráter que ahora afloran por acción de la erosión que actuó sobre el cono piroclástico original. A partir de las características de estos depósitos se infiere que los mismos habrían sido depositados a partir de una fuente de lava hawaiana.

Las rocas de los tres centros eruptivos son de estructura vesicular y en menor medida masivas; de textura porfírica a glomeroporfírica, con pasta mayormente pilotáxica y en menor proporción intergranular e hialopilitica. La asociación mineral olivino-clinopiroxeno es la dominante como fenocristal. Las pastas están constituidas mayoritariamente por la asociación plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, minerales opacos y en menor medida por plagioclasa-taquilita-minerales opacos-olivino-clinopiroxeno. Geoquímicamente, las rocas de los tres cerros clasifican como hawaitas (traquibasaltos), dentro de la serie alcalina sódica. Los diagramas discriminantes Zr-Nb-Y y Zr-Ti-Y indican que se trata de basaltos de intraplaca.

ABSTRACT

During this work was analyzed the petrography, geochemistry and volcanology of the rocks of three eruptives centers named Lomas Chicas, situated north of the town of Agua Escondida, in the border zone between La Pampa and Mendoza provinces. These volcanoes are located in the southeast margin of the Llanquanelo volcanic field and belong to the Pliocene-Pleistocene retroarc volcanism most distant to the subduction zone.

The three edifices are conic, ranging from 35 to 50 m height. They are constituted mainly for highly welded volcanic agglomerates. We infer that these are crater facies, deposited from a Hawaiian lava fountain.

The rocks of the three centers are mostly vesicular, with porphyritic to glomeroporphyritic texture and groundmass mainly pilotaxitic followed by intergranular and hialopilitic. The main phenocrysts are olivine and clinopyroxene. The groundmasses are formed mainly for the assembly plagioclase-olivine-clinopyroxene-opaque minerals followed by plagioclase-tachylite-opaque minerals-olivine-clinopyroxene. The analyzed rocks of three volcanoes classify as hawaiites (trackybasalts) and belong to the alkaline sodic series. The discrimination diagrams Zr-Nb-Y and Zr-Ti-Y indicated that these are within-plate basalts.

INTRODUCCIÓN

Antecedentes

En el sector limítrofe de las provincias de La Pampa y Mendoza, se localiza un extenso campo basáltico formado por coladas de lava dispuestas con una dirección general noroeste-sudeste y numerosos conos piroclásticos asociados a las mismas. Sus afloramientos se distribuyen en el extremo sudeste de los departamentos Malargüe y San Rafael en la provincia de Mendoza, y gran parte de los departamentos Puelén y Chical Co en la provincia de La Pampa. Estos volcanes basálticos y sus productos, representan las manifestaciones más orientales del volcanismo de retroarco extrandino al norte del río Colorado.

Las investigaciones geológicas en la zona de estudio comenzaron con Stappenbeck (1913, 1926) a quien siguieron Wichmann (1928), Sobral (1942) y Groeber (1946). Posteriormente, Cortezzi y Dirac (1969) aportaron las primeras dataciones radimétricas para rocas basálticas de la provincia de La Pampa. Las muestras estudiadas fueron extraídas de dos coladas de lava cercanas a la localidad de Puelén y las edades obtenidas por el método K/Ar sobre roca total correspondieron al Plioceno. González Díaz (1972), efectuó la descripción geológica de la Hoja 30e Agua Escondida y ubicó a los centros eruptivos cercanos a los estudiados en el presente trabajo en el Pleistoceno superior (Formación Morado Alto o Basalto IV de Groeber, 1946). Holmberg (1973) incluyó a varias elevaciones que se corresponderían con los centros estudiados, en la Formación Maipo (Irigoyen, 1972) o Basalto IV (Groeber, 1946) dentro del Pleistoceno. Nuñez (1976), describió las rocas basálticas aflorantes en la Hoja 31e, Chical Co, incluyéndolas en las formaciones Palao Co y Puente, además, aportó cuatro nuevos datos de edades radimétricas obtenidos con el método K/Ar sobre roca total, con valores que varían entre 1,0 y 2,3 Ma. Bisceglia (1977), realizó un estudio hidrogeológico del oeste pampeano, en el mismo, separó las coladas basálticas en cuatro unidades: Fm. Palauco o Palao Co, Fm. Coyochó, Fm. Chapúa y Fm. El Puente, asignándolas al Mioceno, Pleistoceno inferior, Pleistoceno medio a superior y Holoceno inferior, respectivamente. Además, las consideró como pertenecientes al Grupo Puelén. Más tarde, Linares et al. (1980) afirmaron que las coladas de basaltos que cubren gran parte de los departamentos Puelén y Chical Co, provienen de volcanes situados en la provincia de Mendoza. Asimismo señalaron la existencia de varios ciclos efusivos en el Cenozoico, los que dieron origen a las coladas

basálticas. Posteriormente, en regiones vecinas situadas en la provincia de Mendoza, se efectuaron varios estudios sobre rocas basálticas relacionadas con el área de investigación propuesta (entre otros, Bermúdez, 1985, 1988; Bermúdez y Delpino, 1987, 1989; Bermúdez et al., 1993). Estos autores definieron la Provincia Basáltica Andino Cuyana, formada por los Campos Volcánicos Payún Matru y Llanquanelo. Los conos a estudiar se ubican en el margen sureste del Campo Volcánico Llanquanelo. Bermúdez et al. (1993) utilizaron criterios morfológicos para determinar la edad relativa de los volcanes por ellos investigados dentro de los campos volcánicos Payún Matru y Llanquanelo. En estos mismos campos volcánicos, Inbar y Risso (2001) efectuaron un análisis morfométrico de 120 conos de escoria monogenéticos y encontraron que el 95% de ellos son más jóvenes que 1,0 Ma. Más al sur, dentro de La Pampa, Melchor y Casadío (1997) efectuaron la descripción de la Hoja Geológica 3766-III, La Reforma, en la misma ubicaron a los basaltos aflorantes en Punta de la Barda (Dto. Puelén) en el Grupo Puente, definido por Bermúdez et al. (1993). Además, obtuvieron una nueva edad K/Ar para la colada basáltica aflorante en esta localidad a la que clasificaron como pahoehoe tipo “P”. Recientemente, Ribero (2003) estudió el volcán Pencoso en la Payunia y varios túmulos asociados a la colada de Punta de la Barda. Por último, Bertotto (1996, 1997, 1999, 2000, 2003) investigó diversas localidades al sur de la zona de estudio. A pesar de los trabajos mencionados precedentemente, no se han efectuado estudios de detalle sobre los conos propuestos a investigar.

Ubicación y vías de acceso

Los cerros Lomas Chicas, se ubican a los 36° de latitud sur y entre los 68° 0' y 68° 15' de longitud oeste, en la zona limítrofe entre las provincias de La Pampa y Mendoza. Los cerros Loma Chica Este y Loma Chica Oeste pertenecen al Departamento San Rafael (Mendoza) y el cerro Loma Chica Sur al Departamento Chical Co (La Pampa). Para acceder a los mismos desde la localidad más cercana (Agua Escondida, 30 km al sur) se debe transitar un camino de tierra, el que pasa muy próximo a las elevaciones estudiadas (Fig. 1).

TRABAJOS REALIZADOS

Durante los trabajos de gabinete y laboratorio se recopilaron y analizaron los antecedentes geológicos, material cartográfico, aerofotográfico y de imágenes satelitales del área de trabajo. Asimismo, se estudió la bibliografía referida a volcanismo basáltico y se describieron cortes delgados, confeccionados en el laboratorio de la UNSL.

Las tareas de gabinete se efectuaron en el Pabellón de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Durante el mismo, se recopiló y estudió bibliografía sobre volcanología de rocas basálticas, lavas y conos piroclásticos, características petrográficas y geoquímicas de basaltos, volcanismo de retroarco en los Andes y geología de los departamentos Chical Co (La Pampa), Malargüe y San Rafael (Mendoza). Además, se describieron y clasificaron macroscópicamente las muestras recolectadas en los cerros Loma Chica Sur, Loma Chica Este y Loma Chica Oeste. Se fotografiaron las muestras de mano y se describieron y fotografiaron los cortes delgados más relevantes correspondientes a dichas muestras, para ello se utilizó una cámara digital con resolución de 3,2 megapixel marca Kodak. Para el análisis petrográfico de los basaltos se utilizó la clasificación de MacKenzie et al. (1982), excepto en el caso de considerar a las vesículas como un rasgo textural, en este caso se prefirió seguir a Teruggi y Leguizamón (1986) quienes la consideran un rasgo estructural menor.

Con las muestras colectadas en el trabajo de campo se efectuó el estudio petrográfico y morfológico de detalle de las distintas unidades volcánicas. Posteriormente, se realizó una evaluación conjunta de los datos petrográficos, geoquímicos y de campo, para determinar las características de cada unidad volcánica muestreada.

Se efectuaron 3 análisis químicos, sobre roca total a las muestras LO1, LE2, LS1, a las que previamente se les extrajo toda superficie que presentara impurezas o alteraciones. Posteriormente la roca fue partida mediante el uso de una masa sobre una bigornia de acero, como resultado de esto se obtuvieron fragmentos irregulares de aproximadamente $0,5 \text{ cm}^3$. Los fragmentos fueron lavados con HCl (ácido clorhídrico) diluido al 10%. Este proceso se repitió hasta que no se observó reacción de carbonatos. Para eliminar el residuo de ácido, la muestra fue lavada en vasos de precipitado con agua destilada. Las muestras fueron pulverizadas en un pulverizador a anillos de ágata y luego se construyeron pastillas de roca pulverizada y prensada, utilizándose como soporte de las mismas, ácido bórico y cola orgánica. Los análisis químicos de las muestras se llevaron a cabo en el departamento

de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Módena (Italia), con un equipo de fluorescencia de rayos X marca Phillips modelo PW 1480. Esta técnica analítica es ampliamente usada en geoquímica de rocas, en la determinación de elementos químicos mayoritarios y algunos traza. Es una técnica versátil y mediante la misma se pueden analizar más de 80 elementos con un amplio rango de sensibilidad, detectando concentraciones de algunas partes por millón. La principal limitación es que los elementos más livianos que el Na (número atómico = 11) no pueden ser analizados. La fluorescencia de rayos X se basa en la excitación de la muestra por rayos X. Un rayo X primario excita un haz de rayos X secundario (fluorescencia de rayos X), cada elemento presente en la muestra emite un haz secundario con una longitud de onda característica, propia de ese elemento. La intensidad de los rayos X secundarios es usada para determinar las concentraciones de los elementos presentes en referencia a una calibración estándar, con la corrección apropiada del error hecho por el instrumental y el efecto que tiene la composición de la muestra sobre la intensidad de emisión de los rayos X.

Los 10 óxidos mayoritarios analizados fueron: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$, MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5 , y los elementos traza; Ni, Co, Cr, V, Ce, Nd, Ba, La, Nb, Zr, Y, Sr, Rb, Pb, Zn, Cu y Sc. El error analítico fue aproximadamente del 2 a 5% para los elementos mayores e inferior al 10% para los elementos traza, el Fe_2O_3 fue determinado como óxido de hierro total y los análisis se recalcularon sobre base anhidra. El método seguido fue el definido por Franzini et al. (1975), con las correcciones de Leoni y Saitta (1976).

GEOLOGÍA REGIONAL

La zona de trabajo se localiza en el margen sureste del Campo Volcánico Llanquanelo y pertenece al volcanismo Plioceno-Pleistoceno más alejado de la zona de subducción. Seguidamente se describe una síntesis de la geología regional de dicho sector, extraída principalmente de las Hojas Geológicas 29d, Cerro Nevado (Holmberg, 1973), 30e y 3769-II, Agua Escondida (González Díaz, 1972; Narciso et al., 2001), (Fig. 1).

El basamento de la región está representado por los granitos de la Formación Piedras de Afilar. Esta unidad fue asignada al Precámbrico por González Díaz (1972), Linares et al. (1978) en base a dataciones radiométricas la reubicaron en el Carbonífero inferior, posteriormente Narciso et al. (2001) señalan que la edad obtenida podría reflejar una edad intermedia entre la edad del intrusivo y la del evento tectónico que produjo su fracturamiento y alteración. Sobre esta unidad apoyan en relación discordante sedimentitas marino-marginales de la Formación Agua Escondida, portadoras de una variada flora fósil, cuya edad corresponde al Carbonífero superior (González Díaz y García, 1968). Luego de la dislocación y plegamiento de estas rocas le siguió un complejo proceso ígneo de edad Permo-Triásica conformado por rocas hipabisales y volcánicas agrupadas en la Formación Los Corrales (González Díaz, 1972; equivalente a la Formación Chapal-Co de Holmberg, 1973), siendo las rocas más antiguas de composición mesosilícica (dacíticas) (Formación Agua de los Burros, Narciso et al., 2001) y las más jóvenes de composición silícica (riolíticas) (Formación Choique Mahuida, Narciso et al., 2001). Se trata en general de un ambiente hipabisal, donde lavas y piroclastitas volcánicas son escasas. Este magmatismo pertenece al Grupo Choiyoi de amplio desarrollo en el resto de Mendoza y La Pampa (Llambías et al., 2003). Durante el Jurásico-Cretácico no se produce actividad ígnea ni depositación de sedimentos en el Bloque de San Rafael, sugiriendo que durante éste tiempo ésta unidad se comportó como un área elevada (Delpino, 1997). Esta región habría estado sometida a un prolongado período de erosión, de amplitud regional, lo que generó la unidad morfoestructural conocida como Peneplanicie Exhumada del Bloque de San Rafael (Polanski, 1954, 1964). A partir del Mioceno, la región estuvo dominada por fenómenos netamente volcánicos, los que se localizan principalmente en la Sierra del Nevado (Holmberg, 1973; Delpino y Bermúdez, 1985 y Bermúdez 1988, 1991). A partir de la actividad volcánica se generaron grandes volcanes compuestos como el Plateado y el Zaino de composición andesítica-dacítica-riolítica, además del emplazamiento de domos andesítico-riolíticos como los de los cerros Pelado y Puntudo. Estas rocas miocenas fueron

agrupadas en la Formación Cortaderas por Delpino y Bermúdez (1985). Al Plioceno inferior pertenecen todos los productos que componen el edificio volcánico principal del cerro Nevado, los que fueron agrupados por Bermúdez (1988, 1991) en la Formación Nevado. Estas rocas se presentan en facies extrusivas como coladas y piroclastitas y en facies subvolcánicas en la parte central del volcán como brechas de conducto, cuerpos y diques. La composición es basáltica, traquiandesítica y traquítica. La presencia del volcán Nevado, poligenético define durante el Plioceno una inusual amplitud (300 km) del arco volcánico relacionado con el margen activo andino a esta latitud (Bermúdez, 1988; Bermúdez y Delpino, 1989). Delpino (1997) incluyó en el Plioceno inferior a los basaltos más antiguos de la región, correspondientes a la Formación Coyocho (Holmberg, 1973) (equivalente al Basalto II de Groeber (1946) y a la Formación El Cenizo de González Díaz, 1972). Tanto González Díaz (1972) como Holmberg (1973) habían asignado previamente esta unidad al Plioceno superior, por su parte Bertotto (2003) indicó como pertenecientes al Mioceno a las rocas del Grupo Coyocho (incluidas las Formaciones El Cenizo y Coyocho). Entre el Plioceno superior y Pleistoceno inferior ocurrieron importantes erupciones basálticas en toda la región, las que originaron las lavas y piroclastitas basálticas de la Formación Chapúa (Holmberg, 1973; equivalente a la Formación Morado Alto de González Díaz, 1972 y a los Basaltos III y IV de Groeber, 1946). Delpino (1997) considera a las Formaciones Chapúa y Maipo (entre otras) como equivalentes y pertenecientes a la Época eruptiva Chapualitense. Además, indica que los centros eruptivos y coladas de la misma, son, volumétricamente los más importantes teniendo amplia distribución en todo el Bloque de San Rafael. La cantidad de centros eruptivos es del orden de las dos centenas. Son del tipo volcanes compuestos, conos piroclásticos y fisuras en relación con varias fases eruptivas. Todos los centros volcánicos se hallan erosionados, siendo la situación clásica el desarrollo de uno o dos cañadones que permiten ver la parte central del centro eruptivo. Son comunes la presencia de diques radiales y cuerpos subvolcánicos pero en la mayoría de los casos aún es reconocible el cráter. Otro rasgo característico es la alineación de los centros emisión a lo largo de fisuras (Delpino, 1987). Para el Pleistoceno, Holmberg (1973) agrupó a gran parte de los centros volcánicos próximos a la zona de trabajo (incluidos los aquí estudiados), en la Formación Maipo (equivalente al Basalto IV de Groeber, 1946). Delpino (1997) señaló que durante el Pleistoceno se desarrolló la Época Eruptiva Puentelitense incluyendo en ella a las Formaciones El Puente (Holmberg, 1973 y Nuñez, 1979), Asociación Volcánica Postglacial (Polansky, 1964), Cerritos Colorados (Delpino, 1988) y El Mollar (González Díaz, 1972). Los volcanes de esta Época Eruptiva

son pequeños conos piroclásticos de algunas decenas de metros de altura, bien conservados, con sus cráteres reconocibles y formados por lapillitas en parte brechosas. Se presentan aislados a lo largo de todo el Bloque de San Rafael y en muchos casos son conos adventicios a los volcanes mayores de la Época Eruptiva Chapualitense. Para el Holoceno del Bloque de San Rafael se han reconocido solamente cinco conos piroclásticos, asignados a la Época Eruptiva Tromenlitense (Delpino, 1997).

Los sedimentos recientes y actuales, de origen eólico, se encuentran conformados por arenas y limos que son acumulados en cuencas centrípetas o cubriendo las elevaciones de la zona (González Díaz, 1972).

Las elevaciones que componen los centros eruptivos basálticos Lomas Chicas se ubican dentro de la unidad morfoestructural definida por Calmels (1996), “Pediaplano occidental”, que comprende los departamentos Chical Co y Puelén en la provincia de La Pampa. En el conjunto de su extensión el autor diferencia dos secciones: una septentrional, coincidente con lo que González Díaz (1972) y Holmberg (1973) denominan llano oriental y un sector meridional conocido como meseta basáltica. Según Holmberg (1973) en el sector sur de los llanos orientales se observa una suave ondulación atribuible a médanos antiguos, que apenas está modificada por la presencia de pequeños volcanes dispersos y semicubiertos por arena donde se encontrarían los tres cerros estudiados. Dentro de las geoformas volcánicas localizadas en la zona están los edificios volcánicos, éstos conforman las elevaciones sobresalientes de los campos lávicos, constituyendo volcanes piroclásticos asociados con el volcanismo que originó las extensas coladas basálticas aflorantes.

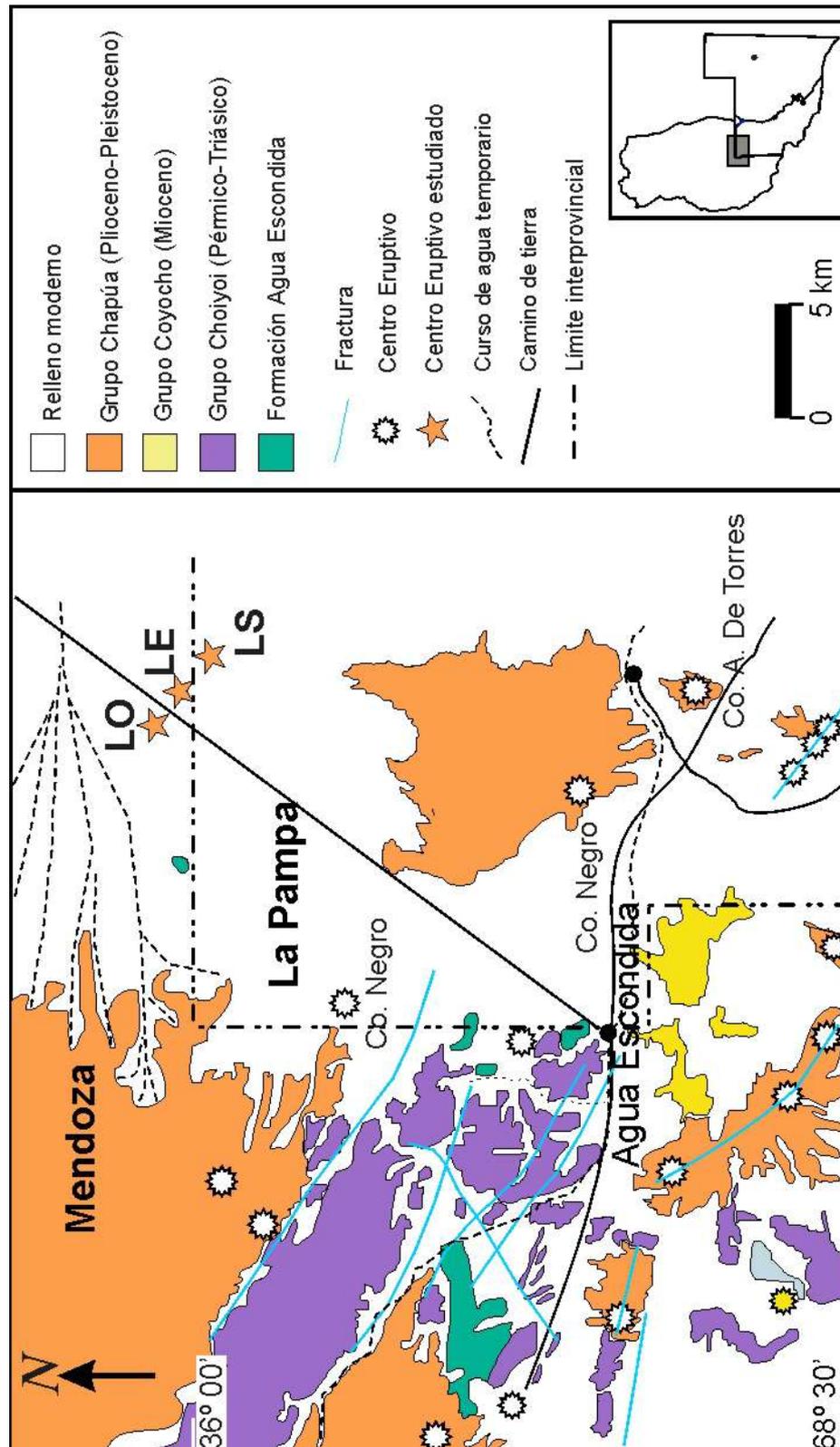


Figura 1. Mapa geológico (adaptado de Bertotto, 2003), de la zona limítrofe entre La Pampa y Mendoza. Se detalla la ubicación de los centros eruptivos Lomas Chicas (LO Loma Chica Oeste; LE Loma Chica Este; LS Loma Chica Sur).

GEOLOGÍA DE LOS CENTRO ERUPTIVOS

Loma Chica Este

Morfológicamente, se trata de una elevación de forma irregular sin cráter, de 50 m de alto (Fig. 2A). Está formado por niveles de lava masiva de 50 cm sobre los que apoyan capas de aglomerados volcánicos de 20 a 40 cm de potencia, además se hallaron pirocalstos sueltos de morfologías similares a los que forman parte de los aglomerados. Estos aglomerados volcánicos tienen alto soldamiento y están formados por una matriz piroclástica vesicular y piroclastos de hasta 1 m de diámetro máximo. Los piroclastos son mayormente, bombas de formas aerodinámicas (Fig. 2E).

Loma Chica Oeste

El volcán Loma Chica Oeste tiene un edificio volcánico parcialmente erosionado, de unos 40 m de altura sobre el terreno circundante (Fig. 2B). No es posible reconocer el cráter y está compuesto por aglomerados volcánicos, un dique y una colada de lava. Además se hallaron piroclastos sueltos, con formas y tamaños similares a los de los aglomerados. Los aglomerados volcánicos tienen soldamiento alto, en los afloramientos es posible observar un pasaje de aglomerados de alto soldamiento a aglomerados de alto soldamiento con coalescencia de piroclastos. En estos casos el aspecto que adquiere la roca es el de una lava masiva. Los aglomerados se disponen en capas de unos 40 cm de espesor, son matriz soportados y están formados por una matriz piroclástica vesicular y bombas de hasta 2 m (Fig. 2D). Las bombas tienen en general formas aerodinámicas. El dique, está compuesto por lava masiva e intruye a los depósitos de aglomerado. Se dispone con un rumbo de N300° y un buzamiento variable de 80° a 90°. La colada de lava es del tipo pahoehoe y tiene un espesor probable de 6 m.

Loma Chica Sur

Este centro eruptivo consta de una elevación de unos 30 m de altura, de forma cónica (Fig. 2C). No se observa la depresión central o cráter debido a la erosión. Está formado por aglomerados volcánicos y una colada pahoehoe, además se hallaron piroclastos sueltos de morfologías similares a los que forman parte de los aglomerados. Los aglomerados volcánicos tienen alto soldamiento y están formados por una matriz piroclástica vesicular y piroclastos de hasta 1 m de diámetro máximo. Los piroclastos son mayormente, bombas de formas aerodinámicas.

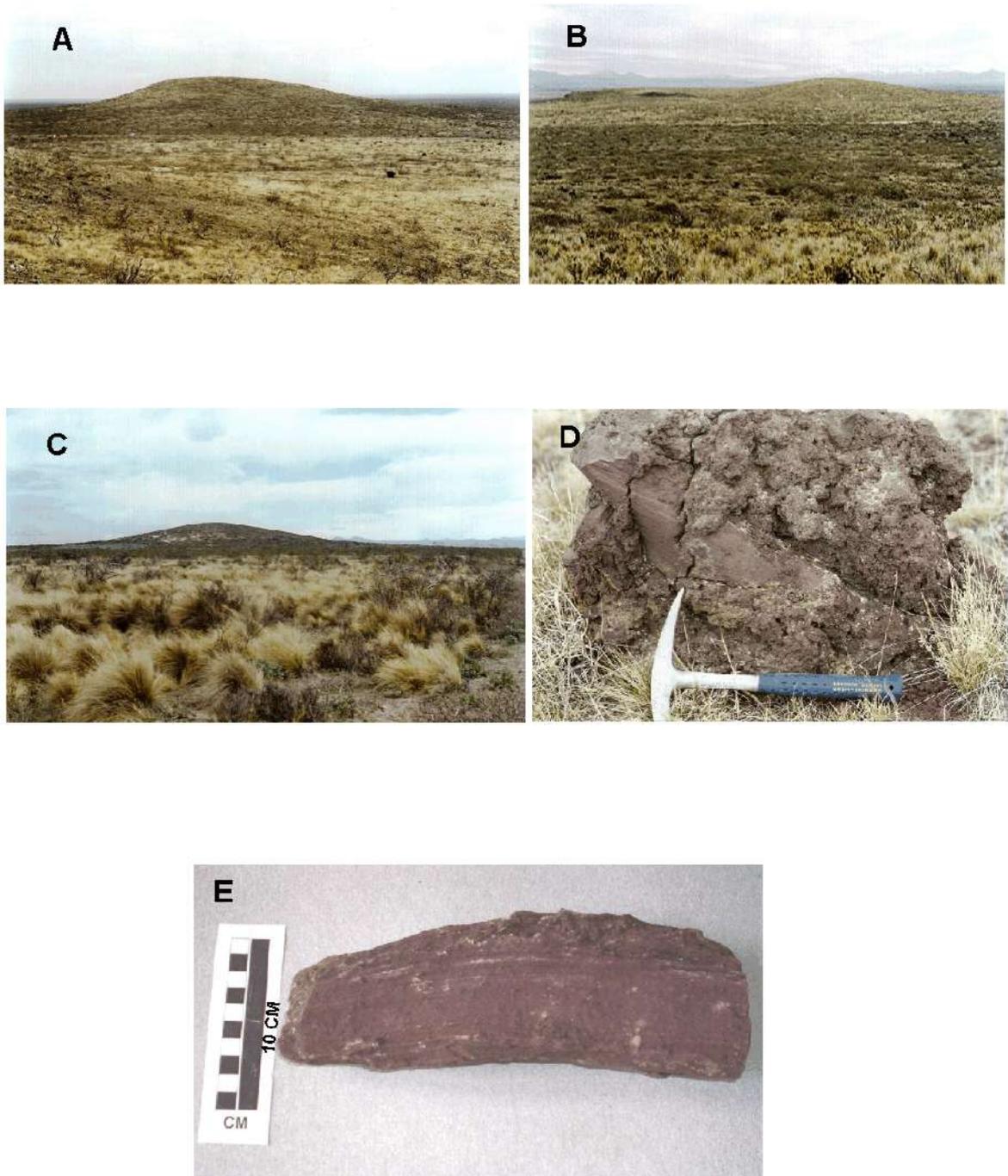


Figura 2. Fotografías de campo (A-D) y de muestra de mano (E). A, Loma Chica Este (ladera oeste). B, Loma Chica Oeste (ladera este). C, Loma Chica Sur (ladera noreste). D, bloque suelto de aglomerado volcánico en Loma Chica Oeste. E, piroclasto suelto (bomba aerodinámica) en Loma Chica Este.

PETROGRAFÍA

Texturas Generales

Los aglomerados y piroclastos de las rocas que forman los centros eruptivos Lomas Chicas presentan estructura vesicular, en tanto que las coladas y diques, poseen estructura masiva a débilmente vesicular. Los tamaños de las vesículas varían desde 0,015 a 4 mm, con morfologías subredondeadas a irregulares en general. Es frecuente que presenten relleno parcial de minerales carbonáticos (calcita esparítica con y sin impurezas) (Fig. 3A). La vesicularidad de las rocas llega en algunos casos al 60 % en volumen, estimado visualmente según láminas de Terry y Chillingar (1965, en Best, 1982). La textura porfírica (a glomeroporfírica) es la dominante, consiste de fenocristales rodeados por una pasta microcristalina con arreglo pilotáxico dominante y en menor proporción intergranular e hialopilitica (Fig. 3B-F). Los fenocristales identificados en todas las muestras son olivino y clinopiroxeno en orden de abundancia. Las pastas presentan frecuentemente una asociación de plagioclasa-olivino-clinopiroxeno-minerales opacos y en menor medida plagioclasa-taquilita-minerales opacos-olivino-clinopiroxeno.

De cada unidad litológica identificada se hicieron varios cortes delgados. Se describen a continuación las características petrográficas más sobresalientes de cada una de las mismas.

A) Aglomerados volcánicos

A-1) Alto soldamiento sin coalescencia.

Poseen estructura mayormente vesicular, con vesículas subredondeadas a irregulares, rellenas parcialmente por carbonatos (Fig. 3A). La textura es predominantemente porfírica a glomeroporfírica, con pasta, en general, pilotáxica y en menor proporción intergranular e hialopilitica (Fig. 3A, F). La asociación de fenocristales más frecuente es olivino-clinopiroxeno. Los fenocristales de olivino de la matriz del aglomerado son mayormente euhedrales, acompañados en menor medida por individuos subhedrales, siendo el tamaño máximo de los mismos de 1,80 mm. Los fenocristales de olivino de las bombas del aglomerado son euhedrales a subhedrales con un tamaño máximo de 1,60 mm. Tanto en la matriz como en las bombas que forman el aglomerado volcánico se hallaron olivinos esqueléticos, parcialmente reabsorbidos por la pasta y alterados parcialmente a iddingsita (Fig. 3E). Los clinopiroxenos son euhedrales a subhedrales, con frecuencia tienen zonación sectorial (en reloj de arena) y un tamaño

máximo de 0,62 mm (Fig. 3F). Las plagioclasas de la pasta presentan macla de albita y albita-Carlsbad e inclusiones de apatito. En muy pocas muestras se encontró vidrio (variedad taquilita) (Fig. 3A).

A-2) Alto soldamiento con coalescencia (Spatter).

Poseen estructura mayormente vesicular y en menor medida amigdaloides con vesículas subredondeadas a irregulares, rellenas parcial a totalmente por carbonatos. La textura es predominantemente porfírica a glomeroporfírica, con pasta pilotáxica. La asociación de fenocristales más frecuente es olivino-clinopiroxeno. Los fenocristales de olivino son euhedrales, acompañados en menor medida por individuos subhedrales, el tamaño máximo de los mismos es de 1,90 mm. Se hallaron olivinos esqueléticos, reabsorbidos parcialmente por la pasta y con alteración parcial a iddingsita. Los clinopiroxenos en su mayoría son euhedrales a subhedrales, con frecuencia tienen zonación sectorial (en reloj de arena) y en menor medida oscilatoria, presentan un tamaño máximo de 1,7 mm. Las plagioclasas de la pasta poseen maclas de albita y albita-Carlsbad y escasas inclusiones de apatito.

B) Piroclastos sueltos (aislados, sin soldar)

Los piroclastos sueltos muestran estructuras vesiculares bandeadas, con vesículas rellenas parcialmente por carbonatos. La textura es porfírica, con pasta pilotáxica e hialopilitica en menor medida. El olivino es euhedral a subhedral y con frecuencia exhibe alteración parcial de iddingsita con inclusiones de minerales opacos, algunos fenocristales presentan textura esquelética (Figura 3B). La plagioclasa presenta macla de albita y albita-Carlsbad y escasas inclusiones de apatito. El clinopiroxeno es euhedral a subhedral. Presentan además, zonación sectorial o en reloj de arena y escaso maclado.

C) Colada de lava (pahoehoe)

Las muestras de la colada de lava son masivas a débilmente vesiculares. La textura es porfírica a glomeroporfírica, con pasta pilotáxica (Fig. 3D). La asociación de fenocristales es olivino-clinopiroxeno. Los fenocristales de olivino desarrollan forma euhedral a subhedral, con un tamaño máximo de 1,90 mm. Presentan algunos fenocristales esqueléticos, con reabsorción parcial de la pasta y alteración iddingsítica. El clinopiroxeno tiene zonación sectorial (en reloj de arena) y posee bordes parcialmente reabsorbidos por la

pasta. Las plagioclasas presentan maclas de albita y albita-Carlsbad y escasas inclusiones de apatito.

D) Diques

Los diques tienen estructuras masivas a débilmente vesiculares. Las texturas son porfíricas a glomeroporfíricas, con pasta pilotáxica (Fig. 3C). La asociación de fenocristales es olivino-clinopiroxeno. Los fenocristales de olivino son euhedrales a subhedrales con un tamaño máximo de 2 mm, gran parte de los fenocristales son esqueléticos. Es frecuente que presenten los bordes reabsorbidos por la pasta, alteración parcial a iddingsita e inclusiones de minerales opacos de hábito cúbico. Los clinopiroxenos son euhedrales, presentan zonación sectorial (en reloj de arena). Las plagioclasas están macladas según la ley de albita y albita-Carlsbad, con escasas inclusiones de apatito.

Interpretación textural

La textura porfírica se forma con cristales relativamente grandes (fenocristales) en una matriz de grano más fino, es una de las características más obvias de lavas y rocas hipabisales enfriadas rápidamente. Esta textura describe el efecto de un período de lento enfriamiento durante el cual crecen los fenocristales, seguido por un período de rápido enfriamiento durante el cual cristaliza la matriz. El estadio de enfriamiento rápido coincide con la erupción de la lava sobre la superficie, mientras que el período de lento enfriamiento debe haberse obtenido bajo la superficie. Una característica común en rocas porfíricas, es que los fenocristales tienden a juntarse formando una masa que es llamada textura glomeroporfírica (Shelley, 1993). En las muestras estudiadas durante el enfriamiento lento del magma se habrían comenzado a formar los fenocristales de olivino y clinopiroxeno, mientras que en la matriz, formada durante el enfriamiento rápido del mismo, se presentan plagioclasas junto con olivinos, piroxenos (ambos subhedrales a anhedrales y de menor tamaño que los fenocristales), minerales opacos y en algunos casos vidrio (taquilita). La taquilita es una de las tres variedades de vidrio volcánico de composición basáltica. Es parcialmente cristalina y contiene abundantes microlitos de óxidos de Fe-Ti que le causan opacidad (McPhie et al., 1993).

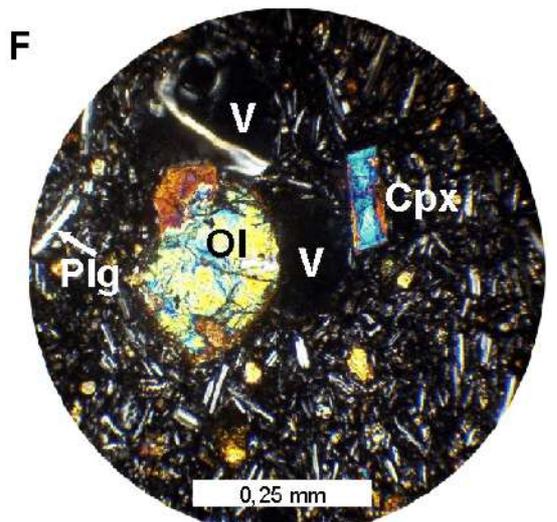
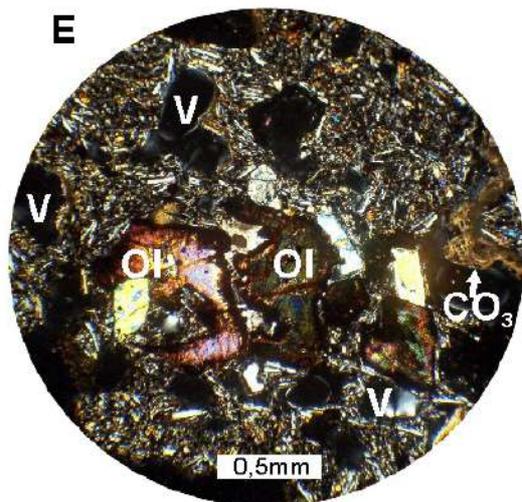
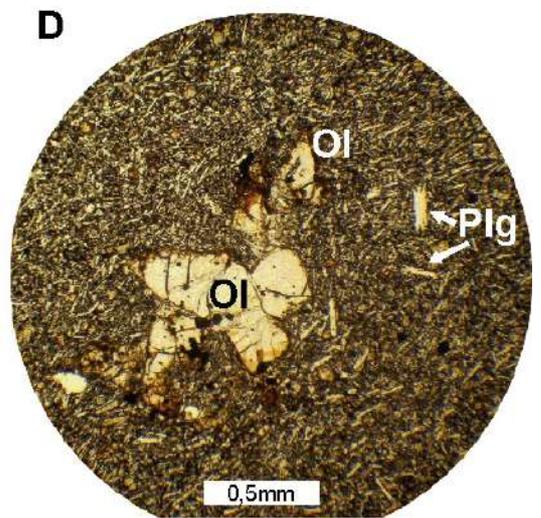
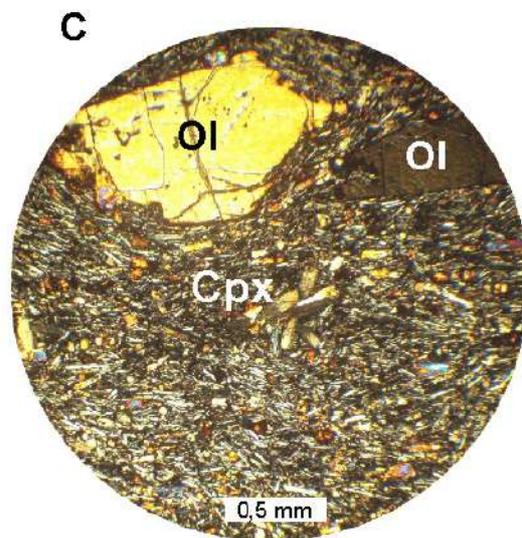
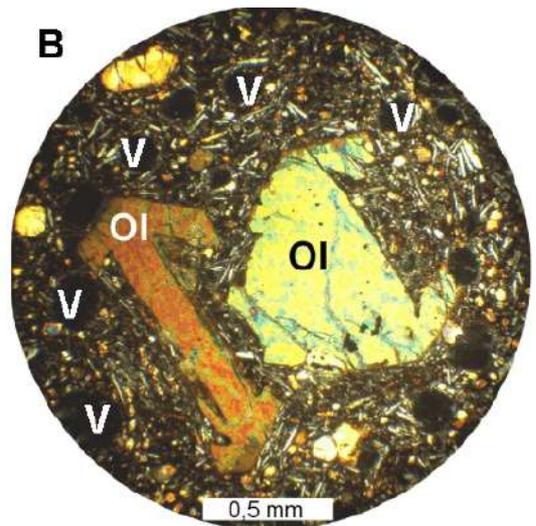
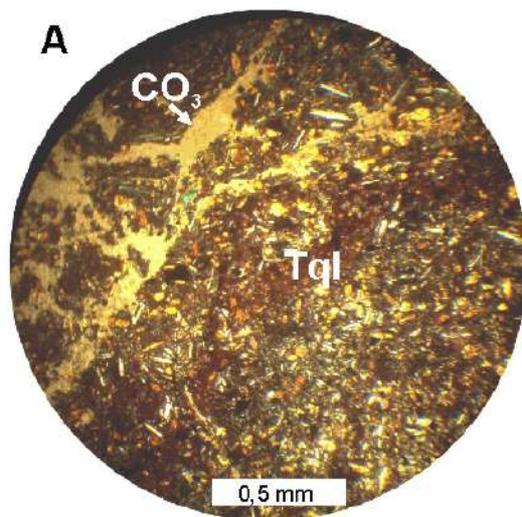
La textura esquelética de los fenocristales de olivino en magmas basálticos (como las halladas en este trabajo), se produce durante el enfriamiento rápido del magma. En ese período el cristal en desarrollo puede crecer más fácilmente en sus bordes, márgenes o

esquinas, porque estos sitios están en contacto con mayor volumen de magma que las caras centrales del cristal (Shelley, 1993).

El olivino es muy susceptible a la alteración. Los productos de alteración son variados, incluyendo serpentina y mezclas descritas como iddingsita, bowlingita y clorofaetita. En las muestras estudiadas los olivinos están alterados a iddingsita, esta es una sustancia pardo rojiza, y consiste de esmectita, clorita y goetita/hematita. El mecanismo de alteración involucra la difusión de iones hidrógenos dentro de la estructura del olivino donde ellos se fijan temporalmente a los iones oxígeno liberando iones Magnesio, Fe^{2+} y Silicio desde sus sitios, permitiendo ser reemplazados por Fe^{3+} , Aluminio y Calcio (Deer et al., 1993). En las rocas de las Lomas Chicas los fenocristales de olivino presentan iddingsita en parting y márgenes, acompañados por un reemplazo completo de los olivinos de la pasta (Fig. 3E).

La augita particularmente la variedad titanífera, presente en rocas basálticas, comúnmente presenta zonación sectorial (en reloj de arena), en muchos casos desarrollada junto con zonación oscilatoria. La zonación composicional en minerales implica que el equilibrio durante la cristalización no fue completamente alcanzado, esto sucede frecuentemente durante una rápida cristalización volcánica (Shelley, 1993).

Figura 3 (página siguiente). Fotografías al microscopio, todas (excepto “D”) con analizador. **A**, aglomerado volcánico (Loma Chica Este) con vesículas rellenas de carbonatos (CO_3). Detalle de la pasta hialopilítica, con taquilita (Tql) y microlitos de plagioclasa, olivino (reemplazados por iddingsita), clinopiroxeno y minerales opacos. **B**, piroclasto (Loma Chica Este) se observan vesículas (V), textura porfírica con fenocristales de olivino (Ol) esqueléticos en pasta pilotáxica con microlitos de plagioclasa, olivino (reemplazados por iddingsita) y minerales opacos. **C**, dique (Loma Chica Oeste) de estructura masiva, textura porfírica con fenocristales de olivino (Ol) y clinopiroxeno (Cpx) maclados, en pasta pilotáxica con microlitos de plagioclasa, olivino (reemplazados por iddingsita), clinopiroxeno (orientados) y minerales opacos. **D**, colada de lava (Loma Chica Este) de estructura masiva, textura glomeroporfírica con fenocristales de olivino (Ol) en pasta pilotáxica con microlitos de plagioclasa (Plg), olivino clinopiroxeno y minerales opacos. **E**, matriz de aglomerado (Loma Chica Sur) con vesículas (V) algunas conteniendo carbonatos (CO_3). Textura glomeroporfírica con fenocristales de olivino (Ol) esqueléticos y alterados a iddingsita, en la pasta pilotáxica con microlitos de plagioclasa, olivino (reemplazados por iddingsita) y minerales opacos. **F**, aglomerado (Loma Chica Sur) con vesículas (V) y textura porfírica. Se observa un fenocristal de olivino (Ol) con bordes reabsorbidos por la pasta y uno de clinopiroxeno (Cpx) con zonación sectorial (en reloj de arena), en pasta piloáxica con microlitos de plagioclasas, olivinos (reemplazados por iddingsita) clinopiroxenos y minerales opacos.



GEOQUÍMICA

Con el fin de caracterizar geoquímicamente a las rocas estudiadas, se analizó el contenido de elementos mayores y traza de 3 muestras (LE2, LO1, LS1), los resultados se muestran en la Tabla 1 y la metodología de análisis se describe en el capítulo Trabajos realizados.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3 tot}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
LE2	47,91	1,97	17,45	9,99	0,15	6,23	10,48	4,13	1,26	0,44	100
LO1	47,90	1,98	17,49	9,99	0,15	6,04	10,54	4,11	1,29	0,51	100
LS1	48,20	2,03	17,00	10,29	0,15	6,40	10,29	3,89	1,34	0,42	100

(A)

LDS	2500	200	25000	600	500	300	4000	200	250	10000	500	1500	4000	500	1300	225	55
LDI	3	3	3	1	3	3	10	3	2	5	4	6	1	2	1	10	1
	Ni	Co	Cr	V	Ce	Nd	Ba	La	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Pb	Zn	Cu	Sc
LE2	63	36	200	263	59	30	659	28	17	170	19	1016	48	15	86	60	30
LO1	60	35	180	266	60	29	916	33	18	177	21	1096	48	15	85	76	29
LS1	63	35	180	274	58	29	743	30	21	179	19	1068	50	12	91	63	29

(B)

Tabla 1. **A**, elementos mayores, en % en peso. **B**, elementos traza, en ppm. Valores obtenidos por FRX sobre roca total. LDS, límite de detección superior; LDI, límite de detección inferior. Los análisis se recalcularon sobre base anhidra.

Elementos mayores

El contenido de sílice en las rocas analizadas varía de 47,90 a 48,20%, por lo que clasifican como básicas. El contenido de MgO varía de 6,04 a 6,40% y el valor del N° de mg ($mg = MgO/40,32)/(MgO/40,32+FeO_{tot}/71,85)$ muestra muy poca variación; 0,54 (LO1) a 0,55 (LE2 y LS1), estos valores indican que no se trata de un fundido primario en equilibrio con olivino del manto, el cual según Wilson (1989) debe tener un N° de mg mayor a 0,68.

El diagrama de suma de álcalis (Na₂O + K₂O) vs. la sílice (SiO₂) (TAS) de Le Maitre et al. (1989) es uno de los más usados en la clasificación de rocas volcánicas (Shelley, 1993). El diagrama TAS, además, divide a las rocas en ultrabásicas, básicas, intermedias y ácidas sobre la base de su contenido en sílice. Para algunos campos, el

diagrama TAS además de los álcalis y la sílice requiere el cálculo de la norma CIPW, así como también los contenidos de Mg, Fe y Al. Los análisis son recalculados al 100 % sobre una base libre de volátiles (Shelley, 1993).

Utilizando el diagrama TAS se observa que las muestras se ubican en el campo de los traquibasaltos (Fig. 4), además este grupo puede subdividirse de acuerdo al contenido de Na_2O y K_2O , por medio de la relación indicada en la Tabla 2, a partir de la misma las muestras estudiadas clasifican como hawaitas.

Las rocas volcánicas pueden subdividirse en dos series magmáticas principales, la serie alcalina y la subalcalina. Según lo observado en la figura 4, las muestras estudiadas pertenecen al campo de las rocas alcalinas, teniendo en cuenta tanto la división de Macdonald (1968) como la de Irvine y Baragar (1971). Además, las rocas volcánicas alcalinas pueden ser clasificadas como sódicas, potásicas y altamente potásicas haciendo el uso del diagrama K_2O vs. Na_2O propuesto por Middlemost (1975, en Wilson, 1989), según el mismo, las rocas estudiadas pertenecen a la serie sódica (Fig. 5). Cabe destacar que las muestras de las Lomas Chicas se ubican próximas al resto de las del sector oriental de la Provincia Basáltica Andino Cuyana (PBAC), tanto en su contenido de álcalis como en el de sílice.

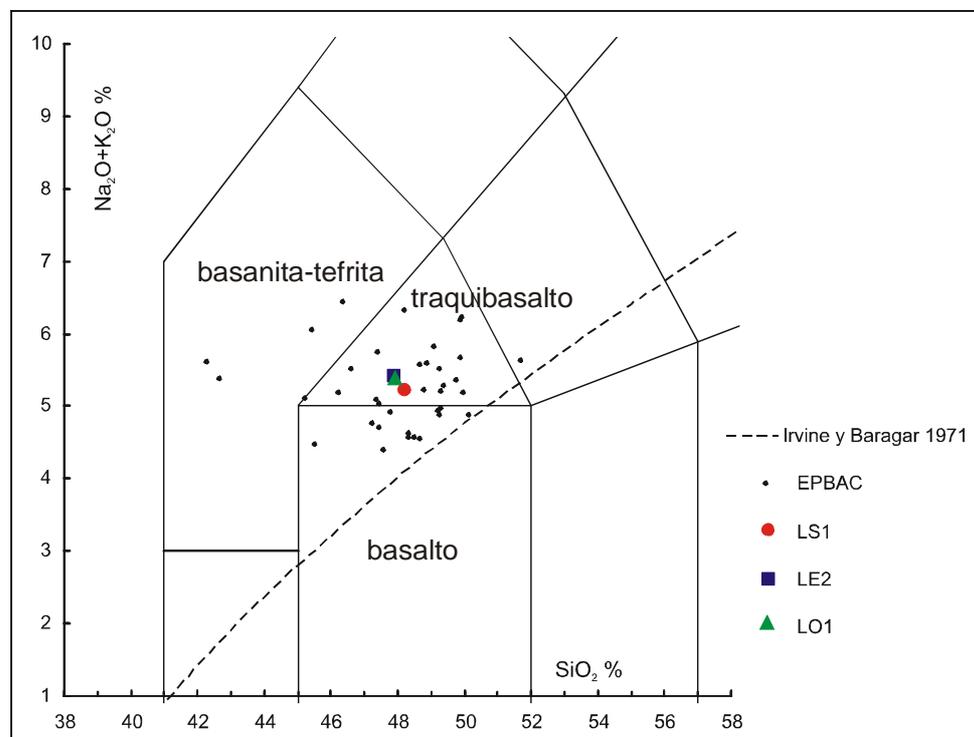


Figura 4. Diagrama TAS para la clasificación química de las rocas volcánicas. Muestras analizadas: LS1, LE2, LO1, el resto corresponden al sector oriental de la PBAC (tomadas de Bertotto, 2003). División de las series alcalina y subalcalina según Irvine y Baragar (1971).

Relación	Nombre	Muestra LE2	Muestra LO1	Muestra LS1
$\text{Na}_2\text{O} - 2,0 \geq \text{K}_2\text{O}$	Hawaíta	4,13 (Na_2O) - 2 = 2,13	4,11 (Na_2O) - 2 = 2,11	3,89 (Na_2O) - 2 = 1,89
$\text{Na}_2\text{O} - 2,0 \leq \text{K}_2\text{O}$	Traquibasalto potásico	2,13 > 1,26 (K_2O) = Hawaíta	2,11 > 1,29 (K_2O) = Hawaíta	1,89 > 1,34 (K_2O) = Hawaíta

Tabla 2. Subdivisión de los traquibasaltos (Shelley, 1993).

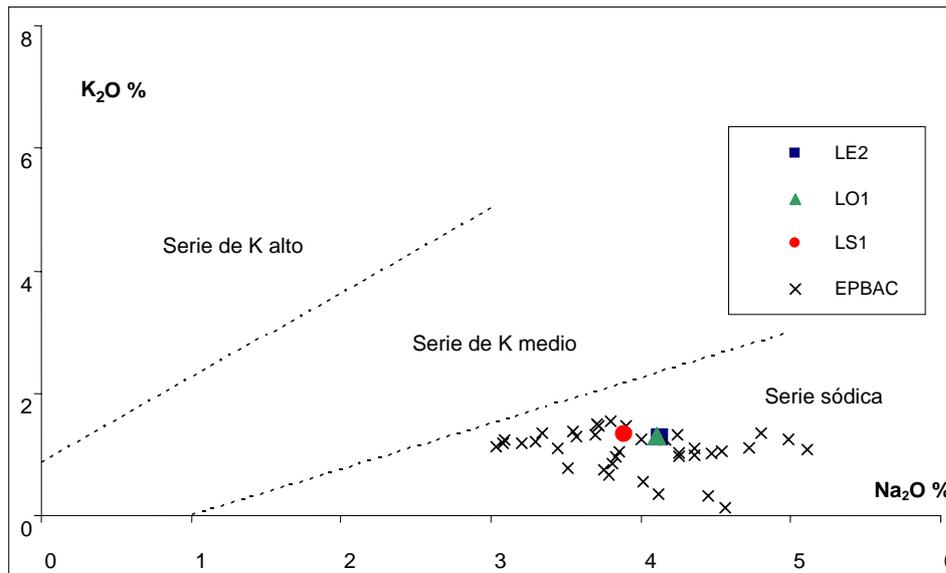


Figura 5. Diagrama de K_2O vs. Na_2O (% en peso), mostrando la subdivisión de la serie magmática alcalina Middlemost (1975, en Wilson, 1989). Muestras analizadas: LS1, LE2, LO1, el resto corresponden al sector oriental de la PBAC (tomadas de Bertotto, 2003).

Se calculó la Norma CIPW con el programa K-Ware Magma (Wohletz, 2000), utilizando para todas las muestras, una relación $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,3$ según sugerencias de (Middlemost, 1989 en Rollinson, 1993). A partir de este cálculo surge que las rocas analizadas contienen nefelina (6% LS1, 7% LO1 y 8% LE2), olivino (12% en las tres) y clinopiroxeno (19% en los tres casos).

	Or	Ab	An	Ne	Di	Ol	Mt	Il	Ap
LE2	7	20	25	8	19	12	4	4	1
LO1	8	21	25	7	19	12	4	4	1
LS1	8	22	25	6	19	12	4	4	1

Tabla 3. Resultados (en %) del cálculo de la Norma CIPW (programa MAGMA). Referencias: LE2 spatter Loma Chica Este, LO1 colada Loma Chica Oeste, LS1 aglomerado Loma Chica Sur, Or ortosa, Ab albita, An anortita, Ne nefelina, Di diópsido (clinopiroxeno), Ol olivino, Mt magnetita, Il ilmenita, Ap apatito.

Elementos traza

Con las rocas analizadas (Tabla 3), se utilizó el diagrama triangular Ti-Zr-Y de Pearce y Cann (1973). Este gráfico permite clasificar a las rocas volcánicas según el ambiente tectónico y separa más del 95 % de los basaltos de intraplaca (WPB) de los otros tipos de magma. Las muestras LO1, LE2, LS1 pertenecen al campo de los basaltos de intraplaca (Fig. 6). Según Pearce (1996) la ubicación de los basaltos de intraplaca en el campo "D", se debe a eventos de enriquecimiento y bajos grados de fusión de lherzolita en facies de granate lo que hace que las muestras se alejen de la esquina del elemento Y, por otro lado fusión a baja profundidad (en el manto) y enriquecimiento de lherzolita en facies de espinela hace que las muestras se acerquen al extremo del Zr. Por esto, y a partir de la ubicación de las muestras LO1, LE2, LS1, se infiere que los volcanes Lomas Chicas están formados por basaltos de intraplaca generados a partir de bajos grados de fusión de un manto enriquecido.

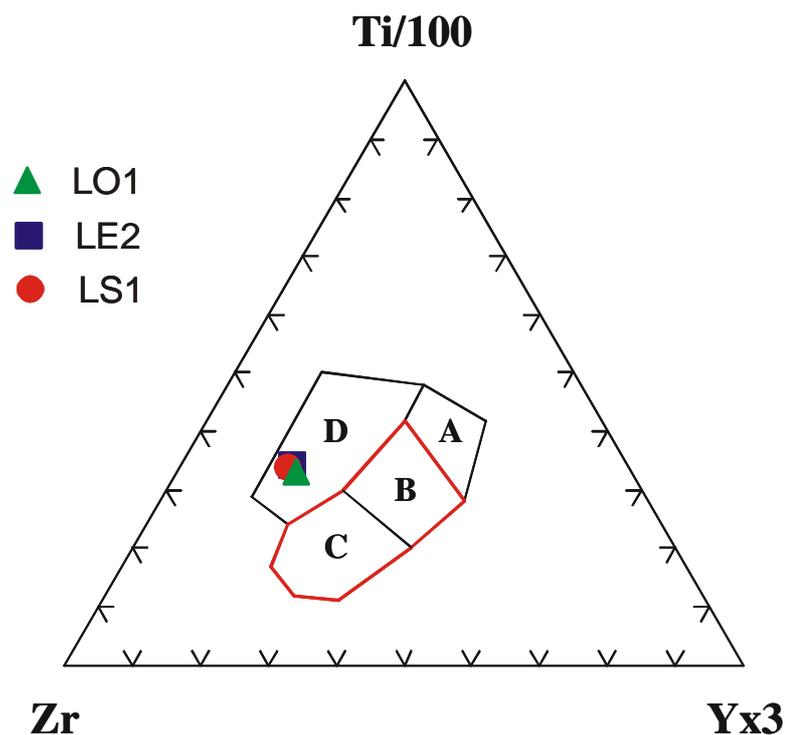


Figura 6. Diagrama discriminante de ambientes tectónicos según Pearce y Cann (1973). CAMPOS: A basaltos (tholeíticos) de arco volcánico. B basaltos de dorsales centro-oceánicas y basaltos (calcoalcalinos) de arco volcánico. C basaltos de arco volcánico (calcoalcalinos y tholeíticos). D basaltos de intraplaca. En rojo se resaltan los campos de las rocas volcánicas de arco.

Mediante el uso de un diagrama triangular cuyos vértices son $Zr/4$, $2Nb$ e Y propuesto por Meschede (1986) en base a 1.800 análisis geoquímicos de basaltos modernos con valores de $CaO+MgO$ entre 12 y 20%, se construyó un gráfico para determinar el ambiente tectónico de los basaltos. Este diagrama es útil para distinguir basaltos de intraplaca de los de arco volcánico (Fig. 7). Las muestras analizadas se corresponden a los basaltos de intraplaca.

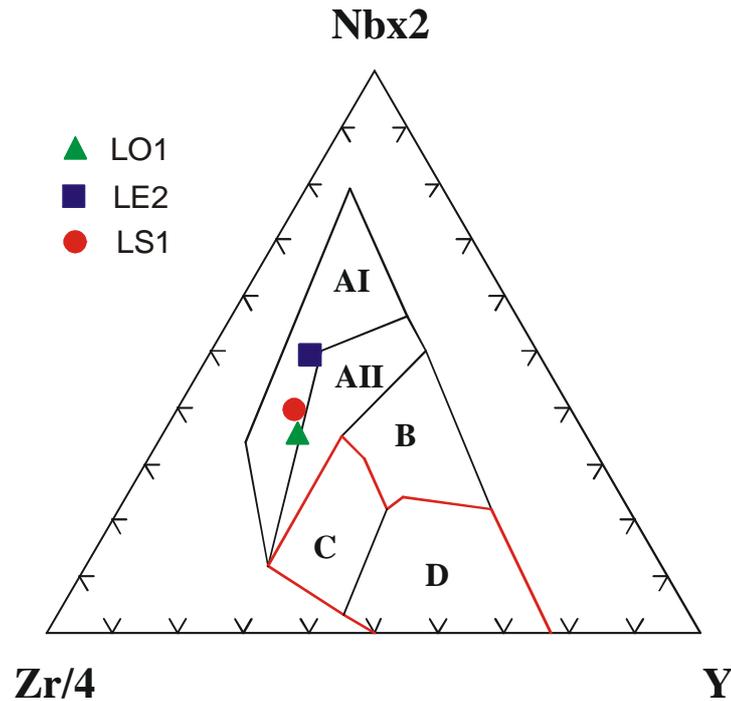


Figura 7. Diagrama discriminante de ambientes tectónicos según Meschede (1986). Los campos son: AI, basaltos alcalinos de intraplaca; AII, basaltos alcalinos de intraplaca y tholeitas de intraplaca; B, basaltos de dorsales centro oceánicas tipo E; C, tholeitas y basaltos de arco volcánico; D, basaltos de dorsales centro oceánicas tipo N y basaltos de arco volcánico. En rojo se resaltan los campos de las rocas volcánicas de arco.

Pearce (1996) señaló la importancia en la utilización de patrones discriminantes conteniendo elementos altamente incompatibles. Este autor expuso los patrones típicos generados por composiciones promedio (normalizadas) de los distintos magmas, quedando de manifiesto las variaciones para basaltos de dorsales centro-oceánicas (MORB), basaltos de intraplaca y basaltos de arco volcánico. Luego de normalizar y graficar los datos de las muestras aquí estudiadas (Fig. 8) se compararon los patrones obtenidos y se halló una importante coincidencia con el patrón de los basaltos de intraplaca obtenido por Pearce (1996).

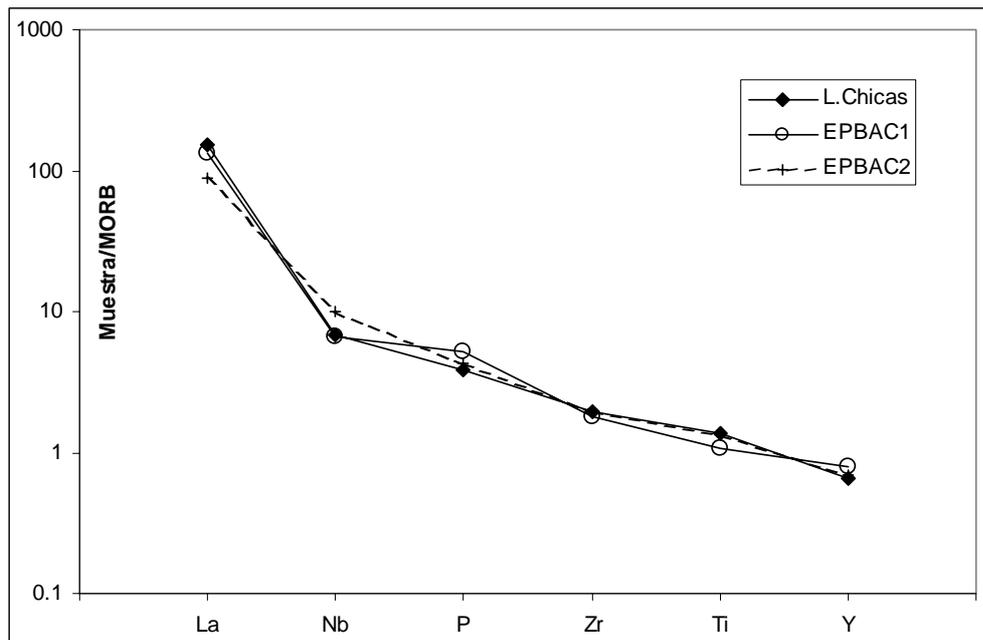


Figura 8. Concentraciones de elementos traza normalizados a basaltos de dorsal centro-oceánica (MORB de Pearce, 1996). Se tomó el valor promedio de las tres muestras analizadas. Se grafican, con fines comparativos, los patrones de basaltos del margen oriental de la PBAC: EPBAC1 basaltos próximos a Agua Escondida; EPBAC2 basaltos próximos a Agua Poca (La Pampa) con características típicas de intraplaca (tomado de Bertotto, 2003). Nótese la similitud de los tres patrones.

Saal et al. (1995) detectaron, para la zona del Nevado, una variación temporal en los basaltos alcalinos, definida por un cambio transicional desde lavas con hispersteno normativo (eruptada cerca de los estratovolcanes) con bajas concentraciones de elementos incompatibles y con un fuerte carácter de arco (reflejado por relaciones altas de Ba/Nb y Ba/Ce) a lavas más jóvenes con nefelina normativa, concentraciones más altas de elementos incompatibles y un carácter de arco más débil. Las muestras de las Lomas Chicas contienen nefelina, no registran carácter de arco en los diagramas discriminantes y de elementos incompatibles normalizados y tienen relaciones Ba/Nb relativamente bajas, asemejándose a los basaltos más jóvenes y con menos influencia del arco volcánico de Saal et al. (1995).

VOLCANOLOGÍA

Los estilos eruptivos comúnmente observados en erupciones basálticas son el estromboliano y el hawaiano. Fisher y Schmincke (1984) y Cas y Wright (1987) indicaron que los depósitos de las erupciones estrombolianas difieren de los producidos por las hawaianas en la ausencia de pequeños fragmentos vítreos denominados “lágrimas” y “cabellos” de Pele, en la mayor dispersión de los piroclastos y en la abundancia de tefra finamente dividida. Asimismo, la actividad hawaiana produce una proporción significativamente mayor de spatter debido al mecanismo denominado “fuente o surtidor de lava”, generando conos y montículos de spatter en la boca de erupción. Por su parte, Vergnolle y Mangan (2000) indicaron que un cono piroclástico formado por erupciones estrombolianas está compuesto por clastos sueltos no soldados ya que la mayoría están solidificados al caer. De todos modos, la distinción entre erupciones hawaianas y estrombolianas no es simple, ya que muchos volcanes han variado de un estilo a otro en el curso de su etapa activa. Parfitt y Wilson (1995) explicaron la transición del estilo hawaiano al estromboliano como principalmente dependiente de la velocidad de ascenso de magma, indicando que, así como en las erupciones hawaianas, el “estilo transicional” involucra una mezcla gas-magma que se ha fragmentado antes de alcanzar la superficie, la cual, en consecuencia, genera una fuente de lava de altura menor que la del estilo hawaiano. Además, a bajas velocidades, la presencia de grandes burbujas de gas moviéndose en el magma hace que la fuente de lava sea inestable, con la altura fluctuando alrededor de un valor medio.

Según sugirieron Wolff y Sumner (2000) coalescencia y soldamiento post-depositacional son en parte un proceso continuo. La predominancia de uno sobre otro dependerá de la temperatura y caudal de los piroclastos al caer, las combinaciones entre estas dos variables nos darán depósitos desde piroclastos frágiles sin soldar a spatter de alto soldamiento con coalescencia y sin diferenciación de individuos. En los centros eruptivos estudiados, se observaron variaciones del grado de soldamiento de los piroclastos y de la matriz que componen los aglomerados volcánicos, existiendo una gradación desde depósitos de aglomerados de alto soldamiento sin coalescencia de piroclastos, a aglomerados de alto soldamiento con coalescencia de los piroclastos y pérdida de formas individuales.

La fuente de lava Hawaiana típica está compuesta por 3 partes (Head y Wilson, 1989): a) la interna o central, con alta densidad de clastos muy calientes, la mayoría de los cuales caen dentro del cono que rodea a la boca de emisión y se acumulan contribuyendo a la formación del lago de lava central; b) la parte intermedia de la fuente, portadora de piroclastos calientes que pueden caer sobre el borde del cono y formar un flujo desenraizado o permanecer sobre el tope del volcán como un depósito de spatter soldado; c) el sector externo de la fuente de lava, compuesto por cinder que, durante el vuelo, se enfrían lo suficiente como para comportarse en forma frágil al llegar al suelo. A partir de la acumulación de piroclastos que caen desde los sectores medios de fuentes de lava Hawaiana (Head y Wilson, 1989; Sumner et al., 2005), se generan depósitos de aglomerados de alto soldamiento (con y sin coalescencia de clastos). Teniendo en cuenta las observaciones de Head y Wilson (1989) y Sumner et al. (2005) se postula que los depósitos hallados en los centros estudiados fueron depositados desde los sectores medios de una fuente de lava de estilo Hawaiano.

Según Vesperman y Schminke (2000) y Head y Wilson (1989), los conos de escoria también llamados conos de cinder o tefra, son relativamente pequeños y comúnmente formados por erupciones de magmas de baja viscosidad (generalmente basaltos), de los estilos estromboliano o hawaiano. Vesperman y Schminke (2000) indicaron que se pueden distinguir dos facies en los conos de escoria: (a) una facies interna o de cráter y (b) una facies externa o de pared. Los depósitos en la facies de cráter son más heterogéneos que en la facies de pared. La base de la facies de cráter consiste de un aglutinado de spatter. En los márgenes del cráter, existen fragmentos de escoria los que pueden estar soldados, pero son reconocibles como clastos individuales. En el interior del cráter se pueden desarrollar lagos o flujos de lava. Más hacia arriba la facies de cráter consiste característicamente de bombas aerodinámicas insertas en una matriz pobremente seleccionada de lapilli. La facies de pared puede comenzar con capas basales finas ricas en lapilli acrecionado, las que yacen sobre capas de brechas pobremente seleccionadas, con frecuencia conteniendo fragmentos accidentales (Vesperman y Schminke, 2000).

En los centros eruptivos estudiados, se observaron rocas que se pueden asignar a las facies de cráter (aglomerados volcánicos de alto soldamiento, dique y colada de lava). Las dos primeras facies, afloran por acción de la erosión que actuó sobre el cono piroclástico original.

CONCLUSIONES

Los cerros Lomas Chicas son tres elevaciones de forma aproximadamente cónica, de entre 35 y 50 metros de altura sobre el terreno circundante. Están formados principalmente por aglomerados volcánicos de alto soldamiento con y sin coalescencia de piroclastos. Se observaron también, piroclastos aislados y sin soldar, un dique y una colada de lava.

Las rocas de los tres centros eruptivos son de estructura vesicular y en menor medida masivas; de textura porfírica a glomeroporfírica, con pasta mayormente pilotáxica y en menor proporción intergranular e hialopilitica. La asociación mineral olivino-clinopiroxeno es la dominante como fenocristal. Las pastas están constituidas mayoritariamente por la asociación plagioclasa-olivino-clinopiroxeno-minerales opacos y en menor medida por plagioclasa-taquilita-minerales opacos-olivino-clinopiroxeno.

Geoquímicamente, las muestras de las localidades estudiadas pertenecen a la serie alcalina sódica y clasifican como traquibasaltos, más específicamente hawaitas. Según las relaciones entre los elementos Zr, Y, Ti y Nb, las rocas de los cerros Lomas Chicas son basaltos alcalinos de intraplaca, no registrando (al menos para estos elementos) influencia de fluidos aportados por la placa que subduce.

La facies principal (aglomerado volcánico de alto soldamiento) y el dique que la intruye corresponden a facies de cráter, ahora expuestas por acción de la erosión. A partir de las características de los depósitos se infiere que el estilo eruptivo actuante durante la formación de los mismos sería hawaiano.

BIBLIOGRAFÍA

- Bermúdez, A., 1985. Los basaltos post-pliocenos entre los 36 y 37° de latitud, provincia de Mendoza, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 3:52-67. Antofagasta.
- Bermúdez, A., 1988. Geología y Petrología de las formaciones ígneas cenozoicas del volcán Nevado. Sur de la provincia de Mendoza. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. (Inédito).
- Bermúdez, A., 1991. Sierra del Nevado. El límite oriental del arco volcánico Neógeno entre los 35° 30'-36° 00'S, Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno, Actas 1:318-322. Santiago.
- Bermúdez, A. y Delpino, D., 1987. La Provincia Basáltica Andino Cuyana (35-37° L.S.). Argentina. Simposio Internacional sobre Vulcanismo Andino, 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 243-245. Tucumán.
- Bermúdez, A. y Delpino, D., 1989. La Provincia Basáltica Andino Cuyana (35°-37° L.S.). Revista Asociación Geológica Argentina, 44(1-4): 35-55. Buenos Aires.
- Bermúdez, A., Delpino, D., Frey, F. y Saal, A., 1993. Los basaltos de retroarco extraandinos. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio p161-173. Mendoza.
- Bertotto, G.W., 1996. Morfología del túnel lávico cenozoico "Cueva de Halada". Departamento Puelén, provincia de La Pampa. VI Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, COPROCNA, Comunicaciones: 13-15. Santa Rosa.
- Bertotto, G.W., 1997. Estudio volcanológico y petrográfico de los conos basálticos cenozoicos, cerros Del Nido, Amarillo y Agua Poca. Noroeste del departamento Puelén, provincia de La Pampa. Argentina. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam, 114p. (Inédito).
- Bertotto, G.W., 1999. Geología de los centros eruptivos cenozoicos; Ñire Co, Tapa, Morado y Los Carrizales, sudeste de la provincia de Mendoza. VII Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, COPROCNA, Actas: 77-85, Santa Rosa.
- Bertotto, G.W., 2000. Cerro Agua Poca, un cono basáltico cuaternario portador de xenolitos ultramáficos, en el oeste de la provincia de La Pampa, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 55(1-2): 59-71.
- Bertotto, G.W., 2003. Evolución geológica y petrológica de los conos basálticos cenozoicos portadores de xenolitos ultramáficos del margen oriental de la Provincia

- basáltica Andino-Cuyana, provincias de La Pampa y Mendoza. Tesis doctoral Universidad Nacional de La Plata, 186p. (Inédito).
- Best, M. G., 1982. *Igneous and Metamorphic Petrology*. W. H. Freeman and company, 630 p., New York.
- Bisceglia, H.A., 1977. Estudio hidrogeológico de la región de la Meseta Basáltica Pampeana, con especial referencia a los manantiales. Administración Provincial del Agua, Santa Rosa, La Pampa. (Inédito).
- Calmels, A.P. 1996. Bosquejo geomorfológico de la provincia de La Pampa. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad Nacional de La Pampa. Pag 1-110. Santa Rosa.
- Cas, R.A.F. y Wright, J.V., 1987. *Volcanic successions: modern and ancient: geological approach to processes, products and successions*. Allen & Unwin, London. 528 pp.
- Cortelezzi, C. R. y Dirac, M., 1969. Edad de los basaltos de Neuquén y La Pampa. *Actas 4º Congreso Geológico Argentino 2*: 95-100. Mendoza.
- Deer, W. A., Howie, R. A. y Zussman, J., 1993. *An introduction to the rock forming minerals*. Ed. Longman, London.
- Delpino, D.H., 1987. Erupciones basálticas a través de fracturas en el retroarco andino (35°-36°L.S.) Mendoza. Argentina. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino*, 4: 233-237. Tucumán.
- Delpino, D.H., 1988. Informe preliminar de la hoja 29c Laguna Llanquanelo, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería (informe inédito), Buenos Aires.
- Delpino, D.H., 1997. Geología regional y Petrología del Complejo Los Corrales Paleozoico superior - Triásico. Provincia de Mendoza. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 254p. (Inédito).
- Delpino, D.H y Bermúdez, A., 1985. Volcán Plateado. Vulcanismo andesítico de retroarco en el sector extrandino de la provincia de Mendoza, 35° 42' lat. Sur. Argentina. *4º Congreso Geológico Chileno*, Actas 3:108-119. Antofagasta.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.U., 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Heidelberg, Berlín. 472 pp.
- Franzini, M., Leoni, L. y Saitta, M. (1975). Revisione di una metodologia analitica per fluorescenza-X, basata sulla correzione completa degli effetti di matrice. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 31: 365-379.

- González Díaz, E.F., 1972. Descripción Geológica de la Hoja 30e, Agua Escondida, provincias de Mendoza y La Pampa. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 135, Buenos Aires.
- González Díaz, E. F. y García, H. H., 1968. El hallazgo del Neopaleozoico plantífero en el área de Agua Escondida (SE de Mendoza y NO de La Pampa). Actas 3° Jornadas Geológicas Argentinas, 1: 341-354.
- Gonzalez Díaz, E.F., 1979. Descripción geológica de la Hoja 31d, la Matancilla, provincia de Mendoza. Boletín, vol. 173. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°, 1. Hoja Chos Malal. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 1(3): 117-208. Reimpreso en Asociación Geológica Argentina, Serie C Reimpresiones, 1: 5-36, 1980.
- Head III, J.W. y Wilson, L., 1989. Basaltic pyroclastic eruption: influence of gas-release patterns and volume fluxes on fountain structure, and the formation of cinder cones, spatter cones, rootless flows, lava ponds and lava flows. Journal of Volcanology and Geothermal Research 37, 261-271.
- Holmberg, E., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 29d, Cerro Nevado, provincia de Mendoza. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín N° 144, Buenos Aires.
- Inbar, M. y Risso, C., 2001. A morphological and morphometric analysis of a high density cinder cone volcanic field – Payun Matru, south-central Andes, Argentina. Zeitschrift für Geomorphologie N. F., 45(3): 321-343. Gebrüder Borntraeger, Berlin - Stuttgart.
- Irigoyen, M.R., 1972. Cordillera principal. En: Leanza, A.F., (Ed.) Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias p.345-364. Córdoba.
- Irvine, T. N. y Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8: 523-548
- Leoni, L. y Saitta, M., 1976. X-ray fluorescence analysis of 29 trace elements in rock and mineral standards. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, 32: 497-510.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, 193 p, Oxford.
- Linares, E., Llambías, E.J., Latorre, C.O., 1978. Geología y Geocronología de las rocas eruptivas de la provincia de La Pampa, República Argentina. Actas 7° Congreso Geológico Argentino, 1:795-808. Neuquén.

- Linares, E., LLambías, E.J. y Latorre, C.O., 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(1): 87-146.
- Llambías, E.J., Quenardelle, S., Montenegro, T., 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *Journal of south American Earth Sciences* 16, 243-257.
- Macdonald, G.A., 1968. Composition and origin of Hawaiian lavas. En: Coats, R.R., Hay, R.L., Anderson, C.A. (Eds), *Studies in Volcanology: A Memoir in Honor of Howel Williams*. Geological Society of America. Memoir, vol. 116, pp. 477-522.
- MacKenzie, W., Donaldson, C. and Guilford, C., 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. John Wiley & Sons, 148 p., New York.
- Mc Phie, J., Doyle, M. y Allen, R., 1993. *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania. Australia.
- Melchor, R. y Casadío, S., 1997. Hoja Geológica 3766-III La Reforma, provincia de La Pampa. Secretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, 36 p, (informe preliminar inédito).
- Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56: 207-218.
- Narciso V., Mallimacci, H. Santamaría, G. Sepulveda, E. y Zanettini, J. M., 2001. Hoja Geológica 3769-II, Agua Escondida. Provincias de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 300. Buenos Aires.
- Núñez, E., 1976. Descripción geológica de la Hoja 31e, Chical Co, provincias de Mendoza y La Pampa. Servicio Geológico Nacional, (informe inédito), Buenos Aires.
- Núñez, E., 1979. Descripción geológica de la Hoja 28d, Estación Soitúé. Provincias de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, (informe inédito), Buenos Aires.
- Parfitt, E. A. y Wilson, L., 1995. Explosive volcanic eruption: IX. The transition between Hawaiian-style lava fountaining and Strombolian explosive activity. *Geophysical Journal International* 121, 226-223.
- Pearce, J. A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. En: Wyman, D. A. (Ed.): *Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive*

- sulphide exploration, V. 12, p79-113. Geological Association of Canada, Short Course Notes.
- Pearce, J. A. y Cann, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 19: 290-300.
- Polanski, J., 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza, Ministerio Economía, Instituto Investigaciones económicas y tecnológicas. Cuadernos de Investigaciones y Estudios, 4: 4 - 10 Mendoza.
- Polanski, J., 1964. Descripción geológica de la Hoja 25c, Volcán San José, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 98 : 1 - 94. Buenos Aires.
- Ribero, P.M., 2003. Petrografía y geoquímica de los basaltos cenozoicos del volcán cerro Pencoso, campo de túmulos y colada asociada, departamento Malargüe (Mendoza), Argentina. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam, Santa Rosa. (Inédito).
- Rollinson, H. R., 1993. *Using Geochemical Data*. Longman Scientific & Technical, 352p., Essex.
- Saal, A.E., Frey, F.A., Delpino, D. y Bermúdez, A., 1995. Temporal geochemical variation in alkalic basalts erupted behind the Andean volcanic front (35°-37°S): Evidence for changing the angle and/or rate of subduction. IUGG XXI General Assembly, Abstract VA22A-09, Boulder, Colorado.
- Shelley, D., 1993. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman & Hall, 445 p., London.
- Sobral, J.M., 1942. Geología de la región occidental del Territorio de La Pampa, situada al occidente del Chadi-Leuvú. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 212:33-81. Buenos Aires.
- Stappenbeck, R., 1913. Apuntes hidrogeológicos sobre el sudeste de la provincia de Mendoza. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 6, Serie B (Geología):1-31. Buenos Aires.
- Stappenbeck, R., 1926. *Geologie and Grundwasserkünde der Pampa*. Stuttgart. Traducción oficial de la Dirección de Minas, Geología e Hidrología, (1943), 20p. Buenos Aires.
- Summer, J.M., Blake, S., Matela, R.J., Wolff, J.A., 2005. Spatter. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142, 49-65.

- Teruggi, M. E. y Leguizamón, M. A., 1986. Fábrica de rocas ígneas. Serie Geociencias N° 2, Ediciones Argentea, 70 p., Buenos Aires.
- Vergnolle, S. y Mangan, M., 2000. Hawaiian and Strombolian eruption. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., Stix, J. (Eds), Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, San Diego, CA, pp. 447-461.
- Vesperman, D. y Schminke, H.U., 2000. Scoria cones and tuff rings. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., Stix, J. (Eds), Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, San Diego, CA, pp. 683-694.
- Wichmann, R., 1928. Contribución a la Geología de los departamentos Chical Co y Puelén, de la parte occidental de La Pampa Central. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Publicación n° 40, 33p, Buenos Aires.
- Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis. Unwin Hyman, 465 p., London.
- Wohletz, K., 2000. Software Magma (Volcanic rock norms, classification, and physical properties). Los Alamos National Lab. Los Alamos, NM 87545. <http://www-geo.lanl.gov/Wohletz/Magma.htm>.
- Wolf, J.A. y Sumner, J.M., 2000. Lava fountain and their products. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., Stix, J. (Eds), Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, San Diego, CA, pp. 321-329.

APÉNDICE: Descripciones completas de las muestras

CERRO LOMA CHICA SUR

Muestra LS1: Aglomerado

Estructura masiva a débilmente vesicular. Las vesículas ocupan un 15% en volumen (estimado según tablas de Terry y Chilingar, en Best, 1982), tienen tamaños que varían entre 0,20 y 0,40 mm y son de forma circular las menores e irregular las más grandes.

Textura porfirica y en menor proporción glomeroporfirica con pasta pilotáxica. Fenocristales de olivino y clinopiroxeno en pasta compuesta por plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y minerales opacos (ordenados según abundancia). El olivino es euhedral y en menor medida subhedral, algunos tienen textura esquelética, bordes y parting corroídos por la pasta y reemplazo por óxidos de hierro (iddingsita). Presentan parting relleno con pasta. El tamaño medio de los fenocristales de 0,7 mm. En un mineral se vio la apertura $2V=80^\circ$, por lo tanto su composición sería próxima a una forsterita según tablas de Hibbard (1995). Presentan escasas inclusiones de minerales opacos de hábito cúbico (posiblemente magnetita). Los clinopiroxenos son euhedrales a subhedrales. Presentan zonación sectorial (o en reloj de arena). Raramente están maclados. La pasta está compuesta en mayor proporción por plagioclasas las cuales presentan orientación. Están macladas según las leyes de albita y albita-Carlsbad y se observa zonación oscilatoria incipiente. Algunos clinopiroxenos y olivinos también están orientados. El olivino presente en la pasta se encuentra reemplazado por óxidos de hierro.

Muestra LS2: Matriz de aglomerado

Estructura vesicular. Las vesículas ocupan un 50% en volumen (estimado), tienen un tamaño que varía entre 0,012 y 4 mm. Son de forma irregular, las más grandes están estiradas. Presentan un relleno parcial de carbonato (calcita esparítica con y sin impurezas).

Textura porfírica a glomeroporfírica con pasta pilotáxica y en sectores intergranular, con fenocristales de olivino y clinopiroxeno, en pasta compuesta por plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y minerales opacos. Los glomérulos están formados principalmente por fenocristales de clinopiroxeno. El olivino es euhedral a subhedral, es común encontrar olivinos con textura esquelética, tienen los bordes y el parting corroídos por la pasta y reemplazados por óxidos de hierro (iddingsita) más opacos. El tamaño de los fenocristales varía entre 0,40 y 1,80 mm. Presentan inclusiones de minerales opacos de hábito cúbico. Los clinopiroxenos son euhedrales a subhedrales de hábito prismático. Presentan zonación sectorial (en reloj de arena). La pasta está compuesta en mayor proporción por plagioclasas orientadas, macladas según las leyes de albita y albita-Carlsbad y con inclusiones de apatito. El olivino presente en la pasta está totalmente reemplazado pseudomórficamente por óxidos de hierro.

Muestra LS3: Bomba de aglomerado

Estructura vesicular. Las vesículas ocupan un 50% en volumen (estimado), tienen un tamaño que varía entre 0,015 y 4,05 mm. Son de forma irregular y están estiradas. Presentan un relleno parcial de carbonato (calcita esparítica con y sin impurezas).

Textura porfírica a glomeroporfírica con pasta intergranular, con fenocristales de olivino y clinopiroxeno, en pasta compuesta por plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y minerales opacos. Los glomérulos están formados principalmente por fenocristales de clinopiroxeno. El olivino es euhedral a subhedral. Algunos con textura esquelética, con los márgenes parcialmente corroídos por la pasta y reemplazados por óxidos de hierro (iddingsita). El tamaño de los fenocristales varía entre 0,30 y 0,76 mm y contienen inclusiones de minerales opacos de hábito cúbico. Los clinopiroxenos son euhedrales, presentan zonación sectorial (en reloj de arena), raramente están maclados. La pasta está compuesta en mayor proporción por plagioclasas las cuales son subhedrales con disposición entrecruzada, están macladas según las leyes de albita y albita-Carlsbad y presentan inclusiones de apatito. La plagioclasa sería andesina (a partir de mediciones del ángulo de extinción). El olivino presente en la pasta está parcial a totalmente reemplazado por óxidos de hierro.

Muestra LS6: Colada terminal

Estructura masiva a vesicular. Las vesículas ocupan un 20% en volumen (estimado). Son de forma irregular, circular y elongadas. Están parcial a totalmente rellenas por carbonato (calcita esparítica con y sin impurezas).

Textura porfírica a glomeroporfírica con pasta pilotáxica y en partes intergranular. Fenocristales de olivino y clinopiroxeno, en pasta de plagioclasa, clinopiroxeno, minerales opacos y olivino (en orden de abundancia). El olivino es euhedral a subhedral, con escasos fenocristales esqueléticos. Presentan los bordes corroídos por la pasta y reemplazados por óxido de hierro (iddingsita), contienen escasas inclusiones de minerales opacos de hábito cúbico. El tamaño varía entre 0,38 y 1,6 mm. Los clinopiroxenos son subhedrales a euhedrales. Presentan zonación sectorial (o en reloj de arena) y bordes parcialmente corroídos por la pasta. La pasta está compuesta en mayor proporción por plagioclasas, las cuales presentan orientación, están macladas según las leyes de albita y albita-Carlsbad y contienen escasas inclusiones de apatito. Algunos olivinos y clinopiroxenos de la pasta también están orientados. El olivino esta parcial a totalmente reemplazado por óxidos de hierro.

CERRO LOMA CHICA ESTEMuestra LE1: Piroclasto

Estructura vesicular bandeada. Las vesículas ocupan un 50% en volumen (estimado). Son de forma circular las más pequeñas e irregular elongadas las más grandes. Presentan un relleno parcial de carbonato (calcita esparítica con y sin impurezas) y un escaso relleno con zeolita.

Textura porfírica con pasta pilotáxica. Fenocristales de olivino y clinopiroxeno en pasta compuesta por plagioclasa, clinopiroxeno, minerales opacos y olivino. El olivino es euhedral, comúnmente con textura esquelética. Presentan los bordes parcialmente reemplazados por óxidos de hierro (iddingsita) e inclusiones de minerales opacos de hábito cúbico. El tamaño varía entre 0,30 y 1,10 mm. Los clinopiroxenos son euhedrales a subhedrales, con los bordes parcialmente reemplazados por óxidos de hierro. Presentan zonación sectorial (en reloj de arena), raramente están maclados. La pasta está formada principalmente por plagioclasas, orientadas y macladas según las leyes de albita y albita-Carlsbad. Presentan escasas inclusiones de apatito. Los clinopiroxenos de la pasta también

se encuentran orientados. El olivino de la pasta presenta los márgenes reemplazados por óxido de hierro.

Muestra LE2: Spatter

Estructura vesicular. Las vesículas ocupan un 60% en volumen (estimado), tienen forma irregular las pequeñas y elongadas las más grandes. Presentan un relleno parcial de carbonato (calcita esparítica con y sin impurezas).

Textura porfírica a glomeroporfírica con pasta pilotáxica. Fenocristales de olivino y clinopiroxeno. En pasta compuesta por plagioclasa, clinopiroxeno, opacos y olivino. El olivino es euhedral, en los glomérulos es subhedral. Presenta algunos cristales con textura esquelética. Se observan los bordes reabsorbidos por óxido de hierro más opacos. Tienen un tamaño que varía entre 0,60 y 1,70 mm. Poseen inclusiones de minerales opacos de hábito cúbico. Los clinopiroxenos son euhedrales a subhedrales, con los bordes reabsorbidos por óxido de hierro. Presentan zonación sectorial (en reloj de arena). La pasta compuesta por plagioclasas orientadas. Están macladas según las leyes de albita y albita-Carlsbad. Presentan escasas inclusiones de apatito. El olivino de la pasta presenta los márgenes parcial a totalmente reabsorbidos por óxido de hierro.

Muestra LE3: Colada

Estructura masiva. Se observan sectores lenticulares más oscuros (mayor proporción de opacos), con el eje mayor en el sentido del flujo de las plagioclasas.

Textura porfírica a glomeroporfírica con pasta pilotáxica. Fenocristales de olivino y clinopiroxeno. En pasta compuesta por plagioclasa, clinopiroxeno, minerales opacos y olivino. El olivino es euhedral a subhedral, presenta algunos cristales con textura esquelética y relleno de carbonato en los huecos del cristal. Se observan los bordes parcialmente reabsorbidos por la pasta, con alteración de iddingsita penetrando por los márgenes y el parting. Tienen un tamaño que varía entre 0,30 y 1 mm. Poseen inclusiones de minerales opacos de hábito cúbico. El clinopiroxeno es euhedral a subhedral. Presenta zonación sectorial más oscilatoria. Se observan escasas inclusiones de opacos, los que poseen el mismo hábito que los encontrados en el olivino. La pasta está compuesta mayormente por plagioclasas, las que poseen orientación. Están macladas según las leyes de albita y en menor medida albita-Carlsbad y contienen escasas inclusiones de apatito. El olivino de la pasta está escasamente reemplazado por iddingsita, (a diferencia con las demás muestras) esto puede deberse a que la estructura masiva dificulta la oxidación total.

Muestra LE4: Aglomerado

Estructura vesicular. Las vesículas ocupan un 20% en volumen (estimado). Presentan fracturas con relleno parcial a total de carbonato (calcita esparítica con y sin impurezas). En gran parte de la muestra se observa una coloración rojiza (por oxidación de los minerales de hierro).

Textura porfírica con pasta pilotáxica a hialopilitica. Fenocristales de olivino y clinopiroxeno. La pasta está compuesta por plagioclasa, minerales opacos, olivino, clinopiroxeno y taquilita. El olivino es euhedral a subhedral, se presenta totalmente reemplazado por minerales opacos (en los sectores marginales del corte delgado, donde la muestra es más fina, los minerales opacos se tornan translúcidos de color rojizo, por lo que se interpreta que corresponden a óxidos de hierro). El clinopiroxeno es euhedral. Presenta zonación sectorial y oscilatoria, con márgenes difusos reabsorbidos por la pasta. Algunos se presentan alterados por oxidación. La pasta está compuesta mayormente por plagioclasas, las que generalmente poseen orientación. Están macladas según las leyes de albita y albita-Carlsbad y contienen escasas inclusiones de apatito. El clinopiroxeno de la pasta suele presentarse también orientado. El olivino de la pasta está totalmente reemplazado por óxidos de hierro. Entre las plagioclasas hay un material vítreo a criptocristalino, posiblemente taquilita; en ella se identifican microlitos de minerales opacos.

Muestra LE5: Bomba

Estructura vesicular. Las vesículas ocupan un 50% en volumen (estimado), tienen forma irregular, circulares las pequeñas y elongadas las más grandes. Las vesículas parecen ubicadas en forma de espiral. Presentan escaso relleno de carbonato (calcita esparítica).

Textura porfírica con pasta intergranular y en partes intersertal. Fenocristales de olivino y clinopiroxeno. La pasta está compuesta por plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, minerales opacos y taquilita. El olivino es euhedral a subhedral, presenta los bordes y parting reabsorbidos por la pasta, algunos están totalmente reemplazados por iddingsita más opacos. Presentan inclusiones de minerales opacos, varios de hábito cúbico. La mayoría poseen textura esquelética. Se observó un escaso maclado y tienen un tamaño que varía entre 0,36 y 1,50 mm. El clinopiroxeno es euhedral a subhedral, presenta márgenes difusos, reabsorbidos por la pasta y escasas inclusiones de opacos. Presenta zonación sectorial. La pasta está compuesta mayormente por plagioclasas, las que presentan una

disposición entrecruzada, se observa maclado según las leyes de albita y albita-Carlsbad, con escasas inclusiones de apatito. El olivino de la pasta se presenta parcial a totalmente reemplazado por iddingsita más opacos. En algunos sectores los espacios entre las plagioclasas son ocupados por taquilita y en otros por cristales.

LOMA CHICA OESTE

Muestra LO1: Colada

Estructura masiva débilmente vesicular, con un 2% de vesículas en volumen (estimado), son de un tamaño entre 0,01 y 0,02 mm., de forme irregular a circular.

Textura porfírica con pasta pilotáxica. Fenocristales de olivino y clinopiroxeno. La pasta está compuesta por plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y minerales opacos. El olivino es euhedral, presenta los bordes y el parting reabsorbidos por la pasta. Tienen alteración de iddingsita e inclusiones de minerales opacos. Algunos poseen textura esquelética. Tienen un tamaño que varía entre 0,40 y 1,90 mm. El clinopiroxeno es euhedral a subhedral, presenta zonación sectorial e inclusiones de minerales opacos. La pasta está compuesta mayormente por plagioclasas, las que presentan orientación, se observa maclado según las leyes de albita y albita-Carlsbad. Los clinopiroxenos de la pasta también están orientados. El olivino de la pasta se presenta parcial a totalmente reemplazado por iddingsita. Se observan glomérulos de minerales opacos (agrupamientos que alcanzan un tamaño hasta 0,1 mm.). El tamaño medio de los minerales opacos individuales de la pasta es de 0,02 mm. El olivino de la pasta se presenta parcial a totalmente reemplazado por iddingsita.

Muestra LO3: Spater

Estructura amigdaloides, las vesículas están totalmente rellenas por carbonato (calcita esparítica). Se observan venillas rellenas de carbonato.

Textura porfírica con pasta pilotáxica. Fenocristales de olivino y clinopiroxeno. La pasta está compuesta por plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y opacos. El olivino es euhedral a subhedral. Algunos presentan textura esquelética y están totalmente reemplazados por minerales opacos. Se observan algunos cristales huecos lo que indica que el relleno se ha perdido, también se observan algunos rellenos con carbonato igual al carbonato que rellena las vesículas. Se aprecian inclusiones de opacos después de la alteración. Tienen un tamaño que varía entre 0,55 y 1,90 mm. El clinopiroxeno es

subhedral a euhedral, presenta zonación sectorial y oscilatoria en menor medida. Se observan los bordes difusos y oxidados. Aparentemente tienen un tamaño seriado desde los fenocristales hasta la pasta. La pasta está compuesta mayormente por plagioclasas, las que presentan orientación y maclas según la ley de albita-Carlsbad. Los clinopiroxenos de la pasta también presentan orientación. El olivino de la pasta está totalmente reemplazado por iddingsita.

Muestra LO4: Dique

Estructura masiva débilmente vesicular, con un 3% de vesículas en volumen (estimado), las cuales están parcial a totalmente rellenas de carbonato (calcita esparítica con y sin impurezas).

Textura porfírica a glomeroporfírica con pasta pilotáxica. Fenocristales de olivino y clinopiroxeno. La pasta está compuesta por plagioclasa, olivino, minerales opacos y clinopiroxeno. El olivino es euhedral a subhedral. Gran parte de los fenocristales de olivino tienen textura esquelética y presentan los bordes y parting alterados por iddingsita más opacos. Algunos están huecos porque se ha perdido el relleno. Se observan inclusiones de minerales opacos. Tienen un tamaño que varía entre 0,50 y 2 mm. El clinopiroxeno es euhedral. Presenta zonación sectorial y bordes difusos debido a la absorción de la pasta. La pasta está compuesta mayormente por plagioclasas, las que presentan orientación y maclado según las leyes de albita y albita-Carlsbad. Se observan escasas inclusiones de apatito. Los clinopiroxenos de la pasta también presentan orientación. El olivino de la pasta está totalmente reemplazado por iddingsita.

Muestra LO5: Piroclasto suelto en cinta

Estructura vesicular bandeada, con un 40% de vesículas en volumen (estimado). Se observan capas negras y grises. La capa de coloración grisácea (mayor cantidad de plagioclasas) presenta menor cantidad de vesículas que la capa de coloración oscura. Las vesículas son de forma irregular y se encuentran rellenas de carbonato cristalino. Debido al contacto del aire con el sector externo fluido del piroclasto en vuelo, se forma una zona con menor vesicularidad, más densa, en este caso de color más claro. La capa oscura es la zona con mayor vesículas y por lo tanto la más alterada por oxidación.

Textura porfírica con pasta pilotáxica y en partes hialopilítica. Fenocristales de olivino y clinopiroxeno. La pasta está compuesta por plagioclasa, minerales opacos, olivino, clinopiroxeno y taquilita. El olivino es euhedral a subhedral, algunos presentan

textura esquelética. Están parcial a totalmente alterados por iddingsita más opacos. Algunos tienen huecos, sin relleno, otros con relleno de carbonato cristalino (calcita). El tamaño de los fenocristales varía entre 0,50 y 1,60 mm. El clinopiroxeno es euhedral a subhedral, presenta zonación sectorial y bordes parcialmente reabsorbidos por la pasta y oxidados. La pasta está compuesta mayormente por plagioclasas, se observa maclado según las leyes de albita y albita-Carlsbad. Poseen escasas inclusiones de apatito. El olivino de la pasta está totalmente reemplazado por iddingsita.

Muestra LO6: Aglomerado

Estructura vesicular, con un 60% de vesículas en volumen (estimado), son de forma irregular y escaso relleno de carbonato. Se pueden apreciar sectores con menos desarrollo cristalino y presencia de taquilita, esto puede deberse a un rápido enfriamiento.

Textura porfírica con pasta pilotáxica más hialopilitica. Fenocristales de olivino y clinopiroxeno. La pasta está compuesta por plagioclasa, minerales opacos, clinopiroxeno y olivino. Todos se encuentran en una base criptocristalina (taquilita). El olivino es euhedral a subhedral. Algunos presentan textura esquelética, con inclusiones de opacos de hábito cúbico, se encuentran alterados y reemplazados por iddingsita más opacos. Tienen un tamaño que varía entre 0,30 y 1,5 mm. El clinopiroxeno es euhedral a subhedral, presentan bordes difusos por reabsorción de la pasta y una débil oxidación rojiza. Se observa zonación sectorial. La pasta está compuesta mayormente por plagioclasas, las que presentan orientación y maclado según las leyes de albita y albita-Carlsbad. Contienen escasas inclusiones de apatito. Los clinopiroxenos de la pasta también presentan orientación. El olivino de la pasta está totalmente reemplazado por iddingsita.