

EVIDENCIA TEXTURAL Y GEOQUÍMICA DE MEZCLA DE MAGMAS EN EL VOLCÁN CHIMPA, PUNA SALTEÑA

Marcelo ARNOSIO

Instituto Geonorte, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Salta. Email: marnosio@unsa.edu.ar

RESUMEN

La historia eruptiva del volcán Chimpa (24°00'S-66°08'O) comprende un ciclo explosivo que erupció ignimbritas y depósitos de flujos de bloques y ceniza de composición andesítica, y un ciclo efusivo, representado por lavas andesíticas y andesíticas basálticas. Los primeros materiales emitidos durante el ciclo explosivo corresponden a ignimbritas, las cuales no poseen evidencias de interacción con magmas básicos. Por el contrario, en los depósitos de flujos de bloques y ceniza quedó registrada la interacción con un magma básico (*mingling*) representado por inclusiones máficas y el desarrollo de texturas de disequilibrio en plagioclasa y biotita. Sin embargo, la composición del magma andesítico no se modificó durante la mezcla. En el ciclo efusivo se generó un nuevo magma, por mezcla y homogeneización (*magma mixing*) entre el magma andesítico y un magma más básico. Este magma híbrido posee una asociación mineral en disequilibrio, que incluye olivino y cuarzo con corona de clinopiroxeno, hornblenda y biotita con coronas formadas por plagioclasa + ortopiroxeno + magnetita, así como ortopiroxeno con coronas de clinopiroxeno. Estas fases en disequilibrio coexisten junto a otros cristales de las mismas fases, pero en aparente equilibrio. En diagramas geoquímicos, las lavas híbridas ocupan una posición intermedia en la tendencia lineal definida por el extremo andesítico y andesítico basáltico. La proporción del magma básico involucrado en la mezcla es de 44%. Los datos petrográficos y geoquímicos indican un proceso creciente de interacción de magmas básicos con el magma andesítico residente en la cámara magmática a lo largo del tiempo.

Palabras clave: *Volcán Chimpa, Puna, Mezcla de magmas, Hibridación, Texturas de disequilibrio.*

ABSTRACT: *Textural and geochemical evidence for magma mixing in the Chimpa Volcano, Puna Salteña.* The eruptive history of the Chimpa volcano (24°00'S-66°08'O) comprises an explosive cycle that erupted andesitic ignimbrites and blocks and ash flow deposits, and an effusive cycle, represented by the discharge of andesitic and basaltic andesite lava flows. The first material emitted during the explosive cycle corresponds to ignimbrites, which do not show a clear evidence of basic magma interaction. On the contrary, the blocks and ash flow deposits show field and petrographic evidence suggesting a process of interaction with mafic magmas (*mingling*). The latter is represented by the presence of mafic inclusions and development of disequilibrium textures in plagioclase and biotite. However, the andesitic magma composition was not modified by the mingling process. During the second cycle, a new magma is generated due to magma mixing between andesitic and more mafic magmas. This hybrid magma has a disequilibrium mineral association, including olivine and quartz with well-developed clinopyroxene reaction rims; hornblende and biotite with reaction rims of plagioclase + orthopyroxene + magnetite; and orthopyroxene with an overgrowth of clinopyroxene. All these phases coexist with other crystals of the same mineralogy, but in apparent equilibrium. In geochemical diagrams, analyses of the hybrid lavas occur in an intermediate position between andesitic and basaltic andesite end members, defining a linear tendency. The proportion of end members involved in the mixture is 56% for the andesitic magma and 44% for the basic magma. The petrographic and chemical data suggest an increasing interaction between raising basic magmas and a resident andesitic magma with time.

Keywords: *Chimpa volcano, Puna, Magma mixing, Hybridization, Disequilibrium textures.*

INTRODUCCIÓN

La mezcla de magmas es uno de los mecanismos más importantes en el desarrollo y evolución de magmas calcoalcalinos (Anderson 1976, Eichelberger 1978). Una elevada cantidad de centros volcánicos de los Andes Centrales registran procesos de mezcla de magmas en los materia-

les emitidos, independientemente del tipo de aparato volcánico, volumen y edad de las erupciones (Ollagüe: Feeley y Davidson 1994, Lascar: Matthews *et al.* 1999, Purico: Schmitt 1999, entre otros).

En el presente trabajo se dan a conocer los primeros estudios sobre las diferentes características macroscópicas, petrográficas y geoquímicas que indican que la in-

teracción entre magmas fue el proceso dominante en la evolución del sistema magmático del volcán Chimpa. La mezcla ocurrió entre un magma de composición andesítica basáltica y otro andesítico. La proporción relativa de los miembros finales que intervinieron en la mezcla controló la formación de inclusiones máficas, lavas bandeadas y lavas híbridas.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

En la región aledaña al volcán Chimpa, las litologías más antiguas corresponden principalmente a la Formación Puncoviscana del Precámbrico Superior - Cámbrico Inferior (Turner 1959). Esta formación constituye la mayor parte del Crestón Alto La Aguada, situado al este y sur del volcán Chimpa y de la sierra de San Antonio de los Cobres al oeste (Fig. 1). En esta zona, Ramos (1973) diferenció una facies metamórfica de bajo grado constituida por esquistos pelíticos y una facies sedimentaria formada por una secuencia rítmica de grauvacas y lutitas.

El Cámbrico está representado por el Grupo Mesón, al cual lo integran las Formaciones Lizoite, Campanario y Chaualmayoc. Aflora al norte del volcán y se apoya en discordancia sobre la Formación Puncoviscana, en tanto que el contacto entre las formaciones del Grupo Mesón es transicional (Ramos 1973). Este grupo constituye una secuencia silicoclástica formada por ortocuarcitas con intercalaciones de lutitas.

Afloramientos correspondientes al Ordovícico están representados por el Grupo Guayoc Chico (Ramos 1970) compuesto por areniscas, lutitas y calizas de edad tremadociana y a la Formación Parcha (Harrington y Leanza 1957), la cual es transicional con el grupo Guayoc Chico. Está constituida por lutitas y limolitas de edad arenigiana (Ramos 1973). Los afloramientos se sitúan principalmente en la parte norte del volcán, aunque en la zona sur también afloran de manera restringida.

Unidades sedimentarias del Cretácico-Paleoceno están representadas por el Grupo Salta (Turner 1959) constituidos por los Subgrupos Pirgua (Reyes y Salfity 1973) y Balbuena (Moreno 1970). El Subgrupo Pirgua se apoya en discordancia sobre la Formación Parcha, constituido por conglomerados polimícticos, areniscas conglomerádicas y areniscas gruesas (Reyes y Salfity 1973) que afloran al sur del volcán. El Subgrupo Balbuena, constituido por las Formaciones Lecho y Yacoraite (Turner 1959), se expone al sur del volcán (Fig. 1).

Los afloramientos de edad terciaria en la zona de estudio son escasos. Donato y Vergani (1988) reconocieron en Piscuno y Corte Blanco la presencia de la Formación Río Grande (Pascual *et al.* 1978), constituida por ortoconglomerados polimícticos. Estos autores asignaron esta formación al Eoceno Superior - Oligoceno. En sectores de las márgenes de los ríos Angosto de Piscuno y del río Los Patos afloran arcillitas, areniscas gruesas y conglomerados de la Formación Los Patos (o Conglomerado Los Patos; Ramos 1973). Donato y Vergani (1988) atribuyeron al Mioceno Medio la edad de esta formación.

Al sur del volcán Chimpa aflora un cuerpo volcánico aislado de 5 km de longitud por 3 Km de ancho denominado cerro Rumio (Fig. 1). La parte inferior está formada por depósitos de coladas bloques y ceniza y la superior por flujos de lava que poseen un intenso diaclasado subhorizontal. Los depósitos piroclásticos iniciales del volcán Chimpa yacen sobre las coladas de bloques y ceniza provenientes del cerro Rumio, por lo cual este cuerpo no constituye parte del edificio del volcán Chimpa.

La estructura de la región se caracteriza por un sistema dominado por fallas inversas con rumbo general N-S, que inclinan hacia el este. Ramos (1973) interpretó la estructura de la región como el resultado de una tectónica vertical que originó bloques escalonados. Este autor estableció una zona de máximo ascenso vertical, representada por el Crestón Alto de La Aguada, con escalones más bajos hacia ambos lados, limitados por fallas inversas. Donato y Vergani (1988) diferenciaron un basamento estructural que no participó en la deformación compresiva y una cobertura estructural que respondió en forma diferencial a los esfuerzos compresivos de la orogenia andina. El Crestón de La Aguada representa un cabalgamiento corrido hacia el oeste sobre sedimentos cretácicos y terciarios. Entre el Crestón de La Aguada y la sierra de San Antonio de los Cobres definieron una zona fallada y plegada con vergencia hacia el oeste, con los pliegues de la cobertura originados por flexión y propagación de fallas.

Al sur del área de estudio, el lineamiento

Calama-Olacapato-Toro (Salfity *et al.* 1984) constituye la estructura transversal al rumbo andino más importante de la región. Está formado por un sistema de fallas transcurrentes de sentido levógiro (Salfity 1985), en el que se destacan la falla Chorrillos con un desplazamiento fundamentalmente cuaternario de 10-20 km (Marrett *et al.* 1994) y la falla Cerro Rincón - Cerro Quevar (Donato 1987) sobre la cual se sitúan los volcanes Rincón, Tul Tul, del Medio y Pocitos, y los cerros Mamaturi, Quironcolo y Azufre pertenecientes al complejo volcánico Quevar. Estos sistemas transcurrentes controlaron el desarrollo de la actividad volcánica del Mioceno Medio - Superior en la región de trasarco (Viramonte *et al.* 1984, Petrinovic *et al.* 1999), así como la actividad volcánica cuaternaria con el emplazamiento de los volcanes monogénicos, San Gerónimo, Negro de Chorrillos y el centro eruptivo Tocomar (Petrinovic *et al.* 2006).

ESTRATIGRAFÍA VOLCÁNICA

El edificio volcánico aquí estudiado se eleva 1.150 m desde su base, con dos picos más elevados correspondientes al cerro Cajón, de 4.796 m s.n.m. y al cerro Chimpa de 4 856 m, separados por una escarpa que atraviesa al edificio con una rumbo general NO, indicada como quebrada Casana (Fig. 1). El volcán Chimpa está formado por depósitos piroclásticos y lavas con una distribución aproximadamente radial y con la mayor extensión de los depósitos hacia el norte y oeste (Fig. 1). Los afloramientos cubren una superficie mínima de 250 km², aunque las observaciones de campo indican que los depósitos abarcan un área mayor, actualmente cubierta por depósitos aluviales y coluviales. El volumen mínimo estimado es de aproximadamente 25 km³, aunque los procesos erosivos han removido y cubierto un importante volumen de la proporción original.

La estratigrafía volcánica ha sido dividida en un ciclo explosivo y un ciclo efusivo, los cuales poseen una connotación temporal basada únicamente en su posición estratigráfica y no en edades absolutas. Esta división

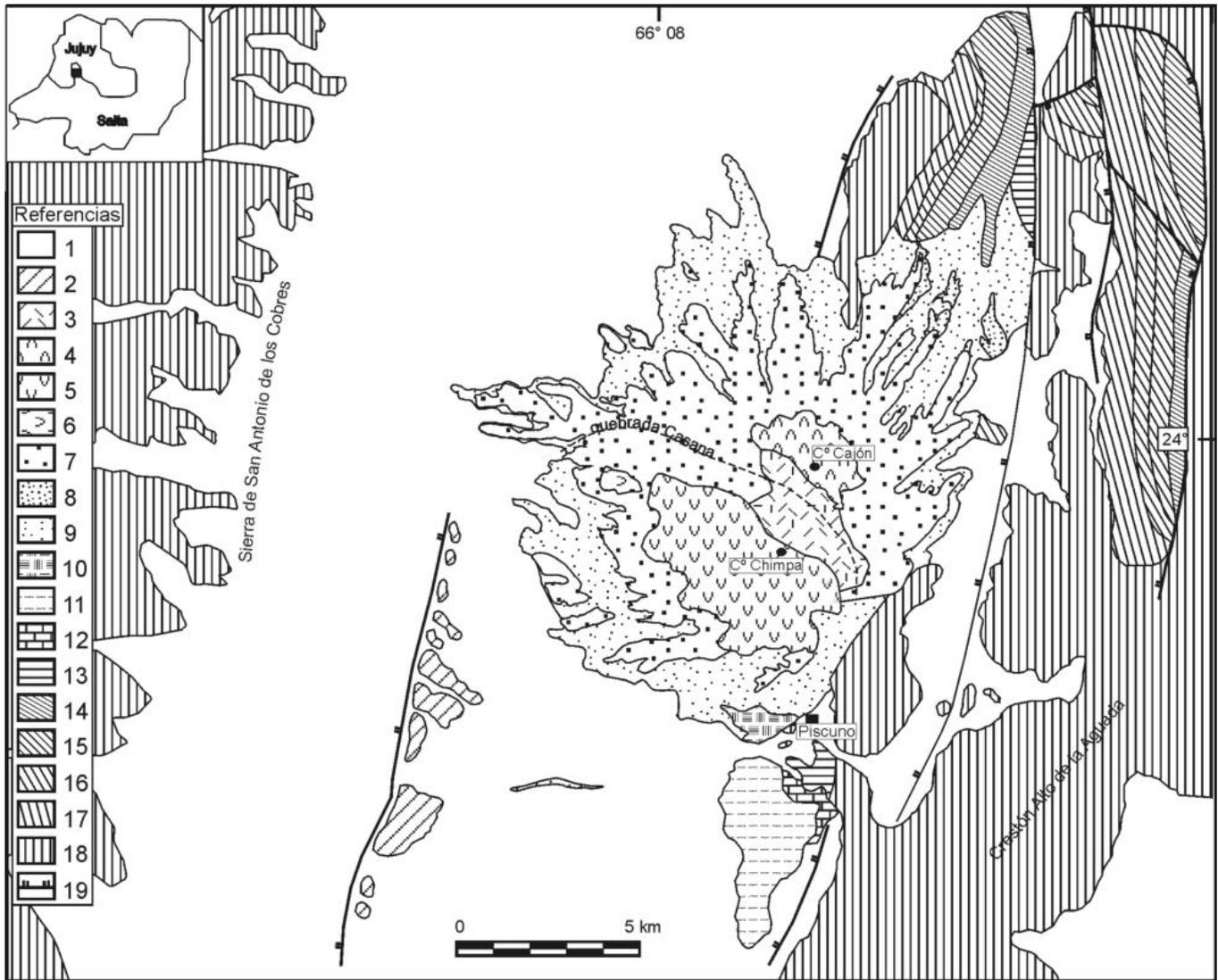


Figura 1: Mapa geológico del volcán Chimpa. Referencias: 1) Cuaternario indiferenciado; 2) Dep. piroclásticos Ramada; 3) Lavas y depósitos piroclásticos con alteración hidrotermal; 4) Lavas Cajón; 5) Lavas Chimpa; 6) Lava Occidental; 7) Depósitos de flujos de bloques y ceniza; 8) Brechas Líticas; 9) Ignimbritas; 10) Depósitos de flujos de bloques y ceniza; 11) Andesitas Cerro Rumio; 12) Grupo Salta; 13) Formación Parcha; 14) Grupo Guayoc Chico; 15) Formación Chahualmayoc; 16) Formación Campanario; 17) Formación Lizoite; 18) Formación Puncoviscana; 19) Fallas.

se fundamenta además en la diferencia de estilos eruptivos, tipos de componentes juveniles (vesiculados y no vesiculados) y de materiales emitidos en cada uno de los ciclos (depósitos piroclásticos o lavas), así como en la distribución, abundancia y representatividad areal que poseen.

Ciclo explosivo

El primer ciclo es diferenciado en un estado explosivo y un estado efusivo-explosivo, los cuales contribuyeron a la mayor parte de la construcción del edificio volcánico. En el estado explosivo se generaron prin-

cialmente ignimbritas con depósitos de oleadas piroclásticas (*ground surge*) asociados genéticamente en la base, brechas líticas y escasos depósitos de flujos de bloques y ceniza intercalados. Durante el estado efusivo-explosivo se formaron únicamente depósitos de flujos de bloques y ceniza a partir del colapso de cuerpos dómicos.

Ignimbritas: La secuencia ignimbrítica está formada por numerosas unidades de flujo cuyo espesor individual varía entre 1 y 40 m. En la zona norte del volcán el espesor total supera los 200 m y en la zona sur es

de 125 m. En general son depósitos de color rosado pálido a gris claro, moderadamente consolidados, matriz sostenidos, mal seleccionados y macizos. Están constituidos por fragmentos pumíceos y líticos en proporciones variables, contenidos en una matriz cinerítica formada por cristaloclastos de plagioclasa, biotita, hornblenda, opacos y trizas vítreas.

A lo largo de toda la secuencia, se han reconocido en una misma unidad, tres variedades de fragmentos pumíceos diferenciados por su coloración y textura en: pómez blanca, pómez gris y pómez bandeada. La pómez

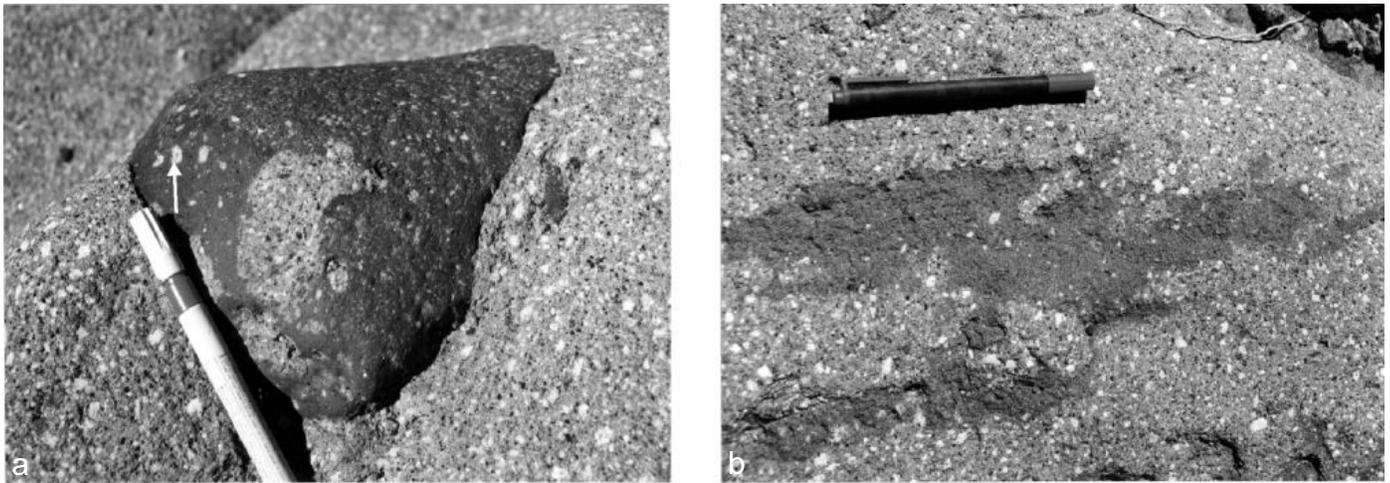


Figura 2: Inclusiones máficas en depósitos de flujos de bloques y ceniza de forma elipsoidal (a), y parcialmente desintegrada (b). Nótese los cristales de plagioclasa contenidos en la inclusión, de tamaño similar a los fenocristales de la roca andesítica.

más abundante es de coloración blanca, contiene 20-30% de cristales (libre de vesículas) y constituye más del 98% del material juvenil. La pómez gris ocurre como clastos individuales o incluida en la pómez blanca, contiene 50% de cristales y se diferencia por el tamaño más pequeño de las fases minerales que posee. La pómez bandeada está formada por la alternancia de fracciones claras y oscuras. El contenido de cristales en las diferentes bandas es variable.

Depósitos de flujos de bloques y ceniza: Los depósitos yacen sobre las ignimbritas y cubren una superficie de 100 km² con un volumen calculado de 0,3-0,4 km³. El espesor máximo en zona proximal es de aproximadamente 80 m en la parte central del volcán. El rasgo más sobresaliente es el elevado contenido de bloques monolitológicos no vesiculados de composición andesítica. Los bloques líticos contienen inclusiones máficas de grano fino, de 1 a 25 cm de diámetro, de morfología variable, generalmente elipsoidal, aunque también se han observado formas elongadas y algunas en un avanzado estado de desintegración (Fig. 2 a y b).

Ciclo efusivo

El segundo ciclo, netamente efusivo, está caracterizado por la presencia de flujos de lava de escaso desarrollo areal. Las lavas constituyen los únicos materiales emitidos durante este ciclo, ya que se apoyan sobre

las coladas de bloques y ceniza y no poseen depósitos piroclásticos intercalados. Cubren en total una superficie aproximada de 32 km² y se distribuyen en forma radial. Sólo se individualizaron algunos flujos, los cuales poseen entre 10 y 20 m de espesor.

En base a las características macroscópicas las lavas han sido diferenciadas en Lavas Occidentales, Lavas Cajón y Lavas Chimpa. Las Lavas Occidentales afloran de manera restringida en la zona oeste del volcán (Fig. 1) como cuerpos masivos de color gris oscuro a negro. Las Lavas Cajón afloran al norte de la escarpa y la mayor extensión es de 2 km hacia el oeste (tomando como referencia el cerro Cajón). Se caracterizan por el aspecto masivo, en ocasiones foliadas, la coloración gris clara y la textura porfírica. Volumétricamente constituyen las lavas más importantes en esta zona. En la base de las lavas del cerro Cajón afloran de manera restringida, lavas formadas por la alternancia de bandas claras y oscuras, de 0,1 a 20 cm de espesor con contactos netos (Fig. 3), de aquí en más denominadas Lavas Bandeadas.

Las Lavas Chimpa sólo afloran en la zona sur del volcán y constituyen las lavas de mayor desarrollo areal, con la máxima extensión de 6 km desde el Cerro Chimpa hacia el oeste. Conforman cuerpos masivos o foliados, algunos con intenso plegamiento por flujo durante el emplazamiento. En muestra de mano, son de color gris oscuro, similar a las lavas máficas, pero se diferencian de éstas

por el mayor contenido de fenocristales de plagioclasa.

Todos los flujos de lava contienen inclusiones máficas, de forma elipsoidal y de color gris oscuro, que varían entre 1 a 20 cm de diámetro, con predominio de inclusiones inferiores a 5 mm de tamaño, dispersas en toda la roca.

PETROGRAFÍA

Ignimbritas

Los componentes juveniles en las ignimbritas fueron diferenciados en pómez blanca, gris y bandeada. La petrografía de la pómez blanca es homogénea a lo largo de toda la secuencia ignimbítica. Posee textura porfírica, formada principalmente por fenocristales de plagioclasa, biotita y hornblenda (Fig. 4a), y en menor proporción cuarzo y ortopiroxeno. La plagioclasa (37%) ocurre con fenocristales euhedrales y subhedrales (< 0,4 mm), maclados y con marcada zonación. La biotita (34%) es el mafito más numeroso presente sólo como fenocristales de 0,3 a 1 mm de tamaño y de forma subhedral. Hornblenda (22%) se presenta como fenocristales y microfenocristales euhedrales y subhedrales prismáticos (0,1 a 0,6 mm) con algunos individuos conteniendo un cristal de biotita en su núcleo. El cuarzo (4%) es una fase accesoría, presente como cristales totalmente anhedral (0,3 a 0,7 mm de tamaño),

redondeados y a veces con engolfamientos. Los opacos (3%), magnetita y en menor cantidad ilmenita, se presentan formando agregados o como cristales subhedrales y anhedrales aislados. El ortopiroxeno es una fase accesoria, presente como microfenocristales euhedrales aislados y generalmente rodeado por una corona de reacción compuesta por hornblenda. La matriz de la pómez blanca es vítrea y posee vesículas cuya morfología varía de esferoidal a subesferoidal. Algunos fragmentos pumíceos contienen incluidas pómez grises, con un contacto neto entre ambos marcado por la diferencia en el tamaño y proporción modal de los minerales (Fig. 4b).

La *pómez gris* está constituida por cristales euhedrales y subhedrales, menores a 1 mm de tamaño de hornblenda (49,5%), el mafito más abundante, biotita (38,5%), plagioclasa (10%) y opacos (magnetita e ilmenita, 2%) (Fig. 4c). En escasa proporción (<<0,5%) contiene augita y enstatita siempre rodeadas por una corona de reacción de hornblenda. También se observan cristales de biotita, hornblenda o plagioclasa de mayor tamaño, semejante a los que poseen la pómez blanca. Las fases minerales se disponen en una matriz vítrea con vesículas esferoidales a subesferoidales.

La *pómez bandeada* está formada comúnmente por una fracción blanca y una negra, aunque en algunos clastos se ha observado una tercera fracción de color marrón. Todas las fracciones que componen la pómez bandeada poseen similar mineralogía que la descrita para la pómez blanca, aunque con signos de haber sufrido diversos grados de deformación, que incrementa desde la fracción blanca a la negra (Fig. 4d).

Depósitos de flujos de bloques y ceniza

La textura de los fragmentos líticos que componen estos depósitos es porfírica, formada por fenocristales y glomerocristales, euhedrales a subhedrales de plagioclasa (60%), de 4-10 mm de tamaño y como microfenocristales (< 2 mm) y microlitos en la matriz. La mayoría de los individuos son límpidos, aunque se observan fenocristales con una



Figura 3: Detalle de lava bandeada constituida por capas centimétricas a milimétricas de coloración clara y oscura. Base del cerro Cajón.

zona de reabsorción seguida de un sobrecrecimiento límpido (Fig. 5a). En cuanto a los mafitos, la hornblenda (24%) es el más abundante, presente como fenocristales subhedrales y euhedrales (< 2 mm) y microlitos en la pasta, también formando agregados. La biotita (6%) forma fenocristales subhedrales de 1,5 mm de tamaño máximo y microfenocristales de 0,3 a 0,1 mm. Esta fase está ausente como microlitos en la pasta. Algunos cristales están rodeados por una corona de reacción formada por una asociación mineral anhidra: plagioclasa + magnetita + ortopiroxeno (Fig. 5b). Los opacos (magnetita, 4%), ocurren como cristales subhedrales y anhedrales aislados o formando agregados. Clino y ortopiroxeno (4%) forman agregados con individuos subhedrales y anhedrales y en menor cantidad fenocristales subhedrales aislados (< 0,5 mm). Ambos contienen inclusiones de magnetita y no presentan bordes de reacción. El cuarzo (2%) posee formas anhedras con engolfamientos.

La textura de la matriz varía de vítrea a hialopilitica con microlitos de plagioclasa, hornblenda, ortopiroxeno y opacos.

Inclusiones máficas contenidas en los bloques: Las inclusiones máficas contenidas en los depósitos de flujo de bloques y ceniza, poseen textura diktitaxítica, compuesta por hornblenda, plagioclasa y opacos (Fig. 6 a). Los cristales de hornblenda (57%) son aciculares y menores de 2 mm de longitud. También se encuentran cristales de hábito prismático, euhedrales a subhedrales, aunque

en menor cantidad. La plagioclasa (36%), ocurre en tablillas elongadas y como cristales tabulares euhedrales a subhedrales menores a 0,5 mm. Estas últimas contienen inclusiones vítreas en el centro de los cristales, inclusiones de opacos y en menor cantidad de hornblenda. El opaco corresponde a magnetita (7%) presente como pequeños cristales individuales (0,1 mm) o en agregados (0,3 mm). El olivino, aunque no siempre presente, está rodeado de una corona de reacción de ortopiroxeno, que a su vez reacciona a hornblenda. Clinopiroxeno y ortopiroxeno forman agregados y presentan una corona de reacción de hornblenda. También contiene xenocristales de plagioclasa totalmente reabsorbidos, con un sobrecrecimiento límpido. El tamaño es considerablemente superior al resto de las plagioclasas (1,2 a 4,3 mm; Fig. 6b) y similar al tamaño de los fenocristales de la roca que contiene a las inclusiones. Todas las fases minerales están dispuestas en una matriz vítrea y vesiculada que constituye el 43% de la roca. En algunas inclusiones se observa un borde de grano fino en el contacto con la roca que las contiene (Fig. 6c).

Lavas

Petrográficamente, las Lavas Occidentales se caracterizan por la textura porfírica, constituida por fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, microfenocristales de magnetita y xenocristales de cuarzo rodeados por una corona de reacción formada por clinopiroxeno. La matriz está com-

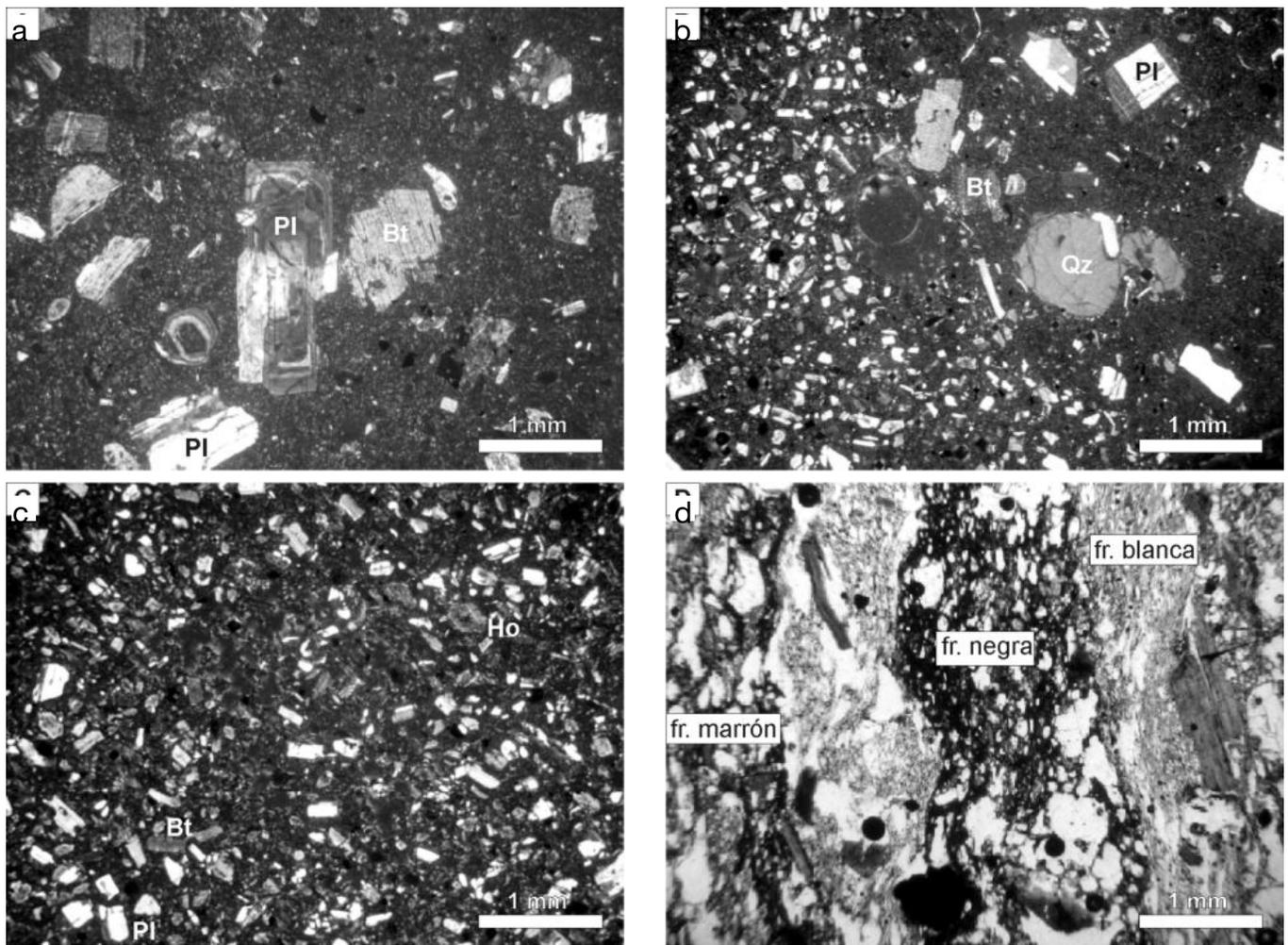


Figura 4: Fotomicrografías de fragmentos pumíceos contenidos en ignimbritas. a) Textura de pómez blanca formada por fenocristales de plagioclasa (Pl), biotita (Bt) y hornblenda (Ho). La asociación mineral no posee signos de desequilibrio textural; b) Contacto entre fragmento de pómez blanca y pómez gris incluida, marcado por la diferencia en el tamaño y proporción de minerales; c) Textura de pómez gris compuesta por hornblenda, biotita y plagioclasa; d) Textura de pómez bandeada constituida por tres fracciones: blanca, marrón y negra. Las fases minerales son las mismas en las tres fracciones, pero varían la forma y tamaño de los cristales. a, b y c, nicoles cruzados. d, nicoles paralelos.

puesta por microlitos de plagioclasa, magnetita y vidrio en los intersticios entre microlitos.

Las Lavas Chimpa y las bandas oscuras de las Lavas Bandeadas poseen textura porfírica formada por una asociación mineral que evidencia condiciones de desequilibrio. A escala de sección delgada, se distinguen olivino, clino y ortopiroxeno, plagioclasa, hornblenda, biotita y cuarzo. En todas las secciones delgadas analizadas coexisten plagioclasa con texturas de reacción con otros cristales sin signos de desequilibrio (Fig. 7a), olivino y cuarzo con corona de clinopiroxeno (Fig. 7b), así como hornblenda y biotita con una corona formada por plagiocla-

sa + ortopiroxeno + magnetita (Fig. 7c y d). La hornblenda también presenta una corona de clinopiroxeno o está completamente reemplazada por clinopiroxeno (Fig. 7c). El ortopiroxeno en algunas secciones delgadas posee una corona compuesta por clinopiroxeno (Fig. 7e) junto a otros cristales de la misma especie que están en equilibrio. La matriz está integrada por microlitos de plagioclasa, clino y ortopiroxeno, magnetita y escaso vidrio.

En las Lavas Cajón y en las bandas claras de las Lavas Bandeadas, la textura es porfírica, constituida por fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita y microfenocristales de magnetita (fases más abundantes),

ortopiroxeno y olivino, este último en cantidad escasa. La matriz está formada por microlitos de plagioclasa, ortopiroxeno, magnetita y hornblenda.

La plagioclasa es la fase mineral que predomina (40% en las Lavas Occidentales y 60% en las Lavas Chimpa y Cajón). Ocurre como fenocristales individuales o glomero-cristales de 3 a 10 mm y en la matriz como microfenocristales de 0,25 mm y microlitos. El hábito es prismático, la forma varía de euhedra a subhedra, con inclusiones de opacos, biotita y vítreas. En algunos fenocristales se observa textura en tamiz, con un sobrecrecimiento límpido.

El olivino ocurre como fenocristales (0,2 a

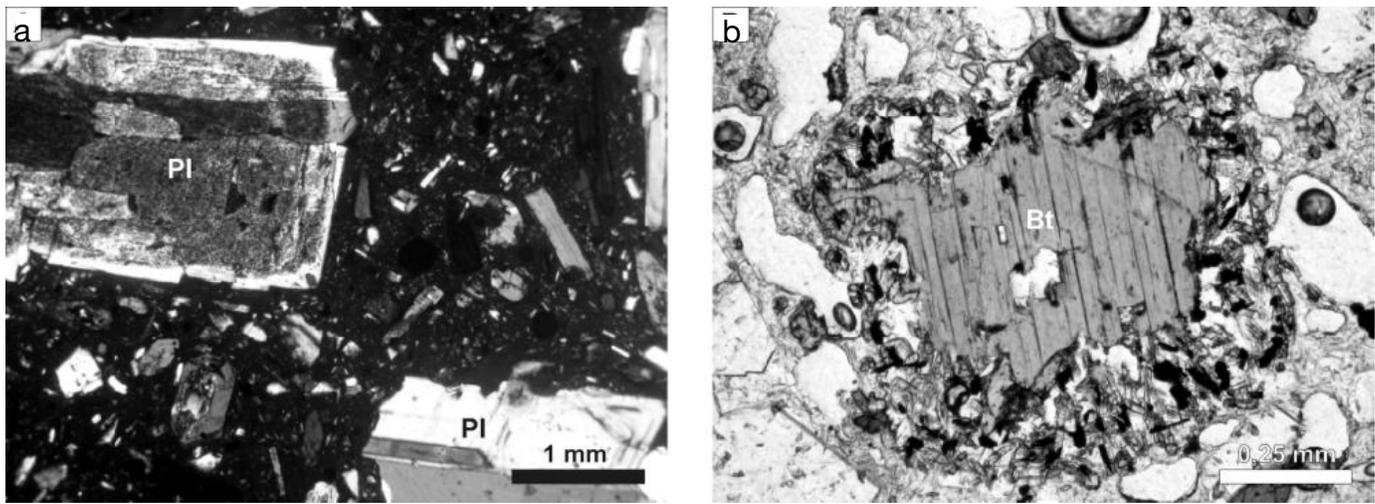


Figura 5: a) Fenocristal de biotita (Bt) con una corona de reacción compuesta por ortopiroxeno, plagioclasa y opacos; b) La mayoría de los fenocristales de plagioclasa (Pl) no muestra indicios de reacción o disequilibrio textural. Sin embargo, algunos poseen texturas de reacción que afectan a parte o a la totalidad del cristal, seguidas por un sobrecrecimiento límpido. a, nicoles cruzados. b, nicoles paralelos.

1,6 mm) subhedros a anhedros, parcialmente alterados a iddingsita y con escasas inclusiones de opacos. En general no muestran reacción con la matriz, aunque algunos cristales poseen una corona de clinopiroxeno. El porcentaje es del 30% en las Lavas Occidentales, 1% a 20% en las Lavas Chimpas, mientras que en las Lavas Cajón se encuentra en baja proporción y rodeado por una corona de hornblenda.

El clinopiroxeno se presenta en agregados, cristales aislados (escasos), microfenocristales ($> 0,25$ mm) o formando texturas en corona alrededor de olivino, ortopiroxeno o cuarzo. Los individuos son subhedros, de hábito prismático corto y poseen escasas inclusiones de opacos. El porcentaje varía de 25% en las Lavas Occidentales, 8% en las Lavas Chimpa y $>2\%$ en las Lavas Cajón. El ortopiroxeno forma feno y microfenocristales aislados (1 mm), de hábito prismático y forma subhedra. En las Lavas Chimpa, algunos cristales poseen una corona de clinopiroxeno. El porcentaje es del 6% en las Lavas Chimpa y del 2% en las Lavas Cajón; no está presente en Lavas Occidentales. La hornblenda, presente sólo en las Lavas Chimpa y Cajón, constituye feno y microfenocristales (2,2 a 0,6 mm respectivamente) de hábito prismático y formas euhedras a subhedras. En las Lavas Cajón, coexisten en sección delgada, cristales con una corona de reacción formada por plagioclasa +

ortopiroxeno + opacos, junto con otros totalmente límpidos. El porcentaje es del 20-25% en las Lavas Cajón a 7% en las Lavas Chimpa (no está presente en las lavas andesítico basálticas).

La biotita constituye fenocristales subhedros (0,2 a 1,5 mm), de hábito tabular y con inclusiones de opacos y/o plagioclasa. Los individuos están límpidos, principalmente en las Lavas Cajón y parcial a totalmente reabsorbidos (formado por un agregado de grano fino de opacos) o con una corona de reacción formada por plagioclasa + ortopiroxeno + opacos en las Lavas Chimpa. El porcentaje de este mineral es del 10% en Lavas Chimpa, 6% en las Lavas Cajón y está ausente en las Lavas Occidentales.

El cuarzo está presente como xenocristales anhedros rodeados por una corona de reacción formada por clinopiroxeno y vidrio en las Lavas Occidentales y Lavas Chimpa y como cristales anhedros en las Lavas Cajón. Constituyen menos del 3,5% de la moda en las tres variedades de lavas.

Los opacos (magnetita e ilmenita) conforman microfenocristales euhedros a subhedros ($< 0,5$ mm), inclusiones en otras fases minerales o como bordes de reacción de anfíboles y biotitas. En conjunto representan menos del 5% de la moda.

Inclusiones máficas en lavas: Las inclusiones máficas contenidas en las lavas poseen textura diktitaxítica, formada por anfíbol,

plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y opacos (Fig. 8). Los espacios libres entre cristales se encuentran ocupados por vidrio con escasa vesiculación.

El anfíbol (45%) se presenta como cristales aciculares y prismáticos inferiores a 1,5 mm de tamaño, euhedrales a subhedrales, ambos con un reborde de reabsorción. La plagioclasa (30%) ocurre como tablillas euhedras a subhedras menores a 1 mm de tamaño. El olivino (10%) constituye cristales subhedrales a anhedrales, menores a 2 mm, parcialmente alterados a iddingsita y con escasas inclusiones de opacos. En general están rodeados por una delgada corona de reacción formada por clinopiroxeno o anfíbol totalmente reabsorbido.

El clinopiroxeno (10%) posee hábito prismático corto, forma subhedra y contiene escasas inclusiones de opacos. Constituye agregados, menos comúnmente cristales aislados ($< 0,7$ mm); y formando coronas de reacción en olivino, ortopiroxeno o cuarzo. Otras fases (5%) corresponden a xenocristales de plagioclasa con textura en tamiz, rodeados por un sobrecrecimiento límpido, y con un tamaño varias veces mayor que el de los cristales de plagioclasa que constituyen la inclusión. También se observan cristales de cuarzo anhedros que poseen una corona de reacción formada por clinopiroxeno y cristales de hornblenda completamente reemplazados por clinopiroxeno (Fig. 8).

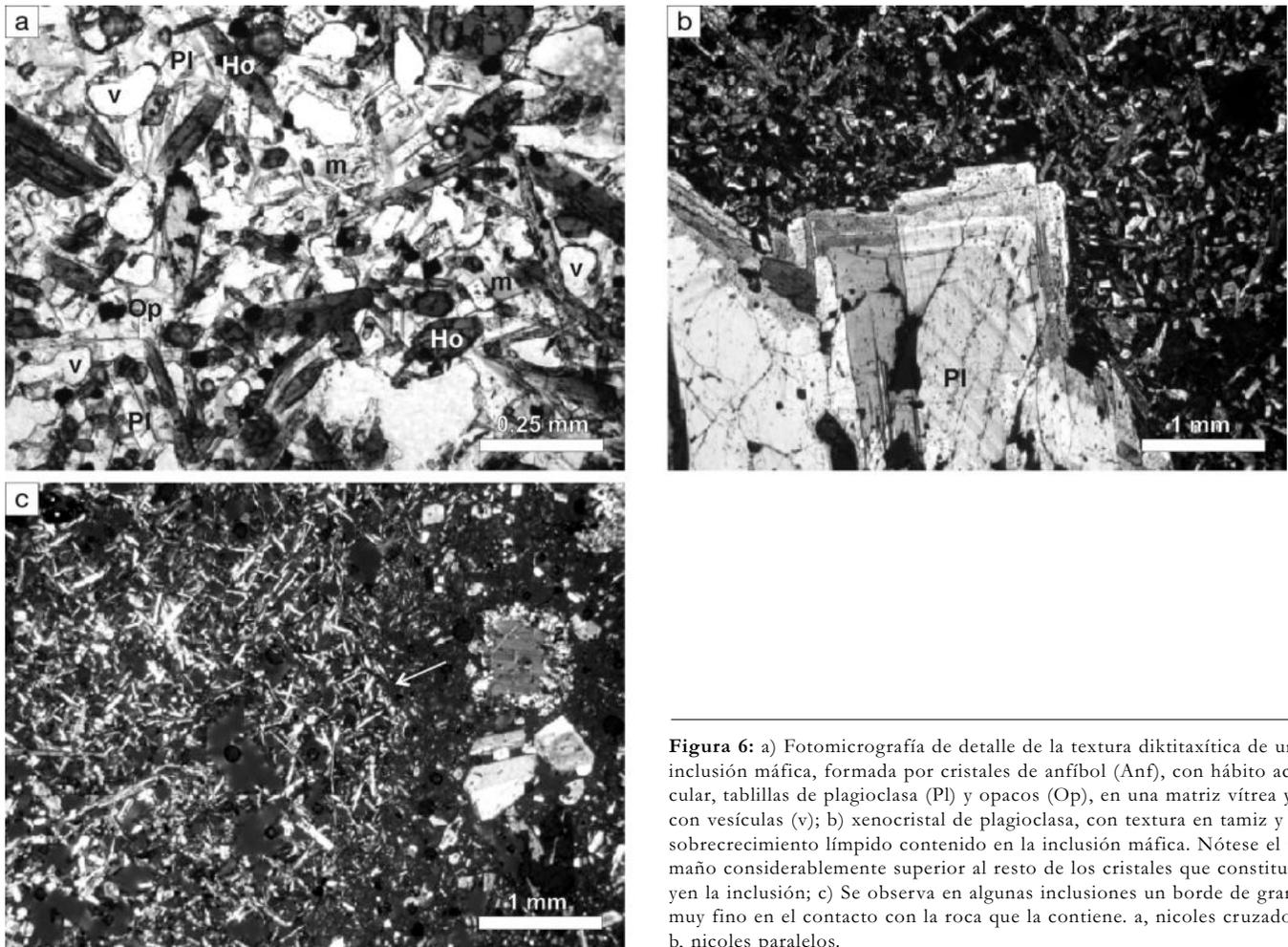


Figura 6: a) Fotomicrografía de detalle de la textura diktitaxítica de una inclusión máfica, formada por cristales de anfíbol (Anf), con hábito acicular, tablillas de plagioclasa (Pl) y opacos (Op), en una matriz vítrea y con vesículas (v); b) xenocristal de plagioclasa, con textura en tamiz y sobrecrecimiento límpido contenido en la inclusión máfica. Nótese el tamaño considerablemente superior al resto de los cristales que constituyen la inclusión; c) Se observa en algunas inclusiones un borde de grano muy fino en el contacto con la roca que la contiene. a, nicoles cruzados. b, nicoles paralelos.

GEOQUÍMICA

Los análisis químicos de roca total correspondientes a los materiales emitidos en todos los ciclos están representados en el cuadro 1. Todas las rocas, graficadas en el diagrama TAS (Le Maitre *et al.* 1989) y SiO_2 versus K_2O (Peccerillo y Taylor 1976), se clasifican como andesitas basálticas y andesitas de la serie calcoalcalina alta en K (Fig. 9A y B). En diagramas de variación tipo Harker para elementos mayoritarios y traza, el conjunto de muestras definen tendencias lineales. El K_2O incrementa su contenido junto con SiO_2 , mientras que Na_2O posee una débil correlación positiva. Por su parte, MgO , CaO , Fe_2O_3 y TiO_2 se correlacionan de manera negativa con el incremento de SiO_2 . El Al_2O_3 se mantiene relativamente constante a medida que aumenta el contenido de SiO_2 . P_2O_5 , no posee una tenden-

cia definida.

Sin embargo, cuando se analiza por separado los materiales emitidos en el ciclo explosivo de aquellos correspondientes al ciclo efusivo (lavas), no se observa que estos definan una verdadera tendencia lineal, sino dos campos bien definidos (Fig. 9c). Uno de estos campos lo constituyen los componentes juveniles predominantes (pómez blanca en ignimbritas y bloques en las coladas de bloques y ceniza) en el extremo ácido y el otro campo lo componen las inclusiones máficas y pómez gris en el extremo básico (Fig. 9c).

En cuanto a las lavas del ciclo efusivo, éstas definen una tendencia lineal ligeramente discontinua, con correlación positiva para K_2O y negativa para MgO , CaO , Fe_2O_3 y TiO_2 con respecto al SiO_2 (Fig. 9D). Las Lavas Occidentales se sitúan en el extremo más básico, las Lavas Cajón en el extremo

ácido y las Lavas Chimpa, en una posición intermedia, característica de los procesos de mezcla de magmas (Nixon 1988, Clyne 1999).

Con el fin de evaluar si esta posición intermedia responde a un modelo de mezcla, se realizó el cálculo mediante el método de mínimos cuadrados. Se trabajó con los promedios de ambos extremos (por un lado el magma andesítico de las Lavas Cajón, y por el otro el magma andesítico basáltico de la Lava Occidental) y el promedio de Lavas Chimpa, que constituirían las composiciones híbridas. Los resultados obtenidos (Cuadro 2) reproducen la composición de las Lavas Chimpa e indican que la proporción de los miembros finales involucrados en la mezcla es de 56% de magma andesítico y 44% de magma básico.

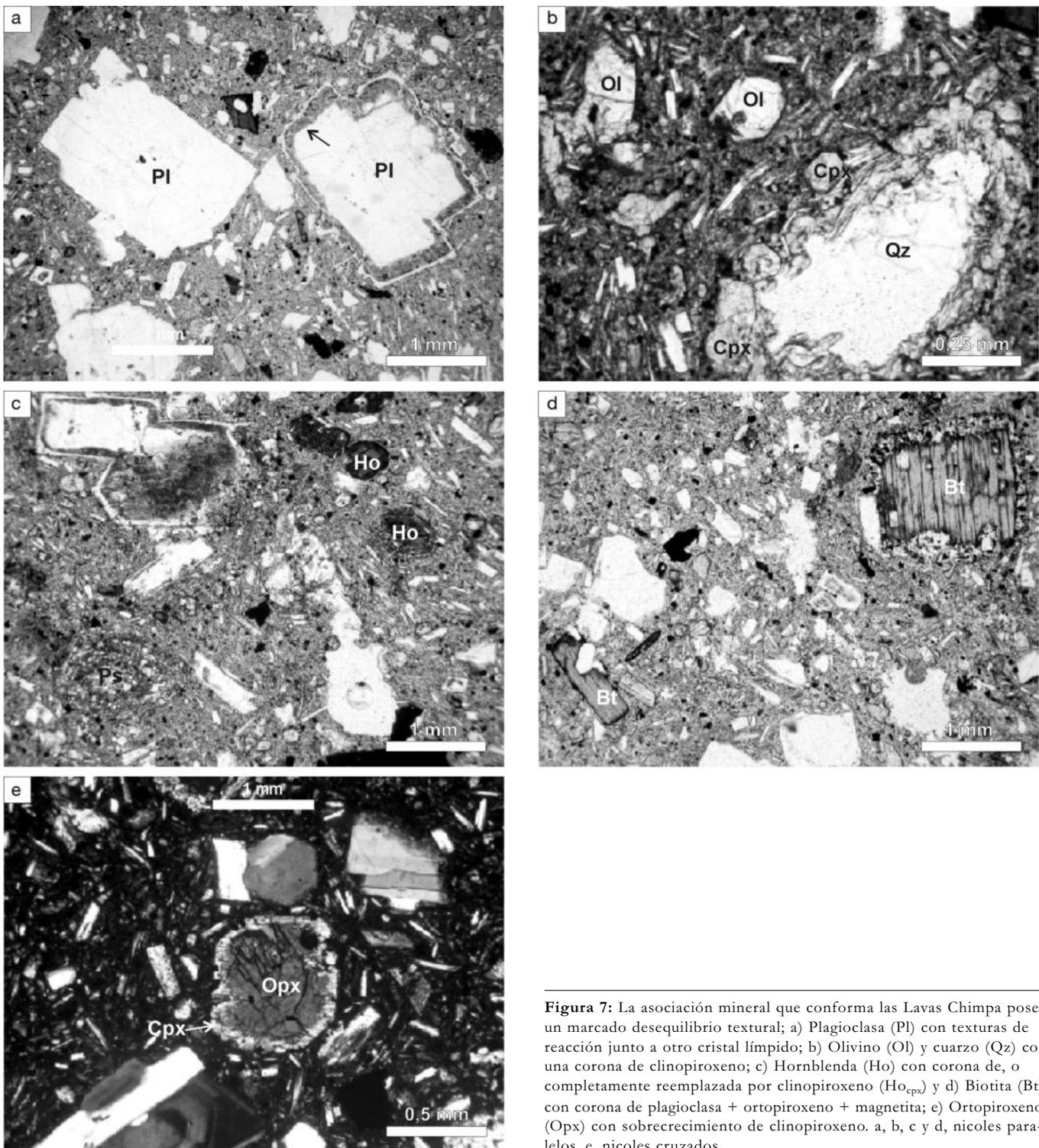


Figura 7: La asociación mineral que conforma las Lavas Chimpa posee un marcado desequilibrio textural; a) Plagioclasa (Pl) con texturas de reacción junto a otro cristal límpido; b) Olivino (Ol) y cuarzo (Qz) con una corona de clinopiroxeno; c) Hornblenda (Ho) con corona de, o completamente reemplazada por clinopiroxeno (Ho_{cpx}) y d) Biotita (Bt) con corona de plagioclasa + ortopiroxeno + magnetita; e) Ortopiroxeno (Opx) con sobrecrecimiento de clinopiroxeno. a, b, c y d, nicoles paralelos. e, nicoles cruzados.

DISCUSIÓN

Evidencias macroscópicas, petrográficas y geoquímicas de interacción de magmas

Ciclo explosivo: El magma andesítico emiti-

do en los estadios iniciales de la construcción del edificio volcánico, representado por los fragmentos de pómez blanca en las ignimbritas, posee una asociación mineral que no evidencia signos de desequilibrio textural. La petrografía sugiere que el magma

emitido en las erupciones que generaron las ignimbritas no fue afectado por la inyección de magmas básicos, o que estos no fueron lo suficientemente importantes desde el punto de vista volumétrico como para generar cambios texturales en la mineralogía del mag-

CUADRO 1: Datos analíticos de elementos mayoritarios

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PPC	total
Pómez blanca (ignimbritas)												
29 pb	61,75	0,80	15,36	5,79	0,10	3,17	4,41	2,41	3,20	0,28	2,81	100,08
30 pb	61,96	0,85	14,83	6,39	0,12	3,30	4,10	2,12	3,69	0,33	2,41	100,10
32 pb	61,17	0,86	15,02	6,64	0,11	3,72	4,18	2,18	3,38	0,29	2,90	100,45
35 pb	62,16	0,80	14,50	6,10	0,11	3,02	4,11	2,67	3,77	0,27	2,87	100,38
36 pb	61,81	0,80	14,60	5,84	0,11	3,01	4,68	2,41	3,60	0,26	3,20	100,32
48 pb	62,44	0,75	15,25	5,57	0,10	2,67	4,22	2,55	3,49	0,27	2,25	99,56
71 pb	60,44	0,78	16,43	5,80	0,10	2,88	4,63	2,91	3,18	0,24	2,27	99,66
79 pb	61,58	0,81	15,42	6,17	0,31	2,91	4,20	2,84	3,39	0,26	2,02	99,91
Pómez gris (ignimbritas)												
32 pg	54,36	1,15	16,32	8,42	0,15	5,46	7,02	2,23	2,20	0,35	2,33	99,99
71c pg	56,35	1,03	16,23	8,21	0,16	4,89	6,55	2,56	2,60	0,23	1,47	100,28
78 pg	55,81	1,23	15,26	8,44	0,13	5,44	6,08	2,53	2,76	0,33	1,72	99,72
79 pg	55,88	1,06	15,59	8,53	0,13	4,96	6,54	2,49	2,63	0,32	1,72	99,86
79a pg	55,86	1,06	15,47	8,40	0,13	5,05	6,79	2,49	2,62	0,32	2,23	100,41
Pómez bandeada (ignimbritas)												
31 pn	59,85	0,82	16,28	6,30	0,11	3,38	4,83	2,44	2,49	0,23	3,70	100,43
107 pn	60,69	0,78	16,11	5,80	0,10	2,84	5,08	2,70	3,00	0,26	2,91	100,26
114 pn	61,81	0,77	16,17	5,63	0,10	2,60	4,68	3,18	3,03	0,30	2,27	100,53
Depósitos de flujo de bloques y ceniza												
43byc	61,19	0,81	15,92	6,11	0,10	3,29	5,20	2,85	2,86	0,24	1,31	99,88
43byc	62,62	0,78	15,94	5,24	0,10	2,64	4,42	3,01	3,24	0,23	1,68	99,90
62byc	61,01	0,81	16,04	5,97	0,10	2,93	4,62	3,20	3,13	0,23	1,24	99,28
70byc	61,18	0,80	16,15	5,95	0,10	2,93	4,67	3,20	3,12	0,23	1,77	100,09
80byc	61,04	0,86	16,23	6,22	0,11	2,86	4,67	2,95	3,40	0,25	1,35	99,92
84byc	59,97	0,87	16,25	6,39	0,11	3,16	5,11	3,07	2,91	0,26	1,51	99,59
100byc	61,01	0,79	16,09	5,71	0,10	2,87	4,70	3,27	3,11	0,25	1,63	99,54
Inclusiones máficas en depósitos de flujo de bloques y ceniza												
42 IM	56,01	1,03	14,78	8,11	0,12	5,58	7,49	2,23	2,21	0,32	1,79	99,67
53 IM	55,16	1,21	16,70	8,96	0,13	4,33	7,19	2,46	2,38	0,27	0,89	99,68
83a IM	54,54	1,12	16,02	8,57	0,13	5,17	7,66	2,44	2,20	0,26	2,20	100,31
83b IM	53,88	1,16	15,74	8,93	0,15	5,44	7,86	2,25	2,12	0,31	2,36	100,19
83c IM	52,99	1,13	15,61	9,08	0,13	5,34	8,18	2,37	1,89	0,26	2,04	99,03
85 IM	53,91	1,30	16,27	8,62	0,13	4,79	7,58	2,76	2,11	0,32	2,24	100,02
87 IM	52,51	1,13	14,12	9,02	0,14	6,89	9,83	2,16	1,59	0,22	2,69	100,31
99 IM	54,28	1,18	15,96	8,90	0,14	5,36	7,61	2,47	2,24	0,27	1,34	99,74
Lavas Chimpa												
47 CL	58,34	0,99	15,60	7,43	0,12	4,70	6,52	2,68	2,94	0,29	0,36	99,97
49 CL	59,08	0,94	15,64	7,15	0,12	3,92	5,59	2,64	3,07	0,25	1,12	99,52
59 CL	56,02	1,06	15,52	7,61	0,12	4,47	7,52	2,94	2,86	0,28	1,80	100,19
Lavas Occidentales e Inclusión máfica en Lava Occidental												
60 CL	53,74	1,19	15,67	8,96	0,14	6,35	7,17	2,65	2,52	0,30	0,88	99,57
61a IM	54,05	1,13	15,62	8,86	0,14	6,65	7,20	2,68	2,48	0,30	0,89	99,99
Lavas Cajón												
68 CL	59,87	0,95	16,46	6,76	0,11	3,13	5,17	3,03	3,27	0,27	0,63	99,64
81 CL	60,61	0,86	16,07	6,38	0,11	3,27	4,96	3,04	3,14	0,23	1,27	99,93
82 CL	61,10	0,87	16,02	6,32	0,11	3,03	4,75	3,08	3,11	0,23	1,72	100,34
Lavas Bandeadas												
89a CL	60,99	0,83	16,30	5,82	0,10	2,71	4,69	3,02	3,25	0,25	2,10	100,06
89b CL	58,10	0,99	16,04	7,15	0,12	4,15	5,90	2,92	2,94	0,30	1,02	99,63

Los análisis se realizaron en la Universidad Nacional de Salta mediante fluorescencia de rayos X. Se utilizó un equipo marca Rigaku 2000, dispersivo en longitud de onda. La dispersión de datos (en%) es: SiO₂: 0,5; Al₂O₃: 0,3; Fe₂O₃: 0,1; MnO: 0,01; MgO: 0,1; CaO: 0,1; Na₂O: 0,05; K₂O: 0,02; P₂O₅: 0,01; TiO₂: 0,01

ma andesítico, que constituía el reservorio magmático del volcán. Sin embargo, no se descarta que a partir de la química mineral,

se registren variaciones composicionales isotópicas y/o de elementos traza, producidas por la inyección de magmas básicos, sólo

observables a esta escala.

Desde el punto de vista geoquímico (Fig. 9), la pómez gris de las ignimbritas se ubica en el

extremo básico de los materiales emitidos de manera explosiva. Esta pómez podría ser considerada como el equivalente explosivo de las inclusiones máficas contenidas en los bloques de los depósitos de flujo de bloques y cenizas, de acuerdo al tamaño de grano fino, color oscuro, el modo de ocurrencia (contenidas como inclusiones en fragmentos de pómez blanca) y la composición. No obstante, la ausencia de un borde de grano fino en el contacto con la pómez blanca que las contiene, indica que no ocurrió un proceso de rápido enfriamiento. Por otra parte, los cristales de mayor tamaño (plagioclasa, biotita y hornblenda) contenidos frecuentemente en la pómez gris, no poseen signos de desequilibrio, como texturas en tamiz en plagioclasa y coronas de reacción sobre hornblenda y biotita formadas por minerales anhidros.

Los rasgos macroscópicos y microscópicos de la pómez gris son similares a las inclusiones ricas en cristales definidas por de Silva (1989) en los centros volcánicos Purico y Puripicar y por Lindsay *et al.* (2001) en la caldera La Pacana. Estos autores interpretan a las inclusiones como el producto de la cristalización del magma en los bordes de la cámara magmática.

Debido a la similitud en las características con las definidas por de Silva (1989) y Lindsay *et al.* (2001), se descarta que las pómezes grises constituyan el producto de la inyección de magmas básicos de mayor temperatura en la cámara magmática.

La presencia de pómez bandeada en depósitos piroclásticos es considerada como una evidencia de mezcla de magmas y por consiguiente de una cámara magmática constituida por dos o más composiciones. En todos los casos citados en la literatura, la mezcla procede entre dos variedades de magmas con distinta composición química y mineralógica (Cantagrel *et al.* 1984, Aguirre-Díaz 2001). La pómez bandeada del volcán Chimpa está formada por bandas claras y oscuras, pero a diferencia de los ejemplos citados, la composición química y mineralógica de las bandas es andesítica. Esto diferencia la pómez bandeada del volcán Chimpa de otros ejemplos en los cuales el bandeado responde a un proceso de mezcla. El

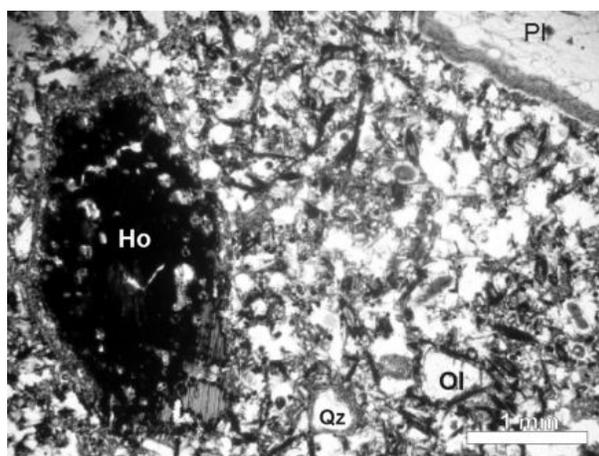


Figura 8: Fotomicrografía de inclusión máfica contenida en un flujo de las Lavas Chimpa. Posee textura diktitaxítica, compuesta por cristales de anfíbol (Anf), plagioclasa (Pl), clinopiroxeno (Cpx) y opacos (Op) y olivino (Ol) de mayor tamaño. Se destaca la presencia de xenocristales de hornblenda, cuarzo y plagioclasa, con evidencias de desequilibrio manifestado por coronas de reacción sobre hornblenda (Ho) y cuarzo (Qz) y textura en tamiz en plagioclasa.

origen de la diferencia de color de las bandas está relacionada a un proceso de cizallamiento del magma andesítico durante el ascenso en el conducto de emisión (Polacci *et al.* 2001, Arnosio 2002). Los fenocristales de plagioclasa, hornblenda y biotita son fragmentados y parcialmente fundidos e incorporados al fundido en diversos porcentajes, dando como resultado las diferentes coloraciones de las bandas (Arnosio *et al.* 2003).

Las primeras evidencias de interacción de magmas se observan en las coladas de bloques y ceniza, y se manifiestan macroscópicamente por la presencia de inclusiones máficas de formas ovoidales y en algunos casos moderada a intensamente desintegradas, contenidas en los bloques.

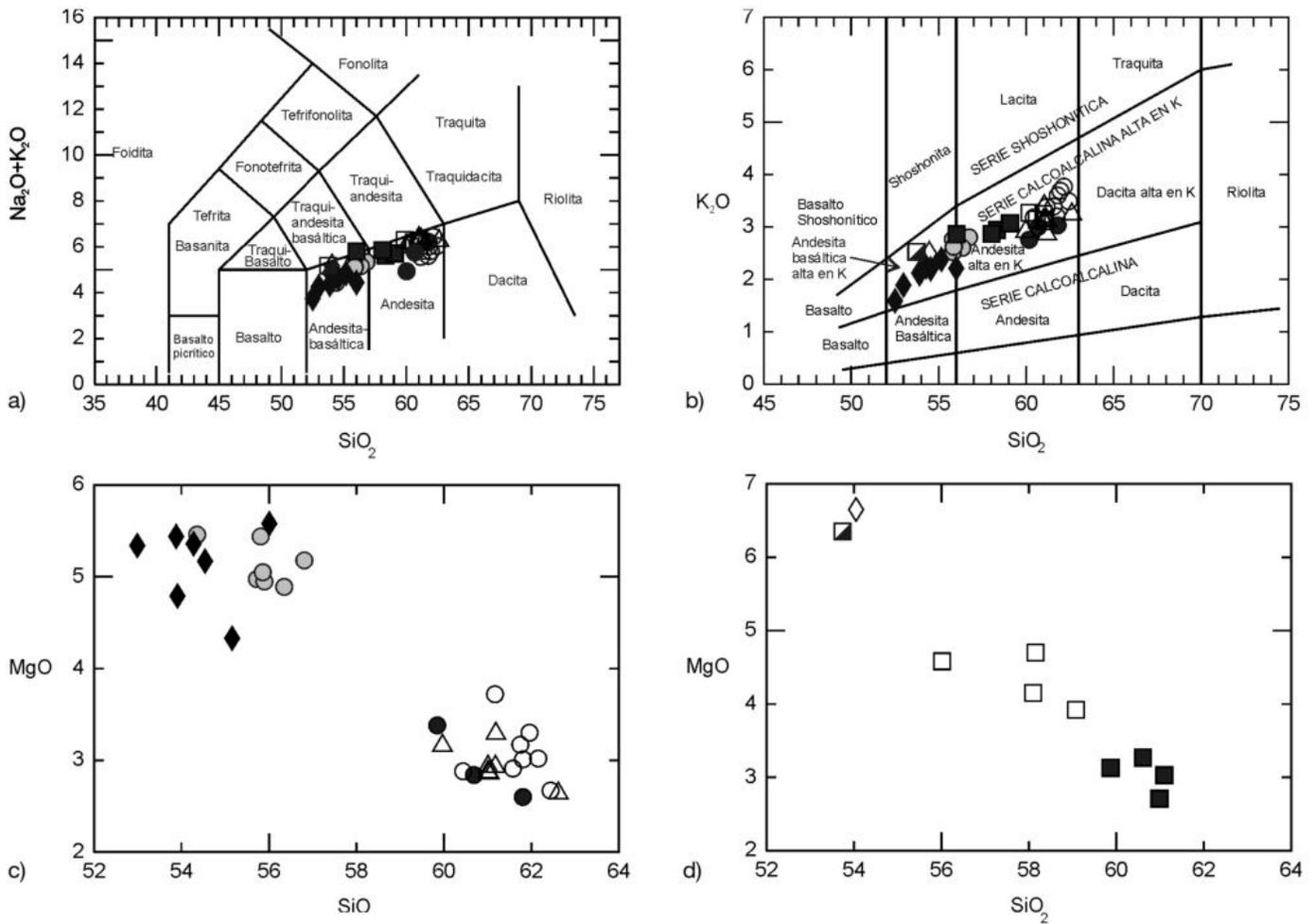
Las inclusiones máficas son interpretadas, por sus características texturales, como fragmentos superenfriados de un magma andesítico basáltico debido a la interacción con un magma de composición andesítica de menor temperatura (Eichelberger 1980, Bacon 1986).

A diferencia de las pómezes grises, las inclusiones máficas poseen bordes de grano muy fino en contacto con la roca hospedante, hábito acicular de los minerales, matriz vítrea y vesiculada (Fig. 6c), lo cual indica un rápido enfriamiento de un magma básico, posiblemente con una temperatura superior a 1000 °C en contacto con un magma de menor temperatura, en el orden de 800-860 °C para magmas andesíticos de similar composición (Lofgren 1980, Eichelberger 1980, Bacon 1986, Nixon 1988, Mur-

phy *et al.* 2000). A escala microscópica se observan en los bloques fenocristales de plagioclasa y biotita con texturas de reacción, las cuales son interpretadas como el resultado del evento térmico causado por la intrusión del magma básico (véase discusión de texturas en cristales en el punto Ciclo Efusivo).

Ciclo efusivo: En el ciclo efusivo se observa una marcada correlación entre las características petrográficas y la composición de elementos mayores, los cuales en diagramas de variación tipo Harker definen tendencias lineales rectas (Fig. 9d). La Lava Occidental (54% SiO₂) ocupa el extremo más básico en los diagramas y contiene únicamente fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, esta última con texturas de desequilibrio. El extremo más evolucionado (61% SiO₂), representado por las Lavas Cajón, posee plagioclasa, hornblenda, biotita, ortopiroxeno, clinopiroxeno y escaso olivino, mientras que las Lavas Chimpa (58% SiO₂) se sitúan en una posición intermedia en los diagramas Harker (Fig. 9d) y poseen todas las fases minerales mencionadas, coexistiendo un grupo mineral que registra condiciones de desequilibrio, manifestado texturalmente como coronas de reacción sobre ortopiroxeno, hornblenda, biotita y cuarzo, junto a cristales que no poseen signos de desestabilización.

Las texturas de desequilibrio requieren de un análisis detallado, a fin de interpretar si se han originado como resultado de procesos de mezcla de magmas, debido a que otros procesos pueden originar desequilibrio tex-



Ciclo Explosivo

- Pómez bandeada
- Pómez gris
- Pómez blanca
- ◇ Inclusión mafica
- △ Dep. de flujos de bloques y ceniza

Ciclo Efusivo

- Lavas Cajón
- Lavas Chimpa
- ▣ Lava Occidental
- ◆ Inclusión mafica

Figura 9: a) Diagrama TAS (Le Maitre *et al.* 1989); b) Diagrama SiO₂ versus K₂O (Pecerillo y Taylor 1976). c y d) Diagrama SiO₂ versus MgO. Las rocas del ciclo explosivo, forman dos campos bien diferenciados (c), mientras que las rocas del ciclo efusivo, definen una tendencia lineal discontinua, con las Lavas Chimpa ocupando una posición intermedia (d). Todos los elementos están expresados en % en peso.

tural. Por ejemplo, la textura en tamiz en fenocristales y microfeno-cristales de plagioclasa ha sido interpretada como: 1) respuesta a una rápida descompresión de un magma conteniendo fenocristales de plagioclasa (Nelson y Montana 1992); 2) resultado de rápido crecimiento durante un evento de cristalización por subenfriamiento (Hibbard 1981, Anderson 1984) y como producto de interacción de magmas; 3) recalentamiento del magma debido a la intrusión de un magma de mayor temperatura (Murphy *et al.* 2000); 4) disolución parcial de un cristal de plagioclasa sódica debido a la interacción

con un líquido que está en equilibrio con una plagioclasa cálcica (Tsuchiyama 1985). Algunos criterios texturales pueden diferenciar el tipo de proceso que las generan. Las texturas formadas por un rápido desarrollo del cristal no interfieren a las zonas de crecimiento internas, en tanto que aquellas relacionadas con eventos térmicos o de disolución se desarrollan desde los bordes hacia el interior del cristal y cortan a las zonas de crecimiento internas (Stimac y Pearce 1992). Este último rasgo textural ha sido observado en las plagioclasas de las Lavas Chimpa. Las texturas de reacción en hornblenda y

biotita, formadas por una asociación mineral anhidra (plagioclasa + ortopiroxeno + magnetita o clinopiroxeno), pueden ser originadas por: 1) descenso del contenido de H₂O del fundido en el cual cristalizaron las hornblendas, por inyección en la cámara magmática de un magma con bajo contenido de H₂O; 2) inestabilidad del anfíbol durante el ascenso del magma a presiones menores a 1,5 kbar (Devine *et al.* 1998, Rutherford y Hill 1993); 3) recalentamiento del magma hospedante intruido por un magma de mayor temperatura (Rutherford y Hill 1993, Murphy *et al.* 2000). Las dos primeras alter-

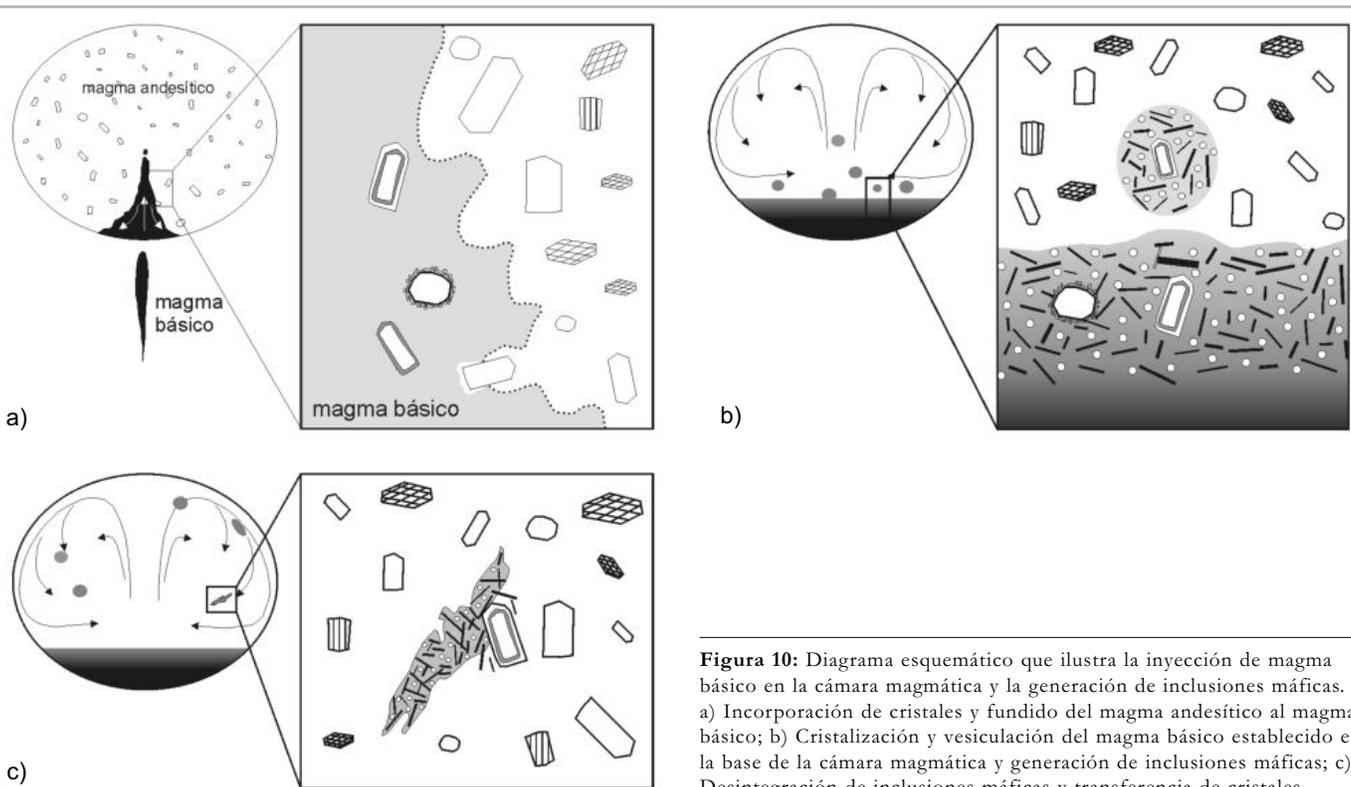


Figura 10: Diagrama esquemático que ilustra la inyección de magma básico en la cámara magmática y la generación de inclusiones máficas. a) Incorporación de cristales y fundido del magma andesítico al magma básico; b) Cristalización y vesiculación del magma básico establecido en la base de la cámara magmática y generación de inclusiones máficas; c) Desintegración de inclusiones máficas y transferencia de cristales.

nativas son desestimadas a partir de las evidencias texturales que indican la coexistencia a escala de corte delgado de cristales de hornblenda con coronas de reacción, junto con otros que no están afectados. Por otra parte, las inclusiones máficas contienen aproximadamente 20% en volumen de vesículas, lo cual indica que los magmas básicos inyectados son ricos en volátiles. Esto sugiere que el origen de las texturas de reacción estaría relacionado al aumento de la temperatura aportado por la inyección del magma básico y a la mezcla de los dos magmas. Nixon (1988) interpretó el clinopiroxeno que forma las coronas sobre ortopiroxeno en las lavas del volcán Iztaccíhuatl (México) como el producto de la cristalización a partir de un fundido más primitivo, debido a que la relación Mg/Fe en el clinopiroxeno es demasiado elevada en comparación con la del ortopiroxeno.

El conjunto de evidencias macroscópicas, microscópicas y geoquímicas apuntan a la recarga de la cámara magmática por magmas básicos como el principal agente en la generación de las texturas observadas. También indican un incremento de la interacción

de magmas básicos con el magma andesítico residente en la cámara magmática, a medida que se asciende en la columna estratigráfica del volcán Chimpa.

En el ciclo explosivo, la interacción de magmas no provocó cambios en la composición química global del magma andesítico. Las inclusiones y el magma hospedante se comportaron como sistemas relativamente independientes, con menor intercambio. En el ciclo efusivo, la inyección de magmas básicos produjo la formación de un nuevo magma, con características geoquímicas y mineralógicas de los extremos composicionales observados (Lavas Occidentales y Lavas Cajón).

Mecanismo de mezcla

Inclusiones máficas: Uno de los aspectos notables de las inclusiones, es la presencia de fenocristales de plagioclasa pertenecientes al magma andesítico y posiblemente también de fundido del magma andesítico incorporado junto con los fenocristales. Esto indica que el proceso de transferencia de masa ocurrió antes del reequilibrio térmico del magma básico, en contacto en el mag-

ma andesítico de menor temperatura (Sparks y Marshall 1986, Koyaguchi 1986a, Blake y Fink 2000). De lo contrario, el magma básico habría cristalizado, al menos parcialmente, aumentando la viscosidad e impidiendo la incorporación de cristales del magma andesítico. La ausencia de inclusiones con morfologías angulares confirma el estado líquido-líquido o al menos cercano al líquido de los dos magmas. Por consiguiente, las inclusiones máficas representarían la composición del magma básico parcialmente modificado (mezcla), constituyendo en cierto modo un magma híbrido (Bacon 1986, Koyaguchi 1986a, Feeley y Dungan 1996, Clyne 1999).

Los mecanismos comúnmente propuestos para la formación de inclusiones básicas son: 1) flotación de magma básico vesiculado en un magma silíceo (Eichelberger 1980) y 2) inyección forzada de un magma básico en una cámara de magma ácido (Campbell y Turner 1989).

Eichelberger (1980) consideró el caso de un magma básico inyectado en una cámara magmática constituida por un magma ácido de menor temperatura. Luego de la in-

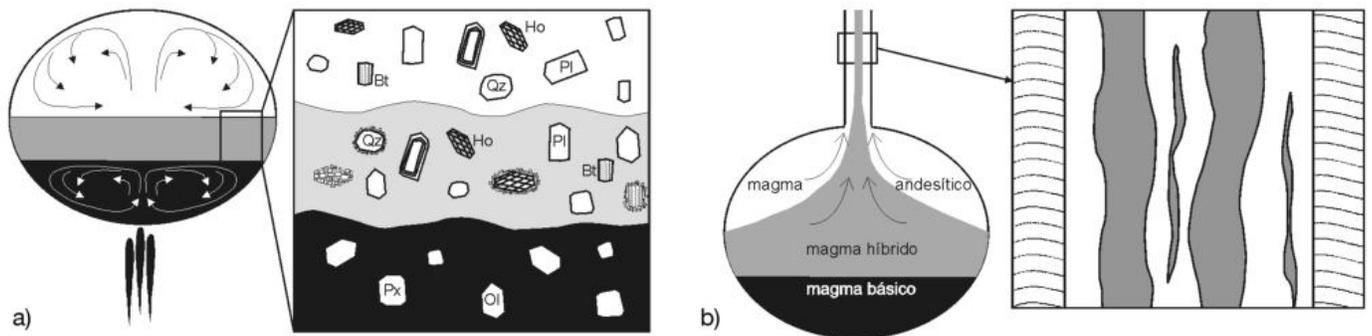


Figura 11: Esquema que muestra la formación del magma híbrido (a) y del bandeo composicional observado en las Lavas Bandeadas por el ascenso simultáneo en el conducto de emisión del magma híbrido y del andesítico (b).

trusión se forma una capa altamente vesiculada en la interfase entre los dos magmas, por efecto de la cristalización del magma básico. Como consecuencia de ello, la densidad disminuye hasta igualar la densidad del magma residente en la cámara. En este estado, la capa se vuelve inestable y pequeños fragmentos del magma vesiculado se separan y se introducen en el magma residente, dando lugar a la formación de inclusiones máficas.

Campbell y Turner (1989) demostraron a través de estudios experimentales y teóricos que si la velocidad de ascenso e inyección de un magma básico de baja viscosidad es lo suficientemente alta, éste penetra en forma parcial en un magma andesítico más viscoso. A medida que el magma básico asciende, su densidad disminuye por efecto de la vesiculación causada por cristalización y descompresión. El magma inyectado se desintegra en pequeños fragmentos y forma las inclusiones.

A pesar de que los dos mecanismos explican el modo de formación de las inclusiones máficas, los rasgos texturales no permiten distinguir cuál de ellos operó. Según Clyne (1999) la presencia de xenocristales con signos de desequilibrio y la ausencia de bordes crenulados en la inclusión favorece la interpretación a partir de la hipótesis formulada por Eichelberger (1980). El siguiente escenario de formación de inclusiones puede ser aplicado para el volcán Chimpa: durante la intrusión el magma básico interactúa englobando parcelas del magma andesítico, como lo evidencia la presencia de fenocristales con texturas de re-

acción, de tamaño similar a los que se observan en la roca hospedante (Fig. 10a) y por la variación composicional que poseen las inclusiones. El magma básico forma en la base de la cámara magmática una capa que sufre un rápido reequilibrio térmico y cristaliza parcialmente, en respuesta a la transmisión de calor al magma andesítico (Eichelberger 1980), generando los cristales aciculares y vesículas (Fig. 10b). Como consecuencia de esto, se forma un nivel de baja densidad, en ocasiones menor a la del magma silíceo, que facilita el desprendimiento de porciones de este nivel por flotación (Eichelberger 1980) y la formación de las inclusiones (Fig. 10b). Luego de la generación de las inclusiones, estas pueden desintegrarse dando lugar a la transferencia de cristales del magma de la inclusión al magma residente (Feeley y Dungan 1996, Clyne 1999). El grado de desintegración, impuesto por el movimiento y cizallamiento que le imparte el magma hospedante, dependerá de la temperatura y volumen del magma básico (Bacon y Metz 1984). Si la proporción del magma básico que entra en contacto con el magma hospedante es baja, la desintegración será reducida, debido a que la temperatura de la inclusión alcanzará rápidamente o será próxima al solidus (Feeley y Dungan 1996). De esta manera, aquellos fenocristales de plagioclasa con texturas de reacción, originados en el magma andesítico y modificados en el magma básico, retornan al magma andesítico por desintegración de la inclusión y coexisten con otros fenocristales no modificados (Fig. 10c).

Hibridación: Uno de los mecanismos que puede generar un magma híbrido es la desintegración de inclusiones máficas y transferencia de cristales (Bacon y Metz 1984, Clyne 1999, Coombs *et al.* 2000). En todos los casos citados en la literatura donde la homogeneización e hibridación es atribuida a la desintegración de inclusiones, los magmas híbridos poseen elevados porcentajes de inclusiones (8-12%, Bindeman y Bailey 1994; < 40%, Feeley y Dungan 1996; 5-10%, Clyne 1999). A diferencia de lo que ocurre en el ciclo explosivo, la desintegración de inclusiones máficas y transferencia de cristales en las lavas Chimpa del ciclo efusivo podría haber sido uno de los mecanismos generadores del elevado grado de homogeneización observado de las lavas híbridas Chimpa. Sin embargo, la asociación mineral en marcado desequilibrio, sugiere que se debe recurrir a otro proceso para la homogeneización alcanzada, como la mezcla directa de magmas. Esto se fundamenta por ejemplo en la coexistencia a escala de corte delgado de hornblenda sin reacción junto a otros cristales de la misma especie que están parcial y completamente reemplazados por clinopiroxeno (Fig. 7c), indicando una compleja historia de eventos de mezcla.

La mezcla directa e hibridación entre dos magmas de composición contrastada requiere una elevada proporción del magma básico, del orden del 50% (Sparks y Marshall 1986). Los cálculos mediante mínimos cuadrados sugieren la factibilidad de este proceso para el caso de las lavas del volcán Chimpa, donde la participación del magma bási-

co es de 44 %.

Han sido propuestos dos mecanismos que explican la mezcla directa entre dos magmas de densidad y viscosidad contrastadas. En un inicio, cuando un magma máfico es inyectado en una cámara magmática que contiene un magma silíceo, la mezcla es inicialmente inhibida por el elevado contraste de temperatura, densidad y viscosidad entre los dos magmas (Huppert *et al.* 1982, Synder y Tait 1995). Debido a su mayor densidad, el magma máfico se establece en la base de la cámara, lo que desarrolla un sistema estratificado formado por dos capas.

Uno de los mecanismos se produce por la ruptura de la estratificación debido a la disminución de la densidad del magma máfico por efecto del enfriamiento y cristalización (Eichelberger 1980, Huppert *et al.* 1982). Este proceso es significativo a bajas presiones (< 1 kbar) y requiere un magma máfico con contenido inicial de agua del orden del 3% y aproximadamente 50 % de cristalización (Koyaguchi 1986b). La existencia de olivino y clinopiroxeno, únicas fases cristalizadas en el magma máfico en el momento de la mezcla, descarta una significativa cristalización para reducir la densidad. Por otra parte, si el proceso de mezcla hubiese ocurrido a tan baja presión, todos los cristales de hornblenda deberían estar rodeados por una corona de reacción, ya que esta fase reacciona a un grupo mineral anhidro a presiones menores a 1,5 kbar (Devine *et al.* 1998, Murphy *et al.* 2000).

El otro proceso de mezcla se produce por la interacción en la interfase de dos capas de magmas en movimiento convectivo (convección forzada de Kouchi y Sunagawa 1985, Synder y Tait 1995). Según los cálculos realizados por Snyder (2000), la convección del magma basáltico puede comenzar inmediatamente, en tanto que para el magma silíceo puede tomar días o semanas, dependiendo de la viscosidad, temperatura y espesor de ambas capas. El movimiento convectivo del magma andesítico habría sido facilitado por las intrusiones anteriores de magma básico más caliente. Una vez que la convección fue establecida, la mezcla y homogeneización tomó lugar en la interfase de los dos magmas (Fig. 11a),

CUADRO 2: Resultado cálculo mínimos cuadrados.

	Coef.	%Cum.		
Lavas Cajón	0,56	56,2		
Lava Occidental	0,44	43,8		
	Lavas	Lavas	Composición	Dif.
SiO ₂	63,11	55,82	59,73	-0,05
TiO ₂	0,84	1,20	0,99	-0,01
Al ₂ O ₃	16,07	16,13	16,05	0,00
Fe ₂ O ₃	5,54	8,13	6,66	-0,02
MnO	0,12	0,13	0,13	-0,01
MgO	3,10	5,52	4,15	0,19
CaO	4,68	8,16	6,19	-0,07
Na ₂ O	2,88	2,46	2,69	0,11
K ₂ O	3,38	2,15	2,83	0,20
P ₂ O ₅	0,27	0,29	0,28	0,01
Sum, R ²				0,09

facilitada probablemente por una mayor velocidad de convección de la capa de magma máfico debido a su menor viscosidad y mayor temperatura, y procedió por erosión térmica de la base de la capa andesítica. El contenido de cristales del magma andesítico pudo incrementar la eficiencia de la mezcla, como lo demuestra el trabajo experimental realizado por Kouchi y Sunagawa (1985) donde la mezcla de dos magmas de composiciones contrastadas como basalto y dacita, fue más efectiva por la presencia de cristales.

Los datos expuestos apoyan la modalidad de mezcla directa mediante convección forzada en la generación de las Lavas Chimpa, para explicar la asociación mineral en fuerte desequilibrio textural y el elevado grado de homogeneización.

Formación de bandedado: En cuanto a las Lavas Bandedadas que afloran en la base de las coladas de lavas del cerro Cajón, el contacto neto entre las bandas indica que la interacción tuvo lugar en un instante anterior y/o durante la erupción, posiblemente en el conducto de emisión (Fig. 11b) (Blake y Campbell 1986, Freundt y Tait 1986). Cada banda mantiene las características originadas en la cámara magmática, lo cual sugiere que el tiempo transcurrido desde la interacción y la erupción fue breve. De lo contrario, estos magmas se habrían mezclado y homogeneizado, debido a que mientras más bajo es el contraste térmico y reológico entre los dos magmas, más efectiva es la mez-

cla (Sparks y Marshall 1986). Los minerales que muestran desequilibrio corresponden a episodios anteriores de recarga, recalentamiento y mezcla de magmas.

Evolución de los eventos de recarga y mezcla de magmas

En conjunto, los datos analizados permiten sugerir el siguiente esquema evolutivo:

- 1) Se forma una cámara magmática constituida por magma andesítico en un nivel superior de la corteza. Los estadios iniciales de construcción del volcán (ignimbritas) son alimentados a partir de esta cámara. Los productos emitidos, representados por la pómez blanca, no registran evidencias de mezcla a escala macroscópica y microscópica. Esto sugiere que no se produjo recarga por magmas básicos o que el volumen de magma máfico intruido fue reducido y no generó modificaciones, aunque esta posibilidad en función de ejemplos citados en la literatura parece poco probable.
- 2) La cámara magmática es recargada por intrusión de magmas básicos. Este evento quedó registrado en las inclusiones máficas contenidas en los bloques de los depósitos de flujo de bloques y ceniza. La baja proporción de magma básico y el elevado contraste de temperatura produjeron la formación de las inclusiones máficas. El mecanismo de interacción de magmas dominante fue la mezcla mecánica (*mingling*), mediante proceso de inyección forzada (Campbell y Turner 1989) o a partir de una capa de

magma altamente vesiculado (Eichelberger 1980).

3) Nuevos pulsos de magma básico y con mayor contenido de cristales máficos recargan la cámara magmática, a juzgar por el incremento en la proporción modal de olivino y clinopiroxeno en inclusiones máficas contenidas en las lavas (10% olivino, 10% clinopiroxeno), en comparación con aquellas alojadas en los depósitos de flujo de bloques y ceniza (olivino + piroxenos $<<1\%$). Estos magmas, sumados a los acontecimientos previos de recarga, constituyeron una cámara diferenciada en dos capas, una inferior básica y una superior y predominante andesítica. La convección de las dos capas produjo en la interface la mezcla y homogeneización con la consecuente generación una capa intermedia de carácter híbrido. En este estado de evolución, la cámara magmática quedó constituida por una capa inferior de composición andesítico basáltica, una intermedia de composición andesítica, pero con características de un magma híbrido y una superior andesítica.

4) El desalojo simultáneo de las capas superior (andesítica) y media (híbrida), produjo la formación de las lavas bandeadas en el conducto de emisión, las cuales representan el último evento de mezcla de magmas.

CONCLUSIONES

Las características texturales y geoquímicas de los magmas emitidos sugieren un incremento de la interacción de magmas básicos con el magma andesítico residente en la cámara magmática, a medida que se asciende en la columna estratigráfica del volcán Chimpa.

En el ciclo explosivo, la asociación mineral de la pómez blanca en las ignimbritas y la composición química de roca total no fue modificada. La presencia de pómez bandeada no representa la mezcla entre dos magmas de composición química y mineralógica contrastada. La coloración oscura estaría vinculada al proceso de desintegración y disolución de los fenocristales presentes (plagioclasa, biotita, hornblenda) ocurrido en el conducto de emisión durante la erupción del magma andesítico. Por su par-

te, la pómez gris no constituye un verdadero magma básico sino el producto de la cristalización del magma andesítico en los bordes de la cámara magmática.

La interacción de magmas comienza a observarse en los depósitos de flujo de bloques y ceniza, estratigráficamente por encima de las ignimbritas. Los bloques de estos depósitos contienen inclusiones máficas consideradas como la evidencia de mezcla mecánica de magmas (*magma mingling*). A nivel microscópico, algunos cristales presentan zonas de reabsorción o coronas de reacción, las cuales son interpretadas como el resultado del aporte de temperatura por parte del magma básico inyectado, que afecta térmicamente a una baja proporción del magma andesítico. Otro proceso que produce textura de reacción es la incorporación de fenocristales del magma andesítico durante la inyección del magma básico. El aporte de calor al sistema magmático genera movimientos de convección que dispersan y desintegran parcialmente las inclusiones máficas transfiriendo parte de los cristales incorporados durante el evento de recarga. Asimismo, los movimientos de convección, transportan los fenocristales reaccionados a niveles de la cámara en los cuales los fenocristales están en equilibrio con el magma andesítico.

En el ciclo efusivo, la tendencia lineal de los óxidos mayores de las lavas es interpretada como el resultado de la mezcla de magmas, en concordancia con las evidencias petrográficas. Este proceso es el único mecanismo que explica las características geoquímicas observadas en este ciclo. También indica que la formación de las lavas híbridas ocurrió en la cámara magmática debido a la interacción entre el magma andesítico y el andesítico basáltico en una proporción de mezcla 56% y 44% respectivamente. El elevado grado de homogeneidad en la mezcla fue alcanzado en parte por desintegración de inclusiones máficas y transferencia de cristales, aunque el mecanismo dominante fue la hibridación mediante la mezcla directa por convección forzada. En este ciclo también quedó registrada la mezcla mecánica en las lavas bandeadas, las cuales se formaron en el conducto de emisión por

interacción entre el magma andesítico y el híbrido.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo fue financiado por los proyectos 625 y 1083 del CIUNSA y PICT N° 38131. Se agradece a la Dra. Beatriz Maissonave y Dr. Eduardo Medina las sugerencias realizadas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aguirre-Díaz, G.J. 2001. Recurrent magma mixing in successive ignimbrites from Amealco caldera, central Mexico. *Bulletin of Volcanology* 63: 238-251.
- Anderson, A.T. 1976. Magma mixing: Petrological process and volcanological tool. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 1: 3-33.
- Anderson, A.T. 1984. Probable relations between plagioclase zoning and magma dynamics Fuego Volcano, Guatemala. *American Mineralogist* 69: 660-676.
- Arnosio, J.M. 2002. Volcanismo, Geoquímica y Petrología del volcán Chimpa (24° LS - 66° LO), provincia de Salta, República Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, (inédito), 126 p., Salta.
- Arnosio, J.M., Becchio, R. y Pereyra, R. 2003. Streaky pumice in the Chimpa volcano, Puna plateau, NW Argentina: layering related to deformation during magma ascent in a volcanic conduit. *Lateinamerika - Kolloquium, Abstracts*: 9-10.
- Bacon, C.R. y Metz, J. 1984. Magmatic inclusions in rhyolites, contaminated basalts, and compositional zonation beneath the Coso volcanic field, California. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 85: 346-365.
- Bacon, C.R. 1986. Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks. *Journal of Geophysical Research* 91(B6): 6091-6112.
- Bindeman, I.N. y Bailey, J.C. 1994. A model of reverse differentiation at Dikii Greben' Volcano, Kamchatka: progressive basic magma vesiculation in a silicic magma chamber. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 117: 263-278.
- Blake, S. y Campbell, I.H. 1986. The dynamics of magma-mixing during flow in volcanic conduits. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 94:

- 72-81.
- Blake, S. y Fink, J.H. 2000. On the deformation and freezing of enclaves during magma mixing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 95: 1-8.
- Campbell, I.H. y Turner, J.S. 1989. Fountains in magma chambers. *Journal of Petrology* 30: 885-923.
- Cantagrel, J.M., Gourgaud, A. y Robin, C. 1984. Repetitive mixing events and Holocene pyroclastic activity at Pico de Orizaba and Popocatepetl (Mexico). *Bulletin of Volcanology* 47(1): 735-747.
- Clynne, M.A. 1999. A complex magma mixing origin for rocks erupted in 1915, Laseen Peak, California. *Journal of Petrology* 40(1): 105-132.
- Coombs, M.L., Eichelberger, J.C. y Rutherford, M.J. 2000. Magma storage and mixing conditions for the 1953-1974 eruptions of Southwest Trident volcano, Katmai National Park, Alaska. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 140: 99-118.
- de Silva, S. 1989. The origin and significance of crystal rich inclusions in pumices from two Chilean ignimbrites. *Geological Magazine* 126(2): 159-175.
- Devine, J.D., Gardner, J. y Rutherford, M.J. 1998. Petrologic determination of magma ascent rates for the 1995-1997 Soufriere Hills volcano andesitic magma. *Geophysical Research Letters* 25: 3673-3676.
- Donato, E. 1987. Características estructurales del sector occidental de la Puna Salteña. 89-97. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época*, año 4(12): 89-97, Buenos Aires.
- Donato, E. y Vergani, G. 1988. Geología del área de San Antonio de los Cobres. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época*, año 5(15): 83-101. Buenos Aires.
- Eichelberger, J.C. 1978. Andesitic volcanism and crustal evolution. *Nature* 275: 21-27.
- Eichelberger, J.C. 1980. Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoirs. *Nature* 288: 446-450.
- Feeley, T.C. y Davidson, J.P. 1994. Petrology of calc-alkaline lavas at Volcán Ollagüe and the origin of compositional diversity at central andean stratovolcanoes. *Journal of Petrology* 35(5): 1295-1340.
- Feeley, T.C. y Dungan, M.A. 1996. Compositional and dynamic controls on mafic-silicic magma interactions at continental arc volcanoes: evidence from Cordón El Guadal, Tatara-San Pedro complex, Chile. *Journal of Petrology* 37(6): 1547-1577.
- Freundt, A. y Tait, S. 1986. Entrainment of high viscosity magma into low viscosity magma in eruption conduits. *Bulletin of Volcanology* 48: 325-339.
- Harrington, H.J. y Leanza, A.F. 1957. Ordovician trilobites of Argentina. Special Publication N° 1, Department of Geology, University of Kansas, 276 p., Lawrence.
- Hibbard, M.J. 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 76: 158-170.
- Huppert, H.E., Sparks, R.S. J. y Turner, J.S. 1982. Effects of volatiles on mixing in calc-alkaline magma systems. *Nature* 297: 554-557.
- Kouchi, A. y Sunagawa, I. 1985. A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 89: 17-23.
- Koyaguchi, T. 1986a. Textural and compositional evidence for magma mixing and its mechanism, Abu volcano group, Southwestern Japan. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 93: 33-45.
- Koyaguchi, T. 1986b. Evidence for two-stage mixing in magmatic inclusions and rhyolitic lava domes on Nijima island, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 29: 71-98.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. y Zanettin, B. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific, 193 p., Oxford.
- Lindsay, J.M., Schimtt, A.K., Trumbull, R.B., de Silva, S.L., Siebel, W. y Emmermann, R. 2001. Magmatic evolution of the La Pacana caldera system, central Andes; Chile: compositional variation of two cogenetic, large-volume felsic ignimbrites and implications for contrasting eruption mechanisms. *Journal of Petrology* 42: 459-486.
- Lofgren, G. 1980. Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts. En (Ed) Hargraves, R.B. *Physics of magmatic processes*. Princeton, University Press: 487-551.
- Marrett, R.A., Allmendinger, R.W., Alonso, R.N. y Drake, R.E. 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 7: 179-207.
- Matthews, R.S., Sparks, R.S.J. y Gardeweg, M.C. 1999. The Piedras Grandes-Soncor eruptions, Lascar Volcano, Chile; evolution of a zoned magma chambers in the Central Andean upper crust. *Journal of Petrology* 40(12): 1891-1919.
- Moreno, J.A. 1970. Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior de la Cuenca del Noroeste Argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25(1): 9-44.
- Murphy, M.D., Sparks, R.S.J., Barclay, J., Carroll, M.R. y Brewer, T.S. 2000. Remobilization of andesitic magma by intrusion of magma mafic at the Soufriere Hills Volcano, Monserrat, West Indies. *Journal of Petrology* 41(1): 21-42.
- Nelson, S.T. y Montana, A. 1992. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* 77: 1242-1249.
- Nixon, G.T. 1988. Petrology of the younger andesites and dacites of Iztaccíhuatl volcano, Mexico: I. Disequilibrium phenocryst assemblages as indicators of chamber processes. *Journal of Petrology* 29: 213-264.
- Pascual, R., Vucetich, M.G. y Fernandez, J. 1978. Los primeros mamíferos (Notoungulata, Henricornidae) de la Formación Mealla, su importancia filogenética, taxonómica y cronológica. *Ameghiniana*, XV (3-4): 366-390.
- Peccerillo, A. y Taylor, H. 1976. Geochemistry of eocene volcanic rocks from the Kastamoru area, northwestern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Petrinovic, I.A., Mitjavila, J., Viramonte, J.G., Marti, J., Becchio, R., Arnasio, M. y Colombo, F. 1999. Geoquímica y Geocronología de secuencias volcánicas Neógenas de trasarco, en el extremo oriental de la Cadena Volcánica Transversal del Quevar, noroeste de Argentina. En Colombo, F., Queralt, I. y Petrinovic, I. A. (eds.) *Geología de los Andes Centrales Meridionales: El Noroeste Argentino*. Acta Geológica Hispánica 34: 255-273.
- Petrinovic, I.A., Riller, U., Brod, A., Alvarado, G. y Arnasio, J.M. 2006. Bimodal volcanism in a tectonic transfer zone: Evidence for tectonically controlled magmatism in the southern Central Andes, NW Argentina. *Journal of Vol-*

- canology and Geothermal Research 152: 240-252.
- Polacci, M., Papale, P. y Rosi, M. 2001. Textural heterogeneities in pumices from the climactic eruption of Mount Pinatubo, 15 June 1991, and implications for magma ascent dynamics. *Bulletin of Volcanology* 63: 83-97.
- Ramos, V.A. 1970. Geología de los primeros contrafuertes de la Puna Salto Jujueña entre San Antonio de los Cobres y El Moreno. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inédito), 86 p., Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1973. Estructura de los primeros contrafuertes de la Puna Salto Jujueña y sus manifestaciones volcánicas asociadas. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 159-202, Buenos Aires.
- Reyes, F.C. y Salfity, J.A. 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del norte Argentino. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 345-385.
- Rutherford, M.J. y Hill, P.M. 1993. Magma ascent rates from amphibole breakdown: An experimental study applied to the 1980-1986 Mounts St. Helens eruptions. *Journal Geophysical Research* 98 (B11): 19667-19685.
- Salfity, J.A., Gorustovich, S.A., Moya, M.C. y Amengual, R. 1984. Marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoicas en la Puna Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 539-554.
- Salfity, J.A. 1985. Lineamientos transversales al rumbo andino en noroeste argentino. 4° Congreso Geológico de Chile, Antofagasta, Actas 2: 119-137.
- Schmitt, A.K. 1999. Melt generation and magma chamber processes in the Purico Complex and implications for ignimbrite formation in the Central Andes. *GeoForschungsZentrum, Scientific Technical Report STR99/19*. 107 p., Potsdam.
- Sparks, R.S. y Marshall, L.A. 1986. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 29: 99-124.
- Stimac, J.A. y Pearce, T.H. 1992. Origin of dacite lavas at Clear Lake, California: Disseminated of mafic crystalline debris in silicic magma. *Eos* 70: 1409.
- Snyder, D. y Tait, S. 1995. Replenishment of magma chambers: comparison of fluid-mechanic experiments with field relations. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 122: 230-240.
- Snyder, D. 2000. Thermal effects of the intrusion of basaltic magma into a more silicic magma chamber and implications for eruption triggering. *Earth and Planetary Science Letters* 175: 257-273.
- Turner, J.C.M. 1959. Estratigrafía del Cordón de Escaya y la Sierra de Rinconada, Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 15(1): 15-39.
- Tsuchiyama, A. 1985. Dissolution Kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite anorthite, and the origin of dusty plagioclase in andesites. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 89: 1-16.
- Viramonte, J.G., Galliski, M.A., Araña Saavedra, V., Aparicio, A., García Cacho y Escora, C.M. 1984. El finivolcanismo básico de la depresión de Arizaro, provincia de Salta. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 234-251, Bariloche.

Recibido: 23 de octubre, 2009.

Aceptado: 15 de diciembre, 2009.