

Tesis de Posgrado

Geología y petrología de los volcanes cenozoicos Pocitos, Del MEDio y Tul Tul, provinciade Salta, Argentina

Etcheverría, Mariela Patricia

2003

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias
Geológicas de la Universidad de Buenos Aires

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

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

Cita tipo APA:

Etcheverría, Mariela Patricia. (2003). Geología y petrología de los volcanes cenozoicos Pocitos, Del MEDio y Tul Tul, provinciade Salta, Argentina. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_3592_Etcheverria.pdf

Cita tipo Chicago:

Etcheverría, Mariela Patricia. "Geología y petrología de los volcanes cenozoicos Pocitos, Del MEDio y Tul Tul, provinciade Salta, Argentina". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2003.

http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_3592_Etcheverria.pdf

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

**“Geología y petrología de los volcanes cenozoicos Pocitos, Del
Medio y Tul Tul, provincia de Salta, Argentina”**

Realizada por: Licenciada Mariela Patricia Etcheverría

Directora: Doctora Magdalena María Luisa Koukharsky

TESIS DOCTORAL

Departamento de Ciencias Geológicas

Buenos Aires

2003

No 3592 1

A mis hijos

AGRADECIMIENTOS

Muchas son las personas que a lo largo de estos años han colaborado conmigo dándome buenos consejos y prestándome ayuda en lo que respecta a los materiales utilizados en la elaboración de esta Tesis. Entre ellas quiero destacar a mi directora, la Dra. Magdalena Koukharsky, quién desde un principio confió en mí y me brindó sus conocimientos y su apoyo incondicional. Mi familia fue otro pilar importante, ella me cedió sin egoísmo parte de su espacio y tiempo, sin su comprensión yo no habría podido emprender y concluir este proyecto. Mis compañeros del Instituto de Geología y de Recursos Minerales, aportaron sugerencias y soporte técnico, especialmente el Director de la Dirección de Geología Regional, Lic. José Mendiá; la Dra. Patricia Sruoga y los Lics. Pablo Johanis, Alicia Folguera, Norma Pezzutti, Liliana González, Malena Mazzitelli y Héctor Martínez. También quiero resaltar la colaboración desinteresada del Sr. Alejandro J. Pérez.

Finalmente destaco a la Universidad de Buenos Aires y al CONICET, ya que con el apoyo de ambas instituciones pude llevar a cabo la mayor parte de esta memoria.

Todos fueron muy valiosos a la hora de realizar este trabajo y quiero dejar plasmado mi más profundo agradecimiento.

CONTENIDO

ABSTRACT	1
RESUMEN	2
1. INTRODUCCIÓN	3
2. UBICACIÓN	5
Vías de acceso	6
Población	6
Hidrografía	6
Clima y vegetación	6
3. ANTECEDENTES	7
4. ESTRATIGRAFÍA	9
Generalidades	9
Paleozoico	9
Ordovícico	9
Arenigiano-Llanvirniano: Formación Coquena	9
Cenozoico	10
Terciario	10
Eoceno medio-Mioceno medio: Formación Fabián	10
Mioceno superior: Formación Batin	12
Volcanismo cenozoico	12
Mioceno superior: Formación El León	13
Cuaternario	14
Plioceno-Holoceno: Depósitos evaporíticos	14
Pleistoceno superior-Holoceno: Formación Pular	14
Pleistoceno superior-Holoceno: Depósitos detríticos y de caída recientes y actuales	15
5. CARACTERIZACIÓN DEL GRUPO VOLCÁNICO CENOZOICO POCITOS - DEL MEDIO - TUL TUL	16
Morfología y petrografía	16
Volcán Pocitos	16
Volcán Del Medio	33
Volcán Tul Tul	46
Domos Pozo Cavado	60
Consideraciones petrográficas generales para el grupo volcánico: la secuencia volcano estratigráfica	62
Geoquímica	65
Generalidades	65
Interpretación de los datos geoquímicos	83
Microanálisis cuantitativos de minerales	86
Fraccionamiento de magmas	88
Isótopos de Sr y de Nd	89
Edad y correlaciones	89
6. ESTRUCTURA	91
7. MECANISMO DE ASCENSO MAGMÁTICO	95
8. HISTORIA GEOLÓGICA	97
Morfogénesis de los volcanes Pocitos, Del Medio y Tul Tul	97

9. CONSIDERACIONES FINALES	100
10. CONCLUSIONES	101
11. TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO	103
12. APÉNDICE	115
Descripción de muestras volcán Pocitos	115
Descripción de muestras volcán Del Medio	131
Descripción de muestras volcán Tul Tul	139
Descripción de muestras domos Pozo Cavado	153
Descripción de muestras volcán Quevar	156
Modelaje de fraccionamiento por mezcla de magmas	157
Modelaje de fraccionamiento por cristalización fraccionada	161

ABSTRACT

“Geology and petrology of the cenozoic Pocitos, Del Medio and Tul Tul volcanoes, Salta province, Argentina”

Author: Lic. Mariela Patricia Etcheverría

Direction: Dra. Magdalena M.L. Koukharsky

Keywords: Central Andes-Puna-cenozoic volcanism-Pocitos-Del Medio-Tul Tul

Pocitos, Del Medio and Tul Tul are three Late Miocene (8,6-6,5 Ma) stratovolcanoes located in the Argentinian Puna, at northwestern Salta province. NW-SE trending, they are associated to a regional structure known as Cerro Rincón-Cerro Quevar lineament. Tentatively Pliocene, Pozo Cavado domes lie perpendicularly to the Del Medio volcano. The volcanic stratigraphy and morphogenesis were established, based on petrographic, geochemical and morphostructural studies. Pocitos volcano is composed of basaltic andesites and andesites, whereas Del Medio and Tul Tul centers encompass andesites, trachyandesites and dacites. Pozo Cavado lavas correspond to andesites. All of them represent calc-alkaline to slightly alkaline series; ranging from medium-K (Pocitos, Del Medio and Pozo Cavado) to high-K (Tul Tul). Sr isotopes, geochemical, mineralogical and textural evidences strongly indicate that the magmas had been originated by mixing of mantle and crustal melts, with low percentage of mantle melting. Fractional crystallization might have played a secondary role. The assimilation of ultramafic rocks might have been important. Trace-element indicate an transitional signature between arc and back-arc for Pocitos, Del Medio and Tul Tul volcanoes and a retroarc signature for Pozo Cavado domes. Mineralogy and amphibole composition indicate an 8 kb pressure, equivalent to a depth of 26 km for the magmatic chamber, thus constraining the crustal thickness. A subduction-related tectonic setting, close to the boundary arc-retroarc, is inferred for the studied area during Late Miocene times.

RESUMEN

“Geología y petrología de los volcanes cenozoicos Pocitos, Del Medio y Tul Tul, provincia de Salta, Argentina”

Autor: Lic. Mariela Patricia Etcheverría

Director: Dra. Magdalena M.L. Koukharsky

Keywords: Andes Centrales-Puna-volcanismo cenozoico-Pocitos-Del Medio-Tul Tul

En el NO de la provincia de Salta, Argentina, en el ambiente geológico de la Puna, existe un grupo de tres estratovolcanes de edad miocena superior (Pocitos, Del Medio y Tul Tul) dispuestos con rumbo noroeste-sudeste vinculados a un lineamiento regional conocido como Cerro Rincón - Cerro Quevar. En disposición transversal al volcán Del Medio se destacan cuatro domos lávicos denominados Pozo Cavado que son posteriores al conjunto nombrado.

Sobre la base de la petrografía y los rasgos morfoestructurales se determinó la secuencia estratigráfica y se estableció la morfogénesis del grupo. Geoquímicamente las composiciones son basáltico-andesíticas y andesíticas para el volcán Pocitos; andesíticas, traquiandesíticas y dacíticas para los volcanes Del Medio y Tul Tul; y andesíticas para los domos Pozo Cavado. Representan a series calcoalcalinas, muy cercanas a las levemente alcalinas, de alto contenido en potasio para el volcán Tul Tul y de potasio medio para los volcanes Pocitos y Del Medio y los domos Pozo Cavado. Los contenidos geoquímicos e isotópicos de Sr y evidencias petrográficas tanto texturales como mineralógicas permiten inferir que los magmas se originaron a partir de mezclas con importante participación de fundidos del manto (baja proporción de fusión) y fundidos corticales y que la cristalización fraccionada habría actuado en forma subordinada. La asimilación de rocas ultramáficas también habría jugado un papel importante. Los diseños geoquímicos ponen en evidencia la influencia del ambiente de subducción en su génesis y las asignan a ambientes transicionales entre arco y retroarco con la excepción de los domos Pozo Cavado, quizá pliocenos, que corresponderían a retroarco, localizando de ese modo, a la región cerca del límite arco-retroarco mioceno superior. La mineralogía de los fenocristales y el quimismo de anfíboles indican una presión de 8 kb para su formación lo que equivale a una profundidad de 26 km para la probable cámara magmática e indica un espesor mínimo de corteza para los tiempos del Mioceno superior (8,6-6,5 Ma).

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

El objetivo del presente trabajo es la interpretación del origen y la evolución de los volcanes Tul Tul, Del Medio y Pocitos mediante estudios geológicos y petrológicos. Estos centros eruptivos son particularmente interesantes por hallarse alineados con rumbo noroeste-sudeste siguiendo un patrón que responde al lineamiento transversal Calama-Olacapato-Toro en la Puna Argentina. Lámina 1.

Para llevar a cabo tal estudio se contó con las fotografías aéreas, a escala 1:50.000, imágenes Landsat correspondientes a la banda 5 y en falso color compuesto standard a escala 1:500.000, imágenes TM procesadas a escala aproximada 1:200.000 y mapas aeromagnéticos y radimétricos a escala 1:250.000 y 1:50.000. Con este material y los datos de campo se realizó el mapa base de la zona a escala 1:50.000. El control de campo del sector oriental, se llevó a cabo en una campaña de 16 días en noviembre de 1993 y el del sector occidental en otra de 12 días en noviembre de 1995, y para su realización se contó con la colaboración del Licenciado Ricardo Torres Claro.

Se estudiaron petrográficamente cincuenta y nueve cortes delgados que contaron con el apoyo de diecinueve análisis con microsonda de diferentes minerales, los últimos realizados en el Instituto de Geología Económica Aplicada de la Universidad de Concepción de Chile. También se interpretaron análisis químicos de veintitrés muestras, de las cuales dieciocho se realizaron en el laboratorio Actlabs de Canadá y los restantes cuatro fueron tomados de la bibliografía existente. Finalmente se realizaron dos dataciones K/Ar, una en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica, dependiente del CONICET y la otra en laboratorios de la Universidad de Chile.

Para las clasificaciones petrográficas se antepuso el prefijo *feno* en las muestras de volcanitas que no contaban con análisis químicos; en los últimos casos se utilizó la clasificación TAS (Le Maitre 1989) con el agregado del nombre de uno o más minerales que permitían diferenciar esa roca de las demás.

Los análisis químicos realizados para esta Tesis tienen los límites de detección para trabajos de investigación que figuran en el catálogo de Actlabs correspondiente a los años 1995 y 1996.

Este trabajo se llevó a cabo gracias al apoyo brindado por el CONICET y el Instituto de Geología y Recursos Minerales del Servicio Geológico Minero Argentino, otorgando el primero una Beca de Iniciación y otra de Perfeccionamiento entre los años 1992 y 1996, con las cuales se realizaron el mapa y el 80 % de la memoria de esta Tesis. Los trabajos de campo y los diferentes análisis geoquímicos e isotópicos se efectuaron en el marco de los proyectos CONICET-PID 3161/92 y UBACYT Ex 194-139, TW39 y X030. El mismo se presenta para optar al título de Doctora en Ciencias Geológicas en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, Argentina.

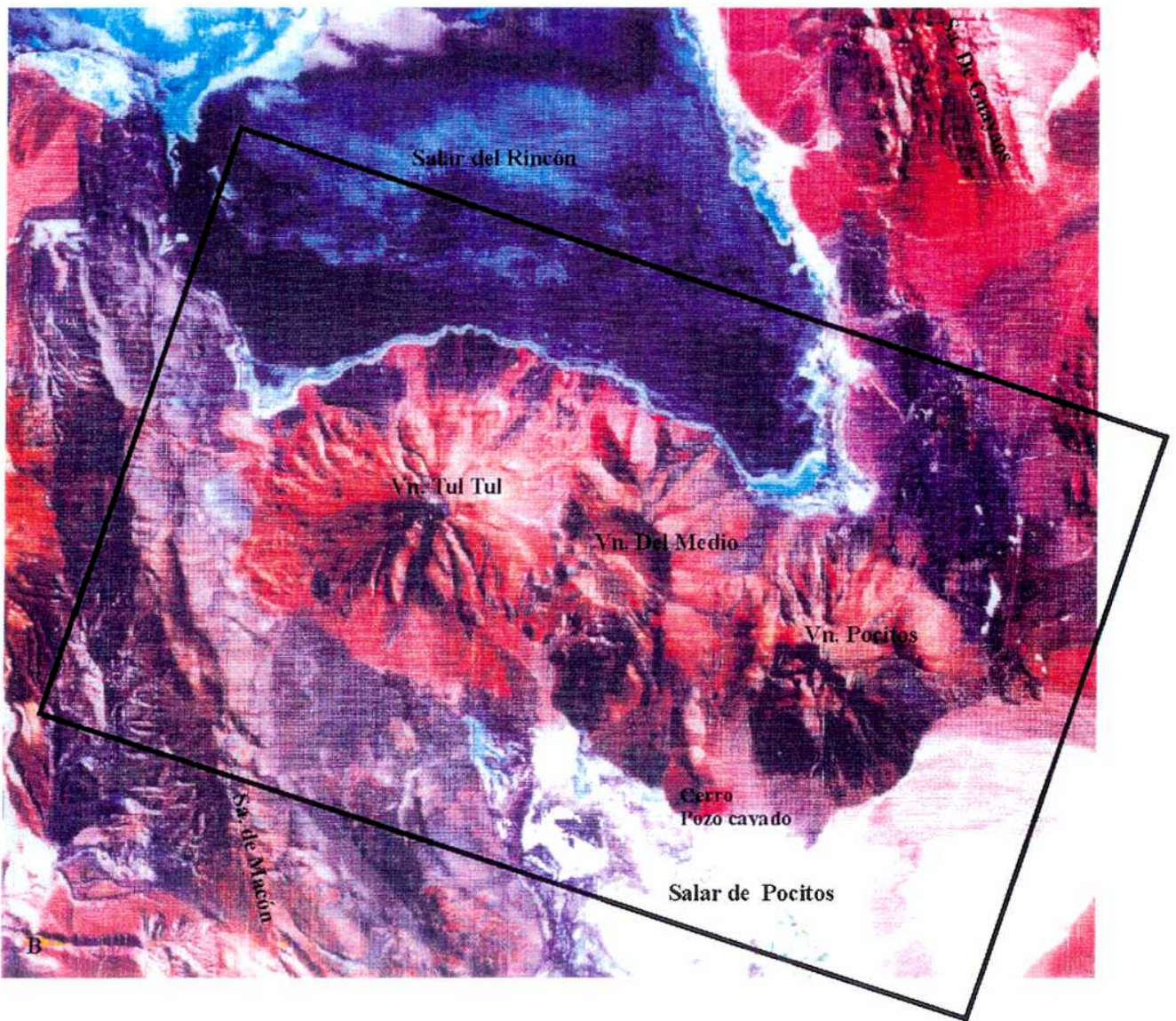


Lámina 1. A: Vista panorámica de los volcanes Tul Tul, Del Medio y Pocitos y del conjunto de domos Pozo Cavado, ladera sur. B. Imagen satelital a escala 1: 500.000.

CAPÍTULO 2

UBICACIÓN

La zona estudiada se encuentra en el departamento Los Andes, provincia de Salta. Abarca una superficie de aproximadamente 660 km² y en ella se interseca el meridiano 67° O y el paralelo 24° 15' S (Figura 1). Está incluida dentro de la Hoja geológica 2566-I, San Antonio de los Cobres del Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina a escala 1:250.000 y en las Hojas 6c, San Antonio de los Cobres y 6b, Cerro Guanaquero (inédita) de la Carta Geológica-Económica de la República Argentina a escala 1:200.000.

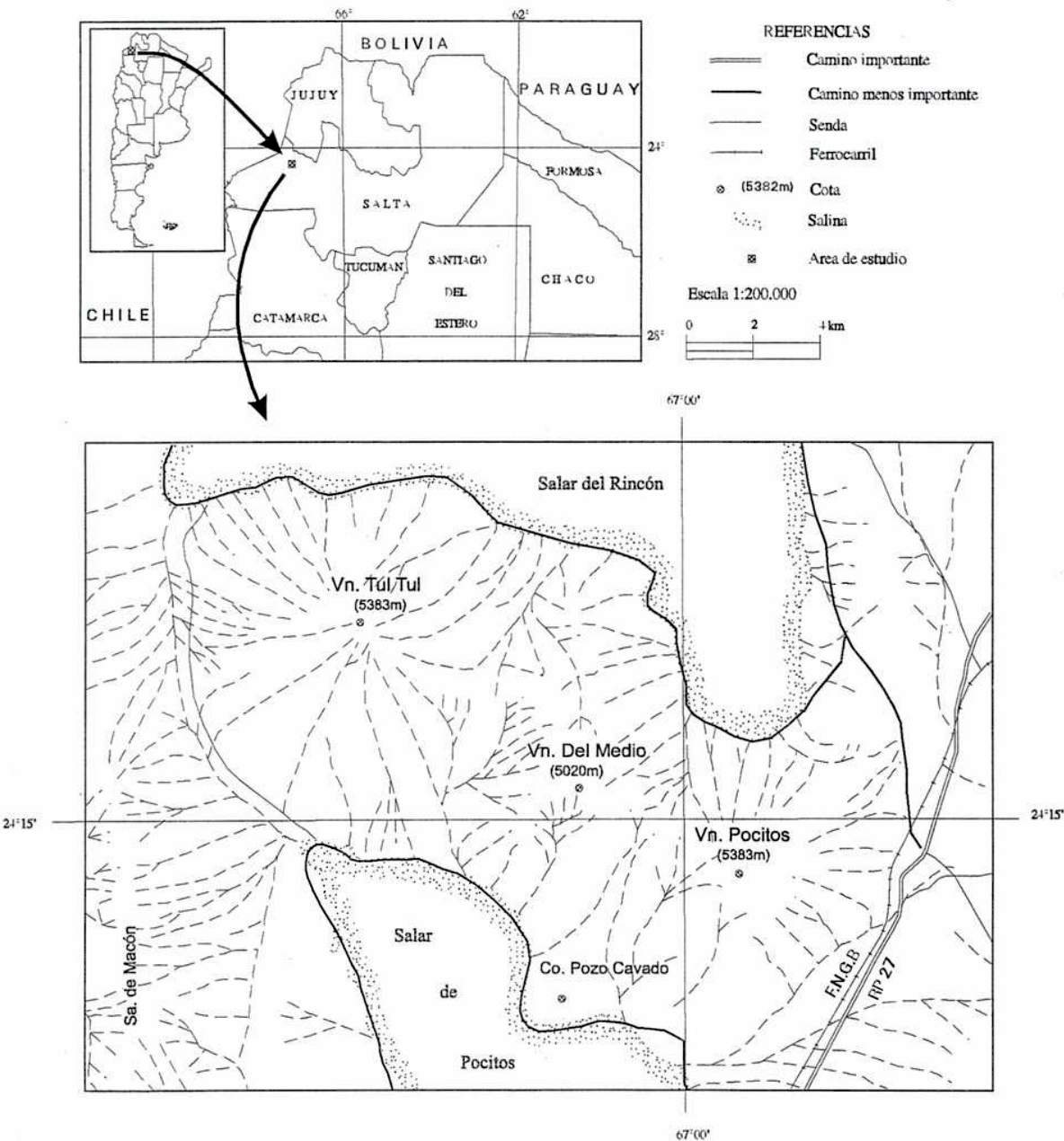


Figura 1. Croquis de ubicación

VÍAS DE ACCESO

El acceso puede realizarse por los caminos y huellas que se desprenden de la ruta provincial N° 27, y bordean el sur del salar del Rincón y el norte del salar de Pocitos. Esta red vial se conserva en estado regular debido al clima desértico y a la reducida erosión. Otra vía de acceso es el Ferrocarril Nacional General Belgrano que pasa por el sudeste del área estudiada. (Figura 1)

POBLACIÓN

El centro poblado más cercano se localiza aproximadamente 14 km al sur del volcán Pocitos, se denomina Salar de Pocitos y cuenta con menos de 500 habitantes.

HIDROGRAFÍA

La zona presenta dos cuencas endorreicas, que se corresponden con los salares del Rincón al Norte y Pocitos al Sur. Ambas constituyen las mínimas alturas de la región, con 3700 m y 3650 m sobre el nivel del mar, según la Carta Topográfica 6b de la Dirección de Minería. Tienen una superficie de 256 km² y 413 km² respectivamente (Blasco et al. 1996) y se encuentran separadas por los tres edificios volcánicos objeto de este estudio.

La red de drenaje está compuesta por cursos transitorios. Los arroyos van perdiendo su caudal debajo de las acumulaciones detríticas que forman el fondo de los valles hasta desaparecer por infiltración. Las quebradas mayores culminan en abanicos en las cuencas endorreicas.

El agua proviene de las precipitaciones nivales, pluviales o de granizo que se producen durante el año. Por la extrema sequedad las surgencias de agua son muy escasas y de poco caudal.

CLIMA Y VEGETACIÓN

El clima se puede clasificar como continental andino (Davis 1910) alcanzando condiciones de clima desértico. La amplitud térmica diaria alcanza hasta 36°C con una máxima de alrededor de 27°C y una mínima de -26°C. El área presenta gran sequedad evidenciada por los salares. Las precipitaciones son escasas. Los vientos por lo general provienen del cuadrante oeste, con velocidades que oscilan entre 2 y 20 m/seg (Vilela, 1969) y soplan generalmente entre las 10 y las 18 horas.

De la vegetación participan gramíneas, *Lepidophyllum Philicoeforme* (tola), *Senecio Graveolens* (chachacoma), *Haploppapus* sp. (bailabueno), *Artenisia Copa-Copa* (copa-copa), *Fabiana Bryoides* (pata de perdiz) y *Acantholippia Hustulata* (rica-rica).

Los suelos son esqueléticos, sus componentes provienen de la desagregación de las rocas. En general no poseen componentes húmicos, excepto en las zonas de las vegas, pero son horizontes de escasos centímetros. Se los podría clasificar según la F.A.O. (Food and Agricultural Organization of the United Nations) como litosoles.

CAPÍTULO 3

ANTECEDENTES

A continuación se detallan, en orden cronológico los principales aportes a la geología de la zona realizados por diversos autores.

-Vilela (1969), en la Hoja 6c, San Antonio de los Cobres de la Carta Geológico-Económica de la República Argentina a escala 1:200.000 abarca únicamente al volcán Pocitos, describiéndolo como un cono volcánico de lava de composición andesítica con laderas bastante inclinadas producto de la escasa fluidez de la lava emitida y le asigna una edad terciaria (Plioceno medio y superior).

-Koukharsky (1969), en su informe preliminar sobre la estratigrafía de la Hoja 6b, Cerro Guanaquero describe someramente los volcanes Del Medio y Tul Tul atribuyéndoles una composición andesítica y edad pliocena.

-Navarini y Viera (1971), en sus trabajos basados en fotogeología, incluyen estos tres volcanes en una misma unidad litológica que reúne rocas volcánicas de composición dacítica, andesítica y basáltica, y les atribuyen una edad comprendida entre el Terciario y el Cuaternario.

-Amengual et al. (1979), en el mapa con control de campo a escala aproximada 1:400.000 publicado por Fabricaciones Militares continúan abarcando los tres volcanes en una misma unidad volcánica de edad terciaria-cuaternaria.

-Koukharsky (1988) en su tesis doctoral incluye estos tres volcanes dentro de un conjunto formado por ocho estratovolcanes, compuestos principalmente por andesitas lamprobolíticas hipersténicas y hornblendíferas hipersténicas y considera que se emplazaron con posterioridad a la fase tectónica Quechua Principal (Mioceno tardío, Salfity et al. 1984), porque sus coladas conservan rasgos morfológicos primarios, como crestas y surcos de flujo y porque además no están afectadas por el plegamiento y la fracturación que elevó a los aglomerados vecinos de la Formación El León. En consecuencia les asigna una edad pliocena-pleistocena. Posteriormente Koukharsky y Munizaga (1990), describen sintéticamente estos volcanes y hacen notar la tendencia a la acidificación desde el este hacia el oeste y desde las coladas basales hacia las superiores. Realizaron dataciones K/Ar obteniendo valores de 8.0 ± 0.5 Ma para los niveles basales del Pocitos y de 7.3 ± 0.7 Ma para los del Tul Tul. Los mismos autores en 1993, los consideran integrantes de un subgrupo de volcanes del Mioceno superior, con edades entre 9 y 7 Ma, que representan la implantación de nuevos centros efusivos que se sumaron a otros ya existentes (en nuestro caso el vecino volcán Quevar).

-Blasco et al. (1996), en el mapa correspondiente a la Hoja Geológica 2566-I San Antonio de los Cobres, publicada por la Dirección Nacional del Servicio Geológico, retoman la nomenclatura regional de Amengual et al. 1979 y los tres volcanes que son motivo de este trabajo aparecen compuestos por dos unidades litológicas: la Formación Pucará (andesitas) de edad oligocena a miocena formando la base en el borde norte del

volcán Tul Tul y al oeste del cerro Pozo Cavado y la Formación Rumibola (andesitas y basaltos incluyendo localmente riolitas) de edad miocena superior - pliocena.

-Matteini et al. (1997) deducen una evolución morfológica en cinco fases para el volcán Pocitos, una fractura eruptiva norte-sur en el volcán Del Medio con el emplazamiento de domos lávicos finales y variaciones en las viscosidades de los sucesivos conjuntos de coladas para el volcán Tul Tul, asignándoles edades terciarias y cuaternarias. Con respecto al magmatismo sugieren una evolución por asimilación y cristalización fraccionada (AFC). Sobre la base de los contenidos en elementos incompatibles interpretan la fuente en el manto y materiales corticales con variables relaciones Rb/Nb. Los mismos autores en 1999 añaden nuevos datos geoquímicos y cinco determinaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a través de las cuales señalan una impronta geoquímica “primitiva” para el volcán Tul Tul con mayores proporciones de Mg, Ni y Sr, en tanto que el volcán Del Medio está enriquecido en elementos traza como Y, Ce y Nb para similares contenidos de sílice. La geoquímica de los tres volcanes mostraría relativamente alto Ba/Rb y bajo Th/La que los diferenciaría de otros centros que consideran terciarios como los volcanes Tuzgle y Aguas Calientes. Las relaciones isotópicas del Sr (0,70500-0,70530) les sugiere una probable participación de magmas derivados del manto.

-Matteini et al. (2002a), aportan edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para el conjunto de volcanes construyendo un nuevo esquema de su evolución temporal y espacial en seis etapas que abarcarían el lapso 8-5 Ma. Dichas edades los llevan a suponer que no existió migración espacial del volcanismo, proponiendo al mismo tiempo un perfil geodinámico de la región para tiempos miocenos en el cual los tres volcanes se localizan en el retroarco.

-Matteini et al. (2002b), proponen un modelo geodinámico y petrogenético para el volcanismo del Cenozoico superior en el sector de los Andes Centrales, comprendido entre los 24°-25°S, ya que sugieren que a estas latitudes no se cumple el modelo propuesto para Puna norte por Kay et al. (1999). Basándose en las características químicas e isotópicas llegan a la conclusión que los magmas que originaron el complejo volcánico aquí descripto no fueron derivados por procesos de cristalización fraccionada a partir de un magma máfico calcoalcalino ni por asimilación de corteza superior, proponiendo que los mismos reflejan una impronta de corteza inferior máfica y que se trataría de magmas derivados de procesos de fusión, asimilación, almacenaje y homogeneización (MASH) ocurridos en la base de la corteza. También suponen que las características relativamente primitivas podrían ser explicadas por un rápido ascenso magmático facilitado por estructuras tipo *pull apart*.

CAPÍTULO 4

ESTRATIGRAFÍA

GENERALIDADES

La zona de estudio se encuentra en la provincia geológica de la Puna, en el borde sur de la megatraya del Toro, definida por Baldi et al. (1976) en las provincias geológicas de Sierras Subandinas y Cordillera Oriental alcanzando la Puna hasta la localidad de Olacapato. Posteriormente Alonso et al. (1984) y Salfity et al. (1984) extienden dicha estructura hasta territorio chileno dándole el nombre de lineamiento Calama-Olapato-Toro.

En la región afloran metasedimentitas marinas con niveles piroclásticos, de edad ordovícica (Formación Coquena, Schwab 1973), sedimentitas continentales terciarias (Formaciones Fabián y Batin) y aglomerados volcánicos terciarios (Formación El León), las tres definidas por Koukharsky (1969 y 1988). El conjunto de unidades terciarias forma parte de un cordón montañoso ubicado al oeste del área estudiada (ver mapa adjunto), el cual corresponde al extremo norte de la sierra de Macón.

Los volcanes Tul Tul, Del Medio y Pocitos son estratovolcanes terciarios de composición andesítica y dacítica. Tienen formas cónicas imperfectas y sus alturas son de 5383, 5020 y 5383 m respectivamente sobre el nivel del mar, según la Carta Topográfica 6b a escala 1:100.000 de la Dirección de Minería. Están alineados con rumbo noroeste-sudeste similar al de una falla que los atraviesa, rasgos estos que se integran al ya mencionado lineamiento Calama-Olapato-Toro. Dos fallas inversas de alto ángulo y rumbo nordeste separan a los tres centros volcánicos. Los procesos erosivos, caracterizados por intensa desintegración mecánica y escasa remoción del material suelto tiende a formar una cubierta detrítica continua, que hace difícil delimitar en ellos las diferentes unidades de flujo e identificar la estructura.

Entre los volcanes Del Medio y Pocitos, con rumbo N-S, afloran alineados cuatro domos lávicos, el mayor de los cuales es el cerro Pozo Cavado, de 3 km de diámetro.

La sedimentación más reciente está constituida por los detritos de los niveles de pie de sierra, las playas y los salares.

PALEOZOICO

ORDOVÍCIO

Arenigiano-Llanvirniano: Formación Coquena (Schwab, 1973)

Al este del volcán Pocitos aflora una secuencia sedimentaria marina débilmente metamorfozada, compuesta por grauvacas, areniscas y pelitas. Más al norte, en la sierra de Guayaos en ella se intercala material volcánico consistente en piroclastitas ácidas y brechas espiliticas (Coira et al. 1987). Estos niveles están afectados por plegamientos atribuidos a las fases diastólicas Oclóyica y Cháñica (Coira y Paris, 1981; Mon y Hongn, 1986).

Koukharsky et al. (1988), mediante geoquímica, diferenciaron en las volcanitas ordovícicas de la Puna una serie calcoalcalina, que podría corresponder a un ambiente de arco desarrollado sobre la corteza continental, otra alcalina, con características de intraplaca, que habría acompañado a los procesos de rifting asociados al arco y por último una tholeítica vinculable al desarrollo de un antearco.

Edad y correlaciones

Estos afloramientos pueden correlacionarse con la Formación Coquena definida por Schwab (1973). En los afloramientos ordovícicos de la sierra Guayaos, ubicada más al norte se encontraron graptolites de edad arenigiana-llanvirniana (Coira et al., 1987).

CENOZOICO

TERCIARIO

Eoceno medio - Mioceno medio: Formación Fabián (Koukharsky, 1988)

Esta formación está compuesta por sedimentitas continentales rojizas y representa facies de borde de cuenca, cuya zona más profunda habría estado ubicada entre los salares de Pocitos y Arizaro, (al sur del área estudiada). Son conglomerados, areniscas, lutitas y evaporitas de colores rojizos predominantes, con algunas intercalaciones de tobas y tufitas.

Yace en discordancia angular sobre las unidades paleozoicas, y está cubierta en discordancia erosiva por la Formación Batin.

Koukharsky (1988) levantó perfiles de detalle en la zona e interpretó la presencia de dos ciclos sedimentarios. El primero transgresivo, está representado por tres miembros, a los que denomina (de abajo hacia arriba) Miembro Conglomerados Guanaquero, del cual no aflora la base, Miembro Areniscas y Tobas Guanaquero y Miembro Areniscas Yesosas y Tufitas Guanaquero. El segundo ciclo, regresivo, está compuesto por el Miembro Areniscas Calcáreas Vega Macón y el Miembro Areniscas Conglomerádicas Vega Macón.

Los tres miembros inferiores representarían acumulación de sedimentos en un ambiente de calma tectónica, en tanto que los superiores indican una actividad erosiva progresivamente más intensa, que se puede asociar con un episodio tectónico, con el cual habría finalizado el ciclo de depositación. La presencia de niveles tobáceos indica que hubo actividad volcánica explosiva mientras se depositaban los cuatro miembros superiores. Los centros volcánicos asociados deben haber estado relativamente lejos, a juzgar por la granulometría de las tobas con excepción de aquel que originó una lapillita del Miembro Areniscas Calcáreas Vega Macón.

El área estudiada incluye únicamente al Miembro Areniscas Yesosas y Tufitas Guanaquero que afloran en el sector oeste, formando parte del extremo norte de la sierra Macón. Tienen, en conjunto, 45 m de espesor y están compuestos por areniscas medianas y finas yesosas o con cemento calcáreo de colores variados, entre las que alternan areniscas micáceas, calizas, yesos con intercalaciones de tobas, y tufitas con fina laminación entrecruzada.

Edad y correlaciones

La Formación Fabián representa la sedimentación continental terciaria que según Coira et al. (1982), se habría iniciado en cuencas que se originaron a partir de la fase orogénica Incaica, en el Eoceno medio.

Los sedimentos basales de la Puna se depositaron en una única cuenca (Alonso et al. 1984), con posterioridad habrían surgido pilares tectónicos transversales al rumbo andino (Salfity et al. 1984), generándose así, cinco cuencas estructurales. Una de ellas, la de Arizaro, incluiría a la Formación Fabián.

Para la cuenca de Pastos Grandes, desarrollada al Sudeste del área abarcada por el presente estudio, Turner (1961) definió tres formaciones, que de base a techo denominó: Formación Geste (1500 m), compuesta por conglomerados y areniscas; Formación Pozuelos (800 m), integrada por conglomerados, areniscas finas y muy finas, calizas, diatomitas, lutitas y limonitas; y Formación Sijes (2000 m), formada por arcillitas, tobas, boratos, calizas, tierras de diatomeas y conglomerados.

Koukharsky (1988), basándose en la proximidad geográfica y la continuidad de parte de los afloramientos, correlaciona al Miembro Conglomerados Guanaquero con la Formación Geste; a los Miembros Areniscas y Tobas Guanaquero y Areniscas Yesosas y Tufitas Guanaquero con la Formación Pozuelos. Los restantes miembros Areniscas Calcáreas Vega Macón y Areniscas Conglomerádicas Vega Macón, que dicha autora correlacionó con la Formación Sijes (no datada hasta ese momento) son más antiguos según las dataciones que se expresan en los siguientes párrafos.

Pascual (1983), Alonso et al. (1984) y Alonso (1993) señalan una edad que estaría entre el Eoceno medio a superior para la Formación Geste. Alonso et al. (1984) y Alonso (1993), adjudican la Formación Pozuelos al Mioceno, ya que han datado una toba por trazas de fisión, proveniente de estratos que corresponderían facialmente a esta formación, en $7,6 \pm 1,1$ Ma. Estos mismos autores asignan a la Formación Sijes al Mioceno superior, ya que cuenta con dataciones que arrojan edades de 6,8 Ma y 6,25 Ma para la base y $4,0 \pm 1,2$ Ma para el techo.

La correlación anteriormente señalada, propone edades semejantes para aquellos miembros de la Formación Fabián, que serían equivalentes a las Formaciones Geste y Pozuelos, ya que a los miembros correlacionados con la Formación Sijes, Koukharsky (1988) les asigna una edad miocena inferior a media porque correlaciona una datación isotópica que establece un techo de $9,5 \pm 0,3$ Ma para la Formación Batín (Schwab y Lippold, 1974).

En este sector de la cuenca Alonso et al. (1991) dataron una toba intercalada en los niveles más altos de la secuencia de areniscas rojas terciarias, pocos km al sur del volcán Tul Tul, en $10,8 \pm 2,0$ Ma. Cabe destacar que este trabajo es posterior al que fue publicado en 1993 (recibido en 1989).

Vandervoort (1993) dató una toba intercalada en las areniscas rojas aflorantes un poco más al sur. Obteniendo una edad de $23,8 \pm 0,4$ Ma.

De esta forma la Formación Fabián quedaría acotada entre el Eoceno medio y el Mioceno medio.

Mioceno superior: Formación Batin (Koukharsky, 1969)

En el borde occidental de la sierra de Macón, afloran 600 m de conglomerados polimícticos y areniscas conglomerádicas con intercalaciones de lentes de areniscas eólicas, inclinando fuertemente al Oeste. Los afloramientos continúan hacia el norte de esta sierra, pero en la zona abarcada por el presente estudio, los bancos se encuentran subhorizontales y el espesor disminuye hasta llegar a 50 metros. Estratos con iguales características afloran también al Este del salar del Rincón.

Estos afloramientos son parte del conjunto de sedimentitas continentales que integran a la Formación Batin y que según Koukharsky (1988) están formadas por conglomerados y areniscas yesosas poco consolidadas, y en parte muy afectadas por tectonismo. Yacen en discordancia erosiva sobre diferentes miembros de la Formación Fabián, y están cubiertas por sedimentos volcánicos cenozoicos o por niveles de bajada.

Esta unidad fue denominada así, por Donato y Vergani (1985), manteniendo la establecido por Koukharsky en su informe inédito de 1969, quien la asoció a la elevación de la sierra de Macón durante la fase tectónica Quechua Principal. Además proponen que la cuenca de sedimentación de la Formación Batin fue casi la misma cuenca de los sedimentos de la Formación Fabián, y estaría representando la acumulación relativamente rápida de sedimentos, en un ambiente árido, en donde la actividad eólica era importante.

Edad y correlaciones

En los niveles más altos de la Formación Batin, se identificaron tobas y areniscas volcánicas correlacionables con los aglomerados y tobas de la Formación El León. Koukharsky relaciona a ambas con la Formación Pastos Chicos (Schwab, 1971), aflorante al norte. La edad de estas formaciones sería miocena superior, aproximadamente entre los 10 Ma, según las dataciones isotópicas que presentan Schwab y Lippold, 1974. También se cuenta con la edad obtenida por Vandervoot et al. (1995) de $7,3 \pm 0,7$ Ma. Por lo tanto la Formación Batín sería miocena superior, y estaría comprendida entre dos episodios tectónicos reconocidos en otros sectores de la Puna, uno en el Mioceno medio y otro a fines del Mioceno superior (Lahsen, 1982).

VOLCANISMO CENOZOICO

Durante el lapso mioceno tardío-pleistoceno se instala el arco magmático intracontinental a lo largo del eje estructural andino en un ambiente tectónico distensivo, constituido por roca de caja paleozoica o precámbrica (Salfity y Marquillas, 1999). Según estos autores, el volcanismo estuvo desvinculado estructuralmente de las cuencas cenozoicas pero asociado al arco andino y a los pilares tectónicos transversales.

En la zona se habrían depositado los extensos afloramientos de rocas piroclásticas de la Formación El León y la Cadena Volcánica Transversal Tul Tul – Pocitos – Del Medio – Quevar, así denominada por Viramonte et al. (1984).

En el área de trabajo dicha cadena está representada por tres edificios volcánicos asociados a una serie de domos. Este sistema efusivo es el principal objetivo a analizar,

por tal motivo será expuesto con mayor detalle en el capítulo titulado “Caracterización del Grupo volcánico cenozoico Pocitos-Del Medio-Tul Tul”.

Mioceno superior: Formación El León (Koukharsky, 1988)

Esta unidad se caracteriza por alternancia de niveles de aglomerados andesíticos de matriz tobácea, con niveles de tobas dacíticas, conglomerados y areniscas conglomerádicas andesíticas. Afloran como una faja noroeste-sudeste de aproximadamente 18 km de ancho, desde el sur del cerro Rincón hasta el noroeste del salar de Pocitos. Parte de estos afloramientos son incluidos en el presente trabajo.

Esta Formación cubre en discordancia erosiva a la Formación Fabián y aparentemente también a la Formación Batin, con cuyos niveles más altos se interdigita. Está suavemente plegada y muy cubierta por detritos. Al oeste del volcán Tul Tul alcanza un espesor de 150 m sin aflorar la base.

Los aglomerados forman bancos de 1 a 40 m, que suelen ser masivos o presentar grosera estratificación planar o lentiforme, con bloques angulosos a subangulosos de andesitas macizas. La matriz suele ser una toba vitrocrystalina fina o gruesa, Koukharsky (1988) teniendo en cuenta la abundancia de clastos pumicíticos postula una composición química dacítica para algunos niveles.

Las tobas dacíticas son vitrocrystalinas, en algunos casos levemente aglutinadas. En los niveles más altos contienen biotita como mafito característico y en los inferiores hornblenda. Se intercalan entre los aglomerados con espesores variados (0,5 m a 25 m).

Koukharsky (1988) propone que los aglomerados andesíticos y dacíticos fueron originados por avalanchas y flujos, el agente de transporte sería un lodo de cenizas volcánicas que luego daría lugar a la matriz tobácea. La mayor proporción de agua, habría dado lugar a estructuras semejantes a las de depósitos fluviales, por lo tanto estaríamos hablando de lahares. También supone que las tobas dacíticas se originaron a partir de flujos piroclásticos. Por las afinidades químicas y mineralógicas deduce que la alternancia casi regular de tobas y lahares podría evidenciar una asociación entre los diferentes procesos originadores y que ambos pertenecerían al mismo foco eruptivo.

Edad y correlaciones

La similitud de estructura (pliegues suaves y rumbos semejantes) y posición estratigráfica, hacen suponer que la deposición de la Formación El León fue simultánea con los niveles más altos de la Formación Batin. Esto también se pone de manifiesto si se la correlaciona a la primera con un banco tufítico aflorante en una quebrada al sur de Batin, que está intercalado entre los conglomerados de la última.

Sobre esta Formación se apoyan depósitos piroclásticos provenientes del volcán Tul Tul que en el presente trabajo han sido datados en $7,6 \pm 1$ Ma (Mioceno superior) que establecen un techo para la unidad.

CUATERNARIO

Plioceno-Holoceno: depósitos evaporíticos

Ocupan la parte central de las cuencas endorreicas representadas por los salares Rincón y Pocitos. En las zonas poco profundas la superficie aparece lisa. Es común observar costras poligonales con bordes levantados, alcanzando una altura de 20 cm sobre el nivel general cerca de los bordes, la que aumenta hacia el centro de los salares, donde los depósitos evaporíticos tienen mayor espesor.

Cordini (1950) estudió el salar de Pocitos y reconoció entre las sales la presencia de ClNa , carbonatos e inyoíta ($\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 13 \text{H}_2\text{O}$), determinó también la ubicación de los principales contenidos salinos y el lugar de proveniencia de las soluciones salinizantes.

En los depósitos salinos del salar del Rincón, Igarzabal et al. (1987) reconocen que los márgenes son levemente carbonatados y que hacia el interior del mismo aumentan los contenidos de halita. También determinaron la presencia de thenardita (SO_4Na), glauberita ($\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2$) y de ulexita ($\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$).

En ambos salares, el principal componente es el cloruro de sodio, el cual suele ser explotado, al igual que la ulexita. Además poseen contenidos de potasio y litio (Nicolli et al., 1980 y Nicolli, 1981), existiendo actualmente un emprendimiento para explotar este último en el salar del Rincón.

Edad

Méndez et al. (1979) supone que ambas cuencas evaporíticas formaban parte de una gran cuenca sedimentaria que, con posterioridad fue dividida por el volcanismo que dio lugar a la formación de los volcanes Tul Tul, Del Medio y Pocitos. Si bien la acumulación de sales continúa en la actualidad, se establece una edad máxima pliocena.

Pleistoceno superior-Holoceno: Formación Pular (Koukharsky, 1988)

Está formada por bancos horizontales predominantemente carbonáticos de 1 a 10 m de espesor y se encuentra aflorando dentro del salar de Pocitos, poniendo en evidencia etapas de descenso del nivel de base.

Está integrada por areniscas finas, tufitas, calizas limosas y calizas, sus colores son grises o blanquecinos con estratificación paralela, o con estructuras de aspecto fibroso o en formas de tubos irregulares, debido a la precipitación de carbonatos sobre restos orgánicos vegetales. Aún se mantienen las condiciones de formación, ya que es posible encontrar zonas de surgencia de agua carbonatada, vinculadas con fracturas, cuya menor actividad es consecuencia descenso del nivel freático.

El ambiente de depositación se corresponde con el de un cuerpo de agua con importante evaporación seguramente asociado a una playa fangosa.

Edad

Estos depósitos travertínicos se encuentran en los últimos niveles del salar de Pocitos, al pie de formas erosivas atribuidas a glaciares, por lo que Koukharsky (1988)

los considera post-glaciarios sugiriendo que su edad estaría comprendida entre el Pleistoceno superior y los tiempos actuales.

Pleistoceno superior-Holoceno: depósitos detríticos y de caída recientes y actuales

Los depósitos detríticos de mayor distribución son niveles de fanglomerados originados en los abanicos y conos aluviales adyacentes a zonas elevadas.

En un sector de la ladera sudeste del volcán Pocitos se reconocieron niveles de sedimentos blanquecinos de 95 cm de espesor que están formados por bancos de hasta 40 cm, tienen laminación paralela y están poco consolidados. Están compuestos por pequeños clastos angulosos de pastas volcánicas, que en forma excepcional, alcanzan hasta 1 cm, en una matriz tobácea muy fina de color blanquecino, se apoyan sobre las coladas que forman el cerro, siguiendo aproximadamente las formas de las mismas. Corresponderían a depósitos de caída de cenizas volcánicas posteriores a la formación del volcán y seguramente son el resultado de la erupción de algún centro efusivo reciente (Lascar?). La preservación de los mismos habría sido posible por su ubicación a sotavento de la elevación, como ocurre con casi todos los depósitos eólicos de la zona.

CAPÍTULO 5

CARACTERIZACIÓN DEL GRUPO VOLCÁNICO CENOZOICO
POCITOS-DEL MEDIO-TUL TUL

Como se dijo precedentemente, este sistema volcánico se edificó sobre un pilar tectónico y forma parte de la denominada por Viramonte et al. (1984) Cadena Volcánica Transversal Tul Tul – Pocitos – Del Medio – Quevar.

A continuación se presentarán las características morfológicas, perfiles litológicos y descripciones petrográficas seguidos por la interpretación volcano-estratigráfica para cada volcán en particular y para el conjunto de domos asociados.

MORFOLOGÍA Y PETROGRAFÍA

VOLCÁN POCITOS

Morfología

Se trata de un estratovolcán de 5383 metros de altura sobre el nivel del mar y de 1683 metros de altura sobre el nivel de base local. Tiene aproximadamente 10 km de diámetro y en su borde oeste sus coladas se interdigitan con las del volcán Del Medio. Se estima que el volumen extruido de lava es mayor que 44 kilómetros cúbicos. Como es común en los estratovolcanes, su perfil es irregular debido a la existencia de diferentes conductos lávicos que son puestos en evidencia en la ladera este mediante un domo y un cono lávicos adventicios, los cuales se presentan alineados con la que fue la boca principal de emisión. El domo es de gran tamaño, se ubica en la parte intermedia y tiene forma redondeada. El cono es de menor envergadura, se ubica en la parte basal, presenta forma cónica perfecta y tiene unos 100 metros de altura. A ellos se agrega el alto topográfico de la ladera oeste causado por una falla inversa de alto ángulo.



En la parte superior del cuerpo principal se observa un resalto topográfico semicircular que se interpreta como una antigua caldera de aproxi-

Lámina 2. Aspecto general de los grande bloques de lava.

madamente 3,5 km de diámetro formada con posterioridad a los grupos de coladas Pocitos 5. Ella habría sido desdibujada por la implantación de un nuevo cono volcánico (Pocitos 8) y posteriormente por los efectos de la tectónica y de los agentes erosivos.



Lámina 3. Bloque de lava con aspecto suavemente redondeado.



Lámina 4. Aspecto general de las lavas en bloque.



Lámina 5. Fluidalidad dada por alternancia de bandas rojizas y rojizas oscuras.

Las coladas que componen este estratovolcán suelen ser lavas de bloque con marcada fluidalidad dentro de ellos. En la mayoría de los casos, los bloques son angulosos a subangulosos y su tamaño máximo es de aproximadamente 2,5 m (Lámina 2). Otras veces tienen formas redondeadas (Lámina 3 y 4), quizás debido a la presencia de diaclasamientos menores. Es común que ellos presenten "costras" más resistentes a la erosión, posiblemente por diferencia en los tiempos de enfriamiento, lo cual produjo niveles más porosos o quizás alterados (desvitrificación?) que fueron más vulnerables a los agentes erosivos. Por debajo de la cubierta de bloques se observan coladas macizas, con fluidalidad dada por alternancia de bandas rojizas y oscuras (Lámina 5), por vesículas orientadas y por marcas de flujo (Lámina 6). La alternancia de bandas pone en evidencia que el flujo lávico habría sido del tipo laminar (Mc Phie et al., 1996).



Lámina 6. Marcas de flujo.

El diaclasamiento suele ser fino y apretado cuando coincide con los planos de fluidez y espaciado, con separaciones de 50 cm como máximo, cuando es perpendicular a ellos. Este último es el más marcado, su rumbo forma aproximadamente un círculo alrededor del volcán y sus inclinaciones varían entre 39° y 86°.

Este estratovolcán es de composición predominantemente andesítica. Los estudios petrográficos permitieron identificar siete conjuntos de coladas lávicas (Pocitos 1-5, 7 y 8). Estos últimos se diferencian por los minerales féficos presentes e integran una secuencia volcano-estratigráfica.

Perfil litológico

En una quebrada de la ladera nordeste (ver ubicación en el mapa adjunto) se levantó el perfil (Figura 2), que se detalla a continuación de techo a base:

-material de derrubio.

-20 m de lavas brechosas y fluidales. Estas últimas componen bancos con vesículas orientadas de hasta 0,5 cm de largo (5 % del volumen de esta roca) y un bandeo dado por alternancia de lentes rojizas y negras. En algunos sectores los niveles comienzan siendo lavas brechosas con bloques de hasta 50 cm, fluidales (paleocauces?) y en otros, lavas fluidales que conforman niveles de hasta 1 metro. Hacia arriba adquieren notable partición en lajas de 1 a 2 cm y hasta 8 cm de espesor, con sectores finamente diaclasados adquiriendo aspecto brechoso. Los niveles lajosos presentan planos

paralelos respondiendo a un flujo del tipo laminar. En partes inclinan al noroeste unos 30° y en otras son subverticales, y se curvan e inclinan hacia el sudeste. Este cambio de actitud se debe a que en un flujo no contenido las variaciones en la presión interna del fluido inducen a movimientos irregulares sin una dirección fija (Llambías com. per.). Los estudios petrográficos hechos en muestras tipo de los niveles lajosos (EK5) y macizos fluidales (EK4), revelaron idéntica composición para ambos y a su vez una gran similitud con la andesita con oxihornblenda y augita (Pocitos 2), aunque la pasta de esta última contiene menor cantidad de microlitas de plagioclasa. Por lo tanto se supone

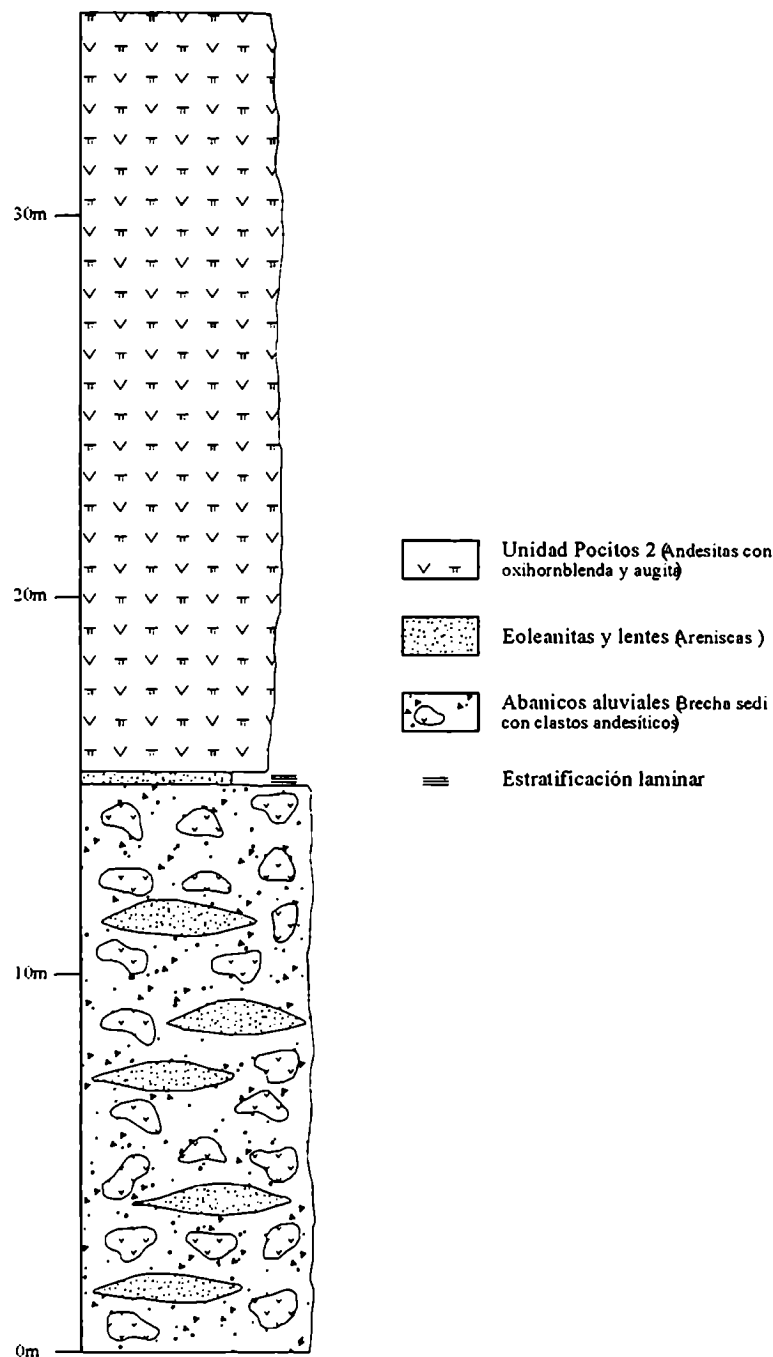


Figura 2. Perfil litológico ubicado en la ladera nordeste del volcán Pocitos

que se trataría de la misma unidad lávica. Las lavas tienen pasta vesiculada color negro y rosado con un 20 % de fenocristales de plagioclasas blanquecinas, seriadas de hasta 0,3 cm y de mafitos.

-0,2 m de areniscas laminadas, eólicas, de color gris rosado claro.

-15 m de brechas areniscosas con bloques de volcanitas subredondeados de hasta 30 cm, en su mayor dimensión. La matriz es una arenisca clara en los niveles más altos. Carece de selección y de estratificación. Los fragmentos más comunes son de andesitas o dacitas con fenocristales prismáticos de hornblenda de hasta 0,4 cm (8 a 10 %), de plagioclasas blanquecinas de hasta 0,5 cm en pasta vítrea de color rosado claro con vesículas irregulares. Otros fragmentos comunes son de andesitas de pasta color negro, con un 20 % de fenocristales de plagioclasas blanquecinas, seriados y suborientados de hasta 0,3 cm y de mafitos oscuros. Los estudios petrográficos hechos a este tipo de fragmento (muestra EK2) revelaron notables similitudes con la andesita con augita e hipersteno Pocitos 1. Otros fragmentos también comunes presentan una pasta afanítica gris oscura con un 30 % de fenocristales de plagioclasas blanquecinas suborientadas de hasta 0,5 cm y de mafitos prismáticos negros de hasta 0,4 cm.

Entre estas brechas se intercalan lentes areniscosos de 40 cm de espesor por 4 m de largo de color rojo intenso. La presencia de estas lentes rojizas permitió determinar que la estratificación inclina hacia el E-NE unos 30°.

-Base no aflorante

En este perfil la composición de los clastos es andesítica, por lo tanto su fuente estaría en algunas de las coladas del volcán Pocitos (entre ellas Pocitos 1). Las brechas areniscosas estarían evidenciando escaso transporte y podrían corresponder a facies proximales de abanicos. Las lentes de areniscas rojas provendrían de la erosión de las sedimentitas rojas continentales de edad terciaria (Formación Fabián) que afloran en zonas aledañas y las areniscas grises laminadas serían de origen eólico.

Estos sedimentos serían antiguos abanicos aluviales cuya estratificación inclinaba hacia el E-NE unos 30°, cubiertos por eolianitas y posteriormente por coladas andesíticas del volcán Pocitos. Actualmente la secuencia se encuentra disectada ya que la zona de sedimentación se ha trasladado formando nuevos abanicos a una cota menor. La parte sedimentaria de este perfil se podría correlacionar con la parte superior de la Formación Batin (Koukharsky, 1969) de edad miocena superior.

Unidades litológicas identificadas (de base a techo)

Pocitos 1: Fenoandesitas con augita e hipersteno (representadas por las muestras MKD1, MK9, ME26, ME29 y EK2).

Macroscópicamente son de color gris verdoso a castaño rojizo, con un 10 a 20 % de fenocristales de plagioclasa de hasta 0,4 cm y de minerales máficos de hasta 0,3 cm en pasta afanítica. Las variedades castañas rojizas presentan marcada fluidez dada por la alternancia de bandas rojizas y rojizas oscuras.

Microscópicamente presentan textura porfirica con pasta hialopilitica (Lámina 7). Los fenocristales de plagioclasa tienen zonación múltiple oscilatoria, con bordes y centros cribados. Fueron determinados, mediante el uso de platina universal (utilizando los gráficos de Slemmons, 1962) como andesinas (An_{48-52}). Los minerales máficos están representados por fenocristales de clinopiroxeno (augita) y ortopiroxeno (hiperstenos). Es muy escasa la participación de anfíbol, que por lo general se encuentra totalmente oxidado y se lo reconoce por el hábito. En los ejemplares donde aún se conservan relictos, se lo determinó como oxihornblenda. Sólo en una de las muestras (ME26) se observó la presencia de escasos xenocristales de cuarzo fracturados con engolfamientos ocupados por vidrio incoloro y rodeados por finos anillos de reacción compuestos por cristallitos divergentes de augita. La pasta está formada por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, cristallitos de piroxeno, minerales opacos, cristobalita y vidrio incoloro.

Es común observar vesículas irregulares, algunas de las cuales están tapizadas por cristobalita.

El bandeamiento que se observa en la roca está dado por variaciones en los porcentajes de los componentes de la pasta. Las bandas de colores rojizos oscuros poseen mayores contenidos de gránulos de minerales opacos y menor abundancia de microlitas de plagioclasa que aquellas de colores más claros.

Pocitos 2: Andesitas basálticas y andesita con oxihornblenda y augita (representadas por las muestras ME28, MKD20, EK4 y EK5).

Macroscópicamente son de color gris oscuro hasta castaño rojizo con 10 a 25 % de fenocristales de plagioclasa y minerales máficos de hasta 0,3 centímetros. La pasta es afanítica y suele estar vesiculada.

Microscópicamente presenta textura porfirica con pasta hialopilitica (Lámina 8). Los fenocristales son de plagioclasa con zonación múltiple oscilatoria e inversa, con bordes y centros cribados, que suelen contener relictos de vidrios castaños e incoloros. Fueron determinados mediante el uso de platina universal (utilizando los gráficos de Slemmons, 1962) como andesinas (An_{40-42}). Los minerales máficos están representados por fenocristales de oxihornblenda y de clinopiroxeno (augita). El anfíbol tiene bordes opacos y anillos de reacción formados por pequeños cristallitos de augita, minerales opacos y plagioclasa. La pasta está compuesta por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, cristallitos de piroxeno, minerales opacos y vidrio incoloro.

El elemento distintivo de estas coladas es la ausencia de hiperstenos.

Pocitos 3: Andesitas con hornblenda castaña (representadas por las muestras ME2 y ME27).

Macroscópicamente son de color gris, con 20 a 25 % de fenocristales de plagioclasa y minerales máficos de hasta 0,5 cm. La pasta es afanítica. Suele estar vesiculada.

Microscópicamente presentan textura porfirica con pasta hialopilitica (Lámina 9). Fenocristales de plagioclasa con zonación múltiple oscilatoria e inversa con bordes y centros cribados, inclusiones de anfíbol y relictos de vidrio castaño. Las composiciones dominantes fueron determinadas por el método de Michel Levy como andesinas (An_{36-40}). Los minerales máficos están representados por fenocristales de hornblenda castaña, clinopiroxeno (augita) y ortopiroxeno (hiperstenos). Los anfíboles suelen tener inclusio-

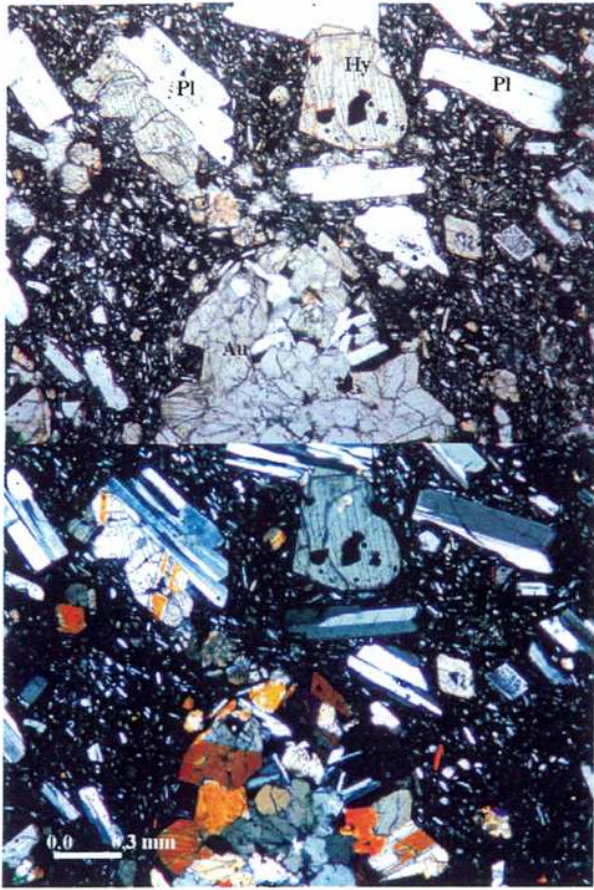


Lámina 7. Microscopía de la Unidad Pocitos 1.

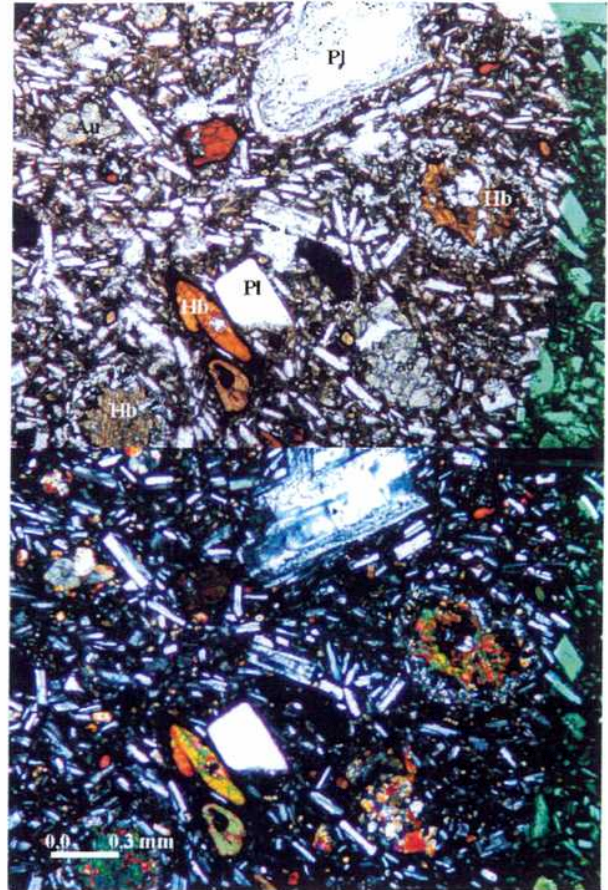


Lámina 8. Microscopía de la Unidad Pocitos 2.

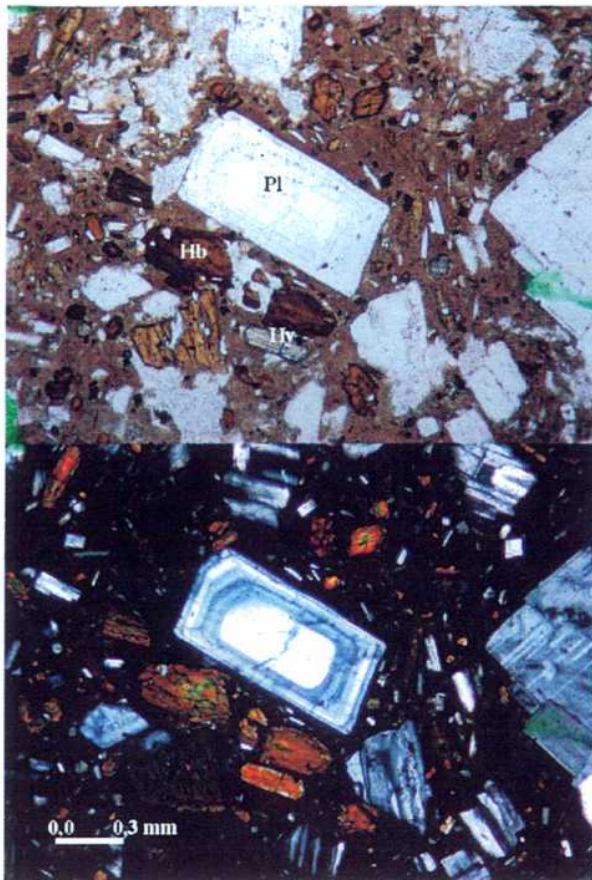


Lámina 9. Microscopía de la Unidad Pocitos 3.

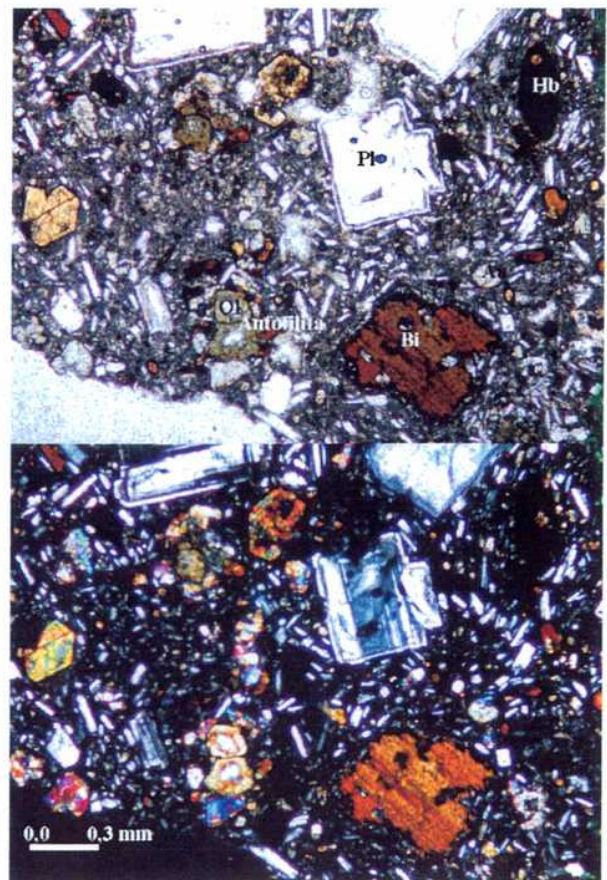


Lámina 10. Microscopía de la Unidad Pocitos 4.

nes de plagioclasa y anillos de reacción compuestos por finos agregados de plagioclasa y augita. Como mineral accesorio se determinó apatito. La pasta está compuesta por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, cristalitos de piroxeno y vidrio castaño e incoloro. Se observaron también vesículas con precipitados de yeso y cristobalita.

Pocitos 4: Andesitas basálticas y andesitas con olivina y biotita (representadas por las muestras MKD21, ME12, ME14, ME19, ME25, A y SEPB).

Son las coladas más voluminosas, macroscópicamente son fluidales, con su parte superior muy fragmentada en bloques angulosos a subangulosos de hasta 2 m, los cuales internamente tienen fluidalidad dada por la orientación de fenocristales y de vesículas de contornos irregulares. Como no presentan superficies planas se deduce que no se trata de lavas de bloques, sino de lavas brechosas. En general presentan un marcado diaclasamiento que suele ser fino cuando coincide con la fluidalidad, alcanzando una separación de 50 cm cuando son perpendiculares a ésta (enfriamiento). Es común encontrar entre los planos de diaclasas precipitados de calcita botroidal.

Las rocas contienen entre 10 y 30 % de fenocristales de plagioclasa y minerales máficos, destacándose olivinas alteradas de hasta 0,3 cm en una pasta afanítica de colores gris, rojizo y negro. El espesor mínimo observado en las coladas es del orden de 15 m, pero en partes son más espesas por estar depositadas sobre el relieve anterior.

Microscópicamente presentan textura porfírica con pasta hialopilitica (Lámina 10 y 11). Los fenocristales son de plagioclasa con zonación múltiple oscilatoria o inversa, con bordes y centros cribados donde es común observar relictos de vidrios castaños e incoloros. Algunos suelen presentar inclusiones de augita y otros de biotita. Fueron determinados mediante el método de Michel Levy como andesinas (An_{42-48}). Estos valores, que estadísticamente corresponden a máximos contenidos de anortita fueron confirmados con mediciones de microsonda en una de las muestras (MKD21). En ella (Cuadro 8) un fenocristal corroído presentó centro de An_{29} con bordes de An_{58} y An_{60} y en dos plagioclasas frescas núcleos de An_{26} y An_{36} , con bordes de An_{29} y An_{40} , respectivamente. Los minerales máficos dominantes están representados por clinopiroxenos (augitas), ortopiroxenos (hiperstenos) y oxihornblendas con bordes opacos y anillos de reacción formados por agregados finos de plagioclasa y augita. El elemento distintivo de estas coladas es la presencia de biotita fresca con bordes corroídos y de restos de olivina (For_{86} , ver Cuadro 8) rodeados por antofilita (determinada por sus propiedades ópticas) en parte alterados a agregados fibrosos, quizás talco. En una de las muestras (ME25), donde las biotitas son abundantes y frescas, se observaron fenocristales de cuarzo anhedral, fracturados y corroídos por la pasta (vidrio). Esta mineralogía junto a las texturas presentes sugiere fuertes disequilibrios y en el caso puntual de la olivina contaminación por asimilación. Esta última está compuesta por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa (determinadas mediante microanálisis cuantitativo como An_{32} y An_{50} hasta An_{59} , Cuadro 8), cristalitos de piroxeno y vidrios castaño e incoloro. Se observan vesículas tapizadas con precipitados de yeso, carbonatos y cristobalita.

Pocitos 5: Fenoandesitas con biotita y oxihornblenda (representadas por la muestra ME5).

Macroscópicamente tienen fluidalidad dada por la alternancia de bandas castañas y castañas rojizas y gran cantidad de vesículas, las que le confieren un aspecto

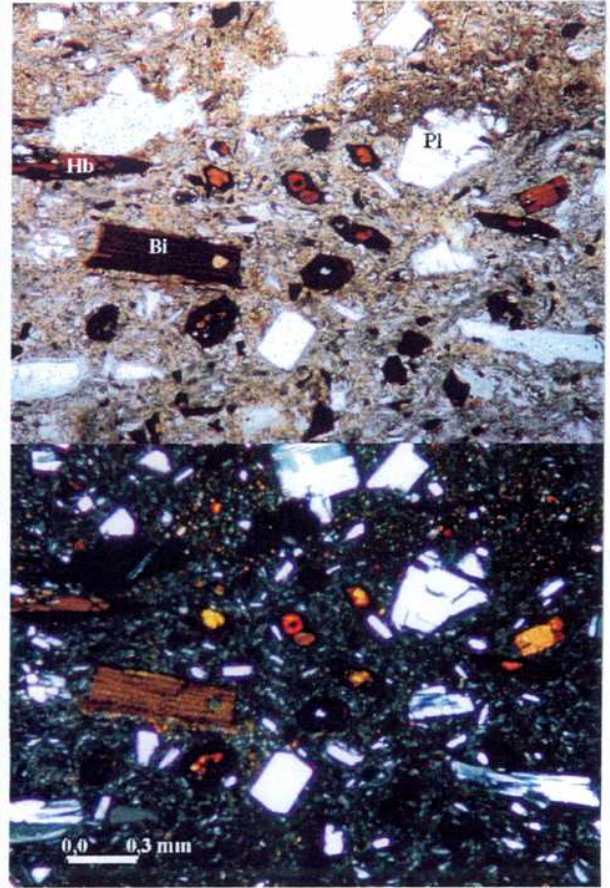
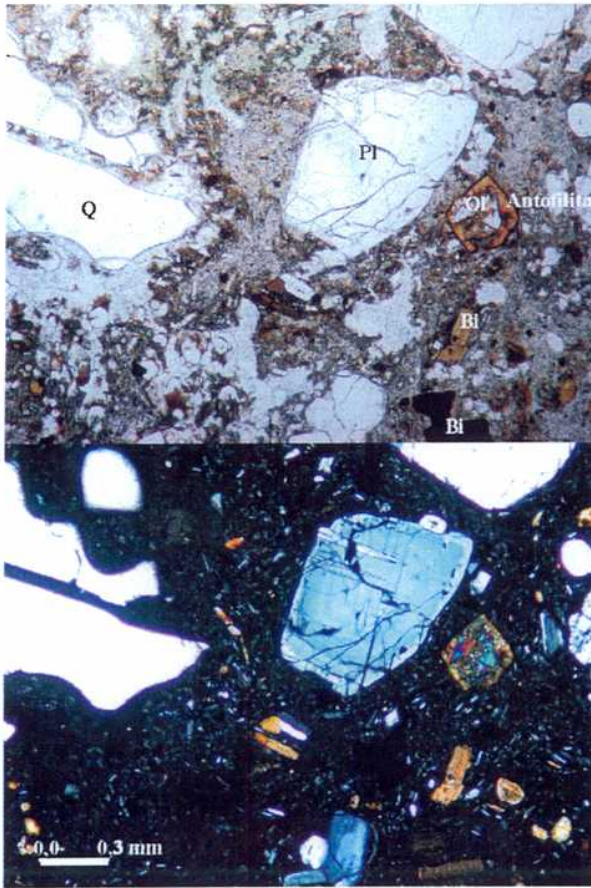


Lámina 11. Microscopía de la Unidad Pocitos 4.

Lámina 12. Microscopía de la Unidad Pocitos 5.

terroso. Poseen hasta un 20 % de fenocristales de plagioclasas y de minerales máficos en pasta afanítica.

Microscópicamente presentan fenocristales de plagioclasea con zonación múltiple inversa, corroídos y con relictos de vidrios incoloros la composición predominante fue determinada por el método de Michel Levy como andesina (An_{42}). Los minerales máficos están representados por oxihornblenda, con bordes opacos; biotita, de coloración rojiza y escasos fenocristales de hipersteno (Lámina 12). La pasta es hialopilitica, compuesta por feldespatos alcalinos, microlitas de plagioclasea, minerales opacos y vidrio incoloro. Es común observar cristobalita tapizando vesículas.

Algo distintivo en estas coladas es la ausencia de augita.

El bandeamiento está dado por alternancia de sectores con mayor porcentaje de vidrio.

Pocitos 6: Depósitos de flujos de bloques y cenizas

En la ladera sudeste del volcán Pocitos se observó un depósito de aglomerado volcánico con forma de abanico suavemente lobulado que tiene considerable extensión areal, tres metros de espesor y una grosera estratificación granocreciente (Láminas 13 y 14). Está compuesto por bancos brechosos, con aproximadamente 40 % de bloques subangulares a angulares de hasta 30 cm en su mayor dimensión, confundiendo los menores con la matriz. La composición en todos los casos es andesítica. La matriz es tobácea y de color gris claro. La petrografía reveló que los litoclastos están compuestos

por tres tipos de pastas volcánicas que resultaron semejantes a las descritas para las unidades Pocitos 3 y 5. Entre los cristaloclastos se reconocieron fragmentos de plagioclasa, hornblenda castaña, cuarzo, augita e hipersteno. Hay también pumicitas (vidrios incoloros muy vesiculados y fluidales) y xenolitos formados por minerales opacos, plagioclasa, hornblenda castaña y biotita en una base de vidrio incoloro. La matriz es un agregado muy fino compuesto por pequeños fragmentos vítreos y de cristales, líticos, trizas con formas cuspidas y abundante vidrio incoloro (para más detalle ver en el apéndice, parte 1, muestra ME23).



Lámina 13. Depósito de flujo piroclástico, Unidad Pocitos 6.

Pocitos 7: Dacita con hornblenda castaña y biotita (representadas por la muestra ME24, extraída del domo adventicio del faldeo oriental)

Son coladas de color gris con un 20 a 25% de fenocristales de plagioclasa y minerales máficos de hasta 0,6 cm. La pasta es afanítica.

Microscópicamente presentan textura porfirica con pasta hialopilitica (Lámina 15). Los fenocristales dominantes son de plagioclasa con zonación múltiple oscilatoria e inversa, con bordes y centros cribados, inclusiones de anfíbol y relictos de vidrios incoloros. La composición predominante fue determinada mediante el método de Michel Levy como andesina (An_{37}). Los minerales máficos están representados por fenocristales de hornblenda castaña, clinopiroxeno (augita) y ortopiroxeno (hipersteno). El anfíbol, en algunos casos incluye plagioclasas y suele presentar anillos de reacción compuestos por finos agregados de augita y plagioclasa.

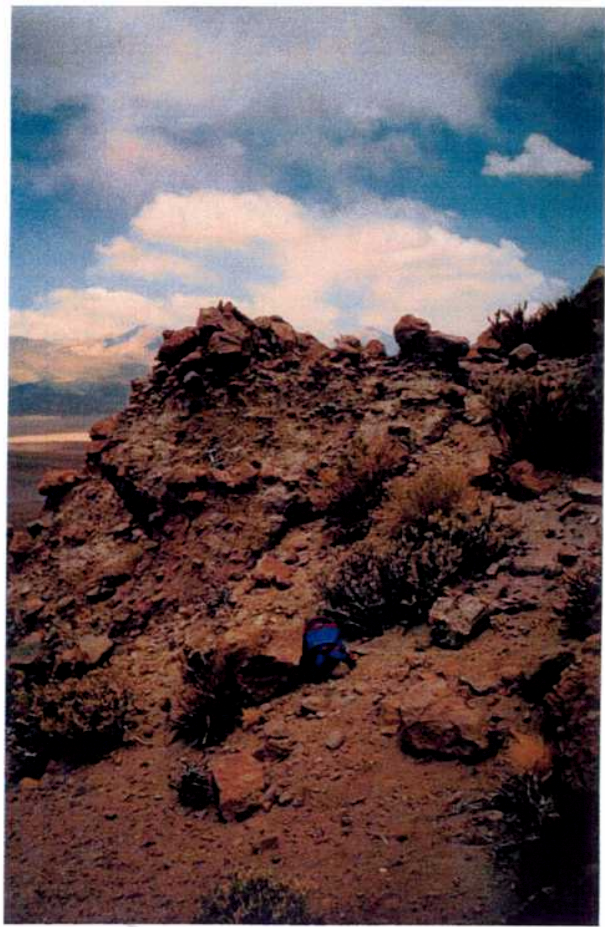


Lámina 14. Depósito de flujo piroclástico, Unidad Pocitos 6.

El elemento distintivo de estas coladas es la presencia de cristales anhedrales de biotita. Como minerales accesorios se encontraron apatito y epidoto. También se observaron escasos cumulos compuestos por anfíbol, piroxeno y plagioclasa. La pasta está compuesta por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, cristalitos de piroxeno y vidrio incoloro.

Estas coladas presentan xenolitos redondeados de hasta 20 cm, generalmente alineados sugiriendo fluidalidad (Lámina 16 y 17). Su composición es andesítica, pero presentan características petrográficas diferentes de las de la roca que los incluye. Están compuestos por fenocristales de plagioclasa zonada y hornblenda castaña. Las plagioclasas suelen estar cribadas y tienen inclusiones de apatito, hornblenda y relictos de vidrios incoloros. Como minerales accesorios se observan muy escasos cristalitos de augita y

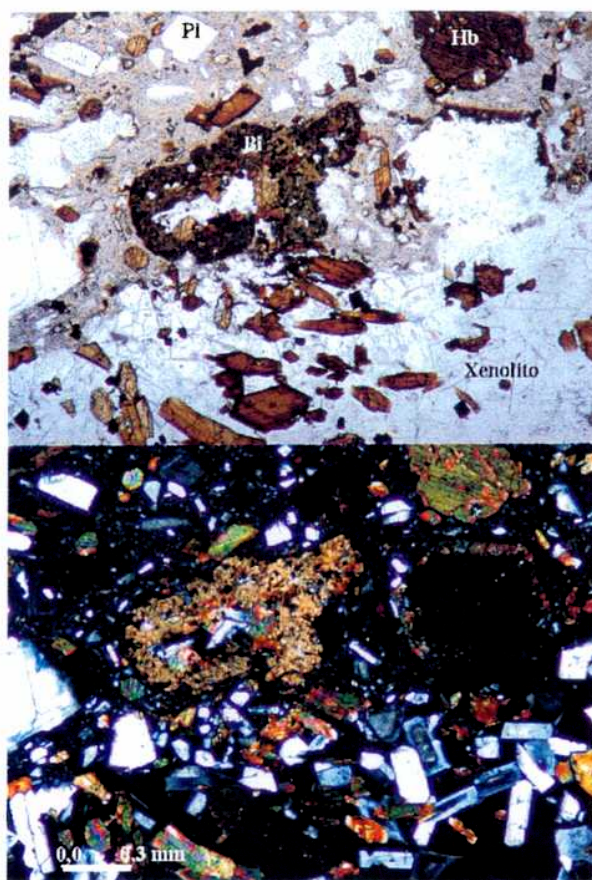


Lámina 15. Microscopía de la Unidad Pocitos 7.

minerales opacos. La pasta está compuesta exclusivamente por vidrio incoloro. Son comunes las vesículas redondeadas donde algunas conforman amígdalas de yeso. No son comparables con ninguno de los cinco tipos de coladas descritos anteriormente.

Pocitos 8: Fenoandesita con hornblenda verde (representadas por la muestra LM extraída de la cima)

Macroscópicamente son de color gris con 30 % de fenocristales de plagioclasa y de minerales máficos de hasta 0,4 cm en pasta afanítica. Es común observar xenolitos afaníticos de color negro de hasta 1 cm y pequeñas vesículas irregulares.

Microscópicamente presentan textura porfírica con pasta hialopilitica y pilotáxica (Lámina 18). Los fenocristales más abundantes son de plagioclasa y tienen zonación múltiple inversa y oscilatoria, suelen estar fracturados, cribados y con inclusiones vidrios castaños. La composición predominante fue determinada por el método de Michel Levy como andesina (An_{43}). Los minerales máficos están representados por fenocristales de augita, hipersteno y hornblenda verde, estos últimos a veces tienen inclusiones de augita, plagioclasa, apatito y minerales opacos. La pasta está compuesta por microlitas de plagioclasa, feldespato alcalino, minerales opacos y vidrio incoloro.

Consideraciones generales acerca de la petrografía de las muestras del volcán Pocitos

Todas las muestras presentan texturas porfíricas con pastas hialopiliticas semejantes, con las diferencias mineralógicas señaladas precedentemente. La presencia de fenocristales de plagioclasa zonada, de hipersteno y de feldespato alcalino en la pasta sugieren una composición calcoalcalina, como es de esperar en las volcanitas miocenas de los Andes Centrales.

Entre las zonaciones observadas, las directas podrían explicarse sobre la base de variaciones de presión y de temperatura durante el ascenso de los magmas. A menores presiones (manteniéndose la temperatura constante) cristalizarán plagioclasas más sódicas (ver gráficos Ab-An a 1 bar y a 5 kbar en Araña Saavedra y Ortiz Ramis, 1984 pág.82). Y a presión constante, el descenso de temperatura hace que el reajuste entre los cristales y la mezcla fundida sea incompleto conduciendo a resultados semejantes. Las zonaciones oscilatorias, con variaciones de entre 5 y 15 % de Ab/An, según cita Barker (1983), se deberían a las relaciones entre velocidad de crecimiento de los cristales y la difusión de los componentes en la capa de líquido adyacente a la superficie de crecimiento.

Pero la presencia de zonas corroídas con aspecto cribado en fenocristales de plagioclasa de todas las coladas estudiadas pone en evidencia desequilibrios mayores. En el caso de sistemas cerrados todos los desequilibrios sólido-líquido cobran importancia, ya que favorecen las hipótesis de fraccionamiento durante la evolución magmática.

Con respecto a la corrosión de los fenocristales de plagioclasa en general existen dos posibles interpretaciones:

1) Que el fenómeno ocurriera en el magma sin ningún tipo de aporte externo. Una posible causa podría ser zonación composicional de la cámara magmática saturada en plagioclasa, según mencionan Cox et al. (1979). El desplazamiento por turbulencia o convección de los cristales de las zonas superiores más frías hacia las inferiores más calientes provocarían la disolución parcial de los cristales, sobre los que se depositaría la plagioclasa más rica en calcio que se estaría formando a tal profundidad.



Lámina 16. Lava con presencia de xenolitos.

2) Que existiera mezcla de magmas, de lo cual un antecedente en la Puna lo dan Coira y Kay (1993), al interpretar las lavas pleistocenas del volcán Tuzgle. Consideran "xenocristales" a los cristales de cuarzo y plagioclase corroídos, por su evidente desequilibrio con respecto a la pasta que los engloba. Los xenocristales de plagioclase aparecen cribados y en las determinaciones con microsonda



Lámina 17. Lava con presencia de xenolitos.

revelan bordes notablemente más cálcicos comparables a la composición de los microlitos de la pasta. Según dichas autoras, las lavas se habrían formado por mezclas de magmas relativamente básicos, que tendrían su origen cercano en el manto, con magmas silíceos más superficiales. De estos últimos provendrían los xenocristales.

Como ya se anticipó en nuestro caso los datos de microsonda (Cuadro 8) también evidencian bordes más cálcicos (labradoríticos) muy semejantes a la composición de las microlitas de la pasta. De esta manera se confirman importantes desequilibrios y se pueden hacer interpretaciones semejantes a las hechas por Coira y Kay (1993) que como veremos más adelante son confirmadas por evidencias de desequilibrios entre otros minerales en muestras de algunas coladas.

Consideraciones petrográficas e interpretaciones para cada uno de los grupos litológicos descriptos

Pocitos 1:

Estas coladas presentan:

- evidencias de desequilibrio en las plagioclases
- anfíboles casi totalmente oxidados
- xenocristales de cuarzo corroídos por la pasta y con anillos de reacción compuestos por un fino agregado de augita
- vesículas tapizadas por cristobalita
- bandeamiento.

La reabsorción de los anfíboles estaría relacionada con una etapa de pérdida de volátiles que experimentan los magmas al pasar de condiciones profundas al ambiente volcánico (Cox et al. 1979). Si se interpreta que la pérdida de volátiles ocurre al disminuir la presión y se quiere hacer corresponder su desequilibrio con el manifestado por las plagioclases en un sistema cerrado, la oxidación de los anfíboles ocurriría al mismo tiempo que se desarrollaría zonalidad directa en las plagioclases (dado que disminuye P). Pero no se correspondería con la corrosión de los cristales de plagioclase, dado que ella ocurre cuando la zonalidad es inversa. En el caso de mezcla de magmas

ambos fenómenos de corrosión podrían ocurrir en forma simultánea, si los fenocristales de plagioclasa pertenecieran al magma ácido y los de anfíbol al magma más básico que proviene de zonas más profundas. Esta última interpretación podría también justificar la presencia de los xenocristales de cuarzo, los cuales provendrían del magma ácido.

La cristobalita que tapiza vesículas indicaría la presencia de una fase gaseosa metaestable de composición silícea post-magmática.

El bandeamiento observado pone de manifiesto heterogeneidades dentro del flujo lávico. Las bandas con mayor contenido de gránulos de mionerales opacos y menor cantidad de microlitas de plagioclasa se corresponden con fluidos más densos y menos viscosos que aquellos que dieron origen a las bandas más claras, donde son más abundantes las microlitas y más escasos gránulos opacos. Se pone en evidencia de esta

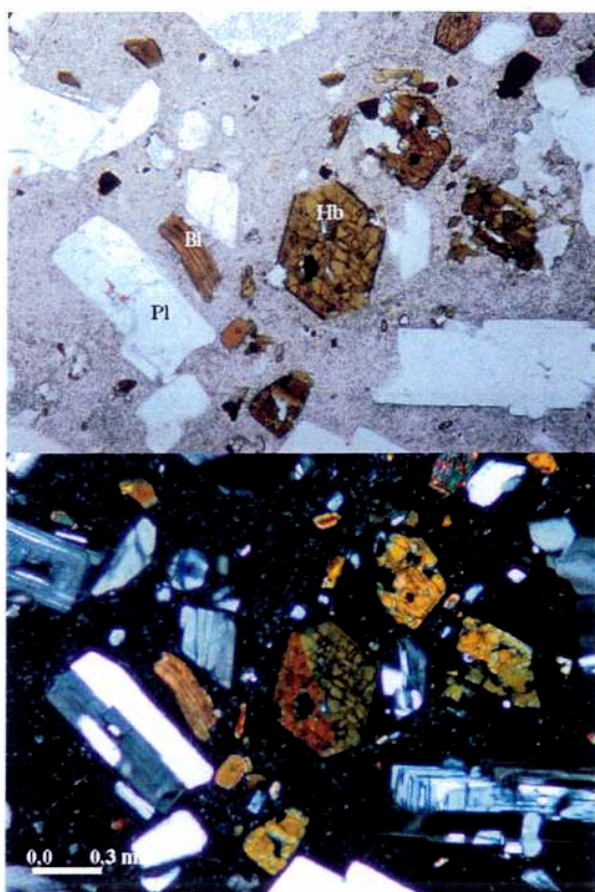


Lámina 18. Microscopía de la Unidad Pocitos 8.

forma la presencia de dos flujos con diferente comportamiento reológico. Según Grasset y Albarède (1994) los fenómenos de mezcla son obstaculizados por la densidad y la viscosidad, ya que las diferencias en estas propiedades físicas producen una tensión superficial en los distintos líquidos generando la inmiscibilidad de los mismos. Siguiendo a estos autores se podría decir que los bandeamientos observados también favorecerían la hipótesis de mezcla de fundidos.

Pocitos 2:

Presentan evidencias de desequilibrio en fenocristales plagioclasa y de anfíbol. Los primeros, con zonación múltiple oscilatoria e inversa, suelen tener bordes y centros cribados y relictos de vidrios castaños. Los segundos tienen bordes opacos y anillos de reacción. La interpretación de la zonación y corrosión en plagioclasas ya fue explicada anteriormente. Los relictos de vidrio castaño, diferentes al vidrio incoloro de la pasta sugieren la existencia de magmas máficos corroyendo fenocristales de plagioclasa. Teniendo en cuenta la interpretación dada anteriormente para los desequilibrios presentados en los anfíboles y los dos tipos de vidrios, se podría decir que estaríamos ante la presencia de evidencias de mezcla de magmas. Los vidrios castaños y los anfíboles provienen de un magma relativamente básico y los fenocristales de plagioclasa zonada y corroída de un magma más ácido. El vidrio incoloro es el que corresponde al magma final.

Pocitos 3:

En ellas se observa la inclusión de hornblenda en plagioclasa y viceversa, sugiriendo que en un momento dado ambos componentes estuvieron en equilibrio en la cámara magmática. En contraposición también se encuentran fenocristales de anfíbol con anillos de reacción compuestos por finos agregados de augita y plagioclasa.

Los fenocristales de plagioclasa presentan zonación inversa y relictos de vidrios castaños. Se encuentran en la pasta dos tipos de vidrio: castaño e incoloro.

Precipitados de cristobalita y yeso en las vesículas indican la presencia de fases fluidas silíceas y yesosas post magmáticas.

Al interpretar las características de estas andesitas en relación a las anteriores, debe tenerse en cuenta que las relaciones de campo indican que son posteriores a las andesitas basálticas y andesitas con oxihornblenda y augita (Pocitos 2).

Debe suponerse entonces que el magma que la originó tiene una historia previa que sería la deducida para la unidad Pocitos 2. En las coladas ahora consideradas se tiene constancia de que existen plagioclasas y hornblendas comagmáticas y plagioclasas cristalizadas posteriormente a la desestabilización de la hornblenda (la de los anillos). Es posible entonces que existieran plagioclasas cristalizadas en el magma relativamente básico y otras (corroídas) equilibradas en el magma ácido previo a la mezcla. La composición dominante de las plagioclasas aquí presentes, ligeramente más sódica que las de la unidad anterior, así como su menor porcentaje de mafitos y especialmente de opacos, podrían sugerir en este caso, una etapa de fraccionamiento por cristalización de plagioclasas, piroxenos y minerales opacos.

Pocitos 4:

Estas coladas presentan:

- fenocristales de plagioclasa con inclusiones de augita y de biotita.
- fenocristales de anfíbol con bordes opacos y anillos de reacción compuestos por un fino agregado de plagioclasa y augita, lo que sugiere que posteriormente al desequilibrio por pérdida de gases, existió un corto tiempo de cristalización de los minerales del anillo representantes de un magma más básico.
- relictos de vidrios castaños en las cavidades corroídas de los fenocristales de plagioclasa (diferentes del vidrio incoloro normal de sus pastas), lo que sugiere magmas relativamente máficos corroyendo a los anteriores fenocristales.
- cristales pseudomórficos euhedrales hasta anhedrales de olivina, de la cual se conservan relictos en los núcleos, con bordes reemplazados por minerales verdes, entre los cuales se reconoce antofilita (determinada por sus propiedades ópticas), que aparecen aislados o agrupados en conjuntos de hasta 4 individuos. El ortoanfíbol no es un mineral de origen ígneo, sino que es típico del metamorfismo de alta temperatura y baja presión (Yardley 1989, pág. 93). Esta mineralogía sugiere que se trata de xenocristales y es por sí misma una evidencia de contaminación por asimilación. Al indagar cuáles serían las rocas asimiladas se tuvo en cuenta que Argañaraz et al. (1972) citan la presencia de serpentinitas 55 km al sur del volcán Pocitos, las cuales forman parte del Complejo Máfico-Ultramáfico Agua de los Colorados a las que se atribuye edad comprendida entre el Cámbrico inferior y el Ordovícico más bajo (Zappettini et al. 1994, Blasco et al. 1996, Zimmermann et al. 1999). Dicha unidad está intruida por dioritas y pórfiros graníticos del Complejo Eruptivo Pocitos del Ordovícico inferior (Blasco et al. 1996). En las serpentinitas, los autores mencionados en primer término

describen pseudomorfos de olivina que presentan, además de láminas de antigorita, tremolita orientada en continuidad óptica con las direcciones cristalográficas del primitivo cristal de olivina, llegando a presentar formas subhedrales. De manera que tiene pseudomorfismos de olivinas con texturas semejantes en las andesitas Pocitos 4 y en serpentinitas del Complejo Máfico-Ultramáfico Agua de los Colorados. Sus asociaciones mineralógicas pueden ser comparadas con las descritas por Trommsdorff et al (1972) en Bergell (Italia), donde rocas ultramáficas fueron afectadas térmicamente por la intrusión de una tonalita dando lugar a las siguientes paragénesis dispuestas en fajas paralelas al contacto y progresivamente más alejadas del mismo: antofilita-olivina-tremolita; talco-olivina-tremolita; antigorita-olivina-tremolita y antigorita-olivina-diópsido. Las rocas de Bergell permiten interpretar que los xenocristales de olivina de las volcanitas y los pseudomorfos de olivina de serpentinitas del Complejo Máfico-Ultramáfico Agua de los Colorados pueden ser equivalentes y corresponder a diferentes grados de metamorfismo de contacto.

-cristales de biotita. Ellos indican condiciones de cristalización con alta presión de H_2O . Si se considera al ortoanfibol mencionado precedentemente, como xenocristales previamente equilibrados en condiciones metamórficas de bajas presiones y altas temperaturas en metabasitas, las biotitas podrían pertenecer a metapelitas equilibradas en condiciones semejantes (ver Yardley, 1989, pág. 94) o bien a rocas graníticas.

-fenocristales de cuarzo corroídos por la pasta.

Cuando se trata de integrar el esquema más simple reuniendo los fenómenos detectados en estas coladas se llega a las siguientes conclusiones:

- 1) existen en la corteza, por debajo del volcán Pocitos, rocas máficas y ultramáficas afectadas por metamorfismo de la facies anfibolita hornfels.
- 2) Los xenocristales de olivina-antofilita habrían sido incorporados a niveles superficiales en donde no se habrían alcanzado condiciones para fundir las metabasitas, pero probablemente sí a los componentes más silíceos asociados espacialmente a ellas.
- 3) El magma básico proveniente del manto habría ascendido en varios pulsos mezclándose inicialmente con los fundidos ácidos de la corteza de los cuales podrían provenir las biotitas y el cuarzo, e incorporando cristales de olivina con los bordes de reacción provenientes de metabasitas desintegradas.
- 4) Entonces: los cristales de plagioclasa podrían haberse formado en las primeras mezclas que habrían sido las más ácidas y los sucesivos pulsos básicos las habrían corroído llevando a la aparición de las varias zonas cribadas. Los cristales de biotita, de cuarzo, de plagioclasa con inclusión de biotita y de hornblenda con anillos de piroxeno y plagioclasa, podrían provenir de los magmas ácidos particularmente ricos en agua, quizás ya presentes (los fenocristales) en las rocas pelíticas o graníticas previas (serían xenocristales). Las hornblendas con bordes opacos pertenecerían a los magmas básicos así como los piroxenos, ya que en algunas muestras aparecen intercrecidos.
- 5) Las evidencias de disequilibrios composicionales de las plagioclasas estarían vinculadas a las mezclas ocasionadas por los sucesivos aportes de magmas relativamente básicos. Representantes de estos magmas básicos serían los vidrios castaños englobados en las zonas corroídas.
- 6) A estos fenómenos debe sumarse el fraccionamiento ocasionado por la cristalización posterior de piroxenos y plagioclasas. Constancia de esta cristalización aparece en los anillos bordeando hornblendas y en los fenocristales de plagioclasa que incluyen piroxeno.

7) Las vesículas con precipitados de cristobalita, yeso y carbonato habrían sido la respuesta a la circulación de vapores calientes post magmáticos.

Pocitos 5:

Las evidencias de disequilibrios observadas en los fenocristales de plagioclasa y oxihornblendas serían comparables a los de la unidad Pocitos 1, encontrándose anfíboles con bordes opacos y plagioclasas cribadas que tienen zonación múltiple inversa, por lo tanto las consideraciones acerca de su origen serían las mismas.

Pocitos 6:

Se trataría de un depósito de flujo piroclástico comparable a los depósitos de flujos de bloques y cenizas (Mc Phie et al. 1996). El posible colapso de una columna eruptiva o de un domo habría generado un alud de bloques y material incandescente que se desplazó siguiendo la pendiente hasta llegar a una zona de mayor amplitud en donde se expandió generando un depósito con forma de abanico.

Las relaciones de campo indican que este fenómeno se produjo con anterioridad a la formación del domo adventicio mayor y posteriormente a la fenoandesita con biotita y oxihornblenda (Pocitos 5) ya que tiene entre sus componentes litoclastos correlacionables con ésta. La presencia de este tipo de depósito puede estar evidenciando el colapso de un domo.

Pocitos 7:

Al igual que las andesitas con hornblenda castaña (Pocitos 3), presentan hornblenda con inclusiones de plagioclasa (y viceversa) y fenocristales de anfíbol con anillos de reacción de clinopiroxeno-plagioclasa indicando disequilibrio de tal mineral en una etapa magmática posterior a su formación de características más básicas. Pero se diferencian de aquellas por contener escasos cumulos compuestos por augita, hornblenda y plagioclasa sugiriendo la cristalización en equilibrio de estos tres componentes magmáticos.

Como ya se expresó, esta colada pertenece al domo adventicio, el que se habría formado en una etapa posterior al cuerpo volcánico principal. Si se tiene en cuenta que las plagioclasas son levemente más sódicas que las de los cuatro tipos de coladas anteriores, podría suponerse una evolución del sistema hacia términos más ácidos, lo que podría deberse a fraccionamiento. Pero las biotitas anhedrales y las hornblendas con anillos sugieren fundidos silíceos desequilibrados posiblemente por un aporte más básico.

Pocitos 8:

Ésta presenta:

- fenocristales de plagioclasa con evidencias de disequilibrios
- relictos de vidrios castaños en las partes corroídas de los fenocristales de plagioclasa - fenocristales de hornblenda verde con inclusiones de augita y plagioclasa
- escasos fenocristales de biotita

Los vidrios castaños incluidos en las plagioclasas corroídas sugieren la presencia de magmas relativamente básicos.

Las inclusiones de augita y plagioclasa en fenocristales de hornblenda podrían sugerir que estos tres minerales estuvieron en un momento dado en equilibrio en un

magma o que fueron previos y no hubo suficiente tiempo para su reacción. Si se considera la primera opción la composición de la plagioclasa (An₄₃) indica que era un magma andesítico.

De la observación de los gráficos de Green (1982) se deduce que la coexistencia de estos tres minerales en equilibrio (sin granate, cuarzo ni biotita) para un fundido andesítico con alrededor de un 5% de agua, sería posible para presiones de hasta 8 kb y temperaturas entre 850 y 900°C. A mayores contenidos de agua la asociación no es posible para la composición de la andesita. Por lo tanto tendríamos un magma de composición andesítica que en una etapa se habría equilibrado a una profundidad máxima del orden de los 25 kilómetros. El tipo de anfíbol (hornblenda verde) estaría sugiriendo la presencia de un magma diferenciado (Wilson 1989) y presiones más bajas que las correspondientes a la hornblenda castaña. En síntesis estas rocas sugieren magmas hidratados andesíticos (sin llegar a ser saturados en agua) que cristalizaron a profundidades menores que 25 km, con fraccionamiento de hornblenda, plagioclasa y piroxeno.

VOLCÁN DEL MEDIO

Morfología

También conocido en la zona como cerro Talismán es un estratovolcán de 5.020 metros de altura sobre el nivel del mar y 1.320 metros sobre el nivel de base local. Tiene un diámetro aproximado de 10 km y se calcula que ha extruido un volumen mínimo de lavas de 34,54 kilómetros cúbicos. Hacia el este, sus coladas se interdigitan con las del volcán Pocitos (Pocitos 5) y hacia el oeste limita con las del volcán Tul Tul por medio de una falla inversa que hace que su actual base, aparezca rectangular. Su menor altura con respecto a los otros dos volcanes es consecuencia de la formación de la caldera que lo corona, que tiene un diámetro de alrededor de 3,5 km, cuyo borde sudoeste ha sido parcialmente cubierto por las coladas finales (Del Medio 5 a 7). Al oeste de la misma se hallaron depósitos de flujos piroclásticos (Del Medio 4, ver mapa adjunto). La caldera pudo tener dos posibles orígenes: que sea producto de la explosividad que generó los flujos piroclásticos o bien consecuencia del colapso, por vaciamiento, de un reservorio superficial. Su exiguo tamaño y el pequeño volumen del depósito piroclástico sugieren la primera posibilidad como la más probable.

En la ladera sur se destaca sus coladas basales, de coloración más oscura que las restantes y cuya extensión horizontal hace suponer que han sido las más fluidales.

También es de destacar la presencia de domos alineados que serán descriptos bajo el título Domos Pozo Cavado.

En el volcán Del Medio o Talismán pudieron identificarse seis conjuntos de coladas (Del Medio 1-3 y 5-7) y una intercalación de rocas piroclásticas (Del Medio 4).

Unidades litológicas identificadas (de base a techo)

Del Medio 1: Andesitas con hornblenda castaña (representadas por las muestras ME6, ME8, ME10 y ME11).

Están integradas por las coladas basales ubicadas al sur del volcán.



Lámina 19. Lava con vesículas orientadas.



Lámina 20. Lava con alternancia de bandas claras y oscuras.



Lámina 21. Lava con superficies lajosas.

Son lavas en bloques, con marcada fluididad dentro de ellos. Dicha estructura está dada por la orientación de vesículas de hasta 6 cm (Lámina 19) y por la alternancia de bandas claras y oscuras (Lámina 20) que evidencian un flujo laminar. Los bloques suelen presentar tres características: a) superficies lajasas más resistentes a la erosión, posiblemente, como en el caso del volcán Pocitos, por diferencia en los tiempos de enfriamiento (Lámina 21), b) aspecto cavernoso en sus partes superiores, quizás debido a un mayor contenido de volátiles (Lámina 22) y c) superficies redondeadas, producto de un diaclasamiento que genera polígonos de hasta 20 cm (Lámina 23).

En general las andesitas son de color gris a gris muy claro y presentan fenocristales de plagioclasa (30% como máximo), de hábito tabular corto, de hasta 0,4 cm y minerales máficos prismáticos y aciculares (10% como máximo) de hasta 0,5 cm en una pasta afanítica.

Microscópicamente son porfíricas con fenocristales de plagioclasa, con zonación múltiple oscilatoria e inclusiones de circón y de hornblenda castaña. Fueron determinados mediante el método de Michel Levy como andesinas (An_{35-42}). Los minerales máficos son hornblendas castañas con bordes opacos. Suelen presentar inclusiones de plagioclasa y formar cumulos junto a éstas y a cristales de augita (Lámina 24). También se observaron gránulos de minerales opacos y fenocristales de augita e hipersteno. La pasta es hialopilitica, compuesta por feldespato alcalino, vidrio castaño e incoloro, minerales opacos y pequeños cristalitos de piroxeno. Se observó abundancia de vesículas, muchas de las cuales están tapizadas por cristobalita y yeso.

Este tipo de colada suele presentar xenolitos redondeados de hasta 15 cm, compuestos por pastas volcánicas de coloración más oscura, diferentes de las lavas que los incluyen. Son semejantes a los descriptos para el volcán Pocitos (Pocitos 7 y 8).



Lámina 22. Lava que en su parte superior tiene aspecto "cavernoso".



Lámina 23. Lava con superficie redondeada por fino diaclasamiento.

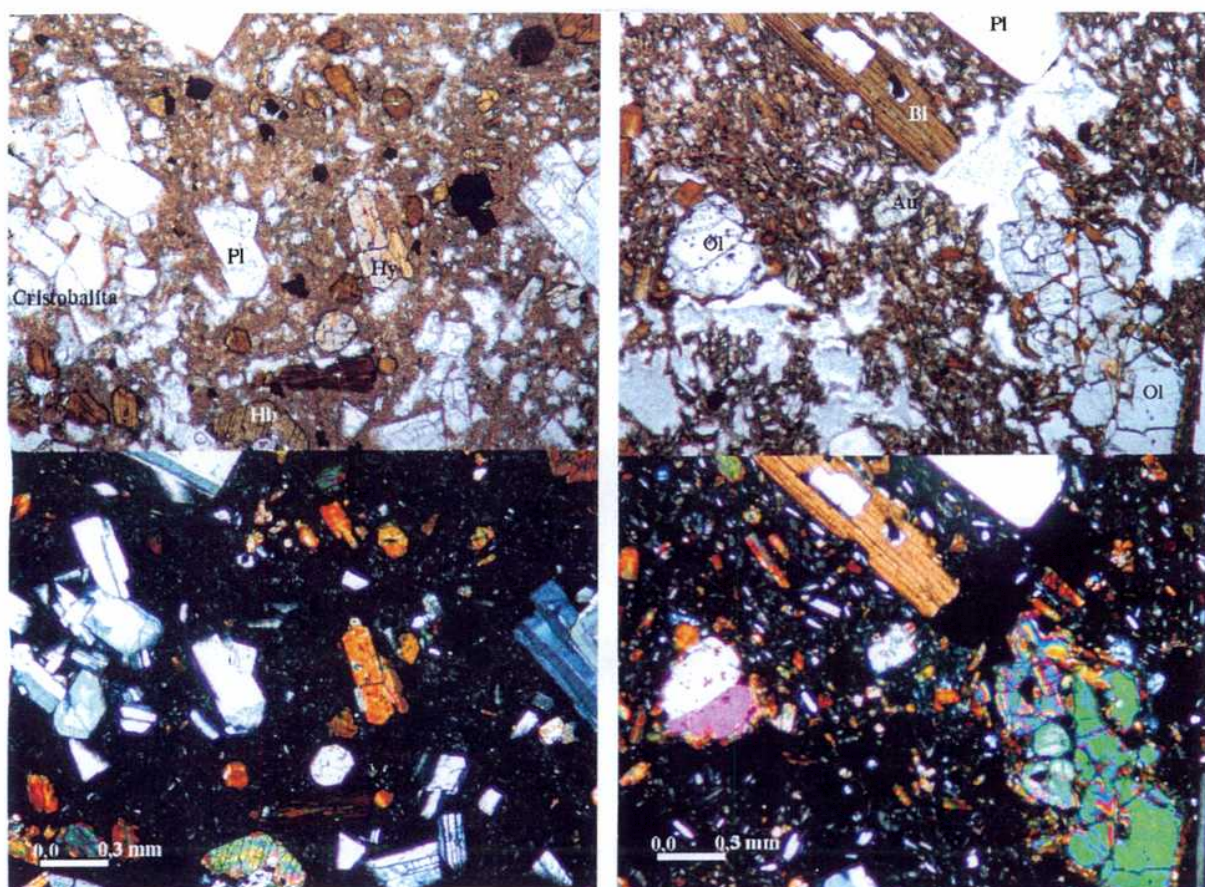


Lámina 24. Microscopía de la Unidad Del Medio 1. Lámina 25. Microscopía de la Unidad Del Medio 2.

Del Medio 2: Traquiandesitas con hornblenda castaña, cuarzo y olivina (representadas por la muestra MKD2)

Macroscópicamente presentan aproximadamente 25% de fenocristales de plagioclasa de hasta 0,8 cm y finos prismas de minerales máficos de hasta 0,4 cm, en pasta de color gris castaño oscuro.

Microscópicamente su textura es porfírica con pasta pilotáxica (Lámina 25). Los fenocristales de plagioclasa suelen presentar zonación múltiple oscilatoria e inversa, corrosión, bordes cribados e inclusiones de apatito. La composición predominante fue determinada con platina universal utilizando los gráficos de Slemmons (1962), como andesina (An_{39}). Los máficos dominantes son hornblenda castaña con inclusiones de augita, plagioclasa y minerales opacos. La asociación de los últimos tres minerales aparece también como anillos de reacción en la hornblenda. Algunos ejemplares tienen centros cribados y engolfamientos. En menor cantidad hay fenocristales de augita e hipersteno y como minerales accesorios apatito, opacos, escaso cuarzo anhedral y escasa olivina con anillos de reacción de grano extremadamente fino. La pasta está compuesta por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, vidrios de dos tipos: castaño e incoloro con escasa alteración, minerales opacos y cristalitas de piroxeno. Presentan abundantes vesículas, algunas de las cuales están tapizadas por cristobalita.

Del Medio 3: Traquiandesitas con olivina y biotita (representadas por la muestra ME1).

Macroscópicamente son de color gris con fenocristales de hasta 0,6 cm (20%) y

minerales máficos de hasta 0,3 cm (10%) en pasta afanítica. Presentan abundantes vesículas las que suelen contener precipitados de yeso.

Microscópicamente son porfíricas con fenocristales de andesina (composición predominante An_{32}), con zonación múltiple oscilatoria e inversa, que en ocasiones presentan inclusiones de circón, minerales opacos, hornblendas y vidrios castaños e incoloros (Lámina 26). Los minerales máficos están representados por hornblenda castaña, algunas con anillos de reacción, augita, biotitas euhedrales que incluyen vidrios castaños y olivinas con finos anillos de reacción. Como accesorio se determinaron escasos fenocristales anhedrales de cuarzo. La pasta es en partes hialopilitica y en otros sectores pilotáxica, compuesta por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, minerales opacos y vidrios de dos tipos: castaño e incoloro. Se observaron precipitados de yeso, carbonatos y cristobalita en las vesículas.

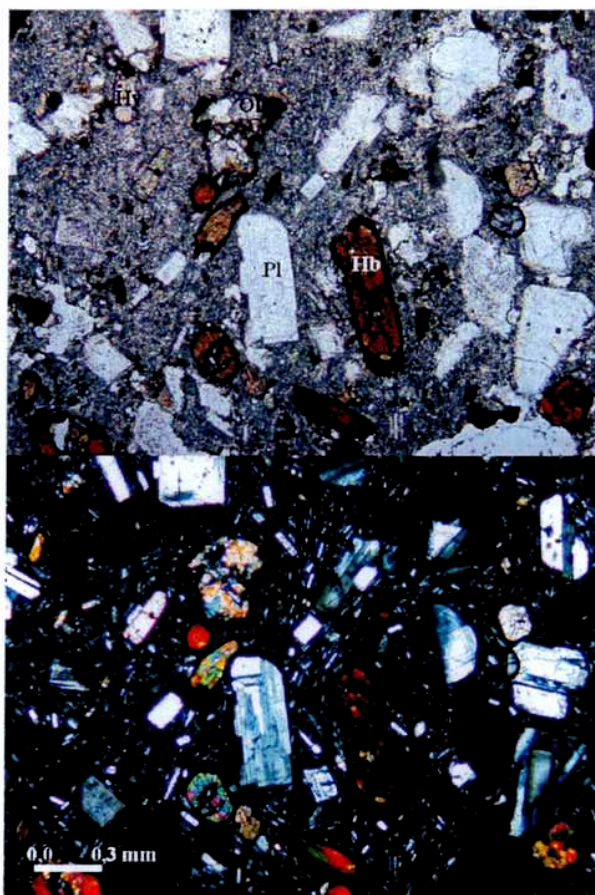


Lámina 26. Microscopía de la Unidad Del Medio 3.

Del Medio 4: Depósitos piroclásticos de caída y de flujo

En el borde sudoeste de la caldera, por debajo de las coladas Del Medio 5 y 7 y al oeste de la falla inversa occidental, se ubica un conjunto de depósitos piroclásticos de



Lámina 27. Aspecto general de los depósitos de flujo piroclástico de la Unidad Del Medio 4.

caída y de flujos, muy próximos entre sí y de similares características. El perfil que los representa, y que a continuación se describe desde el techo hasta la base, se levantó en una quebrada (Lámina 27, Figura 3A). La secuencia inclina unos 5° al norte y presenta contactos netos entre sus bancos. Las denominaciones siguen la clasificación presentada por Teruggi et al. (1978), modificada por Mazzoni (1986b).

-Techo: actual superficie de erosión

-Lavas andesíticas fluidales con pasta afanítica de color gris verdoso, contienen un 30 % de fenocristales de plagioclasa tabular, blanquecinos de hasta 0,4 cm y de mafitos prismáticos negros de hasta 0,3 cm. Petrográficamente son las fenoandesitas con hornblenda castaña y biotita Del Medio 5, (muestra AR1 y Lámina 28).....2 m

-Brecha lávica mediana, con gran densidad de fragmentos (autobrecha lávica), con un 80 % de fragmentos subangulares de hasta 20 cm. La roca que los engloba es de igual composición. Es una andesita de color castaño grisáceo con fenocristales tabulares blanquecinos de plagioclasa y mafitos prismáticos negros de hasta 0,3 cm (Lámina 28).....0,3 m

-Cubierto (detritos actuales).....4 m

-Brecha volcánica fina, clastosostenida, de color castaño claro, con un 60 % de clastos subangulares de hasta 6 cm en matriz fina tobácea. Los clastos más comunes son pumicitas de color blanco. En menor proporción hay andesitas de pastas negras y rosadas (Lámina 29).....0,9 m

-Tobas finas de caída de color blanco (Lámina 29).....0,1 m

-Lapillitas medianas, blanco-grisáceas, estratificadas en bancos tabulares de hasta 17 cm de espesor (Lámina 30). Están compuestas por un 15 % de clastos subangulares de hasta 1,5 cm en una matriz fina tobácea. Los clastos más comunes son pumicitas blancas, en las que se distinguen mafitos prismáticos oscuros de hasta 0,1 cm; y en menor cantidad hay fragmentos líticos de andesitas de pastas grises con fenocristales de plagioclasa blanca y mafitos de hasta 0,1 centímetros. Cada banco presenta laminación paralela en su base, gradación inversa para la fracción pumicítica y gradación normal para la fracción lítica. Una muestra tipo (AR3) reveló al microscopio estar formada por un 28 % de vitroclastos, 25 % de cristaloclastos y 20 % de litoclastos (Lámina 31). Los vitroclastos son vidrios incoloros vesiculados que gradúan en tamaño hasta pumicitas y contienen hasta un 20 % de gránulos opacos, fenocristales de hornblenda verde y de plagioclasa. Los cristaloclastos presentan escasa fracturación y están compuestos por plagioclasa, hornblenda verde, minerales opacos y cuarzo. Los litoclastos están formados por diferentes tipos de pastas volcánicas comparables a las de las andesitas con hornblenda castaña (Del Medio 1) y traquiandesitas con hornblenda castaña, cuarzo y olivina (Del Medio 2). La matriz está formada por un agregado muy fino compuesto por pequeños cristaloclastos, trizas cuspidas que conservan sus formas originales sugiriendo que no hubo soldamiento y otros fragmentos de vidrio castaño claro.....0,6 m



Lámina 28. A: Aspecto general de la Unidad Del Medio 5, B: Carpeta de brecha inferior.



Lámina 29. Brecha volcánica y depósito de toba fina.



Lámina 30. Lapillitas medianas estratificadas.

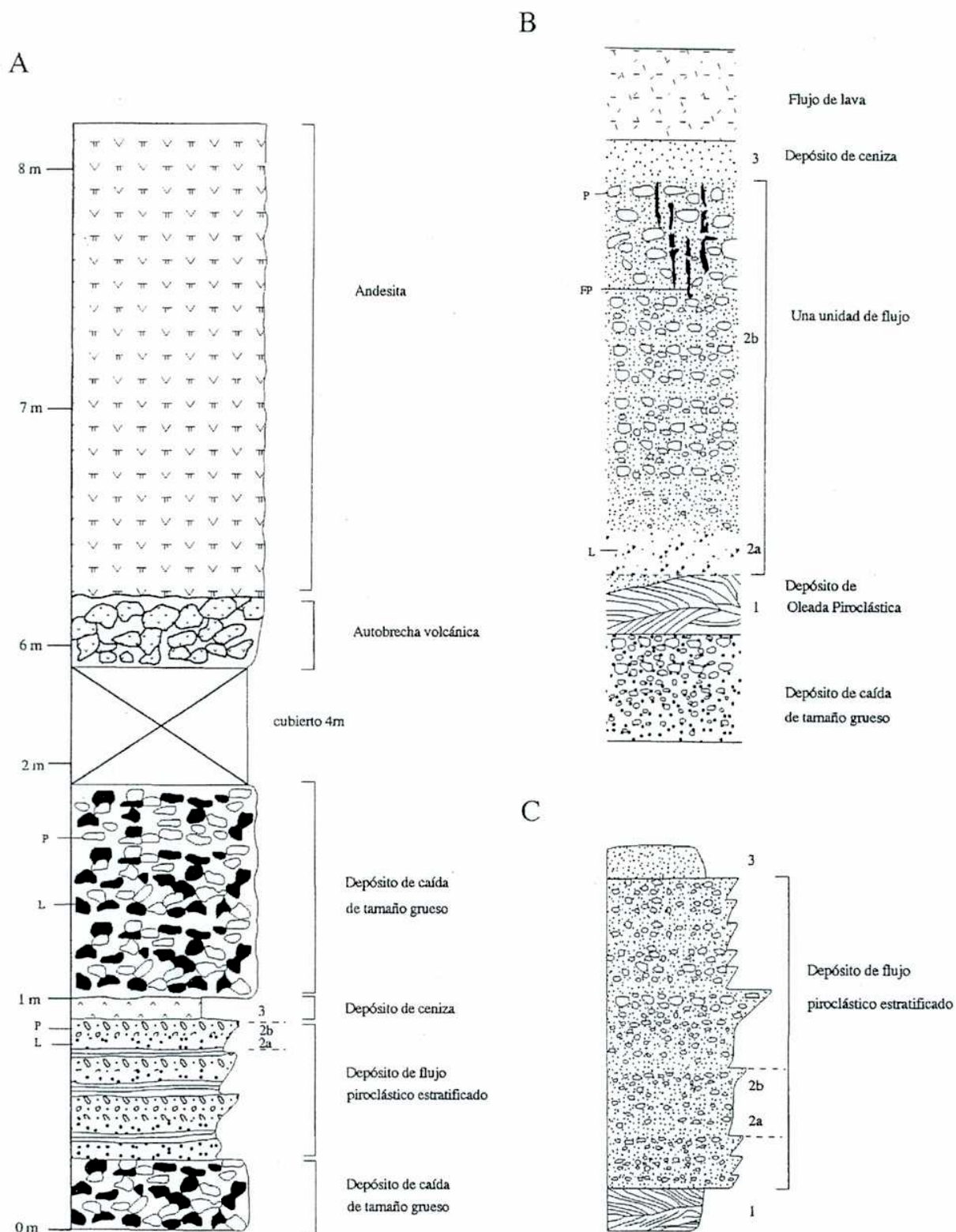


Figura 3. A. Perfil de depósitos de flujos piroclásticos asociados al volcán Del Medio, B. Diagrama esquemático de un episodio completo de erupción piroclástica según Torpe y Brown (1985) y C. Sección ideal de un depósito de flujo piroclástico estratificado según Mc Phie (1996) modificado de Sparks et al. (1973) y Sheridan (1979). 1. Depósito de surge basal, 2a. Sector rico en líticos, 2b. Sector rico en material pumíceo, 3. Depósito de ceniza fina, L. Fragmentos líticos, P. Fragmentos pumíceos y FP. Estructuras de escape.

-Lapillitas gruesas, clastosostenidas, débilmente coherentes, de color castaño claro formada por un 80 % de clastos subangulares de hasta 2 cm en una matriz fina tobácea. Los clastos más comunes son pumicitas de color. En menor proporción hay clastos de andesitas con pastas negras y rosadas.....0,3 m

-Base no aflora

Espesor total probable de rocas piroclásticas.....5,9 m

El perfil pone de manifiesto por lo menos dos episodios explosivos sucesivos en la historia del volcán. El primero comienza con depósitos de caída de lapillitas gruesas, Según Sparks et al. (1973) representarían un depósito pliniano de caída correspondiente a una columna eruptiva vertical bien desarrollada. Continúa un conjunto de bancos en general granocrecientes, con laminación paralela en la base, gradación inversa para pumicitas y normal para líticos, que no presentan soldamiento y son predominantemente vítreos. Estas características corresponden a un depósito de flujos piroclásticos. La estratificación interna puede deberse a superposición de diferentes unidades de flujo (Colombo y Martí, 1992). Siguiendo a Mc Phie et al. (1996) se lo clasifica como un flujo primario estratificado del tipo ignimbrita o de flujo denso (Mazzoni 1986). Sobre ellos se apoyan tobas finas que evidencian la caída del material proveniente de nubes de ceniza diluidas que suelen acompañar al flujo (Spark y Walker 1977) y que marcan el final del episodio explosivo. El siguiente depósito concordante de brechas finas masivas marca el inicio de un segundo evento piroclástico del cual solo se observa la base. Le siguen depósitos de brechas lávicas y lavas andesíticas que marcan su techo (Del Medio 5). La brecha lávica se interpreta como el producto de auto-brechamiento, sufrido al enfriarse la superficie de la colada mientras continuaba fluyendo. Scasso y Limarino (1997) señalan que el material brechoso de este tipo se desliza en el frente de la colada y posteriormente puede ser cubierto por ella, dando así origen a una carpeta inferior de brecha. De este modo las andesitas fueron las responsables de que estos depósitos se conservaran.

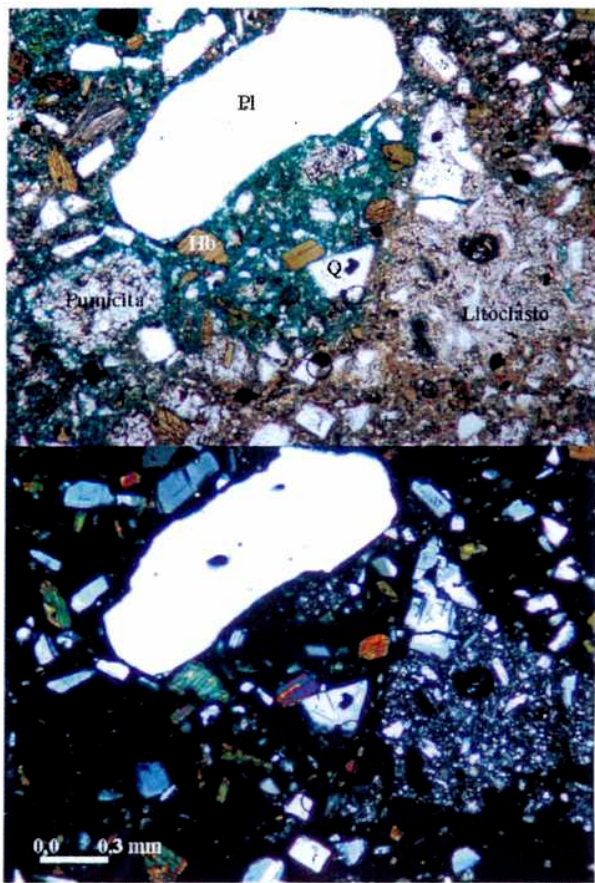


Lámina 31. Microscopía de la Unidad Del Medio 4.

Del Medio 5: Fenoandesitas con hornblenda castaña y biotita (representadas por la muestra AR1)

Estas coladas, al igual que Del Medio 6 y 7, se ubican en el borde SO de la caldera y quizás hayan ascendido a través de fracturas anulares asociadas a la misma. Están formadas por fenocristales de plagioclasa y mafitos de hasta 0,4 cm, en pasta afanítica de color gris.

Microscópicamente son porfíricas con pasta hialopilitica. Los fenocristales son de andesina (composición predominante An_{36}), hornblenda castaña, augita e hipersteno. La plagioclasa tiene zonación múltiple inversa, suelen tener zonas cribadas, inclusiones de vidrio incoloro (Lámina 32) y de anfíbol. La hornblenda contiene inclusiones opacas y de augita. Se observaron pequeños cumulos formados por plagioclasa, hornblenda y augita. Como accesorios hay apatito, opacos y escasa biotita euhedral. La pasta contiene feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, cristalitos de piroxeno, minerales opacos y vidrio incoloro. Las vesículas son abundantes y suelen estar tapizadas por cristobalita.

Del Medio 6: Andesitas con oxihornblenda y labradorita (representadas por la muestra DM3)

Son lavas en bloque de color rosado, con fluidalidad poco marcada dada por el bandeamiento de pastas de colores rosados y rosados oscuros. En general presentan pequeños xenolitos negros subredondeados de hasta 3 cm y un 25 % de fenocristales de plagioclasa blanquecina, seriados de hasta 0,4 cm y 5 % de mafitos negros, prismáticos, de hasta 0,2 cm en pasta afanítica.

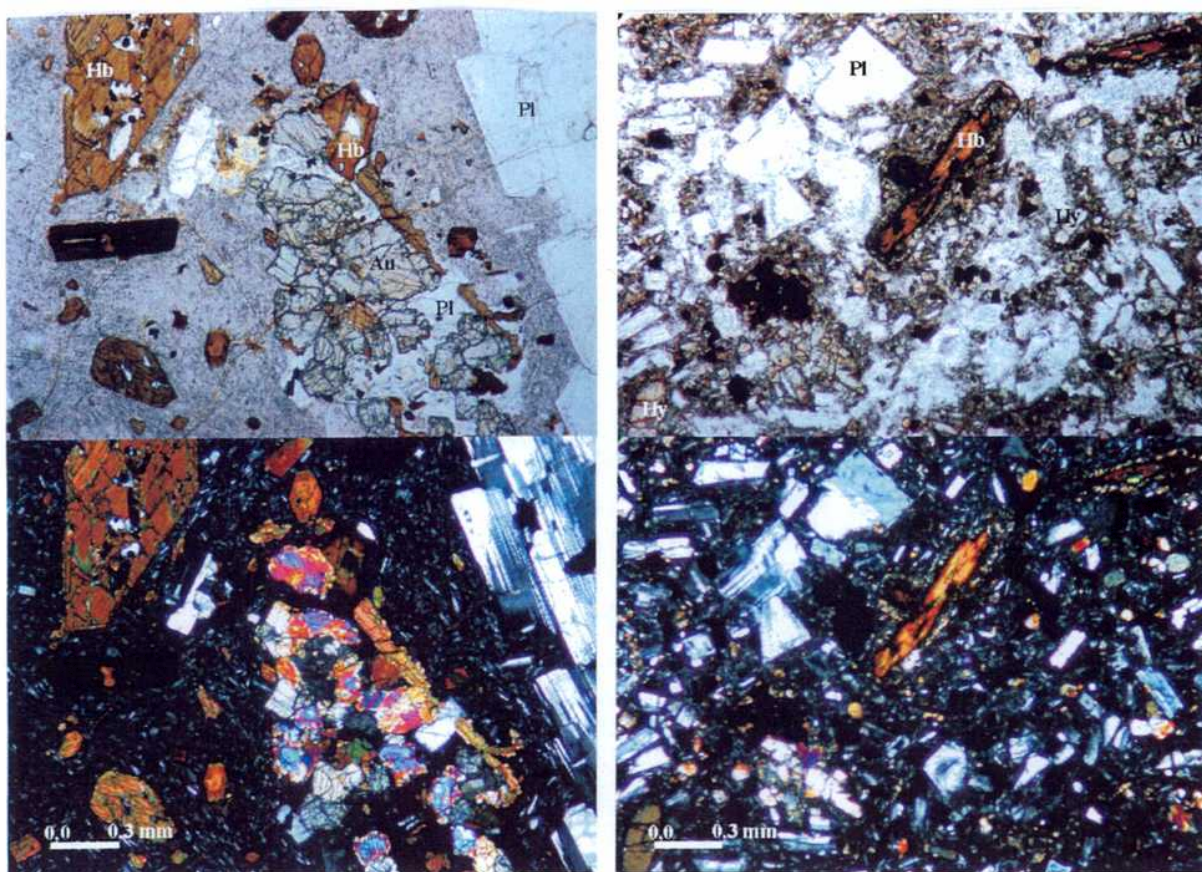


Lámina 32. Microscopía de la Unidad Del Medio 5. Lámina 33. Microscopía de la Unidad Del Medio 6.

Microscópicamente presentan textura porfírica con pasta hialopilitica (Lámina 33). Los fenocristales son de plagioclasa con zonación múltiple inversa, con bordes y centros muy cribados que suelen contener vidrios incoloros, y con inclusiones de minerales opacos. Fueron determinados mediante el método de Michel Levy como labradorita (An_{52}) su composición más básica. Los máficos son augita, hipersteno y escasa oxihornblenda con gruesos bordes opacos, las cuales suelen presentar anillos de reacción formados por un fino agregado de augita, plagioclasa y minerales opacos. La pasta está formada por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, cristalitos de piroxeno, minerales opacos y vidrio incoloro. Las vesículas son irregulares y suelen estar tapizadas por cristobalita, llegando a formar amígdalas.

Del Medio 7: Fenoandesitas con cuarzo (representadas por la muestra DM1).

Las relaciones de campo indican que serían las coladas más nuevas del volcán. Su frente tiene unos 100 m de espesor con rocas que presentan escasa fluidalidad.

Macroscópicamente son de color castaño rosado con un 20 % de fenocristales de plagioclasa de hasta 0,2 cm y de mafitos de hasta 0,1 cm.

Microscópicamente tienen textura porfírica con pasta hialopilitica (Lámina 34). Los fenocristales son de plagioclasa con zonación múltiple oscilatoria. La composición predominante fue determinada mediante el método de Michel Levy como andesina (An_{44}). Los máficos son augita, hipersteno y hornblenda castaña, la última con anillos de reacción formados por un fino agregado de minerales opacos y de augita. Hay fenocristales anhedrales de cuarzo corroído. La pasta está formada por feldespato alcalino, escasas microlitas de plagioclasa, abundante vidrio castaño y cuarzo. Este último mineral también es observado en amígdalas.

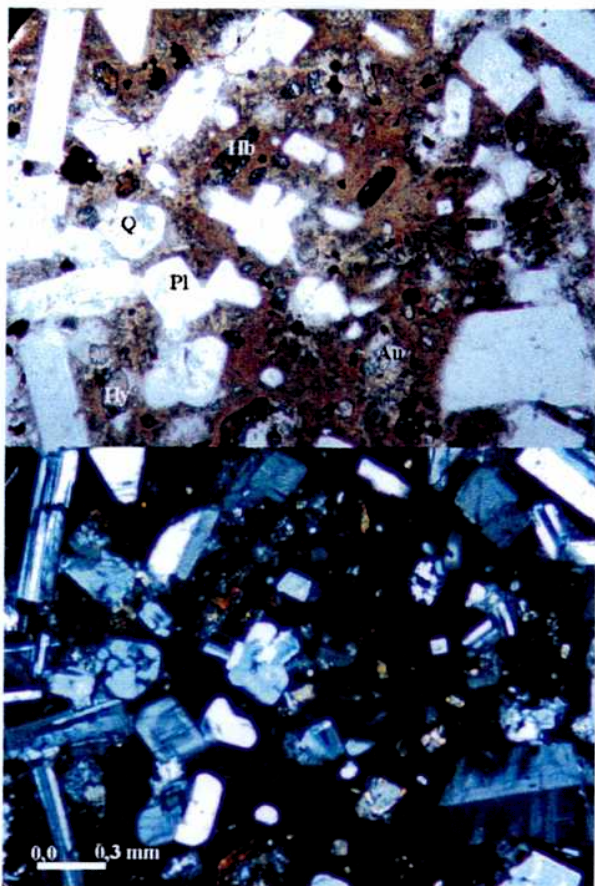


Lámina 34. Microscopía de la Unidad Del Medio 7.

Consideraciones generales acerca de la petrografía de las muestras del volcán Del Medio

En todos los casos las texturas son porfíricas con pastas hialopiliticas o pilotáxicas.

Como en el caso del volcán Pocitos, la presencia de fenocristales de hipersteno, de plagioclasas zonadas y de feldespatos alcalinos en la pasta, sugieren composiciones calcoalcalinas. En todas las muestras del volcán Del Medio, los fenocristales de plagioclasa tienen zonas corroídas, poniendo en evidencia importantes disequilibrios y cuyas interpretaciones son similares a las anteriormente hechas para el volcán Pocitos.

Consideraciones petrográficas e interpretaciones para cada uno de los grupos litológicos descriptos

Del Medio 1:

Los tipos de minerales félicos y la composición de la plagioclasa es similar a la observada en unidad Pocitos 3. Además se identificó en ella una probable paragénesis en equilibrio de plagioclasa, hornblenda y clinopiroxeno. Para esta última asociación, en magmas de composición andesítica, como se supone por la naturaleza de la plagioclasa, en la muestra Pocitos 8 se propusieron condiciones de equilibrio para presiones de hasta 8 kb y temperaturas entre 850 y 900°C. En este caso la profundidad podría ser del orden de los 25 km por tratarse de hornblenda castaña.

Los precipitados de cristobalita y yeso en las cavidades de las coladas forman parte de su historia post-magmática, la que será considerada teniendo en cuenta su distribución areal.

Del Medio 2:

La muestra que la representa tiene similitudes con las andesitas con hornblenda castaña (Del Medio 1). Presenta hornblenda con inclusiones de augita y plagioclasa poniendo en evidencia la coexistencia en equilibrio de estos minerales. Por otra parte el anfíbol también presenta anillos de reacción formados por augita y plagioclasa demostrando que posteriormente hubo desestabilización en la hornblenda. Además se observó la presencia de escaso cuarzo anhedral y de olivina con anillos de reacción. Cabrían para esta muestra las mismas consideraciones que para la andesita Del Medio 1, agregando a la olivina como representante del magma de composición básica o quizás como indicador de contaminación según lo detectado en la unidad Pocitos 4, mientras que el cuarzo anhedral pone en evidencia otro de composición ácida. Estas consideraciones se ven apoyadas por la presencia de dos tipos de vidrio: castaño e incoloro indicando que la mezcla no fue completa (*mingling*). Posteriormente a la mezcla se habrían producido los disequilibrios que dieron origen a los diferentes anillos de reacción.

Del Medio 3:

La presencia de olivina la asemeja a las andesitas con olivina y biotita (Pocitos 4), sin embargo, en este caso la hornblenda castaña (en lugar de oxihornblenda) y especialmente las plagioclasas dominantes de composición más sódica (An_{32}) marcan una diferencia a tener en cuenta en la evolución del magma. Las plagioclasas podrían indicar un leve aumento de la acidez, que podría tener origen en el fraccionamiento (de hornblenda, plagioclasa y magnetita) o bien en un aporte mayor del magma ácido. Esto último está apoyado en la coexistencia de vidrios castaños e incoloros y la presencia de

cuarzo corroído. Las biotitas, de origen magmático por su idiomorfismo están asociadas al magma relativamente más básico por sus inclusiones de vidrio castaño.

Cristobalita y yeso ponen en evidencia la circulación de soluciones calientes post-magmáticas.

Del Medio 4:

Los depósitos piroclásticos provienen del volcán Del Medio, ya que se encuentran próximos a su caldera y contienen litoclastos comparables a los de sus lavas. Corresponderían a depósitos de caída y a flujos piroclásticos estratificados del tipo ignimbrita (Mc Phie et al. 1996) (Figura 3C) y habrían sido producidos por el colapso de una columna eruptiva (Sparks et al. 1978). En su conjunto, responden al modelo propuesto por Thorpe y Brown (1985) (Figura 3B) para un episodio completo de erupción piroclástica. La ausencia de los depósitos de surge basal, tal como sugieren las secciones ideales (figura 3 B y C) puede deberse a que se hubieran encauzado en las quebradas no abarcadas por el afloramiento. Otra posibilidad es que estén representados por los niveles laminados que se encuentran en la base de cada unidad de flujo. La falta de estructuras de escape de gases, atribuidas a flujos de baja temperatura (Fisher y Schmincke 1984) y altamente fluidilizados (Wilson 1980) pueden indicar temperaturas mayores, pero no superiores a los 550 °C ya que no existen evidencias de soldamiento en el depósito. Según Fisher y Schmincke (1984) por debajo de los 550 °C no se produce deformación plástica de los fragmentos vítreos, aunque hay que tener en cuenta que el límite de la temperatura depende también del contenido de volátiles (a menor contenido de volátiles, mayor temperatura) y de la composición química del vidrio. En cuanto a la fluidilización, principal mecanismo de transporte de los flujos piroclásticos, se sabe que es un fenómeno que se presenta cuando la velocidad del fluido es tal que las fuerzas de flotación y de fricción se igualan (Araña Saavedra y Ortiz Ramis, 1984) y para que se produzca se necesita una importante cantidad de gas con una energía cinética considerable (Colombo y Martí, 1992). Por lo tanto la falta de estructuras de escape estaría indicando también que se trató de un flujo poco fluidilizado, quizás debido a un bajo contenido en volátiles. Otro factor a tener en cuenta y que estaría indicando lo mismo, es la escasa potencia del depósito (aproximadamente 6 metros) ya que en los flujos poco potentes la fluidilización es menor debido a que no existe una tasa de escape de gas lo suficientemente rápida como para originar velocidades de gas significativas (Colombo y Martí, 1992). Por lo tanto se considera que el flujo piroclástico fue poco fluidilizado y con temperaturas mayores a las que se necesitan para generar estructuras de escape pero menores a los 550°C. Se descarta también para los mismos un origen freatomagmático ya que no se observó la presencia de lapilli acrecional (Moore y Peck, 1961; Reimer, 1983), estructuras de impacto (Thorpe y Brown, 1985) y estructuras similares a las sedimentarias, todas indicadoras de este tipo de proceso. Se propone un origen asociado a la extrusión de flujos de lavas andesíticas. Estos depósitos contienen litoclastos de la andesita Del Medio 1 y de la traquiandesita Del Medio 2. Por su ubicación deben ser coetáneos con la caldera. Las observaciones revelan que al momento de producirse la caldera las traquiandesitas Del Medio 2 y 3 estaban depositadas ya que las corta. Con lo cual se puede decir que los depósitos piroclásticos son posteriores a las unidades Del Medio 1, 2 y 3, pero anteriores a las Del Medio 5, 6 y 7 que los cubren. Serían junto a la caldera representantes de un volcanismo explosivo similar a los del tipo subpliniano (Cas y Wright, 1987).

Del Medio 5:

Estas coladas resultaron muy semejantes a las coladas basales, aunque a diferencia de éstas, presentan escasa biotita euhedral, por lo cual la interpretación petrográfica sería similar.

Del Medio 6:

Estas coladas presentan: evidencia de desequilibrio en las plagioclasas, anfíboles con gruesos bordes opacos y en ocasiones con anillos de reacción formados por un fino agregado de plagioclasa y augita.

Las plagioclasas con zonación múltiple inversa, con centros y bordes corroídos se podrían explicar mediante lo expuesto para la unidad Pocitos 1 (mezcla de magmas). Los anfíboles con bordes opacos estarían indicando pérdida de volátiles en la cámara o durante el ascenso del magma. Los minerales del anillo serían evidencias de desequilibrios producidos durante una etapa magmática posterior. Se puede interpretar que la corrosión de plagioclasa y la oxidación de los anfíboles podrían ocurrir en forma simultánea si hubiera mezcla de magmas, según se dijo en las consideraciones generales para el volcán Pocitos. A esto debe agregarse el fraccionamiento por cristalización posterior de piroxeno y plagioclasa de los anillos de reacción.

Del Medio 7:

Las relaciones de campo indican que éstas son las coladas más nuevas del conjunto. La presencia de xenocristales de cuarzo corroídos y de hornblendas con anillos de reacción pone en evidencia importantes desequilibrios con la pasta, que tienen origen en una mezcla de magmas como se dedujo para los casos anteriores.

VOLCÁN TUL TUL

Morfología

Se trata de un estratovolcán de composición desde traquiandesítica hasta dacítica, de 5383 metros de altura sobre el nivel del mar y de 1683 m de altura sobre el nivel de base local. Su forma es cónica casi perfecta, su base tiene un diámetro máximo de 13,5 km y uno mínimo de 10 km y se calcula que ha extruido un volumen aproximado de 58,24 km³ de lava. Hacia el este está limitado por una falla inversa que lo monta sobre las unidades Del Medio 3 y 5. A diferencia de los anteriores carece de caldera y en su cima se identifica una protuberancia que podría corresponder al último conducto lávico (cuello) que ha sido erosionado diferencialmente desde el Mioceno superior hasta los tiempos presentes.

En este edificio volcánico se pudieron distinguir hasta ocho conjuntos de coladas, entre las que se destacan, por su coloración más oscura y su mayor distribución areal, los conjuntos de coladas basales (Tul Tul 1 y 2). Éstos se ubican al norte y al sur del volcán y alcanzan con pendiente moderada los salares del Rincón y Pocitos respectivamente. Se encuentran moderadamente bien preservadas, en especial las ubicadas en la ladera norte. Los conjuntos de coladas posteriores (Tul Tul 3, 4 y 6-9) forman la parte principal del volcán, presentan tonalidades rojizas y aspecto más viscoso con respecto a las basales que aparentan una mayor fluidalidad. Estas últimas en

general se encuentran bien conservadas y presentan un aspecto suave y "aterciopelado", destacándose del conjunto la colada más nueva ya que en ella aún se distinguen las crestas y senos de flujo.

Al noroeste del volcán fueron identificados depósitos de flujos piroclásticos.

Unidades litológicas identificadas (de base a techo)

Tul Tul 1: Andesitas con biotita, hornblenda castaña y cuarzo (representadas por las muestras TT4 y TT6).

Está integrada por las coladas basales ubicadas en la ladera sur del volcán. Son de color oscuro, están bastante erosionadas, pero al integrar sus afloramientos se puede observar que fueron de poco espesor y bastante extensas, indicando menor viscosidad con respecto a las coladas posteriores. En la parte superior de algunos afloramientos son lajosas (Lámina 35) remarcando la fluidalidad. Los diaclasamientos que dan origen a la lajosidad llegan a ser subverticales con separaciones de hasta 10 cm y es común que en sectores sean divergentes (Lámina 36) evidenciando turbulencia, la cual, dada la relativamente baja viscosidad puede asociarse a una alta velocidad. En los afloramientos se reconocen alternancia de bandas con pastas rosadas y rosadas oscuras de disposición paralela que acentúan las evidencias de fluidalidad. En la parte superior de algunos afloramientos se observan bloques de igual composición que la colada, subredondeados de hasta 20 cm, otorgándole un aspecto brechoso (Lámina 37). Estos bloques podrían haberse generado en la parte superior de la colada, la cual al enfriarse más rápido es probable que se haya brechado. Posteriormente la cubierta de bloques habría sido incorporada por el flujo lávico generando así la textura que hoy se observa. Hacia la parte basal las coladas se vuelven masivas con diaclasamiento distanciado en 1 m y presentando xenolitos redondeados, oscuros, texturalmente finos, de hasta 7 centímetros.

Estas andesitas contienen hasta un 30 % de fenocristales blanquecinos de plagioclasa seriada de hasta 0,5 cm y de mafitos prismáticos (hornblenda y biotita) de hasta 0,3 cm. La pasta es rosada y porosa por el contenido de vesículas de hasta 0,2 cm, irregulares y subparalelas.

Microscópicamente tienen textura porfírica con pasta en parte pilotáxica y en partes hialopiliticas (Lámina 38). Los fenocristales de plagioclasa tienen zonación múltiple inversa, con bordes y centros cribados, con inclusiones de vidrios incoloros y de anfíbol, minerales opacos e hipersteno. Su composición fue determinada mediante el uso de platina universal, utilizando el método de Slemmons (1962) como An_{46} hasta An_{29} . Los minerales máficos presentan diferentes características en los niveles inferior y superior de esta unidad. En la parte basal están representados por: fenocristales de hornblenda castaña con bordes opacos; fenocristales de augita, de hipersteno y de biotita, la última con inclusiones de plagioclasa. En el nivel superior son oxihornblenda, augita, hipersteno y biotitas rojizas con bordes opacos (oxibiotita). En forma accesorio hay minerales opacos y cuarzo anhedral. La pasta está compuesta por microlitas de plagioclasa, cristalitos de piroxeno, minerales opacos y abundante vidrio incoloro que suele estar desvitificado a feldespato alcalino formando esferulitas. Se observaron gran cantidad de vesículas, algunas de las cuales están tapizadas por cristobalita y otras veces presentan un agregado fino de color verdoso (polihalita?).



Lámina 35. Lajamiento subvertical.



Lámina 36. Laminación en lajas entrecruzada.



Lámina 37. Flujo de lava envolviendo bloques

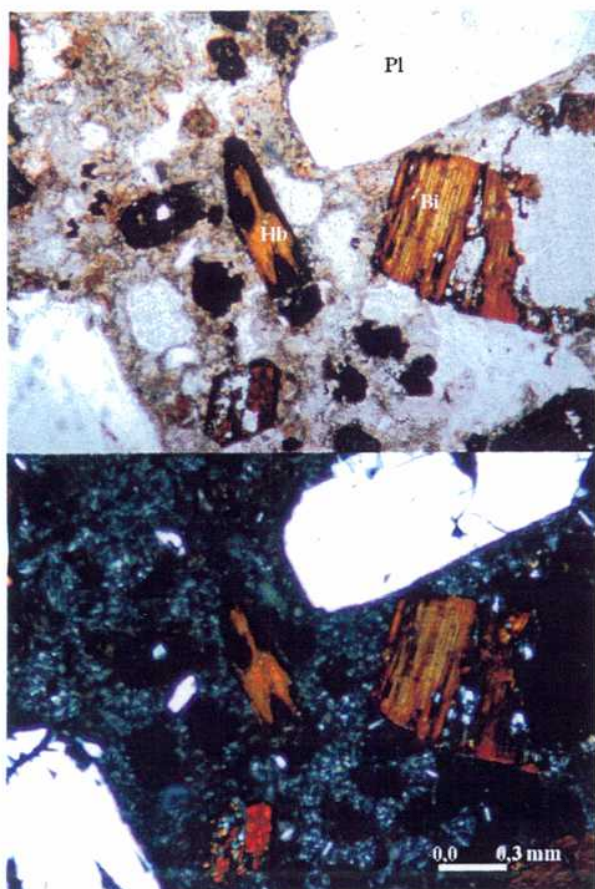


Lámina 38. Microscopía de la Unidad Tul Tul 1.



Lámina 39. Microscopía de xenolito de la Unidad Tul Tul 1.

Los xenolitos están formados por andesitas con características diferentes a las de las rocas que los engloban. Están compuestos por plagioclasa zonada, hornblenda castaña y minerales opacos. Accesoriamente se encontró olivina con anillos de reacción y biotita fresca. A esta última es común observarla como inclusión dentro de la hornblenda castaña. La pasta está compuesta por vidrio incoloro y tablitas de plagioclasa. Presenta vesículas redondeadas, algunas de las cuales suelen estar tapizadas por cristobalita (Lámina 39).

Este tipo de xenolito es muy semejante a los observados en las unidades Pocitos 7 y Del Medio 1.

Tul Tul 2: Traquiandesitas con olivina y biotita (representadas por las muestras TT12, TT13, MKD7 y MK8(3059))

Integran esta unidad las coladas basales de las laderas noroeste y norte del volcán. A diferencia de las posteriores presentan colores más oscuros y extensión areal mayor, lo que pone en evidencia su mayor fluidalidad.

Macroscópicamente contienen fenocristales de plagioclasa (10 a 15%) traslúcidos y seriados de hasta 0,5 cm y un 10 a 15 % de mafitos compuestos por hornblendas de hasta 0,4 cm, escasa biotita de hasta 0,1 cm y muy escasa olivina. La pasta, finamente vesiculada, suele ser negra, gris y rosada. Las vesículas tienen formas

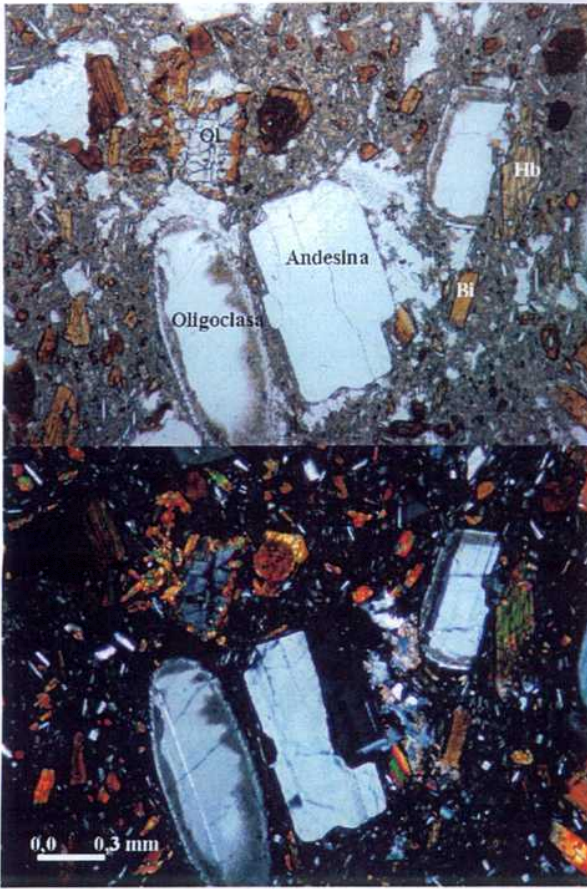


Lámina 40. Microscopía de la Unidad Tul Tul 2.

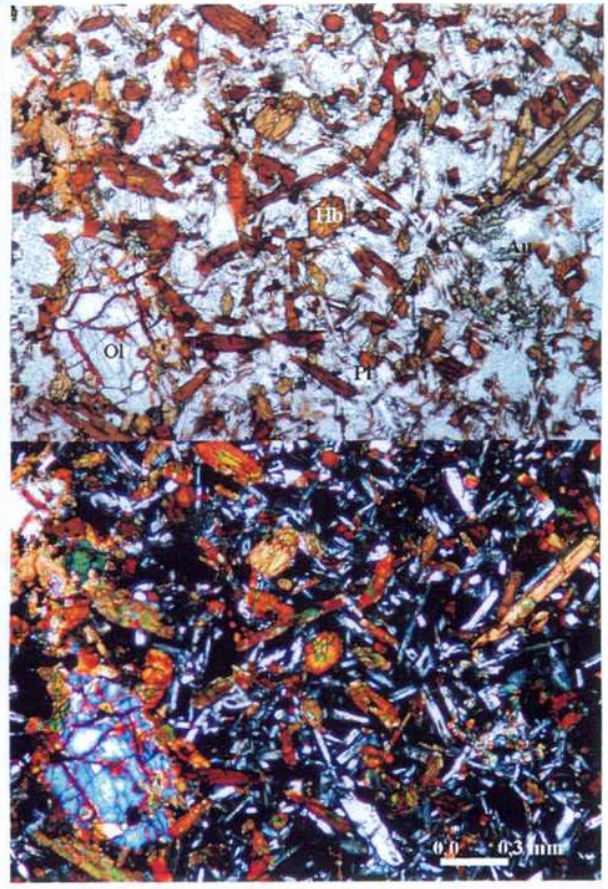


Lámina 41. Microscopía de xenolito de la Unidad Tul Tul 2.

irregulares y alcanzan 0,3 cm. En los niveles superiores de la colada es común observar xenolitos afaníticos, subredondeados, de hasta 7 cm y color negro.

Microscópicamente presentan textura porfírica con pastas pilotáxicas o hialopiliticas (Lámina 40), fenocristales de plagioclasa y de mafitos. Las plagioclasas tienen zonaciones múltiples inversas y oscilatorias, además de bordes y centros cribados, inclusiones de apatito, circón, biotita y vidrios castaños e incoloros. La composición predominante fue determinada mediante el uso de platina universal, utilizando el método de Slemmons (1962) como andesina (An_{44}). También se observaron fenocristales anhedral de plagioclasa que se destacan por un grado mayor de corrosión, las cuales, como era de esperar, resultaron ser más sódicas (oligoclasa- An_{28}). Los minerales máficos están representados por: fenocristales de hornblenda castaña, augita, hipersteno, olivina y biotita. La hornblenda presenta bordes opacos, inclusiones de plagioclasa y de biotita, ocasionales anillos de reacción compuestos por un fino agregado de augita con la cual, suelen formar además pequeños cumulos. La olivina tiene coronas de reacción compuestas por un agregado fino de hornblenda castaña y minerales opacos y en sus centros es común observar un mineral verde fibroso. La biotita suele presentar anillos de reacción formados por minerales opacos, hornblenda castaña y plagioclasa. También se observaron fenocristales de cuarzo anhedral y corroídos. La pasta está compuesta por feldespato alcalino, cristallitos de piroxeno, minerales opacos y vidrio incoloro. Son comunes las vesículas que suelen estar tapizadas por cristobalita, yeso y carbonatos.

Cabe mencionar que en la muestra MK8(3059) no se encontró olivina, pero se la incluye dentro de este grupo por sus semejanzas químicas.

Los xenolitos al microscopio revelaron ser andesitas correspondientes a rocas más básicas que las traquiandesitas que las engloban. Están formados por fenocristales de plagioclasa, determinados mediante el método de Michel Levy como labradorita (An_{60}), hornblenda castaña, escasa augita e hipersteno y olivina anhedral con anillos de reacción formados por hornblenda castaña. Tanto los fenocristales de plagioclasa como los de hornblenda se presentan formando grupos de cristales divergente. La pasta está formada por vidrio castaño, microlitas de plagioclasa, vesículas redondeadas tapizadas por cristobalita y amígdalas de yeso (Lámina 41).

Tul Tul 3: Fenoandesitas con xenocristales de augita-egirina (representadas por la muestra TT2).

Las coladas se presentan suavemente lobuladas, tienen aspecto lajoso y por sectores en ellas se reconoce una débil fluidalidad, dada por alternancia de bandas de pastas rosadas y rosadas oscuras. Contienen xenolitos subredondeados de hasta 30 cm, de colores negros, con fenocristales de mafitos y plagioclasa (Lámina 42).

Macroscópicamente las fenoandesitas están compuestas por un 30 % de fenocristales de plagioclasa blanquecinos, de hasta 0,8 cm, mafitos prismáticos de hasta 0,3 cm y micas doradas. La pasta es afanítica de color gris rosada.

Microscópicamente tienen textura porfírica con pasta hialopilitica (Lámina 43). Contienen fenocristales de oligoclasa (composición predominante An_{27}) y de minerales féficos. La plagioclasa fue determinada por el método de Michel Levy, presenta zonación múltiple inversa, algunas zonas cribadas, inclusiones de hornblenda castaña y de vidrios castaños e incoloros. El máfico dominante es

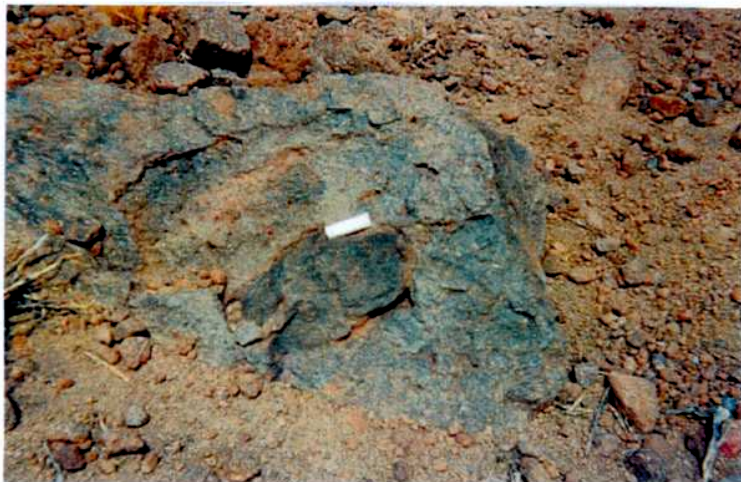


Lámina 42. Colada con presencia de xenolitos.

hornblenda castaña con inclusiones de hipersteno, minerales opacos, plagioclasa y biotita. Hay también fenocristales de augita, hipersteno y biotita. Esta última suele presentar anillos de reacción compuestos por un fino agregado de plagioclasa y minerales opacos. Es común el cuarzo anhedral corroído. Como xenocristales se observa augita-egirina con anillos de reacción compuestos por un fino agregado de hornblenda castaña, uno de los elementos distintivos de esta colada. La pasta está compuesta por tablitas de plagioclasa, feldespatos alcalinos, cristallitos de piroxeno, minerales opacos y vidrio incoloro. Presenta vesículas irregulares tapizadas por cristobalita.

Tul Tul 4: Fenoandesitas con hornblenda castaña y biotita (representadas por la muestra TT8)

Las coladas son macizas y homogéneas en la parte basal. Hacia la parte superior se tornan lajosas. El diaclasamiento que da origen a estas estructuras presenta un espaciado de hasta 10 cm y en partes cambia abruptamente de orientación (turbulencia?, deformación?).

Macroscópicamente presentan 20 % de fenocristales de plagioclasa, tabular, blanquecina de hasta 0,4 cm y 10 % de mafitos prismáticos y aciculares de hasta 0,5 cm en pasta afanítica color gris claro.

Microscópicamente son porfírica con pastas hialopiliticas o pilotáxicas (Lámina 44). Contienen fenocristales de plagioclasa con zonación múltiple inversa, de centros corroídos donde es común encontrar relictos de vidrios castaños. Suelen presentar inclusiones de hornblenda castaña, de minerales opacos y de hipersteno. También forma escasos cumulos (microxenolitos) junto a hornblenda castaña, minerales opacos, augita y abundante vidrio castaño intersticial. Su composición predominante es andesina (An_{33}), determinada mediante el método de Michel Levy. Los minerales máficos son fenocristales de hornblenda castaña, hipersteno y augita. La hornblenda suele presentar inclusiones de hipersteno, de plagioclasa, de minerales opacos y de apatito. También forma un segundo tipo de cumulos junto a biotita y plagioclasa. Como accesorios participan minerales opacos y apatito. La pasta está compuesta por microlitas de plagioclasa, feldespatos alcalinos, minerales opacos, cristallitos de piroxeno y abundante

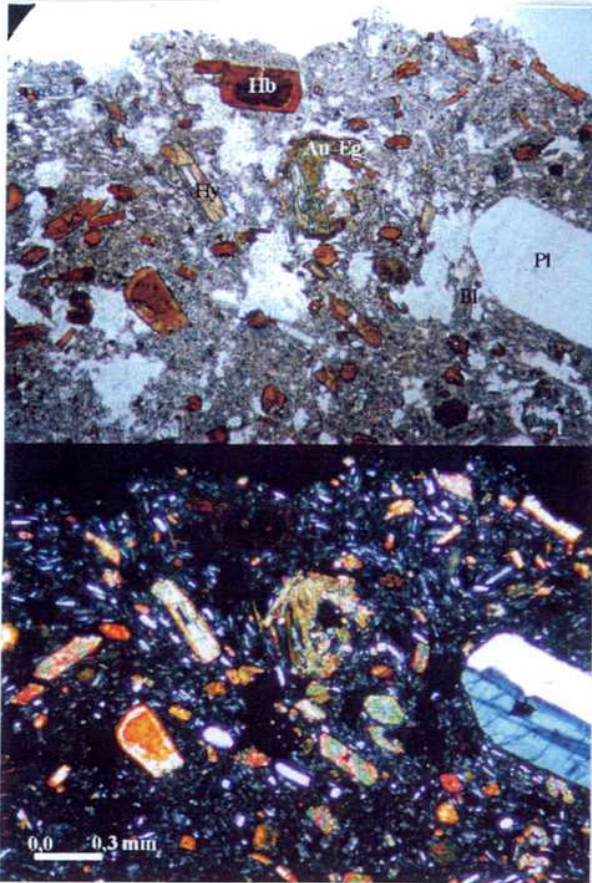


Lámina 43. Microscopía de la Unidad Tul Tul 3.

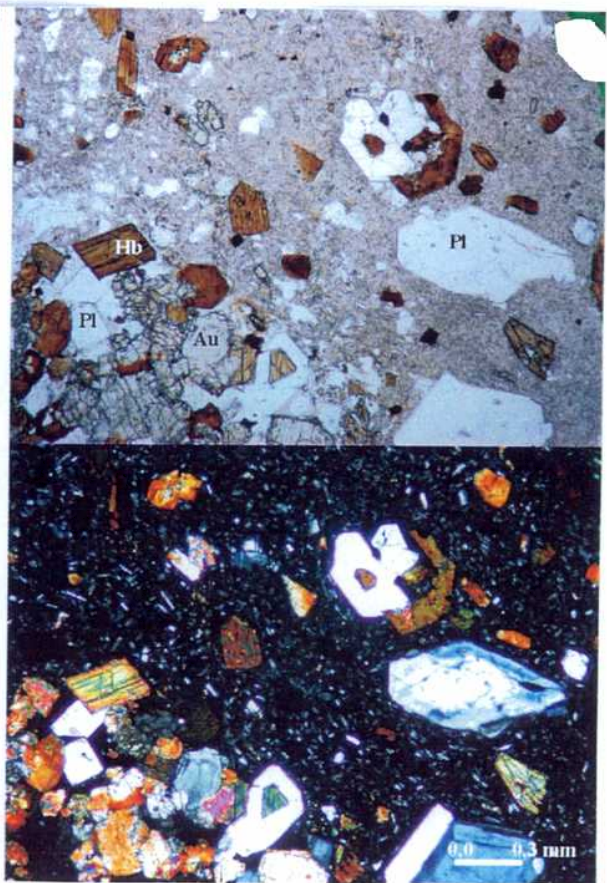


Lámina 44. Microscopía de la Unidad Tul Tul 4.

vidrio incoloro. Hay vesículas irregulares tapizadas por cristobalita y en ocasiones por un agregado fino de color verdoso (polihalita?).

Tul Tul 5: depósitos de flujo de bloques y cenizas

En el noroeste del volcán afloran los cinco metros superiores de un depósito de aglomerado volcánico. Presenta entre un 50 y un 20 % de bloques volcánicos subangulares hasta angulares en una matriz tobácea de color gris claro. En general son bancos masivos, aunque en algunos sectores se aprecia estratificación en lentes de más de 1 m de espesor, y en otros se advierten pequeñas laminaciones (colas) en la matriz pendiente abajo de los fragmentos mayores. Los bloques alcanzan 80 cm en su mayor dimensión, confundiéndose los menores con la matriz. Están formados predominantemente por andesitas fluidales de pasta gris oscura y rosada con un 30 % de fenocristales de plagioclasa traslúcida de hasta 0,5 cm, un 8 a 10 % de hornblenda y en menor cantidad biotita de hasta 0,3 cm. Petrográficamente son muy similares a las fenoandesitas con hornblenda castaña (Tul Tul 4) (ver apéndice parte 1 muestra TT11b). Otros fragmentos presentes en menor proporción están formados por abundante pasta porosa gris clara en la que se destacan un 15 a 20 % de cristales de plagioclasa incolora que alcanzan 0,2 cm y un 5 % de biotita y hornblenda de hasta 0,1 cm. Petrográficamente son muy similares a la parte superior de las andesitas con biotita, hornblenda castaña y cuarzo (Tul Tul 1) (ver apéndice parte 1 muestra TT11c). Se observaron fragmentos pumíceos gris blanquecinos de hasta 0,2 cm. El estudio petrográfico de una muestra tipo de la matriz del aglomerado (TT11a) reveló que contiene un 25 % de litoclastos, 20 % de cristaloclastos y 20 % de vitroclastos. Los litoclastos son en su mayoría fenoandesitas con diferentes tipos de pastas. Los cristaloclastos se encuentran en su mayoría fracturados, están formados por oxibiotita, oxihornblenda, plagioclasa y cuarzo. Los vitroclastos son fragmentos de vidrios que suelen estar vesiculados y contienen oxihornblenda y plagioclasa. La fracción más fina está compuesta por vidrio incoloro desvitrificado a un agregado cuarzo feldespático con texturas esferulíticas y axiolíticas con una leve alteración arcillosa.

Tul Tul 6: Fenoandesitas con cuarzo (representas por las muestras TT15, 632 y 633)

Presentan fluidalidad planar dada por alternancia de bandas de colores gris y rosado. Contienen hasta un 30 % de fenocristales de plagioclasa blanquecina de hasta 0,6 cm y de mafitos compuestos por hornblenda y micas doradas de hasta 0,1 cm en una pasta afanítica rosada. Es común observar xenolitos subredondeados oscuros y afaníticos, aparentemente cumuláticos, a juzgar por el idiomorfismo de las plagioclasas.

Microscópicamente presentan textura porfírica con pastas hialopiliticas y pilotáxicas (Lámina 45). Los fenocristales de plagioclasa, predominantemente andesina (An_{37}) determinados por el método de Michel Levy, tienen zonación múltiple inversa con zonas cribadas. Los minerales máficos están representados por fenocristales de oxihornblenda, augita e hipersteno. La oxihornblenda tiene gruesos bordes opacos llegando a encontrarse totalmente oxidada. Como minerales accesorios hay fenocristales anhedrales de cuarzo, algunos de los cuales presentan anillos de reacción compuestos por un fino agregado de piroxeno. Las pastas contienen feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, cristalitos de piroxeno, minerales opacos y vidrio incoloro. Hay vesículas irregulares tapizadas por cristobalita. En las bandas rosadas de la pasta

abundan las impurezas de hierro y los contenidos de microlitas son menores que en las bandas grises.

Tul Tul 7: Traquiandesitas con olivina y cuarzo (representadas por la muestra TT10)

Son coladas masivas en cuyos frentes se observa fluidalidad subvertical y presentan xenolitos redondeados o elipsoidales a subangulares, negros, de hasta 10 cm, en los cuales se distinguen cristales de hornblenda y plagioclasa idiomorfas. Estas volcanitas contienen un 20 % de fenocristales de plagioclasa, tabulares, traslúcidas, de hasta 0,5 cm, anfíboles prismáticos delgados de hasta 0,4 cm y de escasa biotita de hasta 0,1 cm. El porcentaje de mafitos es aproximadamente 8 a 10 %. La pasta es de color gris rosado mediano con vesículas irregulares de pequeño tamaño.

Estas coladas se encuentran por encima del depósito de flujo piroclástico (Tul Tul 5).

Microscópicamente presentan textura porfírica con pastas hialopiliticas y pilotáxicas (Lámina 46). Contienen fenocristales de plagioclasa con zonación múltiple inversa, con zonas cribadas y con inclusiones de hornblenda que fueron determinados mediante el método de Michel Levy como andesina (An_{40}). Los minerales máficos están representados por hornblenda castaña, biotita, augita, hipersteno y escasos fenocristales anhedral de olivina con anillos de reacción, compuestos por hornblenda castaña y minerales opacos. Como mineral accesorio aparecen fenocristales anhedral de cuarzo corroídos. La pasta está formada por microlitas de plagioclasa, feldespatos alcalinos, cristales de piroxeno, minerales opacos y vidrio incoloro. Hay vesículas irregulares tapizadas por cristobalita.

Los xenolitos (muestra TT10') son fenoandesitas con características correspondientes a rocas más básicas que las de las rocas que los engloban. Están compuestos por fenocristales de plagioclasa zonados y cribados, determinados por el método de Michel Levy como labradorita (An_{54}); fenocristales de hornblenda castaña, con bordes de minerales opacos, es común encontrarlos zonados; y fenocristales de augita. En los intersticios se observó vidrio castaño. Se observan abundantes amígdalas y vesículas tapizadas por cristobalita (Lámina 47).

Estas coladas resultaron ser petrográficamente muy similares a la traquiandesita con olivina y biotita Tul Tul 2, que estratigráficamente se encuentra en una posición inferior y presenta características morfológicas correspondientes a lavas menos viscosas.

Tul Tul 8: Traquiandesitas con hornblenda, biotita y cuarzo (representadas por las muestras TT14 y MK8(7)).

Presentan marcada fluidalidad planar dada por la alternancia de bandas de 0,5 a 6 cm con colores grises y rosados. En algunos sectores las bandas grises se dividen y aparecen como lentes "estiradas" dentro de las rosadas. Se observan xenolitos castaños alrededor de los cuales la fluidalidad denota movimientos de rotación. En general las rocas son muy porosas, con un 10 a 12 % de plagioclasa traslúcida de hasta 0,4 cm y escasos mafitos, entre los que se distingue biotita.

Microscópicamente son porfíricas con pasta hialopilitica (Lámina 48). Los fenocristales son de plagioclasa con zonación múltiple inversa con zonas cribadas. La composición predominante fue determinada mediante el método de Michel Levy como andesina (An_{43}). Los minerales máficos están representados por hornblenda castaña

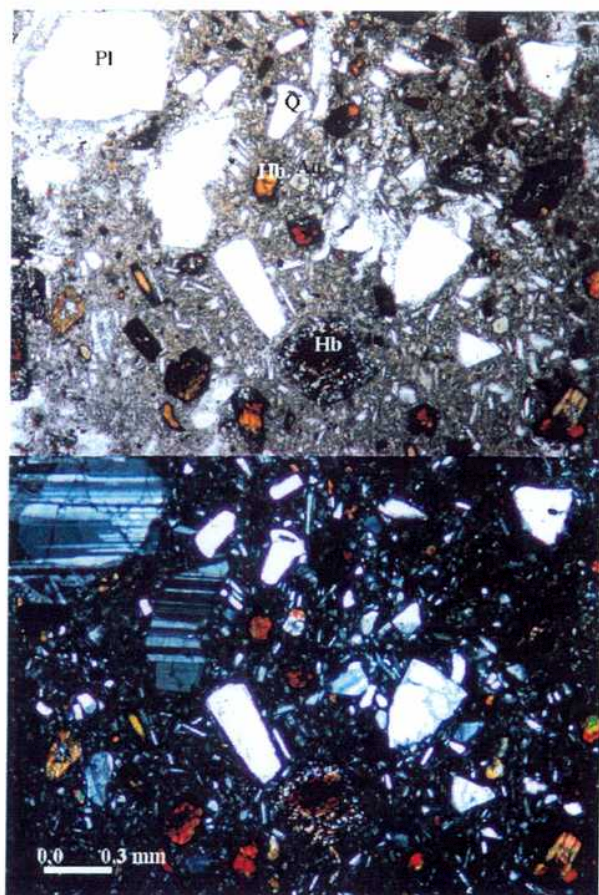


Lámina 45. Microscopía de la Unidad Tul Tul 6.

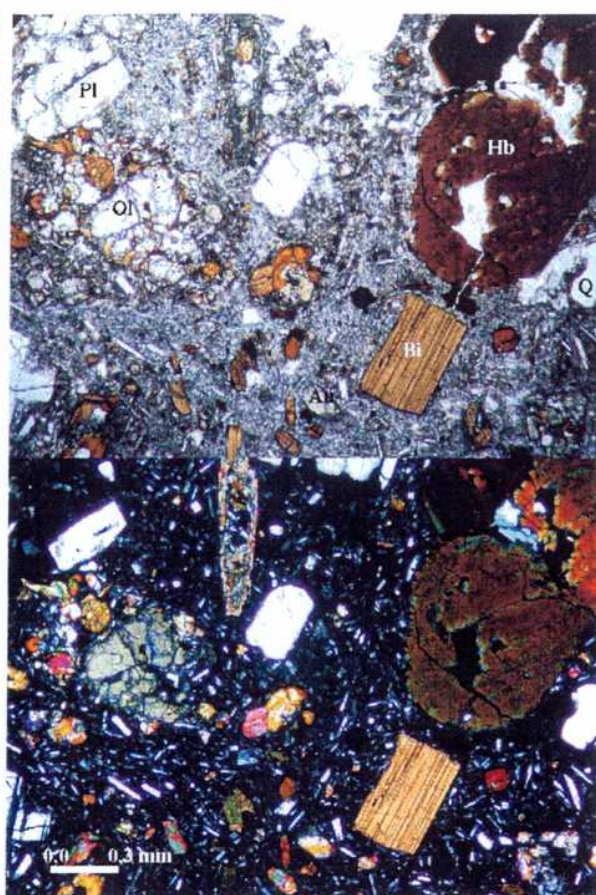


Lámina 46. Microscopía de la Unidad Tul Tul 7.

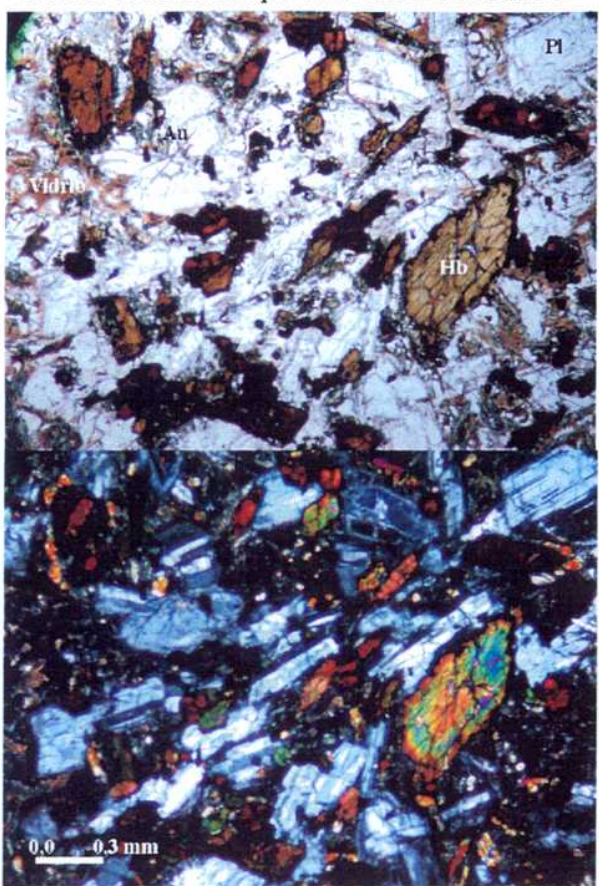


Lámina 47. Microscopía de xenolito de la Unidad Tul Tul 7.

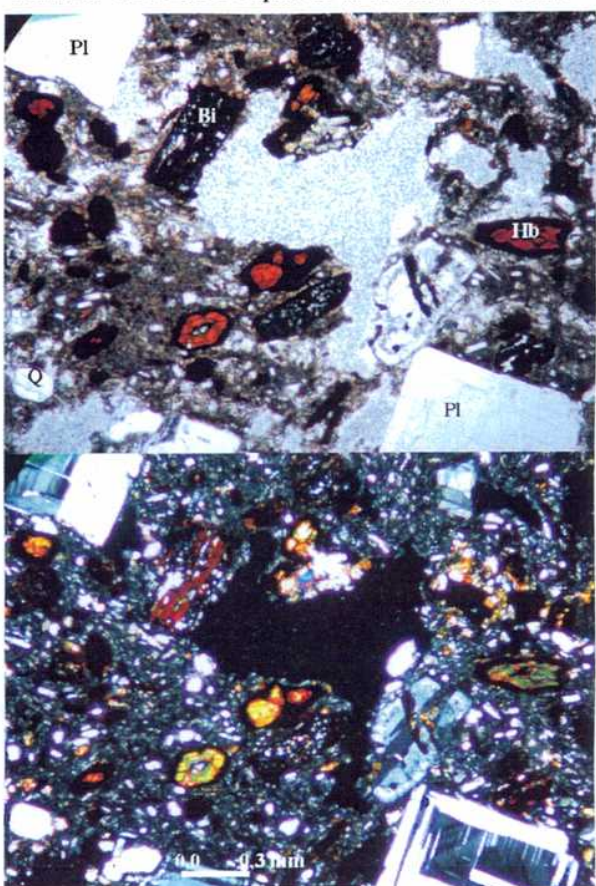


Lámina 48. Microscopía de la Unidad Tul Tul 8.

(con gruesos bordes opacos llegando a encontrarse totalmente oxidados), hipersteno, augita y muy escasa biotita. Se observaron además olivinas con anillos de reacción y escaso cuarzo corroído. La pasta está compuesta por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, cristalitos de piroxeno, minerales opacos y vidrio incoloro. Hay vesículas irregulares. Cabe mencionar que los fenocristales de plagioclasa y de piroxeno se hallan parcialmente reemplazados por un agregado compuesto por carbonatos y epidoto.

Los xenolitos están formados por andesitas cuyas características texturales difieren de la de las rocas que los engloban. Están compuestos por plagioclasa, minerales opacos (con relictos de hornblenda) y escasa augita. La pasta es vítrea pero está casi totalmente desvitrificada a feldespato y contiene abundantes agregados carbonáticos. Posee vesículas irregulares.

Tul Tul 9: Dacita con oxihornblenda, oxibiotita y cuarzo (representada por la muestra TT1)

Es una colada suavemente lobulada de coloración rojiza, relativamente bien conservada, en la cual se pueden reconocer crestas y surcos de flujo, entre los cuales se intercalan depósitos eólicos modernos. En su parte basal es homogénea y hacia la parte superior presenta fluidalidad dada por la alternancia de bandas planares de pastas rosadas y rosadas más oscuras (Lámina 49). Está compuesta por un 30 % de fenocristales blanquecinos de plagioclasa de hasta 0,5 cm y de mafitos prismáticos (hornblenda y biotita) de hasta 0,3 cm. La pasta es afanítica con vesículas irregulares.

La presencia de crestas y surcos de flujo hacen suponer una alta viscosidad y menor espaciado en el borde oeste indica que la lava se detuvo ante la pared de sedimentos de la Formación El León sugiriendo su posterioridad con respecto a la fractura que elevó tales sedimentos.



Microscópicamente presenta textura porfírica con pasta hialopilitica (Lámina 50). Los fenocristales

de plagioclasa, fracturados, con zonación múltiple inversa, con zonas cribadas e inclusiones de vidrio castaño y minerales opacos. La composición predominante fue determinada mediante el método de Michel Levy como andesina (An_{40}). Los minerales máficos están representados por oxihornblenda, oxibiotita, hipersteno y augita. La oxihornblenda tiene bordes opacos. La oxibiotita suele presentar anillos de reacción compuestos por oxihornblenda, piroxeno, plagioclasa y opacos. Como minerales accesorios se determinó la presencia de apatito y cristales anhedrales de cuarzo corroídos. Se observaron cumulos de plagioclasa, oxihornblenda y oxibiotita. La pasta está formada por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, cristalitos de piroxeno, minerales opacos y vidrio incoloro. Hay vesículas irregulares tapizadas por cristobalita.

Lámina 49. Alternancia de bandas claras y oscuras.

Consideraciones generales acerca de la petrografía de las muestras del volcán Tul Tul

Como en los casos anteriores la presencia de fenocristales de plagioclasa zonada, de hipersteno y de feldespato alcalino en la pasta indican una composición calcoalcalina.

La presencia de fenocristales de plagioclasa corroídos y con zonación múltiple inversa y oscilatoria y de fenocristales de anfíbol con bordes opacos lleva a pensar (de acuerdo a lo expuesto para el volcán Pocitos) en la mezcla de magmas como origen más posible para las coladas de este estratovolcán.

Es común encontrar en los tres volcanes xenolitos con abundantes fenocristales de plagioclasa y hornblenda y escasos piroxeno, olivina y biotita en una pasta vítrea (incolora o castaña) muy vesiculada, generalmente son de composiciones más básicas que la roca que los incluye. Su aspecto se corresponde al de las rocas que Eichelberger (1980) denominó pumicita máfica. El alto contenido de vesículas estaría indicando un cambio brusco en las condiciones de presión o de temperatura que habría provocado un violento escape de la fase gaseosa. El abundante vidrio de la pasta indica un enfriamiento muy rápido (*quenching*), lo que lleva a suponer que la inclusión se habría llevado a cabo en estado fundido. La abundancia de anfíbol sugiere que el agua fue un componente importante del magma padre que dio origen a los xenolitos. Estas evidencias texturales indican

que se trataría de "gotas" de magmas más básicos inmersas en un fundido hospedante de características más ácidas. Según Arnosio (1999) el tipo de textura que presentan se genera cuando los minerales cristalizan por subenfriamiento producido cuando un magma de alta temperatura se mezcla con uno de más baja temperatura. Este mismo autor ha reconocido este tipo de xenolitos en el volcán Chimpa, situado en el borde oriental de la Puna salteña. Este fenómeno, entonces, es otra muestra de la importancia que tuvo la mezcla de magmas en el origen de estos volcanes, aunque la presencia de pumicitas máficas como xenolitos indican que la mezcla no fue completa (Eichelberger, 1978 y 1980; Sparks et al., 1977) y que los contrastes entre las viscosidades de los diferentes magmas fue elevado (Huppert et al., 1984).

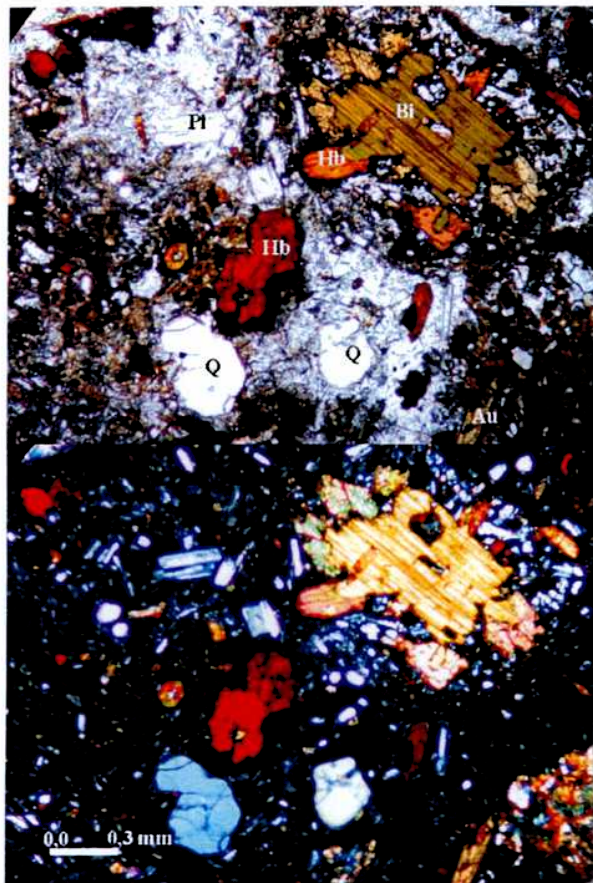


Lámina 50. Microscopía de la Unidad Tul Tul 9.

Como ya se expresara para la unidad Pocitos 1, la presencia, en todas las coladas, de cristobalita tapizando vesículas revela la presencia de una fase gaseosa de composición silícea postmagmática.

Consideraciones petrográficas e interpretaciones para cada uno de los grupos de coladas descriptos

Tul Tul 1:

La muestra que la representa petrográficamente es muy semejante a la dacita con hornblenda castaña y biotita (Pocitos 7) del volcán Pocitos con el agregado de la presencia de cuarzo anhedral. La interpretación de la petrografía sería semejante y se sumaría una nueva evidencia indicativa de mezcla de fundidos si se considera al cuarzo como xenocristal proveniente de un magma ácidas. Vale la pena aclarar que morfológicamente ambas coladas son muy diferentes ya que la aquí considerada tiene aspecto de derrame y la del volcán Pocitos de domo. Esta diferencia puede ser explicada si se tiene en cuenta que la representante de este último tiene mayor porcentaje de fenocristales y menor cantidad de vesículas (indicando menor porcentaje de volátiles presentes). Como se sabe ambos factores provocan un aumento en la viscosidad de la lava que se vería reflejado en las diferentes geoformas.

Tul Tul 2:

La presencia de olivina con anillos de reacción compuestos por un fino agregado de hornblenda castaña y de minerales opacos, coexistiendo con fenocristales anhedrales de cuarzo, corroborarían lo anteriormente dicho acerca del origen de estas coladas. Por lo tanto se postula que se habría producido la mezcla de por lo menos un magma básico y otro ácido. La olivina provendría del magma básico, acompañada o no por fenocristales de augita y plagioclasa relativamente cálcica (labradorita). El magma ácido habría aportado los fenocristales de cuarzo, biotita y oligoclasa. La mezcla de ambos habría resultado en una composición intermedia, con importante proporción de agua, en condiciones favorables para la formación de hornblenda. Otros testimonios de esta etapa son las coronas que encierran olivina y biotita y los pequeños cumulos que indican que al mismo tiempo continuó cristalizando plagioclasa (andesina) conjuntamente con magnetita y augita. Para composiciones similares a la andesita de Mt. Hood serían presiones inferiores a 9 kb y temperaturas menores que 850°C (Green, 1982) Posteriormente se habría tornado inestable la hornblenda (por disminución de la presión o aumento de la temperatura) originándose los bordes de reacción de augita en ella y el aumento de la fugacidad de oxígeno habría dado origen a sus bordes opacos. Por lo tanto los fraccionamientos a considerar para estas rocas serían por hornblenda, plagioclasa, piroxeno y magnetita. Los precipitados de yeso, carbonato y cristobalita ponen en evidencia la presencia de una fase gaseosa postmagmática.

Tul Tul 3:

Al igual que en los casos anteriores, se postula como origen de estas coladas la mezcla de magma básico con uno ácido, representantes del primero sería la presencia de relictos de vidrios castaños en fenocristales corroídos de plagioclasa y del segundo el cuarzo y la biotita. Como consecuencia de la mezcla se habrían producido los

desequilibrios que originaron anhedralidad y anillos de reacción en los fenocristales. De los minerales formadores de los anillos se deduce que hubo fraccionamiento de plagioclasa y hornblenda. Posteriormente en la mezcla resultante se habrían fraccionado hornblenda castaña, plagioclasa, hipersteno y biotita ya que se observaron fenocristales de la primera con inclusiones de los tres últimos minerales.

A todo esto se agrega la presencia de xenocristales de augita-egirina con anillos formados por un fino agregado de hornblenda castaña. Para ellos se postulan dos probables orígenes: a) podrían pertenecer conjuntamente con el cuarzo y la biotita a un magma ácido relativamente alcalino original, por lo cual éste sería considerado más evolucionado o b) podrían estar poniendo en evidencia la posible contaminación de magma por asimilación de rocas más alcalinas. Rocas que contienen a este mineral, han sido reconocidas por Etcheverría (1990) y Etcheverría y Koukharsky (1996) en un pórfiro traquidacítico ubicado en la sierra de Guayaos unos 30 km al nordeste del volcán Tul Tul.

Tul Tul 4:

En estas coladas nuevamente hay evidencias de probable mezcla de fundidos, si consideramos que los cumulos de plagioclasa, hornblenda castaña y biotita se habrían originado en un magma relativamente ácido y que los cumulos de hornblenda castaña, plagioclasa y augita en uno más básico, tal como se sugiere para el volcán Del Medio. A último magma también pertenecerían los relictos de vidrios castaños presentes en las plagioclasas. La presencia de apatito como inclusiones dentro de la hornblenda se habrían formado a partir de fluidos residuales entrampados (Gardeweg et al., 1984).

Tul Tul 5:

Se trata de un depósito de flujo piroclástico comparable a los denominados depósitos de flujos de bloque y ceniza por Mc Phie et al. (1996). Según Colombo y Martí (1992) este tipo de depósitos se forma cuando se produce el desmoronamiento gravitatorio o explosivo de domos o coladas de viscosidad elevada, generando aludes de bloques y cenizas incandescentes que se desplazan siguiendo la pendiente topográfica y se emplazan, por lo general, en las zonas más deprimidas. Por las relaciones de campo sería anterior a las traquiandesitas con olivina y cuarzo (Tul Tul 7) ya que se encuentra por debajo de ella y al mismo tiempo sería posterior a las fenoandesitas con hornblenda castaña y biotita (Tul Tul 4) ya que tiene entre sus componentes clastos correlacionables con ésta. Estos depósitos evidencian fenómenos de explosividad.

Tul Tul 6:

Al igual que en los casos anteriores se postula que el origen de estas coladas estaría relacionado con mezclas de fundidos ácidos y básicos. Representantes de los primeros serían las plagioclasas cribadas y los fenocristales anhedrales de cuarzo y de los segundos las oxihornblendas. De acuerdo a lo expuesto para la fenoandesita con augita e hipersteno (Pocitos 1) del volcán Pocitos. Estas últimas se forman a partir de hornblenda común rica en hierro en fundidos pobres en agua. Esta transformación en la naturaleza puede estar relacionada con la descompresión y descenso de la temperatura, lo cual produciría pérdida de volátiles y consecuentemente la oxidación de la hornblenda. Posteriormente se habría producido la cristalización del piroxeno que forma anillos de reacción alrededor de los cristales de cuarzo. El bandeamiento que presentan

estas rocas, como ya se expresara para el volcán Pocitos, también apoyaría esta hipótesis.

Tul Tul 7:

Las características petrográficas de estas coladas sugieren posible mezcla de magmas si se considera que la olivina y los xenolitos pertenecen a uno de composición básica y las plagioclasas cribadas y el cuarzo a uno ácido. La unión de ambos sería la responsable de los desequilibrios que produjeron los anillos de reacción en las olivinas, anhedralidad del cuarzo y corrosión en plagioclasas. De esta forma se habría formado un magma de composición intermedia que según se deduce de los anillos de reacción, continuó fraccionando hornblenda y plagioclasa además de biotita (fresca e idiomorfa).

Tul Tul 8:

Estas coladas son petrográficamente semejantes a las andesitas basales (Tul Tul 1). De esta manera las consideraciones acerca de su origen serían las mismas. La diferencia entre ellas está dada por la posición estratigráfica y por la morfología, las basales son más fluidales que éstas. Los datos químicos revelan que las coladas superiores tienen menor cantidad de SiO₂ (57,70 %) que las basales (60,97 %), por lo cual, la diferente morfología quizás se deba a variaciones en los porcentajes de volátiles, al contenido de minerales máficos (15% y 18% en volumen, respectivamente), de fenocristales en general (hasta 50 % en Tul Tul 8) y de la temperatura.

Tul Tul 9:

Esta colada es muy semejante a la anterior. La diferencia su clasificación como dacita, y el mayor grado de oxidación en la hornblenda y la biotita. Esto último estaría relacionado con una etapa de pérdida de volátiles por disminución de presión. La interpretación acerca de su origen sería la misma que para éstas. Por otra parte los anillos de reacción con oxihornblenda, piroxeno, plagioclasa y opacos bordeando oxibiotitas corroídas, para composiciones semejantes a la andesita de Mt. Hood saturada en agua, ocurriría en condiciones físicas muy restringidas correspondientes a un delgado campo triangular que queda delimitado por 8 a 9 kb de presión con temperaturas de 800 a 810 y 5 kb con 900°C (Green, 1982).

DOMOS POZO CAVADO

Morfología

Como la expresión topográfica de una fractura se observan cuatro domos alineados en sentido N-S (ver mapa adjunto). Tres de ellos se encuentran ubicados entre los volcanes Pocitos y Del Medio (Lámina 51) mientras que el cuarto aflora en la ladera norte de este último. Todos a la distancia presentan aspecto aterciopelado y plantas aproximadamente circulares. El de mayor dimensión (Cerro Pozo Cavado) tiene unos 200 m de altura y 2000 m de planta.

Sólo afloran realmente dos de ellos, el ubicado en la ladera norte del volcán Del Medio y, siguiendo el lineamiento, el que se encuentra inmediatamente al sur y a mayor altura. De los otros (entre los que se incluye el Pozo Cavado) aún no se han eliminado



Lámina 51. Vista panorámica de los domos Pozo Cavado, ladera este.

sus cubiertas sedimentarias por lo cual se trataría de criptodomos. De este conjunto dómico se extrajeron cinco muestras tipo, las cuales presentaron notables diferencias entre sí. A continuación se describen las características macroscópicas y microscópicas sobresalientes de cada una de ellas. Descripciones más detalladas se encuentran en el apéndice de este texto. Para denominar las litologías sedimentarias se utilizó la clasificación de Dott modificada por Pettijohn et al. (1972).

Las muestras MKD50 y R-102 pertenecen respectivamente a la zona basal y alta del Cerro Pozo Cavado. El estudio petrográfico reveló que se trata de rocas clásticas por lo que fueron clasificadas como arenita volcánica mediana y arenita subarcósica gruesa.

Las mayores diferencias entre ambas son: 1) el tamaño de grano, marcadamente menor en la zona basal, 2) la composición. En la zona basal la mayoría de los clastos están compuestos por pastas volcánicas, mientras que en la zona alta se observan cristaloclastos de composiciones típicas de granitos de la zona como la ortosa. El material cementante es más abundante en la parte alta (muestra R-102), pero en los dos casos está compuesto por fluorita, un agregado extremadamente fino que no pudo ser identificado y minerales opacos. Para determinar estos últimos se realizó un corte calcográfico que reveló la presencia de tablillas intercrecidas de hematita asociadas a limonitas y en menor cantidad gránulos de hematita con desmezclas de magnetita.

La muestra R-103 fue extraída del domo ubicado inmediatamente al norte del cerro Pozo Cavado y fue clasificada como arenisca fina con componentes volcánicos. Se caracteriza por estar compuesta en su mayor parte por fragmentos de pastas volcánicas (cuarzo-feldespáticas) algo redondeados y de líticos micáceos muy finos (metabasitas). El resto de la roca la componen pequeños fragmentos de cuarzo y plagioclasa cementados por sílice.

La muestra R-109 fue extraída del domo que se encuentra al norte del anterior y a mayor altura. Se trata de una andesita-dacita (Figura 4 D) con pasta hialopilitica, compuesta por fenocristales de plagioclasa (composición predominante An_{32}), que tienen zonación múltiple oscilatoria y suelen estar cribados; hornblenda verde, biotita y escasos cuarzo y augita. La pasta está compuesta por feldespato potásico, tablillas de plagioclasa, minerales opacos, y vidrio incoloro en ocasiones con incipiente desvitricación. Presenta vesículas tapizadas por cristobalita.

La muestra TT16 pertenece al domo ubicado en la ladera norte del volcán Del Medio, es de composición fenoandesítica y microscópicamente está compuesto por fenocristales de andesina (An_{44}) que tienen zonación múltiple oscilatoria, suelen estar cribadas y presentar inclusiones de anfíbol. Los minerales máficos están representados

por fenocristales de oxihornblenda con bordes opacos y fenocristales de augita e hipersteno. La pasta es hialopilitica y son abundantes las vesículas tapizadas por cristobalita y tridimita.

Consideraciones petrográficas e interpretaciones de los domos descriptos

La composición de las cubiertas sedimentarias pone en evidencia una etapa previa de erosión de rocas volcánicas y de posibles rocas graníticas. Las rocas volcánicas serían terciarias y las graníticas podrían relacionarse con los granitos y granodioritas aflorantes directamente al oeste, en la Sierra de Macón (como se expresó al hablar de las coladas del volcán Tul Tul, la sierra de Macón ya constituía una elevación topográfica cuando se extruyeron sus coladas superiores, impidiendo su avance hacia el oeste). Los niveles detríticos pueden ser correlacionados con otros observados al norte del volcán Pocitos.

La razón para que el material detrítico se conserve adherido, formando una cobertura en los domos que impide el afloramiento de las andesitas infrayacentes, se explicaría por una cementación ocurrida a altas temperaturas, de probables sublimados (entre los que participa la fluorita) y probables materiales hidrotermales, con los cuales se relacionarían el cuarzo, la hematita y las limonitas.

La petrografía reveló que los domos son andesíticos. La presencia de plagiolasa zonada, hipersteno y feldespato alcalino en la pasta sugieren, al igual que para el conjunto volcánico principal, calcoalcalinidad. Las dos muestras estudiadas presentan signos de desequilibrios (plagioclasas cribadas y anfíboles con bordes opacos), aunque una es de composición más ácida que la otra, ya que en sus componentes presenta biotita, cuarzo y una plagioclasea más sódica (An_{32}) y ser su hornblenda de color verde. Para ambos casos se considera como posible origen la mezcla de magmas ya que el fenómeno de oxidación de los anfíboles y de corrosión en las plagioclasas podría ocurrir simultáneamente, tal como fuera explicado para el conjunto volcánico principal. De esta forma se postula que los anfíboles provendrían del magma más básico y las plagioclasas, biotitas y cuarzo del más ácido.

Estos domos representarían las etapas finales de la evolución magmática que dio origen a los volcanes. Si bien se encuentran alineados sobre una misma fractura, las diferencias notables en composición indican que no son coetáneos.

CONSIDERACIONES PETROGRÁFICAS GENERALES PARA EL GRUPO VOLCÁNICO: LA SECUENCIA VOLCANO ESTRATIGRÁFICA

Sobre la base de la petrografía se observa, para cada aparato volcánico, aumento del porcentaje de cuarzo desde las coladas basales a las coladas superiores y se confirma una progresiva acidificación desde el volcán Pocitos hacia el volcán Tul Tul que se refleja también en los datos geoquímicos. Sin embargo la presencia de cristobalita o tridimita tapizando vesículas influye sobre estos últimos por lo que no es posible considerar los datos geoquímicos sin tener en cuenta la petrografía.

Para establecer un esquema evolutivo fue necesario realizar una correlación entre las diferentes unidades litológicas determinadas para cada volcán. Para ello se sumaron los datos petrográficos a las evidencias fotogeológicas y estructurales. En primera instancia la presencia de una falla de rumbo ONO-ESE que atraviesa los tres volcanes permitió distinguir entre las unidades pre y post-fallamiento. Posteriormente sobre la base de las características petrográficas (Cuadros 1 y 2) se pudieron establecer las siguientes correlaciones litológicas: a: Pocitos 3 coetánea con Del Medio 1; b: Del Medio 3 coetánea con Tul Tul 2; c: Pocitos 7 coetánea con Del Medio 5 y coetánea con Tul Tul 4 y d: Del Medio 7 con Tul Tul 6

Con respecto a los cuatro domos del Grupo Pozo Cavado alineados sobre una probable fractura de rumbo NO-SE, el grado de conservación de sus formas sugiere que son posteriores a las coladas de los estratovolcanes. Ello está apoyado por la leve alteración hidrotermal que los afecta. La participación de fluorita, mineral no representado en las coladas previas podría corresponder al fluor presente en el residuo final de la evolución magmática. Sin embargo Gill (1981) menciona al fluor entre los halógenos que participan en los magmas andesíticos y que son eliminados con los gases durante las erupciones subaéreas. Justamente se encontró fluorita como cemento en la cobertura sedimentaria de uno de los domos (R-102) que no llegaron a aflorar.

La secuencia general está sintetizada en la columna litoestratigráfica del mapa adjunto. La evolución de la actividad volcánica del sistema que abarca los estratovolcanes y los domos presenta notables diferencias con el esquema presentado por Matteini et al. (1997, 1999 y 2002a-b). Entre ellas se pueden citar las siguientes: 1) Los depósitos de flujos piroclásticos observados asociados a los volcanes Tul Tul, Del Medio y Pocitos no aparecen representados en el trabajo de los autores señalados, quienes en cambio mapean un extenso depósito piroclástico al noreste del volcán Pocitos sin describir sus características ni considerarlo en el esquema evolutivo. 2) Matteini et al. (1999) señalan cuatro domos de lava en los bordes norte y noroeste de la caldera del volcán Del Medio y otro para el afloramiento de la unidad Del Medio 2, ninguno de los cuales en el presente trabajo son considerados como tales. 3) Los grupos de coladas identificados y caracterizados como unidades litológicas menores (Cuadros 1 y 2) y las formas de los afloramientos son diferentes.

La presencia de cristobalita tapizando vesículas en todo el grupo volcánico evidencia que en las etapas finales de la consolidación del magma fueron importantes las soluciones residuales ricas en sílice. De la distribución de las muestras estudiadas petrográficamente con baja, media y alta proporción de cristobalita o tridimita surge que para los volcanes Pocitos y Del Medio es aleatoria, por lo cual se estima que la vía de escape fue el diaclasamiento y en menor medida la vesiculación. En el volcán Tul Tul, en cambio, la mayor abundancia de precipitados se concentra en las proximidades de la falla ONO-ESE, conducto que seguramente facilitó la migración de los gases silicatados. Normalmente no se pueden deducir las condiciones de cristalización de este mineral (Deer et al. 1996). Sin embargo Peck et al. (1966) determinó para el basalto toleítico del lago de lava Alae (Hawái) que la cristobalita comenzó a depositarse a una temperatura de alrededor de 800°C. Por tratarse aquí de rocas principalmente andesíticas (al momento de ser eruptadas tienen menor temperatura que los basaltos) se supone que la depositación de cristobalita tuvo lugar a temperaturas inferiores.

También se observaron, pero en mucha menor medida, precipitados de yeso tapizando vesículas. El origen del mismo podría estar también íntimamente relacionado con la actividad deutérica.

	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	DM1	DM2	DM3	DM4	DM5	TT1	TT2	TT3	TT4	TT5
oligoclasa (An20-30) anhedral													*	*	*		
andesina (An30-40)	*		*			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
andesina (An40-50)													*	*	*		
labradorita (An50-60)													*	*	*		
plagioclasa con inclusión de anfíbol													*	*	*		
plagioclasa con inclusión de anfíbol y piroxeno													*	*	*		
plagioclasa con inclusión de biotita y piroxeno													*	*	*		
homblenda castaña idiomorfa													*	*	*		
homblenda castaña con anillos de reacción													*	*	*		
homblenda verde													*	*	*		
oxihomblenda	*												*	*	*		
oxihomblenda con anillos de reacción													*	*	*		
anfíbol con inclusión de plagioclasa													*	*	*		
anfíbol con inclusión de plagioclasa y augita													*	*	*		
anfíbol con inclusión de plagioclasa y biotita													*	*	*		
augita	*												*	*	*		
hipersteno	*												*	*	*		
olivina con anillos de reacción													*	*	*		
olivina con ortoanfíbol													*	*	*		
biotita idiomorfa													*	*	*		
biotita anhedral													*	*	*		
biotita con anillos de reacción													*	*	*		
oxibiotita													*	*	*		
oxibiotita con anillos de reacción													*	*	*		
cuarzo anhedral	*												*	*	*		
cuarzo con anillos de reacción	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
vidrio incoloro	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
vidrio castaño	*	*R	*R	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*R	*R	*R	*R	*
cristobalita	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
egirina-augita													*	*	*		
apatito													*	*	*		
xenolitos con vidrio incoloro													*	*	*		
xenolitos con vidrio castaño													*	*	*		
cumulos de homblenda-piroxeno-plagioclasa													*	*	*		
cumulos de homblenda-biotita-plagioclasa													*	*	*		

Cuadro 1. Equivalencias petrográficas de unidades litológicas pre-falla. P: Vn. Pocitos, DM: Vn. Del Medio, TT: Vn. Tul Tul, R: relicto.

	P8	DM6	DM7	TT6	TT7	TT8	TT9	PC	DN
oligoclasa (An20-30) anhedral									
andesina (An30-40)				*	*			*	
andesina (An40-50)	*								
labradorita (An50-60)									
plagioclasa con inclusión de anfíbol									
plagioclasa con inclusión de anfíbol y piroxeno									
plagioclasa con inclusión de biotita y piroxeno									
homblenda castaña idiomorfa									
homblenda castaña con anillos de reacción									
homblenda verde	*								
oxihomblenda									
oxihomblenda con anillos de reacción									
anfíbol con inclusión de plagioclasa									
anfíbol con inclusión de plagioclasa y augita									
anfíbol con inclusión de plagioclasa y biotita									
augita	*								
hipersteno	*								
olivina con anillos de reacción									
olivina con ortoanfíbol									
biotita idiomorfa	*								
biotita anhedral									
biotita con anillos de reacción									
oxibiotita									
oxibiotita con anillos de reacción									
cuarzo anhedral									
cuarzo con anillos de reacción									
vidrio incoloro	*						*		
vidrio castaño	*R						*R		
cristobalita							*		
egirina-augita									
apatito	*								
xenolitos con vidrio incoloro	*								
xenolitos con vidrio castaño									
cumulos de homblenda-piroxeno-plagioclasa									
cumulos de homblenda-biotita-plagioclasa									

Cuadro 2. Equivalencias petrográficas de unidades litológicas post-falla. P: Vn. Pocitos, DM: Vn. Del Medio, TT: Vn. Tul Tul, PC: Domo Pozo Cavado, DM: Domo norte, R: relicto.

Para investigar la posible relación entre este grupo volcánico y el volcán Quevar, por encontrarse próximos y compartir un lineamiento estructural paralelo a la megatraya del Toro, se estudió una muestra petrográfica de su faldeo oeste (Nº6) de una colada que fuera datada por Bartoloni (1992) en 8 Ma. Al compararla con las lavas de los volcanes Tul Tul, Del Medio y Pocitos se observa que a diferencia de éstos no contiene fenocristales de clinopiroxeno y que además presenta notable alteración hidrotermal de los tipos silicificación y propilitización (cloritización).

GEOQUÍMICA

GENERALIDADES

A los 23 análisis químicos realizados para este estudio se agregaron con fines comparativos, un análisis del cerro Rincón, ubicado 30 km al nor-noroeste del Tul Tul (Koukharsky, 1988) y otro de una lava del volcán Quevar (Latiandesita cuarzosa de

Esquina Azul), que se encuentra 17 km al este-sudeste del volcán Pocitos (Hormann, P.K. et al, 1973; Klerx et al., 1977), (Cuadros 3, 4, 5 y 6).

Como es usual para las rocas volcánicas frescas, para clasificarlas se utilizó el diagrama TAS (Le Maitre, 1989). Las muestras correspondientes al volcán Pocitos (Figura 4A) se plotean dentro del campo de las andesitas basálticas y andesitas. Sólo una, perteneciente al domo adventicio, es clasificada como dacita. En todos los casos se ubican muy próximas al límite con las composiciones traquíticas. Las muestras provenientes del volcán Del Medio (Figura 4B) caen dentro de los campos andesítico y traquiandesítico, lo mismo ocurre para las representantes del volcán Tul Tul (Figura 4C), pero en este caso también hay rocas de composiciones dacítica y traquidacítica. Debe tenerse en cuenta que la presencia de cristobalita post-magmática en las vesículas hace que las rocas sean químicamente más ácidas, lo que lleva a suponer una composición magmática andesítica como la más probable para la mayor parte de ellas. Es decir, considerando los elementos mayoritarios formarían parte de series subalcalinas, algunas muy cercanas a las levemente alcalinas. Como se demostrará más adelante las trazas las adjudican a series moderadamente alcalinas.

Al comparar los conjuntos de muestras, de cada volcán entre sí (Figuras 4 A, B, C y D), se observa que la acidez y la alcalinidad aumentan progresivamente desde el volcán Pocitos al Tul Tul, corroborando lo observado en la petrografía. Pero al detenernos en cada volcán en particular se evidencia que el volcán Pocitos y el Tul Tul guardan un patrón dispar y no muestran signos de aumento o disminución de la acidez hacia los términos estratigráficamente más altos. En cambio en el volcán Del Medio se insinúa una tendencia básica hacia los términos finales. Se ha investigado la influencia de la cristobalita secundaria en el tenor de sílice de las muestras, llegando a la conclusión de que los resultados pueden variar hasta en un 2 %. A pesar de ello, como las diferencias son mayores, las consideraciones expresadas siguen teniendo validez.

El diagrama AFM (Figura 5), con los límites establecidos por Irvine y Baragar, (1971), confirmó que efectivamente se trata de una serie calcoalcalina, coincidiendo con lo observado en la petrografía y en el diagrama de los índices de Shand (1951) todas las muestras analizadas son metaaluminosas (Figura 6).

Para verificar las afinidades potásicas se utilizó el diagrama K_2O vs SiO_2 (Figura 7) de Le Maitre (1989). En el mismo se observa que a la mayoría de las muestras pertenecientes al volcán Pocitos y al volcán Del Medio se las plotea en el campo de las andesitas ácidas de potasio medio, mientras que las que representan al volcán Tul Tul caen dentro de las andesitas ácidas de alto potasio. El mayor contenido de K_2O del volcán Tul Tul se pudo corroborar con los datos digitales de Espectrometría de rayos gamma para el canal del potasio, teniendo en cuenta que la radimetría aporta información procedente de los últimos 50 a 100 cm más próximos a la superficie. De esta forma se representa una serie calcoalcalina rica en potasio para el volcán Tul Tul y una serie calcoalcalina de potasio medio para los volcanes Pocitos y Del Medio. En esta característica influye también la presencia de cristobalita en la pasta, pero en el sentido de atenuar su tendencia potásica, esto lleva a suponer que las afinidades potásicas serían mayores.

Matteini et al. (1997) señalaron la presencia de andesitas y dacitas de series con medio y alto potasio en estos volcanes, pero sus apreciaciones difieren de las aquí expuestas. Por ejemplo se han clasificado de manera diferente los grupos de coladas del cerro Tul Tul. Aquellas que son dacitas de contenido medio en potasio para los mencio-

	Pocitos 2		Pocitos 3		Pocitos 4		Pocitos 7
	ME28	EK5	ME2	ME27	MKD21	ME12	ME24
SiO ₂	57.64	56.04	59.48	60.72	58.29	54.76	61.04
Al ₂ O ₃	16.09	15.48	16.32	16.51	15.38	16.45	15.28
Fe ₂ O ₃	6.92	7.82	5.96	5.8	7.09	7.32	4.97
MnO	0.1	0.11	0.1	0.1	0.11	0.11	0.09
MgO	3.08	4.93	3.03	2.69	4.43	3.47	2.3
CaO	6.5	7.37	5.76	5.27	6.62	7.68	5.44
Na ₂ O	4.15	3.9	4.24	4.48	3.93	3.92	3.82
K ₂ O	1.79	1.79	2.01	2.09	1.84	1.43	2.02
TiO ₂	0.95	0.97	0.82	0.82	0.9	0.95	0.65
P ₂ O ₅	0.43	0.41	0.41	0.4	0.41	0.43	0.38
LOI	2.07	1.17	1.63	1.81	1.08	3.03	3.56
Total	99.73	99.99	99.75	100.68	100.09	99.56	99.54
Ba	1094	718	1016	1022	971	645	983
Sr	829	738	763	791	753	692	758
Y	16	16	15	13	14	17	14
Zr	186	155	179	180	161	158	168
Cu	18	49	20	19	40	33	19
Pb	18	<5	10	21	<5	18	23
Zn	83	100	72	78	98	87	65
Ag	<0.4	<0.4	0.5	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4
Ni	19	69	19	13	57	25	13
Cd	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Bi	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
V	97	163	83	79	132	109	71
Be	<2	1	<2	<2	2	<2	<2
Au	4	<2	<2	<2	4	<2	<2
As	3	3	4	2	3	6	2
Br	<0.5	<0.5	1.8	2	1.7	1.3	1.5
Co	27.5	25.9	21.2	21.2	34.3	24.6	35.6
Cr	33.1	34	74.3	25	176	57.5	39.7
Cs	1.1	0.7	1.5	1.3	1.2	0.6	1.3
Hf	4	3.5	4	3.9	4	3.6	4
Hg	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ir	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Mo	3	<2	3	<2	3	<2	4
Sb	<0.1	0.2	<0.1	0.2	0.2	0.1	0.2
Sc	8.9	15.2	9.8	7.7	13.9	11.8	8.5
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ta	1.5	1.2	2	1.9	3.4	1.1	1.9
Th	6.6	5.4	8	8.3	6.7	5	8.8
U	1.7	1	1.8	1.9	1.5	1.2	2
La	50.9	39.4	52.3	50.9	43.9	39.3	51.5
Ce	91	74	89	85	80	71	87
Nd	37	33	37	32	31	31	34
Sm	5.86	4.75	5.55	5.12	4.98	5.16	4.84
Eu	1.74	1.43	1.64	1.51	1.5	1.55	1.41
Tb	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5
Yb	1.22	1.21	1.04	0.99	1.12	1.36	1.13
Lu	0.15	0.17	0.14	0.13	0.16	0.18	0.15
Rb	51	54	57	57	55	36	59
Nb	28	33	32.1	29	33	20.9	32.3

Cuadro 3. Análisis químicos del Cerro Pocitos.

Elementos mayoritarios expresados en % en peso, elementos traza en ppm, excepto Au e Ir en ppb, <inferior al límite de detección.

	Del Medio 1		Del Medio 2	Del Medio 3	Del Medio 4	Del Medio 6
	ME6	ME10	24	ME1	AR3	DM3
SiO ₂	62.09	59.51	59.3	59.08	58.37	56.23
Al ₂ O ₃	16.11	16.66	17.55	15.36	16.76	16.26
Fe ₂ O ₃	5.05	6.49	5.51	5.76	6.25	7.96
FeO			0.25			
MnO	0.07	0.1	0.13	0.08	0.09	0.12
MgO	2.52	2.81	1.43	3.95	2.27	2.48
CaO	5.11	5.62	5.88	6	5.24	6.22
Na ₂ O	4.81	3.99	4.17	4.4	3.69	3.61
K ₂ O	1.88	1.95	2.36	2.08	1.84	1.83
TiO ₂	0.79	0.89	0.86	0.87	0.87	0.97
P ₂ O ₅	0.34	0.4	0.42	0.34	0.41	0.55
LOI	1.83	1.51	1.92	2.33	3.49	1.97
Total	100.6	99.95	99.78	100.24	99.26	98.2
Ba	922	930		916	786	811
Sr	832	764		862	911	727
Y	19	17		11	15	21
Zr	196	192		167	200	196
Cu	18	24		27	44	35
Pb	20	18		9	7	<5
Zn	80	81		69	116	121
Ag	<0.4	<0.4		<0.4	0.5	<0.4
Ni	18	14		41	24	14
Cd	<0.5	0.5		<0.5	<0.5	<0.5
Bi	<5	<5		<5	<5	<5
V	74	93		99	108	119
Be	<2	<2		<2	2	2
Au	<2	3		<2	3	<2
As	8	5		4	3	4
Br	<0.5	<0.5		1.7	1.2	1.9
Co	38.3	46.9		32.1	16.6	21.4
Cr	48.1	32.2		96.2	31.8	12.9
Cs	1.1	1.5		1.9	1.3	1
Hf	4.4	4.3		3.6	4.6	4.8
Hg	<1	<1		<1	<1	<1
Ir	<1	<1		<1	<1	<1
Mo	2	3		<2	4	4
Sb	0.1	0.2		0.2	0.3	0.2
Sc	6	8.7		9.5	7.9	10.7
Se	<0.5	<0.5		<0.5	0.8	0.5
Ta	1.5	1.7		1.2	1.8	1.6
Th	6.6	7.7		6.3	7.3	7.5
U	1.7	1.6		2	1.8	1.7
La	46.6	51.1		37.3	46.7	52.9
Ce	80	89		64	88	101
Nd	33	36		27	38	44
Sm	5.04	5.65		4.52	5.14	6.36
Eu	1.39	1.61		1.26	1.55	1.79
Tb	0.5	0.6		0.5	0.6	0.8
Yb	0.77	1.17		0.75	1.15	1.73
Lu	0.08	0.14		0.09	0.16	0.26
Rb	47	48		57	53	54
Nb	26.7	28.1		22.8	35	37

Cuadro 4. Análisis químico del cerro Del Medio. La muestra 24 fue tomada de Koukharsky (1988).

Elementos mayoritarios expresados en % en peso, elementos traza en ppm, excepto Au e Ir en ppb. <inferior al límite de detección.

	Tul Tul 1	Tul Tul 2	Tul Tul 5	Tul Tul 7	Tul Tul 8	Tul Tul 9	
	TT4	23	TT12	TT11	TT10	22	TT1
SiO2	60.97	58.5	59.05	62.89	59.21	57.7	62.02
Al2O3	15.43	16.52	14.51	15.54	15.69	16.84	14.57
Fe2O3	5.66	3.63	5.82	4.69	5.96	5.49	4.75
FeO		2.07				0.32	
MnO	0.08	0.1	0.08	0.05	0.08	0.09	0.07
MgO	3.22	4.07	3.83	2.36	3.61	3.68	2.95
CaO	5.2	5.69	6.04	4.62	5.54	5.83	4.76
Na2O	4.22	3.94	4.3	4.71	4.06	4.03	3.99
K2O	2.35	2.33	2.31	2.7	2.44	2.29	2.54
TiO2	0.81	1.16	0.87	0.74	0.98	1.1	0.72
P2O5	0.36	0.45	0.38	0.25	0.45	0.47	0.46
LOI	1.19	2.31	2.06	0.34	1.33	1.78	1.58
Total	99.49	100.77	99.23	98.89	99.35	99.62	98.4
Ba	881		823	928	874		965
Sr	857		876	938	899		833
Y	12		12	9	12		10
Zr	153		175	149	179		168
Cu	39		40	24	38		34
Pb	10		11	11	8		11
Zn	93		96	74	105		88
Ag	<0.4		0.5	<0.4	<0.4		0.4
Ni	40		64	35	46		45
Cd	<0.5		<0.5	<0.5	<0.5		<0.5
Bi	<5		<5	<5	<5		<5
V	117		119	67	129		81
Be	2		2	2	2		2
Au	2		3	2	2		<2
As	3		4	7	3		3
Br	1.1		1.5	<0.5	1.3		1
Co	16.7		20.1	13.3	18.6		15.5
Cr	89.7		140	82.8	109		112
Cs	2.1		2	0.4	2		2.2
Hf	4		4.6	4.1	4.6		4.1
Hg	<1		<1	<1	<1		<1
Ir	<1		<1	<1	<1		<1
Mo	4		3	3	<2		3
Sb	0.2		0.2	0.3	0.3		0.3
Sc	10.3		9.9	7.6	10.3		8.2
Se	<0.5		<0.5	<0.5	0.8		0.7
Ta	1		1.1	1.1	1.2		1.5
Th	6.8		7.8	8	7.6		7.7
U	2.2		2.4	2.3	2.3		2
La	43.1		42.8	34.3	43.2		39.8
Ce	82		79	68	84		77
Nd	36		35	27	39		30
Sm	4.68		4.92	3.88	5.08		4.18
Eu	1.32		1.43	1.13	1.43		1.19
Tb	0.5		0.4	0.3	0.6		0.5
Yb	0.85		0.82	0.69	0.97		0.77
Lu	0.12		0.1	0.1	0.12		0.11
Rb	71		72	68	65		71
Nb	27		28	27	27		25

Cuadro 5. Análisis químicos del cerro Tul Tul. Las muestras 22 y 23 fueron tomadas de Koukharsky (1988).

Elementos mayoritarios expresados en % en peso, elementos traza en ppm, excepto Au e Ir en ppb, <inferior al li

	Co. Quevar 16	Co. Rincón 20	Pozo Cavado R109
SiO ₂	59,59	61,5	61,65
Al ₂ O ₃	15,22	16,61	16
Fe ₂ O ₃	1,94	2,47	5,66
FeO	4,14	2,19	
MnO	0,09	0,1	0,09
MgO	5,04	2,6	2,13
CaO	5,67	5,15	5,68
Na ₂ O	3,18	4,05	3,31
K ₂ O	2,76	2,54	2,38
TiO ₂	1,06	0,64	0,76
P ₂ O ₅	0,34	0,37	0,35
LOI	0,15	1,96	2,59
Total	99,92	100,18	100,6
Ba			677
Sr	525		498
Y	12		18
Zr	193		177
Cu	29		11
Pb			23
Zn	93		78
Ag			<0,4
Ni	50		9
Cd			<0,5
Bi			<5
V			79
Be			<2
Au			<2
As			4
Br			<0,5
Co			17,6
Cr			16,5
Cs			2,1
Hf			4,8
Hg			<1
Ir			<1
Mo			3
Sb			0,2
Sc			8,8
Se			<0,5
Ta			2,3
Th			8,8
U			2
La			42,8
Ce			82
Nd			38
Sm			5,92
Eu			1,51
Tb			0,8
Yb			1,4
Lu			0,2
Rb			90
Nb			28,6

Cuadro 6. Análisis químicos. Muestra 16 extraída de Hörman et al. (1973) y Klerx et al. (1977). Muestra 20 tomada de Koukharsky (198). Elementos mayoritarios expresados en % en peso, elementos traza en ppm, excepto Au e Ir en ppb, <inferior al límite de detección.

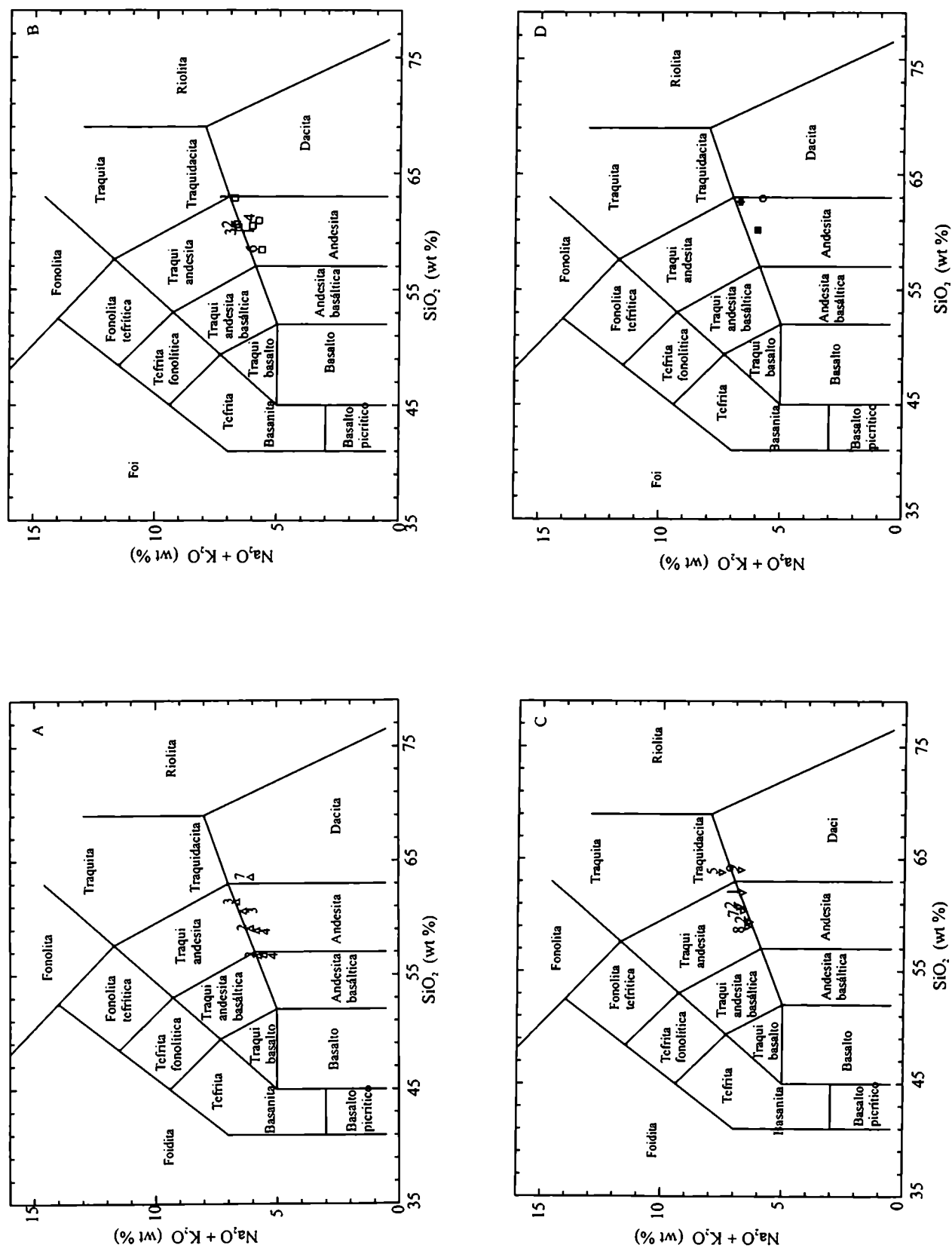


Figura 4. Diagrama TAS (Le Maitre, 1989). A. Volcanitas volcán Pocitos; B. Volcanitas volcán Tul Tul, 7 tomado de Koukharsky (1988) y D. ○ Volcanitas Pozo Cavado, ● cerro Rincón (tomado de Koukharsky, 1988) y ■ Nevado de Quevar (tomado de Jörmann et al., 1973). Los números se corresponden con los niveles volcano-estratigráficos individualizados (ver texto y mapa adjunto).

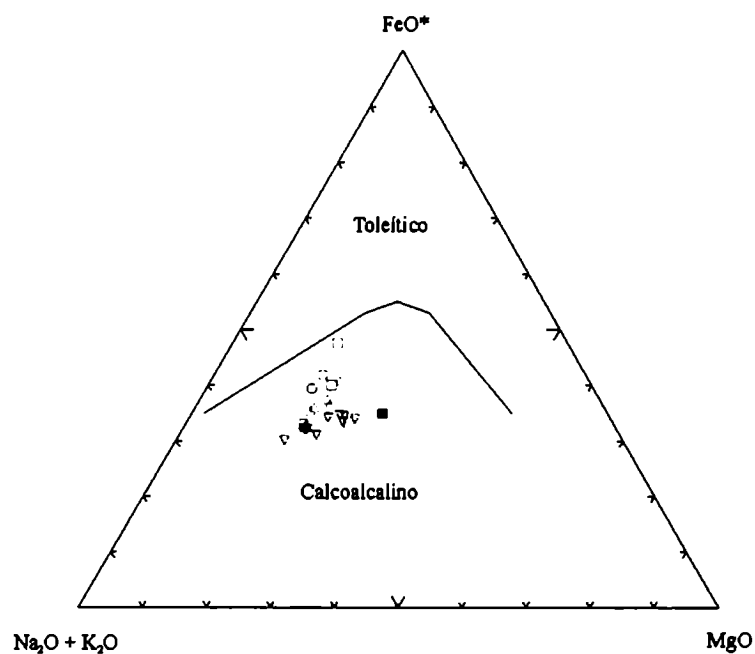


Figura 5. Diagrama AFM con los límites establecidos por Irvine y Baragar (1971). ∇ Vn. Pocitos, $\square$ Vn. Del Medio, $\circ$ Vn. Tul Tul, $\diamond$ Domo Pozo Cavado, $\star$ Vn. Rincón y $\blacksquare$ Vn. Quevar

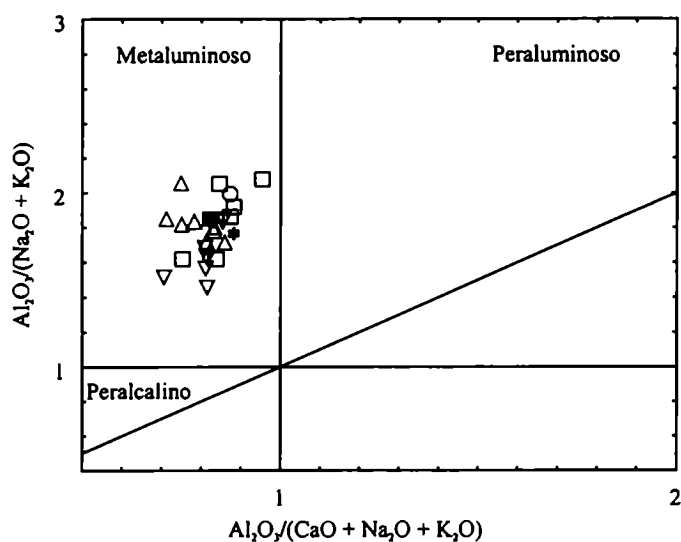


Figura 6. Índices de Shand (1951)

nados autores, aquí son todas traquiandesitas de medio a alto potasio. En cambio sus andesitas que fluyeron hacia el O y SO, en el presente trabajo son dacitas (Tul Tul 9) y traquiandesitas (Tul Tul 7).

Para independizar las rocas de las variaciones que presentan en los contenidos de sílice, se plotó sus valores en el diagrama de Winchester y Floyd (1977) (Figuras 8 A, B, C y D). En el volcán Pocitos la composición es traquiandesítica para los conjuntos de coladas Pocitos 3 y 7, mientras que para Pocitos 2 y 4 es basáltica alcalina. En el volcán Del Medio los conjuntos Del Medio 1 y 4 se plotan en el campo de las traquiandesitas y Del Medio 3 y 6 en el límite entre traquiandesitas y basaltos alcalinos, al igual que la muestra representante de los domos Pozo Cavado. En el volcán Tul Tul todas las muestras resultaron traquiandesitas. La determinación a través de estas trazas de los tipos de rocas apunta en todos los casos a una serie de moderada alcalinidad que podría poner en evidencia la participación de basaltos alcalinos en las mezclas que originaron a los magmas, tal como interpretaron para las volcanitas cuaternarias del Tuzgle Coira y Kay (1993).

En los diagramas de Harker las muestras del volcán Pocitos (Figura 9) presentan un comportamiento aleatorio para la alúmina, disminución en el contenido de CaO, Fe₂O₃, MgO y TiO₂ y aumento en el porcentaje de K₂O y Na₂O. Esto sugeriría procesos de fraccionamiento de plagioclasa, clinopiroxeno, magnetita, olivina y titanita. En el caso del volcán Del Medio (Figura 10) las tendencias no guardan un patrón, pero hay una leve disminución en los contenidos de CaO y Fe₂O₃ sugiriendo fraccionamiento de plagioclasa y magnetita. El volcán Tul Tul (Figura 11) presenta disminución de Al₂O₃, CaO, Fe₂O₃, MgO y TiO₂ y aumento en el porcentaje de álcalis indicando fraccionamientos similares a los del volcán Pocitos. Las observaciones hechas en estos diagramas pierden validez porque las tendencias observadas no guardan relación con la secuencia volcanoestratigráfica. Si se comparan los elementos mayoritarios para el conjunto volcánico (Cuadro 7) aumentan los porcentajes de K₂O y de SiO₂, desde el volcán Pocitos al Tul Tul y al cerro Pozo Cavado y disminuyen los contenidos de Fe₂O₃, MgO y CaO, mientras que el resto de los mayoritarios se concentran con porcentajes semejantes. La disminución progresiva de estos tres óxidos quizás esté reflejando el fraccionamiento de magnetita, olivina, plagioclasa y/o augita (ver ítem fraccionamiento de magmas).

Con los valores de trazas de cada volcán se realizaron los diagramas de tierras raras normalizados a condritos según los valores de Sun (1982) (Figura 12A, B, C y D) y los diagramas multielemento normalizados a manto primordial (Figura 13A, B, C y D). Los diseños son similares para los tres volcanes y para el domo Pozo Cavado

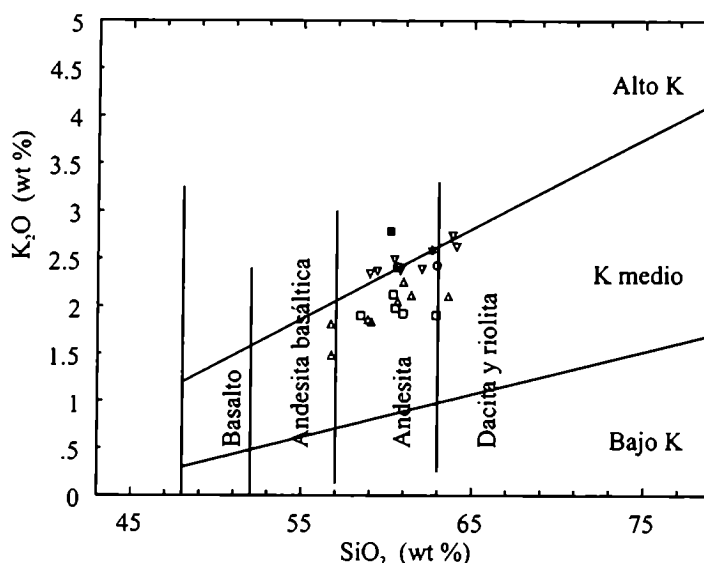


Figura 7. Diagrama K₂O versus SiO₂ de Le Maitre (1989).

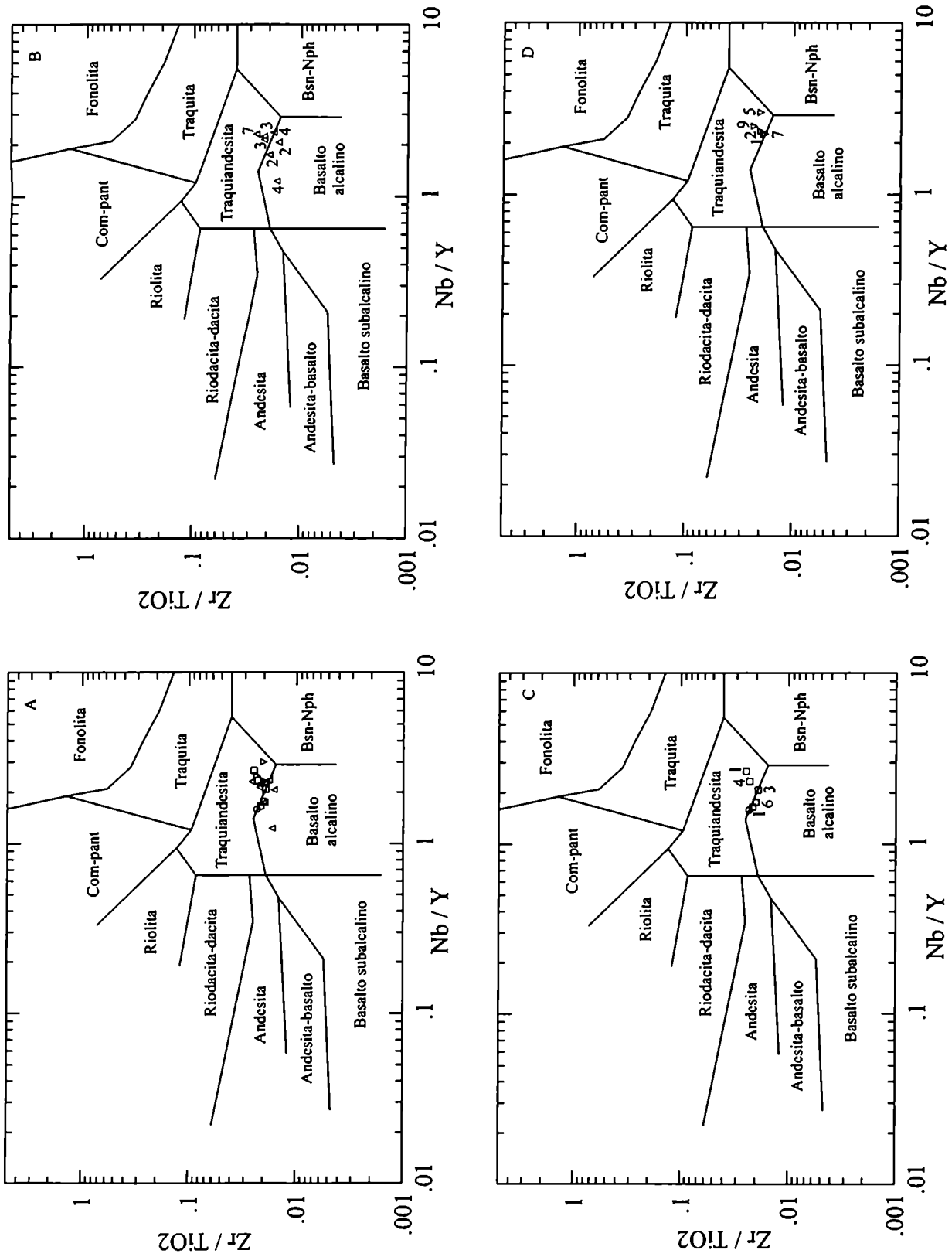


Figura 8 :Diagramas Zr/TiO_2 vs Nb/Y de Winchester y Floyd (1977), A: muestras de todo el conjunto volcánico, B: muestras volcán Pocitos, C: muestras volcán Del Medio, el círculo pertenece al domo Pozo Cavado y D: muestras volcán Tul Tul.

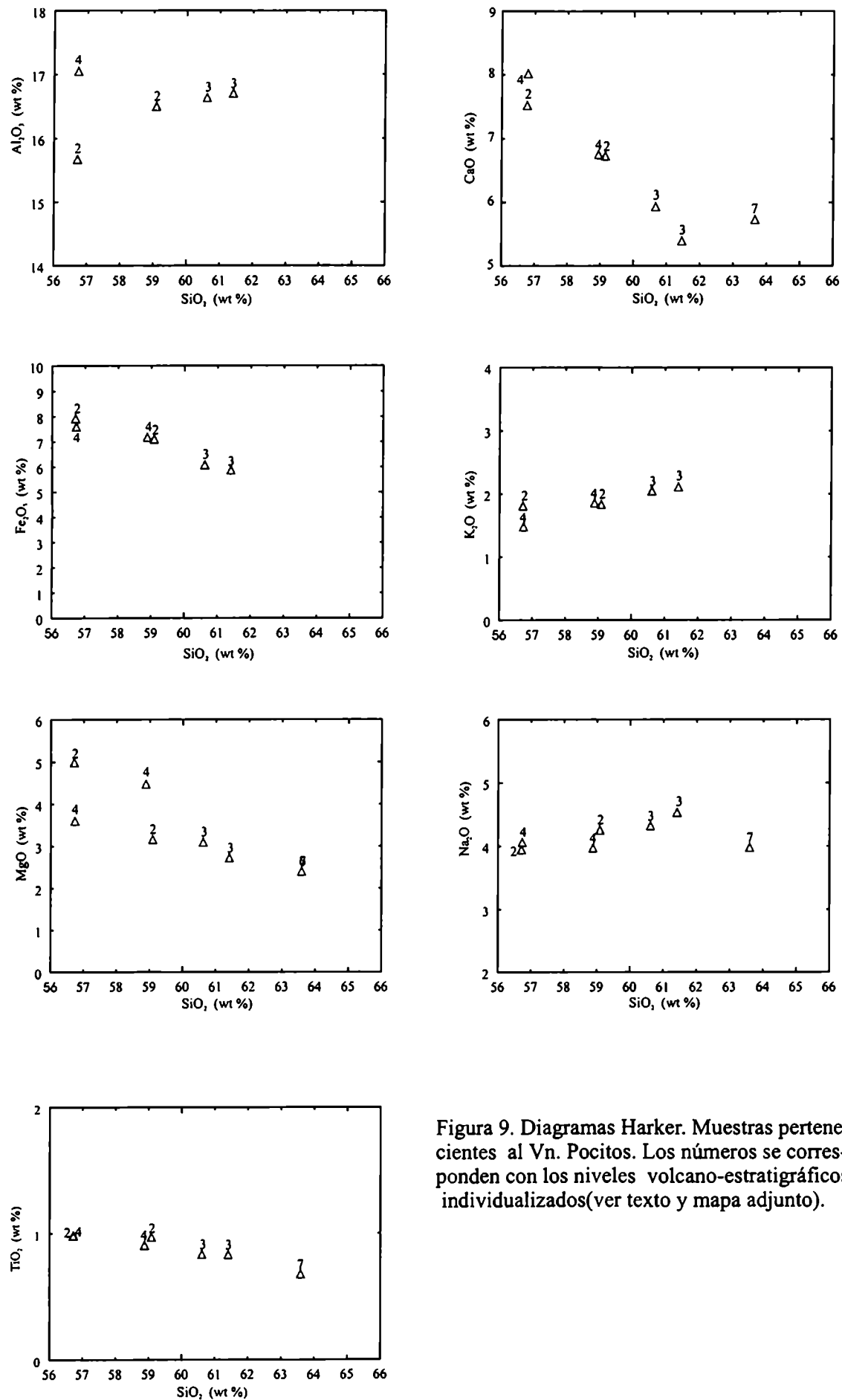


Figura 9. Diagramas Harker. Muestras pertenecientes al Vn. Pocitos. Los números se corresponden con los niveles volcano-estratigráficos individualizados(ver texto y mapa adjunto).

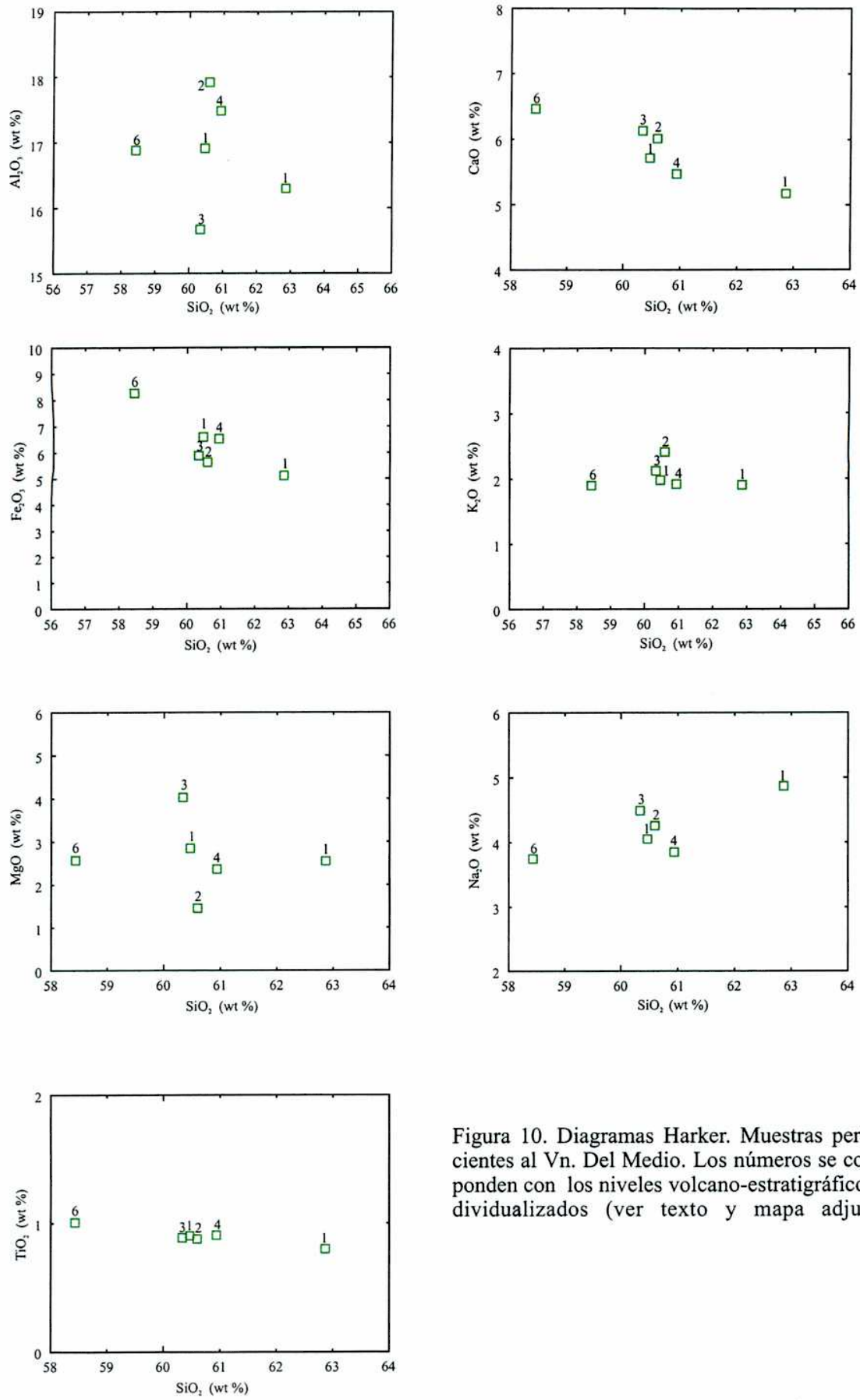


Figura 10. Diagramas Harker. Muestras pertenecientes al Vn. Del Medio. Los números se corresponden con los niveles volcano-estratigráficos individualizados (ver texto y mapa adjunto).

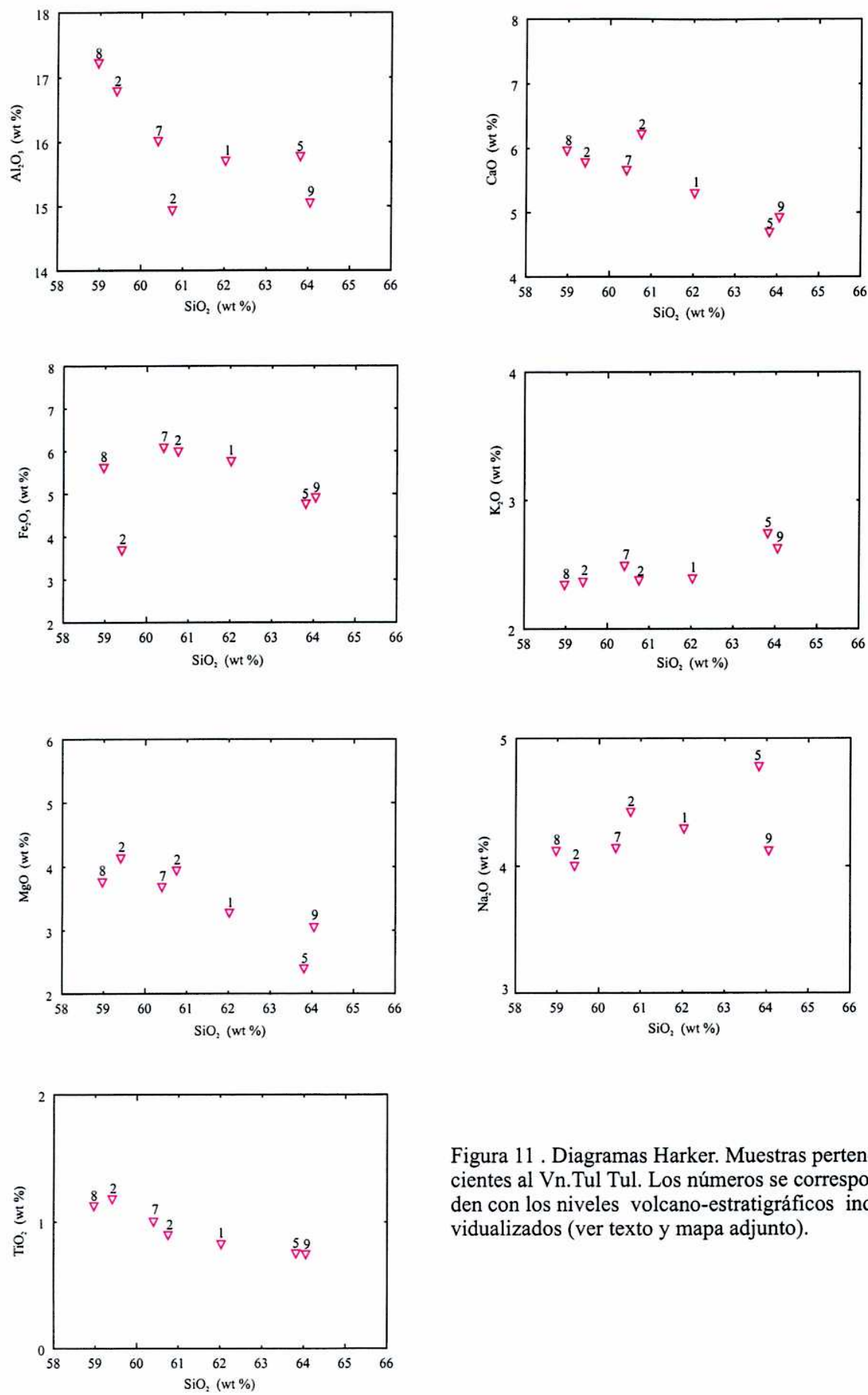
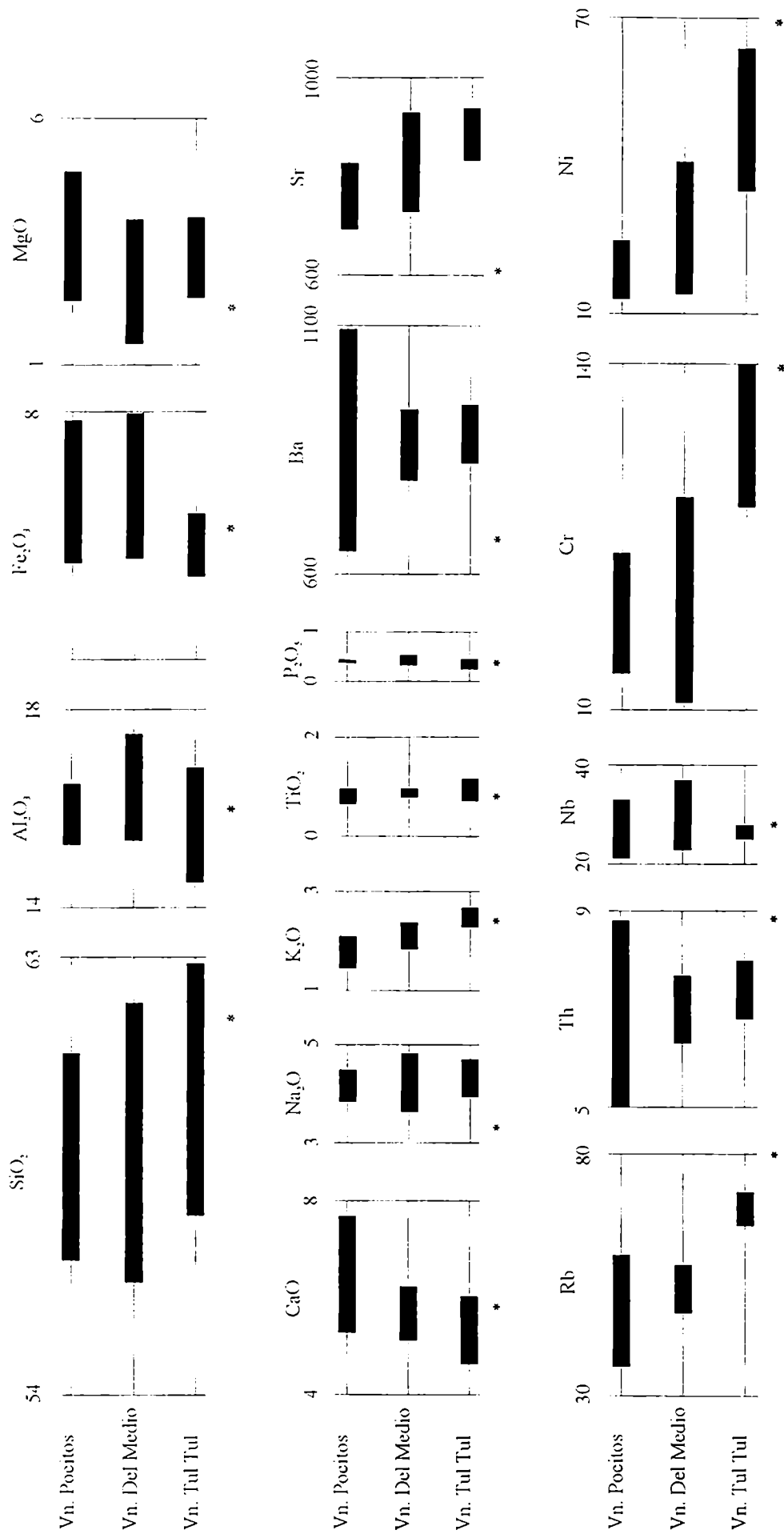


Figura 11 . Diagramas Harker. Muestras pertenecientes al Vn.Tul Tul. Los números se corresponden con los niveles volcano-estratigráficos individualizados (ver texto y mapa adjunto).



Cuadro 7. Diagramas de barras mostrando las variaciones de concentración de elementos mayoritarios (% en peso) y trazas (ppm) para el conjunto volcánico. El asterisco representa a el domo Pozo Cavado.

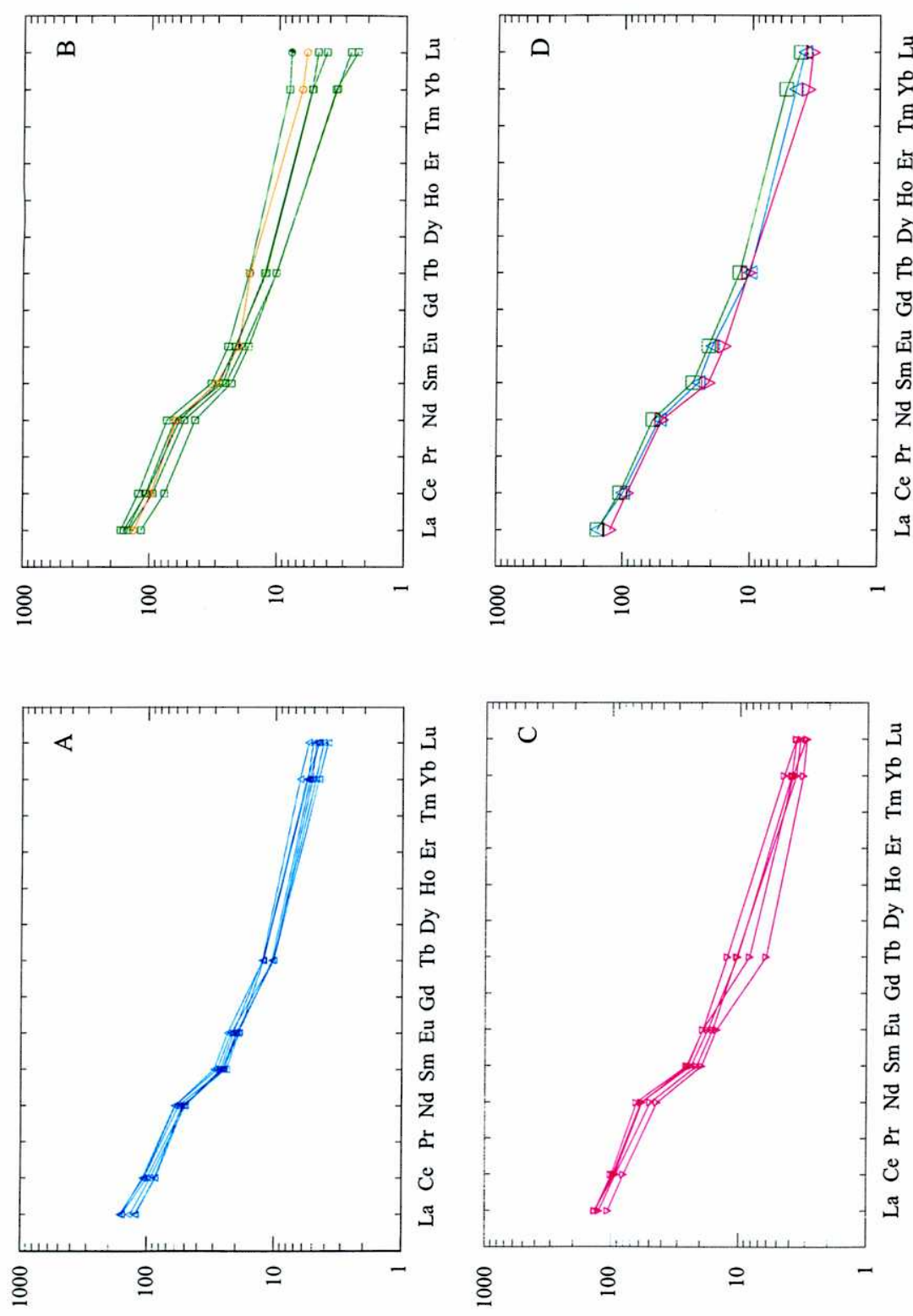


Figura 12. Diagramas de tierras raras normalizados a condritos según los valores de Sun (1980). A: Volcán Pocitos; B: Volcán Del Medio, círculo anaranjado; Domo pozo Cavado; C: Volcán Tul Tul y D: Diagrama comparativo de los tres volcanes.

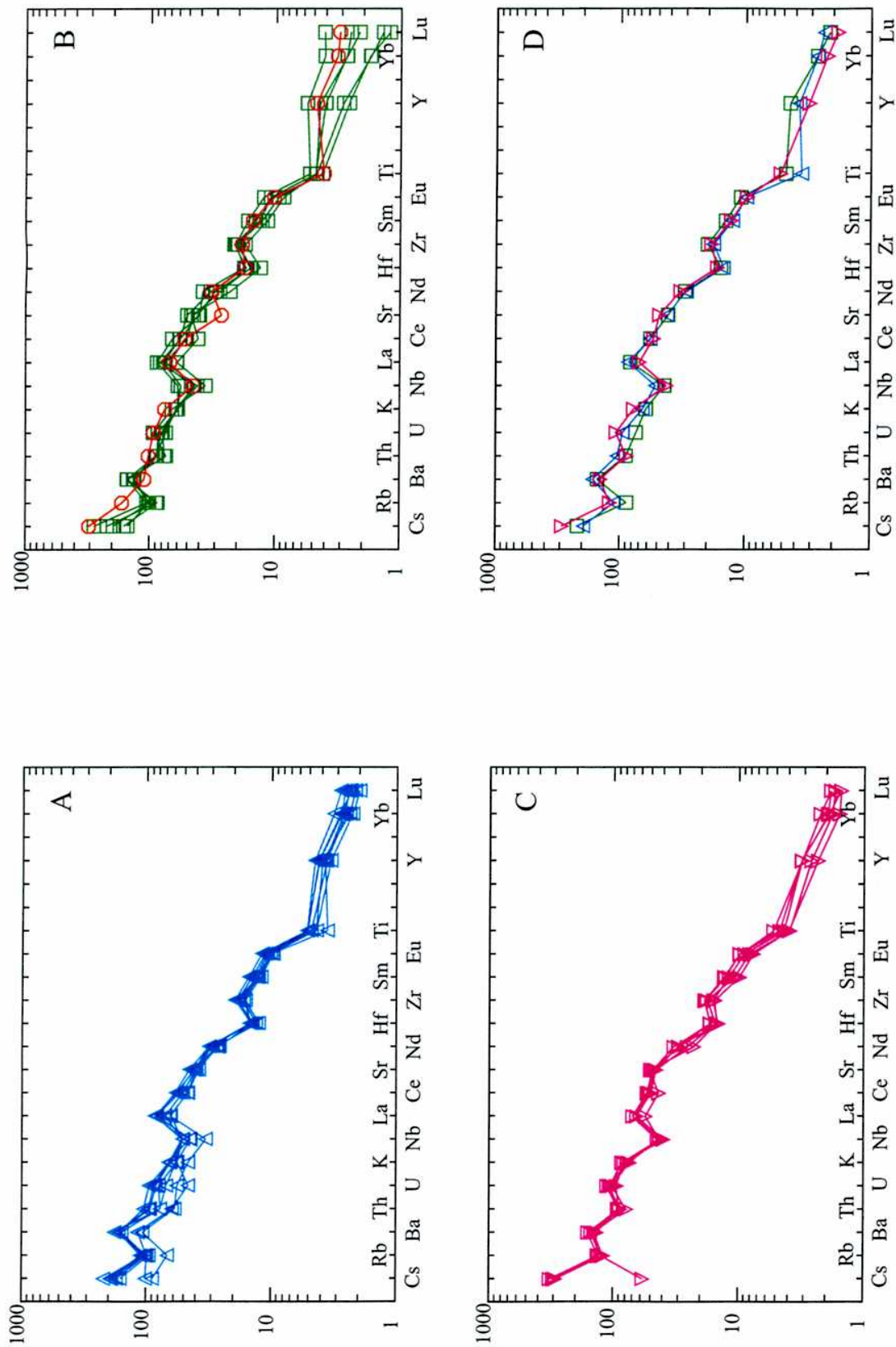


Figura 13. Diagramas multielemento normalizados a manto primordial. A: Volcán Pocitos; B: Volcán Del Medio, círculo anaranjado: Domo Pozo Cavado; C: Volcán Tul y D: Diagrama comparativo de los tres volcanes.

evidenciando que se originaron a partir de la misma fuente. Al considerar las tierras raras se observa que las pendientes, como era de esperar, son compatibles con las de las series calcoalcalinas, destacándose la carencia de la anomalía del europio, lo que puede interpretarse como ausencia de fraccionamiento de plagioclasa o, lo que es más probable según las observaciones petrográficas, como la compensación entre los efectos opuestos del fraccionamiento de plagioclasa y hornblenda (a la que se agregan los efectos de los piroxenos y la apatita). Como los fraccionamientos por hornblenda y por clinopiroxeno dan lugar a mayores pendientes en las tierras raras livianas respecto de las pesadas y tal efecto es poco marcado, se concluye que: o bien el fraccionamiento por cristalización fue escaso, o estuvo dado por proporciones relativamente bajas de ortopiroxeno y plagioclasa.

Los diagramas de tierras raras que representan a los depósitos piroclásticos de los volcanes Del Medio y Tul Tul fueron comparados con el de la ignimbrita Tajamar del volcán Quevar (Figura 14) en razón su edad y contenido de sílice semejantes, observándose diseños similares. Cabe señalar que con respecto a éstas, las aquí consideradas presentan menores contenidos de K y Th, indicando menor grado de contaminación con la corteza. Otra diferencia es el leve empobrecimiento en tierras raras pesadas y la ausencia de anomalía de europio, esta última, aunque pequeña, es observada en todos los análisis presentados por Coira et al. (1993). Los diagramas de tierras raras de las andesitas basálticas del volcán Pocitos fueron comparados con los de rocas de similar composición típicas de la Zona Volcánica Central de los Andes (CVZ) (Figura 15) (Thorpe et al., 1984; Hickey et al., 1986 en Wilson, 1989) donde resultaron con respecto a éstas enriquecidas en Ba y levemente empobrecidas en tierras raras pesadas.

Al considerar las trazas compatibles se observó que los elementos Sc, Ni y Cr se encuentran en bajos contenidos, lo que podría sugerir fraccionamiento de olivina y clinopiroxeno. En contraposición se observa que a medida que en el conjunto volcánico aumenta la sílice también aumentan los contenidos en Cr y Ni (Cuadro 7) lo cual no estaría apoyando el fraccionamiento de estos minerales. Las observaciones petrográficas demostraron una contaminación con rocas máficas, la cual debe interferir en los mencionados contenidos quitando validez especialmente al Ni como indicador de fraccionamiento.

Al detenernos en los elementos LIL, que en general están levemente enriquecidos, y los HFS se ve que el volcán Tul Tul presenta las mayores concentraciones de K, Sr y Rb mientras que los volcanes Del Medio y Pocitos presentan similares contenidos menores en estos elementos. En cuanto al Ba y al Th el volcán Pocitos es el que tiene las mayores proporciones mientras que los dos volcanes restantes presentan contenidos menores similares. Los contenidos de Nb resultaron semejantes en todos los casos (Cuadros 3,4, 5, 6 y 7).

El progresivo aumento del Sr, hacia los términos más ácidos del conjunto, no es compatible con el fraccionamiento de plagioclasa, esta característica coincide con la ausencia de anomalías negativas en los diagramas multielemento. La notable disminución de Sr y Ba para la muestra del cerro Pozo Cavado podría asociarse con fraccionamiento de feldespatos y sus relativamente altos contenidos de Rb y Th podrían relacionarse con una mayor participación de corteza. La disminución progresiva del Ba es compatible con el fraccionamiento de feldespato alcalino o de biotita pero el progre-

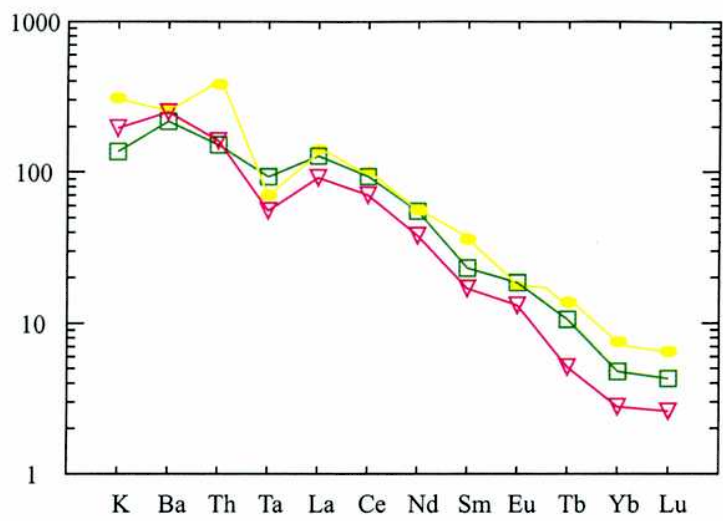


Figura 14. Diagrama multielemento de los depósitos piroclásticos de los volcanes Del Medio (□) y Tul Tul (▽) normalizados a condritos. El círculo amarillo representa a la ignimbrita Tajamar (extraído de Coira et al., 1993).

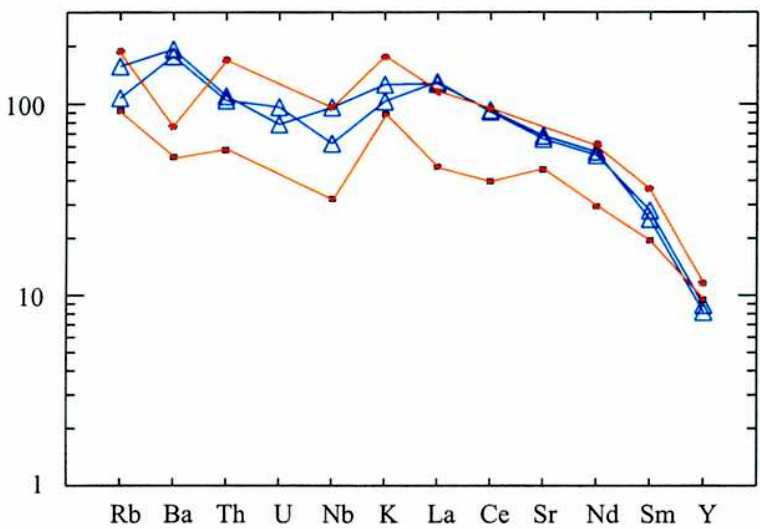


Figura 15. Diagrama multielemento de las andesitas basálticas del volcán Pocitos. Los datos en rojo pertenecen a andesitas basálticas de la zona volcánica central de los Andes (CVZ), extraídos de Thorpe et al.(1984) y Hickey et al.(1986). Los datos se encuentran normalizados según los valores de Sun (1980).

sivo aumento del Rb es incompatible con el fraccionamiento de esta última y podrían estar insinuando contaminación por asimilación de corteza continental.

Las altas relaciones Sr/Y (40-85) junto a los altos contenidos de Sr (692-938 ppm) y Na₂O (3,6-4,8 gr %) sugieren inestabilidad de la plagioclasa indicando condiciones de alta presión, semejante a la de los niveles más bajos de la corteza. Las altas relaciones La/Yb (28-63) indicarían presencia de granate residual en la fuente lo que estaría apoyando lo antedicho. El alto contenido de Ba/Rb (12-22) junto a las bajas relaciones K₂O/ Na₂O (0,70) y Rb/Sr (0,1) no estarían apoyando la participación de corteza superior o de asimilación.

Los diagramas multielemento (Figura 13A, B, C y D) resultaron semejantes para los tres volcanes. La única diferencia notable es que el volcán Tul Tul presenta un leve enriquecimiento en K, Rb y Cs con respecto a los otros dos. También se observan depresiones en Nb, Hf y Ti evidenciando para estas rocas características de arco.

Los tres diagramas de discriminación tectomagmática de Wood et al. (1980) resultaron semejantes. Se representa solamente el de Hf/3-Th-Ta (Figura 16). Las rocas pertenecientes al volcán Tul Tul se plotean dentro del campo delimitado para las rocas calcoalcalinas de márgenes destructivos. La representante de la colada más joven de este volcán se plotea fuera de él, al igual que las rocas de los volcanes Pocitos y Del Medio cuyos valores los acercan a los de los basaltos alcalinos de intraplaca. Esto sugiere la participación de dicho tipo de basaltos en las probables mezclas que dieron origen a los magmas.

Al considerar las relaciones Ba/La, utilizando el contenido de Ta como factor de normalización (Coira et al. 1993) se observa que las muestras de los tres volcanes tienen altas a moderadas relaciones Ba/La (Tul Tul ≥ 20 ; Del Medio y Pocitos entre 20 y 10) lo que sugiere que estaríamos en una zona transicional entre ambientes de arco y de retroarco. Al comparar con los valores de las andesitas Tajamar del vecino volcán Quevar de contenido de SiO₂ similar (Coira et al., 1993) las rocas de los volcanes en cuestión presentan características de arco más marcadas que estas últimas. La muestra del cerro Pozo Cavado, en cambio, se ubica en el campo del retroarco (Figura 17). Otras relaciones consideradas son Ba/La versus La/Yb (Kay y Gordillo 1994, Figura 18) muestran características semejantes, donde las rocas del volcán Tul Tul tienden a rocas de arco y las de los volcanes Del Medio y Pocitos presentan variaciones graduales a OIB. La muestra del cerro Pozo Cavado se asimila a estas últimas.

En el diagrama de Pearce (1983) (Figura 19) que utiliza la relación Th/Yb versus Ta/Yb para discriminar los tipos de series subalcalinas, en razón del contenido de sílice, se plotearon únicamente las andesitas basálticas del volcán Pocitos. Las mismas se ubican entre las shoshonitas, muy cercanas a las rocas calcoalcalinas de los márgenes continentales activos.

INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS GEOQUÍMICOS

Teniendo en cuenta el emplazamiento del grupo volcánico en una cuenca sedimentaria activa durante el Mioceno existe la duda de su localización en los ambientes de arco o de retroarco. Del análisis preliminar de los datos geoquímicos y petrográficos surge que las volcanitas correspondientes a los volcanes Tul Tul, Del Medio y Pocitos poseen características de un ambiente transicional entre arco y retroarco con leves afinidades shoshoníticas (donde el espesor de la corteza era superior

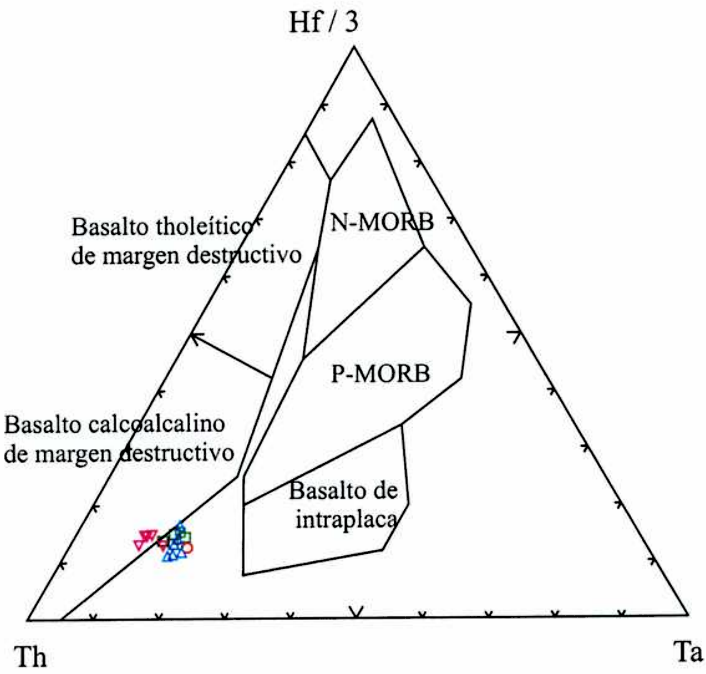


Figura 16. Diagrama Hf/3-Th-Ta de discriminación tectomagmática para basaltos y rocas más diferenciadas de Wood (1980).

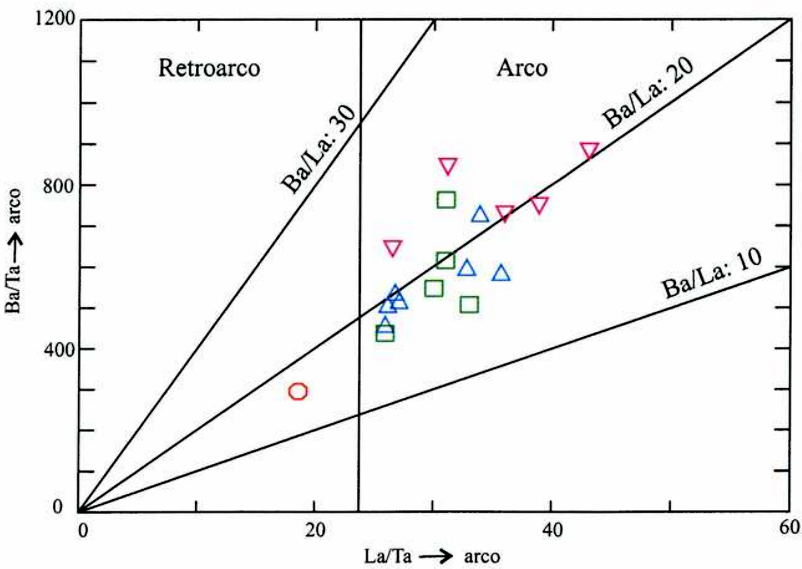


Figura 17 . Diagrama Ba/Ta vs. La/Ta. Δ volcán Pocitos, $\square$ volcán Del Medio, ∇ volcán Tul Tul y $\circ$ Domo Pozo Cavado

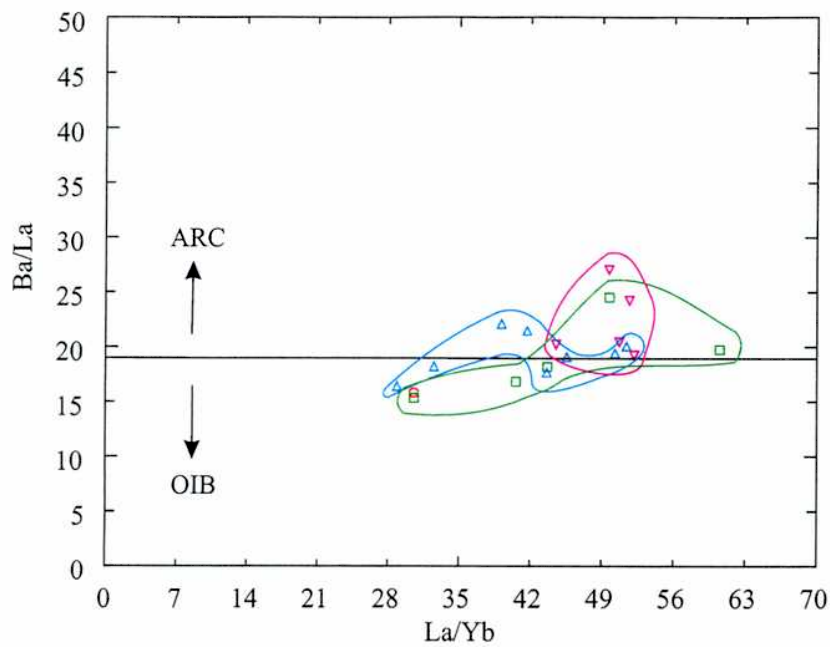


Figura 18. Diagrama Ba/La vs. La/Yb. Extraído de Kay y Gordillo (1994). Colores azul: Vn. Pocitos, verde: Vn. Del Medio y rojo: Vn. Tul Tul, el círculo naranja corresponde a los domos Pozo Cavado

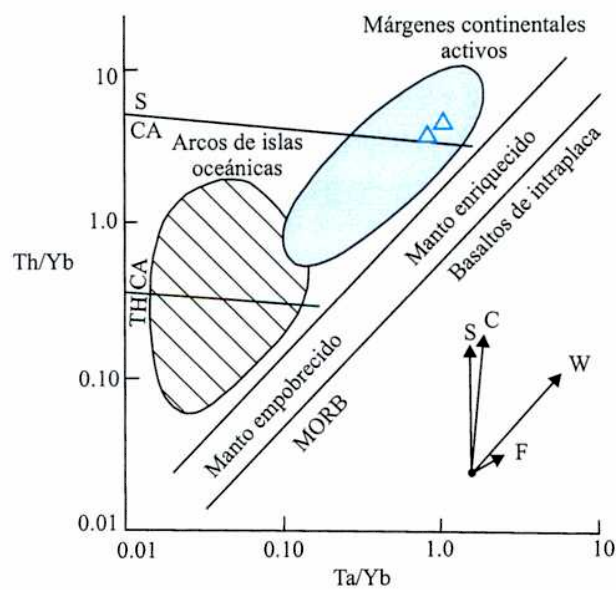


Figura 19. Diagrama Th/Yb versus Ta/Yb de Pearce (1983). Muestra la diferencia entre los basaltos relacionados a subducción y los basaltos oceánicos derivados de un manto empobrecido (MORB) y uno enriquecido (OIB). Los vectores indican la influencia de los componentes de subducción (S), enriquecimiento de intraplaca (W), contaminación cortical (C) y cristalización fraccionada (F). Las líneas punteadas limitan los campos de las rocas tholeíticas (TH), calcoalcálicas (CA) y shoshoníticas (S). Los triángulos corresponden a muestras representativas del volcán Pocitos.

a 25 km, ya que a esta profundidad se habría estabilizado la cámara magmática, ver capítulos Petrografía y Análisis con microsonda), en tanto que los domos Pozo Cavado (posteriores a ellos) se acercan más a las rocas de retroarco. Estas características pueden asociarse a un retroceso del arco hacia el oeste durante el Mioceno más alto-Plioceno?, vinculado al aumento del ángulo de subducción. Se interpreta para las volcanitas un esquema evolutivo en el cual magmas derivados de un bajo grado de fusión del manto (de allí sus afinidades alcalinas, figura 8), durante su ascenso, habrían sufrido procesos de mezcla principalmente con fundidos provenientes de niveles bajos de la corteza (tal como indican los valores de las relaciones de algunas de sus trazas) y en forma subordinada cristalización fraccionada la cual se evaluará más adelante.

MICROANÁLISIS CUANTITATIVOS DE MINERALES

Las determinaciones se realizaron mediante el uso de una microsonda electrónica JEOL JXA-8600M (WDS) en el Instituto de Geología Económica Aplicada de la Universidad de Concepción, Chile. Los microanálisis cuantitativos se efectuaron sobre los minerales de una muestra perteneciente a la unidad Pocitos 4 (muestra MKD21) que presenta evidencias de asimilación y de mezcla de magmas (bordes de antofilita en olivinas, cristales corroídos y anillos de reacción). Los minerales analizados con los resultados obtenidos se presentan en el Cuadro 8.

Olivinas

Como se puede observar su composición es $Fo_{86} Fa_{14}$. Si bien este dato se podría utilizar como geotermómetro, en este trabajo no fue posible ya que, según lo observado en el capítulo dedicado a la petrografía, estos cristales no están en equilibrio con las pastas y son xenocristales que provienen de rocas ultramáficas infrayacentes como lo demostraron sus bordes de antofilita.

Plagioclasas

Los cristales corroídos presentan centros relativamente ácidos (oligoclasa cálcica) con bordes y zona media de labradorita, muy semejante a la composición de los microlitos de la pasta, confirmando una progresiva basificación, la cual es opuesta a un proceso de evolución por cristalización fraccionada. Aquellos cristales que están en equilibrio con la pasta (plagioclasas limpias) varían desde oligoclasa cálcica a andesina y presentan zonación inversa, coincidiendo con las observaciones petrográficas.

Las composiciones de las microlitas varían entre andesina (An_{32}) y labradorita (An_{59}). Estas variaciones composicionales estarían indicando una heterogeneidad que podría responder a procesos de mezcla.

Anfíboles

Según la clasificación de Anthony et al. (1995), considerando los números de cationes de los diferentes elementos para 23 O y el número de Mg (0,64) se trata de pargasitas ferrosas. Son indudablemente anfíboles magmáticos en razón de que el

número catiónico de Ti para 23 O supera ampliamente los valores correspondientes a los de las facies granulitas con hornblenda del metamorfismo (Raase 1974).

Su composición fue utilizada para los cálculos de temperatura y presión del magma al tiempo de su formación. En el Cuadro 9 se sintetizan los diferentes parámetros calculados según Helz (1982).

	Olivina			Hornblenda			Clinopiroxeno		
	1	2		1	2		1	2	3
SiO ₂	40,25	40,29	SiO ₂	40,86	41,03	SiO ₂	50,06	51,01	49,93
FeO	13,38	13,21	TiO	3,24	3,13	TiO	0,83	0,64	0,88
MnO	0,22	0,19	Al ₂ O ₃	13,72	13,84	Al ₂ O ₃	4,85	4,32	5,38
MgO	45,83	46,28	FeO	12,79	12,24	FeO	6,91	5,82	6,14
CaO	0,14	0,15	MnO		0,14	MnO		0,18	
NiO	0,19	0,21	MgO	13,01	13,24	MgO	14,64	15,61	14,73
Total	100	100,33	CaO	11,19	11,11	CaO	21,67	21,33	21,4
			Na ₂ O	2,75	3,02	Na ₂ O	0,49	0,48	0,52
			K ₂ O	0,59	0,64	Cr ₂ O ₃	0,36	0,8	0,41
			Total	98,14	98,4	Total	99,81	100,18	99,38

Resultados: Olivina 1: Fo₈₆ Fa₁₄
 Olivina 2: Fo₈₆ Fa₁₄
 Clinopiroxeno 1: Wo:En:F_s 43:46,1:10,8
 Clinopiroxeno 2: Wo:En:F_s 42:48,2:9,8
 Clinopiroxeno 3: Wo:En:F_s 42,8:47,6:9,6

	Plagioclasea corroída			Plag. limpia 1		Plagioclasea limpia 2			Microlitas			
	centro	borde	medio	centro	borde	centro	borde	medio	1	2	3	4
SiO ₂	60,71	53,61	56,2	59,33	57,69	61,34	60,69	60,49	60,57	54,63	53,34	54,5
Al ₂ O ₃	24,57	29,25	26,78	25,15	26,01	23,81	24,5	24,8	24,13	28,78	29,38	27,96
FeO	0,27	0,58	0,86	0,23	1,31	0,21	0,3	0,26	0,39	0,52	0,62	0,57
CaO	6,23	12,04	10,8	7,16	8,21	5,52	6,15	6,35	6,25	11,29	12,26	10,3
Na ₂ O	7,91	4,26	3,78	6,73	6,59	8,25	7,98	7,87	7,03	5,11	4,48	5,49
K ₂ O	0,87	0,24	0,91	0,54	0,45	0,81	0,7	0,68	0,71	0,17	0,2	0,29
Total	100,55	99,99	99,32	99,14	99,25	99,94	100,31	100,45	99,08	100,49	100,28	99,11

Resultados: Plagioclasea corroída centro An₂₉ Ab₆₆ KF₅ (oligoclasea cálcica)
 Plagioclasea corroída borde An₆₀ Ab₃₈ KF₁ Q normativo₇ (labradorita)
 Plagioclasea corroída medio An₅₈ Ab₃₇ KF₆ Q normativo₇ (labradorita)
 Plagioclasea limpia 1 centro An₃₆ Ab₆₁ KF₃ Q normativo₃ (andesina)
 Plagioclasea limpia 1 borde An₄₀ Ab₅₈ KF₃ (andesina)
 Plagioclasea limpia 2 centro An₂₆ Ab₇₀ KF₅ (oligoclasea)
 Plagioclasea limpia 2 borde An₂₉ Ab₆₇ KF₄ (oligoclasea cálcica)
 Plagioclasea limpia 2 medio An₃₀ Ab₆₇ KF₄ (oligoclasea cálcica)
 Microlita 1 An₃₂ Ab₆₄ KF₄ Q normativo₃ (andesina)
 Microlita 2 An₅₄ Ab₄₅ KF₁ (labradorita)
 Microlita 3 An₅₉ Ab₃₉ KF₁ (labradorita)
 Microlita 4 An₅₀ Ab₄₈ KF₂ (andesina-labradorita)

Cuadro 8. Datos de microsonda de la muestra MKD21 (volcán Pocitos). Los minerales han sido calculados con el programa GPP. Fo: forsterita, Fa: fayalita, Wo: wolastonita, En: enstatita, Fs: ferrosilita, An: anortita, Ab: albita, KF: ortoclasea, Q: cuarzo. Aquellos que contienen cuarzo normativo no son estequiométricos.

Muestra	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Al ^T	Fe (M ₄)	Na (M ₄)	Cationes en el sitio A	Ti
21-1	1.980	0.403	2.383	0.195	0.038	0.859	0.359
21-2	1.974	0.421	2.395	0.188	0.064	0.917	0.346

Cuadro 9. Parámetros estructurales del anfíbol para 23 O.

Según Hammarstrom y Zen (1986) y los valores Al^{IV} vs. Al^T indican presiones superiores a 6,3 kb y según Hollister et al. (1987) para plutones calcoalcalinos, el parámetro Al^T corresponde a la presión de 8 kb con un rango de error de 1 kilobar.

Como no se tiene la certeza que la hornblenda estuviera en equilibrio con otros fenocristales ferromagnesianos, para el cálculo de la temperatura se compararon los parámetros catiónicos con los de hornblendas estudiadas por Helz (1982) que se hubieran equilibrado a presiones del orden de 8±1 kb. Las relaciones Al^{IV}-Al^{VI} y Al^{VI}-Na(M₄) las asemejan a una hornblenda (1921, toleíta) y las relaciones Al^{IV}-Ti las asemejan a un anfíbol (sintético, de toleíta cuarzosa). En los gráficos de temperatura versus Al^{IV}, Ti y cationes en el sitio las temperaturas de equilibrio quedan acotadas entre 950 y 1000 °C. El valor de 8 kb coincide con el que había sido postulado sobre la base de los fenocristales considerando los gráficos de Green (1982), pero la temperatura difiere en unos 50 a 150 °C (ver capítulo Petrografía: Interpretaciones de las condiciones de cristalización para la unidad Pocitos 8).

Piroxeno

Las composiciones de fenocristales presentadas en el cuadro 8 indican que se tratan de augitas, sus contenidos entre 42 y 43 % de wollastonita las acercan al campo de la salita.

FRACCIONAMIENTO DE MAGMAS

Se investigó la posibilidad de la evolución de los magmas por mezclas y por fraccionamiento de minerales máficos y plagioclasa (ver apéndice). En los casos en que existían cristobalita o tridimita sus contribuciones en sílice a las muestras fueron descontadas considerando su volumen y midiendo la densidad de la muestra correspondiente. Así se recalcularon los contenidos de elementos mayoritarios, encontrándose diferencias de hasta un 2 %.

Para la realización de los cálculos de fraccionamiento por mezcla de magmas fue necesario realizar, a partir de los diagramas de Harker, líneas de evolución de los contenidos de los elementos mayoritarios y trazas de aquellas rocas que presentaban una indudable modificación ácido → básico en la secuencia volcánica (ver apéndice figura A, B y C). De esta forma se pueden estimar las composiciones y proporciones de los magmas que participaron en las mezclas y teniendo en cuenta estos valores se utilizó el Basalto Máquinas (SiO₂: 49,13%) (Kay et al. 1999) como extremo básico de la mezcla inicial y una toba del Paleozoico inferior (SiO₂: 66,58 %) (Coira y Nullo 1989) como extremo ácido. De acuerdo a los cálculos realizados (ver apéndice) una composición semejante a Pocitos 4 sería posible si participó de la mezcla un 57,2 % del Basalto

Máquinas y un 48,2 % del magma ácido comparable a la toba paleozoica. Si bien ambas rocas fueron seleccionadas por ser las que mejor se ajustaban al quimismo requerido no resultaron ser las adecuadas ya que el error expresado como la suma de los cuadrados residuales resultó muy elevado (2,453).

Para el fraccionamiento por cristalización fraccionada se utilizaron seis trazas (Rb, Ba, Sr, V, Cr y Zr). No se consideró el Ni en razón de los fenómenos de asimilación de olivina verificados en los estudios petrográficos. Es posible que dichos fenómenos se reflejen también en los contenidos de Mg y Cr, pero se supone que los efectos para estos elementos quedaron más diluidos.

De ese modo es posible derivar muestras a partir de unidades estratigráficamente anteriores. Como ejemplo puede derivarse una muestra de las lavas Pocitos 3 (ME2, SiO₂: 59,36) partiendo de otra de Pocitos 2 (EK5, SiO₂: 56,04) por fraccionamiento de 75,2% de su masa integrado por olivina (9,5%), clinopiroxeno (42,9%), plagioclasa (An₆₀: 38,0%) y magnetita (9,6%) según los análisis con microsonda anteriormente presentados. El error expresado como la suma de los cuadrados residuales es de 0,074.

Un modelo de fraccionamiento y cristalización fraccionada combinados (AFC) no pudo ser evaluado por falta de datos isotópicos propios. Se intentó realizar cálculos aproximados utilizando únicamente trazas pero al carecer de un software adecuado no se logró ningún resultado convincente.

ISÓTOPOS DE SR Y DE ND

Matteini et al. (1999 y 2002b) publicaron los valores isotópicos de Sr y Nd para muestras de los tres volcanes. Los valores obtenidos para el Sr, entre 0.70500 y 0.70530 y entre 0,705552±25 y 0,706281±28 respectivamente y para el Nd entre 0,512503±11 y 0,512608±9 serían indicativos de componentes de corteza inferior.

EDAD Y CORRELACIONES

Los datos estratigráficos sugieren que la mayoría de los derrames volcánicos fueron posteriores a los movimientos que provocaron el plegamiento de la Formación El León. Así lo sugieren la escasa afectación tectónica del conjunto volcánico y las geoformas que presentan las coladas superiores del volcán Tul Tul. Estas últimas descendieron por la ladera oeste y sus morfologías indican que al momento de ser eruptadas ya existía la elevación de la sierra de Macón.

	Muestra TT11a
Contenido de K	1.950
Concentración Ar-40 rad.	0.577 nl/g
Ar-40 atmosférico	79
Edad	7.6 ± 1 Ma

Cuadro 10. Datos analíticos de la determinación radimétrica K/Ar en roca total. TT11a: matriz de brecha pumicítica del volcán Tul Tul (Universidad de Chile).

Se realizó una datación isotópica (K/Ar en roca total) de los niveles piroclásticos del volcán Tul Tul. La edad obtenida fue $7,6 \pm 1$ Ma (Cuadro 10).

Koukharsky y Munizaga (1990) dataron muestras, por el método K/Ar en roca total, de los niveles basales del Pocitos y del Tul Tul, las edades obtenidas fueron $8,0 \pm 0,5$ y $7,3 \pm 0,7$ Ma respectivamente. Es de suponer que el volcán Del Medio tiene una edad semejante, en base a características geomorfológicas, petrográficas y geoquímicas.

Matteini et al. (2002) presentan dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotitas, obteniendo para el volcán Pocitos edades de $8,3 \pm 0,9$ y $5,9 \pm 1$ Ma en niveles pre y post caldera respectivamente. Para el volcán Del Medio en niveles post caldera la edad fue de $5,7 \pm 0,3$ Ma y en el volcán Tul Tul las edades fueron $8,1 \pm 0,3$ y $5,1 \pm 1,1$ Ma para niveles basales y muestras representativas de la actividad final del volcán cuya ubicación se encuentra al oeste, sin precisar el lugar exacto de la misma.

Por lo tanto la edad miocena superior de estos volcanes está adecuadamente verificada. En el caso del volcán Tul Tul a juzgar por su estado de conservación, con respecto a los otros dos edificios volcánicos, no se descarta que los derrames finales se hayan producido en tiempos pliocenos, lo cual puede ser coherente con una datación de $5,1 \pm 1,1$ Ma aportada por Matteini et al. (2002a).

Koukharsky (1988) los describe junto a otros cinco volcanes (Guaquero, Chivinar, Aracar, Arizaro y Salin), que presentan características petrográficas, químicas y geomorfológicas semejantes, y pertenecerían a un mismo ciclo efusivo.

Koukharsky y Munizaga (1990), los describen conjuntamente con los volcanes Guaquero y Chivinar ($9 \pm 0,4$ Ma), integrando una misma unidad estratigráfica, y los divide en dos conjuntos, uno integrado por los volcanes Tul Tul, Del Medio y Pocitos (alineados NO-SE) y el otro integrado por los dos volcanes restantes (alineados N-S), y deducen que representarían una etapa definida de la evolución del arco volcánico Cenozoico. Posteriormente Koukharsky y Munizaga (1993) separan del conjunto inicial al volcán Aracar, ubicado unos 70 km al oeste del Tul Tul, en razón de su edad isotópica Pliocena ($3,4$ y $2,6$ Ma).

También se los podría correlacionar con otros centros efusivos de la región: Al SE los volcanes Santa Rosa de Pastos Grandes y Quevar, datados mediante K/Ar en 11 ± 3 y 10 ± 3 Ma respectivamente (Linares, 1979 y Linares et al., 1987). Bartoloni (1992) menciona dataciones isotópicas en coladas del volcán Quevar, cuyas edades quedan comprendidas entre $10,6 \pm 0,4$ y $8,0 \pm 2,0$ Ma. Las de menor edad podrían ser coetáneas con las lavas de los tres volcanes aquí considerados. Al norte se lo puede correlacionar con el Cerro Rincón, datado en el lado chileno en $11,7 \pm 0,7$ Ma (Gardeweg y Ramirez, 1985). Como se puede observar éstos últimos son más antiguos que los tres en cuestión, aunque se considera que pertenecen al mismo ciclo efusivo.

En cuanto los Domos Pozo Cavado, por encontrarse alineados sobre una fractura posterior al emplazamiento de los volcanes Tul Tul, del Medio y Pocitos, se les asigna una edad posterior a ellos, que estaría comprendida en el Plioceno.

CAPÍTULO 6

ESTRUCTURA

Las estructuras cenozoicas son consecuencia de la subducción de la placa de Nazca por debajo del continente sudamericano. El área estudiada se encuentra ubicada un poco al sur de la porción de la placa con ángulo de subducción de 30° , en una zona de transición hacia valores angulares más bajos (al sur del paralelo 30°S el valor angular es de 5°) (Jordan et al. 1983).

En el ámbito de Puna las estructuras se caracterizan por fallas y pliegues de rumbo general norte-sur y por otras que se apartan del rumbo general pero que responden a flexiones de las primeras o a fallas transversales (Figura 20).

Para los Andes Centrales sur, Allmendinger y Gubbels (1996) en Riller et al. (2001) proponen que entre los 35 y 10 Ma predominó un régimen de deformación predominantemente vertical, que habría sido responsable de la formación de gran parte de la estructuración norte-sur, con posterioridad a los 10 Ma este régimen habría cambiado a predominantemente extensional. Según Pardo Casas y Molnar (1987) durante este cambio las direcciones de acortamiento horizontal y la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana habrían permanecido constantes. Como respuesta a este cambio en el régimen de la deformación se habrían generado los lineamientos transversales (Riller et al. 2001). Entre los 23° y 24° la distribución actual de la sismicidad revela que el régimen tensional es extensivo (Comte, 1995 en Asch et al. 1999)

Por causa de la desintegración mecánica y escasa remoción de los detritos la identificación de estructuras es dificultosa. Para corroborar la interpretación de la misma se utilizó la imagen del Campo Magnético Total reducido al polo (RTP) (SEGEMAR, 1998), teniendo en cuenta que la magnetometría brinda información procedente de un amplio rango de profundidades. En ella se observaron lineaciones dadas por fuertes contrastes de intensidad magnética y por el límite entre áreas de fuerte amplitud de intensidad magnética y áreas con valores moderados y prácticamente constantes. Estas lineaciones en gran medida coinciden con las estructuras observadas y permiten corroborarlas.

ESTRUCTURA CON RUMBO GENERAL NORTE-SUR

Blasco et al. (1996) distinguen para la región dos zonas de acuerdo a la vergencia de las estructuras cenozoicas, una oriental, vergente hacia el oeste y otra occidental vergente hacia el este, el límite entre ambas coincide aproximadamente con la depresión de los salares Rincón y Pocitos. Proponen además que el basamento se habría desplazado tectónicamente hacia el este mediante un bajo corrimiento ubicado en el subsuelo del salar de Pocitos (Figura 21). Donato (1987) también interpreta zonas triangulares o estructuras delta en esta región.

Las estructuras con vergencia oeste quizás responden a fallas más antiguas (oclóicas) reactivadas por el bajo corrimiento del basamento en profundidad o a corrimientos ciegos que producen retrocorrimientos a los que se asocia la doble vergencia en superficie (Mon y Salfity 1995). En el área estas estructuras están evidenciadas por la falla inversa con rumbo norte-sur e inclinación hacia el este que limita por el oeste al bloque de la sierra de Guayaos (Figura 20).

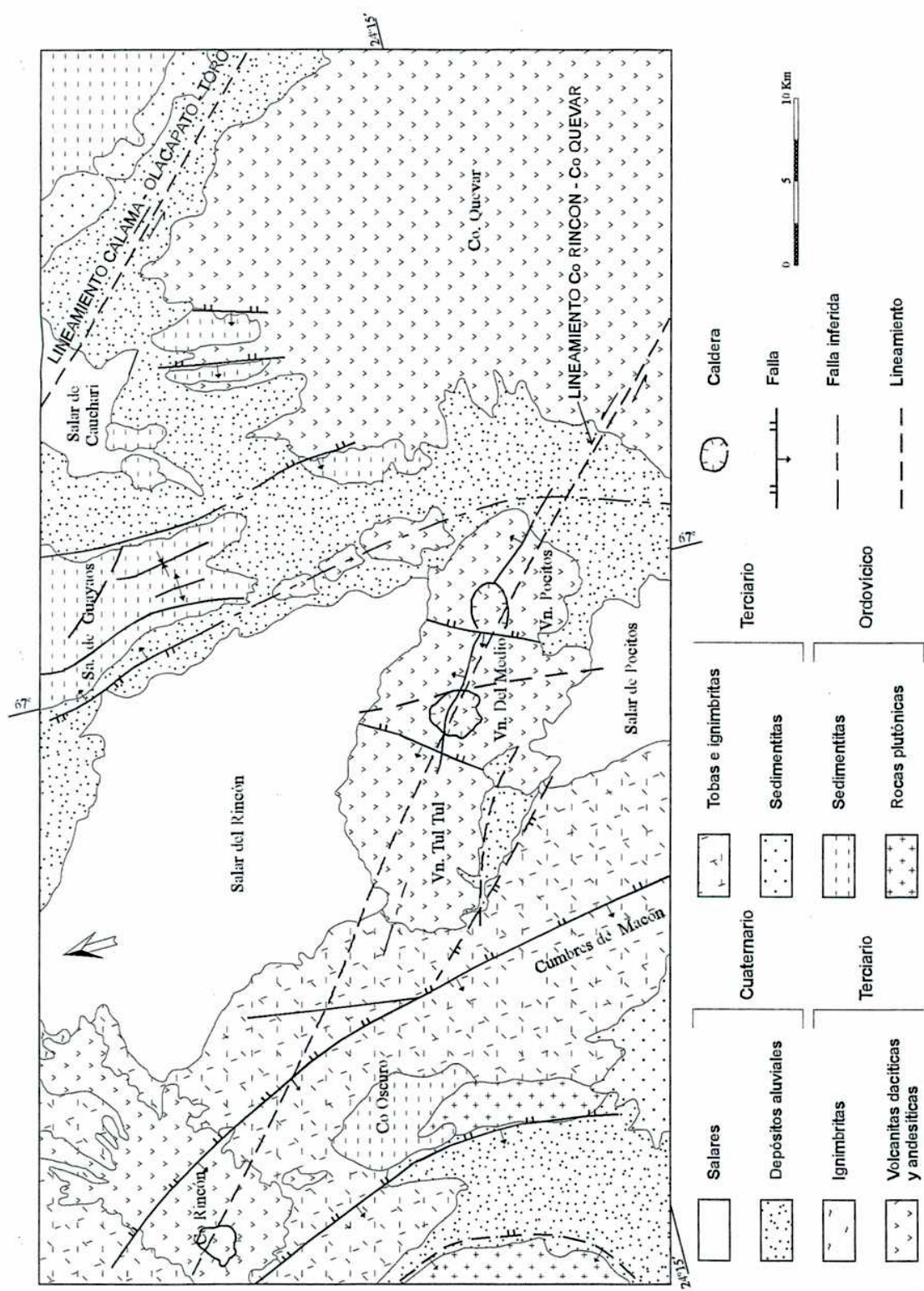


Figura 20. Esquema estructural

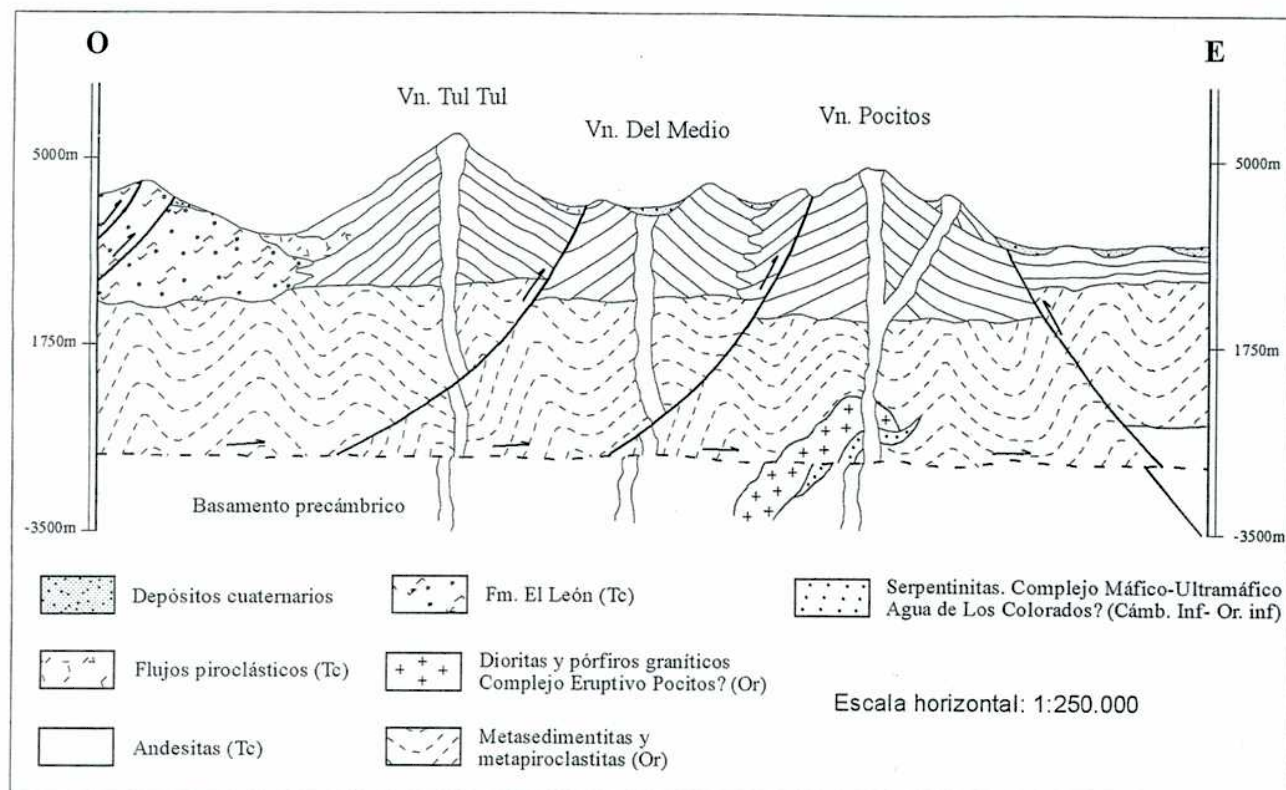


Figura 21. Perfil transversal esquemático, modificado de Blasco et al. (1996).

La zona con vergencia oriental fue estudiada en detalle en el norte del Salar de Pocitos por Donato y Vergani (1985) y Donato (1987) y en el área en consideración está representada por dos fallas inversas de alto ángulo y de rumbo NE, que producen el encimamiento de los tres volcanes y por una falla inversa de bajo ángulo y rumbo aproximadamente meridiano que, junto a otras fracturas de la zona, es vinculada al plegamiento disarmónico de los estratos terciarios (Fernández Garrasino et al. 1984; Koukharsky (1988), más intenso en los niveles yesosos de la Formación Fabián y menos intensos en la Formación El León. También se observan fallas y lineamientos menores, la mayoría de los cuales son paralelos al lineamiento de los volcanes y a la falla existente en el lado oeste (Figura 20).

Durante el Cuaternario se produce un cambio significativo en la cinemática de la región. (Marrett 1990), adquiriendo importancia los fenómenos transcurrentes. Como consecuencia de las direcciones de acortamiento y extensión se desarrollan áreas transtensivas y transpresivas.

LINEAMIENTOS TRANSVERSALES

Entre los rasgos estructurales de la Puna Argentina, ubicados en esta zona, se destaca el lineamiento regional con rumbo NO-SE denominado Calama-Olapato-Toro (Baldís et al. 1976, Alonso et al. 1984, Salfity et al. 1984). El mismo ha estado activo desde el Paleozoico inferior y es la estructura transversal más importante de la región. Es interpretado como una falla transcurrente con desplazamiento lateral izquierdo,

donde el bloque norte se ha desplazado en dirección oeste con respecto al bloque austral, dando lugar a fuertes arrastres de las estructuras previas (Allmendinger et al., 1982 en Alonso et al., 1984). Este lineamiento junto a otros de la Puna Argentina (Lipez, Archibarca y Culampajá) definen pilares tectónicos transversales al rumbo andino. Estos pilares fueron los que regularon las cuencas sedimentarias y la efusividad durante el Terciario.

Se destaca también, la disposición alineada de cinco edificios volcánicos (volcanes Rincón, Tul Tul, Del Medio, Pocitos y Quevar), denominado lineamiento Cerro Rincón-Cerro Quevar por Donato y Vergani (1985). A él se le adjudica el control sobre los centros efusivos y la curvatura hacia el oeste de las líneas axiales de los pliegues y de las fallas en la zona del salar del Rincón, lo que indica que tiene un desplazamiento izquierdo (Donato y Vergani 1985). Además está evidenciado por una falla de rumbo NO-SE e inclinación NE, corroborada mediante el uso de la imagen RTP, que afecta a los volcanes Tul Tul, Del Medio y Pocitos, sugiriendo una reactivación que aparentemente ocurrió antes que el emplazamiento de las coladas finales de los tres volcanes y que quizás estuvo íntimamente relacionada con los últimos eventos magmáticos (ver mapa adjunto).

CAPÍTULO 7

MECANISMO DE ASCENSO MAGMÁTICO

El incremento del ángulo de subducción de la placa de Nazca sumado al aumento en la velocidad de convergencia de la misma está íntimamente relacionado al emplazamiento del arco magmático del Mioceno tardío – Pleistoceno y a la migración del frente orogénico.

El ascenso magmático hacia la superficie es facilitado por comportamientos distensivos. En el ámbito de Puna, Seggiaro y Hongn (1999) realizan un modelo por el cual las diferencias en la evolución del volcanismo de la Puna septentrional y austral son producto de cambios en los estilos estructurales que presenta el frente orogénico andino en el antepaís. También proponen que los lineamientos este-oeste podrían representar estructuras regionales de desgarre que absorben las diferencias de los desplazamientos y acortamientos entre los distintos frentes orogénicos. Para el área comprendida entre los 24° y 26° S, según estos autores, las estructuras de las provincias morfoestructurales ubicadas al este de la Puna (Sistema de Santa Bárbara y Cordillera Oriental) tienen basamento involucrado en la deformación, una cobertura de escaso espesor y dominio de inversión tectónica y doble vergencia producto de la geometría del rift cretácico. Este conjunto de estructuras en el frente orogénico hace que aumente la resistencia a la migración de la faja plegada hacia el este provocando una mayor deformación por apilamiento en la base de la cuña orogénica y desarrollo de un campo extensional en la parte superior (Seggiaro y Hongn 1999).

Como posible esquema de ascenso magmático para el grupo volcánico aquí descrito hay que tener en cuenta que se ubica en una cuenca sedimentaria continental, formando una cadena sobre un lineamiento transversal con rumbo ONO-ESE al que se superpone otro sistema de fallas con rumbo NNE-SSO. Considerando estas características se podría plantear que, cuando se produce en el Mioceno medio (10 Ma) el levantamiento principal de la Puna, como resultado de la migración del frente orogénico hacia el antepaís en el lineamiento transversal se producen fenómenos distensivos que generan conductos en los cuales, con posterioridad, se emplazará el grupo volcánico. Dichos conductos podrían haberse generado por dos posibles mecanismos:

- a) Formados a partir de un sistema conjugado de fallas semejante al observado por Riller et al. (2001) en la caldera Negra Muerta, situada a unos 70 km al este sobre el lineamiento Calama- Olacapato- Toro. Este sistema estaría conformado por el lineamiento transversal y por las fallas que lo interceptan. Estas últimas, en un principio, podrían haber sido distensivas y tener un origen similar al propuesto por Seggiaro y Hongn (1999) o bien estar directamente asociadas al lineamiento y ser respuesta a sus movimientos relativos.
- b) Ser zonas de alivio generadas únicamente por desplazamiento relativo en el lineamiento transversal (tipo *pull apart*). Con lo cual el sistema de fallas superpuesto a él sería posterior y no habría participado en la generación de conductos.

De esta forma se habrían generado vías de escape por las cuales comenzó a ascender por pulsos el magma (representados por las unidades pre-falla, ver mapa adjunto) desde una cámara magmática que habría estado alojada a unos 26 km de profundidad.

Posteriormente una reactivación en el lineamiento transversal, quizás asociada a nuevos corrimientos en el frente orogénico, habrían producido nuevas zonas de alivio por las cuales habría continuado ascendiendo el magma (representados por las unidades post-falla). Finalmente la fase diastrófica Diaguita produce una importante compresión en toda la Puna. Como resultado se reactivan antiguas estructuras y, si consideramos la posibilidad a), las fallas que en principio fueron de alivio se habrían invertido tectónicamente convirtiéndose en fallamientos inversos tal como hoy se observan produciendo el apilamiento de los centros efusivos o si consideramos la posibilidad b) recién en esta instancia se habrían generado las fallas inversas que apilan los volcanes. Esta estructuración habría provocado que la cámara magmática se selle y se desconecte de los edificios volcánicos.

CAPÍTULO 8

HISTORIA GEOLÓGICA

Teniendo en cuenta la historia tectónica que reguló la sedimentación y los procesos efusivos durante el Cenozoico para el área de la Puna Argentina (Salfity et al. 1984; Salfity y Marquillas 1999; Coira et al. 1993; Viramonte y Coira 1999a), así como la estructura y estratigrafía de la zona de estudio, se arriba a la siguiente interpretación geológica.

La fase Incaica (Eoceno medio) es el primer episodio compresivo del Ciclo Andino y la responsable de la formación de cuencas estructurales y de pilares tectónicos que constituyeron las áreas de aporte para el relleno de las primeras. En la zona sería responsable de la formación de la cuenca de Arizaro. En ella se produciría la depositación de las sedimentitas continentales rojas de la Formación Fabián la cual se prolongaría hasta el Mioceno medio. En el lapso Eoceno-Mioceno medio existen pocos registros en esta región de derrames volcánicos, lo cual coincide con la calma magmática postulada para este período en el noroeste argentino (Salfity y Marquillas 1999) durante el cual el ángulo de subducción habría sido relativamente bajo.

Como consecuencia de la fase Quechua I (Mioceno medio), considerada responsable de la elevación principal del Altiplano (Wigger et al. 1992; Zandt et al. 1994), se generan áreas positivas a las que se asocia una sedimentación epiclástica rápida que habría dado origen a la depositación de la Formación Batin.

Posteriormente, en el ámbito de Puna, se produce el mayor pico magmático de la región el cual está íntimamente relacionado al incremento del ángulo de subducción de la placa de Nazca (Coira et al., 1993) y a un importante aumento en la velocidad de convergencia de la misma acaecido aproximadamente a los 10 Ma (Pardo Casas y Molnar 1987). En la región comportamientos distensivos a lo largo del lineamiento Calama-Olacapato-Toro habrían facilitado el ascenso de grandes volúmenes de volcanitas originando los edificios volcánicos que existen a lo largo de él. También se depositaron los extensos afloramientos de rocas piroclásticas de composición andesítica y dacítica de la Formación El León y se habrían comenzado a edificar los volcanes que son motivo del presente estudio.

MORFOGÉNESIS DE LOS VOLCANES POCITOS, DEL MEDIO Y TUL TUL

Las primeras manifestaciones corresponden a los derrames lávicos Pocitos 1 y 2 (ver mapa adjunto y figura 22) que fluyeron preferentemente en direcciones norte y este. Luego se depositaron las unidades Pocitos 3 y 4 y, quizás simultáneamente, comenzaron los primeros derrames (Del Medio 1) en el volcán Del Medio (Figura 22 a). Esta etapa se caracteriza por coladas de gran extensión horizontal, baja pendiente y aspecto fluidal. Uno de sus centros efusivos se identifica a 500 m al este del pie del volcán Pocitos actual.

En una segunda etapa, comienzan a edificarse los aparatos volcánicos de los cerros Pocitos y Del Medio. Cuando en este último se emiten las coladas pertenecientes al nivel Del Medio 3 se producen los primeros derrames lávicos del volcán Tul Tul (Tul Tul 1 y 2), los cuales fluyen en direcciones sur y norte (Figura 22 b). En esta etapa

predominan un volcanismo del tipo central, caracterizado por lavas con mayor grado de viscosidad, para los volcanes Pocitos y Del Medio y otro de escasa relieve (tipo escudo) para el volcán Tul Tul cuyas características son semejantes a las de los niveles basales de los otros dos volcanes.

A partir de este momento prevalece el volcanismo de tipo central con predominio de lavas viscosas asociadas a explosividad en los tres volcanes. Comienza a formarse el aparato volcánico del Tul Tul y continúa la edificación de los volcanes Pocitos y Del Medio. Fenómenos explosivos acaecidos en estos dos últimos produjeron el descabezamiento de los mismos y consecuentemente generaron las calderas que los coronan conjuntamente con los depósitos piroclásticos asociados (Pocitos 6 y Del Medio 4). Esta tercera etapa finaliza con el emplazamiento de un domo en el volcán Pocitos (nivel Pocitos 7), con los derrames lávicos de los niveles Del Medio 5 y Tul Tul 4 y con fenómenos explosivos en el volcán Tul Tul que dieron origen a depósitos de bloques y cenizas y que probablemente estuvieron relacionados con el colapso de estructuras dómicas (Figura 22 c). Con este episodio culmina la actividad previa a la falla ONO-ESE que atraviesa a los tres volcanes.

Hacia fines del Mioceno superior la fase diastrófica Quechua II generó fenómenos compresivos de amplia representación en el ambiente puneño, en el área de trabajo se produjo la falla inversa responsable del levantamiento de la sierra de Macón, la elevación de la sierra de Guayaos mediante la reactivación de una falla de edad oclóyica (Blasco et al. 1996), y el plegamiento de las rocas sedimentarias y piroclásticas terciarias de las Formaciones Batín y El León. Aparentemente estas dos últimas a raíz de su composición (conglomerados-areniscas yesosas y aglomerados volcánicos-tobas respectivamente) serían las que absorbieron la mayor deformación, ya que en comparación las rocas del grupo volcánico no muestran importantes efectos tectónicos. Posiblemente durante esta fase se produjo la reactivación de las fallas a través de las cuales se emplazó el grupo volcánico, lo que provocó que los tres edificios volcánicos fueran afectados por la ya mencionada fractura. Posteriormente, aprovechando nuevas zonas de alivio, habrían tenido lugar las últimas erupciones del grupo volcánico. Se formó en ambiente intracaldera el cono que corona al volcán Pocitos; los dos últimos niveles del volcán Del Medio, aparentemente desde fisuras en la ladera occidental del aparato volcánico y en el volcán Tul Tul, un volcanismo del tipo central, formó los cuatro niveles superiores destacándose el último de ellos por el diseño apretado de sus crestas de flujo, que pone en evidencia que al momento del derrame el extremo norte de la sierra de Macón se hallaba elevado. Esta cuarta etapa concluye con el emplazamiento de los domos Pozo Cavado, alineados según una fisura de rumbo N-S (Figura 22 d).

La inversión definitiva del relieve tuvo lugar durante la fase compresiva Diaguita (Plioceno-Pleistoceno) que plegó y falló los depósitos terciarios y en algunos casos, según Salfity y Marquillas (1999) provocó la reactivación de estructuras del basamento. En la zona se habrían producido las fallas inversas que apilaron los tres edificios volcánicos (Figura 22 e). Es muy posible que esta fase diastrófica sea la responsable del sellado de la cámara magmática por no haber generado zonas transpresivas.

Durante el Cuaternario se habrían generado los depósitos detríticos actuales y habría continuado la formación de los evaporíticos (Salar del Rincón y de Pocitos).

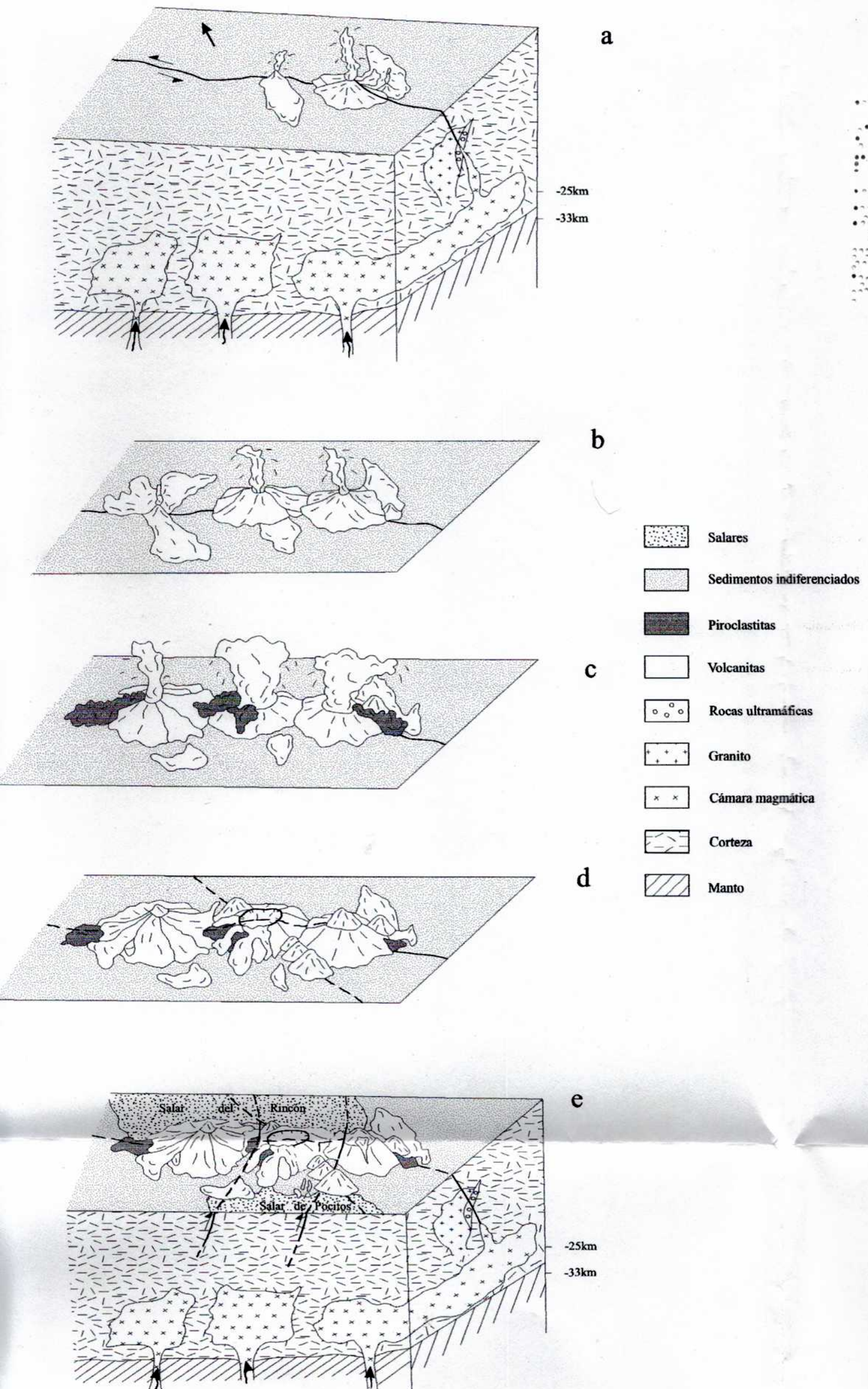


Figura 22. Evolución morfogénica de los volcanes Pocitos, Del Medio y Tul Tul

CAPÍTULO 9

CONSIDERACIONES FINALES

Como fuera señalado, sobre la base de sus relaciones Ba/La, Ba/La-La/Yb y sus ubicaciones en los diagramas de Wood (1980), los volcanes Tul Tul, Del Medio y Pocitos presentan características geoquímicas de un ambiente transicional entre arco y retroarco, donde el volcán Tul Tul tiende a

rocas de arco probablemente por su posición más occidental, mientras que el Pocitos lo hace hacia las rocas de retroarco. Los domos de Pozo Cavado, últimos en emplazarse parecen ser afines a un ambiente de retroarco lo cual, es coherente con un progresivo aumento del ángulo de subducción. Con estos antecedentes en tiempos miocenos (entre 8,6 y 6,5 Ma) el límite arco-retroarco se encontraría cercano a la posición de estos volcanes. En la figura 23 se presenta un esquema de los ambientes de arco y retroarco para los tiempos miocenos y pliocenos elaborado a partir de esta interpretación y de los datos de la bibliografía disponible (Aquater 1979; Mpodozis et al. 1993; Coira et al. 1993 y 1996; Kay et al. 1997; Coira y Caffè 1999; Petrinovic 1999; Petrinovic et al. 1999 y Viramonte y Coira 1999b)

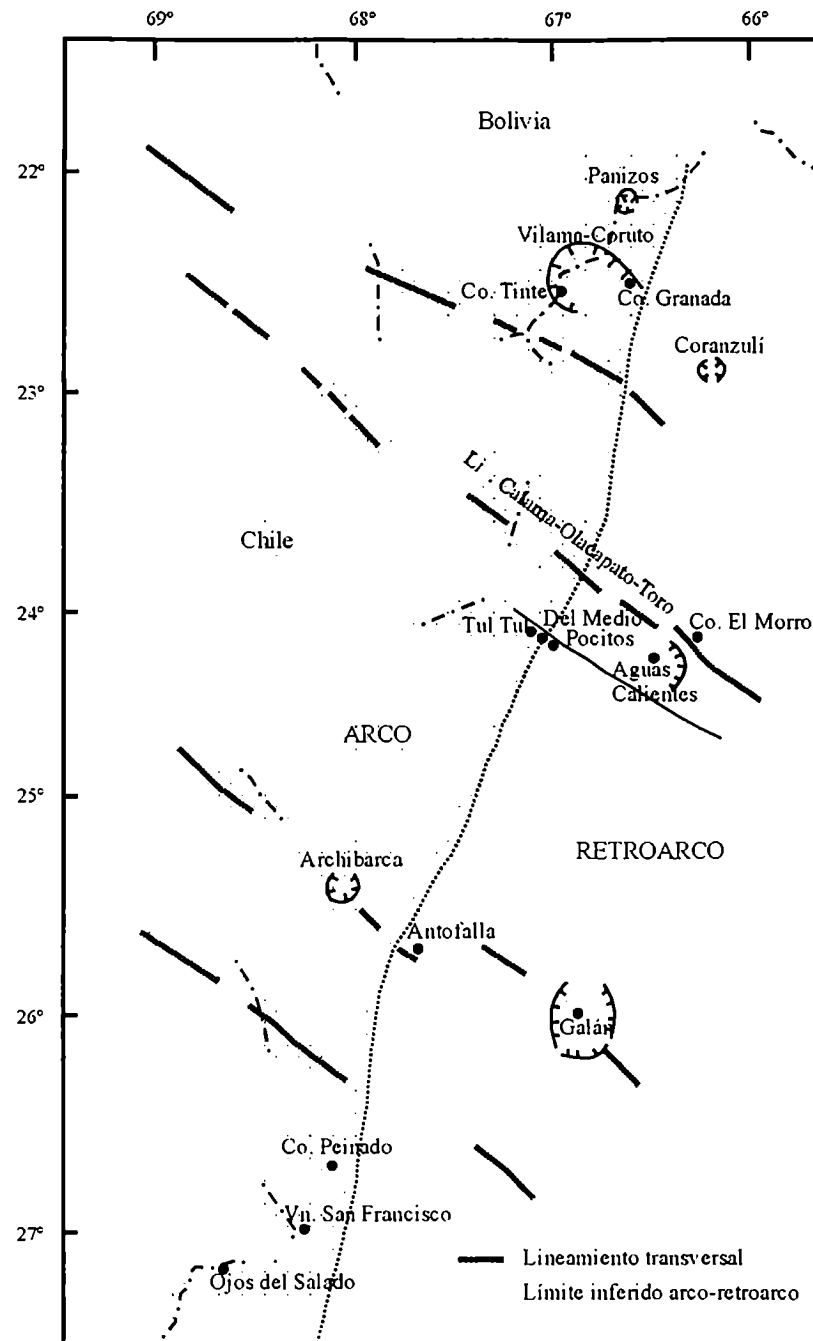


Figura 23. Esquema de los ambientes de arco y retroarco para los tiempos miocenos y pliocenos basado en datos propios para los volcanes Tul Tul, Del Medio y Pocitos y bibliográficos disponibles (ver texto).

CAPÍTULO 10

CONCLUSIONES

-El grupo volcánico se encuentra formado por tres estratovolcanes alineados a los que se asocian domos y depósitos piroclásticos (de caída, ignimbritas y flujos de bloque y ceniza) que revelan una historia evolutiva compleja donde se conjugan derrames lávicos y emplazamientos dómicos con fenómenos explosivos.

-A pesar de que las coladas del grupo, como resultado de la erosión, aparecen como una cubierta continua se ha logrado establecer una secuencia estratigráfica para cada uno de los aparatos volcánicos. En base a la petrografía y a los rasgos morfoestructurales se ha identificado para los volcanes Pocitos, Del Medio y Tul Tul ocho, siete y nueve unidades litológicas respectivamente que permitieron correlacionarlos entre sí. Los resultados fueron sintetizados en el mapa que se adjunta y en la figura 22.

-Los datos químicos permitieron determinar composiciones basáltico-andesíticas y andesíticas para el volcán Pocitos muy próximas al límite con las composiciones traquíticas; andesíticas y traquiandesíticas para los volcanes Del Medio y Tul Tul aunque en este último también hay rocas dacíticas; y andesítica para los domos Pozo Cavado. La presencia de cristobalita (post-magmática) tapizando vesículas hace que las rocas sean químicamente más ácidas, aumentando su tenor de sílice hasta en un 2%. La corrección por este valor lleva a suponer una composición magmática andesítica para la mayor parte de ellas.

-Forman parte de series calcoalcalinas, muy cercanas a las levemente alcalinas, de alto contenido en potasio para el volcán Tul Tul y de potasio medio para los volcanes Pocitos y Del Medio y para los domos Pozo Cavado.

-Las características petrográficas y geoquímicas permiten inferir que las unidades del grupo volcánico tiene un origen en común integrando un sistema magmático .

-Se reconocieron en las diferentes unidades litológicas características texturales, mineralógicas y geoquímicas que solamente pueden ocurrir si se produce mezcla de magmas. Entre ellas se destaca la presencia de plagioclasas corroídas con relictos de vidrios castaños y zonación inversa, microlitas con un amplio rango de composiciones, fenocristales con anillos de reacción, coexistencia de fenocristales de olivina y cuarzo y xenolitos (pumicitas máficas) de composiciones más básicas que las rocas que los alojan.

-Evidencias de asimilación fueron corroboradas en la unidad Pocitos 4 por la presencia de xenocristales de antofilita pseudomórfica según olivina. Por mineralogía y textura se identificaron a los productos asimilados como correlacionables con serpentinitas del Complejo Máfico-Ultramáfico Agua de Los Colorados que aflora al sur del salar de Pocitos.

-Los cálculos de fraccionamiento de magma permitieron determinar que, además de la mezcla, la cristalización fraccionada de olivina, clinopiroxeno, plagioclasa y magnetita participaron en la evolución de este grupo volcánico.

-Tanto la mineralogía de los fenocristales como el quimismo de anfíboles (pargasitas ferrosas) indican una presión de 8 kb para su formación. Esto equivale a una profundidad de 26 km en donde se habría logrado estabilizar la probable cámara magmática e indica un espesor mínimo de corteza semejante para los tiempos del Mioceno superior (8,6-6,5 Ma) aunque probablemente los magmas se hayan originado a profundidades mayores. La temperatura del magma al tiempo de formación de las hornblendas habría estado comprendida entre los 950 y 1000 °C.

-Determinados indicadores geoquímicos sugieren que existe la posibilidad que el magma primario haya sido alcalino lo cual significa baja proporción de fusión del manto. La probable alcalinidad de los fundidos básicos lleva a inferir que se habrían generado en el manto a presiones superiores a los 10 kb (33 km), según se deduce de los gráficos de Jaques y Green (1980).

-Los magmas se originaron a partir de mezclas con importante participación de fundidos del manto (baja proporción de fusión) y fundidos de los niveles bajos de la corteza según se deduce de sus contenidos geoquímicos e isotópicos de Sr, sumados a evidencias petrográficas tanto texturales como mineralógicas. La cristalización fraccionada habría actuado en forma subordinada. Los diseños geoquímicos de las composiciones normalizadas de sus rocas ponen en evidencia la influencia del ambiente de subducción en su génesis y las asignan a ambientes transicionales entre un arco y un retroarco típicos con la excepción de los domos Pozo Cavado, quizá pliocenos, que podrían corresponder a retroarco. De ese modo puede interpretarse a la región localizada cerca del límite arco-retroarco mioceno superior, el cual migraba progresivamente hacia el oeste.

-En el contexto regional los resultados obtenidos permiten postular que para el Mioceno superior (8,6 y 6,5 Ma) el límite arco-retroarco se encontraba en las proximidades de este conjunto volcánico, en su retroceso hacia el oeste causado por el progresivo aumento del ángulo de subducción.

CAPÍTULO 11

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ague, J.J., 1989. The distribution of Fe and Mg between biotite and amphibole in granitic rocks: Effects of temperature, pressure and amphibole composition. *Geochemical Journal* 23:279-293.
- Alonso, R.N., 1993. Estratigrafía del Cenozoico de la cuenca de Pastos Grandes (Puna Salteña) con énfasis en la Formación Sijes y sus boratos. *Asociación Geológica Argentina. Revista* 47 (2): 189-199.
- Alonso, R., Viramonte, J. y Gutierrez, R., 1984. Puna Austral. Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna. 9º Congreso Geológico Argentino. *Actas* 1: 43-63.
- Alonso, R.N., Jordan, T.E. y Tabbutt, K., 1989. Neogene sedimentary basins of the Argentine Southern Puna Plateau, Central Andes Mountains. 28th International Geological Congress. Tomo 1: 33-34.
- Alonso, R.N., Jordan, T.E., Tabbutt, K. y Vandervoort, D., 1991. Giant Evaporite belts of the Neogene Central Andes. *Geology* 19(4): 401-404.
- Amengual, R., Méndez, V., Navarini, A., Viera, O. y Zanettini, J.C., 1979. Mapa Geológico de las provincias de Salta y Jujuy. Escala 1:400.000. Fabricaciones Militares.
- Anthony, J. S., Bideaux, R. A., Bladh, K.W. y Nichols, M.C., 1995: *Handbook of Mineralogy, Vol II. Silicate, Silicates. Part 1. Amphiboles*. Tucson, Arizona, USA. pp: X – XIV.
- Aguater, 1979. Estudio del potencial geotérmico de la provincia de Jujuy, República Argentina. Secretaría de Estado de Minería. Inédito: 1-129.
- Araña Saavedra, V. y Ortiz Ramis, R., 1984. *Volcanología*. Editorial Rueda. Madrid. España. 510 p.
- Argarañaz, R., Viramonte, J.G. y Salazar, L., 1972. Sobre el hallazgo de serpentinitas en la Puna Argentina. 5º Congreso Geológico Argentino. *Actas* 1: 23-32.
- Arnosio, J.M., 1999. Volcán Chimpa. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte J. (Eds.): *Geología del noroeste argentino*. 14º Congreso Geológico Argentino. *Relatorio* 1: 391-392.
- Asch, G., Giese, P., Graeber, F., Haberland, C., Rietbrock, A. y Schurr, B., 1999. La sismicidad en los Andes Centrales-Una revisión. . En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): *Geología del noroeste argentino*. 14º Congreso Geológico Argentino. *Relatorio* 1: 10-12.

- Baldis, B., Gorroño, J., Ploszkiewicz, J. y Sarudiansky, R., 1976. Geotectónica de la Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y comarcas adyacentes. 6° Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 3-22.
- Barker, D.S., 1983. Igneous Rocks. Prentice-Hall, Inc.
- Bartoloni, M.R., 1992. Fotointerpretación estructural del faldeo SO volcán El Queva-quebrada Toro Grande y análisis de la relación tectónica/alteración hidrotermal. Tesis profesional de la Universidad Nacional de Salta.
- Blasco, G., Zappettini, E. y Hongn, F., 1996. Hoja geológica 2566-I, San Antonio de los Cobres Dirección Nacional del Servicio Geológico. Subsecretaría de Minería. Boletín N° 217, 126 p.
- Caffe, P., Trumbull, R., Coira, B. y Romer, R., 2002. Petrogenesis of Early Neogene Magmatism in the Northern Puna; Implications for Magma Genesis and Crustal Processes in the Central Andean Plateau. Journal of Petrology. Volumen 43 (5): 907-942.
- Cas, R.A. y Wright, J.V., 1987. Volcanic successions. Allen Unwin, London. 528 p.
- Coira, B. y Barbieri, M., 1989. Relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las vulcanitas cenozoicas (22°-24°30' S, Puna Argentina). Asociación Geológica Argentina. Revista 44(1-4): 78-88.
- Coira, B. y Caffè, P., 1999. Volcanismo cenozoico de Puna norte. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): Geología del noroeste argentino. 14° Congreso Geológico Argentino. Relatorio 1: 371-386.
- Coira, B. y Kay, S.M., 1993. Implications of Quaternary volcanism at Cerro Tuzgle for crustal and mantle evolution of the high Puna Plateau, Central Andes, Argentina: Contributions to Mineralogy and Petrology, Volume 113: 40-58.
- Coira, B. y Knox, W., 1989. Cenozoic Andean volcanism in the Argentine Puna. Abstracts. 28th International Geological Congress, 1: 310-311.
- Coira, B. y Nullo, F., 1989. Facies piroclásticas del volcanismo ordovícico (Arenigiano-Llanvirniano) Salina de Jama, Jujuy. Asoc. G. Ar.Tomo 44 (1-4):89-95
- Coira, B. y Paris, G., 1981. Estratigrafía volcánica del área del Cerro Tuzgle (23°50' 24°25' latitud S. y 66°15' 66°45' longitud O.). Provincia de Jujuy y Salta. 8° Congreso Geológico Argentino Acta 3: 659-671.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C. y Ramos, V., 1982. Tectonic and Magmatic Evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. Earth Science Review 18: 303-332.

- Coira, B., Koukharsky, M. y Pérez, A.J., 1987. Rocas volcanoclásticas ordovícicas de la Sierra de Guayaos, provincia de Salta, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino. Acta 4: 312-315.
- Coira, B., Mahlburg Kay, S. y Viramonte, J., 1993. Upper cenozoic magmatic evolution of de argentine puna a model for changing subduction geometry. International Geology Review 35 (8): 677-720.
- Coira, B., Caffè, P., Kay, S., Díaz, A. y Ramírez, A., 1996. Complejo Volcánico Vilama, sistema caldérico del Cenozoico superior en Puna, Jujuy. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas 3: 603-620.
- Colombo, F. y Martí, J., 1992. Depósitos volcano-sedimentarios. En: Arche, A. (Ed.): Sedimentología. Colección Nuevas tendencias N°11. Sediementación continental 7: 273-350.
- Cordini, I.R., 1950. Contribución al conocimiento de los cuerpos salinos de la Argentina. Dirección General de Industria Minera. Anales 3.
- Cox, K.G., Bell, Y.D. y Pankhurst, R.J., 1979. The Interpretation of Igneous Rocks. Allen and Unwin (Publishers) London.
- Davis, G., 1910. Clima de la República Argentina. (1) Buenos Aires.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J., 1996. An Introduction to the Rock –Forming Minerals. Addison Wesley Longman Limited, England. 696p.
- DePaolo, D.J., 1981. Trace elements and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. Earth and Planetary Science Letters 53: 189-202.
- Deruelle, B., 1982. Petrology of the Plio-Quaternary Volcanism of the South-Central and Meridional Andes. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 14: 77-124.
- Donato, E.O., 1987. Características estructurales del sector occidental de la Puna Salteña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Boletín de Informaciones Petroleras 12: 89-97.
- Donato, E.O. y Vergani, G., 1985. Geología del Devónico y Neopaleozoico de la zona del Cerro Rincón, provincia de Salta, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno. Actas 1: 262-283.
- 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.

- Etcheverría, M., 1990. Geología de la zona de la Quebrada Ciénaga Negra, borde occidental de la Sierra de Guayaos, Departamento Los Andes, Provincia de Salta. Trabajo Final de Licenciatura de la Universidad de Buenos Aires. Inédita.
- Etcheverría, M. y Koukharsky, M., 1996. La alteración hidrotermal del pórfiro Guayaos, Provincia de Salta, Argentina. 3° Reunión de Mineralogía y Metalogenia y 3° Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de rocas máficas y ultramáficas. Publicación N° 5 Instituto de Recursos Minerales. Universidad Nacional de La Plata: 99-103.
- Fernández Garrasino, C., Bianucci, H. y Musmarra, J., 1984. Algunos rasgos geológicos del sur de Salta y este de Tucumán. Boletín de Informaciones Petroleras, 1: 62-72.
- Fisher, R.V., 1979. Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. Journal Volcanology Geothermical Resources 6: 305-318.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.U., 1984. Pyroclastic rocks. Springer-Verlag. Berlín.
- Gardeweg, M., Comejo, P. y Davidson, J., 1984. Geología del volcán Llullaillaco, altiplano de Antofagasta, Chile (Andes Centrales). Revista Geológica de Chile 23: 21-37.
- Gardeweg, M. y Ramirez, 1985. Hoja Río Zapaleri. II Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile N°66. Escala 1:250.000. Servicio Nacional Geológico y Minero. Santiago. Chile.
- Gill, J.B., 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer Verlag, 391p.
- Grasset, O. y Albarède, F., 1994. Hybridization of mingling magmas with different densities. Earth and Planetary Science Letters 121: 327-332.
- Green, T.H., 1982. Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite. En: R.S. Thorpe (Ed.): Andesites. Orogenic Andesites and Related Rocks, 465-487. John Wiley & Sons
- Hammarstrom, J.M. y Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. American Mineralogist, volumen 71: 1297-1313.
- Helz, R.T., 1982. Phase relation and composition of amphiboles produced in studies of the melting behavior of rocks. En: Veblen, D.R. and Ribbe, P.H. (Eds.): Amphiboles: Petrology and Experimental Phase Relations: 279-353.
- Hickey, R. L., Frey, F.A. y Gerlach, D.C., 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34°-41°S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust. F. Geophys. Res. 91: 5963-5983.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. y Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. American Mineralogist, volumen 72: 231-239.

- Hörmann, P.K., Pichler, H. y Zeil, W., 1973. New Data on the Young Volcanism in the Puna of N.W. Argentina. *Geol. Rundschau*, Band 62 Heft 2:397-418.
- Huppert, H., Sparks, R. y Turner, R., 1984. Some effects of viscosity on the dynamics of replenished magma chambers. *Journal of Geophysical research*. Volumen 89 (B8): 6857-6877.
- Igarzabal, A., Salas, R.S. y Quiroga, A., 1987. Quimismo, mineralización y potencialidad del salar del Rincón, departamento Los Andes, provincia de Salta. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 171-174.
- Irvine, T.N. y Waragar, W.R.A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanics Rocks. *Can. Journal of Earth Science* 8: 523-548.
- Jaques, A. L. y Green, D.H., 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73: 287-310.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V. y Cano, C., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of American Bulletin* 94: 341-361.
- Kay, S. y Gordillo, C., 1994. Pocho volcanic rocks and the melting of depleted continental lithosphere above a shallowly dipping subduction zone in the central Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 117: 25-44.
- Kay, S., Coira, B. y Mpodozis, C., 1997. Southern central volcanic zone arc and back-arc mafic magmas: signals of Andean lithospheric processes (27°S to 25°S). 8° Congreso Geológico Chileno. Actas-Volumen 3:1656-1660.
- Kay, S., Mpodozis, C. y Coira, B. 1999. Neogene magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22° to 33°S latitude). En Skinner, B.J. (Ed.): *Geology and Ore Deposits of Central Andes*. Society of Economic Geologists Special Publication 7: 27-59
- Klerx, J., Deutsch, S., Pichler, H. y Zeib, W., 1977. Strontium isotopic composition and trace element data bearing on the origin of cenozoic volcanic rocks of the Central and Southern Andes. *Journal Volcanology Geothermical Resources*, 2: 49-71.
- Koukharsky, M.M.L., 1969. Informe preliminar sobre la estratigrafía de la Hoja 6b, Cerro Guanaquero, Provincia de Salta. Instituto Nacional Geológico y Minero. Informe N° G-1054. Inédito. Buenos Aires.
- Koukharsky, M.M.L., 1988. Geología de la Puna en la región que media entre el Cerro Socompa y el Cerro Tul Tul, provincia de Salta. Tesis doctoral de la Universidad de Buenos Aires.

- Koukharsky, M. y Munizaga, F., 1990. Los Volcanes Guanaquero, Chivinar, Tul Tul, del Medio y Pocitos, provincia de Salta, Argentina. Litología y edades K/Ar. 11° Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 64-67.
- Koukharsky, M. y Munizaga, F., 1993. Nuevas edades K/Ar de estrato volcanes de la Puna entre los 24° y 24° 30' S, República Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° de Exploración de Hidrocarburos. Acta 4: 277-281.
- Koukharsky, M., Coira, B., Barber, E. y Hanning, M., 1988. Geoquímica de vulcanitas ordovícicas de la Puna (Argentina) y sus implicancias tectónicas. 5° Congreso Geológico Chileno. Tomo 3: 137-151.
- Koukharsky, M., Coira, B. y Morello, O., 1989. Volcanismo Ordovícico de la Sierra de Guayaos, Puna Salteña. Características Petrológicas e Implicancias Tectónicas. Asociación Geológica Argentina. Revista 44 (1-4): 207-216.
- Lahsen, A.A., 1982. Evolución tectónica, solevantamiento y actividad volcánica de los Andes del norte de Chile, durante el Cenozoico Superior. 3° Congreso Geológico Chileno. Actas 2:B-1 - B-27.
- Le Maitre, R.W., 1981. GENMIX-a generalised petrological mixing model program. Compu.Geosci, 7: 229-247.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen A., Wooley, A.R. y Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Linares, E., 1979. Catálogo de edades radiométricas determinadas para la República Argentina. Asociación Geológica Argentina. Publicación Especial, Serie b N°6.
- Linares, E., Parica, C.A. y Parica, P.D., 1987. Catálogo de edades radiométricas realizadas por INGEIS y sin publicar. Asociación Geológica Argentina. Publicación Especial. Serie b N°15.
- López, J. y Rodríguez, E., 1980. La región volcánica neógena del sureste de España. Estudios Geológicos 36: 5-63.
- López Ruiz, J. y Cebriá Gómez, J., 1990. Geoquímica de los procesos magmáticos. Ed. Rueda. Madrid. 166p.
- Marret, R., 1990. The late Cenozoic tectonic evolution of the Puna plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. Cornell University. Philosophical Doctoral Thesis, 365p. Inédita.
- Matteini, M., 1999. Los volcanes Tul Tul, Del Medio y Pocitos. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): Geología del noroeste argentino. 14° Congreso Geológico Argentino. Relatorio 1: 394-395.

- Matteini, M., Mazzuoli, R. y Omarini, R., 1997. The volcanism along the Calama-Olacapato-Toro transversal fault system in the Central Andes: The Tultul, Del Medio and Pocitos volcanoes (Puna, Argentina). 8° Congreso Geológico Chileno. Actas.Volumen 1, Sesión temática 1: 159-163.
- Matteini, M., Mazzuoli, R. y Omarini, R., 1999. Geochemical, petrographic and isotopic characterization of Tul Tul, del Medio and Pocitos volcanoes, Central Andes. 14° Congreso Geológico Argentino. Actas 2: 228-231.
- Matteini, M., Omarini, R., Mazzuoli, R. y Handler, R., 2002a. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for the Tul Tul, Del Medio y Pocitos volcanic complex (Puna, Central Andes, ~24°S): geodynamic implications. En: Cabaleri, N., Cingolani, C.A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Ostera, H.A. y Panarello, H.O. (Eds.): Actas del 15° Congreso Geológico Argentino. Artículo N° 134: 6pp Formato en CD.
- Matteini, M., Mazzuoli, R., Omarini, R., Cas, R. y Maas, R., 2002b. The geochemical variations of the upper cenozoic volcanism along the Calama-Olacapato-El Toro transversal fault system in central Andes (~24°S): petrogenetic and geodynamic implications. Tectonophysics 345: 211-227.
- Mazzoni, M.M., 1986. Procesos y depósitos piroclásticos. Asociación Geológica Argentina, Serie B, N°14.
- Mc Phie, J., Doyle, M. y Allen, R., 1996. Volcanic Textures, a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Parte 2: 21-33 y 4: 94-105.
- Méndez, V., Turner, J., Navarini, A., Amengual, R. y Viera, V.O., 1979. Geología de la región noroeste, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. Dirección General de Fabricaciones Militares. 118 p y un mapa a escala 1:400.000.
- Mon, R. y Hongn, F., 1986. Estructura del ordovícico de la Puna. Asociación Geológica Argentina. Revista 42 (1-2): 31-38.
- Mon, R. y Salfity, J., 1995. Tectonic evolution of the Andes of Northern Argentina. En: Tankard, A., Suárez, R. y Welsink, H. (Eds.): Petroleum Basins in South America. American Association of Petroleum Geologists Memoir 62: 269-284.
- Moore, J.G. y Peck, D.L., 1961. Acretionary lapilli in volcanic rocks of the western continental United States. Journal of Geology 70: 182-192.
- Mpodozis, C., Kay, S., Gardeweg, M. y Coira, B., 1996. Geología de la región de Ojos del Salado (Andes Centrales, 27°S): Implicancias de la migración hacia el este del frente volcánico Cenozoico Superior. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas 3: 539-548.
- Navarini, A. y Viera, V.O., 1971. Trabajos de Fotogeología en el área Salta-Jujuy del plan NOA I y métodos empleados. Primer Simposio Nacional de Geología Económica. Tomo 1: 131-140.

- Nicolli, H.B., 1981. Geoquímica de aguas y salmueras de cuencas evaporíticas de la Puna. *Anales Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Buenos Aires*. 33: 171-190.
- Nicolli, H.B., Suriano, J.M., Kimsa, J.F. y Brodtkorb, A., 1980. Características geoquímicas generales de aguas y salmueras de la Puna Argentina. *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Miscelánea N°63*.
- Pardo Casas, F. y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South America plates since Late Cretaceous time: *Tectonics* 104: 233-248.
- Pascual, R., 1983. Novedosos marsupiales paleógenos de la Formación Pozuelos de la Puna, Salta. *Ameghiniana* 20: 265-280.
- Pearce, J.A., 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. En: Hawkesworth, C.J. y Norry, M.J. (Eds.): *Continental basalts and mantle xenoliths*. 230-249.
- Peccerillo y Taylor, 1976. Chemical Composition of the Magmas, en Wilson, 1989. "Igneous Petrogenesis". Unwin Hyman. Londres.
- Peck, D.L., Wright, T.L. y Moore, J.G., 1966. Crystallization of tholeiitic basalt in Alae lava lake, Hawaii. *Bulletin Volcanologique* 29: 629-655.
- Perchuk, L.L. (Ed), 1991. *Progress in metamorphic and magmatic petrology*. Cambridge University Press. 502 p.
- Petrinovic, I., 1999. Volcanismo en la Cadena Volcánica del Quevar-Acay. Características, edades y distribución. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): *Geología del noroeste argentino. 14° Congreso Geológico Argentino. Relatorio 1*: 386-390.
- Petrinovic, I., Mitjavila, J., Viramonte, J., Martí, J., Becchio, R., Armosio, M. y Colombo, F., 1999. Descripción geoquímica y geocronológica 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. (Eds.): *Geología de los Andes Centrales Meridionales: El Noroeste Argentino. Acta Geológica Hispánica* 34 (2-3): 255-272.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. y Siever, R., 1972. *Sand and sandstone*. Springer-Verlag, New York, Berlín Heidelberg. London, Paris, Tokio.
- Raase, P., 1974. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 45: 231-236.
- Reimer, T.O., 1983. Rotation of volcanic smoke column around a vertical axis. *Bulletin Volcanology* 28: 321-332.

- Riller, U., Petrinovic, I., Ramelow, J., Strecker, M. y Oncken, O., 2001. Late Cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 188: 299-311.
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical. 352p.
- Ruiz, J., Hildreth, W. y Chesley, J., 2001. Crust mantle contributions to Andean magmatism. 3º Simposio Sudamericano en Geología Isotópica. Contribución N° 340. Edición en CD. Pucón, Chile.
- Sabine, P., 1989. Setting Standards in Petrology. The Commission on Systematics in Petrology. *Episodes*. Volume 12(2): 84-86.
- Salfity, J.A. y Marquillas, R.A., 1999. La cuenca cretácico-terciaria del norte argentino. En: Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Anales* 29 (19): 613-626.
- 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. 9º Congreso Geológico Argentino. *Actas* 1: 539-554.
- Scasso, R.A. y Limarino, C.O., 1997. Rocas volcánicas y piroclásticas. En: *Petrología y diagénesis de rocas clásticas*. Asociación Argentina de Sedimentología. Publicación Especial N° 1: 111-133.
- Schwab, K., 1971. Informe geológico: Hojas 5a, Paso Huaytiquina y 5b, Salar de Cauchari. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín N° 176. Inédito.
- Schwab, K., 1973. Die stratigraphie in der Umgebungs des Salar de Cauchari (NW Argentinien). Ein Beitrag Zur Erdgeschichtlichen Entwicklung der Puna. *Geotekt. Forsh.* 43 (1-2): 1-168
- Schwab, K. y Lippolt, H., 1974. K/Ar Mineral Ages and Late Cenozoic History of the Salar de Cauchari Area (Argentine Puna). *Proc. Symposium "Andean and Antarctic Volcanology Problems"*: 698-714.
- SEGEMAR, 1998. Levantamiento geofísico aéreo, magnetometría y espectrometría de rayos gamma, área Catamarca-Salta. Proyecto PASMA. Hoja San Antonio de los Cobres 2566-I, Campo magnético total reducido al polo (nT).
- Seggiaro, R. y Hongn, F., 1999. Influencia tectónica en el volcanismo Cenozoico del Noroeste argentino. En: Colombo, F., Queralt, I. y Petrinovic, I. (Eds.): *Geología de los Andes Centrales Meridionales: El Noroeste Argentino*. *Acta Geológica Hispánica* 34 (2-3): 227-242.
- Shand, S.J., 1951. *Eruptive rocks*, Murby, London.

- Sheridan, M.F., 1979. Emplacement of pyroclastic flows: a review. *Geol. Soc. Amer. Special Paper*, 180: 125-136.
- Slemmons, D.B., 1962. Determination of volcanic and plutonic plagioclases using a three or four axis universal stage. Revision of Turner method. *Geol. Soc. Am. Special Paper* 69:64 p.
- Sparks, R.S.J. y Walker, G.P.L., 1977. The significance of vitric-enriched air-fall ashes associated with crystal- enriched ignimbrites. *Journal Volcanology Geothermal Resources* 2: 329-341.
- Sparks, R.S.J., Self, S. y Walker, G.P.L., 1973. Products of ignimbrites eruptions. *Geology* 1: 115-118.
- Sparks, R.S.J., Sigurdsson , H. y Wilson, L., 1977. Magma mixing: A mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature* 267: 315-318.
- Sparks, R.S.J., Wilson, L. y Hulme, G., 1978. Theoretical modeling of the generation, movement, and emplacement of pyroclastic flows by column collapse. *Journal Geophysical Resources* 83 (B4): 1727-1739.
- Spencer, K.J. y Lindsley, D.H., 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *American Mineralogist* 66: 1189-1201.
- Stormer, J., 1983. The effects of recalculation on estimates of temperatura and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides. *American Mineralogist* 68: 586-594.
- Sun, S.S., 1982. Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46: 179-192.
- Taylor, S.R. y McLennan, S.M.,1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford.
- Taylor, H.P. y Sheppard, S.M., 1986. Igneous rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics. En: *Stable isotope in High Temperature Geological Processes*. Miner. Soc. Amer. 227-271.
- Teruggi, M.E., Mazzoni, M.M., Spalletti, L.A. y Andreis, R.R., 1978. Rocas piroclásticas. Interpretación y sistemática. Asociación Geológica Argentina. Publicación Especial, Serie B (5): 1-45.
- Thorpe, R.S. y Brown, G.C., 1985. The field description of igneous rocks. En: Freitas, M.H. (Ed.): *Handbooks series*. Geological Society of London Handbook, 155 p.
- Thorpe, R.S., Francis, P.W. y O'Callaghan, L., 1984. Relative roles of source composition, fractional crystallisation and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks. *Phil Trans R. Soc. Lond.* A310: 675-692.

- Trommsdorff, V. y Evans, B.W., 1972. Progressive metamorphism of antigorite schist in the Bergell tonalite aureole (Italy). *American Journal of Science* 272: 423-437.
- Turner, J.C.M., 1961. Estratigrafía del Nevado de Cachi y sector al oeste (Salta) *Acta Geológica Lilloana*, 3:191-226.
- Vandervoort, D.S., 1993. Non-marine evaporite basin studies, Southern Puna Plateau, Central Andes. Dissertation presented to the Faculty of the Graduate School of Cornell University. USA. Inédito, 178 p.
- Vandervoort, D.S., Jordan, T.E., Zeitter, P.K. y Alonso, R.N., 1995. Chronology of internal drainage development and uplift, southern Puna plateau, Argentine Central Andes. *Geology* 23 (2): 145-148.
- Vilela, C.R., 1969. Descripción geológica de la Hoja 6c San Antonio de los Cobres. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín N° 110.
- Viramonte, J. y Coira, B., 1999a. Evolución del magmatismo cenozoico superior en los Andes Centrales entre los 22° y 28° S. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): *Geología del noroeste argentino*. 14° Congreso Geológico Argentino. Relatorio 1: 365-371.
- Viramonte, J. y Coira, B., 1999b. Salar de Antofalla-Archibarca. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): *Geología del noroeste argentino*. 14° Congreso Geológico Argentino. Relatorio 1: 395-397.
- Viramonte, J., Galliski, M., Araña Saavedra, V., Aparicio, A., Cacho, G.L. y Parica, C., 1984. Edad, génesis y mecanismos eruptivos de las riolitas granatíferas de San Antonio de los Cobres, provincia de Salta. 9° Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 216-233.
- Wigger, P.J., Baldzhun, S., Guiese, P., Heinshon, W.D., Schnitz, M., Araneda, M., Martínez, E. y Viramonte, J.G., 1992. Variation of crustal structure of the Southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations. En: Reuter, K., Scheuber, E. y Wigger, P.J. (Eds.): *Tectonics on the Southern Central Andes*. Springer Verlag. 342 p.
- Wilson, C.J.N., 1980. The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flow: an experimental approach. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8: 231-249.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman Ltd.
- Winchester, J. A. y Floyd, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.
- Wood, D.A., Joron, J.L. y Treuil, M., 1980. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and plan. Sci. Lett.*, 45: 326-336.
- Yardley, B.W.D., 1989. *An introduction to metamorphic petrology*. Longman Scient. & Technical -John Wiley & Sons.

-Zandt, G., Velasco, A. y Beck, S., 1994. Composition and thickness of the southern Altiplano crust, Bolivia. *Geology* 22: 1003-1006.

-Zappettini, E.D., Blasco, G. y Villar, L., 1994. Geología del Extremo Sur del Salar de Pocitos, provincia de Salta, República Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno. Actas 1: 220-224.

-Zimmermann, U., Mahlburg Kay, S. y Bahlburg, H., 1999. Petrography and geochemistry of southern Puna (NW Argentina) Pre-Late Ordovician gabbroic to ultramafic units, intermediate plutonites and their host units: a guide to evolution of the western margin of Gondwana. 14° Congreso Geológico Argentino. Actas 2: 143-146.

CAPÍTULO 12

APÉNDICE

DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS: VOLCÁN POCITOS

MUESTRA A: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca porfírica de grano fino donde se observan pequeños fenocristales blanquecinos de hasta 0,2 cm de plagioclasa (10 %) y escasos fenocristales de olivina de color amarillento. La pasta es afanítica de color negro.

Descripción microscópica

Roca con textura porfírica y pasta pilotáctica y hialopilitica. Compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa. Suuelen estar cribados según zonas y en los bordes, presentan zonación múltiple inversa, relictos de vidrios castaños e inclusiones de augita. Fueron determinados mediante el método de Michel Levy como labradorita (An_{52}).

Entre los minerales máficos se destacan fenocristales euhedrales a subhedrales de anfíbol pleocroico (castaño claro a castaño rojizo) con gruesos rebordes de minerales opacos. En ocasiones se encuentran totalmente convertidos en minerales opacos (se reconocen por sus formas) y en otras a un agregado fino compuesto por plagioclasa, augita y minerales opacos. Fueron determinados como oxihornblendas.

También se observan fenocristales anhedrales de olivina con anillos de reacción formados por un agregado muy fino de piroxeno, plagioclasa y minerales opacos.

Como minerales accesorios se determinó la presencia de abundantes minerales opacos y de cristales anhedrales de cuarzo con anillos de reacción compuestos por augita.

La pasta está formada por feldespato alcalino, abundantes microlitas de plagioclasa, cristalitos de piroxeno, minerales opacos y vidrio castaño. Las vesículas son irregulares y suelen estar tapizadas por agregados carbonáticos.

Composición estimada

Fenocristales: 10 %	Plagioclasa: 5 %
	Piroxeno: 3 %
	Anfíbol: 2 %
Pasta: 90 %	

MUESTRA EK2: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca porfírica color castaña con hasta un 20 % de fenocristales tabulares cortos de plagioclasa blanquecina, seriados, suborientados, de hasta 0,3 cm y de minerales máficos, oscuros, prismáticos de hasta 0,2 cm. La pasta es afanítica color negra.

Descripción microscópica

Roca porfírica con fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa con zonación múltiple oscilatoria, cribada por zonas y con relictos de vidrios castaños, suelen presentar

inclusiones de hipersteno euhedrales o en finas agujas, y estar algo fracturadas. Fue determinada mediante el método de Michel Levy como andesina (An_{37}).

Fenocristales euhedrales a subhedrales de anfíbol pleocroico (verde amarillento a castaño rojizo), suelen presentar rebordes de minerales opacos y estar zonados. Los fenocristales mayores presentan inclusiones de minerales opacos y de plagioclasa. Fue determinada como oxihornblenda. Algunos cristales se presentan con sus centros parcialmente reemplazados por un agregado de augita, plagioclasa y minerales opacos.

Fenocristales subhedrales a anhedrales de piroxeno determinado como augita. A veces forma cumulos asociados a oxihornblenda y pequeñas tablillas de plagioclasa, también se observan fenocristales de gran tamaño, anhedrales con inclusiones de hipersteno y de opacos cuyos bordes presentan engolfamientos de la pasta.

La muestra presenta abundantes minerales opacos, por los contornos de los mismos parecen ser producto de la oxidación de la oxihornblenda.

La pasta es hialopilitica y pilotáxica y está compuesta por microlitas de plagioclasa, feldespato alcalino, minerales opacos, cristallitos de piroxeno y vidrio castaño. Se observa la presencia de abundantes vesículas irregulares.

Composición estimada

Fenocristales: 30 %	Plagioclasa: 15 %
	Anfíbol: 10 %
	Piroxeno: 4 %
	Otros: 1 %
Pasta: 70 %	

MUESTRA EK4: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca porfírica con pasta vesiculada color negra y rosada con un 20 % de fenocristales tabulares cortos de plagioclasa blanquecina, seriados de hasta 0,3 cm y mafitos prismáticos con bordes oxidados de hasta 0,2 cm.

Descripción microscópica

Roca porfírica con fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa, con zonación múltiple oscilatoria e inversa, macladas, cribadas por zonas, fracturadas y con inclusiones de augita e hipersteno. Fue determinada mediante el método de Michel Levy como andesina (An_{35}).

Fenocristales euhedrales a subhedrales de piroxeno (augita), que a veces forma un fino agregado junto a minerales opacos. También se detectó hipersteno.

Fenocristales euhedrales a subhedrales de anfíbol pleocroico (verde amarillento a castaño rojizo), con bordes de minerales opacos. Algunos se presentan como relictos rodeados por un agregado formado por piroxeno, plagioclasa y opacos, guardando aún la forma del antiguo cristal. Fue determinada como oxihornblenda.

Como accesorios se determinó la presencia de minerales opacos y de circón.

La pasta es hialopilitica y pilotáxica compuesta por gran cantidad de microlitas de plagioclasa seriada, cristallitos de piroxeno, minerales opacos, feldespato alcalino y vidrio incoloro. Son abundantes las vesículas irregulares.

Composición estimada

Fenocristales: 30 %	Plagioclasa: 15 %
---------------------	-------------------

Piroxeno: 10 %

Anfíbol: 5 %

Pasta: 70 %

MUESTRA EK5: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca porfírica con fenocristales tabulares, blanquecinos y traslúcidos de plagioclasa de hasta 0,2 cm y mafitos prismáticos, muy alterados a un agregado castaño amarillento de hasta 0,5 cm. La pasta es afanítica de color negro.

Descripción microscópica

Roca porfírica compuesta por fenocristales ehedrales a subhedrales de plagioclasa con zonación múltiple inversa, se presenta cribada por zonas, algo fracturadas, es común encontrar en estas fracturas oóxidos de hierro y carbonatos, suelen presentar también inclusiones de pequeños cristallitos de hipersteno, de minerales opacos y relictos de vidrios castaños. Fue determinada mediante el método de Michel Levy como andesina (An_{42}).

Fenocristales de piroxeno, subhedrales a anhedrales, determinados como augita, es común encontrarlos formando agregados junto a plagioclasa, carbonatos y minerales opacos, representando la alteración de un antiguo mineral, que a juzgar por el hábito sería un anfíbol.

Se observan escasos relictos de hornblenda castaña, con gruesos rebordes de minerales opacos y centros reemplazados por plagioclasa y augita. También se encuentran gran cantidad de minerales opacos que a juzgar por el hábito corresponderían a fenocristales de anfíbol que se oxidaron.

La pasta es hialopilitica y está compuesta por abundantes microlitas de plagioclasa suborientadas y seriadas, cristallitos de piroxeno, feldespato alcalino, minerales opacos, carbonatos y escaso vidrio incoloro.

Composición estimada

Fenocristales: 30 % Plagioclasa: 20 %

Piroxeno: 10 %

Pasta: 70 %

MUESTRA LM: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca porfírica de color gris, con fenocristales de plagioclasa blanquecinos de hasta 0,4 cm y de minerales oscuros prismáticos de hasta 0,4 cm. Se observan xenolitos afaníticos de color negro de hasta 1 cm y pequeñas vesículas. La pasta es afanítica de color gris.

Descripción microscópica

Roca porfírica con fenocristales de plagioclasa ehedrales a subhedrales, bien conservados, con zonación múltiple inversa y oscilatoria, suelen encontrarse fracturadas y con pequeños relictos de vidrio castaño e inclusiones de un mineral prismático de color verdoso aún no determinado, también suelen presentar centros cribados. Fue determinada por el método de Michel Levy como andesina (An_{43}).

Fenocristales euhedrales a subhedrales de anfíbol pleocróico (verde oscuro a verde amarillento), suelen presentar inclusiones de augita e hipersteno, plagioclasa y minerales opacos. Fue determinada como hornblenda verde.

Fenocristales euhedrales a subhedrales de augita e hipersteno.

Como minerales accesorios se determinaron pequeños circones, minerales opacos y un único fenocristal de biotita.

La pasta es hialopilitica y pilotáxica, compuesta por finas microlitas de plagioclasa, feldespato alcalino, minerales opacos y vidrio incoloro. Se observan pequeñas vesículas redondeadas.

Composición estimada

Fenocristales: 40 %	Plagioclasa: 20 %
	Anfíbol: 15 %
	Piroxeno: 5 %
Pasta: 60 %	

MUESTRA ME2: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca de color gris con textura porfírica. Se observan fenocristales de plagioclasa blanquecina de hábito tabular corto de hasta 3 mm. Minerales máficos de hábito prismático de hasta 2 mm. También se observan minerales alterados a óxidos de hierro de hasta 4 mm. La pasta es afanítica de color gris oscuro. Se observan gran cantidad de vesículas irregulares.

Descripción microscópica

Roca con textura porfírica. Compuesta por grandes fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa bastante bien conservados, maclados y con zonación múltiple oscilatoria e inversa. En el interior de los mismos se observaron relictos de vidrios castaños, inclusiones de apatito, hornblenda y minerales opacos. Es común que las zonas más sódicas se encuentren cribadas. Fue determinada como andesina (An_{36}).

Fenocristales de anfíbol euhedrales a subhedrales, pleocróicos (verde amarillento a castaño). Presentan inclusiones de minerales opacos y de plagioclasa. En otras ocasiones forman pequeños cumulos conjuntamente con plagioclasa, augita y vidrio castaño. Fue determinada como hornblenda castaña.

Fenocristales de piroxeno en sus dos variedades: clinopiroxeno, determinado como augita, a veces formando cumulos y ortopiroxeno determinado como hipersteno.

Como minerales accesorios se observan abundantes minerales opacos y pequeños fenocristales de apatito.

La pasta es hialopilitica y está formada por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, cristallitos de piroxeno, minerales opacos, vidrio incoloro y castaño y cristobalita tapizando vesículas. Estas últimas suelen ser abundantes, en una de ellas se observó la presencia de agregados cloríticos.

Composición estimada

Fenocristales: 30 %	Plagioclasa: 24 %
	Anfíbol: 3 %
	Piroxeno: 3 %
Pasta: 70 %	

MUESTRA ME5: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca de color rosado, algo estratificada donde se observan hasta un 20 % de fenocristales de plagioclasa blanca, tabular de hasta 0,3 cm y de hornblendas de hasta 0,2 cm. La matriz es afanítica, la roca está bien consolidada aunque presenta aspecto terroso.

Descripción microscópica

Roca con textura porfírica compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa bien conservada, con zonación múltiple inversa, algo fracturados, suelen presentar relictos de vidrios incoloros e inclusiones de minerales opacos, fue determinada mediante el método de Michel Levy como andesina (An_{42}).

Fenocristales euhedrales a subhedrales de anfíbol pleocroico (castaño amarillento a castaño rojizo) con rebordes de minerales opacos, determinado como oxihornblenda, es común encontrarlos totalmente oxidados.

Fenocristales de biotitas subhedrales de coloración rojiza, revelando un alto contenido de hierro.

Escasos fenocristales de hipersteno con tonalidades rosadas.

La pasta es pilotáxica e hialopilitica, está compuesta por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, vidrio incoloro, minerales opacos, se presenta alterada a arcillas castaños y a óxidos. Las vesículas son abundantes y suelen estar tapizadas por cristobalita.

Composición estimada

Fenocristales: 40 %	Plagioclasa: 30 %
	Anf + Opac.: 10 %
Pasta: 60 %	

MUESTRA ME12: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca de color gris rojizo equigranular, en donde se observan pequeños fenocristales blanquecinos de plagioclasa de hasta 2 mm y minerales máficos de hábito prismático de hasta 2 mm. La pasta es afanítica de color gris rojizo. Hay presencia de abundantes vesículas irregulares de tamaño muy pequeño.

Descripción microscópica

Roca con textura porfírica, compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa bien conservados, con zonación múltiple oscilatoria e inversa, suelen presentar relictos de vidrios castaños e inclusiones de apatito. Por lo general las zonas más sódicas se encuentran cribadas. Su composición fue determinada como andesina (An_{43}).

Fenocristales subhedrales de piroxeno en sus dos variedades, en forma más abundante clinopiroxeno (augita) y en menor cantidad ortopiroxeno (hipersteno).

Fenocristales euhedrales a subhedrales de anfíbol, pleocróico (verde amarillento a castaño rojizo) con rebordes de minerales opacos. En ocasiones se los encuentra totalmente oxidados y en otras con centros consistentes en un agregado de augita y plagioclasa. Fue determinado como oxihornblenda.

También se observaron (al igual que en MKD21) relictos de olivina rodeados por un mineral euhedral a subhedral de color verde que a veces suele ser castaño, en ocasiones sólo se

observa este mineral y no hay restos de olivina, es común encontrarlos alterados a una variedad de talco y también asociados a micas.

Como minerales accesorios se observan minerales opacos.

La pasta es hialopilitica y pilotaxica, compuesta por feldespato potásico, tablillas de plagioclasa, cristalitos de piroxeno y vidrio incoloro. Hay abundantes vesículas a veces rellenas por yeso y con precipitados de cristobalita y carbonatos.

Composición estimada

Fenocristales: 30 %	Plagioclasa: 20 %
	piroxeno: 4 %
	anfíbol: 3 %
	olivina: 3 %
Pasta: 70 %	

MUESTRA ME14: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca de color gris oscuro, donde se observan hasta un 20 % de fenocristales blanquecinos, tabulares de hasta 0,2 cm y de mafitos prismáticos negros de hasta 0,1 cm. La pasta es afanítica.

Descripción microscópica

Roca porfírica y pilotaxica, compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa con zonación múltiple inversa y oscilatoria, suelen presentar relictos de vidrios castaños e incoloros, algunas se encuentran cribadas en los centros y algo fracturadas, suelen presentar inclusiones de finos cristales de hipersteno. Fue determinada mediante el método de Michel Levy como andesina (An_{42}).

Fenocristales euhedrales a subhedrales de piroxeno que fueron determinados como augita e hipersteno, suelen presentar inclusiones de minerales opacos.

Fenocristales anhedral de olivina fracturada, tienen sus borde oxidados a limonitas, otras veces se observa un mineral de color verde que los rodea (ortoanfíbol?).

Se observan escasos fenocristales anhedral de oxihornblendas, con pleocroísmo verde amarillento a castaño rojizo, con rebordes de minerales opacos y anillos de reacción formados por un fino agregado de augita, plagioclasa y minerales opacos.

La pasta es hialopilitica y pilotaxica y está compuesta por escaso feldespato alcalino, abundantes microlitas de plagioclasa, cristalitos de piroxeno y abundante vidrio fresco de color castaño. La roca presenta gran cantidad de vesículas subredondeadas a irregulares.

Composición estimada

Fenocristales: 40 %	Plagioclasa: 25 %
	Piroxeno: 10 %
	Oliv.+ Anf.: 5 %
Pasta: 60 %	

MUESTRA ME19: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca de color castaño claro, de aspecto terroso, donde se observan pequeños fenocristales de plagioclasa de color blanco de hasta 0,2 cm y fenocristales de minerales oscuros de hasta 0,4 cm. La pasta es afanítica y se observan gran cantidad de pequeñas vesículas.

Descripción microscópica

Roca con textura porfírica, compuesta por fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales, con zonación múltiple inversa, algunas se encuentran fracturadas y cribadas según zonas. Es común observar relictos de vidrios castaños oscuros e inclusiones de pequeños minerales prismáticos verdosos aún no determinados y de augita. Fue determinada por el método de Michel Levy como andesina (An₄₄).

Fenocristales euhedrales a subhedrales de piroxeno, incoloros a verdosos, algo fracturados, con inclusiones de minerales opacos. Fue determinado como augita y en menor cantidad hipersteno (pleocóismo rosado y extinción recta).

Fenocristales subhedrales de anfíbol pleocróico (castaño rojizo a verde amarillento), con rebordes de minerales opacos e inclusiones de plagioclasa, suelen presentar coronas de reacción compuestas por un agregado fino de plagioclasa y augita. Fue determinada como oxihomblenda.

Como minerales accesorios se determinó la presencia de olivinas anhedrales, con minerales opacos en los bordes y fracturas. Es común que tengan coronas formadas por fenocristales de augita y microlitas de plagioclasa.

La pasta es pilotáxica e hialopilítica, y está compuesta por microlitas de plagioclasa, cristaltos de piroxeno, feldespato alcalino, minerales opacos y abundante vidrio castaño claro. La roca presenta gran cantidad de vesículas irregulares, en las cuales se suele observar la presencia de escasa cristobalita.

Composición estimada

Fenocristales: 30 %	Plagioclasa: 24 %
	Piroxeno: 3 %
	Anfíbol: 2 %
	Olivina: 1 %
Pasta: 70 %	

MUESTRA ME23: brecha andesítica con componentes tobáceos

Descripción macroscópica

Roca de tonalidad castaña clara brechosa compuesta por clastos de composición andesítica, angulosos de hasta 1,8 cm, se observan dos tipos de litoclastos diferenciados por su color, unos son rosados y otros castaños. La matriz es un agregado fino con participación de fino material piroclástico.

Descripción microscópica

Roca brechosa compuesta en su mayoría por litoclastos subangulares de composición andesítica, los tamaños de los mismos son variados y se diferencian unos de otros principalmente por las pastas. A continuación se hará una breve descripción de los mismos.

LITOCLASTO A: textura porfírica con fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa con zonación múltiple directa. Abundantes fenocristales euhedrales a subhedrales de oxihomblenda,

abundantes opacos y escasos prismas de hipersteno. La pasta es hialopilitica de color castaño oscuro y está compuesta por feldespato potásico, microlitas de plagioclasa y vidrio incoloro.

LITOCLASTO B: Textura porfírica con grandes fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales, fracturadas, muy cribadas y con relictos de vidrios incoloros. Fenocristales de hornblenda castaña euhedrales a subhedrales, minerales opacos y escasos fenocristales de augita. La pasta es hialopilitica de color castaño claro, compuesta por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa y vidrio incoloro, se suele observar la presencia de tridimita.

LITOCLASTO C: textura porfírica con fenocristales subhedrales de hornblenda verde, fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa, escaso hipersteno y minerales opacos. La pasta es hialopilitica y está compuesta por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, cristalitos de piroxenos y vidrio incoloro.

LITOCLASTO D: Formados por cumulos de plagioclasa, hornblenda castaña, biotita y minerales opacos inmersos en vidrio fresco incoloro, donde se observan vesículas redondeadas y líneas de fluidalidad.

Los cristaloclastos están formados por fragmentos de fenocristales de plagioclasa, de hornblenda castaña, cuarzo, augita e hipersteno. La matriz es un agregado afanítico donde abunda el vidrio incoloro y se reconocen formas de trizas cuspidas. Es común observar fragmentos de vidrios incoloros que suelen estar vesiculados.

MUESTRA ME24: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca de color gris con fenocristales blanquecinos de plagioclasa de hábito tabular corto de hasta 6 mm y minerales máficos de hábito prismático de hasta 4 mm. La pasta es afanítica de color gris claro.

En la muestra se observa un xenolito de color gris muy oscuro, algo redondeado, donde se observan minerales máficos aciculares de hasta 3 mm en una pasta afanítica.

Descripción microscópica

Roca con textura porfírica. Compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa maclada y con zonación múltiple oscilatoria e inversa, es común encontrarlas cribadas y con relictos de vidrios incoloros. Suelen presentar inclusiones de apatito y hornblenda. Su composición fue determinada como andesina (An_{37}).

Fenocristales euhedrales a subhedrales de anfíbol, pleocróico (verde amarillento-castaño), ángulo de extinción 10° . Suele presentar inclusiones de augita, plagioclasa y minerales opacos. En ocasiones presenta núcleos y coronas de plagioclasa y augita. Fue determinado como hornblenda castaña.

En menor cantidad se observan fenocristales euhedrales (en la mayoría de los casos) de piroxeno, los que fueron determinados como augita e hipersteno. La augita suele formar cumulos junto a plagioclasa y hornblenda castaña.

Fenocristales anhedral de biotita. En forma diseminada sobre todo el cristal se observaron pequeños gránulos de minerales opacos.

Como minerales accesorios se observa apatito, epidoto y minerales opacos.

La pasta es hialopilitica, compuesta por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, cristalitos de piroxeno, gránulos de minerales opacos y vidrio incoloro. Se determinaron gran cantidad de vesículas.

Composición estimada

Fenocristales: 40 % Plagioclasa: 25 %

Anfibol: 10 %
Piroxeno: 5 %

Pasta: 60 %

Descripción microscópica del xenolito: Fenoandesita de hornblenda

Textura intersertal, compuesta por fenocristales euhedrales de plagioclasa muy límpidos, fracturados, con zonación múltiple oscilatoria, suelen estar cribadas y presentar inclusiones de apatito, hornblenda y relictos de vidrio incoloro.

Fenocristales de anfíbol euhedrales, con pleocroísmo verde amarillento a castaño, determinado como hornblenda castaña.

Como minerales accesorios: escasos cristalitos de augita, abundantes agujas de epidoto y minerales opacos.

La pasta en su totalidad está compuesta por vidrio incoloro. Se observan gran cantidad de vesículas muchas de las cuales se encuentran rellenas por yeso.

Composición estimada

Fenocristales: 50 % Plagioclasa: 25 %
Anfibol: 25 %
Pasta: 50 %

Nota: Este xenolito no es comparable con ninguna de las muestras descriptas.

MUESTRA ME25: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca de color gris claro, porfírica, con un 30 % de fenocristales tabulares de plagioclasa blanquecina de hasta 0,5 cm y de mafitos prismáticos de hasta 0,3 cm. La roca presenta xenolitos compuestos por un agregado muy fino de mafitos negros aciculares y de cristalitos de plagioclasa, son de coloración verde oscuro, son subredondeados. Externamente la roca presenta coloración castaña rojiza por tinción con óxidos de hierro.

Descripción microscópica

Roca porfírica con fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa, algo fractura, que tienen zonación múltiple oscilatoria e inversa, presentan inclusiones de apatito, biotita y relictos de vidrios incoloros, algunas se presentan cribadas por zonas, éstas suelen tener inclusiones de hornblenda castaña. Fue determinada mediante el método de Michel Levy como andesina (An_{48}).

Fenocristales de biotita subhedrales con inclusiones de circón, plagioclasa y minerales opacos, por lo general se encuentran bien conservadas.

Fenocristales de anfíbol subhedrales, pleocroicos (verde amarillento a castaño verdoso) determinado como hornblenda castaña, suele formar cumulos con plagioclasa y minerales opacos.

Fenocristales de piroxeno que suelen estar formando cumulos, determinados como augita, y pequeños fenocristales euhedrales de hipersteno.

Como minerales accesorios se observaron fenocristales de apatito, minerales opacos y restos de olivinas encerrados en un ortoanfíbol? euhedral a subhedral, pleocroico (castaño verdoso a castaño claro)

También se observaron fenocristales de cuarzo anhedral, fracturados y corroídos por el vidrio de la pasta, formando engolfamientos.

La pasta es hialopilitica y pilotaxica y está compuesta por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, cristalitos de piroxeno, minerales opacos, abundante vidrio incoloro, cristobalita y tridimita tapizandocavidades, La roca presenta abundantes vesículas.

Composición estimada

Fenocristales: 40 %	Plagioclasa: 19 %
	Biotita: 10 %
	Anf.+ Px.: 7 %
	Accesorios: 4 %
Pasta: 60 %	

MUESTRA ME26: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Es una roca de color rojizo, con sectores de furete coloración más oscura, donde se observan hasta un 20 % de fenocristales blancos, tabulares de hasta 0,4 cm de plagioclasa, presenta pequeñas venillas y la pasta es afanítica.

Descripción microscópica

Roca porfírica donde se distinguen dos sectores dados por el grado de oxidación. Está compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa que presenta zonación múltiple oscilatoria, están algo fracturados y cribados por zonas y en los bordes, se observan también en ellos abundantes relictos de vidrios castaños e incoloros e inclusiones de pequeños cristalitos de hipersteno y de minerales opacos. Fue determinada mediante el método de Michel Levy como andesina (An_{48}).

Fenocristales de anfíbol peocroico (verde amarillento a castaño rojizo con anchos rebordes de minerales opacos, algo fracturados, la mayoría se encuentran totalmente convertidos a minerales opacos, fue determinada como oxihornblenda, se observaron cumulos de este mineral alterados a plagioclasa y minerales opacos.

Fenocristales anhedrales de augita e hipersteno con bordes oxidados. Xenocristales de cuarzo fracturado, con engolfamientos de vidrios incoloros y con anillos de reacción compuestos por un fino agregado de tablillas divergentes de augita y minerales opacos. Este cuarzo se lo ubica dentro de las pastas menos oxidadas.

La pasta es hialopilitica y pilotaxica, está bastante oxidada y está compuesta por microlitas de plagioclasa, feldespato alcalino, cristalitos de piroxeno y abundante cantidad de cristobalita tapizando vesículas y fracturas como así también en la pasta. La presencia de minerales opacos es muy importante.

Composición estimada

Fenocristales: 30 %	Plagioclasa: 15 %
	Hb + Px: 5 %
	Opacos: 10 %
Pasta: 70 %	

MUESTRA ME27: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca de color gris con textura porfírica. Fenocristales de plagioclasa blanquecinos de hábito tabular de hasta 4 mm (50 % como máximo) y minerales máficos de hábito prismático y acicular de hasta 5 mm. La pasta es afanítica de color gris. Se observa presencia de vesículas. Externamente su coloración es castaña rojiza por tinción con óxidos de hierro.

Descripción microscópica

Roca con textura porfírica, compuesta por grandes fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa, por lo general bien conservada, maclada y con zonación múltiple inversa y oscilatoria, en este último caso, por lo general, las zonas más sódicas se encuentran cribadas. Los fenocristales mayores suelen presentar inclusiones de apatito y relictos de vidrios castaños. Su composición fue determinada como andesina (An_{48}).

Fenocristales de anfíbol, de gran tamaño, a veces más grandes que los de plagioclasa, euhedrales a subhedrales, de hábito prismático, pleocróicos (verde claro a castaño), el ángulo de extinción es de 5° a 8° y fue determinada como hornblenda castaña. A veces en la sección basal se suele ver zonada. Se observan cumulos.

En menor cantidad se observan piroxenos euhedrales a subhedrales de color verde muy pálido y de relieve alto que fue determinado como augita y cristales euhedrales con pleocroísmo verde pálido a rosado determinados como hipersteno.

Como minerales accesorios se observan gran cantidad de gránulos de minerales opacos y escasos cristales de apatito.

La pasta es hialopilitica y está compuesta por feldespatos alcalinos, pequeñas microlitas de plagioclasa, pequeños cristales de piroxeno, pequeños gránulos de minerales opacos y vidrio castaño e incoloro. Se observaron gran cantidad de vesículas, muchas veces rellenas por yeso y escasa cristobalita, como respuesta a la precipitación de vapores calientes circulantes de composición silícea y yesosa.

Composición estimada

Fenocristales: 50 %	Plagioclasa: 30 %
	Anfíbol: 14 %
	Piroxeno: 6 %
Pasta: 50 %	

MUESTRA ME28: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca de color gris muy oscuro, con textura microgranosa muy fina, donde se distinguen pequeños cristales de plagioclasa (40 % como máximo) de hasta 2mm y finísimas agujas de minerales máficos de hasta 3 mm. La pasta es afanítica y de color gris muy oscuro.

Descripción microscópica

Textura porfírica con pasta pilotáxica. Fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales, maclados y con zonación múltiple oscilatoria, en las zonas más sódicas suelen estar cribados. Algunos fenocristales presentan en su interior relictos de vidrios castaños e incoloros. En ocasiones tienen inclusiones de pequeños cristales de apatito. Su composición fue determinada como andesina (An_{42}).

Fenocristales de anfíbol de gran tamaño euhedrales a subhedrales de hábito prismático, con alta birrefringencia, la mayoría presenta rebordes de minerales opacos, son pleocroicos (verde amarillento-castaño-castaño rojizo), algunos suelen estar zonados y su ángulo de extinción es de 2° a 11°. Fue determinada como oxihornblenda.

Se observaron muy escasos fenocristales de pequeño tamaño de piroxeno, determinado como augita. Además hay gránulos de minerales opacos.

Se suele observar fenocristales de anfíbol, que en sus bordes además de opacos también se agregan pequeños cristalitos de augita y de plagioclasa formando un anillo de reacción, muchas veces solo se observa un agregado de estos minerales sin encontrarse relictos de anfíbol, cabe destacar que aquí las plagioclasas suelen presentar relictos de vidrios castaños.

La pasta es hialopilitica y está compuesta por feldespatos alcalinos, microlitas de plagioclasa, cristalitos de piroxeno, vidrio incoloro y minerales opacos.

Composición estimada

Fenocristales: 60 %	Plagioclasa: 35 %
	Anfíbol: 24 %
	Piroxeno: 1 %
Pasta: 40 %	

MUESTRA ME29: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca de color castaño rojizo oscuro con bandas de tonalidades más oscuras. Presenta pequeños fenocristales de plagioclasa de hasta 0,2 cm y minerales oscuros prismáticos de hasta 0,3 cm. La matriz es afanítica de color castaño rojizo.

Descripción microscópica

Roca con textura porfírica compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa algo fracturadas, con zonación múltiple oscilatoria y relictos de vidrios castaños oscuros, los cuales se ubican en el centro y por zonas. Se los suele encontrar formando cumulos con fenocristales de augita. Fue determinada por el método de Michel Levy resultando ser labradorita (An_{52}).

Fenocristales euhedrales a subhedrales de piroxeno de color verdoso, maclados, con inclusiones de minerales opacos, suelen formar cumulos junto a fenocristales de plagioclasa. Fue determinado como augita e hipersteno.

Como minerales accesorios se observan minerales opacos.

La pasta es pilotáctica y está compuesta por microlitas de plagioclasa, cristalitos de piroxeno, feldespatos alcalinos y minerales opacos. Estos últimos por sectores se encuentran en mayor abundancia dando como resultado un bandeamiento. Tal vez estos agregados de opacos estén reemplazando al vidrio que es muy escaso. Es común encontrar vesículas parcialmente rellenas por un agregado fino de color verdoso castaño que posiblemente por sus características sea un sulfato. Otras vesículas están tapizadas por tridimita-cristobalita.

Composición estimada

Fenocristales: 30 %	Plagioclasa: 16 %
	Piroxeno: 13 %
	Opacos: 1 %
Pasta: 70 %	

MUESTRA MK9: Fenoandesita

Descripción microscópica

Roca porfírica con pasta hialopilitica y con fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa, con zonación múltiple oscilatoria. Suelen presentar inclusiones de pequeños cristallitos de augita, fracturamiento y corrosión en bordes y según zonas. Fueron determinados mediante el método de Michel Levy como andesina (An_{44}).

Fenocristales euhedrales a subhedrales de anfíbol pleocroico (castaño amarillento a castaño rojizo) con gruesos rebordes de minerales opacos, llegando a estar totalmente reemplazados por éstos. Fueron determinados como oxihornblendas.

En forma escasa se cuenta con la presencia de fenocristales euhedrales de augita y de hipersteno subordinado.

La pasta está compuesta por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, cristallitos de piroxeno, minerales opacos y vidrio incoloro. Se observaron vesículas irregulares, algunas tapizadas con cristobalita y agregados carbonáticos. En mucha menor proporción se encuentran amígdalas de tridimita.

Composición estimada

Fenocristales: 30 %	Plagioclasa: 15%
	Anfíbol: 10 %
	Piroxeno: 5 %
Pasta: 70 %	

MUESTRA MKD1: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca de color gris verdoso, de textura microgranular, donde se pueden observar pequeños fenocristales de plagioclasa de hasta 0,1 cm, y muy escasos minerales máficos de hasta 0,1 cm. Los mismos se encuentran en una pasta afanítica, es la que le da el color a la roca.

Descripción microscópica

Textura porfírica, pilotáctica y seriada.

Fenocristales de plagioclasa, euhedrales a subhedrales, que presentan zonación múltiple oscilatoria, algunos están cribados en sus bordes y centros. Es común encontrar inclusiones de cristallitos de apatito. Su composición fue determinada mediante el uso de la platina universal, resultando ser andesina (An_{48}). Se observan cumulos.

En menor cantidad fenocristales de piroxeno, euhedrales y de hábito prismático corto. Fue encontrado en sus dos variedades, un clinopiroxeno de débil pleocroísmo (augita), y un orto piroxeno con pleocroísmo rosado (hipersteno), es común encontrarlo formando agregados alrededor de minerales que ya no existen, otras veces aparece un centro de hipersteno rodeado de augita.

La pasta es hialopilitica compuesta por feldespato alcalino, pequeñas microlitas de plagioclasa, cristallitos de piroxeno, minerales opacos, cristobalita y escaso vidrio incoloro algo alterado.

Cabe destacar en este corte la casi total ausencia de anfíbol, ya que solo fueron observados unos escasos cristales, (1 o 2), casi totalmente oxidados.

Composición estimada

Fenocristales: 55 % Plagioclasa: 45 %
 Máficos: 10 %
 Pasta: 45 %

MUESTRA MKD20: Fenoandesita**Descripción macroscópica**

Es una roca con textura porfírica, con fenocristales blanquecinos de plagioclasa tabulares, de hasta 0,3 cm, aparentemente sin alteración. No se observan minerales máficos. La pasta es afanítica y de color castaño rojizo oscuro. Por lo general los tonos rojizos, se hallan bordeando pequeñas vesículas de hasta 0,2 cm, éstas son muy abundantes y marcan una escasa fluidalidad.

Descripción microscópica

Textura porfírica y pilotáctica.

Fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales, con zonación múltiple oscilatoria e inversa, con bordes y centros cribados, es común encontrar pequeñas inclusiones de cristalitos prismáticos de apatito y relictos de vidrios castaños e incoloros. Su composición fue determinada mediante el uso de la platina universal, resultando ser una andesina (An₄₀).

Fenocristales de anfíbol de hábito prismático, con pleocroísmo verde rojizo a castaño rojizo, con rebordes de minerales opacos, su t^c es de 26° (determinado mediante platina universal) lo que sugiere una oxihornblenda.

Fenocristales de piroxeno de hábito prismático, con débil pleocroísmo, es común encontrarlos formando agregados, y fue determinado como augita.

Como minerales accesorios se observó, gran cantidad de minerales opacos, en algunas ocasiones reemplazando totalmente a los cristales de anfíbol.

La pasta es hialopilitica y presenta textura pilotáctica. Está compuesta por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, cristalitos de piroxeno y minerales opacos.

También se observaron gran cantidad de vesículas y abundante vidrio incoloro con alteración de arcillas pardas.

Composición estimada

Fenocristales: 40 % Plagioclasa: 20 %
 Máficos: 20 %
 Pasta: 60 %

MUESTRA MKD21: Fenoandesita**Descripción macroscópica**

Roca de color gris oscuro, donde se observan cristales de plagioclasa blanquecina de hábito tabular corto de hasta 3 mm, minerales máficos de hábito prismático, de color negro de hasta 2 mm y pequeños cristales de colores verdes amarillentos, aparentemente alterados.

La pasta es afanítica de color gris oscuro y es la que le confiere el color a la roca.

Descripción microscópica

Roca con textura porfírica. Compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa maclada, bastante bien conservada. Presenta zonación múltiple oscilatoria e inversa y en las zonas más sódicas se las suele encontrar cribadas, también suelen presentar relictos de vidrios incoloros y castaños y pequeñísimas inclusiones de apatito. Es de destacar que algunos cristales están incipientemente alterados a carbonatos. Su composición fue determinada como andesina (An_{43}).

Fenocristales euhedrales a subhedrales de anfíbol pleocróico (verde amarillento-castaño-castaño rojizo), la mayoría presenta rebordes de minerales opacos, suelen presentar inclusiones de plagioclasa, piroxeno y minerales opacos. En ocasiones se encuentran parcialmente convertidos en un agregado compuesto por plagioclasa, piroxeno y opacos, y en otras suele presentar núcleos totalmente oxidados. Fue determinado como oxihornblenda.

Se determinaron cumulos de fenocristales subhedrales de piroxeno de color amarillo muy pálido que fue determinado como augita. En forma accesorio se determinó la presencia de hipersteno.

Es común encontrar restos de olivina que se hallan rodeados por un anfíbol euhedral, pleocróico (verde pálido-verde) de extinción paralela y alto relieve. Determinado como: antofilita?, en parte se presentan alterados a un agregado fibroso de color verde muy pálido, quizás representando alguna variedad de talco. Se determinaron escasos fenocristales de biotita (1 o 2) con bordes de reacción.

La pasta es hialopilitica, compuesta por vidrio castaño, feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, cristalitos de piroxeno, minerales opacos y escasa cristobalita. Presenta vesículas rellenas de yeso y otras rellenas de carbonato.

Composición estimada

Fenocristales: 30 %	Plagioclasa: 24 %
	Anfíbol: 2 %
	Piroxeno: 3 %
	Olivina: 1 %

Pasta: 70 %

Nota: Esta roca es muy diferente a las anteriormente estudiadas ya que presenta restos de olivina encerrados en cristales euhedrales de un anfíbol y podría estar indicando la presencia de rocas metamórficas en profundidad, ya que este mineral es propio del metamorfismo de alta temperatura y de baja presión.

MUESTRA SEPB: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca porfírica de grano fino donde se observan pequeños fenocristales blanquecinos de plagioclasa de hasta 0,3 cm (10%) y de minerales máficos de hasta 0,2 cm, entre los que se distinguen hornblenda de color negro y olivinas de color amarillento. La pasta es afanítica de color negro con bandas de color es rojizos.

Descripción microscópica

Roca porfírica con pasta pilotáxica y hialopilitica. Contiene fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa con zonación múltiple inversa. Suelen estar cribados en bordes y según

zonas y presentar relictos de vidrios castaños. Fueron determinados mediante el método de Michel Levy como andesina (An_{41}).

Fenocristales euhedrales a subhedrales de anfíbol pleocroico (castaño verdoso a castaño rojizo) con gruesos rebordes de minerales opacos. Es común que se encuentren totalmente convertidos a minerales opacos (donde se los reconoce por el hábito) y en forma parcial a un agregado fino compuesto por augita, plagioclasa y minerales opacos. Se los determinó como oxihornblenda.

Fenocristales euhedrales a subhedrales de piroxeno que resultaron ser augita y en forma subordinada hipersteno. También se determinó la presencia de olivinas anhedrales con rebordes de minerales opacos y anillos de reacción formados por plagioclasa y hornblenda.

Como minerales accesorios se encontró escaso apatito y minerales opacos.

La pasta está formada por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, cristalitos de piroxeno, minerales opacos y vidrio incoloro. Se observaron vesículas irregulares algunas de las cuales están tapizadas por cristobalita.

Composición estimada

Fenocristales: 20 %	Plagioclasa: 10 %
	Anfíbol: 5 %
	Piroxeno: 5 %
Pasta: 80 %	

DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS: VOLCÁN DEL MEDIO

MUESTRA AR1: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca porfírica con pasta afanítica color gris oscura. Presenta un 30 % de fenocristales de plagioclasa tabular, blanquecina de hasta 0,4 cm y de mafitos prismáticos, negros de hasta 0,3 cm.

Descripción microscópica

Roca porfírica compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa que tienen zonación múltiple inversa, suelen estar cribadas por zonas y algo fracturadas, presentan inclusiones de anfíbol y relictos de vidrios incoloros. Fue determinada mediante el método de Michel Levy como andesina (An_{36}).

Fenocristales euhedrales a subhedrales de anfíbol pleocroico (amarillo verdoso a castaño oscuro) determinada como hornblenda castaña, suele presentar inclusiones de minerales opacos y de augita.

Fenocristales de piroxeno determinados como augita, a veces se lo encuentra formando pequeños cumulos junto a hornblenda castaña y a plagioclasa y en forma subordinada se determinó hipersteno.

Como accesorios se determinó la presencia de minerales opacos, apatito y escasa biotita.

La pasta es hialopilitica y está formada por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa suborientadas, cristaltos de piroxeno, minerales opacos y vidrio incoloro. La roca presenta abundantes vesículas, algunas de las cuales se hallan tapizadas por cristobalita.

Composición estimada

Fenocristales: 30 %	Plagioclasa: 15 %
	Anf + Px: 15 %
Pasta: 70 %	

MUESTRA AR3: Aglomerado volcánico con composición andesítica

Descripción macroscópica

Roca de color blanquecino muy friable, compuesta por 28 % de vitroclastos, 25 % de cristaloclastos y 20 % de litoclastos subangulares con colores más claros y más oscuros que la matriz que los contiene, aparentemente se trataría de fragmentos de composición andesítica. La matriz es fina y muy friable. No se observa fluidalidad ni soldamiento.

Descripción microscópica

Roca volcaniclastica formada por litoclastos, cristaloclastos y vitroclastos en una matriz de grano fino.

Los vitroclastos son angulares a subangulares y son pumicitas compuestas por vidrio incoloro. En ellas es posible observar, en corte transversal, vesículas redondeadas y en corte longitudinal tubos de fluidalidad que confieren una textura fibrosa. También incluyen pequeños minerales opacos, fenocristales de hornblenda verde y pequeños fenocristales de plagioclasa que en su conjunto representan un 20 %.

Los cristaloclastos están compuestos por fenocristales subhedrales de: plagioclasa con zonación múltiple inversa que suele presentar relictos de vidrios incoloros; hornblenda verde con

inclusiones de minerales opacos y plagioclasa; minerales opacos y cuarzo límpido. Todos presentan escasa fracturación.

Los litoclastos en general son angulares a subangulares y están formados por dos tipos de pastas volcánicas. Tienen texturas porfíricas con fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa con zonación múltiple inversa e inclusiones de hipersteno, fenocristales euhedrales a subhedrales de augita formando cumulos junto a plagioclasa y fenocristales subhedrales totalmente oxidados, que a juzgar por el hábito, corresponderían a hornblendas, también se encontró escasa olivina y cuarzo. La pasta es felsítica compuesta por pequeñas microlitas de plagioclasa, cristaltos de piroxeno, minerales opacos y abundante feldespato potásico como producto de la recrystalización del vidrio original. Presenta amígdalas irregulares de tridimita. Este litoclasto es semejante a la muestra MKD2. Otros de similares características pero con un mayor grado de oxidación serían correlacionables con las muestras ME10, ME11 y AR1.

La matriz está formada por un agregado muy fino compuesto por pequeños cristaloclastos de las composiciones antes mencionadas, vidrio castaño y pequeñas trizas que aún conservan sus formas originales sugiriendo que no hubo soldamiento.

MUESTRA DM1: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca de color castaño rosado, con un 20 % de fenocristales de plagioclasa, blanquecina, tabular de hasta 0,2 cm y de mafitos prismáticos de hasta 0,1 cm en una pasta afanítica, de color rosado.

Descripción microscópica

Roca porfírica con fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa, tienen zonación múltiple oscilatoria, suelen estar fracturadas y presentar relictos de vidrios incoloros, inclusiones de minerales opacos y de finos cristales de hipersteno. Fue determinada como andesina (An_{44}), mediante el método de Michel Levy.

Fenocristales anhedral de anfíbol pleocroico (verde amarillento a castaño), presenta inclusiones de minerales opacos, y apatito, fue determinado como hornblenda castaña. Por lo general se presentan parcialmente convertidos a un fino agregado de minerales opacos y carbonatos.

Fenocristales euhedrales de piroxeno determinado como augita e hipersteno. También se observaron fenocristales anhedral de cuarzo, fracturados y corroídos por la pasta, formando engolfamientos.

La pasta es hialopilitica y está formada por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, cuarzo y abundante vidrio castaño. Se observan amígdalas de cuarzo.

Composición estimada

Fenocristales: 30 %	Plagioclasa: 20 %
	Anf + Px: 10 %
Pasta: 70 %	

MUESTRA DM3: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca porfírica de pasta afanítica de color morado con fenocristales blanquecinos y tabulares de plagioclasa de hasta 0,4 cm (25 %) y mafitos prismáticos de color negro de hasta 0,2 cm (5 %). Se observan pequeñas vesículas irregulares de hasta 0,3 centímetros.

Descripción microscópica

Roca con textura porfírica compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa con zonación múltiple inversa, cribados en bordes y por zonas en las que es común observar relictos de vidrios incoloros. Suelen estar fracturados y presentar inclusiones de minerales opacos. Fueron determinados mediante el método de Michel Levy como labradorita (An_{52}).

Los minerales máficos están representados por abundantes fenocristales euhedrales a subhedrales de augita e hipersteno y escasos fenocristales de oxihornblenda con gruesos rebordes de minerales opacos, a veces estos están totalmente oxidados o con anillos de reacción compuestos por un agregado de augita, plagioclasa y minerales opacos.

La pasta es hialopilitica y está compuesta por feldespatos alcalinos, microlitas de plagioclasa, cristallitos de piroxeno, minerales opacos y vidrio incoloro. La muestra presenta abundantes vesículas irregulares que suelen estar tapizadas por cristobalita llegando a formar amígdalas.

Composición estimada

Fenocristales: 40 %	Plagioclasa: 25 %
	Anfíbol: 15 %
	Piroxeno: 10 %
Pasta: 60 %	

MUESTRA ME1: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca porfírica de color gris, con fenocristales de hasta 0,6 cm de plagioclasa blanca de hábito tabular corto, minerales máficos negros, de hasta 0,3 cm, de hábito prismático y biotitas de hasta 0,1 cm. La pasta es afanítica, de color gris. La roca es bastante vesiculada y a veces se observan precipitados de yeso.

Descripción microscópica

Textura porfírica con fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa, bien conservada y límpida. Presentan zonación múltiple oscilatoria e inversa. Suelen presentar inclusiones de circón, minerales opacos, hornblendas y relictos de vidrios castaños e incoloros, a veces se los encuentra con los bordes cribados. Fue determinada como andesina (An_{32}).

Fenocristales de anfíbol euhedrales a subhedrales, pleocróicos (verde amarillento-castaño oscuro), a veces asociados a pequeños cristales de plagioclasa formando cumulos, algunos aparecen maclados y zonados en sus secciones basales. Fue determinada como hornblenda castaña.

Fenocristales de piroxeno determinados como augita. Es común que en sus centros se encuentren agregados de hornblenda, minerales opacos y plagioclasa. Otras veces forman un agregado con las plagioclasas y encierran fenocristales euhedrales de anfíbol.

Fenocristales euhedrales de biotita muy bien conservada, algunas suelen tener relictos de vidrios castaños.

Es común encontrar fenocristales de olivina con opacos diseminados y con coronas de reacción compuestas por hornblenda castaña.

Los minerales accesorios son minerales opacos y apatitos.

La pasta es hialopilitica y pilotáxica. Está compuesta por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, minerales opacos, vidrio castaño y subordinadamente vidrio incoloro, también se determinó la presencia de escasa cristobalita. La roca es muy vesiculada y es común encontrar precipitados de yeso y carbonatos.

Composición estimada

Fenocristales: 30 %	Plagioclasa: 10 %
	Anfíbol: 10 %
	Piroxeno: 4 %
	Olivina: 3 %
	Biotita: 3 %
Pasta: 35 %	
Vesículas: 35 %	

MUESTRA ME6: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca de color gris muy claro, con textura porfírica. Fenocristales de plagioclasa blanquecinas de hábito tabular corto (30 % como máximo) de hasta 3 mm y abundante fenocristales de minerales máficos de hábito prismático de color negro (10 % como máximo) de hasta 5 mm. La pasta es afanítica de color gris muy claro. La roca presenta gran cantidad de vesículas.

Descripción microscópica

Roca con textura porfírica con fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales, bien conservados, maclados y con zonación múltiple oscilatoria. Algunos fenocristales presentan inclusiones de circón y relictos de vidrio castaño. Su composición fue determinada como andesina (An_{35}).

Fenocristales de anfíbol euhedrales a subhedrales de hábito prismático, alta birrefringencia, pleocróicos (castaño claro a castaño oscuro), algunos presentan rebordes de minerales opacos, el ángulo de extinción es 23° , suelen presentar maclas y se lo determinó como hornblenda castaña. Suelen formar cumulosos junto a plagioclasa y minerales opacos, también forman cumulosos de menor número de cristales y que se caracterizan por presentar núcleos de augita asociados a minerales opacos.

Los minerales opacos son muy abundantes.

La pasta es hialopilitica y está compuesta por feldespato alcalino, vidrio incoloro, microlitas de plagioclasa, minerales opacos y pequeños cristallitos de piroxeno. La roca presenta gran cantidad de vesículas, algunas tapizadas con un agregado fibroso color castaño, de n menor que el bálsamo y alta birrefringencia (yeso? polihalita? boratrocálita?), otras fueron rellenas por cristobalita, pero en la actualidad, éstas están totalmente transformadas a tridimita.

Composición estimada

Fenocristales: 40 %	Plagioclasa: 25 %
	Anfíbol: 15 %

Pasta: 60 %
Vesículas: 15 %

Nota

La presencia de relictos de vidrio castaño en la plagioclasa indica que hubo desequilibrio con la pasta, así como revela que esa pasta fue en un determinado tiempo más básica que la actual.

MUESTRA ME7: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca porfírica de color negro, donde se observan escasos fenocristales de plagioclasa de hasta 0,2 cm y minerales máficos de hasta 0,4 cm prismáticos y aciculares. La pasta es afanítica y muy abundante. Aparentemente es una roca bastante masiva.

Descripción microscópica

Textura porfírica con fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa con zonación múltiple oscilatoria e inversa, suelen presentar inclusiones de circón y minerales opacos, también relictos de vidrios castaños. Suelen estar cribados por zonas. Los fenocristales gradan a pequeñas microlitas dando una textura seriada. Fue determinada como andesina (An₄₃).

Fenocristales euhedrales a subhedrales de anfíbol pleocróico (verde amarillento-castaño rojizo) con rebordes de minerales opacos. Otras veces presentan coronas de reacción compuestas por minerales opacos, cristalitos de piroxeno y plagioclasa. Fue determinada como oxihornblenda. Suelen formar pequeños cumulos.

Fenocristales euhedrales a subhedrales de clinopiroxeno (augita) y de manera accesoria ortopiroxeno (hiperstenos). Los primeros suelen formar cumulos junto a plagioclasas.

Accesoriamente se distinguió gran cantidad de minerales opacos y fenocristales de olivina en cuyos bordes hay minerales opacos. Las grietas que presentan suelen contener óxidos.

La pasta es hialopilitica y pilotáxica. Está compuesta por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, cristalitos de piroxeno, minerales opacos y abundante vidrio castaño. La roca presenta gran cantidad de vesículas irregulares.

Composición estimada

Fenocristales: 25 %	Plagioclasa: 12 %
	Hornblenda: 10 %
	Px y otros: 3 %
Pasta: 75 %	

MUESTRA ME8: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca porfírica de color gris oscuro, con fenocristales blanquecinos de plagioclasa de hasta 0,2 cm y minerales oscuros prismáticos de hasta 0,6 cm. Se observaron pequeños xenolitos redondeados afaníticos muy oscuros de hasta 1,5 cm. La pasta es afanítica de color gris.

Descripción microscópica

Roca con textura porfírica, con fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa, con zonación múltiple oscilatoria e inversa, suele presentar inclusiones de minerales opacos, relictos de vidrios castaños, minerales prismáticos de color verdoso e inclusiones de hornblenda. Fue determinada como andesina An_{42} .

Fenocristales euhedrales a subhedrales de anfíbol pleocróico (castaño verdoso a castaño), suelen tener inclusiones de plagioclasa, minerales opacos y piroxeno, algunos son zonados y fueron determinados como hornblenda castaña.

Fenocristales euhedrales a subhedrales de piroxeno determinados como augita e hipersteno.

Como accesorios se determinaron minerales opacos y fenocristales euhedrales de apatito.

La pasta es pilotáctica e hialopilitica, compuesta por microlitas de plagioclasa, feldespato alcalino, cristaltos de piroxeno, minerales opacos y vidrio incoloro y castaño. La roca presenta vesículas irregulares que suelen estar tapizadas por carbonatos y/o cristobalita.

Composición estimada

Fenocristales: 40 %	Plagioclasa: 20 %
	Anfíbol: 15 %
	Piroxeno: 5 %
Pasta: 60 %	

MUESTRA ME10: Fenoandesita**Descripción macroscópica**

Roca de color gris muy oscuro con textura porfírica. Fenocristales de plagioclasa a blanquecinos de hábito tabular corto (15 % como máximo) de hasta 2 mm y fenocristales de minerales máficos de hábito prismático (15% como máximo) de hasta 3 mm. La pasta es afanítica de color gris oscuro y parece estar algo alterada. La roca presenta vesículas, algunas con relleno de cuarzo. Externamente es de color castaño rojizo por tinción con óxidos de hierro.

Descripción microscópica

Roca con textura porfírica, compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa, muy fracturados, límpidos, maclados, con zonación múltiple oscilatoria, suelen tener inclusiones de cristaltos de un mineral amarillento aún no determinado, circón y de anfíbol, también suelen presentar relictos de vidrios castaños. La composición fue determinada como andesina (An_{41}). Hay presencia de cumulos.

Fenocristales de anfíbol, euhedrales a subhedrales de hábito prismático, con alta birrefringencia, pleocróicos (de verde pálido a castaño verdosos), el ángulo de extinción es de 6° a 13° y fue determinada como hornblenda castaña. Algunos cristales presentan inclusiones de plagioclasa y relictos de vidrio castaño. Forman cumulos junto a plagioclasa y minerales opacos.

Como accesorios hay escasos fenocristales euhedrales a subhedrales de piroxeno, determinados como augita e hipersteno y minerales opacos.

La pasta es hialopilitica y está compuesta por feldespato alcalino, vidrio castaño e incoloro, minerales opacos y pequeños cristaltos de piroxeno. Hay abundantes vesículas, muchas de las cuales están rellenas de yeso y cristobalita.

Composición estimada

Fenocristales: 40 %	Plagioclasa: 25 %
	Anfíbol: 15 %
Pasta: 60 %	
Vesículas: 35 %	
Yeso y cristobalita: 3 %	

MUESTRA ME11: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca porfírica de color gris muy clara, donde se observan cristales blanquecinos de hasta 0,3 cm de plagioclasa, y minerales oscuros prismáticos de hasta 0,4 cm. La pasta es afanítica y es la que da el color a la roca.

Descripción microscópica

Roca porfírica compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa con zonación múltiple inversa, algo fracturados, con inclusiones de minerales opacos y relictos de vidrios castaños, éstos últimos ubicados según zonas. Suelen formar cumulosos junto con hornblenda, hipersteno y minerales opacos. Fue determinada como andesina An₄₂.

Fenocristales euhedrales a subhedrales de anfíbol pleocróico (castaño verdoso a castaño), suelen presentar inclusiones de minerales opacos y de plagioclasas. Fue determinada como hornblenda castaña.

Fenocristales euhedrales a subhedrales de piroxeno en sus dos variedades, clinopiroxeno (augita) y ortopiroxeno (hipersteno), éste último con pleocroísmo rosado y extinción recta.

Como accesorios se determinaron minerales opacos.

La pasta es hialopilitica y pilotáxica, compuesta por microlitas de plagioclasa, feldespato alcalino, cristallitos de piroxeno, minerales opacos y abundante vidrio castaño claro. Se observan gran cantidad de pequeñas vesículas irregulares, donde son muy abundantes los precipitados de cristobalita, por sectores formando esferulitas.

Composición estimada

Fenocristales: 40 %	Plagioclasa: 20 %
	Anfíbol: 15 %
	Piroxeno: 5 %
Pasta: 60 %	

MUESTRA MKD2: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Es una roca con textura porfírica de color grisáceo, con fenocristales de plagioclasa blanquecinos de hasta 0,4 cm, aparentemente sin alterar, tabulares y cuadrangulares. Minerales máficos de hábito prismático y aciculares de hasta 0,6 cm de largo, aparentemente sin alterar. El resto de la roca es una pasta de grano fino de color gris verdoso.

Descripción microscópica

Textura porfírica con fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales, bien conservados y muy límpidos. Algunos presentan zonación múltiple oscilatoria, otros tienen un núcleo de composición más sódica, otros presentan corrosión y están cribados. En algunas ocasiones se observaron inclusiones de cristalitos prismáticos de apatito. Su composición fue determinada mediante el uso de platina universal, resultando ser una andesina (An_{39}).

Fenocristales de anfíbol euhedrales a subhedrales con inclusiones de augita, plagioclasa y minerales opacos, éstos también se los encuentra formando rebordes. Presenta pleocroísmo de verde amarillento a castaño. Algunos en su interior están cribados, otros presentan engolfamiento de pasta. Su t^c es de 15° . De todo esto se deduce que se trata de hornblenda castaña.

Fenocristales de piroxeno de menor tamaño que los anteriores, euhedrales a subhedrales. Se presenta en las dos variedades, un clinopiroxeno, que carece de pleocroísmo y que fue determinado como augita y un ortopiroxeno, con pleocroísmo rosado que fue determinado como hipersteno.

Como minerales accesorios hay escaso apatito, gran cantidad de minerales opacos, escaso cuarzo anhedral y muy escasa olivina con anillos de reacción.

Todo esto está en una pasta de textura pilotáxica compuesta por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, minerales opacos, vidrio castaño e incoloro, cristalitos de piroxeno y cristobalita de forma ariñonada entre el vidrio castaño y el feldespato alcalino.

Composición estimada

Fenocristales: 40 %	Plagioclasa: 25 %
	Máficos: 15 %
Pasta: 60	

DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS: VOLCÁN TUL TUL

MUESTRA 632: Parte basal, brecha andesítica

Descripción microscópica

Textura porfírica con fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales, por lo general bien conservados, maclados y con zonación múltiple oscilatoria, es común encontrarlas cribadas por zonas, siendo en estos sectores de composición más sódica, suelen presentar relictos de vidrios castaños. Fue determinada por medio de la platina universal como oligoclasa (An_{23}).

Fenocristales de anfíbol, de hábito prismático, pleocroísmo verde pálido a castaño rojizo, con rebordes de minerales opacos y ocasionalmente totalmente convertidos en opacos guardando formas esqueléticas, en éstos es común encontrar agregados de augita. Fueron determinados como oxihornblenda.

Pequeños fenocristales de piroxeno, con pleocroísmo verde pálido a rosado y extinción recta, determinado como hipersteno, y otros de color verdoso, a veces formando agregados muy pequeños, cuyo ángulo de extinción varía entre 36° y 41° , determinado como augita.

Fenocristales de cuarzo y gran cantidad de pequeños cristallitos de minerales opacos.

La pasta es microgranosa compuesta por feldespato alcalino, tablitas de plagioclasa, minerales opacos, que por sectores son muy abundantes, cuarzo, cristallitos de anfíbol y piroxeno y escaso vidrio incoloro y poco alterado.

Composición estimada

Fenocristales: 40 %	Plagioclasa: 15 %
	Máficos : 20 %
	Cuarzo : 5 %
Pasta : 60 %	

MUESTRA 633: Parte alta, andesita

Descripción microscópica

Roca porfírica con fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales, maclados, bien conservados, y con zonación múltiple oscilatoria, algunas de ellos se encuentran corroídos por zonas y otros presentan relictos de vidrios incoloros. Su composición fue determinada por medio de la platina universal, resultando ser andesina (An_{31}).

Pequeños cristales de anfíbol, con pleocroísmo castaño amarillento a castaño rojizo, con rebordes de minerales opacos y en ocasiones totalmente convertidos en opacos. Suelen tener en su interior agregados de piroxeno (augita). Fueron determinados como oxihornblenda.

Pequeños cristallitos de piroxeno en sus dos variedades, ortopiroxeno (hipersteno) y clinopiroxeno (augita).

Cristales de cuarzo y gran cantidad de minerales opacos.

La pasta es microgranosa compuesta por feldespato alcalino, tablillas de plagioclasa, cuarzo, cristallitos de piroxeno, gran cantidad de minerales opacos y escaso vidrio incoloro aparentemente fresco. Se suelen ver agregados sericiticos.

Composición estimada

Fenocristales: 30 %	Plagioclasa: 5 %
	Máficos: 15 %
	Cuarzo: 10 %
Pasta: 70 %	

MUESTRA MK8(7): Fenoandesita**Descripción microscópica**

Textura porfírica con fenocristales de plagioclasa bien conservados, anfíbol biotita y cuarzo.

Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales a subhedrales, y son los de mayor tamaño, algunos están maclados, presentan zonación múltiple inversa. Se encuentran cribados por zonas. Los cristales de mayor tamaño tienen inclusiones de apatito (en forma de agujas y cristalitos), de anfíbol y relictos de vidrios castaños. Su composición se determinó mediante platina universal resultando ser (An₄₆) andesina.

Los fenocristales de anfíbol tienen hábito prismático, presentan pleocroísmo castaño verdoso a verde amarillento y fue determinado como hornblenda castaña. A veces se lo encuentra asociado a otro mineral de alto relieve de color verde pálido amarillento con débil pleocroísmo que fue determinado como augita, formando pequeños cumulos. Cabe mencionar que éste último también se encuentra aislado.

Los fenocristales de biotitas se presentan con opacos y con corrosión en sus bordes, algunos presentan coronas formadas por anfíbol, piroxeno y plagioclasa, otras, las más frescas, tienen inclusiones de apatito.

Como minerales accesorios se observaron gran cantidad de minerales opacos, cristales de apatito bastante grandes y cristales de cuarzo con engolfamientos.

La pasta está formada por microlitas de plagioclasa algo orientadas, evidenciando escasa fluididad, pequeños cristales de piroxeno y abundante vidrio incoloro aparentemente fresco. Se observaron abundantes vesículas, algunas de las cuales están tapizadas por cristobalita y otras rellenas por un agregado muy fino de minerales de color castaño verdoso (polihalita).

Composición estimada

Fenocristales: 50 %	Plagioclasa: 25 %
	Máficos : 25 %
Pasta : 50 %	

MUESTRA MK8(3059): Fenoandesita**Descripción microscópica**

Roca porfírica con fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales muy límpidos, maclados, algunos corroídos, y con zonación múltiple inversa, suelen presentar relictos de vidrios incoloros e inclusiones de hornblenda. Fue determinada su composición por medio de platina universal resultando ser oligoclasa (An₂₉).

Fenocristales de anfíbol de hábito prismático, presentan pleocroísmo de verde pálido a castaño oscuro. Su ángulo de extinción ($t^{\wedge}c$) es de 25°. Fue determinado entonces como hornblenda castaña. Por sectores se la encuentra asociada a augita formando pequeños cumulos.

También se observaron fenocristales de cuarzo, augita (determinada por el alto relieve, el escaso pleocroísmo y el color, es común encontrarlos formando agregados radiales), y biotita. Es común que las biotitas presenten inclusiones de cuarzo y tengan bordes corroídos.

Como minerales accesorios se observaron minerales opacos y cristales de apatito de gran tamaño.

La pasta es pilotáctica, compuesta por pequeñas microlitas de plagioclasa que carecen de orientación, minerales opacos, cristalitos de piroxeno y abundante vidrio incoloro aparentemente fresco. Cabe destacar que se observan gran cantidad de vesículas, donde a veces se observa escasa cristobalita, otras presentan precipitados de un mineral color verde de bajo relieve (polihalita?).

Composición estimada

Fenocristales: 50 %	Plagioclasa: 30 %
	Máficos : 18 %
	Otros : 2 %
Pasta : 50 %	

MUESTRA MKD7: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Es una roca con textura porfírica, en la que se pueden observar hasta un 20 % de fenocristales de plagioclasa tabulares y cuadrangulares de hasta 0,5 cm, aparentemente sin alteración, y fenocristales de minerales máficos de hábito acicular y prismático de hasta 0,7 cm de color negro y sin alteración; ambos se encuentran en una pasta afanítica de color negro. Externamente tiene colores castaños y rojizos por tinción con óxidos de hierro. La muestra posee escasa orientación.

Descripción microscópica

Textura porfírica, seriada y pilotáxica. Se observan fenocristales de plagioclasa, biotita, piroxeno y anfíbol.

Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales a subhedrales, algunos están maclados y presentan zonación múltiple inversa. Es común encontrarlos cribados, a veces totalmente, otras por zonas y otras veces únicamente en los bordes, por lo general la zona cribada tiene menor índice de refracción que el resto del cristal. Se observaron cumulos e inclusiones de apatito, circones y relictos de vidrios castaños. Su composición se determinó con platina universal resultando ser andesina (An_{44}).

Los fenocristales de anfíbol son de hábito prismático, la mayoría presenta un reborde de minerales opacos y fueron determinados como hornblenda castaña, en algunos se observan inclusiones de plagioclasa y de circones.

Los fenocristales de piroxeno resultaron ser orto y clinopiroxeno y fueron determinados como hipersteno y augita respectivamente, son euhedrales a subhedrales y hay escasa cantidad.

Fenocristales muy escasos de olivina (dos o tres), presentan fracturas en las cuales se observan pequeños cristallitos de minerales opacos, éstos también se encuentran en los bordes de los cristales. En un solo caso se la observó incluyendo un fenocristal de hipersteno, y más comunmente con coronas de reacción formadas por un fino agregado compuesto por augita y hornblenda.

Los escasos fenocristales de biotita, en la mayoría de los casos, están asociados a los de plagioclasa, y en sus bordes presentan minerales opacos, en ocasiones éstos los reemplazan totalmente, otros cristales presentan inclusiones de cuarzo y plagioclasa. Cabe mencionar que parte de estos cristales pudo ser reabsorbida por la pasta ya que se puede reconstruir la forma original del cristal.

La pasta es hialopilitica y está formada por feldespato alcalino, cristallitos de orto y clinopiroxeno, minerales opacos, vidrio incoloro algo alterado y vidrio castaño. Presenta orientación.

Como minerales accesorios se encontró apatito en forma de fenocristales (escasos) y en forma de cristallitos de hábito prismático (abundante). También se observaron escasos cristales de cuarzo con bordes de vidrio.

Composición estimada

Fenocristales: 25 %	Plagioclasa: 12 %
---------------------	-------------------

	Máficos	: 10 %
	Otros	: 3 %
Pasta	:	75 %

MUESTRA TT1: Fenoandesita**Descripción macroscópica**

Roca porfírica con fenocristales blanquecinos, tabulares, de hasta 0,5 cm de plagioclasa (20%) y de minerales máficos (10%) compuestos por hornblenda de hábito prismático y biotita laminar de hasta 0,3 centímetros. La pasta es afanítica de color rosado claro y presenta vesículas irregulares que suelen estar tapizadas por un mineral verdoso.

Descripción microscópica

Roca con textura porfírica compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa, anfíbol, micas y piroxeno.

La plagioclasa se presenta fracturada, con zonación múltiple inversa, cribada según zonas donde se alojan relictos de vidrios castaños y con inclusiones de minerales opacos y de oxibiotita. Es común encontrarla en cumulos asociada a oxihornblenda y a oxibiotita. Fue determinada por el método de Michel Levy como andesina (An_{40}).

Los anfíboles son pleocroicos (castaño verdoso a castaño rojizo), suelen tener rebordes de minerales opacos y resultaron ser oxihornblendas.

La mica está formada por fenocristales subhedrales de oxibiotita con bordes muy oxidados y en ocasiones con anillos de reacción formados por oxihornblenda, piroxeno, plagioclasa y minerales opacos.

El piroxeno resultó ser de dos variedades: hipersteno en fenocristales de gran tamaño y augita de menores dimensiones.

Como minerales accesorios se encontró apatito y cuarzo anhedral, este último se encuentra con engolfamientos y algo fracturado.

La pasta es hialopilitica y está formada por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, cristaltos de piroxeno, minerales opacos y abundante vidrio incoloro. Se observan vesículas irregulares tapizadas por abundante cristobalita.

Composición estimada

Fenocristales: 30 %	Plagioclasa: 15 %
	Anfíbol: 8 %
	Biotita + Piroxeno: 7 %
Pasta: 70 %	

MUESTRA TT2: Fenoandesita**Descripción macroscópica**

Roca porfírica con pasta afanítica color gris rosada, compuesta por un 30 % de fenocristales de plagioclasa blanca de hasta 0,8 cm y de mafitos prismáticos de hasta 0,3 cm compuestos por hornblendas y micas doradas.

Descripción microscópica

Roca porfírica con fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa que presenta zonación múltiple inversa. Algunas se presentan cribadas por zonas, las más cribadas tienen forma anhedral. Presentan inclusiones de hornblenda y relictos de vidrios castaños e incoloros. Fue determinada como oligoclasa (An_{27}).

Fenocristales euhedrales a subhedrales de anfíbol pleocroico castaño verdoso a castaño) determinado como hornblenda castaña, suele ser zonada presentar inclusiones de hipersteno, minerales opacos, plagioclasa biotita.

Fenocristales euhedrales a subhedrales de piroxeno determinado como hipersteno y augita.

Fenocristales de biotita, la cual se encuentra mayormente fresca, pero otras veces presenta anillos de plagioclasa de minerales opacos. Es común observar cristales anhedrales de cuarzo corroídos por el vidrio de la pasta.

Se detectó la presencia de un mineral verde con anillo compuesto por hornblenda, de relieve alto que fue determinado como augita egirina.

Como accesorios se determinó la presencia de apatito, minerales opacos circón.

La pasta es hialopilitica y está formada por microlitas de plagioclasa, feldespato alcalino, cristalitos de piroxeno, minerales opacos y vidrio incoloro. Presenta vesículas irregulares, la mayoría tapizadas por cristobalita y amígdalas compuestas por un agregado arcilloso de color castaño.

Composición estimada

Fenocristales: 30 %	Plagioclasa: 12 %
	Anfíbol: 10 %
	Otros: 8 %
Pasta: 70 %	

MUESTRA TT4: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca porfírica con un 20 % de fenocristales blanquecinos de plagioclasa de hasta 0,3 cm y de mafitos prismáticos de hasta 0,2 cm. La pasta es afanítica de color rosada. La roca presenta un xenolito subredondeado y oscuro compuesto por abundantes mafitos y plagioclasa.

Descripción microscópica

Roca porfírica con fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa que presenta zonación múltiple inversa, algunas están cribadas por zonas y tienen relictos de vidrios incoloros, suelen estar fracturadas. Fue determinada como andesina (An_{36}) mediante el método de Michel Levy.

Fenocristales de anfíbol pleocroico (castaño verdoso a castaño) determinado como hornblenda castaña, suelen tener rebordes de minerales opacos.

Fenocristales de augita, hipersteno, biotita con inclusiones de plagioclasa y escasos fenocristales anhedrales de cuarzo.

La pasta es hialopilitica y está compuesta por microlitas de plagioclasa, feldespato alcalino, cristalitos de piroxeno, minerales opacos vidrio incoloro. Presenta abundantes vesículas tapizadas por cristobalita por un agregado fino color castaño de alta birrefringencia jarosita?

Composición estimada

Fenocristales: 30 %	Plagioclasa: 12 %
	Anfíbol: 12 %
	Px y Biot: 6 %
Pasta: 70 %	

Descripción microscópica del xenolito

Está formado casi exclusivamente por plagioclasa, anfíbol y vidrio incoloro. La plagioclasa es subhedral a anhedral con zonación múltiple oscilatoria, tiene inclusiones de hornblenda castaña dando una textura poiquilítica. También suele presentar minerales opacos y biotita e incluso a ésta última se la encuentra incluida dentro de la hornblenda, la cual suele ser zonada. También se observó un fenocristal de olivina con anillo de reacción compuesto por hornblenda y minerales opacos. La pasta es mayormente vítrea compuesta por vidrio incoloro y tablitas de plagioclasa. Presenta vesículas redondeadas, algunas de las cuales suelen estar tapizadas por cristobalita.

MUESTRA TT6: Fenoandesita**Descripción macroscópica**

Roca porfírica con pasta afanítica color rosado claro, presenta un 30 % de fenocristales de plagioclasa tabular, blanquecina de hasta 0,4 cm, de hornblenda prismática de hasta 0,3 cm y de micas doradas de hasta 0,3 cm.

Descripción microscópica

Roca porfírica con fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa con zonación múltiple inversa, presenta inclusiones de oxihornblenda, minerales opacos y de cristalitos prismáticos de hipersteno. Algunas se presentan corroídas por el vidrio de la pasta. Fue determinada mediante el método de Michel Levy como andesina An_{35} .

Fenocristales euhedrales a subhedrales de anfíbol pleocroico (castaño verdoso a castaño rojizo) determinado como oxihornblenda, presenta gruesos bordes de minerales opacos, suelen estar casi totalmente convertidos a minerales opacos y en ocasiones a un fino agregado formado por augita, plagioclasa y minerales opacos. Otros presentan inclusiones de plagioclasa.

Fenocristales euhedrales de biotita rojiza con bordes de minerales opacos.

Gránulos de piroxeno determinados como augita y pequeños fenocristales de hipersteno.

Como accesorios se determinó la presencia de abundantes minerales opacos y escaso cuarzo anhedral.

La pasta es hialopilitica y está compuesta por abundante vidrio incoloro que se está desvitrificando a feldespato alcalino formando esferulitas, cristalitos de piroxeno, microlitas de plagioclasa y minerales opacos. Se observan vesículas tapizadas por cristobalita.

Composición estimada

Fenocristales: 30 %	Plagioclasa: 13 %
	Anfíbol: 14 %
	Otros: 3 %
Pasta: 70 %	

MUESTRA TT8: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca de color grisáceo compuesta por fenocristales de plagioclasa tabulares, blanquecinos, de hasta 0,4 cm (20%) y por mafitos negros, prismáticos y aciculares de hasta 0,5 cm (10%), que suelen encontrarse oxidados. La pasta es afanítica de color gris claro. Presenta xenolitos redondeados de hasta 2 cm de color negro, formados principalmente por mafitos y pequeñas vesículas, algunas de las cuales tienen precipitados de yeso.

Descripción microscópica

Roca con textura porfírica compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa con zonación múltiple inversa. Suelen estar cribados y en estos espacios contener relictos de vidrios castaños. Es común observar inclusiones de hipersteno, hornblenda castaña y de minerales opacos. En ocasiones forman cumulosos junto a hornblenda castaña y minerales opacos. Fueron determinados mediante el método de Michel Levy como andesina (An_{33}). Otros cumulosos están formados por plagioclasa, hornblenda y biotita.

Los minerales máficos está, representados por fenocristales euhedrales a subhedrales de anfíbol y piroxeno. Los primeros son pleocroicos (castaño verdoso a castaño), con inclusiones de hipersteno, plagioclasa, minerales opacos y apatito. Se encontraron escasos cumulosos compuestos por pequeños cristales de plagioclasa, hornblenda castaña, augita y minerales opacos, entre los intersticios se observo abundante vidrio castaño. Los piroxenos están representados por abundante hipersteno y en forma subordinada, augita.

Como minerales accesorios se observaron opacos y apatito.

La pasta es hialopilitica, con microlitas suborientadas, compuesta por tablillas de plagioclasa, feldespato alcalino, cristalitos de piroxeno y abundante vidrio incoloro. Se observan vesículas irregulares, algunas de las cuales están tapizadas por abundante cristobalita y amígdalas de un mineral muy birrefringente y de color verdoso (sulfato?), éste también suele estar tapizando vesículas. Se reconocen aún en la pasta diseños que recuerdan a fracturas perlíticas.

Composición estimada

Fenocristales: 30 %	Plagioclasa: 15 %
	Anfíbol: 10 %
	Piroxeno: 5 %
Pasta: 70 %	

MUESTRA TT10: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca porfírica con 20 % de fenocristales de plagioclasa tabular, traslúcidos de hasta 0,5 cm y un 8 a 10 % de mafitos compuestos por hornblenda prismática de hasta 0,4 cm y escasa biotita de hasta 0,1 centímetros. La pasta es de color gris rosado mediano con vesículas irregulares de pequeño tamaño.

Descripción microscópica

Roca con textura porfírica compuesta por feocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa, anfíbol, biotita, olivina y piroxeno.

La plagioclasa presenta zonación múltiple inversa, están cribados por zonas en las que se encuentran relictos de vidrios incolores, suelen estar fracturados y con inclusiones de hornblenda. Fue determinada mediante el método de Michel Levy como andesina (An_{40}).

El anfíbol es pleocroico (verde amarillento a castaño) y resultó ser hornblenda castaña. La biotita es fresca. El piroxeno está formado por augita e hipersteno. La olivina es anhedral y con bordes de reacción formados por minerales opacos y hornblenda castaña.

Como minerales accesorios se encontraron minerales opacos y fenocristales anhedrales de cuarzo límpido con engolfamientos de pasta.

La pasta es hialopilitica y pilotáxica y está formada por microlitas de plagioclasa, feldespato alcalino, cristallitos de piroxeno, minerales opacos y vidrio incoloro. Se observan vesículas irregulares la mayoría de las cuales se encuentran tapizadas por cristobalita.

Composición estimada

Fenocristales: 30 %	Plagioclasa: 17 %
	Anfíbol: 8 %
	Biotita + piroxeno: 5 %
Pasta: 70 %	

MUESTRA TT10': Xenolito perteneciente a la muestra TT10

Descripción macroscópica

Roca cumulática de color negro, compuesta principalmente por plagioclasa y hornblenda.

Descripción microscópica

Roca con textura glomeroporfírica. Compuesta por fenocristales de plagioclasa, determinada mediante el método de Michel Levy, como labradorita (An_{54}), zonadas y cribadas según zonas, fenocristales de hornblenda castaña, que suele ser zonada, con rebordes de minerales opacos y fenocristales de augita.

Entre los intersticios se observa vidrio castaño que por sectores se encuentra desvitrificado. Es común la presencia de cristobalita y de agregados carbonáticos en amígdalas y tapizando vesículas. Éstas son redondeadas a subredondeadas y muy abundantes.

MUESTRA TT11A: Aglomerado volcánico

Descripción macroscópica

Aglomerado matrisostenido con 50 % de bloques volcánicos subangulares hasta angulares en una matriz tobácea de color gris. Los bloques de mayor tamaño (hasta 80 cm) están formados predominantemente por andesitas fluidales de pasta gris oscura y rosado con fenocristales de plagioclasa de hasta 0,5 cm traslúcidas (30 %), hornblenda de hasta 0,3 cm y en menor cantidad biotita. Otros líticos presentes en menor proporción están formados por pastas porosas de color gris claro en las que se destacan un 20 % de plagioclasa incolora de hasta 0,2 cm y un 5 % de mafitos (hornblenda y biotita) de hasta 0,1 cm. En menor cantidad se observan fragmentos pumíceos de color claro.

Descripción microscópica

Roca compuesta por 25 % de litoclastos, 20 % de cristaloclastos y 20 % de vitroclastos en una matriz fina tobácea.

Los litoclastos son volcánicos, subangulares y presentan textura porfírica. Difieren entre sí por el mayor o menor contenido de vidrio en la pasta llegando a formar esferulitas. Un litoclasto tipo está compuesto por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa, determinados como andesina (An_{40}), algo fracturados, con zonación múltiple inversa y con relictos de vidrios incoloros. Minerales máficos determinados como augita y oxihornblendas pleocroicas (castaño amarillento a castaño rojizo) que suelen presentar rebordes e inclusiones de plagioclasa y de minerales opacos. Escasos fenocristales de cuarzo límpido. La pasta es hialopilitica con abundante contenido ferruginoso, compuesta por microlitas de plagioclasa, feldespato alcalino, cristalitos de piroxeno, minerales opacos y vidrio incoloro. Presenta vesículas irregulares. Este litoclasto fue clasificado como una fenoandesita.

Los cristaloclastos están compuestos por oxibiotitas, oxihornblendas, plagioclasa y cuarzo anhedral.

Los vitroclastos son subangulares a angulares y están compuestos por pequeños fragmentos pumíceos, algo alterados, donde aún se puede distinguir las formas vesiculares. Suelen contener fenocristales de oxihornblenda y plagioclasa.

La matriz está compuesta por vidrio alterado a un agregado cuarzo-feldespático y a un mineral castaño amarillento (arcillas?) que suele formar esferulitas esféricas y axiolíticas, en algunos sectores aún se puede distinguir los contornos de pequeñas trizas las cuales no parecen haber sufrido soldamiento. También se observan pequeños fragmentos de plagioclasa y abundante cristobalita y tridimita.

La muestra no parece haber sufrido soldamiento ya que no se pudieron identificar fiammes.

MUESTRA TT11B: Fenoandesita perteneciente a un clasto de un depósito ignimbrítico

Descripción macroscópica

Roca porfírica con pasta afanítica color castaño rojizo con un 40 % de fenocristales de plagioclasas blanquecinas, tabulares de hasta 0,6 cm y de mafitos prismáticos de hasta 0,3 cm, compuestos por anfíboles y biotitas.

Descripción microscópica

Roca porfírica compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa que presenta zonación múltiple inversa oscilatoria, suelen presentar bordes cribados e inclusiones de oxihornblenda, también relictos de vidrios castaños e incoloros. Fue determinada mediante el método de Michel Levy como andesina (An_{34}).

Fenocristales euhedrales a subhedrales de anfíbol pleocroico (verde amarillento a castaño rojizo), fue determinado como oxihornblenda, suelen estar zonados y presentar finos rebordes de minerales opacos e inclusiones de plagioclasa, minerales opacos y de hipersteno.

Fenocristales de piroxeno determinados como augita e hipersteno, de biotita rojiza y fenocristales anhedrales de cuarzo con anillos de augita y corroídos por el vidrio de la pasta.

Como minerales accesorios se determinó la presencia de apatito y de minerales opacos.

La pasta es hialopilitica y está compuesta por microlitas de plagioclasa, feldespato alcalino, cristalitos de piroxeno, minerales opacos y vidrio incoloro. Presenta vesículas irregulares, que suelen estar tapizadas con cristobalita. Por sectores la coloración se vuelve más oscura dándole a la pasta una textura moteada.

Composición estimada

Fenocristales: 40 %	Plagioclase: 20 %
	Anfíbol: 10 %
	Otros: 10 %
Pasta: 60 %	

MUESTRA TT11C: Fenoandesita perteneciente a un clasto de un depósito ignimbrítico

Descripción macroscópica

Roca porfírica con pasta afanítica y porosa de color gris claro en la que se destaca un 15 a 20 % de fenocristales de plagioclase incoloros de hasta 0,2 cm y aproximadamente 5 % de mafitos (biotita y hornblenda) de hasta 0,1 centímetros.

Descripción microscópica

Roca con textura porfírica compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclase con zonación múltiple inversa, suelen presentarse con bordes cribados y algo fracturados. Algunos de ellos tienen inclusiones de pequeños cristales de biotita y hornblenda castaña. Fueron determinados mediante el método de Michel Levy como andesina (An_{36}).

Los minerales máficos están representados por fenocristales euhedrales a subhedrales de anfíbol pleocroico (castaño verdoso a castaño rojiza), determinados como oxihornblenda, por oxibiotitas y por pequeños gránulos de augita. Es común observar en la oxihornblenda inclusiones de oxibiotita y de minerales opacos.

Como minerales accesorios se cuenta con escaso cuarzo anhedral, cristales de apatito y minerales opacos. El cuarzo es límpido y está corroído por la pasta.

La pasta es hialopilitica y está compuesto por feldespato alcalino, microlitas de plagioclase, minerales opacos y cristalitos de piroxeno. La roca es muy vesiculada y presenta abundante cristobalita botroidal tapizando las vesículas e incluso llega a formar amígdalas.

Composición estimada

Fenocristales: 30 %	Plagioclase: 15 %
	Anfíbol: 10 %
	Biotita: 3 %
	Cuarzo + Px: 2 %
Pasta: 70 %	

MUESTRA TT12: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca porfírica con pasta afanítica de color gris oscuro con un 30 % de fenocristales blanquecinos de hábito tabular corto, de plagioclase de hasta 0,5 cm y de mafitos oscuros prismáticos de hasta 0,3 cm. Externamente es de color negra y presenta abundantes vesículas irregulares de hasta 0,3 cm.

Descripción microscópica

Roca porfírica con pasta hialopilitica compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa que tienen zonación múltiple inversa, están cribadas por zonas y suelen presentar relictos de vidrios incoloros y castaños e inclusiones de pequeños fenocristales de hornblenda. Fue determinada mediante el método de Michel Levy como andesina (An_{44}).

Fenocristales anhedrales de plagioclasa con zonación múltiple inversa bordes cribados, presentan relictos de vidrios incoloros están fracturadas, en estas fracturas es común encontrar agregados carbonáticos. Su índice es casi igual al del bálsamo de lo que se deduce que se trataría de oligoclasa.

Fenocristales euhedrales a subhedrales de anfíbol pleocróico (amarillo verdoso a castaño), fue determinada como hornblenda castaña, suele ser zonada y presentar inclusiones de minerales opacos de plagioclasa, por lo general se encuentran frescas se observaron escasos fenocristales con anillos de reacción compuestos por un fino agregado de augita. A veces forma pequeños cumulos junto a ésta.

Fenocristales de piroxeno euhedrales a subhedrales determinados como augita e hipersteno.

Fenocristales de biotitas subhedrales a euhedrales, por lo general frescas, aunque se observaron algunas con anillos de reacción, formados por un agregado de plagioclasa, minerales opacos y hornblenda.

Se observaron relictos de olivina rodeados por un anillo compuesto por hornblenda castaña y también fenocristales anhedrales de cuarzo que suelen estar corroídos por la pasta, formando engolfamientos.

Como minerales accesorios se determinó la presencia de minerales opacos y de apatito.

La pasta es hialopilitica está compuesta por microlitas de plagioclasa, feldespato alcalino, cristaltos de piroxeno, minerales opacos y vidrio incoloro, presenta abundantes vesículas algunas tapizadas por cristobalita, yeso carbonato, otras son directamente amígdalas con yeso carbonato.

Composición estimada

Fenocristales: 30 %	plagioclasa: 10 %
	hornblenda: 10 %
	piroxeno: 3 %
	otros: 7 %
Pasta: 70 %	

MUESTRA TT13: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca porfírica con un 10 a 15 % de fenocristales traslúcidos de plagioclasa de hasta 0,5 cm, seriados, y con un 10 a 15 % de mafitos compuestos por prismas alargados de hornblendas de hasta 0,4 cm, por escasa biotita idiomorfa de hasta 0,1 cm y por escasa olivina. La pasta es de color gris y rosado finamente vesiculadas. Se observan xenolitos de hasta 7 cm, de color negro verdoso, subredondeados, de grano muy fino, compuestos por minerales máficos de hasta 0,2 cm, negros, prismáticos, que suelen estar oxidados.

Descripción microscópica

Roca porfírica con pasta hialopilitica, compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa con zonación múltiple inversa y oscilatoria, suelen estar cribadas por zonas, las más cribadas se presentan en forma anhedral, suelen tener inclusiones de hornblenda, minerales opacos

relictos de vidrios incoloros, otras incluyen a fenocristales de biotita. Fue determinada como oligoclasa (An_{28}) mediante el método de Michel Levy.

Fenocristales euhedrales a subhedrales de anfíbol pleocroico (castaño amarillento a castaño), determinado como hornblenda castaña, suele presentarse zonada y algunos tienen sus centros oxidados y presentan anillos compuestos por augita en finos agregados. Otros suelen incluir biotita y plagioclasa.

Fenocristales euhedrales a subhedrales de augita e hipersteno, La augita suele formar cumulos en forma de pequeños gránulos.

Relictos de olivina rodeados por un anillo compuesto por hornblenda castaña y minerales opacos. En sus centros se encuentran alteradas a un mineral verde fibroso, probablemente sea una variedad de talco.

Fenocristales de biotita con rebordes de minerales opacos y con coloración rojiza, otras tienen anillos formados por hornblenda y minerales opacos.

Como accesorios se determinó fenocristales anhedral de cuarzo, minerales opacos y apatito.

La pasta es hialolítica y está compuesta por microlitas de plagioclasa, feldespato alcalino, cristallitos de piroxeno, minerales opacos y vidrio incoloro. Presenta vesículas irregulares que suelen estar tapizadas por cristobalita.

Composición estimada

Fenocristales: 30 %	Plagioclasa: 12 %
	Anfíbol: 12 %
	Piroxeno: 3 %
	Otros: 3 %

Pasta: 70 %

Descripción microscópica del xenolito

Es un agregado formado principalmente por tablillas de plagioclasa divergentes y cristales alargados de hornblenda castaña. Las plagioclasas conforman escasos fenocristales euhedrales a subhedrales, algunos de los cuales se encuentran corroídos por el vidrio de la pasta. Fueron determinados mediante el método de Michel Levy como labradorita (An_{60}). Le sigue en abundancia fenocristales euhedrales a subhedrales de anfíbol pleocroico (verde claro a castaño rojizo), con inclusiones de minerales opacos, éstos, al igual que las plagioclasas presentan diseños divergentes y resultaron ser de hornblenda castaña la cual suele ser zonada. En menor cantidad hay pequeños gránulos de piroxeno (augita) formando agregados, otras veces se observaron escasos fenocristales en cuyo interior hay hornblenda castaña, lo que sugiere que se formó posteriormente a expensas de éste con el suficiente tiempo para cristalizar o bien se trata de una inclusión en cuyo caso habrían cristalizado juntos. También fueron reconocidos fenocristales de hipersteno y de olivina anhedral. Éstos últimos con rebordes oxidados y anillos de reacción formados por hornblenda castaña. La pasta está formada por vidrio castaño y por pequeñas microlitas de plagioclasa. Se observan gran cantidad de vesículas redondeadas, que suelen presentar precipitados de cristobalita y amígdalas de yeso.

MUESTRA TT14: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca porfírica de aspecto muy poroso compuesta por fenocristales de plagioclasa (10 a 12 %) traslúcidos de hasta 0,4 cm y escasa biotita en una pasta de color gris claro. Presenta xenolitos castaños, redondeados, de hasta 8 cm aparentemente cumuláticos.

Descripción microscópica

Roca con textura porfírica compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa con zonación múltiple inversa, cribados en los bordes y por zonas en las que se alojan relictos de vidrios incoloros. Suelen contener inclusiones de minerales opacos y venillas de carbonatos. Determinados mediante el método de Michel Levy resultaron ser andesina (An_{43}).

Los minerales máficos están representados por oxihornblenda pleocroica (verde amarillento - castaño rojizo) con gruesos rebordes de minerales opacos que llegan a estar totalmente oxidados. También se observó abundante hipersteno, augita y escasos fenocristales de oxibiotita con gruesos rebordes de minerales opacos.

Como minerales accesorios se encontró minerales opacos y escaso cuarzo anhedral.

La pasta es hialopilitica y está compuesta por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, cristalitos de piroxeno, minerales opacos y vidrio incoloro.

La roca presenta abundantes vesículas irregulares. Es de destacar que se observó la presencia de epidoto y de agregados carbonáticos como producto de alteración tanto en la pasta como en los piroxenos.

Composición estimada

Fenocristales: 30 %	Plagioclasa: 15 %
	Anfíbol: 10 %
	Piroxeno: 5 %
Pasta: 70 %	

Descripción microscópica del xenolito

Está formado por un agregado compuesto por plagioclasa, minerales opacos, oxihornblenda en su mayor parte oxidadas y escasa augita. La pasta es vítrea y se encuentra casi en su totalidad desvitrificada a feldespato. Se observan abundantes vesículas irregulares. Al igual que la roca que lo contiene presenta agregados carbonáticos.

MUESTRA TT15: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca porfírica con fenocristales blanquecinos de plagioclasa de hasta 0,6 cm (30%) y escasos minerales máficos, prismáticos de hasta 0,1 cm. La pasta es afanítica de color rosado oscuro

Descripción microscópica

Roca con textura porfírica compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa con zonación múltiple inversa, algunos suelen estar cribados en bordes y por zonas, fueron determinados mediante el método de Michel Levy como andesina (An_{37}).

Los minerales máficos están formados por fenocristales euhedrales a subhedrales de anfíbol pleocroico (castaño a castaño rojizo), casi totalmente oxidados, reconocidos como oxihornblendas y por pequeños fenocristales de piroxeno (augita e hipersteno).

Como minerales accesorios se encontró minerales opacos y escasos fenocristales de cuarzo anhedral, algunos de los cuales presentan anillos de reacción formados por pequeños gránulos de piroxeno.

La pasta es hialopilitica y está compuesta por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, criatalitos de piroxeno, minerales opacos y vidrio incoloro. Son comunes las vesículas irregulares, en algunas de las cuales se identifican precipitados de cristobalita.

Composición estimada

Fenocristales: 40 %	Plagioclasa: 20 %
	Anfibol: 15 %
	Piroxeno: 5 %
Pasta: 60 %	

DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS: CERRO POZO CAVADO

MUESTRA MKD50: Arenita Volcánica

Descripción macroscópica

Arenisca de color castaño rojizo, en la que se pueden distinguir pequeños cristaloclastos de plagioclasa, cuarzo y abundantes líticos de coloraciones castañas y negras. Los clastos tienen como máximo 2 mm y presentan escasa redondez. La matriz es muy fina y de tonalidad clara. La muestra presenta buena selección y espacios porales.

Descripción microscópica

Roca cristaloclástica, en la que se observan cristaloclastos de plagioclasa muy fracturados, zonados y corroídos, algunos presentan relictos de vidrios castaños; cristaloclastos de cuarzo, de piroxeno (hipersteno y augita, ésta en ocasiones suele también presentar relictos de vidrios castaños) y de anfíbol (lamprobolita, con rebordes de minerales opacos o totalmente convertidas en opacos y con inclusiones de augita, y homblenda verde, con pleocroísmo verde amarillento a verde oliva).

Los litoclastos en su mayoría provienen de rocas volcánicas y suelen ser de tres tipos: a) con textura porfírica con pasta pilotáxica, donde se observan fenocristales de plagioclasa, cuarzo, piroxeno y anfíbol, la pasta está compuesta por microlitas de plagioclasa y minerales no identificados. b) con textura microgranosa, compuestos por plagioclasa, minerales opacos y pequeños cristallitos que no se pueden identificar. c) con textura afanítica.

El cemento forma rebordes continuos y está compuesto por sulfato?, fluorita y escasos minerales opacos, además se pudo distinguir también apatito, circón, muy escaso carbonato.

Cabe mencionar que esta roca tiene poco transporte ya que sus clastos no presentan redondeamiento.

Composición estimada

Líticos: 70 %
Plagioclasa: 5 %
Cuarzo: 2 %
Otros: 3 %
Cemento + Espacios porales: 20 %

Nota: Esta muestra fue clasificada según Clasificación de Dott modificada por Pettijohn et al 1972

MUESTRA R-102: Arenita Subarcósica

Descripción macroscópica

Roca clástica de color castaño, con tamaño de grano medio a grueso, el mismo varía entre 2 y 8 mm. Se pueden observar clastos de feldespato y cuarzo, los cuales carecen de redondeamiento. Entre los granos se puede ver agregados laminares de minerales opacos de brillo metálico semejante a hematita especularita. El cemento es muy fino, de color amarillo pálido y posiblemente sea un sulfato.

Descripción microscópica

Roca cristaloclástica, en la que se pueden observar cristaloclastos de plagioclasa, maclados y muy fracturados, de cuarzo, muy abundantes, muy fracturados y de formas irregulares y escasos de feldespatos potásicos. Todos estos clastos presentan una alteración arcillosa, la misma les da un aspecto de suciedad.

Entre los cristaloclastos se observa gran cantidad de minerales opacos, asociados a pequeños cristallitos de fluorita, ambos parecen ser parte del cemento. Este es muy fino, tiene morfología esparítica y es de color verde pálido, su birrefringencia es semejante a la del grupo de las micas, en ocasiones se presenta en forma de acordeones de color castaño y a veces en forma radiada. Observándolo a grano suelto se pudo ver que es algo pleocrómico, que su extinción es recta y es de mayor índice que el nitrobenzén. Por lo tanto existen dos posibilidades para este mineral, puede ser una mica o bien un sulfato del tipo de la polihalita. Proximamente trataremos de identificarlo mediante un difractograma.

Esta roca no sufrió transporte ya que sus cristaloclastos no presentan redondeamiento.

Composición estimada

Plagioclasa + Feldespato: 70 %

Cuarzo: 20 %

Otros + Cemento: 10 %

Nota: Esta muestra ha sido clasificada según la clasificación de Dott modificada por Pettijohn et al 1972.

Descripción calcográfica

Entre los granos de minerales transparentes se observan gran cantidad de tablillas intercrecidas de hematita (especularita?) asociadas a agregados limoníticos. En menor cantidad se encuentran gránulos de hematita con desmezclas de magnetita.

MUESTRA R-103: Arenisca fina con componentes tobáceos

Descripción macroscópica

Roca de color castaño grisáceo, algo bandeada, donde se distinguen bandas claras y oscuras. Se pueden observar pequeños fragmentos de líticas de hasta 5 mm, con tonalidades más oscuras que el resto de la roca y con muy escaso redondeamiento.

La matriz es muy fina y se supone que la composición sería casi en su totalidad cuarzosa.

Descripción microscópica

Roca clástica de grano fino, compuesta por escasos clastos de gran tamaño y algo redondeados. Estos son de cuarzo o líticas compuestos por cuarzo, plagioclasa, biotita y minerales opacos, en una matriz afanítica. Los líticas tiene dos tamaños de grano, uno es más fino que el del resto de la roca y se presenta más alterado, el otro es más grueso que el resto de la roca y tiene menor cantidad de matriz. El resto de la roca está compuesto por pequeños fragmentos de líticas, plagioclasa, cuarzo, escasa biotita, minerales opacos y escasos granos de epidoto. El cemento es afanítico.

Se observan también venas cuarzosas y cavidades rellenas con cuarzo.

Esta muestra resultó muy diferente de las estudiadas anteriormente, es de grano mucho mas fino y de composición más homogénea.

MUESTRA R-109: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca de color castaño rojizo, textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa de hasta 7 mm de color blanquecino, fenocristales de cuarzo cristalino de hasta 6 mm, pequeños cristales prismáticos de hasta 4 mm de minerales máficos negros y pequeñísimos paquetes de biotita.

La matriz es fina de color morado. Se observan pequeñas vesículas rellenas en su mayoría por yeso. No hay evidencia de fluidalidad.

Descripción microscópica

Roca con textura porfírica. Fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales con zonación múltiple oscilatoria, suelen presentar centros cribados y fracturas, donde se reconocen minerales opacos, agregados sericiticos, yeso y carbonatos, las menos fracturadas tienen inclusiones de circón y apatito, así como también relictos de vidrio castaño e incoloro, aveces dispuestos según las zonas. Se observan algunos cumulos. La composición fue determinada como andesina (An_{32}).

Fenocristales de anfíbol euhedrales a subhedrales, pleocroicos, verde amarillento a verde algo castaño, maclados. En ocasiones se los encuentra formando junto a minerales opacos cumulos. Fue determinada como hornblenda verde.

Fenocristales de biotita de gran tamaño, las cuales suelen tener inclusiones de plagioclasa. Como accesorios se determinó la presencia de apatito de gran tamaño, cuarzo y clinopiroxeno (augita).

La pasta tiene textura hialopilitica y pilotáxica. Está compuesta por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, y vidrio incoloro.

La roca presenta vesículas donde se han depositado carbonatos, yeso y cristobalita que en la actualidad está totalmente convertida a tridimita.

Composición estimada

Fenocristales: 50 %	Plagioclasa: 23 %
	Anfíbol: 23 %
	Otros: 4 %
Pasta: 50 %	

MUESTRA TT16: Fenoandesita

Descripción macroscópica

Roca porfírica con pasta afanítica color rosado, con un 30 % de fenocristales de plagioclasa tabular, blanquecina de hasta 0,3 cm y de mafitos prismáticos de hasta 0,2 cm. La roca es muy vesiculada.

Descripción microscópica

Roca porfírica con fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa que tiene zonación múltiple oscilatoria, suele presentarse cribada por zonas y tener relictos de vidrios incoloros, así

como inclusiones de oxihornblenda, hipersteno y minerales opacos. Fue determinada mediante el método de Michel Levy como andesina (An_{44}).

Fenocristales euhedrales a subhedrales de anfíbol pleocroico (castaño verdos a castaño rojizo), con rebordes de minerales opacos, determinado como oxihornblenda.

Escasos fenocristales euhedrales a subhedrales de piroxeno con rebordes de minerales opacos determinados como augita e hipersteno, éstos suelen presentar inclusiones de minerales opacos.

Como accesorios se determinaron minerales opacos.

La pasta es hialopilitica compuesta por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, cristalitos de piroxeno, minerales opacos y vidrio incoloro. Son abundantes las vesículas irregulares muchas de las cuales están tapizadas por cristobalita y tridimita.

Composición estimada

Fenocristales: 30 %	Plagioclasa: 20 %
	Anf.+ Px.: 10 %
Pasta: 70 %	

DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS: VOLCÁN QUEVAR

MUESTRA 6: Andesita

Descripción macroscópica

Roca con textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa de color blanquecino, de hasta 0,5 cm, agregados de minerales máficos, de color verde y algunos fenocristales de cuarzo, de hasta 0,2 cm. Todos se encuentran en una pasta afanítica de color negro. Externamente presenta coloraciones castañas, por tinción con óxidos de hierro. Se observa escasa fluidalidad.

Descripción microscópica

Textura porfírica y pilotáxica.

Fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales, maclados, fracturados, con bordes cribados y con zonación múltiple oscilatoria. Algunos presentan inclusiones fluidas, que por lo general se ubican en el contacto de dos zonas, inclusiones de apatito y minerales opacos. Es frecuente encontrar en las fracturas limonitas.

Pequeños fenocristales de hipersteno euhedrales a subhedrales, en ocasiones formando agregados. Son muy escasos los fenocristales de gran tamaño.

Fenocristales de anfíbol, (hornblenda), los cuales se encuentran casi totalmente transformados en un agregado de minerales opacos, cloritas y cuarzo.

La pasta tiene textura pilotáxica y está compuesta por feldespato alcalino, microlitas de plagioclasa, pequeños cristalitos de piroxeno, minerales opacos y cuarzo. Rellenando cavidades se observó tridimita, en ocasiones bordeada por ópalo, también como relleno se encontró un mineral uniáxico (+), pleocróico, y de alta birrefringencia, el mismo fue determinado como jarosita.

Composición estimada

Fenocristales: 40 %	Plagioclasa: 22 %
	Máficos: 18 %
Pasta: 60 %	

MODELAJE DE FRACCIONAMIENTO POR MEZCLA DE MAGMAS

Los estudios petrográficos demostraron que la mezcla de magmas jugó un papel importante en las variaciones de composición de las lavas de los volcanes. Los datos isotópicos de Sr y Nd presentados por Matteini et al. (2002b) confirman esta suposición (por ejemplo no hay superposición entre los valores extremos que se obtienen al tener en cuenta los errores en las determinaciones).

Para que la modelización AFC (de asimilación y cristalización fraccionada combinados) se acerque mejor a valores que puedan considerarse reales, se necesitan las relaciones de pares isotópicos de muestras de estos volcanes cuya secuencia estratigráfica sea conocida y además, de las rocas tomadas como representantes del magma original y de las rocas asimiladas. De otra manera se pueden realizar cálculos aproximados basados exclusivamente en las trazas utilizando las ecuaciones de DePaolo (1981) y Taylor y Sheppard (1986). Se intentó realizar este último tipo de cálculos, pero al carecer del software adecuado no se logró ningún resultado convincente.

Es por eso que se simplificó el problema considerando la secuencia estratigráfica al mismo tiempo que los diagramas de Harker (Figuras 9, 10 y 11) para estimar los pulsos que existieron de aportes de magmas básicos en la evolución del sistema. Con los análisis disponibles del conjunto volcánico se pudo determinar que existieron por lo menos tres pulsos de basificación de los magmas (ver diagramas de Harker y figura A).

Esta última figura combina los efectos de mezclas de magmas y cristalización fraccionada para el caso del volcán Tul Tul. En ella se graficaron la concentración de un elemento excluido (P_2O_5) versus la concentración de un elemento compatible (Fe_2O_3). Las flechas hacia la izquierda representan fraccionamiento por cristalización mientras que las que tienen sentido dextral reflejan los diferentes pulsos que aportaron magma básico a la cámara y que produjeron enriquecimiento en aquellos elementos empobrecidos por la acción de la cristalización fraccionada. Confirma así la presencia de procesos de mezcla y cristalización fraccionada combinados.

Para realizar un modelaje de fraccionamiento exclusivamente por mezclas de magmas se requería la elección de una roca cuyo análisis químico representara el extremo básico y el ácido. Para ello se utilizaron diagramas de Harker de los elementos mayoritarios y algunas trazas de las rocas que representaron una indudable modificación ácido→básico en la secuencia volcánica (Figuras B y C).

Se trazaron las líneas de evolución de los contenidos de los elementos mayoritarios con el aumento de la sílice, teniendo en cuenta los valores recalculados al descontar la sílice aportada por la cristobalita que tapiza vesículas (Figura B).

De la observación de este diagrama se pueden deducir las composiciones de los magmas básicos y ácidos que participaron de las mezclas y por la regla de la palanca los porcentajes de participación de cada uno de ellos para formarlas. Sin embargo ellos aparentan haber sido diferentes para los distintos pares de rocas. Por esto se seleccionaron dos muestras del cerro Pocitos con las cuales podría haberse iniciado el proceso (Figura B), suponiendo que se originaron exclusivamente por mezclas. Se deducen del gráfico limitaciones de los contenidos de sílice de no menos de 46 % y no más de 70 % para cada uno de los integrantes de la mezcla.

En la búsqueda de un basalto de la región que pudiera acercarse en su quimismo a los requerimientos sugeridos por las figuras B y C, de la bibliografía disponible, el que mejor se aproxima es el Basalto Máquinas (Kay et al. 1999) quedando excluidos los de Chorrillos, Jama y Galán (Deruelle 1982; Coira et al. 1993). El análisis del Basalto Máquinas recalculado sobre base anhidra contiene SiO_2 : 49,13 %; TiO_2 : 1,37 %; Al_2O_3 : 19,35 %; Fe_2O_3 : 10,25 %, MgO : 6,0 %; CaO : 11,36 %; Na_2O : 2,72 %; K_2O : 0,84 %; Cr: 112 ppm; Ba: 210 ppm y La: 11,4 ppm. Este basalto también fue utilizado para modelado de magmas cenozoicos por Caffè et al. (2002).

Las mayores dificultades se encontraron para seleccionar un representante del magma ácido en las mezclas. Se supuso que ese tipo de magma formaría alguna toba o ignimbrita cenozoicas de la Puna. Se revisó un gran número de análisis presentados por diferentes trabajos

y ninguno se ajustó a los valores requeridos. Los contenidos estimados para concentraciones en base anhidra de 66 y 70 % de SiO₂ serían, respectivamente los siguientes: MgO: 1,3-0,4 %; Fe₂O₃: 4,0-2,8 %; Al₂O₃: 16,1-16,2 %; CaO: 1,5-0,1 %; Na₂O: 4,9-5,3 %; K₂O: 2,6-3,1 %; TiO₂: 0,5-0,4 %; Ba: 1440-1720 ppm; Cr: 0 ppm; Rb: 84-97 ppm; Nb: 38-42 ppm; Y: 7-4 ppm y La: 65-74 ppm. Las mejores aproximaciones se logran con tobas ácidas del Paleozoico inferior (Coira y Nullo, 1989) que en algunos casos presentan un alto contenido de Ba. Los valores de relaciones isotópicas ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr entre 0,7055 y 0,7062 y de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd entre 0,5126-0,5125 que presentan Matteini et al. (2002b) para las rocas de estos volcanes sugieren que el componente ácido tiene su origen en la corteza inferior. Es posible también que el componente ácido provenga de la fusión parcial de granitoides que pudieran existir en ese nivel cortical.

Los elementos mayoritarios y trazas fueron modelados con la fórmula (1) de cálculo de mezcla (extraída de López Ruiz y Cebriá Gómez, 1990).

$$C_M^i = C_A^i \cdot r + C_B^i (1-r) \quad (1)$$

C_M^i : concentración del elemento i en la mezcla

C_A^i : concentración del elemento i en el magma ácido

C_B^i : concentración del elemento i en el magma básico

r: porcentaje del componente A en la mezcla

Volcán	Máquinas	Jama	Pocitos 4			
	Tor 9a	J1	ME12	Roca calculada	residual	% de mezcla
Litología	Basalto	Toba	Andesita basáltica			
SiO ₂ (gr%)	49.13	66.58	54.73	56.58	0.13	RB: 57.2 %
TiO ₂	1.37	0.75	0.96	1.10	-0.11	RA: 42.8 %
Al ₂ O ₃	19.35	18.18	16.62	18.84	-0.78	Σr ² : 2.453
Fe ₂ O ₃	10.25	3.97	7.39	6.80	0.11	
MnO	0.14	0.08	0.11	0.11	0	
MgO	6.00	1.79	3.50	4.20	-0.56	
CaO	11.36	2.71	7.76	7.65	0.41	
Na ₂ O	2.72	3.51	3.96	3.06	1.06	
K ₂ O	0.84	2.92	1.45	1.73	-0.22	
P ₂ O ₅	--	0.15	0.43	--	-	

Volcán	Máquinas	Jama	Pocitos 4			
	Tor 9a	J1 C	ME12	Roca calculada	residual	% de mezcla
Litología	Basalto	Toba	Andesita basáltica			
Cr (ppm)	112	46	57.5	83.75	-26.25	RB: 57.2 %
Ba	210	1675	645	837	-192	RA: 42.8 %
La	11.4	--	39.3	--	--	Σr ² : --
Rb	5.19	114	36	51.75	-15.75	

Volcán	Máquinas	Jama	Pocitos 3			
	Tor 9a	J1	ME27	Roca calculada	residual	% de mezcla
Litología	Basalto	Toba	Andesita			
SiO ₂ (gr%)	49.13	66.58	60.06	61.34	0.08	RB: 28.7 %
TiO ₂	1.37	0.75	0.82	0.92	-0.08	RA: 71.3 %
Al ₂ O ₃	19.35	18.18	16.51	18.45	-0.76	Σr ² : 2.570
Fe ₂ O ₃	10.25	3.97	5.79	5.18	0.16	
MnO	0.14	0.08	0.10	0.10	0	
MgO	6.00	1.79	2.68	2.99	-0.24	RB: roca básica
CaO	11.36	2.71	5.26	5.17	0.22	RA: roca ácida
Na ₂ O	2.72	3.51	4.47	3.27	1.31	Σr ² : suma de los
K ₂ O	0.84	2.92	2.08	2.31	-0.18	cuadrados residuales
P ₂ O ₅	--	0.15	0.40	-	-	

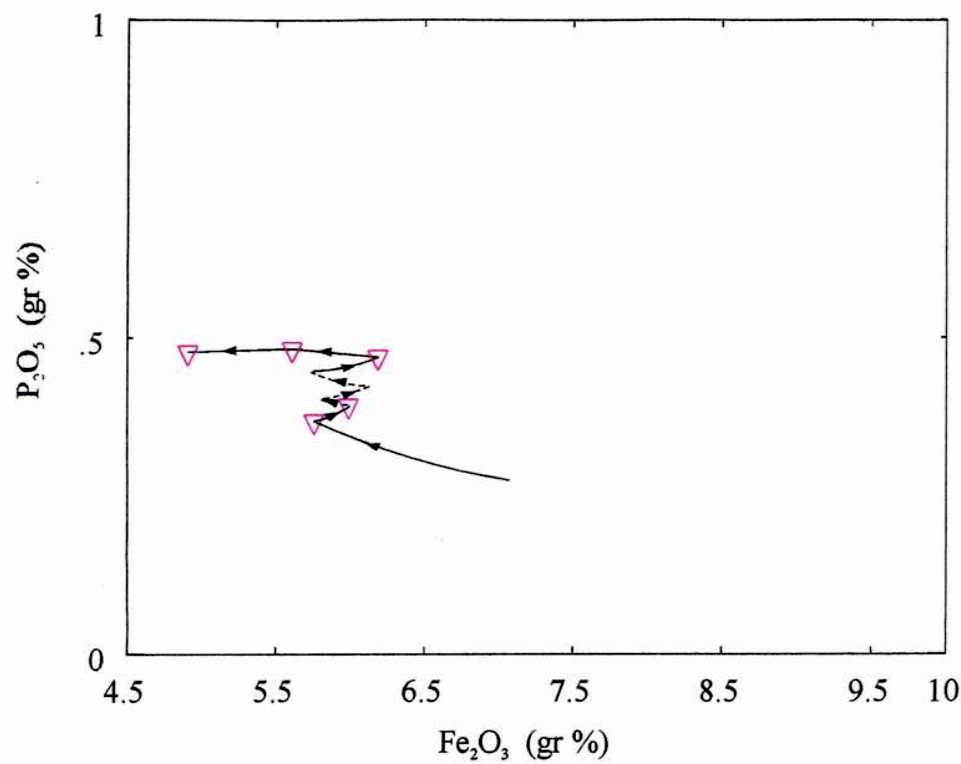


Figura A. Fraccionamiento por mezcla de magmas y cristalización fraccionada para el volcán Tul Tul

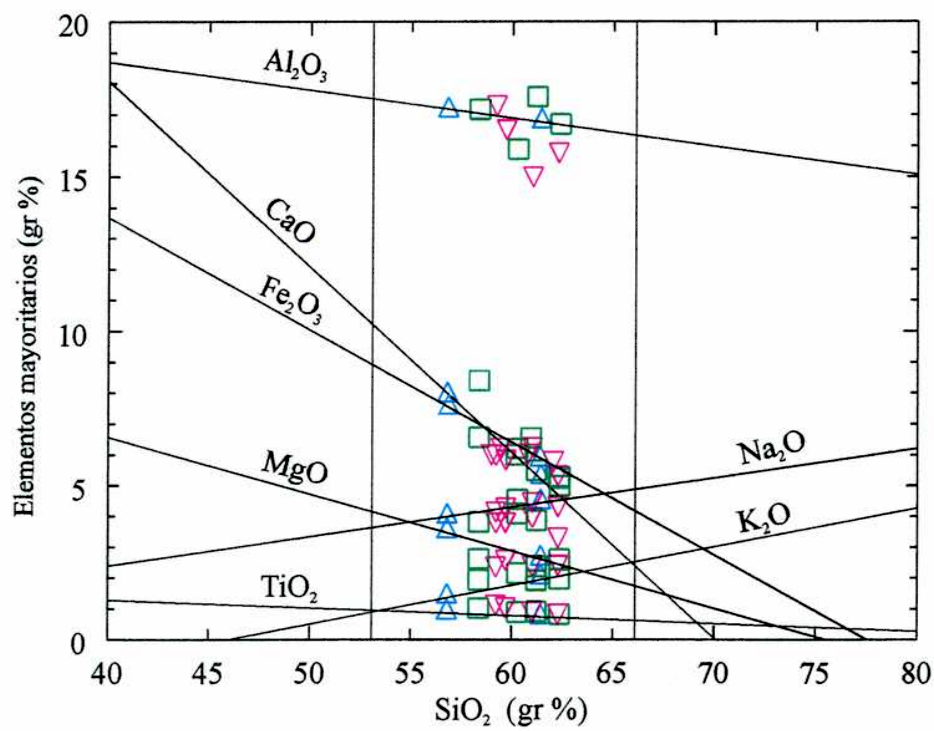


Figura B. Líneas de evolución de los contenidos de elementos mayoritarios

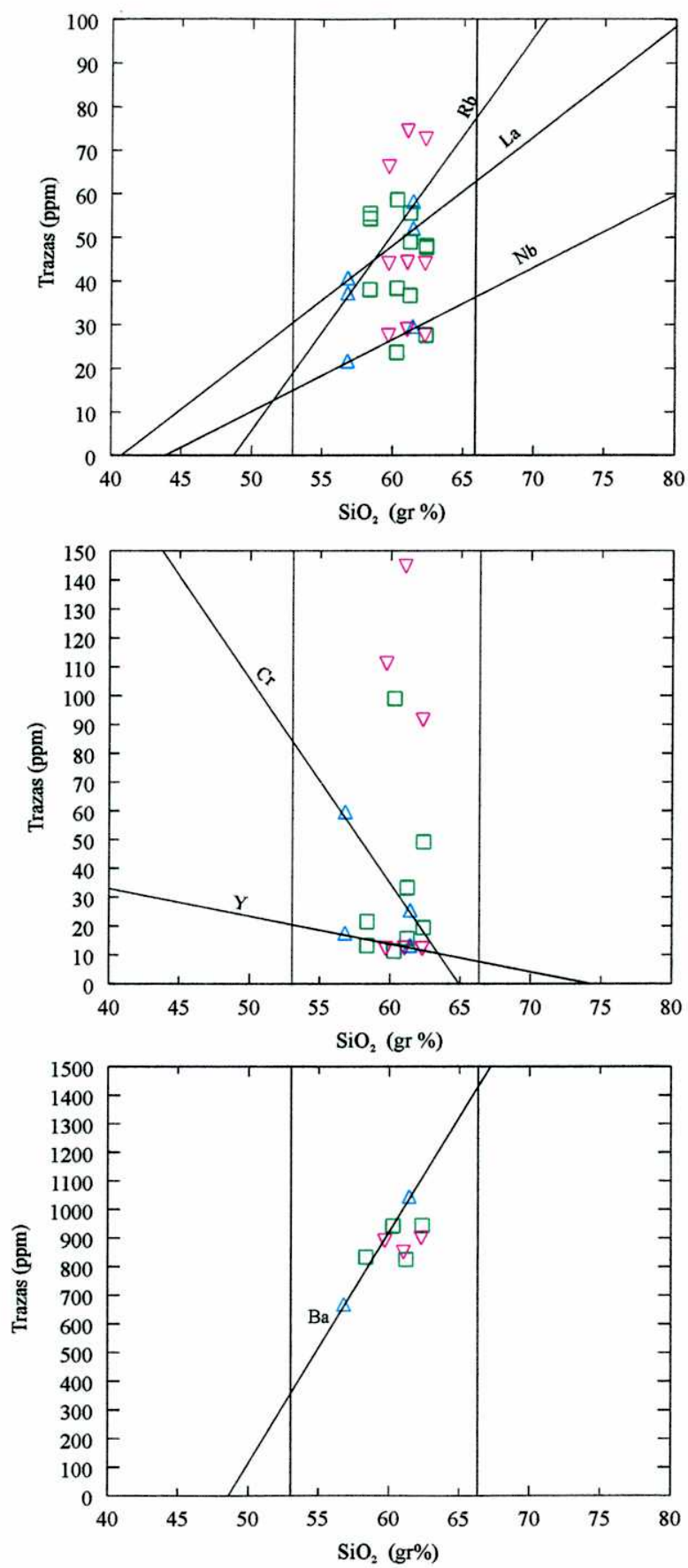


Figura C. Líneas de evolución de los contenidos de elementos traza

De lo expuesto se concluye que sobre la base de los contenidos en elementos mayoritarios y algunas trazas, la mezcla de magmas básico y ácido en porcentajes para obtener una composición semejante a Pocitos 4 sería de 57,2 % de Basalto Máquinas y 42,8 % de magma ácido comparable a la toba ordovícica de Jama. Para el caso de la muestra Pocitos 3 se necesitarían 28,7 % de basalto Máquinas y 71,3 % del magma ácido. El error expresado como la suma de los cuadrados residuales es muy grande (2.453 y 2.570 respectivamente) por lo cual estas rocas resultaron no ser las adecuadas si bien eran las que mejor se ajustaban al quimismo requerido.

MODELAJE DE FRACCIONAMIENTO POR CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA

Se puede postular la cristalización fraccionada como proceso dominante en la evolución de los magmas para los casos en que hay aumento de SiO₂. Para el cálculo se seleccionaron las muestras EK5 y ME2, representantes de las unidades litológicas Pocitos 2 y Pocitos 3 y las muestras TT10 y TT1, correspondientes a las unidades Tul Tul 7 y Tul Tul 9.

Los elementos mayoritarios fueron modelados siguiendo la propuesta de Le Maitre (1981) y para los elementos trazas se utilizó la fórmula (2) propuesta por Rayleigh (1986 en López Ruiz y Cebriá Gómez 1990).

$$C_L^i = C_0^i \cdot F^{(D_i-1)} \quad (2)$$

C_Lⁱ: concentración del elemento i en el líquido

C₀ⁱ: concentración del elemento i en el magma padre

F: proporción del líquido residual

D_i: coeficiente de partición del elemento i (tomado de Rollinson 1993)

Volcán	Pocitos		Cálculo padre	residual	Solución de fases
	Lava padre EK5	Lava hija ME2			
Litología	Andesita basáltica	Andesita			
SiO ₂ (gr %)	56.04	59.36	57.31	-0.06	Olivina 9.5 %
TiO ₂	0.97	0.82	0.95	0.04	Clinopx 42.9 %
Al ₂ O ₃	15.48	16.46	15.66	0.07	Plag. (An ₆₀) 38 %
Fe ₂ O ₃	7.82	6.02	7.19	-0.01	Magnetita 9.6 %
MnO	0.11	0.1	0.11	0	F: 0.752
MgO	4.93	3.05	5	0.03	Σr ² : 0.074
CaO	7.37	5.81	7.49	0.03	
Na ₂ O	3.9	4.28	3.96	0.02	
K ₂ O	1.79	2.02	1.60	0.23	
P ₂ O ₅	0.41	0.41	0.32	0.10	
Rb (ppm)	54	57	45	10	
Ba	718	1016	811	-79	
Sr	738	763	896	-143	
V	163	83	110	56	
Cr	34	74.3	0	35	
Zr	155	179	136	19	

F: masa fraccionada

Σr²: suma de los cuadrados residuales

Volcán	Tul Tul				
	Lava padre TT10	Lava hija TT1	Cálculo padre	residual	Solución de fases
Litología	Traquiandesita	Dacita			
SiO ₂ (gr %)	58.6	62.02	60.44	-0.12	Olivina 9.9 %
TiO ₂	1.01	0.72	0.78	-0.31	Clinopx 9.7 %
Al ₂ O ₃	16.2	14.57	16.33	0.15	Plag. (An ₆₀) 72.9 %
Fe ₂ O ₃	6.1	4.75	5.60	0.04	Magnetita 7.4 %
MnO	0.08	0.07	0.08	0.01	F: 0.723
MgO	3.72	2.95	3.79	0.03	Σr^2 : 0.503
CaO	5.71	4.76	5.78	0.08	
Na ₂ O	4.2	3.99	4.32	0.01	
K ₂ O	2.52	2.54	2	0.59	
P ₂ O ₅	0.46	0.46	0.35	0.13	

F: masa fraccionada

 Σr^2 : suma de los cuadrados residuales

Tesis de Posgrado

Página no digitalizada

Tipo de material: Mapa

Alto: 50

Ancho: 97

Descripción:

Esta página no pudo ser digitalizada por tener características especiales. La misma puede ser vista en papel concurriendo en persona a la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir.

This page could not be scanned because it did not fit in the scanner. You can see a paper copy in person in the Central Library Dr. Luis Federico Leloir.

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires