

# El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza

Francisco E. NULLO<sup>1</sup>, George C. STEPHENS<sup>2</sup>, Juan OTAMENDI<sup>3</sup> y Paul E. BALDAUF<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Universidad de Buenos Aires, CONICET.

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Pabellón 2, C. Universitaria, 1428 Buenos Aires. E-mail: [nullo@newphoenixsrl.com](mailto:nullo@newphoenixsrl.com)

<sup>2</sup>The George Washington University. Department of Earth and Environmental Science  
Washington, D.C., USA. E-mail: [geoice@gwu.edu](mailto:geoice@gwu.edu)

<sup>3</sup>Universidad Nacional de Río Cuarto, CONICET. Departamento de Geología, Río Cuarto, Córdoba  
E-mail: [jotamendi@exa.unrc.edu.ar](mailto:jotamendi@exa.unrc.edu.ar)

<sup>4</sup>The Union Institute, Miami, Florida, USA. E-mail: [pbaldauf@tui.edu](mailto:pbaldauf@tui.edu)

**RESUMEN.** Se describe por primera vez la petrografía y geoquímica de unidades volcánicas terciarias del sur de la provincia de Mendoza. Se analizan la nomenclatura estratigráfica y sus edades, estableciéndose una secuencia de eventos magmáticos ocurridos durante el Neógeno, comenzando con la evolución de un retro-arco, seguido por un arco magmático más joven. Se intenta respetar la nomenclatura estratigráfica existente, sin embargo, la definición de unidades se ha realizado sobre la base de las edades radiométricas y sus edades de cristalización, más sobre sus características petrográficas. La actividad magmática se extiende desde el Oligoceno superior al Mioceno superior, correspondiendo a el Ciclo Eruptivo Molle y el Ciclo Eruptivo Huincán, y comenzó con un episodio magmático basáltico inicial (CEM). Esta actividad se generó en la corteza inferior dominada por la concentración de gabros, dioritas y rocas híbridas (granulitas máficas). Debido a un engrosamiento de la corteza como consecuencia de la actividad tectónica durante Mioceno superior o por el estancamiento de magmas o por la combinación de ambos procesos, la formación de granulitas granatíferas resultó un producto distintivo de la corteza inferior. Con el desarrollo del arco magmático (CEH) en el Mioceno superior, los magmas ascendieron desde la fuente mantélica, encontrándose con una corteza inferior granatífera, perdiendo capacidad de ascenso por falta de contraste de densidades, produciéndose una fusión extendida, la homogeneización y el ascenso, en equilibrio con la corteza baja, proceso que caracteriza el volcanismo de un arco magmático.

Palabras clave: *Volcanismo, Geoquímica, Neógeno, Sur Mendoza*

**ABSTRACT.** *Upper Tertiary volcanism from southern Mendoza.* The petrology and geochemistry of the exposed Tertiary volcanic units in southern Mendoza Province are described for the first time. The formal stratigraphic nomenclature and ages are analyzed and a stratigraphic basis is established for successive magmatic events occurring during the Neogene, starting with the evolution of the retro-arc followed by a younger magmatic arc. Every attempt is made to respect the existing stratigraphic nomenclature although, in part, unit definition should be based more on radiometric ages and ages of crystallization rather than on individual petrographic features. The magmatic activity extended from the Upper Oligocene to the Upper Miocene evolving from the early magmatism of the Ciclo Eruptivo Molle to the Ciclo Eruptivo Huincán. The Oligocene to Upper Miocene magmatic activity in southern Mendoza Province evolved through a process beginning with an initial episode of basaltic magmatism (Ciclo Eruptivo Molle). This activity also generated a lower crust dominated by the concentration of gabbros, diorites and hybrid rocks (mafic granulites). Due to Upper Miocene tectonic crustal thickening or to the stagnation of the magmas or a combination of both, the formation of garnet-bearing mafic granulites resulted in the production of a distinctive lower crust. The magmatic arc of the Ciclo Eruptivo Huincán (upper Miocene) developed as magma ascended from a mantle source and encountered the garnet-bearing mafic lower crust. Because of a lack of density contrast with these lower crustal rocks, the magma lost the ability to ascend further. This encounter between the mantle magma and the lower crust produced partial melting and homogenization of these two sources. This resulted in the ascent of the "secondary" magmas, produced in equilibrium with the lower crust, which characterize the resulting magmatic arc volcanism.

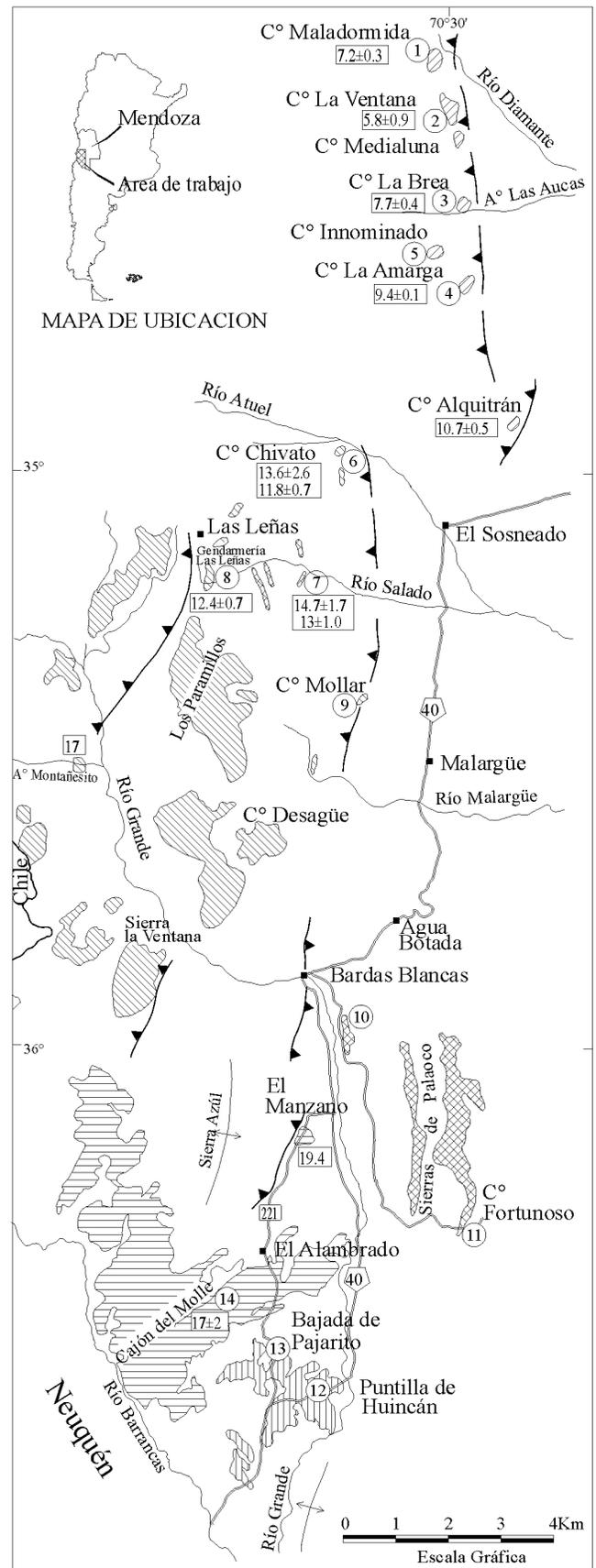
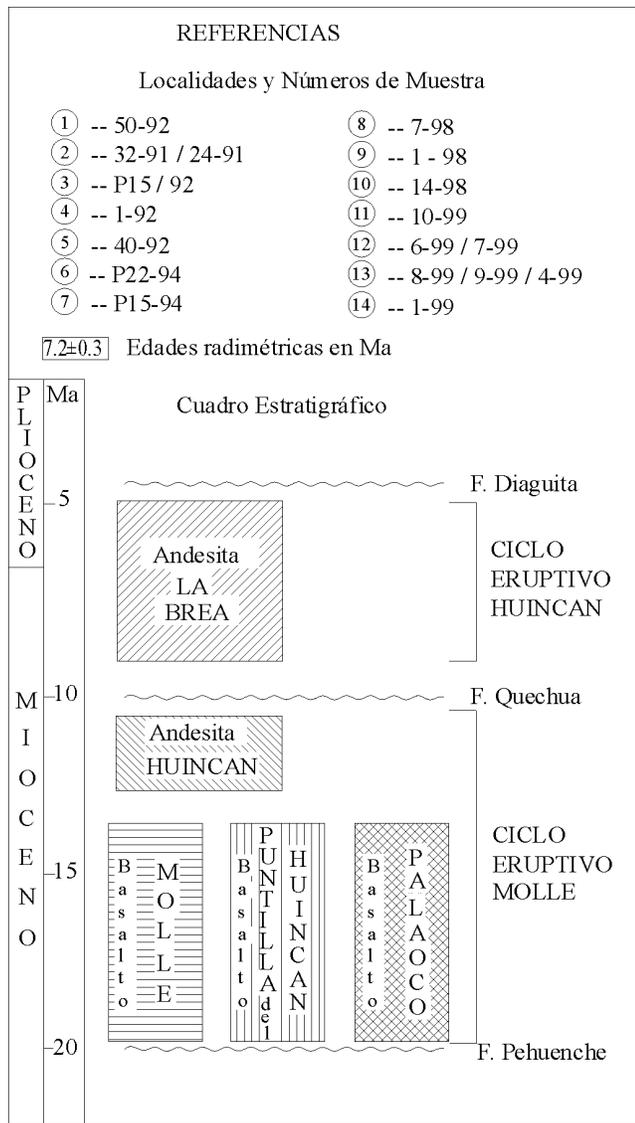
Key words: *Volcanism, Geochemistry, Neogene, Southern Mendoza*

## Introducción

Se describirán a continuación las unidades volcánicas del Terciario superior aflorantes en el sur de la provincia de Mendoza desde el río Diamante por el norte hasta el cajón del Molle por el sur (Fig. 1). Se incluyen las caracterizaciones petrográficas y geoquímicas de cada una de las unidades, intentando establecer una

reorganización de la nomenclatura formacional utilizada, de acuerdo con los distintos episodios volcánicos del Neógeno.

La actividad del arco volcánico andino en el sur de la provincia de Mendoza fue intensa durante gran parte del Terciario superior. La naturaleza de las rocas volcánicas presentes en este sector cordillerano tienen una composición principalmente intermedia a



**Figura 1:** Mapa Geológico simplificado con la localización de las muestras (modificado de Nullo *et al.* 1993 y Nullo *et al.* 1999).

basáltica. Ramos y Nullo (1993) describieron una síntesis de los acontecimientos ocurridos durante ese tiempo.

Durante el Terciario el arco volcánico andino tuvo dos momentos de actividad magmática bien definidos: uno en el Paleógeno, reconocido solamente en el sur de la provincia de Mendoza que se continúa hacia el sur, en las provincias del Neuquén, Río Negro y Chubut, y otro Neógeno desarrollado desde el río Barrancas hacia el norte, hasta el río Diamante (Ramos y Nullo 1993, Stephens *et al.* 1999).

El resultado de estas investigaciones aquí presentadas está basado en numerosos perfiles detallados levantados en el área desde el Volcán Maipo hasta el río Barrancas. Entre las investigaciones llevadas a cabo en la región durante varios años de trabajo, se pueden citar los de Nullo (1985), Haller *et al.* (1985 a, 1985b, 1988), Baldauf (1993), Baldauf *et al.* (1992, 1993, 1997), Dimieri y Nullo (1993), Combina y Nullo (1994, 1997, 2000), Combina *et al.* (1994, 1995, 1997, 2000), Stephens *et al.* (1991, 1999), Nullo *et al.* (1993, 1995, 1996, 1997, 1999).

La evolución del arco volcánico neógeno en este sector está caracterizado por una actividad magmática que, de acuerdo a las dataciones radimétricas disponibles, comenzó a los 17 Ma, haciéndose más intensa entre los 14 Ma y los 4 Ma, para luego decrecer hasta la actualidad. Con posterioridad pasó a ser más activo el volcanismo de retro-arco, situado al naciente del arco (Baldauf *et al.* 1992, 1997; Ramos y Nullo 1993; Nullo *et al.* 1996, 1997, 1999; Stephens *et al.* 1991, 1999; Ardolino *et al.* 1999).

Dentro de esta actividad magmática se han distinguido varios ciclos eruptivos que, en su definición, respondieron originalmente más a sus relaciones de campo y estratigráficas que a su litología. Relacionadas con las secuencias volcánicas se presentan numerosos depósitos volcanoclásticos que completan el marco estratigráfico del Terciario (Combina 1996, Combina *et al.* 1995, 1997, Combina y Nullo 1997, 2000).

En este trabajo se establece una estratigrafía basada en los sucesivos eventos magmáticos ocurridos durante el Neógeno, a partir de la evolución del arco y del retroarco. Se denominaron a las unidades respetando, en parte, la nomenclatura existente, aunque deben ser tenidas muy en cuenta sus edades radimétricas y el tiempo de su generación, más que sus rasgos petrográficos individuales. Asimismo se expone una determinación geoquímica de cada una de ellas.

## Secuencias volcánicas

### *Ciclo Eruptivo Molle (Oligoceno superior - Mioceno)*

Se caracteriza petrológica y geoquímicamente en este trabajo al Ciclo Eruptivo Molle (CEM) compues-

to por un conjunto de rocas volcánicas que con anterioridad fueron denominadas en numerosas oportunidades como Grupo Molle o "Mollelense" (Groeber 1946) ubicando su localidad tipo en el cajón del Molle, al sudoeste del poblado de El Alabrado, en el sur de la provincia de Mendoza, y con otras nomenclaturas de otros centros efusivos de igual edad y composición. Originalmente este ciclo volcánico había sido tenido en cuenta como uno de los más antiguos de esta comarca y aún se lo tiene así por numerosos autores. Méndez *et al.* (1995) llamaron a estas volcanitas como Volcanita Molle, con un rango de actividad entre  $39 \pm 9,1$  a  $17 \pm 2$  Ma. Este rango de edades asignadas al conjunto, abarca un lapso correspondiente a dos pulsos volcánicos, uno Paleógeno y otro Neógeno, separados entre sí por una importante discordancia. La distribución de las muestras con sus edades radimétricas, nos indica que las más antiguas sólo se registran al sur de la comarca aquí tratada, mientras que las correspondientes al pulso más joven, se disponen principalmente en el sur de la provincia de Mendoza, área que aquí nos ocupa.

Se propone utilizar el nombre de CEM para agrupar aquellas volcanitas y cuerpos subvolcánicos cuyas edades se distribuyen exclusivamente en tiempos neógenos y cuya actividad tuvo lugar con posterioridad a la Orogenia Pehuenchica. Los representantes eruptivos más destacados y de los cuales se efectuó un trabajo de campo detallado, donde se coleccionaron muestras para análisis petrográfico y geoquímico son: el Basalto Molle, Basalto Palaoco y Basalto Puntilla de Huincán los que serán tratados aquí independientemente.

*Basalto Molle:* Aflora en el perfil del cajón del Molle, en forma de coladas subhorizontales, de color gris oscuro a negro, de aspecto afanítico. A partir del puesto al sur de El Alabrado, se accede a la secuencia ya dentro del cajón del Molle (localidad 14, muestra, 1-99). Los mantos se presentan con un espesor variable de hasta 3 m, algo alterados en superficie. Esta secuencia volcánica anteriormente había sido denominada Grupo Molle.

Kozłowski *et al.* (1987) en el área del cajón del Molle, definieron una secuencia que llamaron «Volcanitas Mina Theis» dispuesta por debajo de las coladas basálticas del cajón del Molle. Las «Volcanitas Mina Theis» arrojaron una datación radimétrica de  $17 \pm 2$  Ma (Linares y González 1990).

*Basalto Puntilla de Huincán:* Al este del cajón del Molle, en los alrededores del área de la Puntilla de Huincán, al este de la ruta provincial 221, se presentan numerosos asomos de rocas basálticas oscuras (localidad 12, muestras 6-99 y 7-99). Los mantos se pueden continuar lateralmente con los del cajón del Molle, algo al norte sobre la misma ruta en la bajada Pajarito, aflorando coladas basálticas oscuras (locali-

dad 13, muestra 9-99) con intercalaciones de mantos de tobas de color blanco amarillento (localidad 13, 8-99), de poco espesor.

Debido a que los afloramientos desde el cajón del Molle son continuos hasta arribar a puntilla de Huincán y compuestos por extensas coladas lávicas, oscuras, sobreelevadas de la planicie actual del río Grande, su edad es considerada equivalente.

*Basalto Palaoco:* El Basalto Palaoco fue denominado por Groeber (1937) ubicando su localidad tipo en la sierra de Palaoco al oriente del río Grande. Originalmente llamado "Palaocolitense" o "Basalto 0". Yrigoyen (1993) lo llamó Basalto Palaoco, mientras que Méndez *et al.* (1995) los agrupó como Volcanitas Palaoco equiparándolas con las de la Formación Farellones de Chile.

Yrigoyen (1993) registró a este ciclo volcánico entre las Formaciones Loma Fiera y Pincheira. En su cuadro estratigráfico (Yrigoyen 1993:137) ubicó a esta unidad abarcando claramente los tiempos entre 15 a 12,5 Ma, mientras que Méndez *et al.* (1995) le asignaron valores radimétricos entre  $14,4 \pm 0,7$  y  $5,3 \pm 1,1$  Ma.

Se concuerda con la determinación de Yrigoyen (1993) atribuyendo la base del basalto aflorante en El Manzano, al oeste del río Grande, 19,4 Ma, mientras que el techo quedaría en 14,4 Ma, por lo que se le asigna al evento una edad dentro del Mioceno medio.

Considerando su actividad con respecto a los episodios volcánicoclásticos asociados, el Basalto Palaoco es anterior a los depósitos de la Formación Agua de la Piedra (Baldauf 1993; Combina *et al.* 1994, Nullo *et al.* 1996, 1999) y equivalente lateral de los primeros eventos subvolcánicos de composición intermedia del Ciclo Eruptivo Huincán.

Al sur de Bardas Blancas, sobre el camino al Yacimiento Fortunoso (localidad 10, muestra 14-98) por debajo de la secuencia fluvial de la Formación Letelier, se disponen mantos basálticos oscuros, en parte brechosos, de poca exposición. Predominan fenocristales de olivina fresca, en una mesostasis fina en parte desvitrificada.

En la sierra de Palaoco, al sur del Yacimiento Fortunoso, sobre la huella interna que bordea la sierra de Palaoco por el naciente, afloran numerosos mantos lávicos oscuros (localidad 11, muestra 10-99) por arriba de depósitos asignados a la Formación Agua de la Piedra. Los mantos se presentan inclinados al este, cubiertos por coladas basálticas más nuevas.

Se incluyen aquí algunos afloramientos pertenecientes a coladas dispersas dispuestas al norte del área, teniendo en cuenta su edad y posición estratigráfica. Una de ellas es el basalto aflorante en el río Salado (localidad 7, P15-94) con una textura porfírica donde se destaca la abundancia de fenocristales (aprox. 44,5%) entre los que se cuentan plagioclasa, clinopiroxeno corroído y hornblenda normal, fresca y euhedral.

Los cristales mayores contrastan con la mesostasis fina, constituida por microgránulos de plagioclasa que alternan con vidrio intersticial parcialmente recristalizado y alterado. El manto lávico aquí descrito, intercalado en la secuencia lávica fue interpretado por Baldauf (1993) como un dique sobre el que determinó una edad de  $14,7 \pm 1,7$  y  $13 \pm 1,0$  Ma.

*Edad del Ciclo Eruptivo Molle:* De acuerdo con las dataciones radimétricas disponibles para las rocas aquí abarcadas, la edad de la actividad volcánica es entre los 19 a 13 Ma, correspondiendo entre el Mioceno medio a superior. El Basalto Molle presenta una actividad mínima de  $17 \pm 2$  Ma para niveles más antiguos que los geoquímicamente aquí tratados, mientras que al Basalto Palaoco, con la datación radimétrica de El Manzano, se atribuye una actividad a los 19,4 Ma, mientras que más al norte, en el área del río Salado, su actividad llegaría entre  $14,7 \pm 1,7$  y  $13 \pm 1,0$  Ma. Los mantos del Basalto Puntilla de Huincán son coetáneos con el Basalto Molle determinado por su continuidad lateral.

#### *Ciclo Eruptivo Huincán (Mioceno medio a superior)*

Durante mucho tiempo, un conjunto de rocas volcánicas y subvolcánicas expresadas en cuerpos de tamaño mediano a pequeño, habían sido mapeados en el sur de Mendoza como Formación Molle (Groeber 1946) o Grupo Molle (Yrigoyen 1993). La composición de las rocas es fundamentalmente andesítica.

El originalmente denominado "Huincanlitense" por Groeber (1946) fue más tarde el Grupo Huincán (Yrigoyen 1979) o "Andesita Huincán" (Yrigoyen 1972, 1993). Está caracterizado por un conjunto de cuerpos de mediana a pequeña magnitud y lavas, todos aflorantes en el sur de la provincia de Mendoza. Las rocas de esta unidad debido a su composición y características geoquímicas se reubican dentro de este Ciclo. Combina *et al.* (2000) trataron estas mismas rocas en el cuadro estratigráfico con otra nomenclatura que no es mantenida en este trabajo.

El Ciclo Eruptivo Huincán (CEH) está integrado por dos episodios o pulsos magmáticos. El más antiguo denominado Andesita Huincán, abarca desde los 17 Ma a los 10 Ma, con una mayor intensidad en los 14 Ma. El otro más joven o Andesita La Brea tuvo actividad desde los 5,4 a los 4,5 Ma. Ambas fases están separadas por el ciclo orogénico Quechua. Groeber (1947) ya había mencionado que los cuerpos andesíticos se hacían más jóvenes hacia el norte.

*Andesita Huincán:* Los afloramientos reconocidos de esta unidad, se disponen a lo largo del eje de la faja plegada. Se distribuyen desde el río Diamante por el norte y de allí al sur, atravesando el río Atuel, pasando los ríos Salado y Malargüe y llegando al sur del río

Grande. En general muestran un alineamiento meridiano, coincidente con la dirección estructural norte-sur de las áreas serranas (Volkheimer 1978, Dessanti 1973, 1978). Al oeste de Agua Botada está representada por un enjambre de diques y filones capa de composición andesítica a basandesítica, entre los cuales se efectuaron dataciones radimétricas que arrojaron edades de  $17,3 \pm 0,8$  y  $14,4 \pm 0,7$  Ma (Valencio *et al.* 1969).

Al oeste de Malargüe se dispone el cuerpo de Los Paramillos de orientación norte-sur y gran número de cuerpos menores, tanto hacia el sur como hacia el norte (Dessanti 1978). Uno de estos cuerpos que se prolonga hacia el norte y que fuera descrito inicialmente por Llambías y Palacios (1979) aflora en el puesto de Gendarmería de Las Leñas, caracterizado por andesitas de color gris verdoso, con abundante hornblenda y plagioclasa (localidad 8, muestra 7-98). Baldauf (1993) dató una muestra de este cuerpo obteniendo un valor de  $12,4 \pm 0,7$  Ma. La muestra analizada en este trabajo pertenece al mismo cuerpo y fue extraída con posterioridad.

En cerro Mollar, al oeste de Malargüe, afloran mantos de andesitas (localidad 9, muestra 1-98) y brechas andesíticas de color oscuro. Los asomos se encuentran afectados tectónicamente por el retrocorrimiento frontal de la faja plegada y están cubiertos por rocas piroclásticas más jóvenes. Predominan las rocas de composición andesítica caracterizadas por una textura porfírica, en oportunidades seriada. Presentan texturas y mineralogía que muestran variaciones en los diferentes cuerpos. Los fenocristales son de oligoclasa-andesina (7-30%), euahedral a subeuahedral, con zonación normal, y de hornblenda verde subordinada en proporción y tamaño al feldespato. La hornblenda se presenta en grandes fenocristales euahedrales, con los bordes reabsorbidos o reemplazados por pequeños individuos de clinopiroxeno y/o biotita que se distribuyen cubriendo parches. La mesostasis es, generalmente, hialopilitica y está constituida por microlitas de plagioclasa y microgránulos opacos, dispersos en una masa fundamentalmente vítrea con avanzada recristalización. Ocasionalmente contienen opacos y apatita como minerales accesorios.

La muestra más evolucionada (localidad 6, P22-94) que constituye gran parte del cerro Chivato, es una dacita caracterizada por su textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa y hornblenda, subordinados en proporción a la mesostasis félsica. Entre los minerales accesorios, sumados a los presentes en las andesitas, se observa circón y esfena.

En la mayoría de las rocas y de forma errática, se ha encontrado alteración de diferente grado que generó minerales secundarios como sericita, clorita, epidoto y calcita. En el sector occidental aflora un pequeño cuerpo, en la quebrada del arroyo Montañésito (Nullo 1985), que fue descrito detalladamente por Bouza (1991). Está compuesto por cuerpos subvolcánicos,

diques y filones capa, alojados en las pelitas calcáreas de la Formación Vaca Muerta. Son fenoandesitas, de textura porfírica, de color castaño a amarillento y gris verdoso en fractura fresca. Se compone de 30% de fenocristales subhedrales de plagioclasa y entre 7 y 10% de hornblenda, inmersos en una pasta rica en microlitos de plagioclasa de textura seriada, clinopiroxeno (aegirina-augita?), biotita, minerales opacos no identificados y pequeños cristales de apatita. Los fenocristales de plagioclasa son de hábito tabular, de 2 a 5 mm de largo, su composición es andesina cálcica-andesina sódica, con estructura zonada y bordes corroídos. En la plagioclasa de la pasta hay inclusiones de apatita y alteración sericítica.

Más al este, en los asomos del cerro Desagüe, se disponen rocas de igual composición, descritas por Haller *et al.* (1985a y b). Se trata de fenoandesitas y fenodacitas con texturas porfíricas. Las fenoandesitas están caracterizadas por fenocristales de plagioclasa ( $An_{60}-An_{30}$ ), olivina y clinopiroxeno en las más máficas, mientras que en las más silíceas se observa orto y clinopiroxeno; dominan las texturas pilotáxicas e intersertales. La mesostasis contiene microlitas de plagioclasa, ocasionalmente con piroxeno y vidrio intersticial, siendo menos común el cuarzo y el feldespato alcalino. Las rocas muestran alteración hidrotermal con crecimiento de carbonato, sericita, arcilla, ceolita, albitización de las plagioclasas, cloritas, serpentina y epidoto.

Dentro de estas rocas se observan inclusiones hornblendíferas (Haller *et al.* 1985a, 1988) que muestran la característica de cognatas, demostrando un origen común. Tanto los xenolitos o inclusiones como las lavas permiten interpretar que los diferentes términos magmáticos son el resultado de una cristalización fraccionada dentro de una serie calco-alcalina.

*Andesita La Brea:* Se incluye dentro de la Andesita La Brea, al conjunto de pequeños cuerpos, de arrambamiento norte-sur, dispuestos al norte de la localidad de El Sosneado, expuestos por la actividad tectónica que participó en el corrimiento El Sosneado. Las características petrográficas fueron descritas detalladamente por Baldauf (1993) en el área de los cerros Alquitrán, Laguna Amarga, La Brea, oeste del cerro La Brea y los cerros Medialuna, Mala Dormida y La Ventana. Estos cuerpos están compuestos por una asociación volcánica monótona de andesitas con hornblenda o con hornblenda-piroxeno, siendo estos minerales los fenocristales más abundantes. Epidoto y clorita son los minerales de alteración con más presencia.

Para el análisis de esta secuencia más joven se reprocesaron los datos geoquímicos de Baldauf (1993) efectuados por métodos similares a los del resto en los laboratorios de Actlab. Las muestras analizadas y estudiadas son: localidad 1, 50-92; localidad 2, 32-91; localidad 3, 15-92; localidad 4, 11-2, y 24-

91 y localidad 5, 40-92. Todas ellas pertenecientes a diferentes cuerpos agrupados dentro de la Andesita La Brea.

*Edad del Ciclo Eruptivo Huincán:* Como ya se expresó, de acuerdo con las dataciones radimétricas efectuadas en numerosas muestras por el método  $Ar^{39}/Ar^{40}$  se han determinado dos pulsos importantes de actividad magmática (Baldauf *et al.* 1992, Ramos y Nullo 1993, Nullo *et al.* 1996, 1997). Se incluyen aquí la Andesita Montaña-sito (Bousa 1991) que arrojó un valor de 11 Ma y las de igual composición del cerro Chivato con valores de  $13,6 \pm 2,6$  Ma.

Los cuerpos agrupados dentro de la Andesita La Brea mostraron edades más jóvenes determinadas por Baldauf (1993) como los de los cerros Laguna Amarga ( $9,8 \pm 0,2$  Ma), La Ventana ( $7,2 \pm 0,3$  Ma), Medialuna ( $6,4 \pm 0,4$  Ma), La Brea ( $5,9 \pm 0,3$  Ma) y Alquitrán ( $10,7 \pm 0,5$  Ma).

Con estos elementos se puede concluir que la actividad magmática dentro de este sector norte de la comarca, evolucionó de acuerdo con el ascenso cordillerano, abarcando dos pulsos bien definidos entre el Mioceno inferior y el Mioceno superior.

### **Evolución geoquímica del volcanismo del Terciario superior**

Todos los análisis químicos usados en este trabajo están presentados en el Cuadro 1, y fueron realizados en el laboratorio Actlab. La concentración de elementos mayoritarios se determinó mediante fluorescencia de rayos X (XRF), mientras que la abundancia de elementos traza se estableció por espectrometría de emisión de plasma acoplada a espectrometría de masas (ICP-MS). Para este estudio se contó con el análisis de 19 muestras, correspondiendo 5 al Basalto Puntilla de Huincán, 1 al Basalto Molle, 3 al Basalto Palaoco, 4 a la Andesita Huincán y 6 a la Andesita La Brea.

Debido a que las muestras han sido recolectadas de cuerpos volcánicos, la mayoría monogenéticos, geográficamente aislados y que no son estrictamente coetáneos (Fig. 1) no es apropiado evaluar mediante la geoquímica procesos petrológicos que se estudian en secuencias volcánicas cogenéticas. Es decir, no es factible relacionar la abundancia de elementos aún en muestras de un mismo grupo eruptivo a procesos de diferenciación fundamentalmente vinculados a cristalización fraccionada. No obstante, la geoquímica permitió analizar: 1) si en la generación del magmatismo del sur de Mendoza operaron procesos petrogenéticos semejantes para originar la evolución geoquímica observada en cada una de las entidades estratigráficas de la región; 2) en qué grado la contaminación por asimilación o mezclas de magmas, ocurridos en cualquier nivel de la corteza continental, se superimpuso a la composición de la fuente mantélica, en cada uno

de los grupos volcánicos, y 3) cuál es la relación entre los procesos petrogenéticos observados en cada grupo volcánico y la evolución geológica del sur de Mendoza.

### *Elementos mayoritarios*

En el diagrama  $K_2O$  versus  $SiO_2$  (Fig. 2a) la mayoría de las rocas volcánicas que conforman el Ciclo Eruptivo Molle (Oligoceno superior – Mioceno) presentan un tren de alto potasio, mientras que las rocas del Ciclo Eruptivo Huincán (Mioceno medio – superior) aparecen como series calco-alcalinas con tenores medios de  $K_2O$  (Fig. 2a, 2b). Todas las rocas que constituyen el Ciclo Eruptivo Molle, excluyendo un nivel tobáceo del Basalto Puntilla de Huincán, son basaltos o andesitas basálticas (Fig. 2a). La gran mayoría de los basaltos y andesitas basálticas del Ciclo Eruptivo Molle, son de alta alúmina ( $SiO_2 < 54\%$ ,  $Al_2O_3 > 17,5\%$ ,  $MgO < 9\%$ ,  $CaO > 8\%$ ) de acuerdo al criterio de Crawford *et al.* (1987). Además los basaltos presentan en el diagrama de Irvine y Baragar (1971) una leve tendencia alcalina (Fig. 2b). En tanto que en el Ciclo Eruptivo Huincán no se encuentran rocas más primitivas que las andesitas basálticas ( $SiO_2 > 55,5\%$ ).

Sin embargo en ninguna de las unidades volcánicas estudiadas existen rocas cuya composición química represente un magma equilibrado con un residuo mantélico; aún las rocas más primitivas tienen  $MgO < 9\%$ , y  $Ni < 110$  ppm, por consiguiente deben haberse diferenciado y/o contaminado, ya que se apartan de la composición esperada para un fundido mantélico ( $MgO > 10\%$ ,  $Ni > 300$  ppm según Basaltic Volcanism Studies Project 1981). De aquí que, aún para generar las rocas menos evolucionadas observadas en el sur de Mendoza, debió operar el fraccionamiento de fases ferromagnesianas y/o la contaminación de magmas mantélicos con materiales corticales. Si bien no es posible analizar los procesos de diferenciación por cristalización fraccionada en una secuencia de rocas con seguridad cogenéticas y que abarque un amplio espectro de diferenciación, los trenes evolutivos de  $Fe_2O_3^*$ ,  $MgO$  y  $CaO$  que decrecen regularmente con el incremento de  $SiO_2$  (Fig. 2c, 2d y 2e) y además, constituyen en diagramas Harker los indicadores de evolución más definidos, son coherentes con el hecho de que los fenocristales más abundantes en basaltos son de plagioclasa  $\pm$  olivina  $\pm$  clinopiroxeno, y en andesitas basálticas lo son de plagioclasa  $\pm$  clinopiroxeno  $\pm$  hornblenda. Todo esto implica que el fraccionamiento de estos minerales en los miembros menos evolucionados e intermedios de la serie magmática puede haber controlado en gran medida la diferenciación de elementos mayoritarios de las rocas volcánicas de, al menos, el Ciclo Eruptivo Molle.

Cuadro 1: Datos geoquímicos representativos del volcanismo terciario del sur de Mendoza.

Andesitas	La Brea	Huincán	Huincán	Huincán	Huincán					
Muestra	11-92	32-91	24-91	15-92	40-92	50-92	P19-94	P22-94	1-98	7-98
SiO <sub>2</sub>	56,95	58,64	62,13	60,81	55,55	60,23	58,73	65,12	62,71	60,29
TiO <sub>2</sub>	0,72	0,69	0,53	0,52	0,80	0,59	0,64	0,45	1,19	0,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,95	17,67	16,57	16,05	16,74	16,26	17,18	16,71	16,58	18,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	5,91	5,29	4,66	4,35	6,53	4,08	6,18	4,34	5,64	6,70
MnO	0,10	0,09	0,09	0,08	0,12	0,09	0,14	0,08	0,13	0,09
MgO	3,13	2,29	1,32	2,04	3,96	3,26	2,09	0,99	0,59	0,65
CaO	7,05	6,54	6,11	5,34	7,05	5,32	4,20	4,54	3,39	5,55
Na <sub>2</sub> O	3,96	4,16	4,05	3,97	3,95	4,09	5,22	5,42	4,64	4,26
K <sub>2</sub> O	1,75	1,78	2,16	1,97	1,56	1,76	1,75	0,99	3,61	2,19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,31	0,18	0,21	0,27	0,22	0,26	0,20	0,45	0,36
LOI	1,52	1,34	1,50	2,15	1,68	2,41	2,61	1,03	1,88	2,29
Total	98,26	98,79	99,28	97,68	98,22	99,12	98,99	99,87	100,81	99,49
Rb	35,10	32,70	52,40	36,80	29,50	34,70	38,30	12,90	157,00	86,00
Sr	732,20	845,90	654,60	705,40	736,50	737,80	801,60	538,60	396,00	634,00
Y	14,00	14,00	15,00	12,00	15,00	12,00	19,00	22,00	45,00	20,00
Zr	152,70	200,30	157,30	148,20	160,80	166,00	224,80	250,50	487,00	197,00
Nb	6,50	7,90	8,50	7,60	6,00	7,20	11,30	10,70	27,00	10,00
Ba	766,40	825,80	836,90	981,70	752,00	662,50	548,90	422,70	709,00	592,00
La	19,50	24,10	21,30	21,70	19,50	20,10	30,70	31,10	46,00	25,00
Ce	40,70	50,70	41,50	43,60	41,20	42,30	61,10	66,40	95,00	50,00
Pr	4,32	5,37	4,05	4,41	4,54	4,49	6,21	6,72	12,20	6,35
Nd	19,40	24,00	17,40	19,30	20,70	19,80	27,10	29,00	51,00	26,00
Sm	3,70	4,40	3,30	3,40	4,00	3,60	4,80	5,10	11,00	5,30
Eu	1,18	1,49	0,97	1,16	1,34	1,17	1,42	1,46	2,45	1,65
Gd	3,20	3,40	2,80	2,60	3,30	2,90	3,90	4,20	9,30	4,30
Tb	0,40	0,50	0,40	0,40	0,50	0,40	0,60	0,60	1,50	0,70
Dy	2,50	2,60	2,50	2,10	2,70	2,20	3,20	3,80	8,50	4,00
Ho	0,50	0,50	0,50	0,40	0,50	0,50	0,70	0,80	1,70	0,80
Er	1,40	1,50	1,60	1,20	1,60	1,30	2,00	2,30	5,00	2,30
Tm	0,20	0,21	0,26	0,17	0,21	0,18	0,31	0,36	0,77	0,35
Yb	1,50	1,50	1,80	1,10	1,40	1,20	2,10	2,40	5,00	2,30
Lu	0,20	0,20	0,27	0,17	0,21	0,18	0,30	0,37	0,72	0,33
Hf	3,80	4,80	3,90	3,70	4,10	4,10	5,20	5,90	12,00	4,70
Ta	0,34	0,43	0,52	0,48	0,32	0,43	0,66	0,58	1,79	0,61
Th	3,02	2,87	4,83	3,05	2,25	2,54	6,46	7,02	17,00	4,90
U	1,04	0,99	1,64	1,25	0,76	0,96	1,75	1,54	4,50	1,40

Basalto	Molle	P. de Huincán	Palaoco	Palaoco	Palaoco				
Muestra	1-99	4-99	6-99	7-99	8-99	9-99	10-99	14-98	15-94
SiO <sub>2</sub>	47,09	53,91	48,09	54,07	63,63	55,15	53,66	51,77	48,92
TiO <sub>2</sub>	1,54	1,18	1,35	0,99	0,29	1,01	1,10	1,14	1,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,38	18,19	16,41	16,08	16,08	16,62	17,80	18,31	17,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10,53	8,98	10,70	7,66	2,78	7,45	8,62	9,36	7,97
MnO	0,17	0,13	0,17	0,15	0,09	0,15	0,16	0,15	0,09
MgO	5,73	3,23	8,48	4,41	1,29	4,07	3,37	3,46	5,67
CaO	10,94	7,79	9,63	7,82	3,82	7,29	7,81	8,46	10,90
Na <sub>2</sub> O	2,82	4,13	2,88	3,35	4,04	3,58	3,51	3,71	4,22
K <sub>2</sub> O	1,27	1,33	1,38	2,10	2,51	2,01	2,38	1,90	0,41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,46	0,27	0,37	0,30	0,14	0,31	0,37	0,43	0,36
LOI	1,68	1,70	1,03	2,00	3,81	0,96	0,67	1,91	2,29
Total	100,61	100,84	100,47	98,93	98,47	98,61	99,46	100,59	99,49
Rb	28,00	21,00	14,00	48,00	66,00	55,00	71,00	68,00	11,90
Sr	672,00	621,00	635,00	557,00	678,00	582,00	616,00	742,00	598,50
Y	24,00	29,00	23,00	20,00	10,00	21,00	27,00	25,00	22,00
Zr	123,00	129,00	133,00	174,00	138,00	172,00	253,00	238,00	126,70
Nb	10,00	5,00	7,00	9,00	12,00	9,00	7,00	9,00	7,60
Ba	277,00	232,00	320,00	518,00	755,00	517,00	679,00	696,00	174,30
La	16,00	13,00	17,00	22,00	26,00	22,00	32,00	27,00	9,70
Ce	34,00	30,00	35,00	43,00	46,00	45,00	60,00	57,00	25,10
Pr	4,53	4,37	4,59	5,24	4,87	5,32	7,62	7,46	3,31
Nd	20,00	20,00	20,00	21,00	17,00	21,00	31,00	31,00	18,20
Sm	4,80	5,20	4,90	4,50	2,90	4,50	6,50	6,70	4,70
Eu	1,73	1,79	1,69	1,45	0,85	1,41	1,81	1,82	1,31
Gd	4,20	4,60	4,00	3,70	2,10	3,70	5,10	5,50	4,90
Tb	0,70	0,90	0,70	0,60	0,30	0,60	0,80	0,90	0,80
Dy	4,40	5,20	4,10	3,70	1,80	3,70	4,80	4,80	4,20
Ho	0,90	1,10	0,80	0,70	0,40	0,70	0,90	0,90	0,80
Er	2,60	3,30	2,30	2,10	1,10	2,10	2,70	2,70	2,30
Tm	0,35	0,46	0,33	0,32	0,15	0,30	0,41	0,40	0,32
Yb	2,10	2,80	1,90	2,00	1,10	1,90	2,50	2,50	2,00
Lu	0,31	0,41	0,28	0,29	0,17	0,30	0,37	0,37	0,28
Hf	3,00	3,50	3,20	4,20	3,60	4,20	6,10	5,80	3,20
Ta	0,80	0,50	0,70	1,00	1,50	0,90	0,60	0,52	0,38
Th	2,30	1,90	3,00	5,30	7,10	5,40	10,00	7,90	3,12
U	0,70	0,60	0,90	1,40	2,10	1,30	2,60	2,10	0,88

Elementos mayoritarios en % p/p, elementos traza en ppm.

Fe total como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\*

LOI pérdida por calcinación

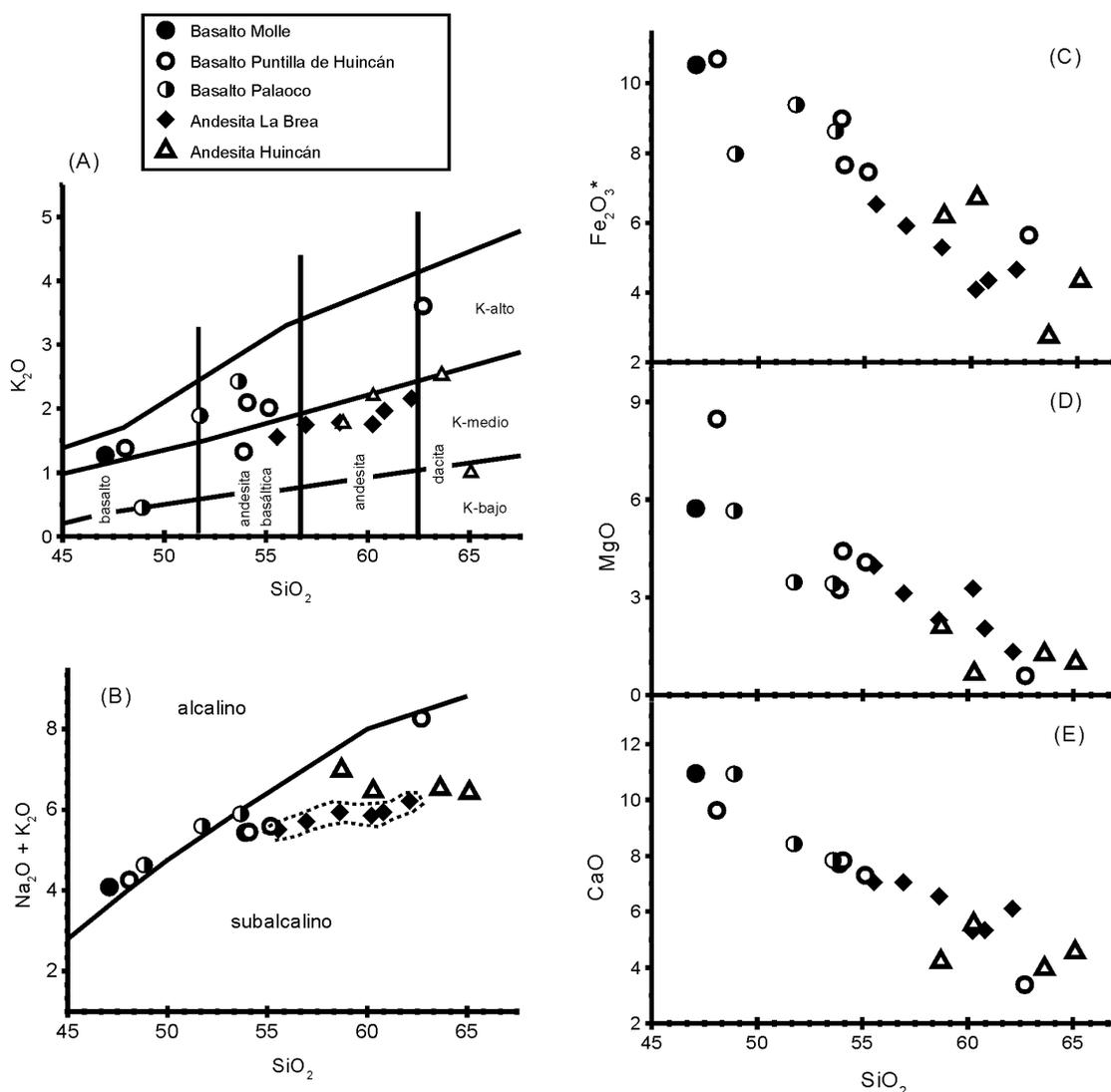
### Elementos traza

Los procesos mayores que controlan la evolución y la diversificación geoquímica desde los magmas más primitivos hasta cubrir toda la serie de rocas son: cristalización fraccionada y contaminación por asimilación o mezclas de magmas (cogénéticos o no). Haciendo la salvedad de que el diseño de muestreo realizado no permite evaluar una serie extendida de productos con certeza cogenéticos (ver Figura 1 y Cuadro 1) la cristalización fraccionada aparece como evidente analizando la variación relativa de elementos mayoritarios para el Basalto Punta de Huincán, el Basalto Palaoco y la Andesita Huincán. No obstante el carácter regional del muestreo, los elementos traza ayudaron a investigar en que medida la evolución geoquímica pudo reflejar asimilación de materia-

les corticales, o bien de rocas ígneas previas generadas dentro de la misma provincia magmática y emplazadas en niveles bajos o medios de la corteza (Hildreth y Moor bath 1988) o, alternativamente, alguna impronta derivada de un proceso petrogenético particular tal como el enriquecimiento en elementos liberados junto con los fluidos desde la subplaca subductada hacia la cuña astenosférica que es la zona fuente original del magmatismo (Kay 1980; Davidson y de Silva 1995).

### Elementos litófilos de radio iónico grande (LILE)

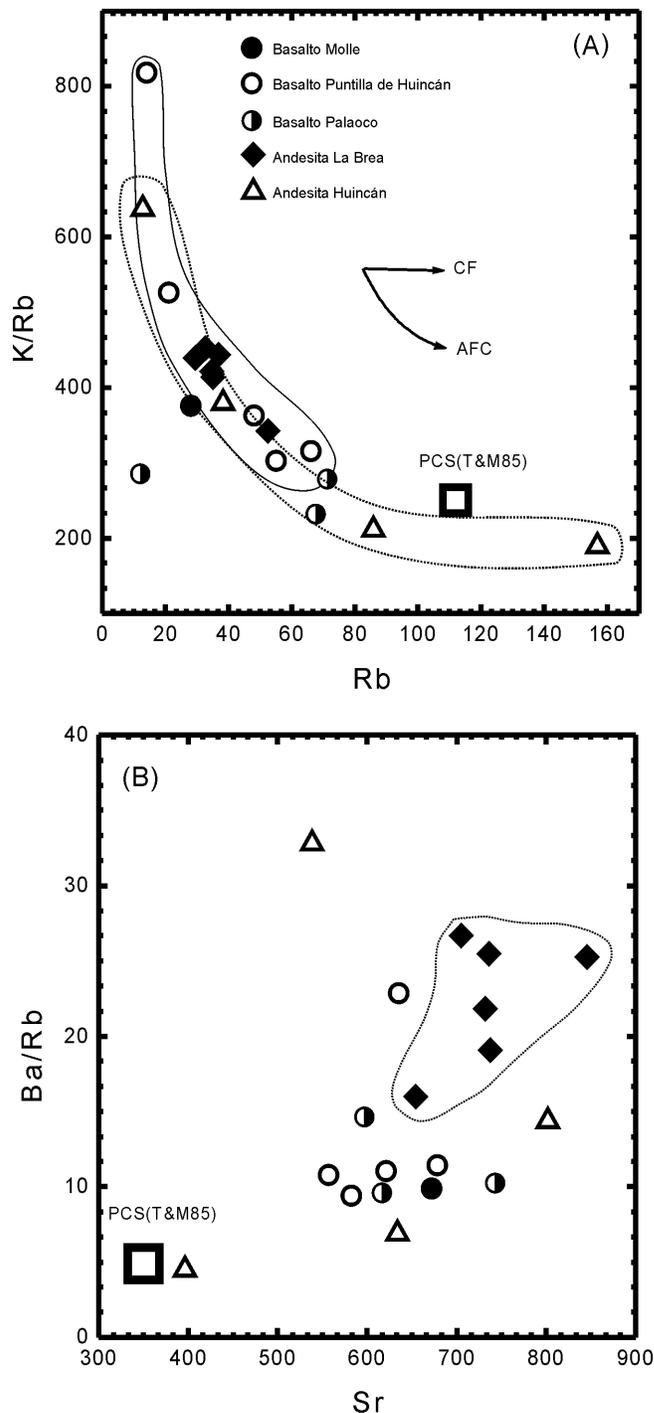
El enriquecimiento de álcalis, Ba y Sr en rocas de arco se atribuye a la liberación, catalizada por fluidos, de estos elementos desde los sedimentos subductados



**Figura 2:** Variación de elementos mayoritarios de las rocas volcánicas terciarias del sur de Mendoza. **A,** Clasificación de las rocas basada en la propuesta de LeMaitre *et al.* (1989). **B,** Definición de series alcalina y subalcalina tomada de la propuesta de Irvine y Baragar (1971). **C,D y E)** Proyecciones tipo "Harker" de elementos mayoritarios significativos para el análisis petrológico.

junto a la corteza oceánica (Kay 1980; Davidson y de Silva 1995). Sin embargo, particularmente el enriquecimiento en álcalis, y con mayores controversias en Ba, puede adscribirse a la contaminación de magmas calco-alcálicos con materiales corticales (Hildreth y Moor bath 1988). Precisamente, si el enriquecimiento en álcalis es acompañado por un incremento en Rb, la impronta de contaminación cortical es más evidente y viable. En general los basaltos y andesitas basálticas del Ciclo Eruptivo Molle son ricos en  $K_2O$  y poseen una relación  $K_2O/SiO_2$  relativamente elevada; sin embargo, el Basalto Puntilla de Huincán, que es el afloramiento más extensivamente relevado, presenta valores de K/Rb que decrecen fuertemente con el incremento de Rb (Fig. 3a). Un comportamiento geoquímico que, para otro rango de abundancia de mayoritarios, también se observa en rocas del Basalto Palaoco y en la Andesita Huincán. Esto implica que el incremento absoluto de K, está ligado y subordinado a un incremento de Rb. Esta variación se vincula más a un enriquecimiento de álcalis y Rb por materiales corticales de niveles superiores que a una impronta derivada de los procesos petrogenéticos en la zona de generación del magmatismo (Davidson *et al.* 1988). La contaminación con corteza alta que le confiere un enriquecimiento en álcalis y Rb es coherente con el hecho de que los basaltos del Basalto Puntilla de Huincán y Palaoco muestren bajas relaciones Ba/Rb y Sr/Rb (Fig. 3b), ya que Ba y Sr son más abundante en la corteza inferior que en la corteza superior. Vale aclarar que los fenocristales observados en las rocas basálticas indican que la cristalización fraccionada estaría gobernada por plagioclasa  $\pm$  olivina  $\pm$  clinopiroxeno  $\pm$  hornblenda, por ende el fraccionamiento de estos minerales no puede alterar las relaciones K/Rb y Ba/Rb.

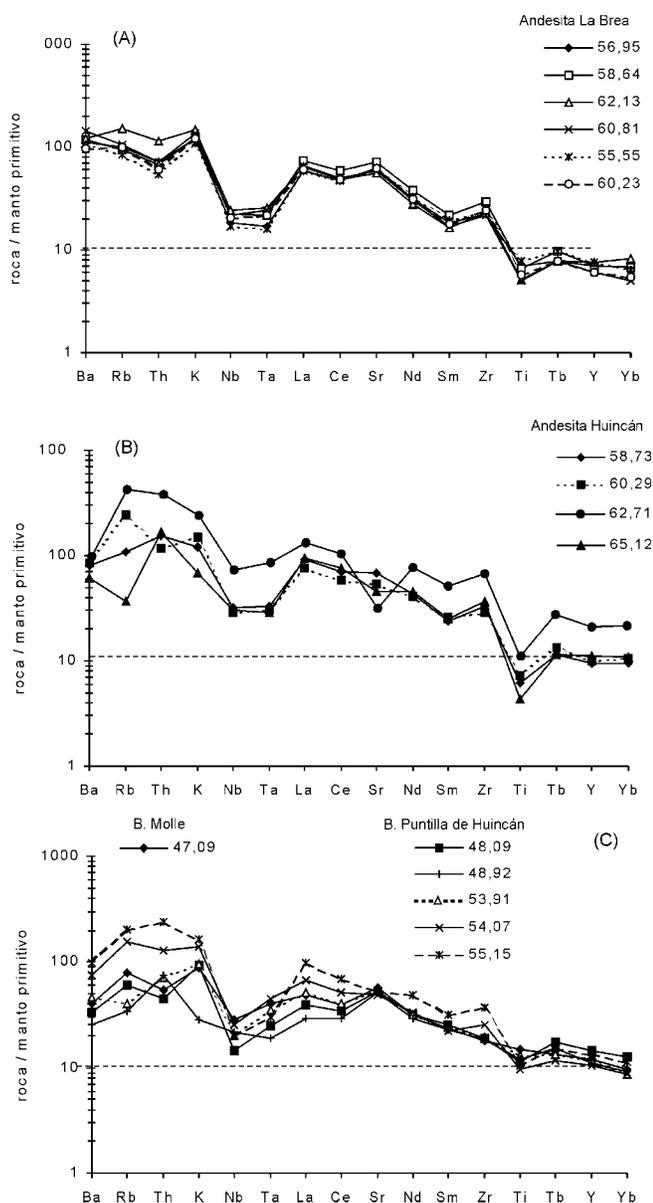
Por otro lado, la Andesita La Brea se presenta con un espectro reducido de Rb y las rocas se agrupan formando un campo de abundancia de LILE bien definido y caracterizado por altos tenores de Ba y Sr (Fig. 3b). De aquí que, el enriquecimiento en Ba y Sr de este grupo de andesitas bien puede atribuirse al proceso de liberación de fluidos desde la subplaca subductada (Kay 1980). Sin embargo estas rocas poseen tenores normales de álcalis, por lo que una alternativa es que los elevados tenores en algunos LILE como Ba y Sr, reflejen la contaminación en gran extensión de magmas mantélicos por fusión y homogeneización a nivel de corteza baja (Hildreth y Moor bath 1988). En cualquier caso, del análisis anterior se puede extraer que diferentes procesos petrogenéticos condicionan la abundancia de elementos LILE, elementos que presentan una abundancia absoluta (Ba y Sr) y relativa (relaciones Ba/Rb y Sr/Rb) mayor en las andesitas de la Andesita La Brea, hecho que diferencia estas andesitas de todas las otras asociaciones eruptivas (Fig. 3b).



**Figura 3:** Diagramas de covariación de elementos litófilos de radio iónico grande y potasio. **A,** Los vectores que marcan la evolución por cristalización fraccionada en sistema cerrado (CF), y por asimilación acompañada de cristalización fraccionada (AFC) fueron determinados usando los el análisis de Davidson *et al.* (1988). La composición promedio de la corteza superior (PCS) es de Taylor y McLennan (1985). Nótese que la evolución del Basalto Puntilla de Huincán y las Andesitas Huincán es consistente con un proceso tipo AFC donde los magmas máficos "parentales" constituyen un extremo composicional y se modifican por asimilación de una composición semejante al PCS con cristalización fraccionada concomitante. **B,** Ba/Rb versus Sr muestra que la Andesita La Brea presenta un campo composicional definido caracterizado por alta abundancia de Ba y Sr.

### Elementos de alto potencial iónico (HFSE)

Lo que parece ser un rasgo común del magmatismo andino en particular y de los arcos magmáticos continentales en general (observación cuya explicación es controvertida, Hildreth y Moorbath 1988), es que la concentraciones de este grupo de elementos (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, Y) se presentan característicamente con anomalías negativas, particularmente visible en los diagramas de multielementos normalizados usando la composición del manto primitivo (Fig. 4) o del condrito. En algunos grupos volcánicos, como la Andesita La Brea (Fig. 4A) la depresión en este gru-

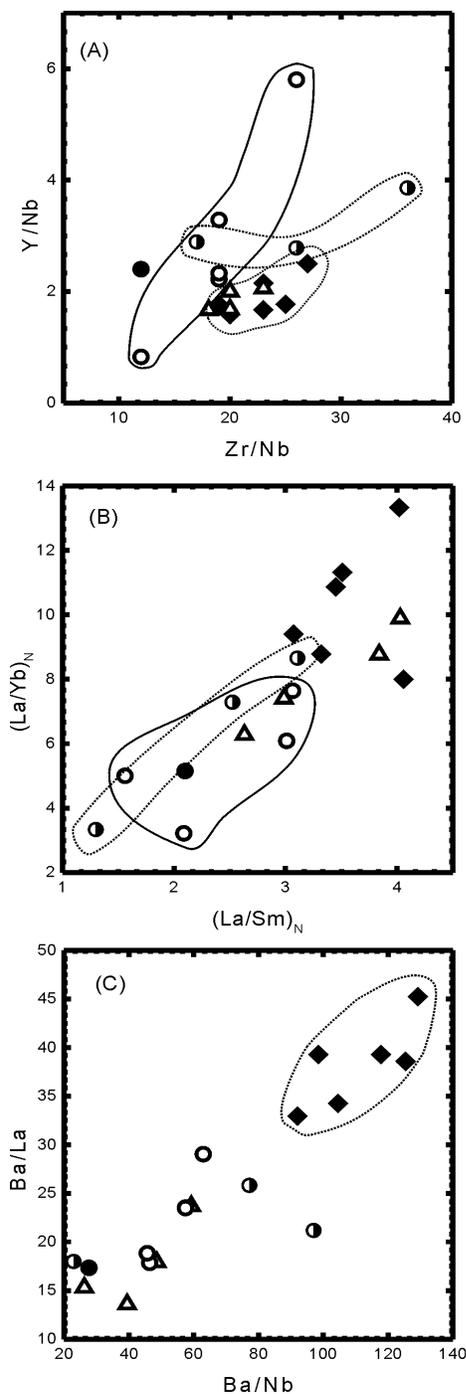


**Figura 4:** Diagrama de multielementos normalizado a la composición del manto primitivo de Taylor y McLennan (1985). Las muestras se agrupan siguiendo criterios estratigráficos y en el Gráfico se presenta el contenido de  $\text{SiO}_2$  de cada muestra.

po de elementos es marcada y homogénea en todas las rocas. En los otros grupos volcánicos el carácter deprimido en HFSE aunque con dispersión, disminuye con el incremento de  $\text{SiO}_2$  (Fig. 4B, 4C) hecho que podría adscribirse a un comportamiento incompatible de los HFSE. Es importante destacar aquí que la relación LREE/HFSE brinda un criterio para distinguir magmas típicos de arcos volcánicos. Esto es significativo ya que varias rocas del Ciclo Eruptivo Molle presentan una relación  $\text{La}/\text{Ta} < 25$ , hecho que sugiere que estas rocas se corresponderían con magmas de retroarco, rasgo composicional que, no se observa en el Ciclo Eruptivo Huincán, excepto por una muestra de Andesita Huincán que presenta  $\text{La}/\text{Ta} \sim 26$ , mientras que el resto de andesitas poseen una relación  $\text{La}/\text{Ta} = 40 - 60$ .

En los basaltos y andesitas basálticas del Ciclo Eruptivo Molle las fases fraccionadas serían plagioclasa  $\pm$  olivina  $\pm$  clinopiroxeno  $\pm$  hornblenda, en tal caso el coeficiente de distribución total minerales/fundido de la mayoría de los HFSE es muy bajo. Es válido remarcar la excepción de Hf que posee un coeficiente de partición moderado a alto en hornblenda y clinopiroxeno. Considerando que el Nb y el Zr se comportan de manera incompatible, al menos en los términos máficos de cada serie volcánica, las relaciones  $\text{Zr}/\text{Nb}$  (Fig. 5A), así como también la abundancia absoluta de Nb y Zr varían con tal magnitud entre rocas basálticas que es imposible adjudicar estas variaciones únicamente a procesos de cristalización fraccionada. Una alternativa posible para explicar la variación de estos elementos es adjudicar sus variaciones, un tanto errática en el caso de los basaltos del Ciclo Eruptivo Molle, a la contaminación de los magmas mantélicos por mezcla con magmas equilibrados con materiales corticales, o por la asimilación de corteza continental (Davidson *et al.* 1988).

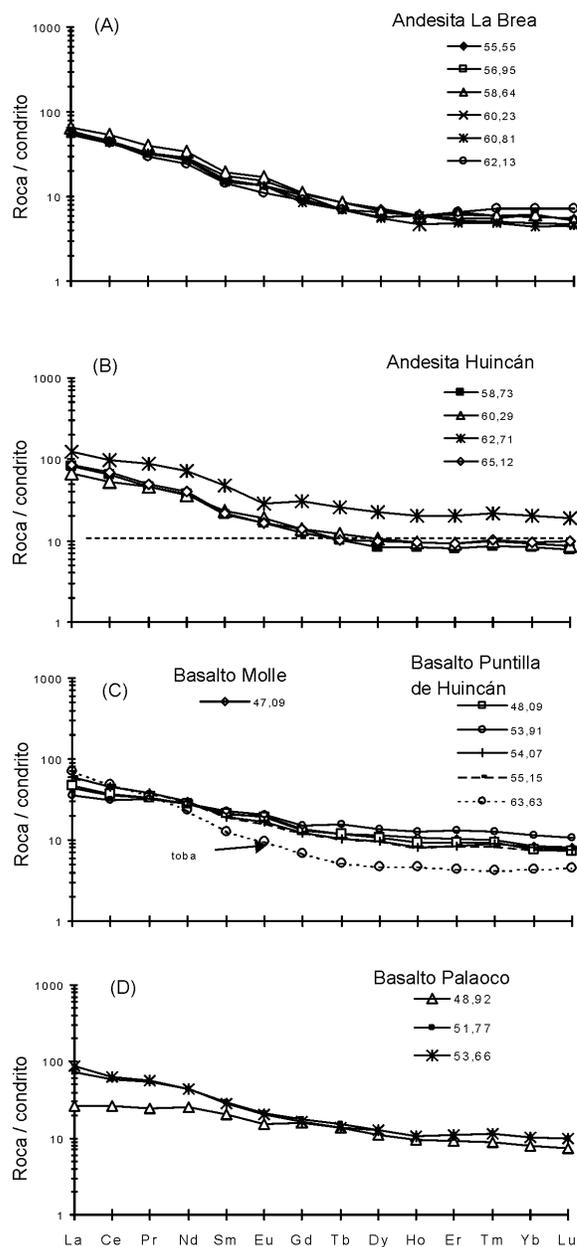
Siguiendo el esquema de Rollinson (1993) para elementos HFS, como el coeficiente de partición de Nb entre granate y magma máfico es bajo ( $K_d \sim 0,02$ ), el de Zr es moderado ( $K_d \sim 0,65$ ), y el de Y muy alto ( $K_d \sim 9$ ), se hace posible evaluar si las rocas o magmas asimilados estaban en equilibrio con el granate. Las andesitas del Ciclo Eruptivo Huincán presenta bajos tenores absolutos de HFSE (Fig. 4A, 5A) y bajas relaciones  $\text{Y}/\text{Nb}$ , lo que es coherente con la modificación de magmas por procesos tipo MASH o AFC pero en la zona de transición manto litosférico- corteza inferior de modo que granate y óxidos de Fe-Ti sean fases estables, reteniendo los HFSE y a la vez fraccionen Y de los otros HFSE (Hildreth y Moorbath 1988; Davidson *et al.* 1988). Por el contrario los basaltos del Ciclo Eruptivo Molle presentan una relación  $\text{Y}/\text{Nb}$  relativamente elevada y con mayor dispersión, hecho que se puede adjudicar al mismo efecto mencionado arriba, que provoca una amplia variación de la relación  $\text{Zr}/\text{Nb}$ .



**Figura 5:** Covariación de elementos traza seleccionados. **A,** Y/Nb versus Zr/Nb, la variación de elementos de alto potencial iónico (HFSE) muestra en el incremento de Zr/Nb un posible indicador de asimilación de material cortical y en el decrecimiento de Y/Nb la presencia de granate como fase residual en la zona fuente del magmatismo. **B,** Variación de tierras raras livianas sobre pesadas (La/Yb) versus tierras raras livianas sobre medias (La/Sm); en todos los casos los elementos previamente fueron normalizados a condrito. **C)** Variación de elementos litófilos sobre tierras raras livianas versus elementos litófilos sobre elementos de alto potencial iónico, reflejada por las relaciones Ba/La versus Ba/Nb, destacándose el carácter enriquecido en elementos litófilos (Ba y Sr) de la Andesita La Brea. Los símbolos usados en esta figura se asignan a la entidades estratigráficas según lo mostrado en la figura 2.

Tierras raras (REE)

La gran mayoría de las rocas poseen un patrón de tierras raras enriquecido en tierras raras livianas (LREE). Sin embargo, excepto en la Andesita Huincán, el contenido total de REE y la relación tierras raras livianas sobre pesadas (LREE/HREE) tal como lo refleja el cociente La/Yb, no varía sistemáticamente con el incremento de SiO<sub>2</sub> (Fig. 6, 5B). Lo anterior sugiere que el comportamiento de las REE no es únicamente controlado por la cristalización y la separación de minerales. Sin embargo, particularmen-



**Figura 6:** Diagrama de tierras raras normalizado a la composición del condrito de Taylor y McLennan (1985). Cada panel (a, b, c y d) contiene una entidades estratigráficas definidas y en cada Gráfico se presenta el contenido de SiO<sub>2</sub> de cada muestra.

te en el caso de la Andesita La Brea (Fig. 6 A) la abundancia de REE en las andesitas es tan semejante para todo el espectro de  $\text{SiO}_2$  encontrado, que puede significar que las REE reflejan los rasgos de los magmas tal cual fueron derivados desde la zona de generación, por consiguiente las REE constituyen una herramienta para evaluar los procesos petrogenéticos en la zona de generación de estas rocas.

No obstante, la petrografía y la variación de elementos mayoritarios ( $\text{CaO}$  versus  $\text{SiO}_2$ ) sugieren que la plagioclasa pudo estar entre las fases que se fraccionaron para producir la evolución geoquímica. La mayoría de las rocas no muestra anomalía negativa de Eu (Fig. 6) por el contrario existen muchos ejemplos de basaltos y andesitas que tienen anomalía positiva  $\text{Eu}/\text{Eu}^* > 1$ .

La posibilidad de que los elevados tenores de Ba, además sistemáticamente acompañados por Sr, fueron causados por el transporte selectivo de estos elementos en fluidos liberados desde la subplaca subductada hacia la zona de fusión original del retro-arco o arco dentro del manto astenosférico, puede ser evaluada usando las REE. Este proceso petrogenético provocó la generación de magmas con elevadas relaciones Ba/LREE (medido como Ba/La) y Ba/HFSE (Ba/Nb), ésto es así porque tanto los REE como los HFSE tienen tendencia a ser inmóviles y a no fraccionarse hacia fases fluidas. Sin embargo, ante la presencia de fluidos, el grado de fusión en la cuña astenosférica aumenta considerablemente y baja la relación LREE/HREE de los magmas generados (Hickey-Vargas *et al.* 1989).

Como puede observarse en la figura 5C, las rocas de la Andesita La Brea son las que tienen los mayores tenores de Ba y Sr y las que muestran las relaciones Ba/Yb y Ba/Nb más altas. Pero también, tal como lo refleja la relación La/Yb (Fig. 5B) son estas rocas las que presentan la pendiente más alta de REE, hecho inconsistente con la posibilidad de que los altos tenores de Ba provengan de procesos en la zona fuente mantélica fundida mediante un importante aporte de fluidos de la subplaca. Por el contrario, se puede especular que en el caso de la Andesita La Brea, la geoquímica de elementos traza refleja en gran medida que los magmas mantélicos ascendentes se estancaron, se homogeneizaron y se reequilibraron en la zona de transición manto-corteza, o en la corteza inferior donde existen rocas con abundancia alta de Ba y Sr (Hildreth y Moor bath 1988).

Los basaltos del Ciclo Eruptivo Molle presentan como característica destacable un patrón de REE con relativamente baja pendiente  $\text{La}_N/\text{Yb}_N < 8$  (Fig. 5B). Teniendo presente que las rocas menos evolucionadas son potencialmente las menos afectadas por la importante contribución de material cortical que contienen los basaltos de este ciclo, los magmas basálticos no parecen haberse equilibrado en una zona de generación donde granate fue una fase predominante, ya que rocas con  $\text{SiO}_2 < 52\%$  tienen  $\text{La}_N/\text{Yb}_N < 7$  (Fig. 6C, 6D).

## Discusión

Los argumentos presentados sugieren que en gran medida la variación geoquímica del volcanismo terciario del sur de Mendoza resulta de una combinación íntima entre magmas subcorticales y materiales y/o magmas corticales. Los rasgos geoquímicos fundamentales varían entre el volcanismo del Oligoceno – Mioceno (Ciclo Eruptivo Molle) y del Mioceno medio – superior (Ciclo Eruptivo Huincán) esto es particularmente evidente al observar que en el primer ciclo dominan rocas máficas, mientras que rocas intermedias caracterizan al segundo ciclo, hecho que sugiere que la evolución geológica afectó en alguna manera la expresión del magmatismo.

El Ciclo Eruptivo Molle presenta las rocas menos evolucionadas, pero también las que poseen más indicios del componente cortical. Aún las rocas más primitivas de este ciclo tienen un carácter enriquecido en álcalis, lo que marca una tendencia alcalina que no puede ser completamente justificada por la abundancia de elementos traza, ya que los tenores elevados en algunos elementos HFS (Ta y Ti) apuntan en igual sentido, pero no se conciben con: 1) la depresión en Nb, 2) con el hecho de que  $\text{Y} > \text{Nb}$ , y 3) con la falta de un patrón de elementos traza típicamente de un magma alcalino (Fig. 4C). Los rasgos geoquímicos más significativo del magmatismo basáltico del Ciclo Eruptivo Molle sugieren que se trata de volcanismo máfico de retro-arco. Los procesos intracorticales que modificaron y condujeron la evolución geoquímica de los magmas de este grupo volcánico, alteraron la abundancia de elementos de manera un tanto errática, pues si bien algunos elementos responden a un modelo de evolución general tipo AFC (Fig. 3A) muchos de los elementos traza muestran una dispersión que hace pensar que cada afloramiento proviene de un pulso magmático químicamente discreto y diferente, todo apunta a que la contaminación, de extensión tan variable, ocurrió en gran medida dentro de la corteza (Davidson *et al.* 1988).

El Ciclo Eruptivo Huincán está fundamentalmente representado por andesitas, indicando que son magmas equilibrados con una fuente ubicada al menos en la transición manto corteza. La fuente tendría una composición máfica en sentido amplio, además tendría elevadas relaciones Ba/LREE y Ba/HSFE (Fig. 5C). Por otro lado la plagioclasa no sería una fase predominante en la zona de fusión, por el contrario, el granate podría haber estado entre las fases residuales al menos en proporciones modales bajas. Si bien el análisis es complicado por el fraccionamiento de plagioclasa, fase donde el Sr es compatible, los altos contenidos de Sr (600-900 ppm) en andesitas de la Andesita La Brea reflejan fusión parcial de materiales ricos en Sr con consumo de plagioclasa, explicado también el comportamiento del Eu que presenta anomalía positiva. Este tipo de magmatismo es típico

de arco volcánico y se asocia a una corteza continental potente (Hildreth y Moor bath 1988). Lo anterior es coherente con el hecho de que el grupo de la Andesita La Brea muestra una depresión sistemática en HREE e Y, reflejando equilibrio de magmas con residuos donde el granate podría ser estable. Los altos contenidos de Sr y Ba de estas rocas también sugieren un aporte de masas predominante de la corteza inferior máfica, en este nivel las rocas más abundantes son gabros, granulitas máficas y quizás anortositas muy ricas en estos elementos (Rudnick y Taylor 1987).

De una manera simple se puede deducir que entre el Oligoceno y el Mioceno superior, el magmatismo del sur de Mendoza evolucionó en el siguiente sentido. El magmatismo basáltico del Ciclo Eruptivo Molle se corresponde con un ambiente de retro-arco, y generó una corteza baja producida por la concentración en ese nivel de gabros, dioritas y rocas híbridas (granulitas máficas). El engrosamiento cortical tectónico, o producto del estancamiento de magmas, o una combinación de ambos procesos, que aconteció antes del Mioceno medio provocó o favoreció la formación de granulitas máficas con granate y llevaron a conformar una corteza baja definida. Precisamente cuando se instaló en esa región el arco volcánico del Ciclo Eruptivo Huincán, los magmas ascendieron desde su fuente mantélica y se encontraron con esta corteza baja definida perdiendo capacidad de ascenso por falta de contraste de densidad, produciéndose la fusión extendida, la homogenización y el ascenso de magmas, en este caso equilibrados con la corteza baja (Hildreth y Moor bath 1988) que caracteriza al volcanismo de arco magmático.

La ubicación del retro-arco correspondiente al Ciclo Eruptivo Molle, permite suponer que la actividad del arco se desarrollaba más hacia el poniente durante este tiempo, mientras que la localización del arco magmático durante del Ciclo Eruptivo Huincan y que ocupa una latitud similar, muestra un desplazamiento hacia el naciente con respecto al anterior.

### Agradecimientos

Se agradece por el apoyo de los trabajos de campo y laboratorio al subsidio Ubacyt TW42, al Segemar y a The George Washington University, quienes financiaron parcialmente esta investigación; a S. Mahlburg Kay y V. Ramos por la lectura crítica del manuscrito y sus valiosas observaciones.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ardolino, A., Franchi, M., Remesal, M. y Salani, F., 1999. El volcanismo en la Patagonia Extraandina. En *Geología Argentina* (R. Caminos Ed.), SEGEMAR, Anales 29: 579- 612.
- Baldauf, P., 1993. Timing of deformation in the central Andean Foreland, Western Mendoza, Argentina, using  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating techniques. Master Thesis. The George Washington University. (Inédito).
- Baldauf, P., Stephens, G., Kunk, M. and Nullo, F., 1992. Argon-Argon ages for the Huincan intrusive and their implications for the structural development of the Andean foreland, Southern Mendoza province, Argentina. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 24:A188, Boulder.
- Baldauf, P., Stephens, G. and Nullo, F., 1993. Stratigraphic and sedimentological constraints on the structural evolution of the foreland fold and thrust belt, Southern Mendoza province, Argentina. *Geological Society of America. Abstracts with Programs*, 25: A233.
- Baldauf, P., Stephens, G., Nullo, F., Kunk, M. and Combina, A., 1997. Tertiary uplift magmatism and sedimentation of the Andes, Southern Mendoza province, Argentina. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 29, A48, Salt Lake City.
- Basaltic Volcanism Study Project, 1981. *Basaltic volcanism on the terrestrial planets*. Pergamon Press, 1286 p. New York.
- Bouza, P., 1991. Descripción geológica y caracterización petrográfica de las vulcanitas cenozoicas aflorantes entre los arroyos Montañas y El Yeso, Cordillera Principal, Provincia de Mendoza. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Geología, Trabajo Final de Licenciatura (Inédito).
- Combina, A., 1996. Evolución tectosedimentaria del Terciario continental de la Cuchilla de la Tristeza, (Mendoza) y su vinculación con los levantamientos de la Cordillera Principal. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto (Inédito).
- Combina, A. y Nullo, F., 1994. La probable edad de la Formación Río Diamante y su relación con el volcanismo de la Formación Huincan. 7<sup>o</sup> Jornadas Científicas, Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales, Universidad Nacional de Río Cuarto, Actas: Geo 9.
- Combina, A.M. y Nullo, F., 1997. Consideraciones tectosedimentarias sobre la Formación Diamante, Cordillera de los Andes, Argentina. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 22: 305-320.
- Combina, A. y Nullo, F., 2000. La Formación Loma Fiera (Mioceno superior) y su relación con el Volcanismo y el Tectonismo Neógeno, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55 (3): 201-210.
- Combina, A., Nullo, F., Stephens, G., y Baldauf, P., 1994. Paleoambientes de la Formación Agua de la Piedra, Mendoza, Argentina. 7<sup>o</sup> Congreso Geológico Chileno, 1: 418-424.
- Combina, A., Nullo, F. and Stephens, G., 1995. Miocene uplift of the southern Andes and their related foreland basin. IAS-16<sup>th</sup> Reg. Meeting of Sedimentology - 5<sup>ème</sup> Congrese Français de Sédimentologie -ASF Book of abstracts. Publ. ASF, Paris, n° 22: 43.
- Combina, A., Nullo, F., Baldauf, P. y Stephens, G., 1997. Ubicación estratigráfica de la Formación Agua de la Piedra, Cuchilla de la Tristeza, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina 8<sup>o</sup> Congreso Geológico Chileno. 1: 460-464.
- Combina, A., Nullo, F., Stephens, G. y Risso, C., 2000. Características de los paleoambientes miopliocenos en el área de Malargüe, Mendoza, Argentina. 2<sup>o</sup> Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 8<sup>o</sup> Reunión Argentina de Sedimentología, Actas Resúmenes: 64-65.
- Crawford, A. J., Falloon, T. J. and Eggins, S., 1987. The origin of island arc high-alumina basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97: 417-430.
- Davidson J. P., Ferguson, K. M., Colucci, T. and Dungan, M. A., 1988. The origin and evolution of magmas from San Pedro-Pellado Volcanic Complex, S. Chile: multicomponent sources and open system evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100: 429-445.

- Davidson, J. P. and de Silva, S. L., 1995. Late Cenozoic magmatism of the Bolivian Altiplano. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119: 387-408.
- Dessanti, R. N., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 29b, Bardas Blancas, Mendoza. Servicio Nacional Minero-Geológico. Boletín 139:1-70. Buenos Aires.
- Dessanti, R. N., 1978. Descripción Geológica de la Hoja 28b, Malargüe, Mendoza. Servicio Nacional Minero-Geológico. Boletín 149:1-50. Buenos Aires.
- Dimieri, L. y Nullo, F., 1993. Estructura del arroyo La Vaina, Sur de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, III: 160-167.
- Groeber, P., 1937. Descripción geológica de la Hoja 30c, Puntilla de Huincán, provincia de Mendoza, Dirección Nacional de Geología y Minería (Inédito), Buenos Aires.
- Groeber, P., 1946. Observaciones Geológicas a lo largo del Meridiano 70°. 1- Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1:177-208. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1947. Observaciones geológicas a lo largo del Meridiano 70°. 2. Hojas Sosneado y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2 (2): 141-176. Buenos Aires.
- Haller, M., Nullo, F., Proserpio, C., Párica, P., Cagnoni, V. and Walker, G., 1985a. Major element geochemistry of Early Tertiary Andean Volcanics (34° 36' L.S.). *Comunicaciones* 35: 97-100. Chile.
- Haller, M., Nullo, F., Párica, P. y Zentilli, M., 1985b. Inclusiones hornblendíferas en las volcanitas del Cerro Desagüe, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 3: 4 / 192-214.
- Haller, M., Linares, E., Párica, P., Cagnoni, V., Ostera, H., Nullo, F. y Walker, G., 1988. Relaciones Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> de las volcanitas cenozoicas de la Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. 5° Congreso Geológico Chileno, 3: 1 / 77-89.
- Hickey-Vargas, R., Moreno, H., López-Escobar, L. and Frey, F.A., 1989. Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from Villarica-Lanin volcanic chain (39.5°S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103: 261-386.
- Hildreth, W. and Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 455-489.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Kay, R. W., 1980. Volcanic arc magmas: implications of a melting-mixing model for element recycling in the crust-upper mantle system. *Journal of Geology*, 88: 497-552.
- Kozłowski, E., Cruz, C. E. y Rebay, G. A., 1987. El terciario volcánico de la zona Puntilla de Huincán, provincia de Mendoza, Argentina. Simposio Internacional sobre vulcanismo Andino. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4:229-242, Tucumán.
- LeMaitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley A. R. and Zanettini, B., 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell Scientific Publications, 193 p. Oxford.
- Linares, E. y González, R., 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina 1957-1987. *Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria*, 19: 1-628, Buenos Aires.
- Llambías, E. J. y M. Palacios, 1979. Geología y petrología de los plutones de Los Morros, Departamento Malargüe, Provincia de Mendoza. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 2:105-114.
- Méndez, V., Zanettini, J. C. y Zappettini, E. O., 1995. Geología y metalogénesis del Orógeno andino central, República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 23, 190 pp, Buenos Aires.
- Nullo, F., 1985. Descripción Geológica de la Hoja 29a, Cerro Campanario, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional (Inédito).
- Nullo, F., Caminos, R. y Panza, J., 1993. Mapa geológico de la Provincia de Mendoza, escala 1: 500.000. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza, 1993). *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. V.A. Ramos (Ed.), Relatorio, Mapa Anexo.
- Nullo, F., Baldauf, P., Stephens, G. and Kunk, M., 1995. Argon-Argon age constraints on fold and thrust belt development in the andean foreland, southern Mendoza Province, Argentina. *Geological Society of America. Abstracts with Programs*, 27: A125.
- Nullo, F., Baldauf, P., Stephens, G., Combina, A. and Kunk, M., 1996. Tertiary evolution of the Andes, Southern Mendoza, Argentina. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 21: A-59, Denver.
- Nullo, F., Stephens, G. y Otamendi, J., 1997. Evolución Geoquímica del Arco Volcánico Neógeno en el sur de Mendoza, Argentina. 8° Congreso Geológico Chileno, 2:1404-1408.
- Nullo, F., Stephens, G., Combina, A., Dimieri, L., Baldauf, P. y Bousa, P., 1999. Descripción geológica de la Hoja Malargüe, provincia de Mendoza, escala 1:250.000. SEGEMAR (Inédito).
- Ramos, V. y Nullo, F., 1993. El volcanismo de arco cenozoico. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza, 1993). *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. V.A. Ramos (Ed.), Relatorio, 1: 149-160.
- Rollinson, H. R., 1993. Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical. 352 p., Essex.
- Rudnick, R. L. and Taylor, S. R., 1987. The Composition and Petrogenesis of the Lower Crust: A Xenolith Study. *Journal of Geophysical Research*, 92: 13981-14005.
- Stephens, G., Nullo, F. and Baldauf, P., 1991. Geometry and structural history of the Sosneado Thrust fault and earlier basement-core folds, southern Mendoza province, Argentina. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 23: A139.
- Stephens, G., Nullo, F., Combina, A. and Risso, C., 1999. Evolution of an Upper Miocene proximal basin associated with Andean uplift, Southern Mendoza Province, Argentina. *Geological Society of America, Abstract with Programs*: A-367, Denver.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications, 312 p., Oxford.
- Valencio, D. A., Linares, E. y Creer, K. M., 1969. Paleomagnetismo y edades geológicas de algunos basaltos Terciarios y Cuaternarios de Mendoza y de Neuquén. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, 2:397-415.
- Volkheimer, W., 1978. Descripción Geológica de la Hoja 27 a, Cerro Sosneado, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Boletín 151, 83 pp. Buenos Aires.
- Yrigoyen, M., 1972. Cordillera Principal. En A.F. Lanza (ed.). *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional Ciencias: 345-364, Córdoba.
- Yrigoyen, M., 1979. Cordillera Principal. 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 953-984. Córdoba.
- Yrigoyen, M., 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Mendoza*. V.A. Ramos (Ed), Relatorio, 1: 123-148.

**Recibido:** 11 de abril, 2000

**Aceptado:** 8 de abril, 2002